

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ  
им. А. И. ВОЕЙКОВА

06  
Т 78

ТРУДЫ

ВЫПУСК 194

МЕТОДЫ  
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ  
НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ

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

СР 12877

БИБЛИОТЕКА  
Ленинградского  
Гидрометеорологического  
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

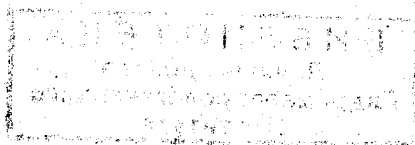
ЛЕНИНГРАД · 1966

551.5.3

УДК 551.501(061.6)

В сборник помещены работы по методике метеорологических и теплобалансовых наблюдений и их обработке, а также некоторые результаты обобщения материалов наблюдений.

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



## ОБ ИНТЕРПОЛЯЦИИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ВРЕМЕНИ

Рассматривается вопрос об интерполяции средних месячных значений метеорологических элементов применительно к температуре и относительной влажности воздуха.

1. Как известно, измерения большинства метеорологических элементов производятся на станциях не непрерывно, а в фиксированные сроки, число которых сравнительно невелико. Для практических целей могут оказаться необходимыми сведения и о значениях элементов в промежуточные сроки, в которые измерения не производились. Эти значения могут быть получены путем интерполяции данных измерений в основные сроки.

Вопрос о выборе подходящих способов интерполяции является важным, так как возможные ошибки интерполяции в значительной мере определяют решение задачи о выборе методов критического контроля, об оптимальном числе сроков наблюдения на автоматизированной сети и ряда других задач.

Ниже рассматриваются некоторые аспекты задачи об интерполяции во времени средних месячных значений метеорологических элементов. Рассмотрение ведется применительно к таким элементам, как температура и относительная влажность воздуха. Представляется, однако, что аналогичные результаты могут быть получены и для других метеорологических элементов, имеющих четко выраженный суточный ход.

В настоящее время хорошо разработана теория интерполяции стационарных случайных функций. Она использовалась для решения ряда метеорологических задач О. А. Дроздовым и А. А. Шепелевским [1], Л. С. Гандиным [2] и другими исследователями. Сложнее обстоит дело в тех случаях, когда случайная функция не является стационарной.

Известно, например, что температура воздуха имеет хорошо выраженный суточный ход, так что как средняя величина, так и другие ее характеристики за различные сроки не совпадают. Это справедливо и для большинства других метеорологических элементов.

Естественно поэтому, что при интерполяции таких величин необходимо учитывать наличие суточного хода. Простейшим способом такого учета является рассмотрение не самих абсолютных значений интересующей нас величины, а ее отклонений от средних многолетних (норм) за соответствующие сроки. Хотя эти отклонения и не являются статистически стационарными, они все же приближаются к таковым.

Интерполяция отклонений может осуществляться различными способами, однако наиболее простым способом является чисто линейная интерполяция. Заметим, что в ряде случаев такая интерполяция вообще является наиболее точной. В других случаях могут быть в принципе

выбраны более точные способы интерполяции, но для этого нужно более детальные сведения о статистической структуре интерполируемых величин, чем те, которыми мы располагаем в настоящее время. Поэтому далее ограничимся линейной интерполяцией отклонений от нормы.

Погрешность интерполяции зависит как от интервала времени между интерполируемыми данными, так и от положения относительно них момента времени, в который осуществляется интерполяция. Наибольший интерес представляет погрешность интерполяции на середину, которая является максимальной.

Средняя квадратическая ошибка линейной интерполяции на середину  $\varepsilon$  может быть оценена по формуле Дроздова—Шепелевского

$$\varepsilon^2(\tau) = b_f\left(\frac{\tau}{2}\right) - \frac{1}{4} b_f(\tau), \quad (1)$$

где  $\tau$  — интервал времени между интерполируемыми данными;  
 $b_f(\tau)$  — структурная функция величины  $f$  для интервала времени  $\tau$ , которая определяется по формуле

$$b_f(\tau) = [f(t+\tau) - f(t)]^2. \quad (2)$$

Черта сверху означает статистическое осреднение.

2. В качестве примера оценим погрешности интерполяции температуры и влажности по данным наблюдений станций Ленинград, ГМО и Воейково.

В табл. 1 представлены значения структурных функций отклонений температуры и относительной влажности от средних многолетних, вычисленных по данным самописцев за январь и июнь. При расчете использовались данные наблюдений с 1943 по 1960 г.

В таблице не представлены значения структурной функции для  $\tau > 12$ , так как очевидно, что  $b_f(24 - \tau) = b_f(\tau)$ .

Таблица 1

Структурные функции отклонений температуры и относительной влажности воздуха от многолетней средней

Пункт	Месяц	$\tau$ часы									
		1	2	3	4	5	6	8	10	12	

Структурная функция температуры воздуха в град.<sup>2</sup>

Ленинград ГМО	I	0,014	0,032	0,050	0,068	0,081	0,092	0,107	0,121	0,127
	VI	0,027	0,054	0,082	0,112	0,141	0,166	0,212	0,246	0,255
Воейково	I	0,018	0,038	0,058	0,081	0,102	0,114	0,128	0,136	0,138
	VI	0,027	0,062	0,101	0,141	0,188	0,226	0,289	0,319	0,328

Структурная функция относительной влажности в 10<sup>-4</sup>

Ленинград ГМО	I	0,47	0,74	0,93	1,08	1,16	1,32	1,54	1,70	1,77
	VI	1,32	2,36	3,32	4,03	4,81	5,49	6,44	6,97	7,13
Воейково	I	0,55	0,75	1,03	1,26	1,41	1,52	1,60	1,51	1,49
	VI	1,24	2,54	3,83	4,93	5,84	6,51	7,43	7,53	8,17

В табл. 2 приведены рассчитанные по формуле (1) средние квадратические значения погрешности интерполяции температуры и относительной влажности для различных интервалов  $\tau$ .

Таблица 2

## Средние квадратические погрешности интерполяции температуры и относительной влажности

Пункт	Месяц	τ часы					
		2	4	6	8	10	12

## Погрешности температуры воздуха в град.

Ленинград, ГМО	I	0,07	0,12	0,16	0,20	0,23	0,25
	VI	0,12	0,16	0,20	0,24	0,28	0,32
Воейково	I	0,09	0,14	0,18	0,22	0,26	0,29
	VI	0,11	0,16	0,21	0,27	0,32	0,38

## Погрешности относительной влажности в процентах

Ленинград, ГМО	I	0,5	0,7	0,7	0,8	0,8	0,9
	VI	0,9	1,2	1,4	1,6	1,8	1,9
Воейково	I	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1
	VI	0,8	1,1	1,5	1,7	2,0	2,1

Значения погрешностей сравнительно невелики, так что при восстановлении данных об отклонении температуры от средней многолетней за промежуточные сроки по четырем основным срокам ( $\tau = 6$ ) средняя квадратическая ошибка лежит в пределах  $0,15-0,20^\circ$ . Для относительной влажности она не превышает  $1,5\%$ . Даже при двух основных сроках ( $\tau = 12$ ) средняя ошибка не превышает  $0,4^\circ$  для температуры и  $2\%$  для влажности.

Следует, однако, иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, использованная нами для оценки погрешностей формула (4) справедлива при условии, что интерполируются точные значения отклонений от средних. В действительности эти отклонения даже в опорные сроки не могут быть известны абсолютно точно. Строго говоря, при расчете погрешностей интерполяции должны учитываться дополнительно ошибки в опорных данных, используемых при интерполяции.

Во-вторых, полученные нами оценки дают лишь средние квадратические значения ошибок. В каждом конкретном случае ошибки могут быть и меньше и больше. Необходимо знать, какова обеспеченность этой ошибки, а также какова вероятность возникновения больших ошибок, т. е. необходимо знать распределение ошибок интерполяции.

Из общих соображений можно ожидать, что распределение ошибок не слишком отличается от нормального. Разумеется, это предположение подлежит проверке хотя бы на минимальном материале.

Для этой цели вычислялись эмпирические значения ошибок интерполяции отклонений температуры  $T$  и относительной влажности  $r$  за январь и июнь по тем же станциям Ленинград, ГМО, и Воейково. Расчеты велись по всему имеющемуся материалу для  $\tau = 6$  и  $\tau = 12$ . В результате были определены параметры кривых распределения эмпирических ошибок. Эти параметры представлены в табл. 3, где обозначено:  $\bar{\delta}$  — средняя арифметическая эмпирическая ошибка интерполяции,  $\sigma$  — средняя квадратическая эмпирическая ошибка интерполяции,  $A = \frac{\bar{\delta}^3}{\sigma^3}$  — коэффициент асимметрии,  $E = \frac{\bar{\delta}^4}{\sigma^4} - 3$  — коэффициент эксцесса.

Таблица 3

Параметры кривых распределения эмпирических ошибок интерполяции

Элемент	Станция	Месяц	$\tau=6$				$\tau=12$			
			$\bar{\delta}$	$\sigma$	$A$	$E$	$\bar{\delta}$	$\sigma$	$A$	$E$
$T$	Ленинград, ГМО	I	0,00	0,16	0,04	0,17	0,00	0,25	0,23	0,27
		VI	0,00	0,20	0,09	0,09	0,00	0,32	0,03	0,01
	Воейково	I	0,00	0,17	0,04	1,33	0,00	0,28	0,46	0,90
		VI	0,00	0,21	0,23	-0,09	0,00	0,38	0,29	0,06
$r$	Ленинград, ГМО	I	0,00	0,78	-0,12	1,25	0,00	0,92	-0,02	0,10
		VI	0,00	1,34	-0,03	-0,16	0,00	1,92	-0,02	-0,09
	Воейково	I	0,00	0,81	-0,03	0,87	0,00	1,09	-0,14	0,23
		VI	0,00	1,42	-0,13	-0,23	0,00	2,12	-0,18	0,59

Сопоставление эмпирических средних квадратических ошибок интерполяции  $\sigma$  с теоретическими  $\varepsilon$  (см. табл. 2) показывает, что они практически совпадают. Это подтверждает возможность пренебрежения погрешностями в исходных значениях отклонений.

Значения параметров  $A$  и  $E$  в большинстве случаев малы и соответственно распределение ошибок близко к нормальному. Однако в некоторых случаях эти значения заметно отклоняются от нуля. Так, для ошибок интерполяции температуры за январь на ст. Воейково при  $\tau=12$  имеем  $A = 0,46$ ;  $E = 0,90$ .

Известно, что для случая нормального распределения независимых величин средняя квадратическая погрешность выборочных величин  $A$  и  $E$  может оцениваться по формулам

$$\sigma_A = \sqrt{\frac{6}{n}}; \quad \sigma_E = \sqrt{\frac{24}{n}}, \quad (3)$$

где  $n$  — объем распределения.

В нашем случае для определения каждой пары  $A$  и  $E$  было использовано примерно 400 значений ошибок интерполяции. Следовательно, при независимости их мы имели бы

$$\sigma_A \approx 0,12, \quad \sigma_E \approx 0,24.$$

В действительности значения ошибок интерполяции как за разные сроки, так и за разные годы тесно коррелируют друг с другом. Поэтому фактические ошибки параметров распределения могут быть в несколько раз больше.

Учитывая вышеизложенное, мы не имеем оснований по данным табл. 3 утверждать, что кривые распределения ошибок интерполяции существенно отклоняются от нормального закона. Следовательно, приближенно можно считать, что обеспеченность средней квадратической ошибки такова же, как и для нормального закона, т. е. составляет 68%. Примерно в  $1/3$  случаев ошибка интерполяции превышает величину  $\varepsilon$ . Вероятность любого превышения может оцениваться исходя из нормального закона. В частности, в 5% случаев могут иметь место ошибки больше  $2\varepsilon$ .

3. Одним из способов критического контроля средних месячных значений является интерполяция их во времени. При этом значения анома-

лий за любой фактически имеющийся срок сопоставляются со значениями их за этот же срок, полученными путем интерполяции. Разумеется, эти величины, вообще говоря, будут друг от друга отличаться, давая невязки интерполяции. По величине невязок можно судить о надежности контролируемых данных.

Если невязка интерполяции не превышает некоторой предельной величины, то соответствующие данные не подлежат сомнению. При больших значениях невязки данные являются сомнительными.

При выборе критерия для отбраковки естественно исходить из значений средней квадратической погрешности интерполяции за данный срок, полагая эти величины пропорциональными друг другу. В общем случае имеем

$$K = p\varepsilon, \quad (4)$$

где  $K$  — критерий сомнительности (предельно допустимая невязка интерполяции),  $p$  — некоторый множитель, который выбирается исходя из условий задачи.

Ясно, что  $p$  не может быть взято очень большим, так как при этом будет пропускаться значительное число ошибочных данных. С другой стороны, при малых  $p$  сомнению будут подвергаться и вполне правильные данные. Так, если выбрать  $p = 1$ , то, наряду с действительными ошибками, к числу сомнительных будет отнесена  $1/3$  всех данных наблюдений, так как в силу естественного разброса погрешность интерполяции в них будет больше средней квадратической. Поэтому при отсутствии дополнительного контроля сомнительных данных величина  $p$  должна устанавливаться сравнительно большой. Представляется, что в этих условиях более подходящим должно быть задание  $p \geq 2$ , так как при этом сомнению будет подвергаться не более 5% всего числа правильных данных.

Если есть возможность проверки сомнительных данных другим способом (например, путем пространственной интерполяции за данный срок или путем учета взаимосвязей разных элементов), то величину  $p$  можно выбрать и меньшей, так как дополнительный контроль уменьшает возможность браковки верных данных.

Так, например, сопоставление синхронных ошибок интерполяции отклонений температуры по станциям Ленинград, ГМО, и Воейково показало, что между ними имеет место довольно тесная связь с коэффициентом корреляции порядка 0,85. Поэтому, если невязки интерполяции на одной из станций велики вследствие особенностей суточного хода данного года, они, как правило, велики и на другой. При наличии такого соответствия даже большие значения невязок интерполяции сомнений вызывать не должны. Сомнению должны подвергаться лишь те величины, для которых невязка  $\delta > K$  и к тому же не подтверждается невязками интерполяции соседних станций.

Значения параметра  $p$  могут устанавливаться различными для разных районов и сезонов года в зависимости от наличия связей, которые могут использоваться для дополнительного контроля. Конкретное определение их потребует проведения значительной исследовательской работы.

4. Выше было показано, что интерполяция отклонений температуры и относительной влажности от многолетней средней может выполняться с довольно большой точностью. Однако такая интерполяция имеет смысл лишь при наличии данных о величине средней многолетней за срок, в который выполняется интерполяция отклонений. Это значит, что

наряду с интерполяцией отклонений необходимо уметь с достаточной точностью интерполировать и средние многолетние.

Естественно в этом случае осуществлять тригонометрическую интерполяцию. Так, например, по данным за четыре основных срока (1, 7, 13 и 19 час.) интерполяцию можно производить по формуле

$$f_t = \frac{1}{4} (f_1 + f_7 + f_{13} + f_{19}) + \frac{1}{2} (f_1 + f_{13}) \cos \frac{\pi}{12} (t - 1) + \frac{1}{2} (f_7 - f_{19}) \sin \frac{\pi}{12} (t - 1) + \frac{1}{4} (f_1 + f_{13} - f_7 - f_{19}) \cos \frac{\pi}{6} (t - 1). \quad (5)$$

По данным за восемь основных сроков (1, 4, 7, 10, 13, 16, 19 и 22 часа) интерполяция может производиться по формуле

$$f_t = \frac{1}{8} (f_1 + f_4 + f_7 + f_{10} + f_{13} + f_{16} + f_{19} + f_{22}) + \frac{1}{4} \left\{ (f_1 - f_{13}) + \frac{\sqrt{2}}{2} [(f_4 + f_{22}) - (f_{10} + f_{16})] \right\} \cos \frac{\pi}{12} (t - 1) + \frac{1}{4} [(f_1 + f_{13}) - (f_7 + f_{19})] \cos \frac{\pi}{6} (t - 1) + \frac{1}{4} \left\{ (f_1 - f_{13}) - \frac{\sqrt{2}}{2} [(f_4 + f_{22}) - (f_{10} + f_{16})] \right\} \cos \frac{\pi}{4} (t - 1) + \frac{1}{8} [(f_1 + f_7 + f_{13} + f_{19}) - (f_4 + f_{10} + f_{16} + f_{22})] \cos \frac{\pi}{3} (t - 1) + \frac{1}{4} \left\{ (f_7 - f_{19}) + \frac{\sqrt{2}}{2} [f_4 + f_{10} - (f_{16} + f_{22})] \right\} \sin \frac{\pi}{12} (t - 1) + \frac{1}{4} [(f_4 + f_{16}) - (f_{10} + f_{22})] \sin \frac{\pi}{6} (t - 1) + \frac{1}{4} \left\{ -(f_7 - f_{19}) + \frac{\sqrt{2}}{2} [(f_4 + f_{10}) - (f_{16} + f_{22})] \right\} \sin \frac{\pi}{4} (t - 1). \quad (6)$$

Такая интерполяция является несколько громоздкой при ручном счете, поэтому она наиболее целесообразна при наличии вычислительных машин.

Разумеется, и в этом случае будут иметь место невязки интерполяции. Так, в табл. 4 приводятся средние квадратические  $\epsilon$  и максимальные абсолютные значения  $\delta_{\text{макс}}$  невязок интерполяции температуры и относительной влажности по данным указанных ранее станций.

Таблица 4

Погрешности интерполяции средних многолетних значений температуры и относительной влажности воздуха

Элемент	Число сроков	Погрешность	Ленинград, ГМО		Воейково	
			январь	июнь	январь	июнь
$T^\circ$	4	$\epsilon$	0,13	0,32	0,15	0,41
		$\delta_{\text{макс}}$	0,30	0,81	0,32	0,97
	8	$\epsilon$	0,05	0,11	0,05	0,07
		$\delta_{\text{макс}}$	0,08	0,17	0,09	0,11
$r\%$	4	$\epsilon$	0,4	1,6	0,7	1,8
		$\delta_{\text{макс}}$	0,9	3,6	1,6	3,6
	8	$\epsilon$	0,4	0,5	0,4	0,5
		$\delta_{\text{макс}}$	1,0	1,0	1,0	0,8



Насколько можно судить по данным табл. 4, использование четырех сроков не обеспечивает высокой точности интерполяции. Погрешность при этом достигает в отдельных случаях  $1^\circ$  для температуры и 3—4% для влажности.

Интерполяция по восьми срокам дает более высокую точность. Так, средняя квадратическая погрешность интерполяции составляет около  $0,1^\circ$  для температуры и 0,5% для влажности. Существенно также, что максимальные значения невязок для восьми сроков меньше отклоняются от средних, не превышая  $0,2^\circ$  для температуры и 1% для влажности. Такая точность интерполяции вполне достаточна для практических целей.

Эти выводы не являются новыми и достаточно известны в климатологии. Известно также, что и по четырем срокам интерполяция может осуществляться с большей точностью, если есть возможность воспользоваться данными близлежащих опорных станций.

Действительно, суточный ход температуры и влажности на близлежащих станциях, находящихся в аналогичных условиях, должен иметь много общего. В частности, должны быть связаны и невязки интерполяции. Так, например, коэффициент корреляции ошибок интерполяции температуры по данным четырех сроков на станциях Ленинграда, ГМО, и Воейково составляет 0,88 для января и 0,74 для июня. Это означает, что при использовании одной из этих станций в качестве опорной (полагая на ней известными данные наблюдений за промежуточные сроки) можно среднюю квадратическую ошибку интерполяции уменьшить по крайней мере вдвое. В результате она приблизится к тем значениям ошибки, которые получаются при интерполяции на изолированной станции по восьми срокам.

Аналогичные коэффициенты корреляции невязок интерполяции относительной влажности составляют — 0,24 для января и 0,74 для июня. Следовательно, для июня целесообразно использовать данные опорных станций. Для января же их использовать не следует. Это вполне естественный результат того, что суточный ход относительной влажности в зимние месяцы практически отсутствует. Именно поэтому точность интерполяции влажности на ст. Ленинград, ГМО, за этот месяц по четырем срокам практически та же, что и по восьми. Заметим, кстати, что для практических целей она представляется достаточной.

Для иллюстрации того, как сказывается на точности интерполяции отклонений от средних необходимость интерполяции также и самих многолетних средних, в табл. 5 производятся погрешности интерполяции относительной влажности по ст. Ленинград, ГМО, за июнь.

Здесь  $\varepsilon$  погрешность интерполяции средних месячных значений относительной влажности при точно заданных многолетних средних;  $\varepsilon_1$  — погрешность интерполяции влажности в том случае, когда многолетние средние известны точно лишь за четыре срока, а промежуточные значения их получаются путем тригонометрической интерполяции;  $\varepsilon_2$  — погрешность интерполяции в том случае, когда для определения многолетних средних используются не только данные за четыре срока по ст. Ленинград, ГМО, но и точные значения за промежуточные сроки по ст. Воейково.

Из данных табл. 5 видно, что  $\varepsilon_2$  мало отличается от  $\varepsilon$ .

Таблица 5

Средние квадратические погрешности интерполяции относительной влажности в (%) по ст. Ленинград, ГМО, за июнь

	$\tau$	2	4	6	8	10	12
$\varepsilon$ . . . . .	0,9	1,2	1,4	1,6	1,8	1,9	
$\varepsilon_1$ . . . . .	1,0	1,6	2,2	2,4	2,6	2,7	
$\varepsilon_2$ . . . . .	1,0	1,3	1,6	1,7	1,8	2,0	

Приведенные выше оценки получены на ограниченном материале, притом по данным лишь двух станций. Поэтому они могут рассматриваться лишь как ориентировочные и должны быть проверены на большем материале. Тем не менее представляется, что уже и по ним можно судить о возможностях интерполяции во времени температуры и относительной влажности и использования интерполяции для различных практических целей, в частности, для целей критического контроля.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О. А., Шепелевский А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети. Труды НИУ ГУГМС сер. 1. вып. 13, 1946.
2. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. Гидрометеиздат, Л., 1963.

И. А. БЕРЛИН, Р. Л. КАГАН

## К ВОПРОСУ ОБ АВТОМАТИЗАЦИИ КОНТРОЛЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Рассматривается вопрос о перспективах и возможностях выполнения контроля осредненных значений метеорологических элементов на электронных вычислительных машинах. Намечена программа исследований, которые необходимо провести для этой цели.

Как известно, важнейшим процессом обработки метеорологических наблюдений является критический анализ полученной информации. Задача критического анализа — выявить ошибки, обусловленные неисправностью приборов, неправильной установкой их, а также неточностью производства наблюдений и первичной обработки данных. Оперативное выявление ошибок позволяет своевременно их устранить.

Существующие методы анализа материалов наблюдений имеют ряд недостатков. Наиболее существенным из них является субъективизм оценки качества данных наблюдений. В результате этого одни и те же данные могут быть признаны достоверными одним специалистом и забракованы другим. Кроме того, процесс анализа материала является крайне трудоемким, в связи с чем проведение его в полном объеме оказывается невозможным, и практически в управлениях Гидрометслужбы ограничиваются выборочным контролем материалов наблюдений. При этом значительная часть ошибок нередко пропускается.

Несмотря на то, что методика контроля данных наблюдений постоянно совершенствуется, указанные выше основные недостатки ее остаются. Радикальное решение задачи обеспечения надежности данных метеорологических наблюдений заключается не в дальнейшем сокращении и упрощении методики анализа их, а в применении для целей контроля современной вычислительной техники.

В настоящее время разрабатывается система комплексной автоматизации Гидрометеорологической службы СССР [1]. Одним из звеньев этой системы должен явиться автоматический контроль информации, поступающей с метеорологических станций. Методика автоматического контроля должна разрабатываться параллельно с освоением и внедрением на сеть автоматических метеорологических станций (АТМС). Следует отметить, что хотя автоматический контроль метеорологической информации будет наиболее эффективным при комплексной автоматизации гидрометеорологической сети, но его в принципе возможно осуществить до полной автоматизации при наличии современных электронных вычислительных машин (ЭВМ). Проведение критического анализа на ЭВМ даже при отсутствии полной автоматизации сети позво-

лит при малых затратах ручного труда осуществлять полный контроль всех данных наблюдений, в значительной степени исключит субъективизм в оценке наблюдений и повысит качество контроля.

Критический анализ материалов наблюдений подразделяется на два этапа: анализ ежедневных данных и анализ осредненных величин. При критическом анализе ежедневных данных выявляются в основном ошибки случайного характера, которые обычно вызываются техническими просчетами в наблюдениях (неправильный отсчет, ошибочное введение поправки, ошибки в зашифровке телеграмм), а также искажениями телеграмм при передаче их по линиям связи. Анализ данных, осредненных за значительные промежутки времени, дает возможность выявить ошибки систематического характера, связанные с недочетами в установке приборов, производстве наблюдений и обработке их. Ошибки такого рода при анализе ежедневных данных обычно остаются незамеченными.

В настоящей работе излагается вопрос лишь о контроле осредненных значений. Любые методы контроля информации могут быть применены лишь тогда, когда в этой информации имеется некоторая избыточность. Наличие избыточности позволяет с той или иной степенью точности восстановить пропущенную или искаженную часть информации по остальной ее части. Применительно к метеорологической информации избыточность заключается в существовании определенных закономерностей в распределении метеорологических полей в пространстве и во времени. Наличие этих закономерностей приводит к взаимосвязи между значениями метеорологических элементов в различных точках и в различные моменты времени. Во многих случаях имеется также связь между различными метеорологическими элементами. Эти закономерности, как известно, и используются в существующих методах первичной и климатологической обработки наблюдений [2, 3]. Однако эти закономерности изучены пока в недостаточной степени. При анализе материалов наблюдений, как правило, используются лишь качественные оценки метеорологических характеристик. Такие качественные оценки весьма затруднительно использовать при анализе на ЭВМ.

В проведении работ по автоматизации контроля метеорологических данных может быть в значительной мере использован имеющийся опыт по объективному анализу метеорологических полей в свободной атмосфере. В настоящее время в этой области достигнуты значительные успехи [4]. Практически работа по объективному анализу осредненных величин наземных данных может вестись примерно в той же последовательности, однако анализ наземных данных имеет ряд особенностей. При обычном объективном анализе принято считать анализируемые поля статистически однородными и изотропными, т. е. связи между значениями элементов в разных точках считаются зависящими лишь от расстояния между ними. Такое допущение является во многих случаях оправданным при анализе аэрологических данных. При анализе же данных наблюдений наземных станций оно не является справедливым. Это обстоятельство требует использования в расчетах не осредненных значений корреляционной функции, а конкретного задания корреляционной матрицы для выбранной группы станций. В качестве примера на рис. 1 приведены значения коэффициентов корреляции средних месячных величин относительной влажности воздуха по станциям Управления гидрометслужбы Центральных областей за 13-часовой срок наблюдений в июле. Там же приведены и осредненные значения корреляционной функции (сплошная линия). Из рисунка видно, что, хотя действительно прослеживается закономерное убывание коэф-

коэффициентов корреляции  $r$  с расстоянием  $l$ , разброс их относительно среднего весьма велик. Еще больший разброс наблюдается при сопоставлении данных станций, находящихся в различных физико-географических условиях [7].

Существенно, что при критическом анализе используются данные наблюдений в сравнительно густой сети точек, отстоящих друг

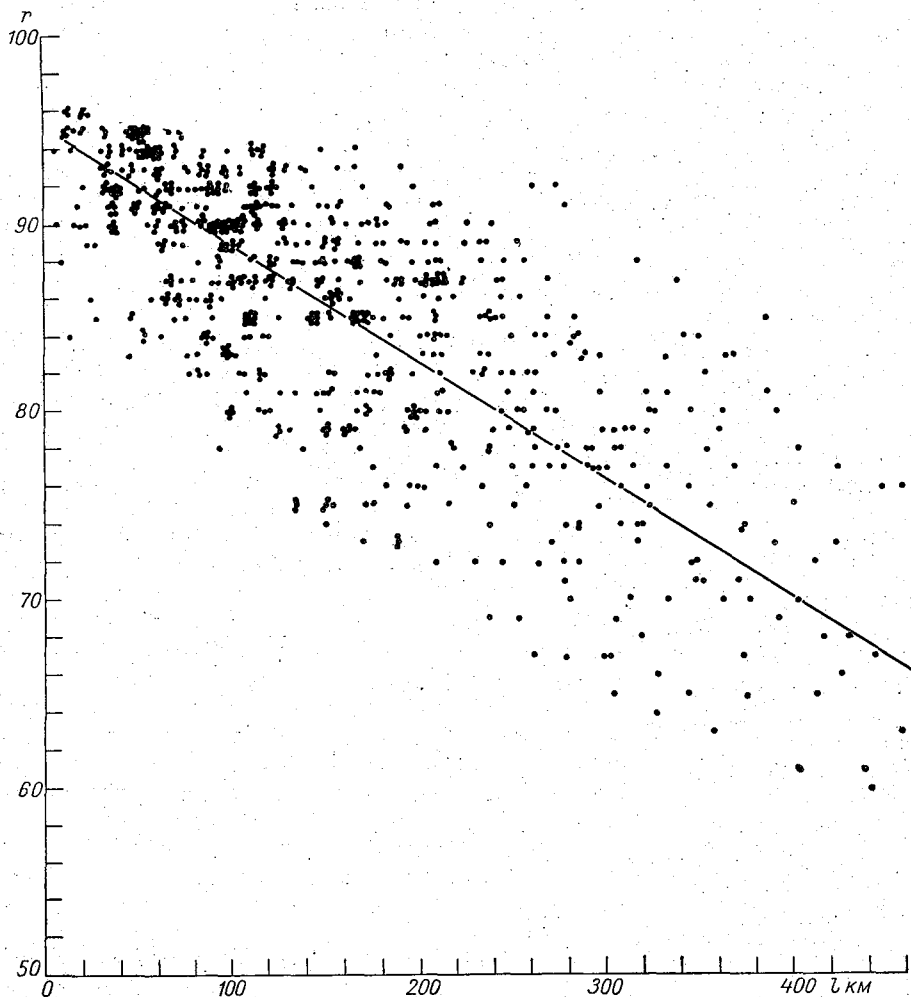


Рис. 1. Корреляционная функция относительной влажности воздуха. Июль 13 час.

от друга на расстояниях в несколько десятков километров. При этом для большинства метеорологических элементов характерны сравнительно большие коэффициенты корреляции. В подобных условиях любые разумные методы пространственной интерполяции дают примерно одинаковую точность. Это позволяет ограничиться в данной задаче наиболее простым из них — методом линейной интерполяции. Заметим, что линейная интерполяция в некоторых случаях является оптимальной. Так, для одномерной интерполяции она оптимальна при прямолинейном убывании корреляционной функции с расстоянием. Такой ход корреляционной функции нередко имеет место на практике (рис. 1).

При разработке методики критического контроля основное внимание уделяется выявлению четких объективных критериев сомнительности тех или иных данных. Такими критериями являются невязки между значениями метеорологических элементов в данном месте и в данный срок, полученными по непосредственным наблюдениям, и значениями, полученными путем пространственно-временной интерполяции с соседних станций и других сроков с учетом хода других элементов. Должны быть установлены критические величины невязок, при превышении которых данные считаются сомнительными и подвергаются дальнейшему анализу. Величины невязок интерполяции могут быть получены как эмпирическим путем, так и теоретическим, по данным о статистической структуре метеорологических полей.

Для получения невязки интерполяции эмпирическим путем производится интерполяция данных для какой-нибудь станции по данным окружающих станций, и полученные величины сравниваются с фактически наблюдаемыми значениями. Обработка этих данных за длительный период позволяет судить о возможных пределах ошибок интерполяции.

Для оценки невязок интерполяций теоретическим путем предварительно накапливаются данные о статистической структуре метеорологических полей. Эти данные обычно получают в виде корреляционных или структурных функций. Зная их функции, можно легко оценить средние значения ошибок интерполяции и пределы их колебаний. Каждый из этих методов имеет свои недостатки и преимущества.

Эмпирический путь дает значения невязок для конкретного пункта. Однако обобщение полученных результатов для пунктов, находящихся в других условиях, затруднительно. Этот недостаток легко устраняется при использовании данных о статистической структуре. Метод теоретической оценки ошибок интерполяции является несколько более сложным, но, как показывает опыт, общая трудоемкость работы обоими методами примерно одинакова. Поэтому представляется целесообразным использовать в основном теоретические оценки ошибок интерполяции. Однако эмпирические оценки могут представить интерес для решения некоторых частных задач, а также для сопоставления с теоретическими на ограниченном материале, особенно, когда имеются сомнения в статистической надежности полученных теоретических выводов.

Таким образом, первый этап в работе по автоматизации контроля данных наблюдений должен сводиться к накоплению сведений по статистической структуре метеорологических полей. Этот этап наиболее трудоемкий, так как требует получения не только данных о связи значений элементов в разных точках в один момент времени и в разные моменты времени в одной точке, но и данных о комплексной пространственно-временной зависимости элементов. Более того, подлежат выяснению и количественные характеристики связи между различными элементами.

Вторым этапом является получение по данным о статистической структуре оценок средних значений невязок интерполяции и допустимых отклонений от них.

Третий этап работы по автоматизации критического контроля заключается в использовании полученных оценок невязок интерполяции для составления алгоритмов критического контроля на ЭВМ. На этом же этапе осуществляется реализация данного алгоритма в виде программы для конкретной электронной вычислительной машины, имеющейся в центре обработки данных.

Четвертый этап состоит в критическом анализе вызывающих сомнения данных. Основанием для суждения о сомнительности данных является превышение невязками интерполяции допустимых значений. При этом следует иметь в виду, что полученные оценки являются статистическими. Превышение допустимых невязок может быть обусловлено как наличием ошибок в данных, так и особенностями погодных условий данного года. Представляется, что этот этап вряд ли имеет смысл полностью автоматизировать, по крайней мере в ближайший период. Алгоритм контроля должен предусматривать выдачу на печать сомнительных данных для просмотра их специалистом, который принимает окончательное решение о возможности их использования.

Как показывают проведенные в ГГО разработки, на ЭВМ можно осуществлять также и полный технический контроль, и технический обзор данных метеорологических наблюдений с выдачей их на печать в любой форме. Это обстоятельство создает перспективу выполнения всех связанных с техническим контролем операций в центре обработки данных. При этом отпадает необходимость в составлении вручную на станциях всех метеорологических таблиц. Для этого (до введения в строй АТМС) необходимо, чтобы данные наблюдений на станциях записывались в книжки, приспособленные для перфорации.

В настоящее время начаты работы по накоплению данных по статистической структуре средних месячных значений ряда метеорологических элементов. Некоторые результаты этих работ приведены в статьях, помещенных в настоящем сборнике [5, 6, 7].

Эти результаты указывают на перспективность их использования для целей автоматизации обработки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Федоров Е. К. — Состояние и перспективы развития Гидрометеорологической службы СССР. Метеорол. и гидрол. № 3, 1963.
2. Методы климатической обработки наблюдений под ред. О. А. Дроздова. Гидрометеоздат, Л., 1957.
3. Руководство по первичной обработке материалов метеорологических наблюдений. Гидрометеоздат, Л., 1957.
4. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей Гидрометеоздат, Л., 1963.
5. Каган Р. Л., Дроздовская П. П. Об интерполяции метеорологических элементов во времени. См. настоящий сб.
6. Трифонова Т. С. О пространственной изменчивости средних месячных значений температуры почвы. См. настоящий сб.
7. Берлин И. А., Школяр Л. Ф. К вопросу о критическом контроле данных влажности воздуха. См. настоящий сб.

*И. А. БЕРЛИН, Л. Ф. ШКОЛЯР*

## **К ВОПРОСУ О КРИТИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ ДАННЫХ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА**

Приведены некоторые данные количественной оценки связи средне-месячных значений влажности воздуха во времени и пространстве. Даны предварительные выводы о возможности использования полученных связей при критическом анализе материалов наблюдений на электронных вычислительных машинах.

Одним из методов, используемых в настоящее время для критического анализа данных метеорологических наблюдений, является метод сопоставления величин метеорологических элементов и их хода от одного срока наблюдений к другому с соответствующими данными окружающих станций. Для проведения анализа на электронных вычислительных машинах необходимо прежде всего установить количественные оценки связи в распределении метеорологических элементов во времени и в пространстве [1, 2].

В настоящей работе дана оценка такой связи по данным влажности воздуха для некоторых районов Советского Союза. В качестве исходного материала в основном были использованы данные упругости водяного пара и относительной влажности воздуха по 40 станциям Московской и Калининской областей с 1936 по 1960 г. и данные наблюдений некоторых станций в горных районах Средней Азии и на побережье Каспийского моря. По этим материалам при помощи ЭВМ были рассчитаны коэффициенты корреляции средних месячных величин влажности воздуха, а также коэффициенты корреляции разностей значений в смежные сроки наблюдений для пар станций, расположенных в различном удалении друг от друга (табл. 1—6). Кроме того, для отдельных станций были вычислены коэффициенты корреляции данных влажности воздуха и некоторых других метеорологических элементов (табл. 7—8).

Следует отметить, что для вычисления коэффициентов корреляции 25-летний период нельзя считать достаточным, особенно, если учесть, что ряды наблюдений на большей части станций имеют некоторую неоднородность в связи с переносами метеоплощадок или застройкой района. Однако вычисленные по этим наблюдениям коэффициенты корреляции позволяют все же выявить основные закономерности статистической структуры поля влажности воздуха.

На основании полученных данных можно сделать вывод, что на равнинной территории при сопоставлении значений упругости водяного



пара на станциях, расположенных в сходных физико-географических условиях, коэффициенты корреляции в течение всего года весьма значительны. Так, в июле для станций, удаленных друг от друга на расстояние до 100 км, они, как правило, превышают 0,95, а для удаленных на 350—450 км составляют 0,70—0,80. В январе коэффициенты корреляции имеют еще более высокие значения. Связь в распределении значений относительной влажности воздуха выражена слабее, особенно в зимний период. Сравнительно высокие коэффициенты корреляции отмечаются лишь при сравнении данных близко расположенных станций (см. табл. 1).

Таблица 1

Станции	Расстояние (км)	Коэффициенты корреляции			
		относительная влажность (за 13 ч.)		упругость водяного пара (средняя за 1, 7, 13 и 19 ч.)	
		январь	июль	январь	июль
Торопец — Западная Двина . . . . .	34	0,75	0,93	0,99	0,94
Ржев — Старица . . . . .	48	0,82	0,92	0,99	0,96
Волоколамск — Можайск . . . . .	56	0,76	0,94	0,99	0,91
Можайск — Наро-Фоминск . . . . .	50	0,75	0,95	0,96	0,98
Бологое — Вышний Волочек . . . . .	48	0,71	0,97	0,98	0,99
Волоколамск — Клин . . . . .	61	0,63	0,93	0,99	0,95
Подмосковная — Ленино-Дачное . . . . .	98	0,88	0,98	0,99	0,98
Осташков — Вышний Волочек . . . . .	98	0,71	0,93	0,97	0,97
Ржев — Вышний Волочек . . . . .	149	0,42	0,87	0,98	0,95
Западная Двина — Старица . . . . .	174	0,45	0,85	0,97	0,95
Торопец — Бологое . . . . .	210	0,57	0,85	0,98	0,93
Торопец — Вышний Волочек . . . . .	211	0,45	0,87	0,99	0,94
Торопец — Старица . . . . .	198	0,45	0,80	0,99	0,95
Западная Двина — Бологое . . . . .	213	0,54	0,87	0,99	0,93
Бологое — Собакино . . . . .	315	0,56	0,79	0,98	0,76
Бологое — Черусти . . . . .	448	0,11	0,76	0,96	0,82

При сопоставлении значений влажности воздуха на станциях, находящихся в различных физико-географических условиях, связь, как правило, выражена слабо. В табл. 2 даны коэффициенты корреляции

Таблица 2

Станции	Коэффициенты корреляции (июнь)	
	относительная влажность (за 13 ч.)	упругость водяного пара (средняя за 1, 7, 13 и 19 ч.)
Баку, обсерватория — Пута . . . . .	0,77	0,79
Пута — Аляты . . . . .	0,66	0,84
Аляты — Карачала . . . . .	0,38	0,60
Карачала — Карадонлы . . . . .	0,45	0,43
Зюд-Остов Кулгук — Сара, о-в . . . . .	0,91	0,88

значений упругости водяного пара и относительной влажности воздуха в районе побережья Каспийского моря. Как видно из таблицы, значе-

ния влажности на станциях, расположенных примерно в одном и том же удалении от берега моря, могут быть сравнимы между собой; хорошо увязываются также данные прибрежных и островных станций (Зюд-Остов Култук и Сара, о-в). При сравнении же данных в пунктах, находящихся вблизи моря и в некотором удалении от него (Карачала—Карадонлы), связи получаются очень слабыми.

В условиях пересеченного рельефа связь в распределении влажности воздуха, даже на близко расположенных станциях, прослеживается далеко не всегда. Это объясняется тем, что разности в значениях влажности воздуха на станциях, находящихся в различных формах рельефа, в сильной степени зависят от условий погоды и могут резко меняться от одного года к другому. Так, по данным М. Я. Глебовой [3], в Верхнем Нарыме разности относительной влажности на склонах и в долинах ночью при ясной тихой погоде составляют более 20%, а при наличии тумана уменьшаются до 3%. В горных районах эти связи еще более неустойчивые. В табл. 3 приведены коэффициенты корреляции

Таблица 3

Сроки наблюдений (час)	Коэффициенты корреляции											
	относительная влажность						упругость водяного пара					
	январь	май	июнь	июль	август	сентябрь	январь	май	июнь	июль	август	сентябрь
1	0,20	0,46	0,25	0,72	0,71	0,36	0,71	0,75	0,34	0,57	0,75	0,63
7	0,11	0,48	0,10	0,82	0,65	0,44	0,69	0,70	0,29	0,69	0,66	0,64
13	0,31	0,49	0,26	0,78	0,44	0,09	0,54	0,62	0,35	0,57	0,26	0,12
19	0,17	0,43	0,05	0,80	0,57	0,19	0,67	0,65	0,12	0,54	0,53	0,37

ляции значений относительной влажности воздуха и упругости водяного пара на станциях Сусамыр и Чаткал. На ст. Сусамыр, расположенной в котловине, средние месячные величины относительной влажности воздуха всегда выше, чем на ст. Чаткал, находящейся в широкой долине, однако в зависимости от характера погоды соотношение значений влажности на этих станциях резко меняется от года к году. Особенно низкие коэффициенты корреляции отмечаются в июне, когда по данным наблюдений за 7 и 19 час. они составляют 0,10 и менее.

Сравнительно высокие коэффициенты корреляции в горных районах отмечаются, как правило, лишь при сопоставлении данных станций, расположенных в сходных формах рельефа на одном склоне. Однако и в этих условиях для них характерна большая неустойчивость. Это видно, например, из табл. 4, в которой коэффициенты корреляции относительной влажности воздуха и упругости водяного пара для станций, находящихся на склоне Заилийского Ала-Тау, в ряде случаев имеют очень низкие значения.

Для количественной оценки связей в суточном ходе на соседних станциях были вычислены коэффициенты корреляции между разностями значений влажности воздуха в ближайшие сроки наблюдений по группе станций Московской и Калининской областей. Как видно из табл. 5 и 6, даже на равнинной территории суточный ход на соседних станциях не всегда согласуется между собой. Сравнительно высокие коэффициенты корреляции, как правило, получаются только при сопоставлении данных за 7 и 13 час., а по относительной влажности также

Таблица 4

Станции	Коэффициенты корреляции									
	относительная влажность								упругость водяного пара	
	январь				июль				январь	июль
	1 ч.	7 ч.	13 ч.	19 ч.	1 ч.	7 ч.	13 ч.	19 ч.	средняя за 1, 7, 13, 19 ч.	
Алма-Ата — Медео . . . . .	0,47	0,36	0,50	0,31	0,86	0,79	0,88	0,84	0,78	0,60
Алма-Ата — Верхний Горельник . . . . .	0,57	0,50	0,74	0,55	0,83	0,89	0,92	0,90	0,70	0,80
Алма-Ата — Усть-Горельник . . . . .	0,44	0,36	0,56	0,10	0,95	0,90	0,95	0,92	0,74	0,93
Алма-Ата — Мын-Джилки . . . . .	0,40	0,16	0,09	0,04	0,61	0,67	0,72	0,69	0,61	0,57

Таблица 5

Станции	Коэффициенты корреляции разностей по наблюдениям данных относительной влажности воздуха (июль) в сроки			
	1 и 7 ч.	7 и 13 ч.	13 и 19 ч.	19 и 1 ч.
Волоколамск — Клин . . . . .	0,47	0,80	0,20	0,78
Волоколамск — Ново-Иерусалим . . . . .	0,51	0,88	0,37	0,90
Волоколамск — Собакино . . . . .	0,78	0,77	0,34	0,85
Клин — Ново-Иерусалим . . . . .	0,76	0,79	0,32	0,88

Таблица 6

Станции	Коэффициенты корреляции разностей по наблюдениям (час.) данных упругости водяного пара (июль)			
	1 ч. — 7 ч.	7 ч. — 13 ч.	13 ч. — 19 ч.	19 ч. — 1 ч.
Торжок — Калинин . . . . .	0,59	0,71	0,05	0,12
Торжок — Бежецк . . . . .	0,30	0,82	0,22	0,24
Максатиха — Калинин . . . . .	0,43	0,68	0,07	0,31

и за 19 и 1 час. Изменения влажности от дневного срока к вечернему в большой степени зависят от особенностей расположения станций и характера погоды, в связи с чем соотношения разностей влажности воздуха за 13 и 19 час. даже на близко расположенных станциях характеризуются большой неустойчивостью.

Так как в ряде случаев пространственные и временные связи данных влажности воздуха определяются с большой погрешностью, для критического анализа материалов наблюдений необходимо дополнительно использовать метод сопоставления данных отдельных метеорологических элементов на самой станции. В настоящей работе была сде-

лана попытка дать количественную оценку некоторых, уже известных в литературе [4, 5], связей значений влажности воздуха с другими метеорологическими элементами. В табл. 7 представлены коэффициенты

Таблица 7

Станция	Коэффициенты корреляции относительной влажности с количеством нижней облачности (за 13 час.)		
	январь	май	июль
Душанбе . . . . .	0,61	0,74	0,58
Алма-Ата . . . . .	0,75	0,79	0,54
Мургаб . . . . .	0,14	0,69	0,45

корреляции данных относительной влажности воздуха с количеством нижней облачности на трех станциях горных районов Средней Азии. На станциях Душанбе и Алма-Ата в январе и мае отмечается сравнительно хорошая связь между этими характеристиками, в июле она несколько меньше. На ст. Мургаб, наоборот, в январе связь между этими характеристиками отсутствует, а весной выражена наиболее четко. Это объясняется тем, что на ст. Мургаб зимой благодаря малому влагосодержанию нет условий для образования облачности и количество облачности от года к году меняется незначительно, в то время как колебания относительной влажности от одного года к другому весьма велики (за 25 лет наблюдений количество нижней облачности изменялось от 1 до 2,5 балла, а относительная влажность — от 33% до 79%).

Изменения упругости водяного пара, как правило, хорошо согласуются с изменениями температуры воздуха (табл. 8). Связь эта особенно хорошо выражена в зимний период.

Таблица 8

Станция	Коэффициенты корреляции упругости водяного пара с температурой воздуха (средняя за 1, 7, 13, 19 ч.)	
	январь	июль
Торжок . . . . .	0,98	0,70
Толмачи . . . . .	0,98	0,74
Максатиха . . . . .	0,98	0,79
Калинин . . . . .	0,97	0,79
Тургиново . . . . .	0,98	0,72
Кесьма . . . . .	0,98	0,87
Красный Холм . . . . .	0,98	0,90
Савелово . . . . .	0,98	0,76
Каши . . . . .	0,98	0,82

## Выводы

1. Для критического анализа данных влажности на электронных вычислительных машинах необходимо определить количественные оценки распределения этого элемента во времени и пространстве.

2. На равнинной территории средние месячные значения упругости водяного пара на соседних станциях хорошо увязываются между собой. Для относительной влажности воздуха связь выражена слабее, особенно в зимние месяцы. Например, коэффициенты корреляции данных относительной влажности для января не всегда могут быть использованы при анализе.

3. В районах с пересеченным рельефом и на побережьях сопоставление данных влажности воздуха можно производить лишь по станциям, расположенным в сходных физико-географических условиях.

4. Критический анализ данных суточного хода можно проводить сопоставлением величин на соседних станциях. Однако разности значений влажности от одного срока наблюдений к другому не всегда сравнимы между собой, даже на близко расположенных станциях. В равнинной части Европейской территории Советского Союза отмечаются высокие коэффициенты корреляции при сопоставлении разностей от 7 час. к 13 час., при переходе же от 13 час. к 19 час. они, как правило, не превышают 0,40.

5. Для изучения возможностей использования для анализа связей между отдельными элементами необходимо проводить специальные исследования. Хорошая зависимость отмечается часто при сравнении данных упругости водяного пара и температуры воздуха. Распределение относительной влажности в меньшей степени связано с распределением других метеорологических элементов. В горных районах могут быть получены высокие коэффициенты корреляции между относительной влажностью воздуха и количеством нижней облачности, но эти связи, как правило, отмечаются лишь в отдельные месяцы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Каган Р. Л., Дроздовская П. П. Об интерполяции метеорологических элементов во времени. См. настоящий сб.
2. Берлин И. А., Каган Р. Л. К вопросу об автоматизации контроля метеорологических данных. См. настоящий сб.
3. Глебова М. Я. Некоторые особенности распределения влажности воздуха в холмистом рельефе. Труды ГГО, № 147, 1963.
4. Руководство по первичной обработке материалов метеорологических наблюдений. Гидрометеиздат, Л., 1957.
5. Берлин И. А. Применение графического метода сопоставления метеорологических элементов для анализа материалов наблюдений. Труды ГГО, № 108, 1960.

## О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОЧВЫ

Приводятся материалы расчетов коэффициентов корреляции, характеризующих зависимость температуры почвы в различных пунктах наблюдений.

Для осуществления контроля значений метеорологических элементов на электронных вычислительных машинах и оценки невязки интерполяции необходимо предварительно иметь данные о статистической структуре метеорологических полей.

В настоящей работе такие данные приводятся для поля температуры почвы, полученные на материале многолетних наблюдений метеорологических станций Московской и Калининской областей.

Настоящие разработки не ставили целью получение окончательных выводов, а носили больше методический характер и проводились для анализа статистической структуры поля температуры почвы и выяснения целесообразности дальнейшего накопления таких данных.

Ввиду того, что расчеты пространственных корреляционных и структурных функций проводятся в предположении однородности и изотропности рассматриваемых метеорологических полей, одним из источников ошибок при вычислении этих функций является нарушение однородности изотропии. При этом вполне естественным является предположение о том, что погрешности будут максимальными вблизи земной поверхности, где наблюдается наибольшая неоднородность.

Приступая к рассмотрению статистической структуры поля температуры почвы, следует иметь в виду, что основные неоднородности будут связаны прежде всего с различиями в степени затенения поверхности почвы растительным покровом летом и покрытия снежным покровом зимой, а также с различиями в степени увлажнения почвы.

Известно, что тепловой режим оголенной почвы и почвы, покрытой растительностью, существенно различен. Например, величина приходящей радиации в затененных местах под хлопчатником составляет около 20—30% соответствующей величины для оголенной поверхности почвы (по данным Е. А. Лопухина. «Курс метеорологии» под ред. проф. П. Н. Тверского). Не меньшее влияние оказывает на тепловые свойства некоторых почв и изменение ее влагосодержания.

Вопросу пространственной изменчивости метеорологических элементов, наблюдаемых на гидрометеорологических станциях, посвящен ряд работ [1]. Однако материала, дающего количественную оценку пространственных структурных полей метеорологических элементов, в ли-

температуре встречается мало. Это связано с большими техническими трудностями получения указанных характеристик. Возможности получения количественных характеристик статистической структуры метеорологических полей значительно возросли в связи с применением электронных вычислительных машин (ЭВМ).

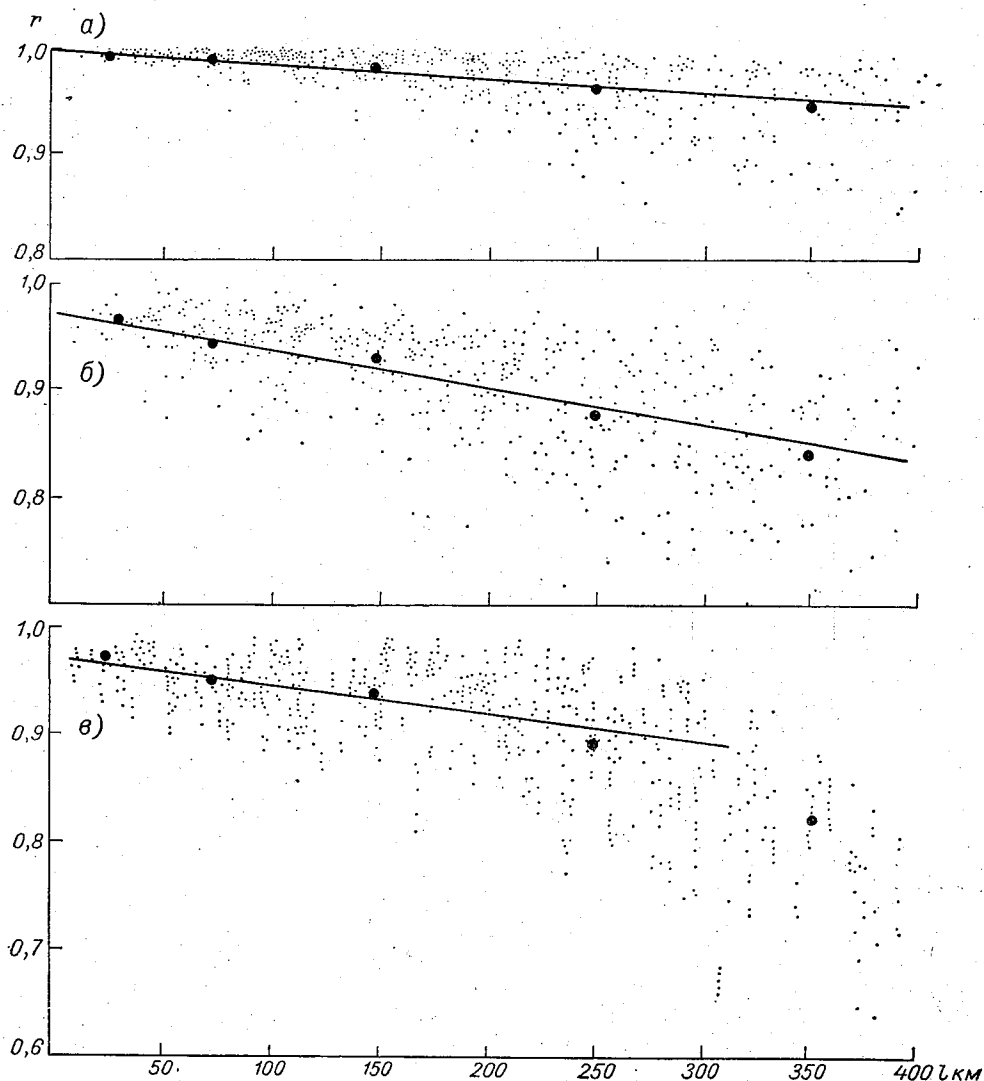


Рис. 1. Связь коэффициентов корреляции для температуры почвы с расстоянием: *а* — для средних температур поверхности снега за январь, *б* — для средних температур поверхности почвы за июль, *в* — для средних температур почвы на глубине 5, 10, 15 и 20 см.

В настоящей статье приводятся сведения о пространственной корреляции данных температуры поверхности почвы по наблюдениям на стандартных метеорологических площадках с оголенной поверхностью почвы, а также данных по температуре почвы на малых глубинах (5, 10, 15 и 20 см) в условиях однородного (перекопанного) слоя почвы под поверхностью, лишенной растительного покрова, и данных по температуре почвы на глубинах 20 и 80 см под естественным растительным покровом. Расчеты выполнены с помощью ЭВМ.

В работе использовались следующие материалы наблюдений: по температуре поверхности почвы данные 36 станций за 12-летний период с 1949 по 1960 г., по температуре почвы на глубинах 5, 10, 15 и 20 см данные 20 станций с 1950 по 1961 г. и на глубинах 20 и 80 см (наблюдения по вытяжным термометрам) 10 станций за период с 1955 по 1961 г.

Полученные значения коэффициентов корреляции  $r$  между средними месячными значениями температуры поверхности снега в январе и температуры поверхности почвы в июле представлены на рис. 1 в виде зависимости  $r$  от расстояния между пунктами наблюдений  $l$ . Как и следовало ожидать, зимой (рис. 1а) благодаря однородности подстилающей поверхности как на площадках для наблюдений, так и на всей территории рассматриваемого района, значения  $r$  для рассмотренных расстояний до 400 км получились высокие и имеют четко выраженную связь с  $l$ . В летнее время эта связь также имеет место, но с большим, по сравнению с зимой, рассеянием точек. Коэффициенты корреляции на разных расстояниях в среднем меняются в пределах, указанных в

Таблица 1

**Пределы изменений коэффициентов корреляции для температуры поверхности почвы в зависимости от расстояния**

$l$ км	$r$	
	январь	июль
<100	1,00—0,99	0,97—0,94
100—200	0,99—0,97	0,94—0,90
200—300	0,97—0,96	0,90—0,87
300—400	0,96—0,95	0,87—0,84

Таблица 2

$l$ км . . .	<100	100—200	200—300
$r$ . . .	0,97—0,95	0,95—0,91	0,91—0,88

Например, на рис. 1 в эта зависимость дана для июля для разных глубин. Средние коэффициенты корреляции на этих глубинах имеют одинаковые значения и изменяются с расстоянием в пределах, указанных в табл. 2. На рис. 1 можно заметить, что изменение коэффициентов корреляции с расстоянием для поверхности почвы (и снега) и для глубины 5 см происходит линейно до значительных ( $\sim 500$  км) расстояний; для глубин 10, 15 и 20 см линейная зависимость прослеживается только до 250—300 км, а затем становится не линейной.

С целью выявления влияния неоднородности подстилающей поверхности на статистическую структуру поля температуры почвы были получены коэффициенты корреляции данных по температуре почвы на глубине 20 см в естественных условиях (по данным вытяжных термометров под естественным травяным покровом). Сравнивая корреляционную функцию температуры почвы на глубине 20 см под естественным покровом с корреляционной функцией температуры на той же глубине под оголенной поверхностью почвы в однородном (перекопан-

табл. 1. Из таблицы видно, что в условиях наибольшей неоднородности коэффициенты корреляции, естественно, ниже по сравнению с зимними. Однако характер изменения их с расстоянием остался тем же.

Следует отметить, что характерным для значений коэффициентов корреляции является увеличение их рассеяния с увеличением расстояния, в связи с чем средняя величина  $r$  с увеличением расстояния будет определяться с большей погрешностью; кроме того, на точности осреднения скажется и уменьшение объема осреднения по большим расстояниям.

Для средних месячных значений температуры почвы на глубинах 5, 10, 15 и 20 см пространственная зависимость оказалась аналогичной зависимости для температуры поверхности.



ном) слое, можно в какой-то мере оценить влияние фактора неоднородности.

Если рассматривать средние месячные температуры в каждом пункте наблюдений отдельно, то, как следует из табл. 3, на глубине 20 см по наблюдениям в естественных условиях средние квадратические отклонения  $\sigma_v^2$  в большинстве случаев несколько меньше, чем в искусственно созданных однородных условиях на той же глубине  $\sigma_c^2$ .

Однако пространственные корреляционные зависимости средних месячных температур в естественных условиях получились значительно меньше, чем зависимости, вычисленные по савиновскому термометру на тех же станциях. Средние значения коэффициентов корреляции на разных расстояниях по данным савиновских ( $r_c$ ) и вытяжных ( $r_v$ ) термометров в июле приведены в табл. 4 и показывают, что наличие естественных различий в условии прогревания почвы существенно влияет на пространственные корреляционные зависимости температуры почвы, особенно на близких расстояниях.

Значения коэффициентов корреляции средних месячных температур почвы для глубины 80 см ( $r_{80}$ ) на различных станциях в зимние месяцы меняются в очень широких пределах (от  $-1,0$  до  $1,0$ ) и свидетельствуют о большой горизонтальной неоднородности температурных условий в почве (рис. 2а). В июле величина  $r_{80}$  меняется в пределах  $0,0-1,0$ . Однако такая неоднородность наблюдается не во все месяцы года. Наиболее устойчивые и высокие значения  $r_{80}$  для всех рассмотренных расстояний наблюдаются в сентябре, октябре и ноябре (рис. 2б) и составляют величины от  $0,8$  до  $1,0$ . Вместе с тем, в эти месяцы отсутствует зависимость  $r$  от расстояния, так как для осеннего времени характерны наиболее однородные условия для прогревания почвы на всех станциях в одной климатической зоне.

В связи с изменением условий неоднородности в течение года, как для температуры почвы, так и для любых других метеорологических элементов, коэффициенты корреляции будут иметь годовой ход. Поэтому исследование годового хода значений  $r$  является необходимым условием при выяснении возможности использования коэффициентов корреляции для контроля осредненных значений метеорологических элементов. Для примера на рис. 3 приведен годовой ход средних значений для глубины 80 см на различных расстояниях. Из рисунка следует, что для годового хода  $r_{80}$  на всех расстояниях характерен максимум в осенние и минимум в зимние месяцы.

Несмотря на короткие ряды наблюдений и малый объем выборки для получения средних значений коэффициентов корреляции, по имеющимся материалам можно сделать следующие предварительные выводы:

1. Для средних месячных значений температуры поверхности снега, оголенной поверхности почвы и почвы на малых глубинах по савинов-

Таблица 3  
Средние квадратические отклонения температуры почвы на глубине 20 см по данным наблюдений по савиновскому ( $\sigma_c^2$ ) и вытяжному ( $\sigma_v^2$ ) термометрам

Станция	$\sigma_c^2$	$\sigma_v^2$
Западная Двина . . .	2,35	1,00
Осташков . . . . .	1,30	1,01
Максатиха . . . . .	2,62	1,36
Собакино . . . . .	2,54	2,95
Ленино-Дачное . . . .	—	1,14
Кашира . . . . .	3,53	1,16
Ржев . . . . .	1,39	0,96
Калинин . . . . .	1,82	1,06
Подмосковная . . . .	1,68	0,56

Таблица 4  
r км . . . 150 150—250 250—400  
 $r_v$  . . . . 0,63 0,78 0,77  
 $r_c$  . . . . 0,96 0,92 0,87

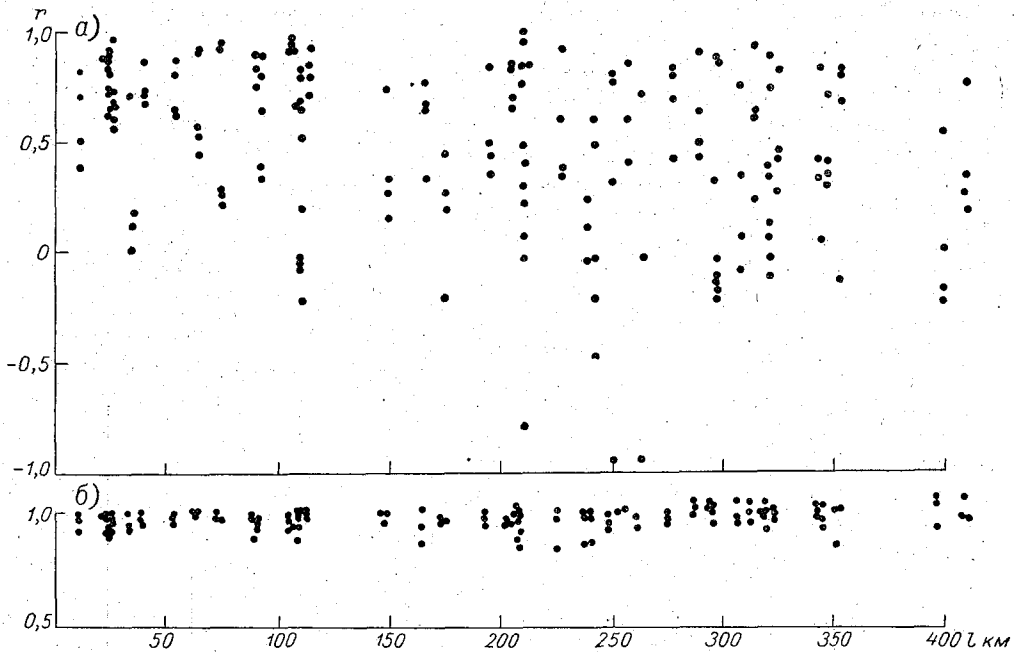


Рис. 2. Связь коэффициентов корреляции средних месячных температур почвы на глубине 80 см с расстоянием.  
*a* — I, II, III, XII; *b* — IX, X, XI.

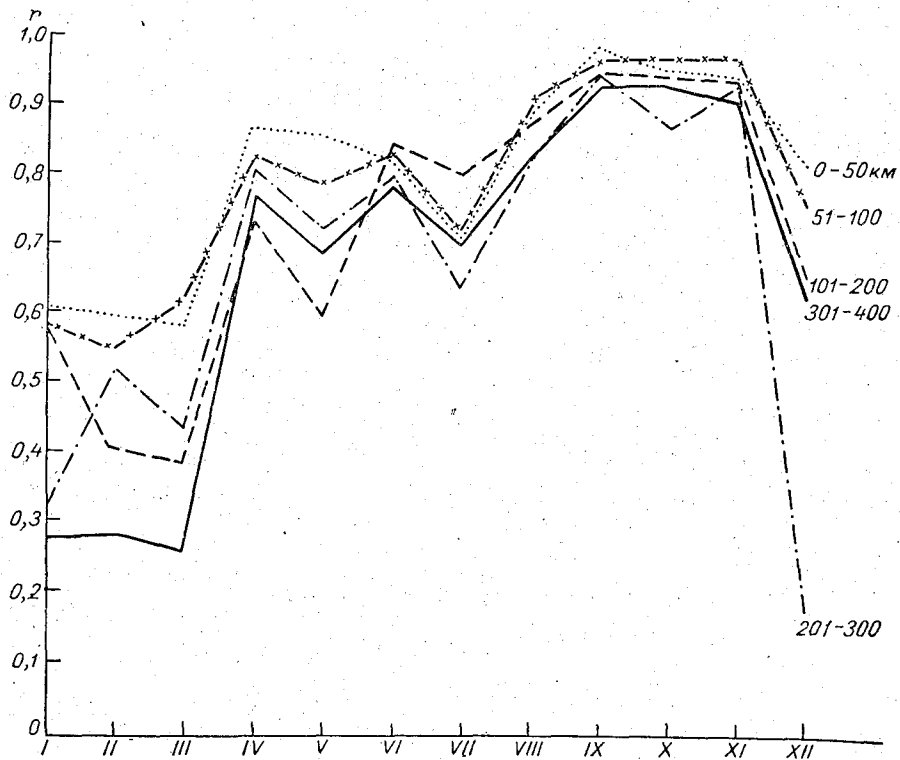


Рис. 3. Годовой ход средних значений коэффициентов корреляции для температуры почвы на глубине 80 см при различных расстояниях между-станциями.

ским термометрам имеет место слабо выраженная линейная зависимость коэффициента корреляции от расстояния, причем на расстояниях более 200 км наблюдается существенное увеличение статистической неоднородности.

2. На расстояниях до 200 км имеет место сравнительно тесная корреляционная зависимость средних месячных значений температуры почвы до глубины 20 см, в условиях перекопанного слоя почвы.

3. Статистическая неоднородность поля средних месячных температур для поверхности снега на всех расстояниях существенно меньше, чем для температуры почвы; коэффициенты корреляции температуры снега более высокие.

4. По наблюдениям в почве в естественных условиях на различных глубинах (наблюдения по вытяжным термометрам под естественным растительным покровом), имеется большая неоднородность статистических характеристик на всех расстояниях в течение всех месяцев холодного периода (с XII по V включительно).

Хорошая зависимость и небольшая неоднородность статистических характеристик наблюдается в IX, X и XI на всех расстояниях.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О. А. О принципах рационализации сети метеорологических станций. Труды ГГО, вып. 123, 1961.
2. Юдин М. И. Некоторые закономерности структуры поля геопотенциала. Труды ГГО, вып. 121, 1961.

Т. П. СВЕТЛОВА

## ИССЛЕДОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ДАВЛЕНИЯ

С помощью электронной машины большого быстродействия исследованы пространственные структурные и корреляционные функции среднемесячной температуры воздуха у земли и давления на уровне моря. Дан анализ результатов.

Одной из составных частей объективного анализа метеорологических полей является выявление ошибочных данных.

В связи с автоматизацией гидрометеорологической сети особенно важной представляется и автоматизация исключения грубых ошибок в данных наблюдений, поскольку, во-первых, ручная обработка и контроль полученной информации не обеспечивают нужной оперативности, во-вторых, существующая методика контроля метеорологических данных очень субъективна.

Поэтому важно разработать объективные критерии, которые позволят сделать однозначное заключение об истинности или ошибочности данного значения элемента. Найти такие критерии позволяет объективный анализ метеорологических полей. Однако при этом методе используются сведения по статистической структуре полей. Поскольку в настоящее время таких данных недостаточно, были произведены специальные расчеты, результаты которых рассматриваются ниже. Исходным материалом служили данные климатических справочников. Расчет проводился для каждого месяца с 1931 по 1950 г., т. е. ежемесячно исследовалось 20 ситуаций. Каждая ситуация содержала данные по 60 станциям, расположенным на Европейской территории Советского Союза. Расчет велся по методике, описанной в [1] на электронной вычислительной машине (ЭВМ) с быстродействием 20 тысяч операций в секунду. Координаты станций вводились в машину в условных единицах декартовой системы координат. Единица расстояния между станциями принималась равной 100 км, так что величина каждой градации составляла 100 км. Средние значения функций в каждой градации относились к середине градации. Максимальное удаление станций друг от друга составляло около 2000 км.

Вследствие отсутствия в климатологических справочниках данных по среднему месячному давлению на уровне моря потребовалось составить специальную программу приведения давления. В основу ее была положена методика приведения, описанная в [2]. Одновременно

с приведением давления к уровню моря определялись и нормы давления  $P$  и температуры  $T$ , т. е. значения  $\bar{f}(P, \vec{r})$  и  $\bar{f}(T, \vec{r})$ , осредненные по всему используемому для исследования структурному материалу.

В данной статье анализируются материалы 24 просчетов. Результаты просчетов, отпечатанные ЭВМ, содержали следующие значения:

- 1) неисправленные структурные  $b_f$  и корреляционные  $m_f$  функции в градациях;
- 2) исправленные структурные  $\bar{b}_f$  и корреляционные  $\bar{m}_f$  функции в градациях;
- 3) средние квадратические отклонения функций  $\sigma_f^2$ ;
- 4) расстояние, к которому относятся значения функций  $r$ ;
- 5) число случаев, в которых найдены функции  $n$ ;
- 6) дисперсия  $m_f(0)$ , рассчитанная по формуле  $m_f(0) = \overline{m'(f,0)^2}$ .

Полученные для каждого месяца данные анализировались графически.

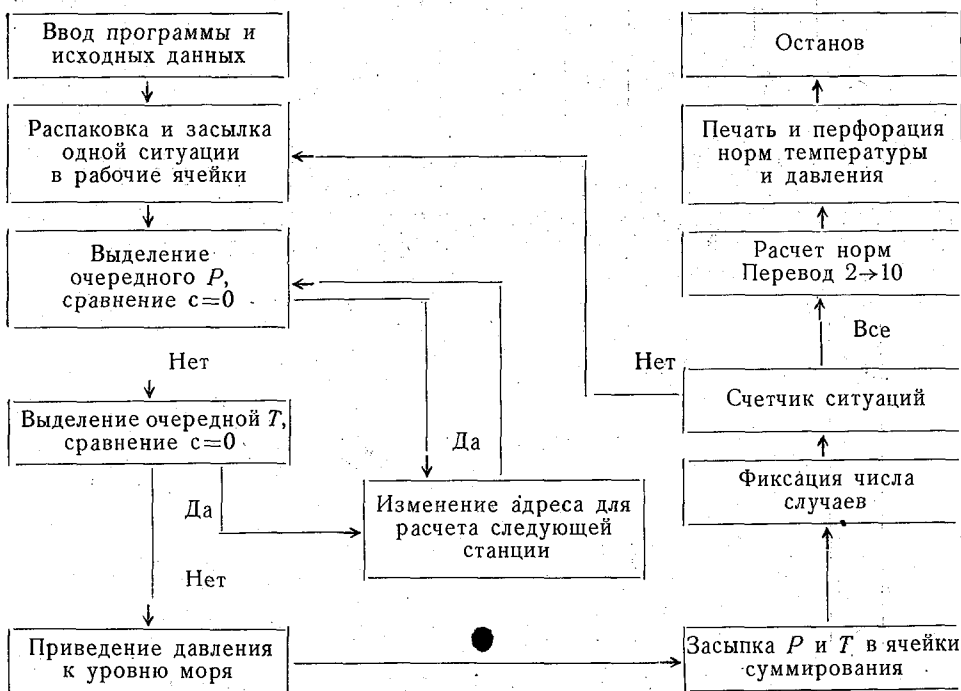


Рис. 1. Блок-схема программы приведения давления к уровню моря и вычисления норм температуры и давления.

Методика приведения давления к уровню моря и расчета норм на ЭВМ<sup>1</sup> понятна при рассмотрении схемы, представленной на рис. 1.

Как показано в [3], случайные ошибки наблюдений завышают дисперсию метеорологического элемента на величину среднего квадрата ошибки наблюдений, т. е.

$$m_{\bar{f}}(0) = m_f(0) + \sigma_f^2,$$

где  $f$  — измеренное значение метеорологического элемента. Кроме того, случайные ошибки наблюдений завышают все значения структурных

<sup>1</sup> Предлагаемая программа может иметь и самостоятельное значение при климатологических расчетах.

функций на  $2\sigma_f^2$ , поэтому в значения рассчитанных функций вносились соответствующие исправления. Исправленное значение дисперсии метеорологического элемента находилось экстраполяцией корреляционных функций на нуль. Эта величина вычиталась из значения дисперсии, рассчитанного машиной. Полученный таким образом средний квадрат случайной ошибки  $\sigma_f^2$  сопоставлялся с величиной среднего квадрата ошибки, вычисленной при экстраполяции на нуль структурной функции. Значения средних квадратов случайных ошибок приведены в табл. 1.

Таблица 1  
Средние квадраты случайных ошибок измерений температуры  $\sigma_T^2$  и давления  $\sigma_P^2$  в разные месяцы

Ошибки	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
$\sigma_T^2$	1,13	0,23	—	0,32	0,10	0,08	0,60	0,01	0,07	0,32	0,14	1,80	0,44
$\sigma_P^2$	0,33	2,87	0,26	0,30	—	—	2,84	0,66	—	2,10	—	—	1,33

Как видно из табл. 1, случайные ошибки в разные месяцы различны. В среднем за год средний квадрат случайной ошибки давления на уровне моря составляет примерно  $1,33 \text{ мб}^2$  и находится в хорошем согласии с величиной  $1 \text{ мб}^2$ , полученной в [5] для срочных значений. Сред-

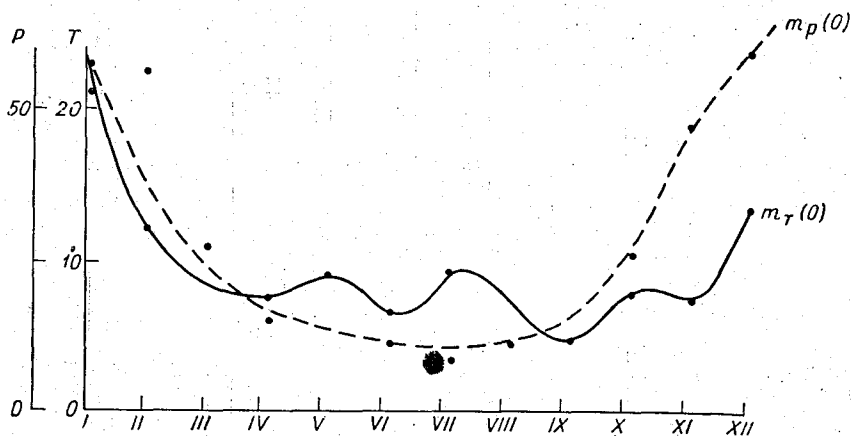


Рис. 2. Годовой ход дисперсии температуры  $m_T(0)$  и давления  $m_P(0)$ .

ний квадрат случайной ошибки для средних месячных значений температуры оказался значительно меньше, чем в работе [6], где  $\sigma_T^2 = 2,2 \text{ град.}^2$ . Это различие вполне закономерное, так как на величину случайной ошибки температуры существенно влияют микроклиматические особенности.

Представляет определенный интерес рассмотреть график (рис. 2) годового хода дисперсий температуры и давления, в которых исключено влияние случайных ошибок наблюдений. Из рис. 2 видно, что дисперсии температуры и давления имеют одинаковый годовой ход с большими значениями зимой и меньшими летом.

Переходя к анализу структурных и корреляционных функций, рассмотрим рис. 3, из которого видно хорошее согласование хода исправленных структурных и корреляционных функций; это свидетельствует о выполнении условия

$$\tilde{b}_i(f, r_i) + 2\tilde{m}(f, r_i) = A_f, \quad (1)$$

где  $i$  — номер градации,  $A_f$  — насыщающее значение функции.

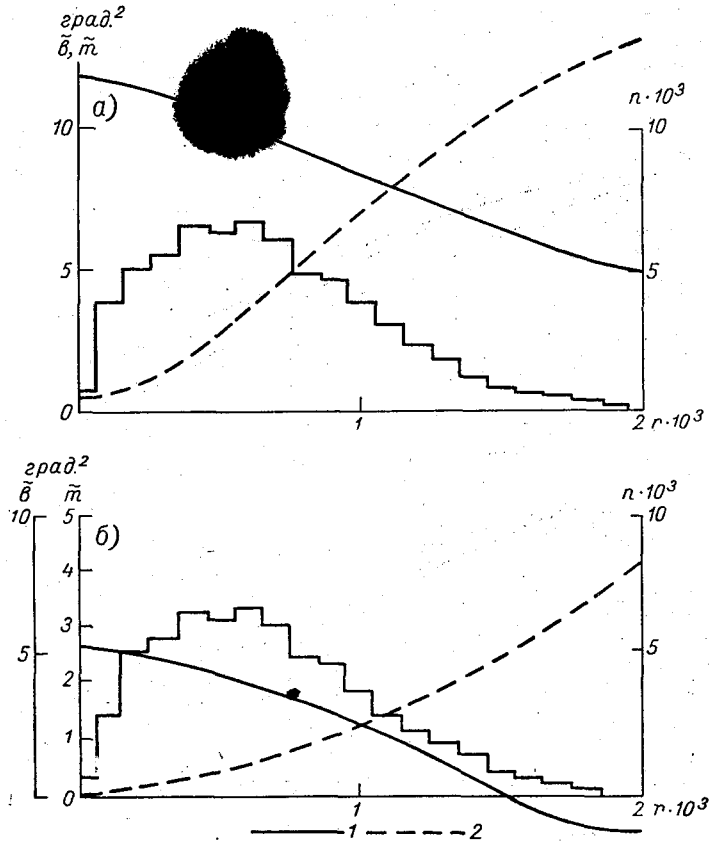


Рис. 3. Исправленные структурные  $\tilde{b}_T$  и корреляционные  $\tilde{m}_T$  функции температуры для февраля (а) и августа (б).  
1 — корреляционная функция, 2 — структурная функция.

Рассчитанные значения автокорреляционных функций нормировались. Рассмотрим более подробно нормированные корреляционные функции, т. е.

$$\mu(r) = \frac{\tilde{m}_f(r)}{\tilde{m}_f(0)},$$

где  $\tilde{m}_f(0)$  — дисперсия элемента  $f$ , в которой исключено влияние случайных ошибок наблюдений. Эти функции представлены на рис. 4. Анализ графиков не позволяет говорить о совпадении автокорреляционных функций во все сезоны, как это отмечалось для тропосферных уровней в работе [4]. Наоборот, каждый сезон имеет закономерные отличия. Нормированные автокорреляционные функции средней месячной тем-

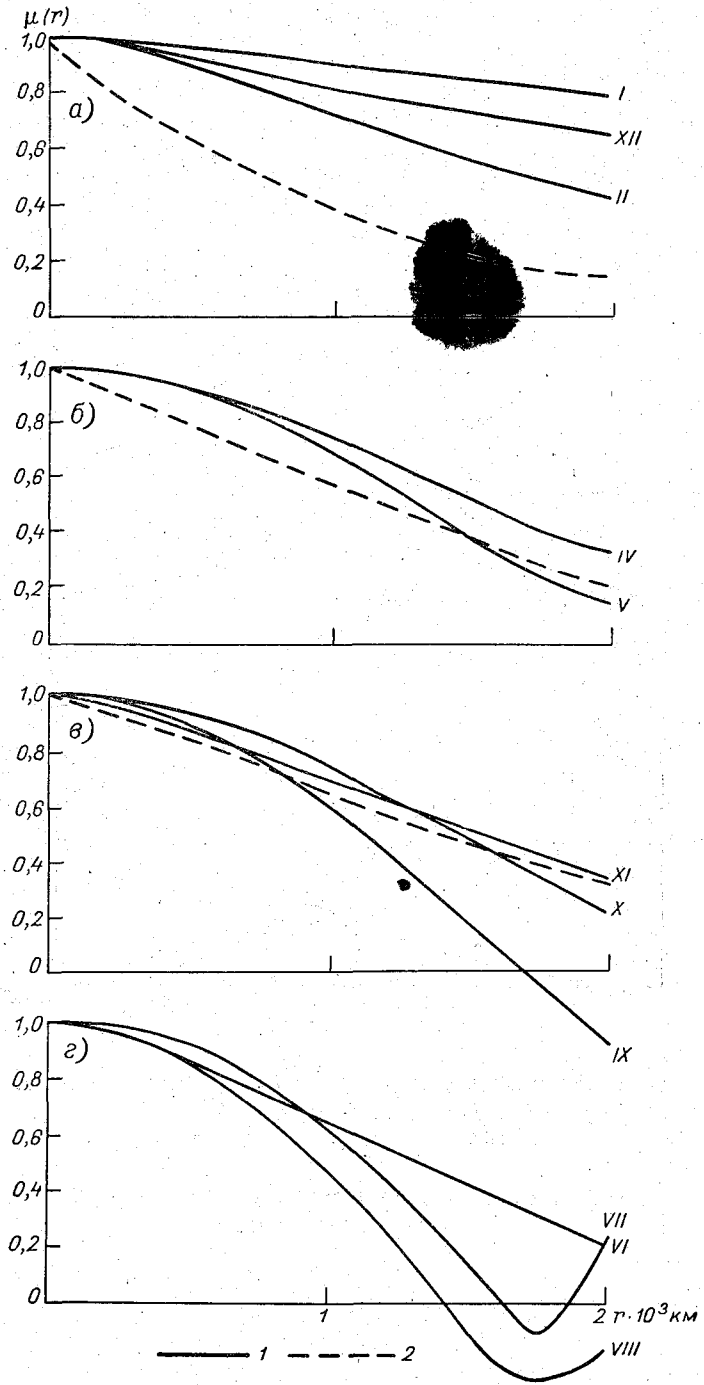


Рис. 4. Нормированные корреляционные функции температуры по сезонам: зима (а), весна (б), осень (в), лето (г). 1 — по средним месячным данным, 2 — по срочным значениям для сезона.



пературы для всех зимних месяцев близки друг к другу, для них характерно слабое уменьшение корреляции с расстоянием; даже на расстоянии 2000 км коэффициент корреляции очень высок (0,83 в январе, 0,43 в феврале). Осенью и весной они остаются положительными до значительных расстояний, несмотря на большее уменьшение коэффициента корреляции. Для лета характерно более быстрое насыщение корреляционных функций. Переход через нуль происходит на расстояниях 1500—1700 км, а далее они принимают небольшие отрицательные значения. По-видимому, это можно объяснить тем фактом, что микроклиматические особенности сильнее сказываются летом, чем зимой. На характер различий кривых оказывают, вероятно, влияние подстилающие поверхности. Такое предположение можно сделать при сравнении их с данными тропосферных уровней. Если для тропосферных уровней характерно хорошее совпадение осенних кривых с весенними, а также летних с зимними кривыми, то по нашим материалам можно говорить только об общем характере хода в переходные сезоны.

Что касается корреляционных функций для зимы и лета, то они резко отличаются. Если летом приземные функции становятся равными нулю уже на расстоянии 1500—1700 км (в тропосфере на расстоянии 1500—2000 км), то зимой корреляционные функции не достигают насыщения до очень значительных расстояний. Возможно это объясняется наличием снежного покрова на всей рассматриваемой территории. Для сравнения на график рис. 4 были также нанесены корреляционные функции температуры для срочных значений, полученные в работе [6] для весны, осени и зимы. К сожалению, из-за отсутствия в указанной работе данных для лета провести сравнение результатов в этот сезон не представилось возможным.

Как видно из рис. 4, кривые отличаются принципиально только при малых расстояниях. Изменения структурных и корреляционных функций для средних месячных температур у земли, по крайней мере до расстояний 600—700 км, не носят линейного характера. Считать этот факт случайным не позволяют следующие соображения: во-первых, он характерен для всех месяцев без исключения; во-вторых, осреднение в наших расчетах проводилось по интервалу 100 км, т. е. более точно; в-третьих, все расчеты проводились нами по методике принципиально не отличающейся от методики, которую применял В. П. Мелешко. Интересно сопоставить еще и дисперсии как количественные характеристики изменчивости; они приведены в табл. 2.

Таблица 2

Дисперсии температуры (град.<sup>2</sup>) по срочным и средним месячным данным у земли

Данные температуры	Осень	Зима	Весна	Лето
Средние месячные . . . . .	3,3	15,6	4,1	3,4
Срочные . . . . .	29,5	29,2	31,2	—

Из табл. 2 следует, что дисперсия срочных значений температуры приблизительно постоянна во все сезоны года, тогда как для средних месячных данных характерно увеличение ее в несколько раз зимой по сравнению с остальными сезонами. Сравнивая дисперсии с характером корреляционных функций на рис. 4, легко заметить следующее: чем

больше величина дисперсии, тем медленнее ослабевает с расстоянием корреляция для всех исследованных месяцев.

Нормированные корреляционные функции давления на уровне моря были построены на материале обработки данных только 45 станций, так как на других станциях ряды наблюдений оказались нарушенными. Кроме того, результаты расчетов для некоторых месяцев были забракованы. Поскольку программа расчетов составлена так, что данные каждой ситуации на одной из станций коррелируются с данными на всех остальных станциях, то ошибка в одном исходном данном вследствие сбоя машины или по другой причине искажает расчеты во всех градациях. Чтобы избежать ошибочных данных, строились карты норм давления для каждого месяца, а также проводились пересчеты «выска-

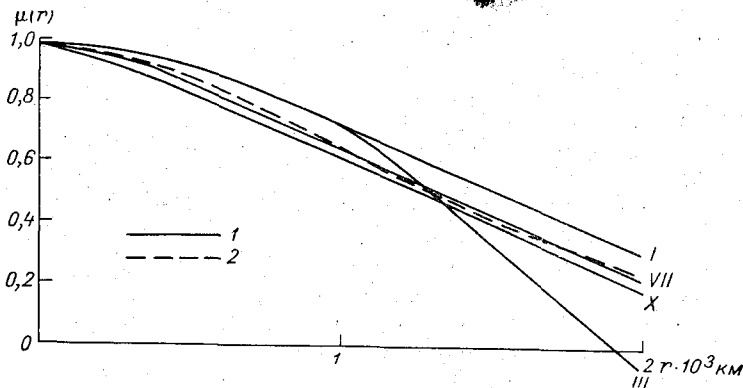


Рис. 5. Нормированные корреляционные функции давления на уровне моря.

1 — для средних месячных значений, 2 — для срочных значений.

кивающих» значений и критический просмотр выборок, по которым рассчитывались нормы. Только после такой проверки данные по давлению использовались для расчета корреляции.

Отобранный материал вполне достаточен для проведения анализа. Как показывают данные рис. 5, нормированные корреляционные функции давления для всех сезонов почти совпадают, для них характерно сравнительно медленное уменьшение с расстоянием, они не достигают насыщения в пределах рассматриваемых расстояний (за исключением марта месяца, где переход через нуль происходит на расстоянии 1900—2000 км). Для сравнения на рис. 5 нанесена нормированная автокорреляционная функция давления на уровне моря, вычисленная по данным синоптических карт для 60 сроков зимнего сезона и приведенная в работе [5]. Они достаточно хорошо согласуются. Значения дисперсии для разных сезонов имеют следующие величины: для зимы  $53,5 \text{ мб}^2$ , для весны  $21,0 \text{ мб}^2$ , для лета  $9,5 \text{ мб}^2$ , для осени  $24,0 \text{ мб}^2$ , а в среднем за год  $26,0 \text{ мб}^2$ . По данным работы [5] для срочных значений давления на уровне моря зимой дисперсия получилась равной  $220 \text{ мб}$ , т. е. дисперсия срочных значений давления оказалась в четыре раза больше дисперсии средних месячных значений, что вполне закономерно. Вычисленные нами значения эмпирических корреляционных функций в большинстве случаев укладываются на плавную кривую. Тем не менее перед использованием их для оценки теоретических ошибок интерполяции необходимо провести дополнительное сглаживание так, чтобы они

удовлетворяли условию положительной определенности. Попытка использовать в качестве аппроксимирующих выражений функции вида

$$m(r) = e^{-ar^\beta} \cos \gamma r; \quad (2)$$

$$m(r) = e^{-ar^\beta} J_0(\gamma r) \quad (3)$$

не дала положительных результатов.

Хорошие результаты получились при аппроксимации кривых функциями вида

$$m(r) = m(0) e^{-ar^\beta} J_0(\gamma r). \quad (4)$$

Здесь  $J_0$  — бесселева функция нулевого порядка,  $r$  — расстояние в  $10^3$  км. Аналитические функции такого вида были успешно применены для аппроксимации в [6].

Мы несколько усложнили задачу, положив неизвестной, кроме коэффициентов  $a$  и  $\beta$ , еще и дисперсию  $m(0)$ .

Такое допущение необходимо для того, чтобы можно было проверить насколько точно путем экстраполяции на нуль корреляционных кривых определяется  $m(0)$ . Дело в том, что при расчетах число случаев в первых двух-трех градациях получается значительно меньше 2000 и, несмотря на исправление по методике [1], экстраполяция может быть неоднозначной.

Таким образом, в уравнении (4) оказалось три неизвестных. Чтобы определить их, произведем следующие преобразования.

Разделим обе части уравнения (4) на значение этого выражения при  $r=r_1$

$$\frac{m(r)}{m(r_1)} = \frac{e^{-ar^\beta} J_0(\gamma r)}{e^{-ar_1^\beta} J_0(\gamma r_1)}$$

Обозначим

$$\xi(r) = \frac{J_0(\gamma r) m(r)}{J_0(\gamma r) m(r_1)} = \frac{e^{-ar^\beta}}{e^{-ar_1^\beta}}$$

Логарифмируя и преобразуя последнее выражение

$$\lg \xi(r) = -ar^\beta \lg e + ar_1^\beta \lg e$$

$$-\lg \xi(r) = ar^\beta \lg e (r^\beta - r_1^\beta),$$

получим

$$-\lg \xi(r) = a \lg e r_1^\beta \left[ \left( \frac{r}{r_1} \right)^\beta - 1 \right]. \quad (5)$$

Для определения коэффициента  $\beta$  используется метод последовательного приближения на графике с осями координат  $-\lg \xi(r)$  и  $\left[ \left( \frac{r}{r_1} \right)^\beta - 1 \right]$ , предварительно рассчитанными для разных  $\beta$  и  $r$  ( $r_1$  — значение градации, в которой наблюдалось максимальное число случаев, а  $r$  — текущая координата). Искомое значение  $\beta$  отыщется в случае, когда нанесенные точки лягут на прямую. Отыскание других коэффициентов не представляет затруднений. Так, для корреляционной функции

температуры февраля (см. рис. 4) было найдено следующее аналитическое выражение:

$$m_T(r) = 12,25e^{-0,372r^{1,3}}$$

Значения дисперсии, определенные экстраполяцией кривой на нуль и из формулы (4), достаточно хорошо согласуются.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гандин Л. С., Болтенков В. П. К методике исследования трехмерной макро-структуры метеорологических полей. Труды ГГО, вып. 165, 1964.
2. Методические указания управлениям Гидрометслужбы № 15, 1954.
3. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. Гидрометеоздат, Л., 1963.
4. Болтенков В. П. Исследование статистической макроструктуры температуры воздуха. Труды ГГО, вып. 165, 1964.
5. Гандин Л. С., Мелешко В. П., Мещерская А. В. О применении универсальных цифровых машин для исследования статистической структуры метеорологических полей. Труды ГГО, вып. 143, 1963.
6. Мелешко В. П., Гусева И. П. Расчеты некоторых статистических характеристик для полей температуры и влажности. Труды ГГО, вып. 165, 1964.

Л. В. ДУБРОВИН  
(Куйбышевская ГМО)

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ

Приводятся результаты экспериментальной проверки расчетной схемы коэффициента турбулентности, предложенной автором.

### Общие замечания

В 1961—1963 гг. автором разработана схема расчета коэффициента турбулентности, сущность которой изложена в работах [1 и 2]. Таблица коэффициентов турбулентности, рассчитанная по данной схеме, принята в качестве официального пособия для сети станций и опубликована в [3]. Настоящие исследования предприняты с целью экспериментальной проверки расчетной схемы при крайних условиях устойчивости и неустойчивости температурной стратификации. За основу принят метод замыкания уравнения теплового баланса

$$B = P + L + V_1 \quad (1)$$

при независимом определении всех членов этого уравнения.

В уравнении (1) радиационный баланс  $B$  измерялся балансомером; тепловой поток в почву  $P$  рассчитывался по данным наблюдений за температурой почвы; турбулентный поток тепла  $L$  и поток тепла, затраченного на испарение  $V_1$ , рассчитывались по формулам (2) и (3)

$$L = 1,35K_1\Delta t; \quad (2)$$

$$V_1 = 2,1K_1\Delta e. \quad (3)$$

В выражениях (2) и (3) величина  $K_1$  рассчитывалась по формуле автора

$$K_1 = 0,104\Delta u m_1 = K_d, \quad (4)$$

где

$$m_1 = 1 + 2,6|Ri| + \sqrt{(1 + 2,6|Ri|)^2 - 1} \quad \text{при } Ri < 0; \quad (5)$$

$$m_1 = 1 + 10,3|Ri| - \sqrt{(1 + 10,3|Ri|)^2 - 1} \quad \text{при } Ri > 0; \quad (6)$$

$\Delta u$  — разность скоростей ветра в м/сек на высотах 2,0 и 0,5 м;  $\Delta t$  — разность температур в градусах;  $\Delta e$  — разность упругости водяного пара в мб на тех же уровнях.

Помимо метода теплового баланса для проверки расчетной схемы использованы сравнительные данные, полученные по схемам других авторов.

## Методика экспериментальных исследований

Экспериментальные наблюдения производились на метеоплощадке Куйбышевской ГМО, характерной для условий лесостепи. Площадка размером 44×47 м и окружающая местность на расстоянии 30—50 м от ограды покрыты скашиваемой до высоты 8—10 см травой. Наблюдения велись только при ясном небе и слабом ветре в отсутствие рособразования сериями по 10 мин. При этом температура почвы на глубинах 0, 1, 2, 5, 10, 15, 20 см отсчитывалась один раз в середине десятиминутки; скорость ветра на высотах 0,5, 1 и 2 м измерялась с помощью высокочувствительных анемометров АСО-3, приспособленных для наблюдений в естественных условиях, в течение 10 мин. с точностью до 1 см/сек; градиенты температуры  $\Delta t$  и влажности  $\Delta e$  измерялись по градиентомеру системы Каганова [4] 20—40 раз за 10 мин. с последующим усреднением с точностью до 0,01 град. и 0,01 мб. Радиационный баланс измерялся сетевым термоэлектрическим балансомером 20—40 раз за 10 мин.

Величина  $P$  рассчитывалась по формуле

$$P = \lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}, \quad (7)$$

где  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности, а  $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}$  — производная температуры по глубине на поверхности почвы. Величины  $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}$  снимались с таутохрон, построенных по данным температуры почвы на глубинах от 0 до 10 см для каждой серии. При этом использовано свойство плавности таутохрон. Величина  $\lambda$  определялась раз в сутки для периода 10—13 час. из уравнения (7), в котором величина  $P$  рассчитывалась методом, изложенным в [3], а величины  $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}$  брались средними за период 10—13 час.

### Исследования турбулентности при неустойчивой стратификации атмосферы

В табл. 1 и 2 приведены экспериментальные данные измерений и рассчитанные величины составляющих теплового баланса при неустойчивой температурной стратификации.

В табл. 2  $B_1 = P + L + V_1$ . При идеальном замыкании уравнения теплового баланса  $B_1$  и  $B$  должны быть равными. Действительно, средние величины  $B_1$  и  $B$  очень близки (0,53 и 0,52). Это подтверждает расчетную схему коэффициента турбулентности автора.

В табл. 3 приводятся величины коэффициентов турбулентности, полученные по следующим расчетным схемам:

1) В работе [5] А. С. Гурвич на основании анализа большого и надежного экспериментального материала дал эмпирическую формулу для расчета динамической скорости  $v_*$  (здесь она приведена для высоты 1 м)

$$v_* = \left( -0,60 - \frac{Ri}{\sqrt{|Ri|}} + 0,38 \right) \frac{\partial u}{\partial z}. \quad (8)$$

Таблица 1

Экспериментальные данные при неустойчивой стратификации атмосферы, 1964 г.

Дата	Время ч. м.	Скорость ветра (м/сек) на высоте (м)			$\Delta t^\circ$	$\Delta e$ мб
		0,5	1,0	2,0		
30 VII	8 35	0,74		1,02	0,55	0,49
	8 55	0,70		0,98	0,61	0,53
31 VII	10 25	1,30		2,05	0,68	1,17
	1 VIII	9 35	0,68		0,98	0,60
		10 25	1,20		1,80	0,72
	11 55	1,19		1,60	0,64	0,85
	12 05	1,11		1,65	0,80	1,19
4 VIII	13 25	2,30		3,80	0,84	0,83
6 VIII	10 25	1,40		2,30	0,70	0,83
	7 VIII	9 50	1,05	1,30	1,53	1,40
		10 00	0,90	1,04	1,18	0,96
	10 15	0,95	1,15	1,27	0,85	0,51
8 VIII	10 15	1,10	1,28	1,45	1,02	0,36
	13 25	0,70		1,20	0,83	0,71
10 VIII	8 25	1,03	1,30	1,56	0,41	0,65
	8 40	1,18	1,50	1,78	0,53	0,67
11 VIII	8 05	1,04	1,34	1,55	0,66	0,47
	8 30	1,03	1,35	1,63	0,58	0,63
	8 41	1,00	1,28	1,50	0,80	0,75
	13 25	1,50		2,40	1,17	0,74
13 VIII	14 20	1,20	1,50	1,71	0,76	0,61
	14 32	1,45	1,86	2,18	0,52	0,76
	14 43	1,20	1,52	1,76	0,69	0,72
	14 55	1,44	1,87	2,74	0,38	1,00

Таблица 2

Величины составляющих теплового баланса (кал/см<sup>2</sup>мин.) при неустойчивой стратификации

Дата	Время ч. м.	$P$	$L$	$V_1$	$B_1$	$B$
30 VII	8 35	0,11	0,07	0,10	0,28	0,40
	8 55	0,13	0,08	0,11	0,32	0,44
31 VII	10 25	0,26	0,12	0,33	0,71	0,65
	1 VIII	9 35	0,21	0,08	0,13	0,42
		10 25	0,24	0,12	0,22	0,58
	11 55	0,25	0,10	0,20	0,55	0,68
	12 05	0,22	0,14	0,33	0,69	0,71
4 VIII	13 25	0,31	0,24	0,37	0,92	0,78
6 VIII	10 25	0,30	0,14	0,26	0,70	0,62
	7 VIII	9 50	0,24	0,30	0,17	0,71
		10 00	0,29	0,18	0,16	0,63
	10 15	0,27	0,15	0,14	0,56	0,54
8 VIII	10 15	0,30	0,19	0,11	0,60	0,46
	13 25	0,25	0,14	0,18	0,58	0,63
10 VIII	8 25	0,05	0,06	0,14	0,25	0,24
	8 40	0,11	0,08	0,16	0,35	0,37
11 VIII	8 05	0,04	0,11	0,12	0,27	0,20
	8 30	0,06	0,09	0,16	0,31	0,28
	8 41	0,09	0,13	0,19	0,41	0,37
	13 25	0,22	0,27	0,26	0,75	0,67
13 VIII	14 20	0,28	0,12	0,15	0,55	0,59
	14 32	0,27	0,08	0,19	0,54	0,52
	14 43	0,28	0,11	0,18	0,57	0,55
	14 55	0,18	0,06	0,25	0,49	0,48
Среднее					0,53	0,52

Величины коэффициентов турбулентности  $K_1$ , рассчитанные по различным схемам

Дата	Время ч. м.	$K_d$	$K_B$	$K_t$	$K_v$	$K_d$	Ri
30 VII	8 35		0,16	0,13	0,11	0,10	-0,34
	8 55		0,17	0,12	0,11	0,10	-0,37
31 VII	10 25		0,11	0,12	0,14	0,14	-0,05
1 VIII	9 35		0,14	0,12	0,11	0,10	-0,32
	10 25		0,12	0,13	0,14	0,12	-0,10
	11 55		0,16	0,12	0,10	0,11	-0,18
	12 05		0,14	0,13	0,14	0,13	-0,13
4 VIII	13 25		0,17	0,14	0,20	0,21	-0,02
6 VIII	10 25		0,12	0,13	0,16	0,15	-0,04
7 VIII	9 50	0,08	0,09	0,18	0,17	0,16	-0,28
	10 00	0,03	0,11	0,15	0,15	0,14	-0,60
	10 15	0,11	0,12	0,14	0,11	0,13	-0,41
8 VIII	10 15	0,05	0,08	0,15	0,13	0,14	-0,40
	13 25		0,15	0,14	0,14	0,12	-0,16
10 VIII	8 25	0,07	0,10	0,10	0,11	0,10	-0,07
	8 40	0,10	0,12	0,11	0,12	0,11	-0,07
11 VIII	8 05	0,12	0,08	0,12	0,13	0,12	-0,12
	8 30	0,09	0,11	0,12	0,13	0,12	-0,08
	8 41	0,11	0,10	0,13	0,13	0,12	-0,15
	13 25		0,14	0,16	0,19	0,17	-0,07
13 VIII	14 20	0,14	0,14	0,13	0,13	0,12	-0,14
	14 32	0,16	0,11	0,14	0,14	0,12	-0,05
	14 43	0,13	0,11	0,12	0,13	0,12	-0,11
	14 55	0,13	0,12	0,09	0,13	0,12	-0,03
Среднее			0,12	0,13	0,13	0,13	

Используя это выражение, можно получить формулу (9) для коэффициента турбулентности

$$K_v = \frac{v^2}{\frac{\partial u}{\partial z}} = \frac{v^2}{0,72 \Delta u} \quad (9)$$

2) Из уравнений (1) — (3) можно получить выражение (10) для расчета коэффициента турбулентности по данным  $B$ ,  $P$ ,  $\Delta t$  и  $\Delta e$  (метод теплового баланса)

$$K_B = 0,74 \frac{B - P}{\Delta t + 1,56 \Delta e} \quad (10)$$

3) Поскольку все серии, приведенные в табл. 1 и 2, относятся к величинам  $Ri \leq -0,03$ , когда действуют формулы А. С. Монина и А. М. Обухова для режима свободной конвекции, можно использовать и этот метод. В работе [6] для величины турбулентного потока тепла (при режиме свободной конвекции) приведена формула, которая для высоты 1 м имеет вид:

$$L = 0,2 \Delta t^{3/2} \quad (11)$$

Используя уравнение (11) и (2), получим формулу для

$$K_t = 0,15 \sqrt{\Delta t} \quad (12)$$



4) Использована также схема Д. Л. Лайхтмана. При этом величина  $\varepsilon$  рассчитывалась аналитически по данным о скоростях ветра на высотах 0,5, 1 и 2 м по табл. 4.

Таблица 4

Зависимость величин  $\varepsilon$  от величины

$$\frac{u_2 - u_1}{\Delta u} 1,38$$

$\varepsilon$	$\frac{u_2 - u_1}{\Delta u} 1,38$	$\varepsilon$	$\frac{u_2 - u_1}{\Delta u} 1,38$
-0,50	0,59	0,50	0,83
-0,45	0,60	0,45	0,81
-0,40	0,61	0,40	0,80
-0,35	0,62	0,35	0,78
-0,30	0,63	0,30	0,77
-0,25	0,64	0,25	0,76
-0,20	0,65	0,20	0,74
-0,15	0,66	0,15	0,73
-0,10	0,67	0,10	0,72
-0,05	0,68	0,05	0,71
0,00	0,69	0,00	0,69

Таблица 2 получена с учетом справедливости выражения  $\frac{2^\varepsilon - 0,5^\varepsilon}{\varepsilon} = 1,38[7]$ , а также способа определения  $\varepsilon$  методом последовательного приближения, при котором  $\varepsilon$  считается подобранным в том случае, когда в системе координат  $(u_z, \frac{z^\varepsilon - 1}{\varepsilon})$  экспериментальные точки скорости ветра лежат на прямой линии.

Тогда

$$\frac{\frac{u_2 - u_1}{\varepsilon}}{\frac{2^\varepsilon - 1}{\varepsilon}} = \frac{\Delta u}{\frac{2^\varepsilon - 1}{\varepsilon} \frac{0,5^\varepsilon - 1}{\varepsilon}} = \frac{\Delta u}{\frac{2^\varepsilon - 0,5^\varepsilon}{\varepsilon}}$$

Величины  $z_0^\varepsilon$  и  $K_d$  рассчитывались по формулам

$$z_0^\varepsilon = 1 - \frac{1,38u_1}{\Delta u} \varepsilon; \quad (13)$$

$$K_d = 0,104 \Delta u \left( \frac{z_0^\varepsilon}{1 - 1,75\varepsilon} \right)^2. \quad (14)$$

По (13) и (14) и по табл. 4 объективно находились значения  $K_d$  для серий, в которых скорости ветра измерялись на трех высотах.

Данные табл. 3 требуют внимательного рассмотрения. Прежде всего следует отметить, что средние значения коэффициентов турбулентности, рассчитанные по различным схемам, очень близки друг к другу, а для  $K_t$ ,  $K_v$  и  $K_d$  они совпадают. Анализ величин  $K_t$ ,  $K_v$  и  $K_d$  от серии к серии показывает, что величины  $K_v$  и  $K_d$  во всех сериях очень близки друг к другу, а величина  $K_t$  только в двух случаях (4/VIII и 13/VIII в 14 час. 55 мин.) заметно отличается от величин  $K_v$  и  $K_d$ . Анализ этих случаев показывает, что здесь имеем дело не со случайными ошибками, а с физической закономерностью. Дело в том, что оба эти случая падают на границу применимости метода свободной конвекции (4/VIII  $Ri = -0,02$ , 13/VIII  $Ri = -0,03$ ) и в них велик вклад динамического фактора  $\Delta u$ , который форму-

лой (12) не учитывается (4/VIII  $\Delta u = 1,5$  м/сек, а 13/VIII  $\Delta u = 0,8$  м/сек). Проверим эту мысль следующим расчетом: рассчитаем величину  $K_d$  для 4/VIII при том же значении  $\Delta t$  (т. е. при  $\Delta t = 0,84$ ), но при  $\Delta u = 0,2$  м/сек (т. е. по возможности исключим динамический фактор), тогда  $K_d = 0,14$ , т. е. полностью совпадает с  $K_t = 0,14$  для этой серии. Аналогичный расчет  $K_d$  для 13/VIII при  $\Delta u = 0,2$  м/сек дает величину  $K_d = 0,09$ , которая также полностью совпадает с величиной  $K_t$  для этой серии. Таким образом, оба исключения не только не опровергают величин  $K_d$ , но, наоборот, полностью подтверждают, что  $K_d$  учитывает как динамический, так и термический факторы турбулентности, а величина  $K_t$  — только термический.

Укоренилось мнение, что величины  $K_B$  являются эталонными. Это было бы действительно так, если бы параметры, входящие в формулу (10), определялись без ошибок. Многопараметровость формулы приводит к значительным ошибкам в тех случаях, когда ошибки в вычислениях всех параметров действуют в одну сторону. Например, наибольшее отклонение  $K_B$  от  $K$  вычисленных другими методами, получено 7/VIII в 9 час. 50 мин., тогда как  $K_t$ ,  $K_v$  и  $K_d$  в этом случае дали согласованные результаты. Для этой серии  $K_B = 0,74 \frac{0,51 - 0,24}{1,40 + 1,56 \cdot 0,52} = 0,09$ . Изменим все величины на 10% и снова

рассчитаем  $K_B$ . Теперь  $K_B = 0,74 \frac{0,56 - 0,21}{1,26 + 1,56 \cdot 0,47} = 0,13$ , что близко к  $K_d$  для этой серии. Во всех других случаях отклонения  $K_B$  от величины  $K_d$  значительно меньше и легко объясняются случайными ошибками в вычислении параметров  $B$ ,  $P$ ,  $\Delta t$  и  $\Delta \epsilon$ , тогда как согласование величин  $K_t$ ,  $K_v$  и  $K_d$  при этом хорошее. Отсюда можно сделать вывод, что метод расчета единичных величин  $K_B$  относительно менее точен, чем другие методы, средняя же величина  $K_B$ , равная 0,12, подтверждает полностью методы определения  $K_t$ ,  $K_v$  и  $K_d$ .

Особого внимания требует анализ величин  $K_d$ . Метод вычисления  $K_d$  по Лайхтману дает наибольшие отклонения значений от средних величин  $K_1$  для каждой серии. Дело в том, что метод Лайхтмана требует исключительной точности наблюдений, недостижимой современными приборами. Покажем это на конкретных примерах. Наибольшее отклонение по методу Лайхтмана было отмечено 7/VIII в 10 час. 00 мин. Величина  $\Delta u$  для этого случая равна 0,28 м/сек,  $u_2 = 1,18$ ,  $u_1 = 1,04$ ,  $u_{0,5} = 0,90$  м/сек. По формулам (13), (14) и табл. 4 находим:  $\epsilon = 0,00$ ,  $K_d = 0,03$  м<sup>2</sup>/сек. Здесь сразу же видно, что данные о ветре ошибочные, так как величина  $\epsilon$ , равная нулю, не соответствует измеренной величине  $\Delta t$  ( $\Delta t = 0,96^\circ$ ). Изменим в этих данных только одну величину, а именно  $u_1$ , всего на 2 см/сек, т. е. примем  $u_1 = 1,06$  м/сек. В этом случае расчеты дают  $\epsilon = -0,50$ ,  $K_d = 0,11$  м<sup>2</sup>/сек, что близко к величине  $K_d$  для этой серии. По данным за 10 час. 15 мин. 8/VIII величина  $\Delta u$  равна 0,35 м/сек и изменение величины  $K_d$  произошло также из-за очень незначительных погрешностей в измерении скорости ветра. Изменив при этом скорость ветра на высоте 1 м с 1,28 на 1,30 м/сек, получим  $\epsilon = -0,50$ ,  $K_d = 0,12$  м<sup>2</sup>/сек. Таким образом, при малых  $\Delta u$  достаточно неточности в измерении скорости ветра всего на 2 см/сек для того, чтобы полностью исказить результаты расчетов. Эти примеры убедительно показывают, что метод Лайхтмана в настоящее время при расчетах коэффициентов турбулентности при малых скоростях ветра применяться еще не может.

Если же из табл. 3 исключить такие случаи (их всего три), то средняя величина  $K_d$  будет полностью соответствовать другим средним величинам. Это показывает также, что анемометры АСО-3 позволяют измерять скорости ветра с точностью 2—3 см/сек.

Учитывая все сказанное, приходим к выводу, что все методы расчета коэффициента турбулентности полностью подтверждают расчетную схему автора ( $K_d$ ).

### Исследования турбулентности при устойчивой стратификации

В табл. 5 приводятся значения составляющих теплового баланса при инверсионных условиях.

Анализируя таблицу, приходим к выводу, что составляющие теплового баланса вполне удовлетворительно балансируются и для инверсионных условий, откуда следует, что расчетная схема коэффициента турбулентности  $K_d$  надежна и для этих условий с точностью до 0,01 м<sup>2</sup>/сек.

Таблица 5

Величины составляющих теплового баланса (кал/см<sup>2</sup>мин.) для инверсионных условий

Дата	Время ч. м.	$P$	$L$	$V_1$	$B_1$	$B$	Ri
28 VII	20 15	-0,07	0,00	0,00	-0,07	-0,05	2,1
	20 25	-0,07	0,00	0,00	-0,07	-0,06	>100,0
	20 35	-0,09	0,00	0,00	-0,09	-0,07	>100,0
29 VII	20 45	-0,09	0,00	0,00	-0,09	-0,07	1,49
	20 15	-0,09	0,00	0,00	-0,09	-0,06	5,4
	20 25	-0,09	-0,01	0,01	-0,09	-0,06	0,68
30 VII	20 35	-0,09	-0,02	0,01	-0,10	-0,07	0,43
	20 45	-0,09	-0,01	0,01	-0,09	-0,07	0,37
	4 35	-0,09	0,00	0,00	-0,09	-0,07	>10,0
1 VIII	18 45	0,02	0,00	0,02	0,04	0,04	0,22
	18 55	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,32
	19 05	0,00	-0,01	0,02	0,01	0,01	0,30
	19 15	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,72
	19 25	0,00	-0,01	0,01	0,00	0,00	0,61
	20 15	-0,06	0,00	0,00	-0,06	-0,06	5,4
3 VIII	20 25	-0,06	0,00	0,00	-0,06	-0,06	3,55
	20 25	-0,04	-0,02	0,01	-0,05	-0,07	0,08
5 VIII	4 35	-0,06	-0,03	0,01	-0,08	-0,07	0,06
	4 55	-0,06	-0,05	0,02	-0,09	-0,07	0,03
	19 55	-0,06	-0,02	0,01	-0,07	-0,06	0,22
8 VIII	20 05	-0,07	-0,02	0,01	-0,08	-0,07	0,25
	20 15	-0,06	-0,02	0,01	-0,07	-0,07	0,16
	20 25	-0,07	-0,01	0,01	-0,07	-0,07	0,17
	20 35	-0,06	-0,02	0,01	-0,07	-0,08	0,10
	19 45	-0,05	-0,01	0,01	-0,05	-0,05	0,14
	20 00	-0,07	-0,02	0,01	-0,08	-0,07	0,11
18 VIII	20 05	-0,06	-0,01	0,00	-0,07	-0,07	0,14
20 VIII	20 27	-0,09	0,00	0,00	-0,09	-0,08	16,3
30 VIII	19 27	-0,07	0,00	0,00	-0,07	-0,07	4,38
31 VIII	19 10	-0,09	-0,02	0,01	-0,10	-0,07	0,29
	19 25	-0,10	-0,02	0,01	-0,11	-0,09	0,27
Среднее		-0,06	-0,01	0,01	-0,06	-0,06	

Гораздо труднее проверить схему для величин, меньших 0,01 м<sup>2</sup>/сек. Попытка такой проверки косвенными путями излагается ниже, а экспериментальные данные для нее приводятся в табл. 6.

Данные по турбулентности в приземном слое в условиях инверсий

Дата	Время ч. м.	Экспериментальные данные			Расчетные данные			Ri
		$\Delta u$	$\Delta t$	$\Delta e$	$w'_0 - w$	$K_d$	$K_v$	
28 VII	20 15	0,20	-1,68	0,68	0,000	0,000	0,000	2,0
	20 25	0,00	-2,82	0,56	0,000	0,000	0,000	$\infty$
	20 35	0,01	-2,80	0,49	0,000	0,000	0,000	>1000
	20 45	0,22	-1,49	0,21	0,001	0,001	0,000	1,49
29 VII	20 15	0,16	-2,83	1,56	0,000	0,000	0,000	5,40
	20 25	0,50	-3,53	1,07	0,007	0,003	0,000	0,68
	20 35	0,59	-3,13	0,61	0,010	0,006	0,000	0,43
	20 45	0,53	-2,10	0,45	0,006	0,006	0,001	0,36
1 VIII	18 45	0,35	-0,54	1,57	0,008	0,006	0,002	0,21
	18 55	0,32	-0,67	1,53	0,005	0,004	0,001	0,32
	19 05	0,38	-0,91	1,69	0,007	0,005	0,001	0,30
	19 15	0,30	-1,36	1,75	0,003	0,002	0,000	0,72
	19 25	0,37	-1,73	2,22	0,003	0,003	0,000	0,61
	20 15	0,21	-4,73	2,91	0,002	0,000	0,000	5,15
	20 25	0,25	-4,61	2,76	0,001	0,000	0,000	3,55
5 VIII	19 55	0,50	-1,13	0,44	0,011	0,008	0,004	0,22
	20 05	0,50	-1,30	0,40	0,007	0,008	0,003	0,25
	20 15	0,60	-1,22	0,33	0,017	0,012	0,009	0,16
	20 25	0,55	-1,09	0,28	0,016	0,011	0,007	0,17
	20 35	0,64	-0,86	0,25	0,027	0,017	0,017	0,10

Величины коэффициентов турбулентности в табл. 6 приведены с точностью до 0,001 м<sup>2</sup>/сек. Однако проверить эти данные прямым инструментальным методом или методом сравнения невозможно. Метод сравнения  $K_d$  с  $K_v$  отпадает при  $Ri=0,07$  и более, так как формула (7) была получена при  $Ri < 0,07$ , а до  $Ri=0,36$  была экстраполирована. Поэтому для контроля величин  $K_d$  используются два косвенных метода: во-первых, величины  $K_d$  контролируются разностью ( $w'_0 - w$ ), а во-вторых, — общей тенденцией процесса за период наблюдений. (Здесь  $w'_0$  — вертикальная составляющая скорости ветра, обусловленная только динамическими причинами  $\Delta u$ , а  $w$  — часть скорости, подавляемая гравитационными силами.) По данным работ [1, 2]  $w'_0 = 0,21 - \frac{\partial u}{\partial z}$ ;  $w = 1,64u' \sqrt{Ri}$ . При полном подавлении динамической составляющей разность ( $w'_0 - w$ ) достигает нуля и турбулентность прекращается. Таким образом, по разности ( $w'_0 - w$ ) можно проследить за степенью развития турбулентности.

Использование для контроля общей тенденции процесса за период возможно в связи с тем, что все наблюдения велись при слабом ветре и ясном небе, когда  $B$  и  $P$  меняются вполне закономерно. Поэтому прекращение турбулентности должно вызывать застой в приземном слое воздуха и резкое увеличение градиентов  $\Delta t$  и  $\Delta e$ , наоборот, усиление турбулентности должно приводить к уменьшению градиентов  $\Delta t$  и  $\Delta e$ . Таким образом, тенденция развития процесса является критерием перехода от турбулентного режима к ламинарному и наоборот.

Рассматривая данные табл. 6, видим, что в первом периоде (28/VII) величина ( $w'_0 - w$ ) равна нулю, что вполне согласуется с нулевой величиной  $K_d$ . В соответствии с этим наблюдается постепенное уве-

личение (по абсолютной величине) отрицательных градиентов температуры с  $-1,68$  до  $-2,80^\circ$ . В конце периода за счет увеличения  $\Delta u$  появляется ничтожно малая разность  $(\omega'_0 - \omega)$ , что соответствует очень малой величине  $K_d$ , равной,  $0,001$  м<sup>2</sup>/сек. Однако в реальности этой цифры сомнений нет, так как несколько уменьшается и  $\Delta t$ . Во втором периоде (29/VII) наблюдаем постепенное нарастание разностей  $(\omega'_0 - \omega)$  и постепенное увеличение  $K_d$  с  $0,000$  до  $0,006$  м<sup>2</sup>/сек, в соответствии с этим постепенно уменьшаются градиенты температуры с  $-3,53$  до  $-2,10^\circ$ . Таким образом, величины  $K_d$  от  $0,003$  до  $0,006$  м<sup>2</sup>/сек имеют реальное значение. В третьем периоде (1/VIII) наблюдается постепенное уменьшение разностей  $(\omega'_0 - \omega)$  и соответствующее уменьшение величин  $K_d$  с  $0,006$  до  $0,000$  м<sup>2</sup>/сек. В полном соответствии с этим находится постепенное увеличение градиентов (по абсолютной величине) температуры и влажности. При значениях  $K_d$ , равных нулю, градиент температуры резко изменяется с  $-1,73$  до  $-4,73^\circ$ . Это подтверждает факт, что даже малые значения  $K_d$ , равные  $0,003$ ,  $0,002$  м<sup>2</sup>/сек имеют реальное значение, несколько притормаживая процесс развития инверсии. Данные четвертого периода также очень характерны: в начале наблюдается уже развитая инверсия, но разности  $(\omega'_0 - \omega)$  и величины  $K_d$  достигают заметных значений и инверсия постепенно размывается.

Таким образом, данные всех четырех периодов подтверждают, что заметная турбулентность существует при значениях  $Ri > 0,36$  и даже при  $Ri=1,49$  явление турбулентности еще прослеживается вполне определенно и только при  $Ri > 2$  невозможно установить признаков турбулентного перемешивания, хотя величины  $\Delta u$  в этих случаях имеют еще измеримое значение ( $0,16-0,25$  м/сек). Если случай 28/VII в 20 час. 45 мин. (при  $Ri=1,49$ ) исключить как трудно измеримый, то можно принять, что  $Ri_{крит}=1$ .

Учитывая проведенный выше анализ, можно утверждать, что при  $Ri > 0,07$  значения  $K_d$  более близки к действительности, чем эмпирическая формула (8), которая, однако, не противоречит схеме автора при значениях  $Ri < 0,07$ , как это следует из работы [2].

## Выводы

1. Хорошая увязка составляющих теплового баланса, а также коэффициентов турбулентности, рассчитанных по разным схемам, подтверждает надежность всех экспериментальных материалов, приведенных в настоящей статье, в том числе полученных с помощью градиентомера Каганова и анемометров АСО-3. Вместе с тем, она подтверждает надежность и точность предложенной автором расчетной схемы коэффициента турбулентности для всех условий температурной стратификации от предельных условий инверсий ( $Ri > 1$ ) до условий свободной конвекции ( $-1,0 < Ri < -0,03$ ). При  $Ri < -1$  лучше пользоваться формулами свободной конвекции А. С. Момина и А. М. Обухова.

2. Значение  $Ri_{крит}$ , при котором затухает турбулентность, близко к 1. Резкого перехода от режима динамической турбулентности к режиму свободной конвекции (при  $Ri$  от  $-0,03$  до  $-0,05$ ) нет; имеет место плавное изменение режима турбулентности под влиянием фактора плавучести и это изменение полностью учитывается расчетной схемой автора.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дубровин Л. В. Вывод формулы для определения величин конвективной скорости в приземном слое. Сб. работ Куйбышевской ГМО, вып. 1, 1964 г.
2. Дубровин Л. В. Расчет всех характеристик турбулентной атмосферы для высоты 1 м по стандартным градиентным наблюдениям. Сб. работ Комсомольской ГМО, вып. 4, 1964 г.
3. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Под ред. А. Г. Бройдо. Гидрометеиздат, Л., 1964 г.
4. Каганов М. А. Дистанционный электропсихрометр и новая методика определения влажности воздуха. Сб. «Вопросы агрономической физики». Сельхозгиз, 1956.
5. Гурвич А. С. Измерение напряжения турбулентного трения в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР сер. геофиз., № 3, 1961.
6. Монин А. С. О структуре полей скорости ветра и температуры в приземном слое воздуха. Труды ИФА, № 4, 1962.
7. Дубровин Л. В. Определение производной ветра по высоте для любых условий по данным градиентных наблюдений. Сб. работ Куйбышевской ГМО, вып. 1, 1964.

## О МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА ЗА КОРОТКИЕ ИНТЕРВАЛЫ ВРЕМЕНИ

Анализируются материалы экспериментальных наблюдений по определению составляющих теплового баланса (затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен), полученные летом 1964 г. в Воейково.

Проводится сопоставление величин за часовые, полусуточные и суточные интервалы времени при расчете их разными методами:

Определение составляющих теплового баланса за короткие интервалы времени (а следовательно, и за любые) имеет большое практическое значение, особенно при включении данных по тепловому балансу для оперативного обслуживания. Однако определение двух составляющих — затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен — связано с большими трудностями, так как в настоящее время не имеется простых и надежных способов непосредственного измерения этих потоков, а для широкой практики применяются расчетные методы, основанные на некоторых физических допущениях и использовании простых измерений.

В данной работе будут приведены некоторые материалы, подтверждающие возможность определения затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен за короткие интервалы времени.

Как известно, в настоящее время наиболее широкое распространение получили так называемые методы теплового баланса и турбулентной диффузии. Они включены в методическое пособие [1] как способы определения этих составляющих по наблюдениям на сети метеорологических станций. Принятые в них физические допущения состоят в следующем. Предполагается, что в приземном слое механизм переноса тепла, водяного пара и количества движения одинаков, поэтому можно считать равными коэффициенты турбулентности для переноса тепла и водяного пара (и определять их через перенос количества движения), а профили метеорологических элементов (температуры, влажности воздуха и скорости ветра) подобными.

Тогда расчетные формулы с постоянными для высоты места, где давление воздуха мало отличается от нормального, будут иметь вид:

$$L = c_p \rho K \frac{\partial T}{\partial z} = 1,87 K_1 \frac{\partial T}{\partial z} = 1,35 K_1 \Delta T; \quad (1)$$

$$V = \rho K Z' \frac{\partial q}{\partial z} = 2,91 K_1 \frac{\partial e}{\partial z} = 2,1 K_1 \Delta e \quad (2)$$

при  $\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{1}{z} \frac{\Delta T}{\ln^2 \frac{z}{z_1}}$  (то же для  $\frac{\partial e}{\partial z}$ )

и  $z_2=2$  м,  $z_1=0,5$  м;

$$L = \frac{B-P}{1+1,56 \frac{\Delta e}{\Delta T}}; \quad (3)$$

$$V = \frac{B-P}{1+0,64 \frac{\Delta T}{\Delta e}}. \quad (4)$$

Здесь  $V$  и  $L$  — затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен в кал/см<sup>2</sup>мин.;  $B$  и  $P$  — радиационный баланс и потоки тепла в почве в тех же единицах;  $K_1$  — коэффициент турбулентности на высоте 1 м;  $\Delta T$  и  $\Delta e$  — разность температуры и упругости водяного пара на двух уровнях в град. и мб соответственно;  $c_p=0,24$  кал/г град. и  $\rho=1293$  г/м<sup>3</sup> — теплоемкость воздуха при постоянном давлении и плотность воздуха;  $q$  — удельная влажность воздуха.

Здесь не приводится подробный вывод этих выражений, так как они общеизвестны из ряда работ, в частности из [2]. Там же показано, что выражения (1)—(4) справедливы лишь для однородных подстилающих поверхностей, для которых адвекцией можно пренебречь. Эти выражения достаточно просты и требуют небольшого количества исходных данных. Расчет  $K_1$  проводится по известному распределению скорости ветра и температуры воздуха в приземном слое по различным схемам, полученным при использовании полуэмпирической теории турбулентности (распространены формулы Лайхтмана, Будыко, Константинова, экспериментальная формула Тимофеева). При наиболее вероятных погодных условиях все эти схемы, как показано в ряде работ и, например, в [3] дают сходные значения коэффициента турбулентности.

Более существенно выяснить насколько принятые физические допущения справедливы в природных условиях, т. е. выполнено равенство коэффициентов обмена и подобие профилей. По этому поводу мнения противоречивые. Судить об абсолютных значениях коэффициентов и о сравнимости их для разных субстанций можно лишь в случае измерения потоков прямыми методами. В СССР в 40—50-х годах такие работы выполнялись М. И. Будыко [4] и М. П. Тимофеевым [5] при непосредственном измерении испарения малыми испарителями. Авторы пришли к выводу, что при довольно грубых способах измерения потоков с достаточной для практических потребностей точностью можно считать коэффициенты турбулентности для переноса влаги, тепла и количества движения равными. В последнее время в Институте физики атмосферы получены экспериментальные данные по непосредственным измерениям турбулентного потока тепла, которые дадут возможность судить о соотношении коэффициентов.

Зарубежные исследователи неоднократно рассматривали этот вопрос и получали различные соотношения коэффициентов. Наиболее интересные данные получены недавно Свинбенком [6] в условиях тщательно выполненного эксперимента. Он обнаружил в коэффициентах обмена для тепла и движения существенную разницу. Однако пока еще преждевременно делать какие-либо окончательные выводы, поэтому во всех теоретических работах коэффициенты принимаются равными. Так, это сделано, например, и в работе [7] при получении решения для изменений температуры и влажности под влиянием подстилающей поверхности.

Следовательно, на данном этапе исследований пока нет новых веских оснований считать выражения (1)—(4) невыполняющимися.



В связи с проведением разработки системы измерений теплового баланса важно рассмотреть некоторые вопросы, касающиеся выбора метода определения и сопоставимости его с другими способами. Со времени исследований М. П. Тимофеева [5] в СССР такие проработки не проводились, хотя работ по методике определения теплового баланса было и много, но они в большей степени относились к оценке точности измерения исходных величин и рассмотрению возможностей использования метода турбулентной диффузии в оперативной практике. Кроме того, в настоящее время нашел распространение новый метод определения потоков тепла и влаги [8], основанный на соображениях теории подобия, и важно провести сопоставление его с другими способами.

Материалом для проработки поставленных вопросов послужили экспериментальные данные, полученные с помощью простейшей аппаратуры в условиях Воейково летом 1964 г. Эти два обстоятельства — простая аппаратура и проведение эксперимента в Воейково — нам кажутся существенными в том отношении, что в основном использовалась общедоступная сетевая аппаратура, а условия Воейково являются близкими к условиям большинства станций; открытая часть площадки наблюдений имеет размеры 150 × 300 м, далее располагаются дома поселка, деревья. Поэтому выяснение возможностей определения составляющих теплового баланса в этих условиях существенно для распространения методики на большинство метеостанций.

Наблюдения проводились за следующими элементами:

- 1) распределением температуры и влажности воздуха по аспирационным психрометрам на уровнях 0,25, 0,5, 1, 2 м;
- 2) распределением скорости ветра по контактными анемометрам М-25 с непрерывной регистрацией скорости на уровнях 0,25, 0,5, 1, 2 и 4 м;
- 3) измерением испарения с помощью малых испарителей типа, описанного в [4,5];
- 4) распределением температуры от поверхности почвы до глубины 160 см по дистанционной установке М-54 и до глубины 20 см по ртутным почвенным термометрам.
- 5) распределением влажности почвы от поверхности до глубины 120 см весовым способом один раз в сутки;
- 6) радиационным балансом по данным регистрации термоэлектрического балансомера с затенением и актинографа;
- 7) горизонтальными градиентами температуры и влажности воздуха на уровнях 0,5 и 1,5 м;
- 8) направлением ветра и облачностью.

Наблюдения проводились летом в течение восьми суток по следующей методике. За сутки выполнялось 11 наблюдений, причем днем (с 7 до 17 час. включительно) продолжительность срока наблюдений составляла 1 час., а ночью (с 19 до 7 час.) — 25 мин. Днем в течение часа наблюдения за температурой воздуха по сухому и смоченному термометрам производились 10-минутными сериями три раза (например, в срок 7 час. 30 мин. — 6 час. 40 мин.; 6 час. 55 мин. — 7 час. 05 мин.; 7 час. 20 мин. — 7 час. 30 мин.), и в каждую серию по термометру делалось по пять отсчетов; следовательно, в дневные сроки по каждому термометру выполнялось 15 отсчетов. В ночные сроки производили одну серию отсчетов, т. е. пять отсчетов по каждому термометру.

Обработка данных состояла в осреднении температуры по пяти отсчетам, введении к ней соответствующих поправок и расчету упругости водяного пара. Средняя за срок температура и влажность воздуха

в дневное время получены из осреднения по трем сериям, ночью — из одной. Скорость ветра регистрировалась непрерывно в течение часа.

Наблюдения за температурой почвы выполнялись также по три раза в час в сроки и серии, соответствующие отсчетам психрометров, т. е. на каждой глубине проводилось три отчета; на поверхности почвы были установлены два ртутных термометра, поэтому за час проводилось шесть измерений.

Испарение по малым испарителям площадью  $100 \text{ см}^2$  днем измерялось в течение часа, при этом экспонировались три испарителя со свежими монолитами; ночью три монолита экспонировались без смены.

Горизонтальные градиенты температуры и влажности воздуха измерялись в сроки 9—17 час. с помощью переносной установки с психрометрами на высоте 0,5 и 1,5 м, которую помещали с наветренной стороны на расстоянии 50 м от основной установки с психрометрами; отсчеты термометров на переносной установке проводились одновременно с отсчетами на основной. Первичная обработка была аналогична той, которая выполнялась для психрометров на основной установке.

Исходные материалы градиентных наблюдений за температурой, влажностью и скоростью ветра по среднечасовым данным приведены в табл. 1. Графический анализ этих данных за каждый срок показывает, что распределение всех элементов близко к логарифмическому; это подтверждается и по средним данным для всех серий (рис. 1). Отклонение профилей от логарифмического закона в некоторые часы суток отмечается для температуры и влажности воздуха ниже 0,5 м, а для скорости ветра в условиях Воейково — выше 2 м. При дальнейшем использовании градиентов этим отклонением пренебрегли и приняли логарифмический закон для изменения метеоэлементов.

На основании данных табл. 1 и величин радиационного баланса и потока тепла в почве проведены расчеты затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен разными способами; значения составляющих теплового баланса за отдельные сроки помещены в табл. 2. В ней величины  $B$  приняты по данным регистрации. Величины  $P$  получены путем расчета по методике, приведенной в [1], по данным измерения температуры почвы ртутными термометрами до глубины 20 см. При этом, так как температура почвы измерялась три раза за срок, то расчет потока между сроками проводился по средним температурам из трех измерений за данный срок при следующих величинах объемной теплоемкости почвы: 26. VI 0,40, 6. VII 0,37, 10. VII 0,48, 16—18. VII 0,35; 21. VIII 0,40, 27. VIII 0,50 кал/см<sup>3</sup> г. Значение потока в срок определялось графической интерполяцией по полученным данным потока между сроками.

Через  $V$  обозначены затраты тепла на испарение, полученные по измерению испарения с помощью испарителей, а через  $V_1$  и  $L_1$  — затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен, полученные методом теплового баланса в виде, рекомендуемом в [1], т. е. рассчитанные по формулам (3) и (4) для случаев, когда  $B - P \geq 0,1$  и  $\Delta T \geq 0,1$  и  $\Delta e \geq 0,1$ . В случаях, когда это условие не выполнялось, то  $L$  рассчитывалось по выражению (1), а  $V$  определяется как остаточный член уравнения теплового баланса, т. е.

$$V = B - P - L.$$

Значение  $K_1$  при этом определяется через  $\Delta T$  и  $\Delta u$ , где  $u$  — скорость ветра.

В табл. 2 под  $V_1$  и  $L_1$  понимаются величины, рассчитанные строго по методике [1], т. е. с использованием  $\Delta T$ ,  $\Delta e$  и  $\Delta u$ , измеренных в слое

Данные наблюдений на различных высотах (м) Воейково, 1964 г.

Дата	Срок наблюдений	Направление ветра	Облачность		Температура воздуха (град.)				Упругость водяного пара (мб)				Скорость ветра (м/сек)					
			количество	форма	0,25 м	0,5 м	1 м	2 м	0,25 м	0,5 м	1 м	2 м	0,25 м	0,5 м	1 м	2 м	4 м	
26 VI	7		8/2	Ac, Sc	17,0	15,8	15,4	15,3	14,0	12,7	12,8	12,4	1,4	2,5	3,2	3,6	4,9	
	9		8/0	Ac	18,6	18,0	17,7	17,5	12,4	11,7	11,8	11,1	2,1	3,0	4,2	4,4	4,9	
	11		9/8	Sc, Ac	20,4	19,5	19,0	18,6	14,5	13,4	13,9	13,8	2,5	3,5	3,8	4,6	5,4	
	13		7/4	Sc, Ac, Cu	20,7	19,5	18,8	18,5	15,3	14,3	14,4	13,9	2,5	3,7	4,0	4,8	5,9	
	15		1/0	Cl	21,5	20,4	20,1	19,6	13,8	12,7	12,3	12,2	2,0	2,8	3,1	—	5,0	
	17		3/1	Cl, Cu	20,2	19,8	19,5	19,3	13,9	13,1	—	12,5	1,7	2,7	3,1	4,0	4,8	
	19		5/3	Sc, Ac	18,1	18,2	18,3	18,3	12,2	11,9	11,8	11,5	1,1	1,6	1,8	2,5	2,7	
	22		5/3	Sc, Ac	11,2	12,1	12,7	13,2	11,8	12,8	12,8	12,6	12,9	<0,4	<0,4	<0,4	0,7	1,2
	27 VI	7		0/0		18,1	17,0	16,5	16,2	17,0	16,0	15,7	15,4	0,7	0,8	—	1,2	1,5
	6 VII	7		10/5	Cb, Ac, Ci	13,9	13,5	13,3	13,2	12,7	12,5	12,3	12,3	1,2	1,3	1,7	2,1	2,2
9			7/7	Cu, Ac	15,5	15,0	14,7	14,5	12,4	12,0	11,6	11,5	1,4	1,8	2,2	2,6	2,9	
11			9/9	Sc, Cb	17,5	16,9	16,6	16,4	12,8	12,3	11,8	11,7	0,8	1,0	1,2	1,3	1,4	
13			4/2	Ac, Cu	18,0	17,6	17,3	17,1	13,2	13,0	12,4	12,2	1,2	1,4	1,7	1,8	2,2	
15			6/4	Ac, Cu	17,7	16,9	16,4	16,0	14,8	13,7	13,0	12,5	1,2	1,4	1,7	2,0	2,2	
17					18,3	17,7	17,4	17,2	13,5	13,0	12,6	12,6	0,8	1,0	1,3	1,4	1,7	
19					16,9	16,8	16,9	16,9	13,3	13,2	12,6	12,6	0,0	<0,4	<0,4	<0,4	—	
22					11,5	12,3	12,9	13,5	10,8	11,1	11,0	11,0	0,0	<0,4	<0,4	<0,4	—	
7 VII	1		10/0	Cl, Ac, Cu	7,1	8,7	11,3	12,3	9,3	10,2	9,6	9,6	—	—	—	—	—	
	4				7,7	8,7	9,6	10,2	9,8	9,7	9,6	—	—	—	—	—	—	
	7				13,3	13,4	13,4	13,3	11,6	11,3	10,9	10,7	0,4	0,7	0,8	0,8	0,9	
10 VII	7	Ю	10/10	Sc	15,3	15,3	15,2	15,0	15,5	15,5	15,4	15,6	1,4	1,6	—	2,3	2,9	
	9	ЮЮЗ	9/5	Sc, Ac, Cb	18,2	18,0	17,7	17,5	16,9	16,6	16,2	16,1	1,7	2,2	2,3	3,0	3,5	
	11	ЮЮЗ	8/3	Sc, Ac, Cu	21,0	21,4	21,1	20,7	17,2	16,8	16,4	16,1	1,8	2,2	2,5	3,1	3,6	
	13	ЮЮЗ	10/7	Sc, Ac, As	22,2	21,9	21,8	21,6	17,2	17,0	16,4	16,1	1,6	2,0	2,2	2,9	3,4	

Дата	Срок наблюдений	Направление ветра	Облачность		Температура воздуха (град.)					Угурость водяного пара (мб)					Скорость ветра (м/сек)				
			количество	форма	0,25 м	0,5 м	1 м	2 м	0,25 м	0,5 м	1 м	2 м	0,25 м	0,5 м	1 м	2 м	4 м		
																		0,25 м	0,5 м
10 VII	15	ЮЗ	10/7		22,1	21,9	21,9	21,8	17,3	16,7	16,5	16,3	0,75	1,1	—	—	1,6	2,0	
	17	СЗ	9/8		20,5	20,3	20,3	20,2	18,0	17,6	17,5	17,1	1,1	1,4	—	—	2,1	2,4	
	19	З	10/0		19,7	19,7	19,6	19,7	17,8	17,4	17,3	16,8	0,4	0,8	—	—	1,1	1,4	
	22	З	110/0		13,8	14,8	15,2	15,9	14,2	14,6	14,5	14,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	<0,4	
11 VII	1		110/0	Ас	12,6	13,0	13,0	13,1	13,6	13,8	13,8	13,8	0,0	0,0	0,0	<0,4	<0,4	<0,4	
	4	ЮЗ	10/0	Ас, Сг	13,5	13,5	13,8	13,9	14,6	14,6	14,5	14,8	0,0	0,0	0,0	<0,4	<0,4	<0,4	
	7		10/7	Сс, Ас	16,6	16,2	16,0	15,9	16,6	16,3	16,1	15,9	<0,4	0,5	—	—	0,8	0,8	
	7	ССВ	0/0		19,8	19,4	19,2	19,1	15,8	15,6	15,5	15,3	1,7	2,0	—	—	3,0	3,3	
	9	ССВ	0/0		23,3	22,6	22,4	22,1	18,3	18,1	17,3	17,0	1,5	1,8	1,9	2,5	2,9		
	11	СВ	0/0		25,6	24,7	24,3	24,1	17,5	16,7	16,3	16,3	2,2	2,5	3,0	3,6	4,1	4,4	
	13	СВ	0/0		25,9	25,3	24,7	24,3	17,7	16,9	16,3	16,0	2,2	2,7	3,1	4,0	4,4		
15	СВ	0/0		25,7	25,1	24,6	24,1	15,8	15,1	14,7	14,7	2,3	2,6	2,9	3,8	4,2			
17	СВ	0/0		24,7	24,4	24,2	23,9	15,5	15,2	14,8	14,7	1,8	2,0	2,2	2,9	3,3			
19	ССВ	0/0		22,2	22,2	22,3	22,4	16,5	16,3	16,0	15,9	0,9	1,0	1,2	1,6	1,7			
22	ССВ	0/0		17,4	17,8	18,5	19,0	15,5	15,8	15,2	15,2	<0,4	<0,4	—	—	1,4	1,5		
17 VII	1		7/7	Сс	16,6	16,9	17,2	17,5	14,5	14,6	14,6	14,3	<0,4	0,8	—	—	1,5	1,8	
	4		2/2	Сс	15,8	16,3	16,9	17,4	11,7	11,5	11,2	11,1	—	<0,4	—	—	0,9	1,5	
	7	ССВ	2/1	Сс, Ас	21,3	20,9	20,8	20,8	14,2	14,0	13,3	13,2	0,9	1,0	1,2	1,6	1,6		
	9	СВ	6/6	Сс	23,5	23,0	22,7	22,4	15,6	15,3	14,6	14,3	1,2	1,3	1,7	2,1	2,3		
	11	СВ	4/4	Сс	26,1	25,5	25,0	24,7	15,5	14,7	14,2	14,1	1,5	1,9	2,0	2,5	2,9		
	13	СВ	2/2	Сс	27,1	26,4	25,9	25,6	13,8	13,3	12,7	12,5	1,8	2,1	2,7	3,2	3,5		
	15	СВ	0/0		26,6	26,0	25,7	25,1	13,2	12,5	12,0	11,8	2,0	2,4	3,0	3,6	3,9		
	17	СВ	0/0		25,5	25,2	25,1	24,9	12,6	12,2	11,7	11,7	1,8	2,1	2,7	3,1	3,5		
	19	СВ	0/0		22,8	23,0	23,1	23,4	12,8	12,8	12,0	11,9	<0,4	<0,4	0,8	0,8	1,2		
	22			110/0	Сс, Ас	15,5	17,3	18,9	19,4	11,2	12,6	11,7	11,7	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	
18 VII	1	СЗ	5/0	Сг, Ас	15,2	15,6	16,0	16,6	15,0	15,6	15,9	15,3	<0,4	0,5	0,9	1,1	1,6		
	4	СЗ	110/0	Ас, Сг, Сс	16,3	16,5	16,7	16,8	14,5	14,9	14,6	14,3	0,9	1,1	1,6	1,8	2,0		
	7	С	10/0	Сг, Ас, Сс	19,9	19,6	19,4	19,4	15,8	15,7	15,4	15,2	1,9	2,2	2,7	3,1	3,6		
	9	С	10/0	Сс, Сс	22,4	21,8	21,6	21,6	14,2	13,8	13,4	13,5	2,1	2,5	3,1	3,6	4,2		
	11	СЗ	7/0	Сг, Сс (сн)	25,0	24,1	23,4	22,8	13,1	12,5	11,9	11,9	2,1	2,4	2,9	3,6	3,9		
	13	СЗ	7/0	Сг, Сс (сн)	25,8	24,0	24,5	24,0	12,9	12,3	11,8	11,5	2,0	2,3	2,9	3,5	3,9		

18 VII	15	CC3	5/0	25,6	24,6	24,3	10,8	10,5	10,0	9,8	2,1	2,4	3,0	3,6	4,1
	17	C	1/0	24,0	23,8	23,8	12,6	12,0	12,0	11,5	1,5	1,6	2,2	2,6	3,0
	19	C	0/0	21,3	21,5	21,6	12,2	12,7	11,9	11,8	0,8	0,8	1,3	1,6	1,9
19 VII	22	CB	0/0	16,0	16,0	17,4	11,0	11,1	11,1	11,1	0,9	1,2	1,6	2,2	2,5
	1	C3	0/0	13,8	14,4	14,9	10,7	11,3	10,9	10,9	0,8	1,0	1,3	1,9	2,3
	4	3	1/0	10,7	11,2	11,8	11,4	11,3	10,8	11,0	<0,4	<0,4	—	1,1	1,6
20 VIII	7	3	6/5	19,2	18,5	18,0	12,8	12,6	12,1	11,9	0,6	0,7	0,8	1,1	1,4
	19	ЮВ	$\frac{10}{9}$	18,5	18,7	19,0	13,2	13,2	13,2	12,8	—	—	1,4	1,7	2,0
	22	ЮВ	$\frac{10}{10}$	14,7	15,0	15,3	12,2	11,8	11,9	11,9	—	1,7	2,1	2,6	2,9
21 VIII	1	ЮВ	10/0	15,0	15,1	15,4	11,8	11,9	11,9	12,0	—	—	—	—	3,0
	4	ЮВ	10/0	12,8	12,9	13,0	11,4	11,8	11,5	11,6	—	—	—	—	2,8
	7	ЮВ	0/0	14,5	14,3	14,4	12,2	12,2	12,1	12,0	1,6	2,2	2,6	2,9	3,5
	9	ЮВ	$\frac{10}{8}$	17,0	16,8	16,8	13,5	13,1	13,1	13,0	1,8	2,6	2,9	3,2	4,0
	11	ЮЮВ	$\frac{10}{10}$	18,1	17,9	17,7	15,0	14,4	14,1	14,0	2,4	3,1	3,6	4,0	5,2
	13	ЮЮВ	$\frac{10}{8}$	19,2	18,8	18,6	15,1	15,1	14,8	14,6	2,4	3,0	3,5	3,9	5,8
	15	ЮЮВ	10/10	18,0	17,9	18,0	15,7	15,8	15,4	15,5	1,4	1,9	2,1	2,6	3,2
	17	ЮЮВ	10/7	17,4	17,3	17,2	16,9	17,0	16,8	16,4	1,0	1,5	1,9	2,3	2,8
	19	ЮЮВ	10/8	16,4	16,3	16,6	16,7	16,8	16,4	16,4	1,3	1,7	2,2	2,5	3,2
26 VIII	19	3	10/0	14,0	13,9	14,0	14,0	14,3	14,1	14,0	1,6	2,4	2,6	3,1	3,8
	22	3		12,3	12,6	12,3	13,6	13,6	13,7	13,8	1,0	1,9	2,0	2,5	3,1
27 VIII	1		$\frac{10}{0}$	10,4	10,6	10,8	12,1	12,4	12,5	12,5	<0,4	<0,4	0,5	1,1	1,4
	4		$\frac{10}{0}$	10,0	10,0	10,0	12,0	12,1	12,1	12,1	<0,4	1,2	—	1,4	1,8
	7	Ю3	$\frac{10}{10}$	11,0	10,9	10,9	12,5	12,4	12,1	12,2	0,9	1,5	—	1,9	2,2
	9	Ю3	$\frac{10}{0}$	13,5	13,2	13,2	12,6	12,6	12,3	12,4	1,6	2,3	—	2,8	3,5
	11		$\frac{7}{2}$	17,3	16,9	16,6	16,4	12,5	12,5	12,0	1,7	2,5	2,9	3,0	4,0
	13	ЮЮ3	$\frac{10}{2}$	18,3	18,0	17,7	13,9	13,5	13,5	13,1	2,2	3,1	3,5	3,8	4,9
	15	ЮЮ3	$\frac{10}{3}$	18,8	18,6	18,5	14,0	13,8	13,6	13,2	2,4	3,2	3,7	4,2	5,4
	17	ЮЮ3	$\frac{10}{4}$	18,7	18,7	18,8	15,5	15,1	15,2	14,6	2,2	2,8	3,1	3,7	4,7
	19	ЮЮ3	$\frac{6}{1}$	16,3	16,3	16,6	14,7	14,9	14,8	14,8	2,1	2,6	2,8	3,2	4,2

0,5—2 м, причем в данном случае использовались фактически измеренные данные только на этих уровнях с имеющимися в них случайными ошибками.

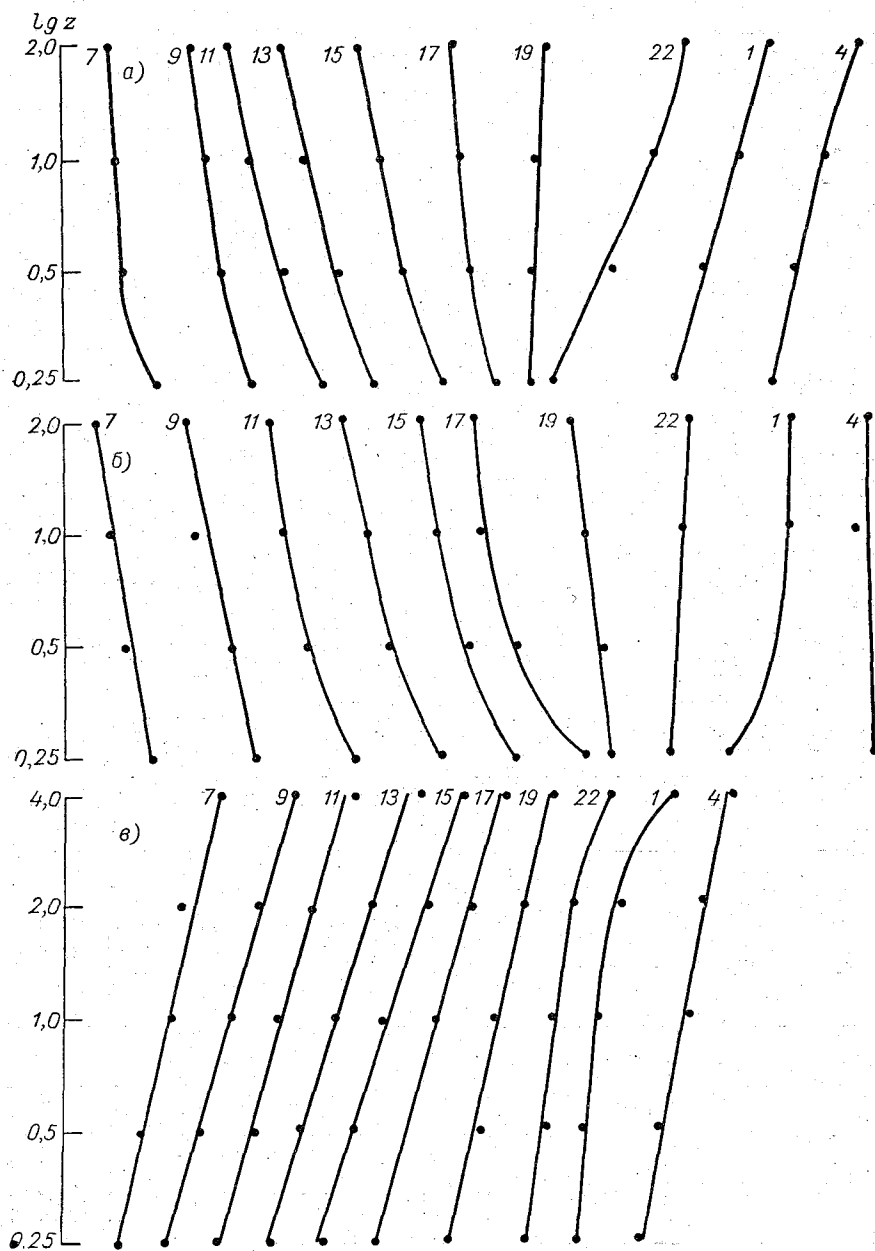


Рис. 1. Профили температуры (а), упругости водяного пара (б) и скорости ветра (в) в отдельные сроки по средним за восемь суток наблюдений.

Под  $V_1'$  и  $L_1'$  понимаются величины, рассчитанные по такой же методике, но с использованием  $\Delta T$  и  $\Delta e$ , измеренных в слое 0,25—2 м, а под  $V_1''$  и  $L_1''$  — по  $\Delta T$  и  $\Delta e$  в слое 0,5—2 м, но по данным сглаженных

Таблица 2

Значения составляющих теплового баланса (кал/см<sup>2</sup> мин.) за отдельные сроки (по средним часовым исходным данным).  
Воейково, 1964 г.

Дата	Срок наблюдений	B	P	V	V <sub>1</sub>	V' <sub>1</sub>	V'' <sub>1</sub>	V <sub>3</sub>	V <sub>3</sub>	L <sub>1</sub>	L' <sub>1</sub>	L'' <sub>1</sub>	L <sub>2</sub>	L <sub>3</sub>
26 VI	7	0,32	0,06		0,12	0,15	0,16	0,10	0,10	0,14	0,11	0,10	0,11	0,10
	9	0,50	0,07	0,19	0,28	0,28	0,26	0,24	0,25	0,15	0,15	0,17	0,13	0,13
	11	0,68	0,08	0,14	0,30	0,36	0,32	0,23	0,23	0,30	0,24	0,28	0,22	0,22
	13	0,68	0,08	0,20	0,23	0,30	0,26	0,17	0,16	0,37	0,30	0,34	0,27	0,26
	15	0,62	0,02	0,28	0,30	0,34	0,30	0,19	0,16	0,30	0,26	0,30	0,19	0,16
	17	0,30	-0,03	0,12	0,21	0,23	0,22	0,23	0,19	0,12	0,10	0,11	0,12	0,10
19	0,07	-0,07	0,08	0,15	0,15	0,12	0,06	0,02	-0,01	-0,01	0,02	-0,01	-0,01	
6 VII	7	0,22	0,08	0,16	0,07	0,07	0,07	0,05	0,04	0,07	0,07	0,07	0,05	0,04
	9	0,45	0,10	0,18	0,21	0,20	0,22	0,12	0,12	0,14	0,15	0,13	0,13	0,08
	11	0,40	0,09	0,20	0,12	0,29	0,22	0,04	0,04	0,19	0,12	0,09	0,07	0,07
	13	0,24	0,04	0,16	0,14	0,13	0,12	0,24	0,18	0,06	0,07	0,08	0,07	0,07
	15	0,54	0,02	0,31	0,35	0,35	0,35	0,35	0,34	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17
	17	0,32	-0,02	0,08	0,19	0,19	0,19	0,08	0,09	0,15	0,15	0,15	0,07	0,07
	22	0,02	-0,05	0,07	0,07	0,06	0,06	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
7 VII	1	-0,07	-0,08		0,01		0,01	0,0	0,02	0,0		0,0	0,0	-0,06
	4	-0,02	-0,02		0,0		0,0	0,0	0,0	0,0		0,0	0,0	-0,04
	7	0,26	0,04	0,22	0,20	0,16	0,17	0,0	0,01	0,02	0,06	0,05	0,0	0,01
10 VII	7	0,12	0,02	0,18	0,06	0,07	0,07	-0,01	-0,02	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02
	9	0,43	0,13	0,19	0,18	0,19	0,21	0,14	0,12	0,12	0,11	0,09	0,09	0,08
	11	0,55	0,12	0,23	0,26	0,25	0,28	0,22	0,20	0,17	0,18	0,15	0,14	0,12
	13	0,45	0,06	0,13	0,32	0,29	0,30	0,25	0,18	0,07	0,10	0,09	0,05	0,05
	15	0,26	0,01	0,12	0,21	0,21	0,21	0,14	0,06	0,04	0,04	0,04	0,02	0,01
	17	0,18	-0,02	0,10	0,18	0,16	0,16	0,09	0,09	0,02	0,04	0,04	0,01	0,01
	19	0,05	-0,05	0,05	0,10	0,10	0,10	0,04	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
22	-0,07	-0,08		0,01		0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	

Дата	Срок наблю- дений	B	P	V	V <sub>1</sub>	V' <sub>1</sub>	V'' <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>	V <sub>3</sub>	L <sub>1</sub>	L' <sub>1</sub>	L'' <sub>1</sub>	L <sub>2</sub>	L <sub>3</sub>	
11 VII	1	-0,03	-0,04		0,01		0,01	0,0	0,0	0,0		0,0	0,0	0,0	
	4	0,0	-0,02		0,02		0,02	0,0	0,0	0,0		0,0	0,0	0,0	
	7	0,17	0,06	0,12	0,07	0,07	0,06	0,06	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,01	
	7	0,28	0,06	0,18	0,11	0,12	0,10	0,08	0,08	0,11	0,10	0,12	0,06	0,05	
	9	0,51	0,08	0,29	0,33	0,27	0,27	0,27	0,20	0,10	0,16	0,16	0,08	0,07	
	11	0,74	0,09	0,29	0,33	0,36	0,36	0,36	0,13	0,29	0,29	0,29	0,13	0,12	
	13	0,67	0,05	0,33	0,36	0,37	0,37	0,37	0,31	0,31	0,26	0,30	0,27	0,22	
15	0,52	-0,01	0,22	0,20	0,27	0,27	0,33	0,16	0,13	0,33	0,26	0,20	0,26	0,21	
17	0,24	-0,04	0,19	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,12	0,11	0,11	0,11	0,09	0,08	
19	0,02	-0,06	0,16	0,09	0,10	0,10	0,09	0,02	0,05	-0,01	-0,02	-0,01	-0,01	-0,02	
22	-0,08	-0,06		-0,01			-0,01	0,01	0,05	-0,01			-0,01	-0,08	
17 VII	1	-0,05	-0,04		0,0		0,0	0,0	0,06	-0,01		-0,01	-0,01	-0,04	
	4	-0,03	-0,01		-0,02		-0,02	0,0	0,03	0,0		0,0	0,0	-0,03	
	7	0,27	0,06	0,12	0,20	0,16	0,18	0,10	0,10	0,01	0,05	0,03	0,01	0,01	
	9	0,45	0,11	0,24	0,24	0,22	0,24	0,23	0,17	0,10	0,12	0,10	0,11	0,06	
	11	0,52	0,10	0,24	0,23	0,26	0,29	0,16	0,11	0,19	0,16	0,13	0,14	0,14	
	13	0,64	0,06	0,29	0,35	0,46	0,34	0,29	0,25	0,23	0,23	0,12	0,18	0,16	
	15	0,49	0,0	0,31	0,27	0,29	0,32	0,26	0,23	0,23	0,22	0,17	0,22	0,19	
	17	0,26	-0,04	0,18	0,22	0,21	0,24	0,15	0,15	0,14	0,08	0,06	0,06	0,05	
	19	0,02	-0,08	0,06	0,10	0,10	0,10	0,10	0,02	0,10	0,00	0,0	0,0	0,0	-0,02
	22	-0,07	-0,06		-0,01			-0,01	0,0	0,0	0,0		0,0	0,0	0,0
	18 VII	1	-0,07	-0,04		-0,03		-0,03	0,0	0,02	0,0		0,0	0,0	-0,03
		4	-0,03	-0,01		-0,01		0,0	0,04	0,10	-0,01		-0,02	-0,01	-0,03
7		0,23	0,05	0,17	0,14	0,12	0,13	0,13	0,14	0,04	0,06	0,05	0,03	0,03	
9		0,45	0,08	0,15	0,26	0,22	0,22	0,08	0,09	0,11	0,15	0,15	0,04	0,04	
11		0,58	0,08	0,24	0,21	0,23	0,30	0,25	0,20	0,29	0,27	0,20	0,35	0,28	
13		0,58	0,06	0,26	0,30	0,28	0,29	0,30	0,26	0,22	0,24	0,23	0,22	0,18	
15		0,48	0,0	0,23	0,29	0,26	0,27	0,26	0,21	0,19	0,22	0,21	0,17	0,14	



Дата	Срок наблюдений	B	P	V	V <sub>1</sub>	V <sub>1</sub> '	V <sub>1</sub> '	V <sub>1</sub> '	V <sub>2</sub>	V <sub>3</sub>	L <sub>1</sub>	L <sub>1</sub> '	L <sub>1</sub> '	L <sub>2</sub>	L <sub>3</sub>
18 VII	17	0,23	-0,04	0,18	0,22	0,21	0,18	0,14	0,11	0,05	0,06	0,09	0,04	0,03	
	19	0,02	-0,07	0,04	0,11	0,09	0,11	0,07	0,12	-0,02	0,0	-0,02	-0,02	0,02	
	22	-0,08	-0,06		0,0		0,02	0,0	-0,05	0,0	-0,05	-0,04	-0,05	-0,03	
19 VII	1	-0,06	-0,05		0,0		0,01	0,03	0,03	-0,03	-0,03	-0,04	-0,03	-0,04	
	4	-0,03	-0,02		0,0		0,0	0,0	0,02	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02	
	7	0,23	0,06	0,30	0,12	0,09	0,10	0,15	0,05	0,03	0,08	0,07	0,07	0,02	
20 VIII	19	-0,02	-0,08		0,08		0,0	0,02	0,02	0,09	-0,01	0,07	-0,01	-0,03	
	22	-0,03	-0,04		0,03		0,0	-0,01	-0,01	-0,02	-0,02	0,01	-0,02	-0,04	
21 VIII	1	-0,02	-0,02		0,0		0,02	-0,01	-0,01	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,04	
	4	-0,02	-0,02		0,0		0,01	0,02	0,02	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,03	
	7	0,11	0,07	0,06	0,05	0,03	0,04	0,02	0,02	0,0	0,01	0,0	0,01	-0,02	
	9	0,24	0,05	0,11	0,19	0,15	0,08	0,03	0,03	0,0	0,04	0,11	0,0	0,01	
	11	0,22	0,06	0,20	0,12	0,13	0,12	0,10	0,10	0,15	0,04	0,04	0,03	0,03	
	13	0,31	0,03	0,11	0,22	0,16	0,13	0,13	0,13	0,18	0,06	0,12	0,15	0,03	
	15	0,07	-0,02	0,06	0,10	0,09	0,05	0,03	0,03	0,06	-0,01	0,04	0,04	0,01	
	17	0,01	-0,03	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,06	0,11	-0,01	-0,01	0,01	-0,01	
	19	-0,01	-0,05	0,04	0,06	0,05	0,03	0,03	0,03	0,09	-0,02	-0,02	0,01	-0,02	
	26 VIII	19	-0,02	-0,05		0,04		0,00	0,03	0,03	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	-0,02
27 VIII	22	-0,07	-0,04		0,04		-0,02	-0,04	-0,04	0,04	0,06	-0,01	0,04	0,04	
27 VIII	1	-0,05	-0,04		-0,01		-0,01	0,0	0,0	0,00	0,00	0,0	0,0	-0,01	
	4	-0,02	-0,02		0,0		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
	7	0,05	0,0	0,02	0,05	0,04	0,05	0,02	0,03	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
	9	0,21	0,10	0,19	0,11	0,06	0,07	0,07	0,02	0,05	0,0	0,05	0,04	0,0	
	11	0,41	0,10	0,22	0,19	0,18	0,16	0,14	0,10	0,05	0,12	0,15	0,15	0,07	
	13	0,39	0,04	0,17	0,24	0,24	0,23	0,15	0,09	0,15	0,11	0,12	0,12	0,04	
	15	0,24	0,0	0,19	0,22	0,19	0,21	0,22	0,15	0,22	0,02	0,03	0,03	0,02	
	17	0,07	-0,03	0,07	0,11	0,11	0,11	0,07	0,07	0,16	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	
	19	-0,02	-0,04	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	

профилей, т. е. с учетом данных по всем измерениям на четырех уровнях.

Величины  $V_2$  и  $L_2$  рассчитаны только по выражениям (1) и (2),

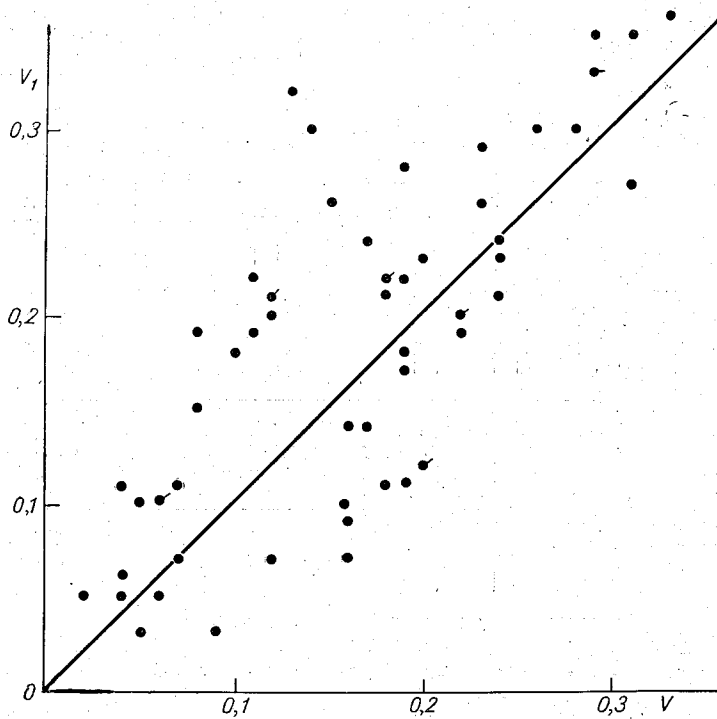


Рис. 2. Связь средних часовых величин затрат тепла на испарение, полученных по методу теплового баланса ( $V_1$ ) и через измерение испарения с помощью испарителей ( $V$ ).

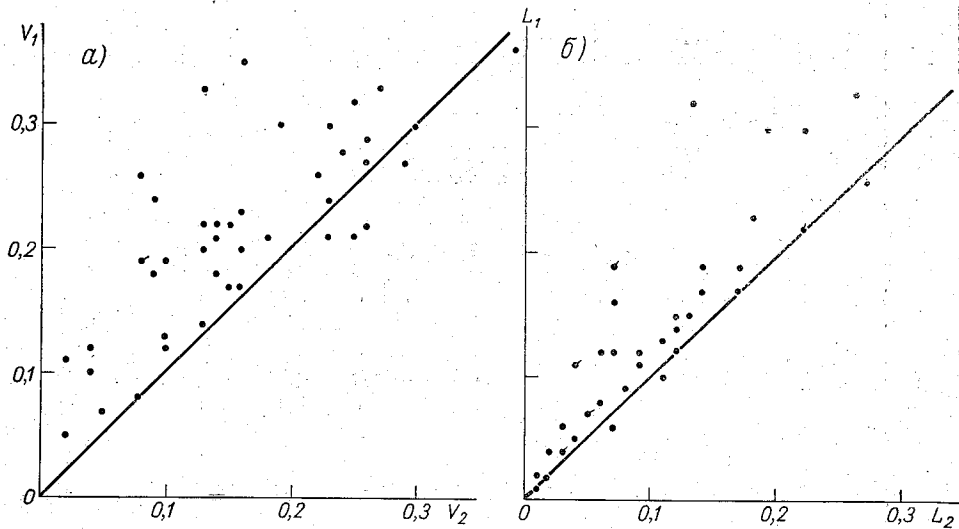


Рис. 3. Связь средних часовых величин затрат тепла на испарение (а) и турбулентный теплообмен (б), полученных по методам теплового баланса ( $V_1$ ,  $L_1$ ) и турбулентной диффузии ( $V_2$ ,  $L_2$ ).

а  $V_3$  и  $L_3$  — по номограмме Казанского и Моница [8] при значении параметра шероховатости  $z_0 \approx 2$  см, который рассчитан по среднему про-

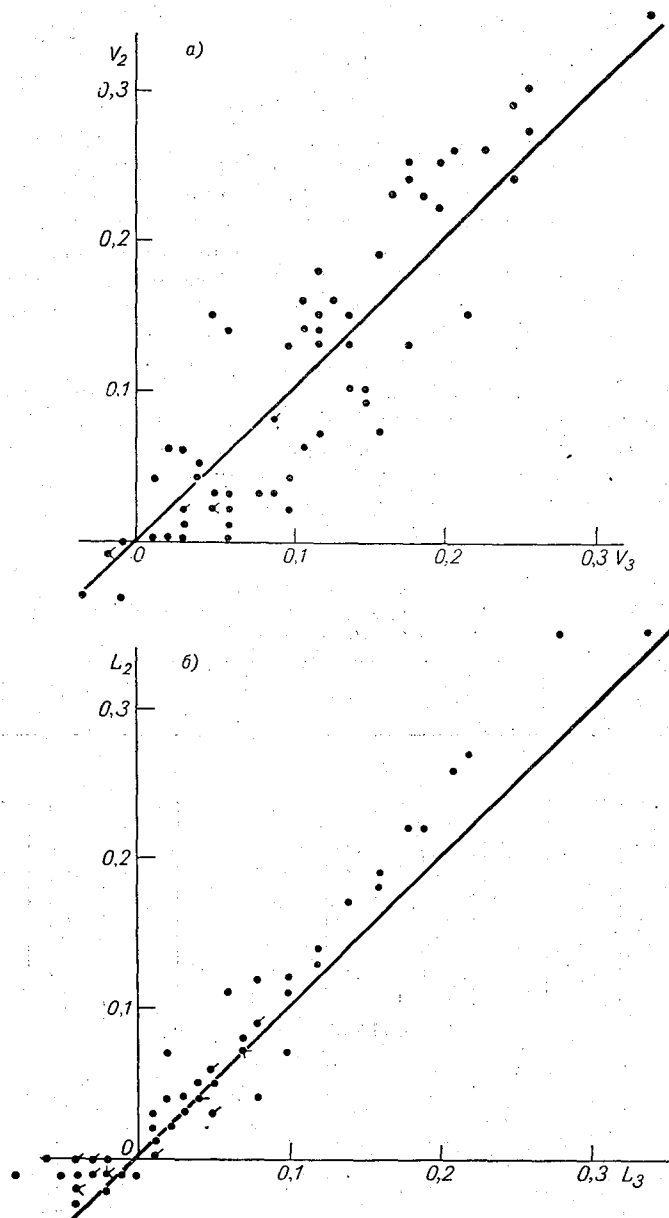


Рис. 4. Связь средних часовых величин затрат тепла на испарение (а) и турбулентный теплообмен (б), полученных по методу турбулентной диффузии ( $V_2$ ,  $L_2$ ) и по номограмме Казанского-Моница ( $V_3$ ,  $L_3$ ).

фию ветра при равновесных условиях за 7 час. 26 VI, 6, 10, 18 VII и 21 VIII, за 19 час. 16 VII и за 15 час. 21 VIII.

Для наглядности сравнение величин  $V$  и  $L$ , рассчитанных разными способами, представлено графически на рис. 2—4.

Прежде всего рассмотрим на рис. 2 сопоставимость средних часовых величин затрат тепла на испарение, полученных непосредственным измерением по испарителям и рассчитанных по методу теплового баланса. Эти данные показывают общую хорошую сравнимость величин, полученных двумя методами, с коэффициентом корреляции 0,69. Рассеяние значительное (среднее отклонение составляет около 0,05), но, если учесть возможные случайные ошибки как в одном, так и в другом методе и что это относится к величинам за очень короткий период осреднения — часовой — соответствие величин достаточно удовлетворительное. Правда, заметно, что величины, рассчитанные методом теплового баланса, несколько превышают величины, измеренные по испарителям. Это отмечается и по данным осреднения за более длительный период — полусуточный (табл. 3), однако различия для дневного времени за пять и восемь суток, т. е. преобладающие, укладываются в пределах 10%. Этот результат показывает, что испарение в дневное время, или в период наиболее заметной скорости ветра, по методу теплового баланса [1] близко к наблюдаемому в природных условиях за довольно малые промежутки времени. В связи с малыми абсолютными значениями затрат тепла на испарение в ночное время судить о количественной сравнимости данных по этим двум методам трудно, можно лишь отметить, что они имеют тот же самый порядок и в общем довольно близки.

Таблица 3

Полусуточные суммы затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен за отдельные дни

Дата	$V$	$V_1$	$V_1'$	$V_1''$	$V_2$	$V_3$	$L_1$	$L_1'$	$L_1''$	$L_2$	$L_3$
День (7—19 час.)											
26 VI	127	174	200	180	136	126	156	132	150	118	109
6 VII	125	130	136	142	110	95	90	82	76	64	57
10 VII	107	148	142	150	102	77	53	58	51	40	34
16 VII	187	179	186	185	137	121	140	139	134	102	85
17 VII	168	174	190	182	140	120	100	86	86	85	72
18 VIII	140	168	156	166	136	120	104	116	108	100	81
21 VIII	70	88	74	53	44	69	8	22	43	3	6
27 VIII	108	109	98	99	54	90	28	40	38	14	18
Ночь (19—7 час.)											
6—7 VII	10	10	—	—	0	6	—	—	—	0	—24
10—11 VII	5	22	—	—	9	4	—	—	—	3	1
16—17 VII	7	21	—	—	15	40	—	—	—	—4	—28
17—18 VII	20	12	—	—	21	43	—	—	—	1	—10
18—19 VII	11	21	—	—	25	28	—	—	—	—12	—27
20—21 VIII	12	17	—	—	4	7	—	—	—	—11	—24
26—27 VIII	—6	14	—	—	—3	1	—	—	—	6	—4

Введение в расчет затрат тепла на испарение разностей влажности, измеренных в большем слое, т. е. имеющих большие абсолютные значения (в данном случае от 0,25 до 2 м), или при субъективном исключении случайных ошибок (при сглаживании профилей температуры по измерениям на четырех уровнях), не вносит существенных систематических изменений, и различия в величинах  $V_1$ ,  $V_1'$  и  $V_1''$ , как видно из табл. 2 и 3, находятся в пределах возможной точности расчета, около

1%. Сравнимость величин затрат тепла, рассчитанных по методу теплового баланса, с данными, полученными при непосредственном измерении испарения, можно отнести к наиболее существенным, поскольку оба метода совершенно независимы друг от друга. В других рассматриваемых здесь методах в значительной степени сравниваются расчетные схемы, так как исходные для расчетов данные берутся одни и те же. Действительно, в названном здесь методе турбулентной диффузии в варианте, указанном в [1] и выраженной формулой (2), используются  $\Delta T$ ,  $\Delta e$  и  $\Delta u$ , а для расчета по номограмме Казанского—Монина входными параметрами служат  $\Delta T$  и  $\Delta e$ , а также  $Z_0$ , определяемое по  $\Delta u$  при равновесных условиях. Наглядное сравнение расчета затрат тепла на испарение по этим методам для средних часовых величин приведено на рис. 3 и 4, при этом на рис. 3 а дана связь величин, полученных по методу турбулентной диффузии  $V_2$  и методу теплового баланса  $V_1$ , а на рис. 4 а — по методу турбулентной диффузии  $V_2$  и номограмме Казанского—Монина  $V_3$ ; в табл. 3 приведены аналогичные данные для полусуточных сумм.

Эти материалы показывают, что данные, полученные по методу теплового баланса систематически выше данных, полученных по методу турбулентной диффузии, причем для средних часовых величин в дневное время это различие в среднем составляет около 30%; различаются также и дневные суммы. Средние часовые величины, рассчитанные по номограмме Казанского—Монина (рис. 4 а), различаются в дневное время в пределах 10—15% в сторону меньшего, т. е.  $V_2 > V_3$ , тогда как в вечерние и ночные часы соотношение иное, т. е.  $V_3 > V_2$ . (Это объясняется иной схемой учета температурной стратификации в обоих способах). В результате полусуточные суммы затрат на испарение, полученные по двум этим методам, отличаются от величин, определенных по тепловому балансу, на 30%, а суточные суммы в среднем из восьми суток — на 28% по методу турбулентной диффузии и на 24% по номограмме.

Если сравнить суточные суммы затрат тепла на испарение, полученные по методам теплового баланса, турбулентной диффузии и номограмме с данными, полученными при измерении испарения, считая последние наиболее достоверными, то, как видно из табл. 4, наиболее близки к измеренным величины, полученные при расчете по номограмме, при этом наиболее устойчивы отклонения от суток к суткам. Приведенного материала по количеству и качеству совершенно недостаточно для того, чтобы делать окончательные заключения и это указывает лишь на необходимость продолжения исследований по этому вопросу.

Для сравнения величин турбулентного теплообмена в нашем распоряжении не было независимого метода и поэтому рассматривались только методы теплового баланса, турбулентной диффузии и номограммы Казанского—Монина; в используемом здесь варианте метода теплового баланса [1] ночные величины определялись также по способу турбулентной диффузии, и, следовательно, ночью первые два из указанных способа давали одинаковые величины.

Таблица 4  
Соотношение (%) суточных сумм затрат тепла на испарение, рассчитанных по трем методам и измеренных

Дата	$\frac{V-V_1}{V} \cdot 100$	$\frac{V-V_2}{V} \cdot 100$	$\frac{V-V_3}{V} \cdot 100$
6—7 VII	4	8	25
10—11 VII	52	0	28
16—17 VII	3	22	17
17—18 VII	1	14	13
18—19 VII	25	7	2
20—21 VIII	28	42	7
26—27 VIII	20	50	11
Среднее	19	22	15

Из рис. 3 б и 4 б следует, что в отличие от затрат тепла на испарение, величины турбулентного потока тепла, рассчитанные по указанным трем методам, имеют более тесную связь. Средние часовые данные в дневное время, рассчитанные по методам теплового баланса и турбулентной диффузии, в преобладающем большинстве случаев различаются не более чем на 10%, за исключением отдельных случаев, когда эти различия имеют большие значения; полусуточные суммы для шести из восьми случаев различаются также на 10%. Преобладают расхождения одного знака, а именно в сторону завышения величин, рассчитанных по методу теплового баланса, хотя в полусуточных суммах для дней с пасмурной погодой (т. е. при малых значениях  $L$ ) этого и не отмечается. Сравнение расчетов, полученных по методу турбулентной диффузии и номограмме Казанского—Монина для средних часовых величин в дневное время, показывает близкое их соответствие, хотя и с систематическим расхождением в сторону увеличения значений по методу турбулентной диффузии; в ночное время соотношение меняется, а именно, абсолютные значения потока, рассчитанные по методу турбулентной диффузии, значительно меньше, чем по номограмме. (Здесь так же, как и для затрат тепла на испарение, сказываются разные схемы учета влияния температурной стратификации на турбулентный обмен). Дневные суммы, за исключением дней с пасмурной погодой, различаются на 10—15%, а ночные — очень существенно.

Из приведенного анализа видно, что в данной работе еще не рассмотрен ряд вопросов.

Во-первых, не проведена оценка влияния неоднородности подстилающей поверхности и наличия горизонтальных градиентов на точность расчета затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен; это сделано в специальной работе [11].

Во-вторых, не учтены отклонения профилей от логарифмических при расчете по формуле турбулентной диффузии, хотя с большой достоверностью можно предполагать, что существенных различий в расчетах потоков не будет, в особенности с учетом того, что в рабочем диапазоне (0,5—2 м) профили логарифмические.

В-третьих, недостаточно подробно разработан вопрос о влиянии осреднения исходных данных на величины потоков. На рис. 5 представлены в этой связи данные сравнений средних часовых величин затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен, полученных следующим образом: по оси ординат отложены ( $V_1, L_1$ ) — величины, используемые при анализе, т. е. рассчитанные методом теплового баланса по средним за каждый час исходным данным; по оси абсцисс ( $V_{ср}, L_{ср}$ ) — осредненные из трех значений за каждый час величины затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен, рассчитанные методом теплового баланса по средним за 10 мин. исходным данным. По этим данным трудно судить о преимуществах способа осреднения или о расхождениях. Можно лишь отметить, что наблюдается рассеяние вокруг биссектрисы, аналогичное рассеянию при сравнении разных методов расчета.

Представленный здесь анализ экспериментальных материалов позволяет сделать следующие выводы по методике определения составляющих теплового баланса (затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен) за короткие периоды времени:

1. Возможные для использования в широких практических целях методы (теплового баланса, турбулентной диффузии и номограммы Казанского—Монина) в общем дают сравнимые между собой результаты.

2. Применяемая для массовых определений сетевая аппаратура для

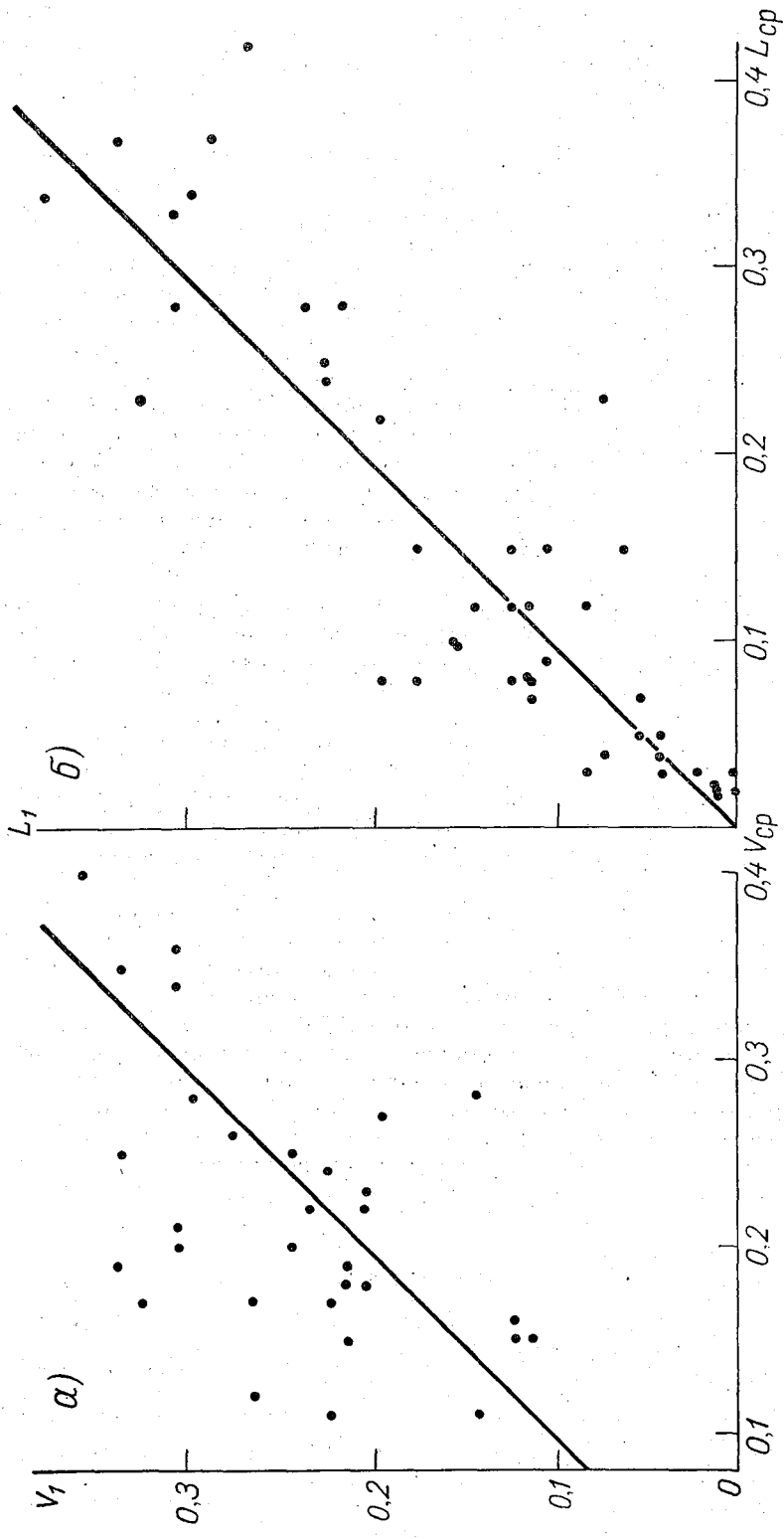


Рис. 5. Связь средних часовых величин затрат тепла на испарение (а) и турбулентный теплообмен (б), рассчитанных методом теплового баланса по усредненным за час исходным данным ( $V_1, L_1$ ) и при усреднении величин потоков, рассчитанных по исходным данным за 10-минутные периоды ( $V_{ср}, L_{ср}$ ).

градиентных измерений температуры и влажности воздуха вблизи земли (аспирационные психрометры), обеспечивающая точность  $\Delta T$  и  $\Delta e$ , не превышающую  $\pm(0,1-0,2^\circ)$  или  $\pm(0,1-0,2 \text{ мб})$ , дает возможность рассчитывать составляющие теплового баланса за короткие интервалы времени.

3. Сравнение разных методов определения затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен приводит к заключению, что метод теплового баланса дает наибольшие величины составляющих. Аналогичные данные были получены и в работе [9].

4. Средние из восьми суток расхождения затрат тепла на испарение, по сравнению с величинами, полученными при измерении испарения, составляют в суточных и полусуточных суммах для метода теплового баланса около 18% (преимущественно выше), для метода турбулентной диффузии около 22% (преимущественно ниже), а для номограммы Казанского—Монина около 16% (всегда ниже). Отсюда видно, что если брать за абсолютный метод непосредственные измерения испарения, то метод теплового баланса и номограмма Казанского—Монина отличаются от него в среднем одинаково, но с противоположным знаком.

5. Сходимость величин турбулентного потока тепла, рассчитанных по трем методам, более близкая. Аналогичный вывод был получен и в [10].

Преобладающие расхождения данных, полученных по методу теплового баланса и турбулентной диффузии для дневного времени, составляют как для средних часовых, так и полусуточных сумм не более 10%, преимущественно в сторону более высоких значений для метода теплового баланса.

6. Сравнение величин турбулентного потока, рассчитанных по методу турбулентной диффузии и номограмме Казанского—Монина, дает разные расхождения в дневное и ночное время: днем выше значения, полученные по методу турбулентной диффузии, ночью — по номограмме. Однако суточные суммы по номограмме Казанского—Монина получаются всегда ниже.

7. При постановке работ по определению составляющих теплового баланса нельзя рассчитывать на использование только одного метода, помимо градиентных наблюдений необходимо проводить наблюдения за радиационным балансом и потоком тепла в почве.

8. Наличие систематических расхождений между данными, полученными методом теплового баланса, и методами, при которых используются только градиентные наблюдения, говорит о необходимости проведения исследований по отысканию причин несоответствия.

9. Проведенный в данной работе анализ является предварительным и требует подтверждения по данным наблюдений в других климатических зонах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Гидрометеиздат, Л., 1964.
2. Айзенштат Б. А., Кириллова Т. В. и др. Изменения теплового баланса деятельной поверхности при орошении. Труды ГГО, вып. 39, 1953.
3. Огнева Т. А. Некоторые закономерности теплового баланса деятельной поверхности. Гидрометеиздат, Л., 1955.
4. Будыко М. И. Измерение естественного испарения. Труды НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 34, 1946.
5. Тимофеев М. П. О методике определения компонент теплового баланса подстилающей поверхности. Труды ГГО, вып. 27, 1954.



6. Swinbank W. C. The exponential wind profile. *Quart. J. of the Roy. Meteor. Soc.*, v. 90, No. 384, 1964.
7. Rider N. E., Philip J. R., Bradley E. F. Horizontal transport of heat and moisture — a micrometeorological study. *Quart. J. of the Roy. Meteor. Soc.*, v. 89, No. 382, 1963.
8. Казанский А. Б., Монин А. С. Определение турбулентных потоков количества движения, тепла и влаги по данным градиентных измерений. *Метеорол и гидрол.* № 12, 1962.
9. Розеншток Ю. Л. и Струзер Л. Р. Результаты испытания теплосансографа — нового прибора для регистрации составляющих теплового баланса. *Труды ГГО*, вып. 129, 1962.
10. Огнева Т. А., Прокофьева Л. И., Фан А. А. Возможности использования сетевых градиентных наблюдений для определения составляющих теплового баланса деятельной поверхности. *Труды ГГО*, вып. 112, 1963.
11. Ляпина Р. С. О влиянии горизонтальных градиентов на точность определения составляющих теплового баланса. См. настоящий сб.

## О ВЛИЯНИИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ГРАДИЕНТОВ НА ТОЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА

На основании экспериментальных данных сделана попытка оценить влияние адвекции на величины потоков тепла и влаги.

В практике определения потоков тепла, идущих на нагревание воздуха и испарение, наиболее широко распространен способ определения их из уравнения теплового баланса совместно с методом турбулентной диффузии [1]. При этом расчет основан на учете вертикального изменения температуры и влажности воздуха, которое характеризует процессы тепло- и влагообмена над однородными поверхностями.

Однако в случае наличия горизонтальной неоднородности поверхности могут возникать горизонтальные градиенты температуры и влажности и горизонтальный перенос тепла и влаги. Исследование И. И. Мелентьевой [2] по этому вопросу показывает, что неучет горизонтальной изменчивости температуры и влажности воздуха может вносить значительные погрешности в абсолютные величины потоков, особенно при расчете по методу турбулентной диффузии. При большой неоднородности поверхности, выражающейся различиями температуры в  $10^\circ$ , ошибки в расчете потоков тепла и влаги могут достигать сотен процента при малых расстояниях от границы разных поверхностей. В этой же работе показано, что расчет потоков из уравнения теплового баланса должен мало зависеть от горизонтальной неоднородности полей температуры и влажности и ошибки за этот счет невелики. В работе [3] приведены общие выражения для расчета потоков с учетом горизонтального переноса тепла и влаги при наличии больших различий температуры подстилающих поверхностей. При расчете потоков из уравнения теплового баланса они имеют вид:

$$L_n = \frac{B - P}{1 + 1,56 \frac{\Delta e}{\Delta T}} + \frac{1}{1 + 0,64 \frac{\Delta T}{\Delta e}} \int_0^z \rho c_p u \frac{\partial T}{\partial x} dz -$$

$$- \frac{1}{1 + 1,56 \frac{\Delta e}{\Delta T}} \int_0^z \rho u \frac{\partial q}{\partial x} dz = L + \Delta L; \quad (1)$$

$$V_n = \frac{B-P}{1+0,64 \frac{\Delta T}{\Delta e}} - \frac{1}{1+0,64 \frac{\Delta T}{\Delta e}} \int_0^z \rho c_p u \frac{\partial T}{\partial x} dz +$$

$$+ \frac{1}{1+1,56 \frac{\Delta e}{\Delta T}} \int_0^z \rho u \frac{\partial q}{\partial x} dz = V + \Delta V. \quad (2)$$

Здесь, в дополнение к принятым в [1] обозначениям;  $x$  — расстояние,  $u$  — скорость ветра,  $q$  — удельная влажность воздуха.

Второе и третье слагаемые в этих формулах определяют вклад адвекции тепла и влаги соответственно в величинах затрат тепла на испарение и на нагревание воздуха, как указано в [4].

Летом 1964 г. в Воейково проводились наблюдения за горизонтальной изменчивостью температуры и влажности воздуха с целью оценки влияния адвекции на расчеты потоков в обычных условиях, когда нет резкой разницы в подстилающей поверхности. Местоположение и окружение площадки описано в [5].

По полученным данным и формулам (1) и (2) были проведены расчеты потоков  $L$  и  $V$  без учета и с учетом горизонтальных градиентов температуры и влажности воздуха. Методика получения исходных данных состояла в одновременном измерении градиентов в слое 0,5—1,5 м в двух точках, одна из которых располагалась на метеоплощадке (постоянная градиентная установка), а другая — в 50 м от нее с наветренной стороны. Наблюдения проводились в дневное время 10-минутными сериями, во время которых делалось по пять отсчетов по сухому и смоченному термометрам. Далее за час осреднялись три серии и таким образом средние часовые величины оказывались осредненными из 15 измерений.

В табл. 1 приведены данные наблюдений за температурой и влажностью на уровнях 0,5 и 1,5 м на расстояниях  $X$  с наветренной стороны от основной психрометрической установки на метеоплощадке. В этой же таблице помещены горизонтальные градиенты температуры и влажности воздуха ( $\Delta T_{0,5}$ ,  $\Delta T_{1,5}$ ,  $\Delta e_{0,5}$ ,  $\Delta e_{1,5}$ ) на уровнях 0,5 и 1,5 м для указанных расстояний. Горизонтальные разности получены путем вычитания на соответствующих уровнях значений температуры и влажности из наблюдений на дополнительной установке и основной (данные наблюдений на основной установке приведены в табл. 1 в работе [4]).

Прежде всего следует отметить, что величины горизонтальных градиентов температуры и влажности воздуха на расстоянии 50 м вокруг метеоплощадки Воейково преимущественно невелики, особенно на высоте 1,5 м (это отмечалось и в работе [5]); вместе с тем, на высоте 0,5 м градиенты становятся более заметными, так как при этом в большей степени сказываются микроклиматические особенности подстилающей поверхности. По-видимому, при наличии таких величин горизонтальных градиентов нельзя ожидать существенного вклада адвекции в расчеты потоков тепла и влаги. Это подтверждается выполненными по формулам (1) и (2) расчетам  $\Delta L$  и  $\Delta V$  — поправок к  $L$  и  $V$ , полученных при вычислении второго и третьего слагаемых этих формул.

Следует отметить, что эти оценки носят, в известной мере, приближенный характер, так как интегралы рассчитаны только по распределению температуры и влажности на двух уровнях и при этом не были учтены изменения на поверхности, которые требуют более тщательных

Таблица 1

Значения температуры и влажности воздуха и горизонтальных разностей на уровнях 0,5 и 1,5 м

Дата	Срок наблюдений	х м	Направление ветра	$u_{1,5}^1$	$T_{0,5}$	$T_{1,5}$	$e_{0,5}$	$e_{1,5}$	$\Delta T_{0,5}$	$\Delta T_{1,5}$	$\Delta e_{0,5}$	$\Delta e_{1,5}$
26 VI	9	33	З	4,3	17,8	17,6	11,8	11,4	-0,2	0,0	0,1	0,0
	11	33	З	4,2	19,3	18,8	13,3	13,1	-0,2	0,0	-0,1	-0,1
	13	33	З	4,4	19,3	18,7	14,6	14,3	-0,2	0,1	0,2	0,3
	15	33	З	3,8	20,5	19,9	13,1	12,3	0,1	0,1	0,4	0,0
	17	33	З	3,6	19,9	19,5	13,1	12,9	0,1	0,1	0,0	0,1
6 VII	9	50	СЗ	2,4	15,5	15,0	11,9	11,3	0,1	0,2	-0,3	-0,3
	11	50	С	1,2	17,2	16,8	12,3	11,9	0,3	0,3	0,0	0,2
	15	50	С	1,8	17,0	16,0	13,8	12,8	0,1	-0,1	0,1	0,2
	17	50	СЗ—СВ	1,4	17,8	17,5	12,9	12,5	0,1	0,2	-0,1	-0,1
10 VII	9	50	ЮЮЗ	2,6	17,9	17,7	16,7	16,3	-0,1	0,1	0,1	0,1
	11	50	ЮЮЗ	2,8	21,2	21,0	16,4	16,7	-0,2	0,1	-0,4	0,5
	13	50	ЮЮЗ	2,6	21,9	21,7	16,4	16,3	0,0	0,0	-0,6	0,1
	15	50	ЮЮЗ	1,4	22,0	22,0	16,5	16,7	0,1	0,2	-0,2	0,3
	17	50	СЗ	2,0	20,5	20,5	17,3	17,4	0,2	0,3	-0,3	0,1
16 VII	9	50	СВ	2,2	22,6	22,1	17,3	17,0	0,0	-0,1	-0,8	-0,1
	11	50	СВ	3,3	24,8	24,2	16,7	16,2	0,1	0,0	0,0	-0,1
	13	50	СВ	3,6	25,4	24,6	16,7	16,1	0,1	0,1	-0,2	0,0
	15	50	СВ	3,4	25,4	24,4	14,7	14,5	0,3	0,1	-0,4	-0,2
	17	50	СВ	2,6	24,5	24,2	14,8	14,8	0,1	0,2	-0,4	0,0
17 VII	9	50	СВ	1,9	23,7	22,8	14,7	14,3	0,7	0,2	-0,6	-0,1
	11	50	СВ	2,2	25,7	25,0	14,4	14,3	0,2	0,2	-0,3	0,1
	13	50	СВ	3,0	26,9	25,8	13,2	12,6	0,5	0,1	-0,1	0,1
	15	50	СВ	3,3	26,4	25,6	12,4	11,8	0,4	0,2	-0,1	-0,1
	17	50	СВ	2,9	25,7	25,1	11,8	11,2	0,3	0,1	-0,4	-0,5
18 VII	9	50	С	3,4	21,8	21,3	13,6	13,1	0,0	-0,3	-0,2	-0,3
	11	50	С	3,2	24,0	23,1	12,7	11,8	-0,1	0,0	0,2	-0,1
	13	50	СЗ—С	3,2	25,1	24,0	12,3	11,6	0,2	-0,2	0,0	0,0
	15	50	ССЗ	3,3	25,2	24,5	10,7	9,9	0,2	0,1	0,2	0,1
	17	50	С	2,4	24,1	23,7	12,1	11,4	0,1	-0,1	0,1	-0,3

<sup>1</sup> Скорость ветра на высоте 1,5 м на метеоплощадке.

измерений температуры поверхности, чем это делалось в Воейково. Величины  $\Delta L$  и  $\Delta V$  вместе со значениями  $L$  и  $V$ , рассчитанными через первое слагаемое формул (1) и (2) приведены для всех сроков наблюдений в табл. 2.

Из табл. 2 видно, что поправки к потокам, учитывающие влияние неучета горизонтальной адвекции, по абсолютным величинам находятся в основном в пределах точности современных способов расчета. Но в некоторых случаях они составляют величины, превышающие 10%. Например, если рассмотреть эти поправки в зависимости от направления ветра (что сделано в табл. 3 для  $\Delta L$ ), то можно сделать некоторые более конкретные, хотя и предварительные выводы.

Из табл. 3 видно, что при северном ветре в условиях Воейково турбулентный поток тепла по данным наблюдений на метеоплощадке рассчитывается довольно точно, тогда как при северо-восточном и юго-юго-западном ветре необходимо учитывать горизонтальные градиенты. Развитие горизонтальной адвекции при этих направлениях оправды-

Таблица 2

Величины поправок к  $L$  и  $V$  за счет наличия горизонтальных градиентов

Дата	Срок наблюдений	$L$	$\Delta L$	$V$	$\Delta V$	$\frac{\Delta L}{L} \%$	$\frac{\Delta V}{V} \%$
26 VI	9	0,15	-0,02	0,28	0,02	13	7
	11	0,30	0,01	0,30	-0,01	3	3
	13	0,37	-0,07	0,23	0,07	19	30
	15	0,30	-0,02	0,30	0,02	7	7
	17	0,12	0,01	0,21	-0,01	8	5
6 VII	9	0,14	0,02	0,21	-0,02	14	10
	11	0,19	0,01	0,12	-0,01	5	8
	15	0,17	0,00	0,35	0,00	0	0
	17	0,15	0,01	0,19	-0,01	7	5
10 VII	9	0,12	-0,01	0,18	0,01	8	6
	11	0,17	0,00	0,26	0,00	0	0
	13	0,07	0,01	0,32	-0,01	14	30
	15	0,04	0,01	0,21	-0,01	25	5
	17	0,02	0,02	0,18	-0,02	100	11
16 VII	9	0,10	0,01	0,33	-0,01	10	30
	11	0,32	0,00	0,33	0,00	0	0
	13	0,26	0,02	0,36	-0,02	8	6
	15	0,33	0,05	0,20	-0,05	15	25
	17	0,11	0,02	0,17	-0,02	18	12
17 VII	9	0,10	0,04	0,24	-0,04	40	17
	11	0,19	0,00	0,23	0,00	0	0
	13	0,23	0,02	0,35	-0,02	9	6
	15	0,22	0,03	0,27	-0,03	14	11
	17	0,08	0,04	0,22	-0,04	50	18
18 VII	9	0,11	0,01	0,26	-0,01	9	4
	11	0,29	-0,01	0,21	0,01	3	5
	13	0,22	0,00	0,30	0,00	0	0
	15	0,19	0,00	0,29	0,00	0	0
	17	0,05	0,00	0,22	0,00	0	0

Таблица 3

Величины  $\Delta L$  при разном направлении ветра

Направление ветра	$\Delta L$										Среднее	
	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,00		
С	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
СВ	0,01	0,00	0,02	0,05	0,02	0,04	0,00	0,02	0,03	0,04	0,04	0,02
З, ЮЮЗ	-0,02	0,01	-0,07	-0,02	0,01	-0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	-0,01

вается наличием в 50 м с СВ от метеоплощадки и в 70 м с ЮЗ кустарника.

По полученным данным можно также видеть, что поправка к потокам за счет горизонтальных градиентов температуры и влажности воздуха зависит от скорости ветра. Эти данные представлены в табл. 4 и показывают, что с возрастанием скорости ветра погрешность в величинах потоков за счет неучета горизонтальных градиентов увеличивается по абсолютной величине.

Таким образом, представленные материалы показывают, что при расчете потоков тепла и влаги по методу теплового баланса даже

Величины  $\Delta L$  при разных скоростях ветра

Скорость ветра (м/сек.) на высоте 1,5 м	$\Delta L$													Среднее
$\leq 2$	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,04								0,01
2—3	0,02	-0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,04	0,00				0,01
3,1—4	-0,02	0,01	-0,07	-0,02	0,01	0,00	0,02	0,05	0,03	0,01	-0,01	0,00	0,00	0,02

в условиях нерезких различий в подстилающей поверхности, необходимо учитывать влияние горизонтального переноса.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Гидрометеониздат, Л., 1964.
2. Мелентьева И. И. О погрешностях, допускаемых при определении компонентов теплового баланса. Метеорология и гидрология, № 7, 1963.
3. Айзенштат Б. А., Кириллова Т. В. и др. Изменение теплового баланса деятельной поверхности при орошении. Труды ГГО, вып. 39, 1953.
4. Ляпина Р. С., Огнева Т. А. О методике определения составляющих теплового баланса за короткие интервалы времени. См. в настоящем сб.
5. Ляпина Р. С., Прокофьева Л. И. О горизонтальной изменчивости градиентов температуры и влажности воздуха. Труды ГГО, вып. 160, 1964.

## РАЗЛИЧИЯ В ТЕМПЕРАТУРЕ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА МЕЖДУ ОАЗИСОМ И ПУСТЫНЕЙ

На примере нескольких станций Средней Азии показано, что температура и влажность воздуха, измеренные на метеостанции, расположенной внутри оазисного района, не могут характеризовать естественные метеорологические условия данной местности до орошения.

Сеть метеорологических станций служит основным источником сведений, необходимых для решения самых разнообразных задач климатологии и метеорологии. Одна из таких задач — выявление связи между оросительными нормами и метеорологическими условиями. Этому вопросу, так же как и вопросу о влиянии орошения на климат, было посвящено большое количество исследований, обобщенных в [1]. В результате было установлено, что на орошаемых территориях формируется свой микроклимат, отличающийся от климата окружающей местности. Однако для некоторых расчетных схем, основанных на теории трансформации воздушных масс, а также в ряде других случаев, нужны естественные метеорологические характеристики, присущие данной местности до орошения. Часто в качестве таких данных используются показания обычных метеостанций, расположенных большей частью на небольших сухих площадках среди орошаемых массивов. Сравнение показаний таких метеостанций с показаниями метеостанций, находящихся в неорошаемых районах той же территории, может оказаться полезным для подбора материалов при расчетах, требующих (как было указано выше) знания естественных метеорологических характеристик данной местности.

Наиболее типичной орошаемой территорией Советского Союза является Средняя Азия. Поэтому в качестве примера для сравнения использованы метеостанции, расположенные на ее равнинной части.

Большая часть метеостанций Средней Азии расположена в оазисах. В современном представлении оазис — это значительная территория (сравнимая по размерам с пустынями), пересеченная сетью оросительных сооружений. На этой территории находятся города, поселки, орошаемые поля, фруктовые сады и т. д. Внутри оазиса встречаются районы, орошаемые в большей или меньшей степени, а также небольшие сухие участки. Таким образом, окружение метеостанции может быть различным, в то время как метеорологическая площадка всегда сухая и покрыта естественным растительным покровом. Метеорологический режим, фиксируемый такой метеостанцией, формируется под влиянием сухой подстилающей поверхности (примерно соответствующей условиям

пустыни) и адвекции влажного воздуха с орошаемых участков, расположенных вокруг метеостанции. Он не является характерным ни для естественных климатических условий пустыни, ни для условий орошаемых полей. Данные такой метеостанции характеризуют ее собственные микроклиматические условия, зависящие от ее удаленности от орошаемых участков и от направления и скорости ветра.

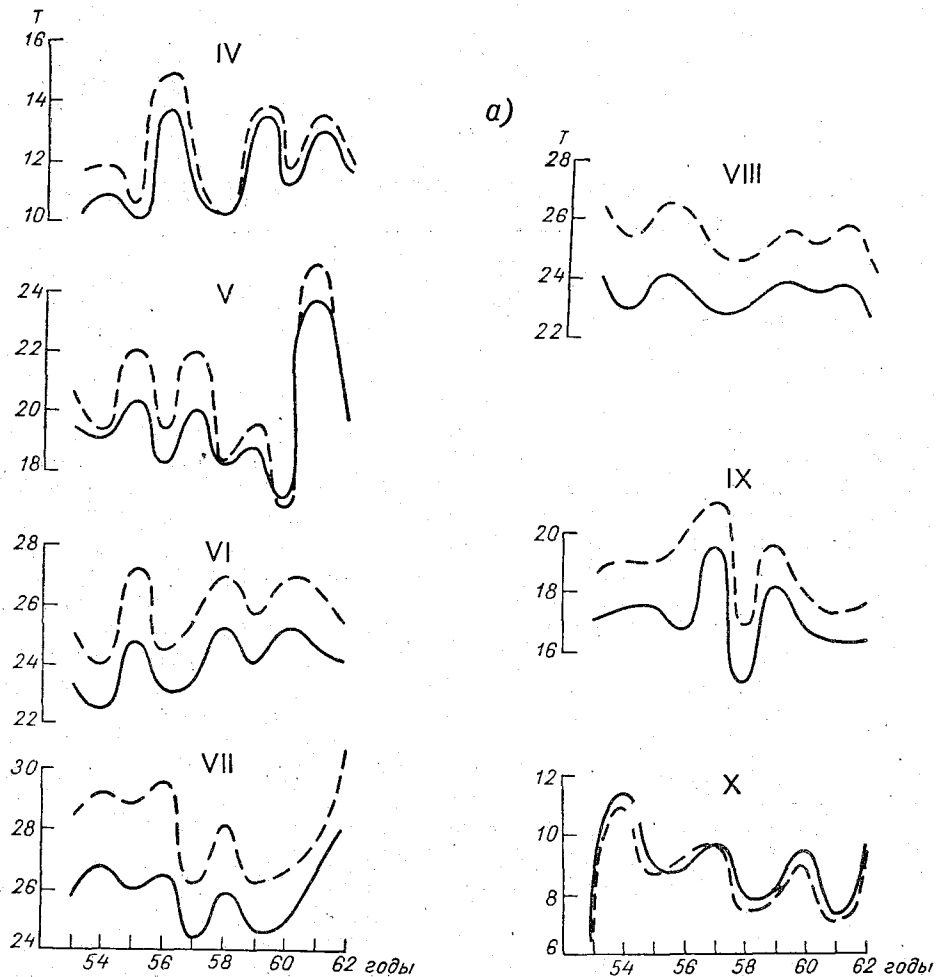
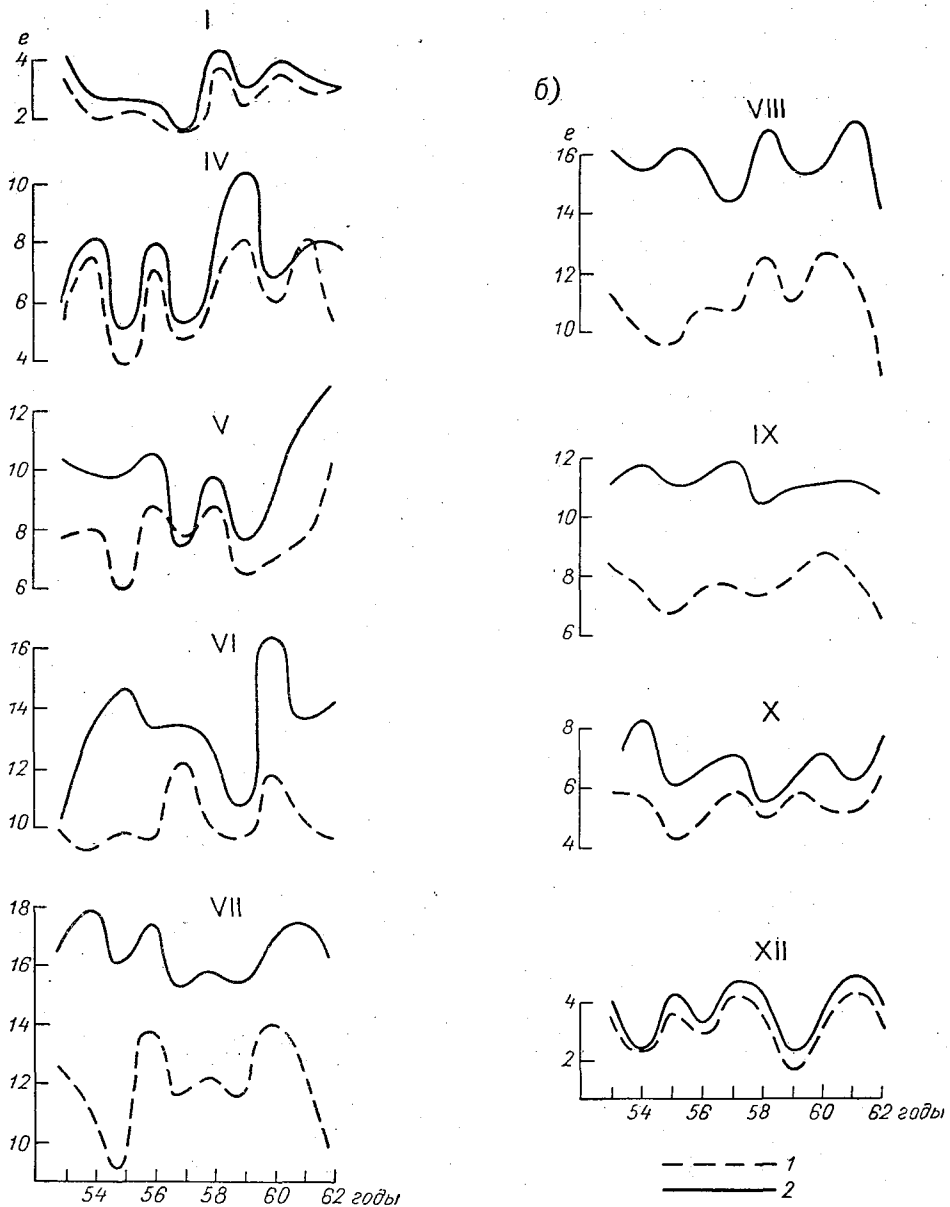


Рис. 1. Ход средних месячных значений температуры (а) и влажности

Наряду с такими «оазисными» метеостанциями на рассматриваемой территории имеется около тридцати «пустынных» станций, расположенных вдали от орошаемых районов в естественных пустынных условиях.

Для сравнения показаний оазисных и пустынных метеостанций было выбрано семь пар станций пустыня—оазис, расположенных примерно на одной широте и на расстоянии от 70 до 300 км друг от друга, т. е. были подобраны такие станции, на которых при отсутствии орошения климатические условия были бы близкими друг другу. Для всех станций был взят одинаковый период наблюдений—десять лет (с 1953 по 1962 г.). Исследовались различия в температуре и влажности





(б) воздуха на пустынной ст. Чабан-Казган (1) и оазисной ст. Чимбай (2).

воздуха между пустынной и оазисной станциями каждой из выбранных пар. Характерной чертой климата оазисов является то обстоятельство, что, если прекратить орошение, то, спустя некоторое время, климатические особенности оазиса исчезнут и вновь установится свойственный данной местности климат пустыни.

Отсюда можно сделать вывод, что наибольшие различия в температуре и влажности между пустыней и оазисом должны наблюдаться именно в период интенсивного орошения, т. е. во время вегетации сельскохозяйственных культур. Эти различия с окончанием вегетации и прекращением поливов уменьшаются. Поэтому для сравнения были

выбраны месяцы с апреля по октябрь. В некоторых случаях использовались также данные за январь и декабрь.

На рис. 1 представлен ход от года к году средних месячных значений температуры  $T$  и влажности  $e$  воздуха на пустынной ст. Чабан-Казган и оазисной ст. Чимбай.

Если просматривать графики на рис. 1 от месяца к месяцу, можно заметить, что колебания температуры и влажности воздуха, вызывае-

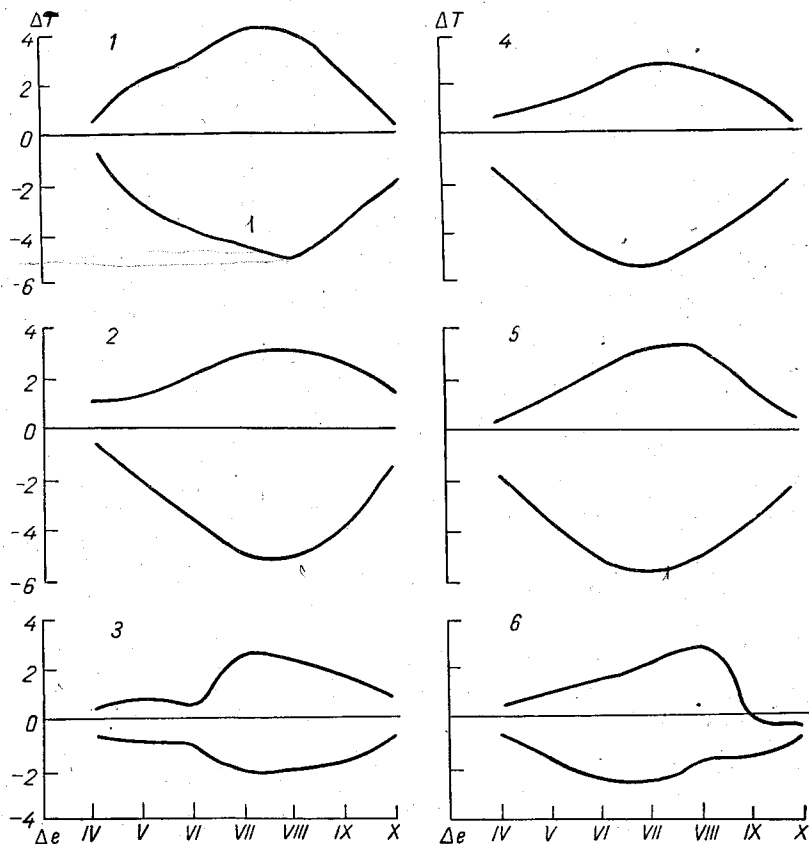


Рис. 2. Ход разностей температуры  $\Delta T$  и влажности  $\Delta e$  между показаниями пустынных и оазисных станций.

Маши-Кудук — Боз-Су (1), Бузаубай — Ургенч (2), Шахсенем — Ургенч (3), Репетек — Чарджоу (4), Чешме — Чарджоу (5), Уч-Алжи — Байрам-Али (6).

мые общеклиматическими факторами, происходят из года в год синхронно. Различия же  $T$  и  $e$  за один и тот же год между пустынными и оазисными станциями меняются от месяца к месяцу. В апреле и мае эти различия невелики. Температура пустынной станции в некоторых случаях ниже температуры оазиса. Начиная с июня и до сентября на оазисной станции температура ниже, а влажность выше, чем на пустынной станции; эта разница максимальная в июле и августе. В сентябре и октябре опять восстанавливается соотношение, аналогичное весенним месяцам. На рис. 2 приведен средний годовой ход разностей температуры и влажности воздуха за 10 лет для шести пар станций. Так же, как и на рис. 1, разности увеличиваются от весенних месяцев к июлю и августу, а затем вновь уменьшаются. Июль и август — период интен-

сивной вегетации сельскохозяйственных культур и, следовательно, наиболее частых поливов.

Следует отметить, что различия во влажности больше, чем в температуре. Максимальное понижение температуры наблюдается на оазисной станции Боз-Су в июне и достигает  $4,2^{\circ}$ , что составляет 13% июльской температуры пустынной станции Маши-Кудук. Максимальное увеличение влажности наблюдается в июле на оазисной станции Чарджоу, где оно равно 5—6 мб, что на 65% больше влажности на пустынной станции Чешме.

Различия в относительной влажности на этих двух станциях также значительны: на ст. Чарджоу в июле относительная влажность 37%, на ст. Чешме 19%. Таким образом, вполне закономерно, что изменения влажности на оазисных станциях больше, чем изменения температуры. Причиной их является орошение. Но увеличение влажности непосредственно зависит от испарения с орошаемых полей, а понижение температуры является результатом сложного, частично взаимопротивоположного действия многих факторов.

На основании приведенных данных можно сделать вывод о том, что метеостанции, расположенные на небольших сухих участках внутри оазисных районов, не репрезентативны в тех случаях, когда требуется знание естественных, т. е. не искаженных влиянием орошения, значений температуры и влажности воздуха.

Следует добавить, что изменения, вносимые орошением, очевидно, существуют в течение всего года, так как в оазисах, помимо поливов, имеются источники дополнительного, по сравнению с пустыней, испарения, но наиболее ярко эти изменения проявляются именно в поливной период.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Сапожникова С. А. Некоторые особенности климата оазисов в условиях Средней Азии. Труды ГГО, вып. 30 (92), 1951.

## ОБ УТОЧНЕНИИ МЕТОДИКИ СНЕГОМЕРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ИРКУТСКОГО УГМС

Рассматривается вопрос о выборе рационального интервала времени между снегосъемками в условиях Иркутской области.

Известно, что частота проведения снегомерных наблюдений зависит от временной изменчивости характеристик снежного покрова. Чем больше колебания высоты и плотности снежного покрова во времени, тем чаще следует производить наблюдения. Чрезмерно частые измерения практически неосуществимы. Поэтому нужно найти такой максимально допустимый интервал, при котором обеспечивалась бы должная точность интерполяции характеристик снежного покрова во времени.

Для оценки временной изменчивости высоты и плотности снежного покрова используется временная структурная функция (средний квадрат разностей этих величин для различных интервалов времени) [1].

По данным временной структурной функции можно определить среднюю погрешность интерполяции для различных интервалов между сроками снегосъемок [1, 2].

Задаваясь максимально допустимой ошибкой интерполяции, можно выбрать наиболее рациональный интервал времени между измерениями.

Для изучения временной изменчивости высоты снежного покрова использовались данные ежегодных наблюдений по постоянным рейкам за 10-летний период (1948—1958 гг.). Каждую зиму делили на два периода, различающихся по общему характеру изменчивости: период нарастания и период схода снежного покрова.

Вычислялись структурные функции и погрешности отдельно для каждого периода на станциях с защищенными участками наблюдений (Жданово, Бодайбо, Конкудера, Тангуй, Бирюса, Рудник, Усть-Уда, Верхняя Гутара, Раздолье, Сарам), полузащищенными (Половина) и открытыми (Непа, Ичера, Невон, Марково, Тайшет, Балаганск, Баяндай).

По данным средних ежедневных высот снежного покрова видно, что в начале периода нарастания увеличение высоты снежного покрова происходит быстро; во второй половине нарастания колебания высоты снежного покрова по всем станциям невелики. Объясняется это тем, что в Иркутской области в январе и феврале выпадает мало осадков, и, как правило, не бывает оттепелей.

В табл. 1 и 2 приводятся данные о средних многолетних суммах осадков и высоте снежного покрова в разные периоды зимы.

Таблица 1

## Средние многолетние суммы осадков

Станция	Количество осадков с 1/XI по 15/I	В % к сумме за холодный период	Количество осадков с 15/I по 29/II	В % к сумме за холодный период
Ербогачен . . . . .	41	61	18	27
Ичера . . . . .	66	63	27	26
Невон . . . . .	40	67	13	22
Бодайбо . . . . .	53	63	22	26
Марково . . . . .	42	62	18	26
Тайшет . . . . .	50	67	15	20
Тангуй . . . . .	33	63	13	25
Бирюса, Рудник . . . . .	58	62	15	16
Усть-Уда . . . . .	28	68	9	22
Верхняя Гутара . . . . .	22	60	7	19
Балаганск . . . . .	41	50	20	29
Баяндай . . . . .	16	64	6	24
Половина . . . . .	28	61	11	24

Таблица 2

## Средняя высота снежного покрова (см)

Станция	31 X	30 XI	31 XII	15 I	31 I	28 II	31 III — конец периода нарастания	Прирост высоты снежного покрова	
								за первую половину зимы	за вторую половину зимы
Жданово . . . . .	15	34	47	51	57	62	65	51	14
Непа . . . . .	7	19	30	34	37	41	44	34	10
Ичера . . . . .	10	26	40	45	50	52	53	45	8
Невон . . . . .	6	19	30	33	38	40	41	33	8
Бодайбо . . . . .	10	27	38	43	49	52	54	43	11
Конкудера . . . . .	13	27	42	46	53	56	62	46	16
Марково . . . . .	4	11	18	22	26	30	32	22	10
Тайшет . . . . .	2	11	19	19	22	26	25	19	6
Тайнгуи . . . . .	1	12	19	22	24	26	—	22	4
Бирюса, Рудник . . . . .	5	23	33	37	40	46	46	37	9
Усть-Уда . . . . .	2	11	22	28	31	31	31	28	3
Верхняя Гутара . . . . .	1	8	10	12	12	15	15	12	3
Балаганск . . . . .	1	7	16	19	22	24	—	19	5
Баяндай . . . . .	0	4	10	12	14	16	16	12	4
Половина . . . . .	0	6	14	17	18	19	—	17	2
Раздолье . . . . .	—	13	25	31	35	39	40	31	9
Сарам . . . . .	4	15	28	31	35	41	44	31	13

Примечание. Первая половина зимы — до 15 I, вторая — с 15 I до конца периода нарастания.

Из этих таблиц также видно, что основная масса снежного покрова ( $2/3$  общего количества осадков холодного периода) формируется в первую половину периода нарастания.

Эти различия, установленные на основании анализа климатических данных, находят подтверждение в особенностях синоптических процессов. Как указано в работе [3], на территории Восточной Сибири в тече-

ние зимы выделяют, не считая предзимья, два естественных синоптических сезона (первая половина зимы и вторая половина зимы), которые отличаются друг от друга по характеру атмосферной циркуляции.

Вследствие различной изменчивости высоты снежного покрова в течение периода нарастания можно выделить два подпериода:

- а) подпериод интенсивного нарастания снежного покрова,
- б) подпериод более или менее стабильного состояния снежного покрова.

В среднем подпериод более или менее стабильного состояния снежного покрова продолжается с 15 I до 15 III на северных станциях, до 1 III на большинстве станций и до 20—25 II в южных лесостепных районах.

Для периода нарастания значения абсолютной погрешности интерполяции высоты снежного покрова невелики. Например, для интервала в 10 дней значения средней квадратичной погрешности колеблются от 0,82 до 2,50 см, для интервала в 20 дней — от 1,25 до 3,77 см, для интервала в 30 дней — от 1,69 до 4,87 см.

При этом установлено, что в общем чем больше высота снежного покрова, тем при прочих равных условиях больше ее временная изменчивость и больше абсолютная погрешность интерполяции высоты снежного покрова. Поэтому решать вопрос о рациональной частоте снегоъемок только на основании значений абсолютной погрешности высоты снежного покрова нельзя, так как можно прийти к нежелательному выводу: где больше высота снежного покрова, там следует чаще производить наблюдения. Такой вывод повлечет усложнение снегомерных работ там, где проведение их и так сопряжено с наибольшими трудностями. Это значит, что абсолютная погрешность интерполяции не может служить единственным критерием частоты снегоъемок.

Поэтому по всем станциям определена относительная погрешность интерполяции высоты снежного покрова при разных интервалах времени для периодов нарастания и схода снежного покрова (по отношению абсолютной погрешности к средней многолетней высоте снежного покрова на последний день декады и на конец периода нарастания).

Анализ относительной погрешности интерполяции высоты снежного покрова показывает, что на разных станциях, в зависимости от высоты снежного покрова и характера его залегания, частота снегоъемок должна быть различной. На станциях с большей высотой снега возможен более длительный интервал между снегоъемками; на защищенных участках с равномерным залеганием снежного покрова допустим больший интервал, чем на станциях, где снег подвержен воздействию ветра; на одной и той же станции при большей высоте снега можно реже производить снегоъемки.

На каждой станции в разные месяцы периода нарастания снежного покрова допустимы интервалы времени между снегоъемками, приведенные в табл. 3.

Данные табл. 3 указывают на возможность увеличения интервала времени между снегоъемками в подпериод относительно стабильного состояния снежного покрова. Так как этот подпериод приходится на самые холодные в году месяцы, возможность сокращения снегомерных работ приобретает особое значение.

Для исследования временной изменчивости плотности снежного покрова использованы наблюдения Иркутской гидрометеорологической обсерватории за 10 лет (1948—1958 гг.); из них в течение пяти лет плотность снега определялась ежедневно. Наблюдения производи-

Допустимые интервалы времени между снегосъемками (дни)

Станции	X	XI	XII	I	II	III	Максимальная высота снежного покрова
Жданово . . . . .	<5	10	30	30	30	30	65
Непа . . . . .	<5	10	20	30	30	30	44
Ичера . . . . .	<5	10	20	30	30	30	53
Невон . . . . .	<5	5	15	30	30	30	41
Бодайбо . . . . .	<5	10	20	30	30	30	54
Конкудера . . . . .	<5	5	15—20	30	30	30	62
Марково . . . . .	<5	5	10	20	25	25	32
Тайшет . . . . .	<5	5	5	15	20	20	25
Тангуй . . . . .	—	5	10	20	25	25	26
Бирюса, Рудник . . . . .	<5	5	15	25	30	30	46
Усть-Уда . . . . .	<5	5	15	25	30	30	31
Верхняя Гутара . . . . .	<5	5	10	10	10	10	15
Балаганск . . . . .	<5	5	10	20	20	20	24
Баяндай . . . . .	<5	5	20	20	25	25	16
Половина . . . . .	—	5	10	15	20	20	19
Раздолье . . . . .	—	5	15	20	30	30	40
Сарам . . . . .	<5	<5	20	20	25	25	44

лись на защищенном участке — на метеорологической площадке обсерватории.

Колебания плотности снега в Иркутске невелики, особенно во вторую половину периода нарастания снежного покрова. Данные о годовом ходе плотности снежного покрова не противоречат выводам о возможности сокращения снегомерных работ во вторую половину периода нарастания. Подтверждается это и значениями погрешности интерполяции плотности снежного покрова.

Например, в Иркутске при интервале в 40 дней ошибка интерполяции плотности снега не превышает 10%.

На основании анализа полученного материала можно рекомендовать станциям Иркутского УГМС в период до 15 I снегомерные съемки проводить ежелекдно, в период 15 I — 1 III регулярные декадные снегомерные отменить. Однако при этом необходимо проводить внеочередные съемки после сильных метелей и снегопадов, когда количество осадков, выпавших с момента последней регулярной снегосъемки, достигнет 10 мм. Начиная с 15—20 II в южных лесостепных районах и с 1 III на остальных станциях, снегомерные съемки проводить один раз в пять дней. Учащенные снегосъемки нужно начинать несколько раньше начала периода схода снежного покрова, с тем, чтобы возможно точнее определить характеристики последнего в период максимального снегонакопления.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гущина М. В., Трифонова Т. С. Об изменчивости характеристик снежного покрова во времени и о выборе интервалов между снегосъемками. Труды ГГО, вып. 108, 1960.
2. Лайхтман Д. Л., Каган Р. Л. Некоторые вопросы рационализации снегосъемок. Труды ГГО, вып. 108, 1960.
3. Сергеев Н. И. Синоптические сезоны и сезонные аномалии температуры воздуха холодного полугодия в Восточной Сибири. Сб. работ по синоптике № 3, Гидрометеониздат, М., 1959.

**О РЕЗУЛЬТАТАХ СРАВНИТЕЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ  
ЗА ОСАДКАМИ ПО ДОЖДЕМЕРАМ И ОСАДКОМЕРАМ  
(ПО ДАННЫМ ВЕРХНЕ-ВОЛЖСКОГО УГМС В 1959—1962 гг.)**

Приводятся результаты сравнительных наблюдений по осадкомеру и дождемеру на территории Горьковской ГМО. Сравняются методики, рекомендованные Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова (ГГО) и автором.

В работах [1, 2, 3, 4] было показано, что в связи с внедрением на сети метеорологических станций и постов осадкомеров твердые осадки стали учитываться полнее, чем при измерении их дождемерами с защитой Нифера; были рекомендованы формулы пересчета количества твердых осадков, измеренных дождемерами, на показания осадкомеров. Для проверки этих формул в различных зонах в управлениях Гидрометслужбы были организованы параллельные наблюдения за осадками с помощью дождемеров и осадкомеров, установленных в различных условиях защищенности.

На территории Верхне-Волжского УГМС сравнительные наблюдения проводились на 11 станциях, при этом Арзамас, Кострома и Козьмодемьянск считались станциями, расположенными на открытых местах, Горький, Мыза, Кинешма — в полузащищенных, Можга, Нолинск, Сарапул — в защищенных, а Темников, Арья и Екимцево — в приусадебном участке или в лесу.

В соответствии с принятыми условиями защищенности производился пересчет осадков, измеренных дождемерами, на показания осадкомера и сопоставление их с данными, измеренными осадкомерами.

Для пересчета использовалась формула

$$y = xk(1 + 0,01M),$$

где  $y$  — количество осадков, полученное в результате пересчета;  $x$  — количество осадков, измеренное по дождемеру;  $k$  — коэффициент, зависящий от скорости ветра и степени защищенности метеоплощадок, заимствован из работы [1];  $M$  — число дней с метелями.

Данные сравнительных наблюдений и пересчета количества осадков по дождемеру на показания осадкомеров по средним месячным скоростям ветра по флюгеру и числу дней с метелями показали, что разница в количестве твердых осадков, измеренных по осадкомеру и дождемеру (после пересчета на осадкомер) в каждом отдельном месяце за четыре зимних сезона составила следующие величины:



За сезон соотношения сумм осадков получаются иными: по всем станциям, имеющим защищенные и полузащищенные площадки, разница в количестве осадков, измеренных по осадкомеру и дождемеру, после пересчета на осадкомер не превышает 10%; только в течение двух зим по ст. Горький эта разница была больше и составила 14,4% в зиму 1959—60 г. и 13,8% в зиму 1961—62 г. В эти же зимы по станциям, имеющим открытые метеоплощадки (Арзамас и Козьмодемьянск), наибольшая разница составила 25,2% и 20,7% соответственно (табл. 1). Последнее объясняется, видимо, условиями расположения метеоплощадок и влиянием ближайших к ним строений.

Различие в суммах осадков (в % от суммы по осадкомеру)	Число случаев пересчета (в % от всех случаев) для станций	
	защищенных	полузащищенных
<10	87	61
10,1—15,0	4	19
15,1—20,0	5	17
>20,0	4	3

Таблица 1

Данные пересчета твердых осадков  
( $y'$  — количество осадков, фактически измеренное по осадкомеру)

Станция	Период наблюдений	$x$	$y$	$y'$	$\frac{y-y'}{y'} 100\%$	$\frac{y-x}{x} 100\%$
Незащищенные (открытые) метеоплощадки						
Арзамас	I—III 1960 г.	71,0	102,4	88,5	15,7	44
	XI 1960—III 1961 г.	111,3	155,1	123,9	25,2	39
	XI 1961—III 1962 г.	69,7	98,2	98,1	0,0	41
Кострома	I—III 1960 г.	39,1	52,3	52,2	0,2	34
	XI 1960—III 1961 г.	140,6	202,0	193,8	4,2	44
	XI 1961—III 1962 г.	95,8	141,9	133,5	6,3	48
Козьмодемьянск	I—III 1960 г.	79,4	114,5	113,2	1,6	44
	XI 1960—III 1961 г.	126,4	173,5	143,7	20,7	37
	XII 1961—III 1962 г.	69,7	98,2	98,1	0,0	41
Полузащищенные метеоплощадки						
Горький, Мыза	XI 1959—III 1960 г.	139,8	186,6	184,0	14,4	34
	XI 1960—III 1961 г.	113,3	146,8	148,5	-1,1	30
	XI 1961—III 1962 г.	108,5	141,0	163,6	-13,8	30
Кинешма	XII 1959—III 1960 г.	74,1	100,9	110,7	-8,9	36
	XI 1960—III 1961 г.	125,4	162,5	158,3	2,7	30
	XI 1961—III 1962 г.	103,7	139,7	131,1	6,6	35
Защищенные метеоплощадки						
Можга	I—III 1960 г.	82,8	104,7	96,0	9,1	26
	XI 1960—III 1961 г.	149,1	184,4	182,4	1,1	14
	XI 1961—III 1962 г.	166,8	205,7	197,3	4,3	23
Нолинск	XI 1959—III 1960 г.	145,9	179,2	180,6	-0,8	23
	XI 1960—III 1961 г.	130,4	184,5	188,8	-2,3	41
	XI 1961—III 1962 г.	160,7	196,5	209,0	-6,0	22
Сарапул	II—III 1960 г.	51,5	63,2	63,0	0,3	23
	XI 1960—III 1961 г.	180,6	209,8	201,5	4,1	16
	XI 1961—III 1962 г.	148,6	178,6	172,3	3,7	20

Метеоплощадки в приусадебных участках (в саду)

Темников	XII 1959—III 1960 г.	127,2	147,5	168,8	—12,6	16
	XI 1960—III 1961 г.	145,5	161,6	162,9	—0,8	11
	XI 1961—III 1962 г.	124,8	143,0	151,9	—5,9	15

Метеоплощадки, расположенные в лесу

Шарья	I—III 1960 г.	96,7	119,0	131,1	—9,2	23
	XI 1960—III 1961 г.	146,3	166,6	175,0	—4,8	14
	XI 1961—III 1962 г.	146,3	183,2	190,5	—3,8	25
Екимцево	XII 1959—III 1960 г.	139,4	149,1	145,4	2,5	7
	XI 1960—III 1961 г.	221,9	236,4	226,4	4,4	7
	XI 1961—III 1962 г.	174,8	200,3	190,0	5,4	15

Данные сравнительных наблюдений за осадками по дождемерам и осадкомерам с 1959 по 1962 г. были использованы также для проверки методики ГГО [4] по устранению неоднородности между рядами дождемерных и осадкомерных наблюдений.

Результаты пересчета твердых осадков, измеренных дождемерами, на показания осадкомеров, произведенные как по разработкам, изложенным в [1, 2], так и по методике ГГО [4], близки между собой. Как видно из табл. 2, практически расхождений нет. Поэтому за основу следует принять Методические указания ГГО по пересчету твердых осадков. Однако метод ГГО по пересчету количества жидких осадков, измеренных осадкомером, на дождемер, по нашему мнению, требует дальнейших уточнений.

Таблица 2

Разности в суммах твердых осадков после пересчета с дождемера на осадкомер в % от фактической суммы осадков по осадкомеру

Станция	По методу ГГО			По методу Горьковской ГМО		
	1959—60	1960—61	1961—62	1959—60	1960—61	1961—62
Открытые метеоплощадки						
Арзамас . . . . .	17	17	32	16	25	29
Кострома . . . . .	7	—18	—12	0	4	6
Козьмодемьянск . . . . .	—3	6	1	0	21	0
Полузащищенные метеоплощадки						
Кинешма . . . . .	—17	—2	—2	—9	3	6
Горький, Мыза . . . . .	—7	—12	—21	1	—1	—14
Защищенные метеоплощадки						
Нолинск . . . . .	—10	—9	—14	—1	—2	—6
Сарапул . . . . .	—	5	3	—	4	4
Можга . . . . .	—2	—6	—4	9	1	4
Темников . . . . .	—4	—6	—4	—13	1	—6
Екимцево . . . . .	0	2	—6	3	4	5
Арья . . . . .	—17	—7	—14	—9	—5	—4

Результаты сравнительных наблюдений за осадками по дождемерам и осадкомерам в течение трех летних сезонов по указанным выше 11 станциям показали, что существенной разницы между значениями

сумм осадков по дождемеру и осадкомеру нет. Во всех случаях показания осадкомеров и дождемеров практически одинаковы (табл. 3). Из

Таблица 3

Данные пересчета суммы осадков за теплый период года

Станция	Год	Сумма осадков		Станция	Год	Сумма осадков	
		по осадкомеру	по дождемеру			по осадкомеру	по дождемеру
Арзамас . . .	1960	194,4	216,4	Нолинск . . .	1960	185,9	191,8
Кострома . . .	1960	339,9	335,0	1961	257,4	256,9	
Козьмодемьянск . . . . .	1960	326,2	332,0	Сарапул . . .	1961	365,8	370,4
				1962	361,8	365,6	
Горький, Мыза	1960	258,1	253,8	Темников . . .	1960	269,9	267,7
	1961	289,7	291,0	1961	368,4	357,0	
Кинешма . . .	1960	342,6	330,3	Екимцево . . .	1960	361,0	366,1
				Арья . . . . .	1960	281,3	283,8

15 случаев, подлежащих пересчету по методу ГГО (при средних месячных температурах 20° и выше), в девяти сумма осадков за теплый период по дождемеру оказалась несколько больше, в шести случаях — несколько меньше. Отсюда следует, что показания обоих приборов в теплый период года находятся в пределах точности. Поэтому для территории Верхне-Волжского УГМС, по-видимому, нецелесообразно в настоящее время производить какие-либо пересчеты количества жидких осадков.

### Выводы

1. Результаты параллельных наблюдений над твердыми осадками по дождемерам и осадкомерам за 1959—1962 гг. подтвердили полученные ранее выводы о том, что твердые осадки осадкомерами Третьякова учитываются полнее, чем дождемерами с конусной защитой.

2. Методы ГГО [4] и автора [1] по пересчету твердых осадков с показаний дождемера на показания осадкомера приемлемы для пересчета твердых осадков за зимний сезон для станций, имеющих защищенные и полузащищенные метеоплощадки; точность пересчета количества твердых осадков по обоим методикам примерно одинакова.

3. Для станций, имеющих открытые метеоплощадки, следует продолжать дальнейшие исследования по уточнению коэффициента пересчета.

4. Разница в показаниях дождемеров и осадкомеров в теплый период не превышает  $\pm 10\%$ .

### ЛИТЕРАТУРА

1. Батталов Ф. З. К вопросу пересчета количества твердых осадков, измеренных дождемерами, на показания осадкомеров. Труды ГГО, вып. 113, 1960.
2. Батталов Ф. З. Опыт работы по пересчету количества атмосферных осадков, измеренных дождемерами, на показания осадкомеров. Труды ВНМС, том IV, Л., 1962.
3. Методические указания управлениям Гидрометслужбы, № 13, ГГО, 1963.
4. Методические указания управлениям Гидрометслужбы. Устранение неоднородности между рядами дождемерных и осадкомерных наблюдений. ГГО, Л., 1964.
5. Швер Ц. А. К вопросу пересчета количества осадков, измеренных дождемером, на осадкомер. Труды ГГО, вып. 113, 1960.

## О ТОЧНОСТИ ПЕРЕСЧЕТА ОСАДКОВ ПО ЛИТОВСКОЙ ССР И КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ ЗА ХОЛОДНЫЙ ПЕРИОД

Анализируются материалы сравнительных наблюдений по дождемеру и осадкомеру. Предлагается графический метод пересчета осадков для территорий, где зимой преобладают не твердые, а смешанные осадки.

Пересчет твердых осадков, измеренных дождемером, на данные по осадкомеру при помощи коэффициентов  $k$ , данных Главной геофизической обсерватории им А. И. Воейкова ГГО [1], для Литовской ССР и Калининградской области неточен, особенно при пересчете осадков на станциях открытого типа.

Причина этого состоит в том, что коэффициент  $k$  получен не по отношению сумм одних твердых осадков, измеренных осадкомером и дождемером, а с примесью жидких осадков (до  $1/3$  суммы). Жидкие осадки занизили значение коэффициента  $k$ , так как в холодное время года суммы жидких осадков, полученные при измерении дождемером и осадкомером почти одинаковые.

В данной статье предлагается графический метод пересчета осадков по Литовской ССР, Калининградской области и районов, где зимой преобладают смешанные осадки.

Пересчет месячных сумм осадков за зимний период, измеренных дождемером, к данным осадкомера по Литовской ССР и Калининградской области очень сложен, особенно для прибрежной зоны. Вводить стандартную поправку к осадкам не представляется возможным из-за резко различных погодных условий побережья от остальных районов, особенно от восточных районов Литовской ССР.

На всей территории Литовской ССР и Калининградской области зимой преобладают смешанные осадки. Однако в холодные зимы в восточных и северных районах Литвы часто наблюдаются месяцы с преобладанием твердых осадков, как, например, в марте 1952 г. на станциях Шяуляй и Панявежис. В приморской зоне в зимние месяцы преобладают жидкие осадки; так в декабре 1951 г. на ст. Нида с твердыми осадками был всего один день из 19 дней с осадками, а на ст. Клайпеда — два дня из 18.

Согласно [1], сезон или месяц считается с твердыми осадками тогда, когда  $2/3$  или более дней осадки выпадали в виде сухого снега или других видов твердых осадков.

Рассмотрим данные наблюдений за 1950—1952 гг. на восточной и приморской станциях в месяцы, когда преобладали твердые осадки. Они наблюдались соответственно на ст. Вильнюс в январе 1950 г., январе—феврале 1951 г., феврале—марте 1952 г., декабре 1952 г., а на ст. Клайпеда в феврале—марте 1952 г. Если примем за зимние месяцы,

в которые могут наблюдаться более 66% дней с твердыми осадками, декабрь—март, то в восточных районах за три года наблюдалось 50% месяцев с преобладанием твердых осадков, а на побережье лишь 17%. На этом примере видны не только значительные различия погодных условий побережья и восточных районов, но и различия двух смежных зимних месяцев в одном пункте.

Поэтому нельзя вывести стандартную поправку для всего зимнего периода не только для района, но и для одного пункта.

Деление зимних месяцев по характеру осадков на три типа, как это сделано в [1] (с твердыми осадками, когда более 66% дней были с этим видом осадков; со смешанными осадками, когда дни с твердыми осадками составляли 42—55%; с жидкими осадками, когда дни с твердыми осадками составляли 33% или менее), не исключает в ряде случаев ошибку при пересчете, особенно при больших суммах осадков за месяц, если рассматриваются данные за отдельные годы. Пусть, например, сумма осадков за месяц равна 100 мм, из них 30 мм приходится на твердые осадки. Согласно вышеуказанной классификации, это месяц с одними жидкими осадками, поэтому вводить поправки не нужно. Вместе с тем очевидно, что 30 мм твердых осадков, особенно, если они выпали при сильном ветре и измерены на станции открытого типа, существенно уменьшат общую сумму осадков за месяц.

Для всех районов, где преобладают смешанные осадки, можно уменьшить подобные ошибки введением комплексной поправки, в которой должны быть учтены любые соотношения измеренных жидких и твердых осадков, защищенность станции и скорость ветра при выпадении твердых осадков.

Эту комплексную поправку можно получить следующим образом. Согласно [1], при температуре воздуха  $\leq 20^\circ$  поправочный коэффициент для пересчета жидких осадков, измеренных дождемером, на данные осадкомера в среднем равен 1,00, т. е. существенно не зависит ни от способа измерения, ни от скорости ветра. На основании этого приходим к выводу, что при вычислении поправки для смешанных осадков следует из суммы осадков за каждый месяц, полученных по осадкомеру и дождемеру, вычитать количество осадков от дождя и дождя со снегом. По оставшимся суммам твердых осадков за месяц строим сопряженные графики сумм твердых осадков по дождемеру  $x$  и сумм твердых осадков по осадкомеру  $y^1$  по возможности для одинакового типа защищенности станций и одинаковой средней скорости ветра во время выпадения твердых осадков. Таким образом получаем серию графиков для каждого типа защищенности станций по градациям скорости ветра во время выпадения твердых осадков. Для примера на рис. 1 приведены такие графики для станций III типа при скорости ветра 4 м/сек.

При построении графиков необходимо иметь в виду следующее: 1) если измерения осадков по обоим приборам качественные и станции по типу защищенности подобраны правильно, то точки на графике имеют малый разброс, особенно для станций защищенных; 2) если точки какой-либо станции имеют очень большой разброс, то, следовательно, на этой станции по одному или по обоим приборам измерения осадков проводились некачественно; 3) если на достаточно открытой станции при всех скоростях ветра суммы твердых осадков по осадкомеру и дождемеру почти одинаковые, то это означает, что по одному из приборов осадки не измерялись, а отмечались фиктивные данные.

Методика пересчета осадков, измеренных дождемером, на осадкомер по этим графикам очень проста. В случае когда в течение месяца выпадали только твердые осадки, пересчет заключается только в том,

что с графика соответствующего типа защищенности станций и средней скорости ветра на высоте флюгера во время выпадения твердых осадков по данным суммы твердых осадков за месяц, измеренных дождемером, снимается с соответствующей оси величина осадков за месяц, получаемая по осадкомеру.

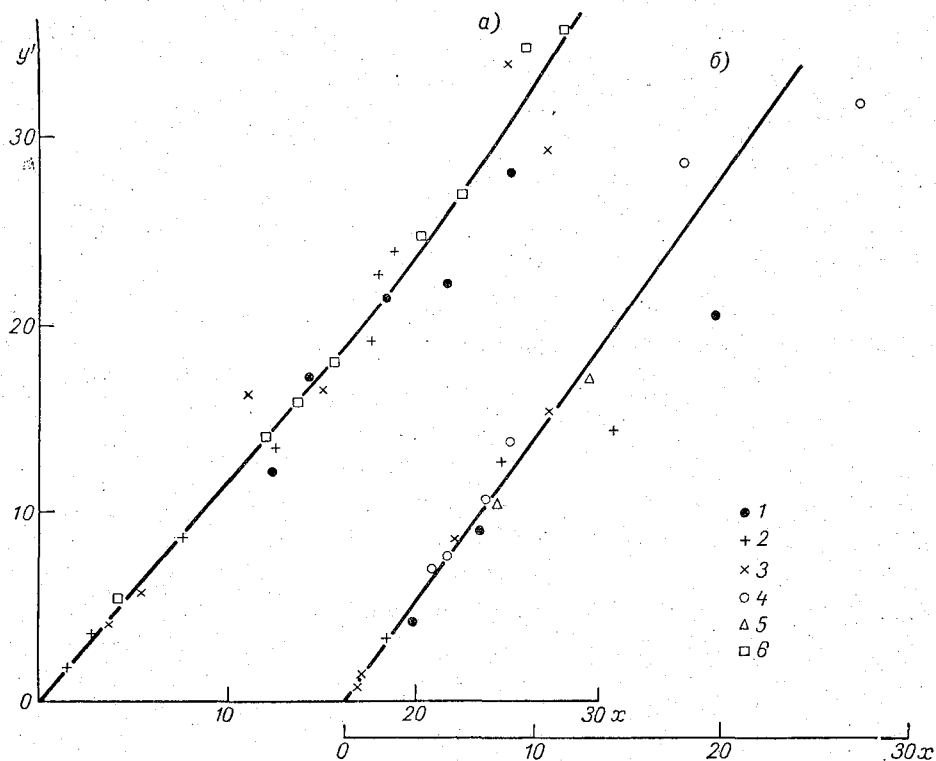


Рис. 1. График связи сумм твердых осадков, измеренных дождемером  $x$  и осадкомером  $y'$  на станциях открытого типа, для скорости ветра 4 м/сек. (а) и 6—7 м/сек. (б).

1 — Вильнюс, АМСГ, 2 — Капсукас, 3 — Шяуляй, 4 — Расяйняй, 5 — Панявежис, 6 — Биржай.

При смешанных осадках необходимо произвести следующие операции: 1) вычислить сумму жидких осадков за месяц, полученных от выпадения дождя и дождя со снегом, а также сумму твердых осадков от сухого снега и мокрого снега; 2) вычислить среднюю скорость ветра при выпадении твердых осадков; 3) снять с соответствующего графика по полученной сумме твердых осадков по дождемеру, приведенной на данные осадкомера, сумму твердых осадков; 4) к полученной по графику сумме твердых осадков прибавить сумму жидких осадков. Этот способ обеспечивает примерно одинаковую точность при любом соотношении сумм жидких и твердых осадков за месяц. Очевидно, этим способом можно пересчитывать и декадные данные, но точность таких малых величин должна быть меньше, чем месячных.

При вычислении осадков за сезон можно пользоваться объединенными графиками с нанесенными месячными данными при всех средних скоростях ветра, например от 3 до 8 м/сек. Эти данные также будут менее точны, чем месячные величины, так как точки на таком объединенном графике имеют большой разброс.

По-видимому, этим способом пересчета месячных сумм осадков полезно пользоваться и в других районах СССР при выпадении смешанных осадков, построив предварительно соответствующие графики.

При пересчете месячных сумм осадков, измеренных дождемерами на постах, можно пользоваться графиками, составленными для станций. При этом следует точнее определять тип защищенности поста.

Чтобы выявить, какие различия получаются при пересчете месячных величин осадков, измеренных дождемером, на данные по осадкомеру графическим методом и по методике ГГО, приведем в табл. 1 данные для станции открытого типа Панявежис. В табл. 1 приняты следующие обозначения:  $x$  — сумма осадков, измеренных по дождемеру;  $x_{ж}$  — в том числе жидких;  $x_{т}$  — в том числе твердых;  $y'$  — сумма осадков, измеренных по осадкомеру;  $y_{т}$  — пересчитанные твердые осадки графическим методом,  $y$  — осадки, пересчитанные за месяц с учетом  $y_{т}$ ,  $u_{т}$  — скорость ветра при выпадении твердых осадков,  $k$  — коэффициент из [1],  $y_1$  — пересчитанные осадки по методике ГГО.

Таблица 1

Данные пересчета осадков графическим методом и по методу ГГО для ст. Панявежис

Период	$y'$	$x$	$x_{ж}$	$x_{т}$	$u_{т}$	$y_{т}$	$y$	$\frac{y-y'}{y'} 100\%$	$k$	$y_1$	$\frac{y-y'}{y'} 100\%$
XI 1950	82,1	78,5	65,7	12,8	7	17,7	83,4	-2		78,5	4
XII 1950	35,3	32,1	29,0	3,1	3	3,8	32,8	7		32,1	9
I 1951	44,6	35,8	9,9	25,9	4	32,7	42,6	4	11,9	42,6	4
II 1951	28,7	23,4	6,6	16,8	3	20,3	26,9	6	1,16	27,1	6
III 1951	38,5	30,0	12,0	18,0	4	21,3	33,3	14	1,19	35,7	7
XII 1951	36,7	32,9	25,2	7,7	7	10,7	35,9	2		32,9	10
I 1952	27,7	25,4	10,2	15,2	4	17,8	28,0	-1	1,19	30,2	-9
II 1952	39,8	33,9	4,5	29,4	3	35,5	40,0	0	1,16	39,3	1
III 1952	19,0	13,5	0,0	13,5	4	16,1	16,1	15	1,19	16,1	15
XI 1952	53,4	52,6	42,2	10,4	4	12,2	54,4	-1		52,6	1
XII 1952	40,5	38,8	14,0	24,8	4	31,0	45,0	-11	1,19	46,2	-14

За два рассматриваемых сезона отклонение пересчитанных осадков  $k$  измеренным по осадкомеру составляет при пересчете по графическому методу 4 и 1% соответственно, а по методике ГГО — 6 и 0%, т. е. несколько больше. В то же время при сравнении месячных величин в шести из 11 случаев при пересчете по методам ГГО различия получились значительно больше. Они получились в основном из-за того, что при пересчете по методу ГГО не учитывались твердые осадки, когда их было  $\frac{1}{3}$  от всей месячной суммы или менее, а все осадки принимались как одни жидкие, в других случаях не учитывались жидкие осадки, когда твердые осадки составляли  $\frac{2}{3}$  месячной суммы и более.

Необходимо отметить, что за март 1952 г. при пересчете осадков обоими методами получилась одинаково заниженная на 15% величина, хотя в этом месяце выпадали одни твердые осадки. Это можно объяснить лишь тем, что при кратковременных метелях были значительные выдувания снега из дождемера, что не учитывается при пересчете месячных сумм как графически, так и методом ГГО.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Методические указания управлениям Гидрометслужбы. Устранение неоднородности между рядами дождемерных и осадкомерных наблюдений. ГГО, Л., 1964.

## РАСЧЕТ СРЕДНЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ СРОКИ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ В ЕДИНЫЙ ФИЗИЧЕСКИЙ МОМЕНТ

Предлагается метод расчета температуры воздуха в климатологические сроки по наблюдениям в синоптические сроки. Определяются погрешности, которые возникают при интерполяции температуры.

В связи с отменой климатологических сроков целесообразно выяснить, насколько точно могут быть восстановлены значения метеорологических элементов за эти часы по данным синоптических сроков.

Наблюдения в климатологические сроки производятся в 1, 7, 13 и 19 час. по среднему солнечному времени, а в синоптические сроки — в 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 и 21 час по московскому времени. Время наблюдений в те и другие сроки не совпадает, за исключением станций, которые лежат на средних меридианах четвертого, седьмого и десятого часовых поясов или вблизи их.

Известно, что суточный ход многих метеорологических элементов представляет собой периодические колебания с одним максимумом и одним минимумом. Поэтому распределение осредненных за месяц значений температуры, влажности воздуха, скорости ветра и облачности в течение суток можно выразить в виде ряда Фурье [1, 2]. Так как период  $2\pi$ , соответствующий 24 час., делится сроками наблюдений на равные части, то в применении к метеорологическим данным ряд можно представить в следующем виде:

$$\varphi(x) = a_0 + a_1 \cos x + a_2 \cos 2x + \dots + a_{n-1} \cos (n-1)x + a_n \cos nx + b_1 \sin x + b_2 \sin 2x + \dots + b_{n-1} \sin (n-1)x. \quad (1)$$

Здесь  $\varphi(x)$  — заданное значение функции;  $n = \frac{k}{2}$ , где  $k$  — число сроков;  $x = \frac{2\pi\alpha}{k}$  при  $\alpha = 1, 2, \dots, k$

Для определения коэффициентов в уравнении (1) используются следующие формулы Бесселя:

$$ka_0 = \sum_{\alpha} y_{\alpha}, \quad \text{где } y_{\alpha} = \varphi(x);$$

$$ka_{\beta} = 2 \sum_{\alpha} y_{\alpha} \cos \beta x_{\alpha}, \quad \text{где } \beta = 1, 2, \dots, (n-1);$$

$$kb_{\beta} = 2 \sum_{\alpha} y_{\alpha} \sin \beta x_{\alpha};$$



$$ka_n = \sum_a (-1)^a u_a.$$

При помощи тригонометрического ряда, по предложению О. А. Дроздова, была рассчитана температура воздуха в климатологические сроки по значениям температуры за восемь и четыре синоптических срока. Рассчитанные значения температуры были сопоставлены с наблюдаемыми температурами.

В качестве исходного материала были использованы ежечасные данные температуры воздуха, полученные по термографам за десятилетний период осреднения (1951—1960 гг.) по станциям Пенза, Безенчук, Ленинанкан, Усть-Шугор, Кустанай, Нукус, Тянь-Шань и Мургаб. Эти станции лежат в трех разных часовых поясах — третьем, четвертом и пятом.

Для проведения расчета температуры в климатологические сроки необходимо определить значения коэффициентов  $a$  и  $b$  в уравнении (1) на основании данных по температуре в синоптические сроки.

В применении к наблюдениям за восемь синоптических сроков уравнение (1) примет вид

$$\varphi(x) = a_0 + a_1 \cos x + a_2 \cos 2x + a_3 \cos 3x + a_4 \cos 4x + b_1 \sin x + b_2 \sin 2x + b_3 \sin 3x \quad (2)$$

и для наблюдений за четыре синоптических срока

$$\varphi(x) = a_0 + a_1 \cos x + a_2 \cos 2x + b_1 \sin x. \quad (3)$$

Соответственно преобразуются и уравнения Бесселя.

Для определения коэффициентов  $a$  и  $b$  в уравнениях (2) и (3) были взяты из таблиц ежечасных значений температуры (время наблюдений среднее солнечное) данные в те часы, которые по времени соответствуют наблюдениям в синоптические сроки. Следует учесть, что фактически между временем отсчета в действительные синоптические сроки и сроками, взятыми по ежечасным наблюдениям, существует неувязка [3]. Для рассматриваемых станций неувязка времени не превышает  $\pm 15$  мин. и поэтому не сказывается на точности полученных результатов, тогда как время, выраженное в целых часах, значительно упрощает расчеты по формулам.

Коэффициенты  $a$  и  $b$  уравнений (2) и (3) были определены для марта и июня. Март был взят из тех соображений, что в этом месяце отмечается неустойчивый суточный ход температуры воздуха.

Для примера значения коэффициентов  $a$  и  $b$  по ст. Ленинанкан приведены в табл. 1.

Таблица 1

Значения коэффициентов  $a$  и  $b$ , ст. Ленинанкан

Месяц	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$b_1$	$b_2$	$b_3$
III	-1,375	0,172	-0,425	-0,072	0,000	-3,202	0,575	-0,152
VI	16,175	-0,790	-0,075	-0,525	0,045	-4,675	0,800	-0,275
III	-1,375	0,100	-0,425	—	—	-3,050	—	—
VI	16,250	-1,300	-0,150	—	—	-4,400	—	—

Таблица 2

Температура воздуха в климатологические сроки, измеренная  
и интерполированная по синоптическим срокам

Станция	Часовой пояс	Месяц	Элемент	1 ч.	Δ	7 ч.	Δ	13 ч.	Δ	19 ч.	Δ
Пенза	3	III	T	-7,8		-8,8		-4,0		-5,8	
			T <sub>8</sub>	-7,4	-0,4	-8,6	-0,2	-4,1	0,1	-5,8	0,0
			T <sub>4</sub>	-7,9	0,1	-8,2	-0,6	-4,6	0,6	-5,1	-0,7
		VI	T	16,0		17,8		23,9		21,7	
			T <sub>8</sub>	16,1	-0,1	17,4	0,4	23,7	0,2	21,6	0,1
			T <sub>4</sub>	15,4	0,6	18,4	-0,6	23,9	0,0	21,1	0,6
Безенчук	3	III	T	-10,5		-11,6		-5,6		-7,5	
			T <sub>8</sub>	-10,1	-0,4	-11,4	-0,2	-5,4	-0,2	-7,4	-0,1
			T <sub>4</sub>	-10,7	0,2	-10,8	-0,8	-5,8	0,2	-6,9	-0,6
		VI	T	15,3		18,9		25,6		23,6	
			T <sub>8</sub>	15,6	-0,3	18,8	0,1	25,1	0,5	23,1	0,5
			T <sub>4</sub>	14,4	0,9	19,0	-0,1	25,9	0,3	22,4	0,2
Ленинакан	3	III	T	-3,4		-4,6		-2,1		-0,7	
			T <sub>8</sub>	-3,3	-0,1	-4,0	-0,6	1,9	0,2	-0,2	-0,5
			T <sub>4</sub>	-3,8	0,4	-3,2	-1,4	1,4	0,7	0,2	-0,9
		VI	T	12,6		14,0		21,4		17,2	
			T <sub>8</sub>	12,9	-0,3	13,5	0,5	20,8	0,6	17,3	-0,1
			T <sub>4</sub>	11,9	0,7	15,1	1,1	20,8	0,6	17,2	0,0
Усть-Щугор	4	III	T	-15,7		-17,4		-8,7		-11,2	
			T <sub>8</sub>	-15,7	0,0	-17,4	0,0	-8,7	0,0	-11,2	0,0
			T <sub>4</sub>	-16,3	0,6	-15,7	-1,7	-9,5	0,8	-10,1	-1,1
		VI	T	7,9		10,8		15,0		14,4	
			T <sub>8</sub>	7,9	0,0	10,8	0,0	15,0	0,0	14,4	0,0
			T <sub>4</sub>	8,5	-0,6	10,2	0,6	15,5	-0,5	13,8	0,6
Кустанай	4	III	T	-13,8		-14,9		-7,2		-10,0	
			T <sub>8</sub>	-13,8	0,0	-14,9	0,0	-7,2	0,0	-10,0	0,0
			T <sub>4</sub>	-14,1	0,3	-13,4	-1,5	-7,8	0,6	-8,5	-1,5
		VI	T	13,0		16,8		22,8		21,0	
			T <sub>8</sub>	13,0	0,0	16,8	0,0	22,8	0,0	21,0	0,0
			T <sub>4</sub>	11,9	1,1	15,4	1,4	23,6	-0,8	20,1	0,9
Нукус	4	III	T	-1,6		-3,0		5,7		3,0	
			T <sub>8</sub>	-1,6	0,0	-3,0	0,0	5,7	0,0	3,0	0,0
			T <sub>4</sub>	-1,9	0,3	-1,4	-1,6	4,4	1,3	3,8	-0,8
		VI	T	18,6		22,4		31,2		27,5	
			T <sub>8</sub>	18,6	0,0	22,4	0,0	31,2	0,0	27,5	0,0
			T <sub>4</sub>	18,0	0,6	22,3	0,1	31,5	-0,3	27,2	0,3
Тянь-Шань	5	III	T	-15,8		-17,2		-7,0		-11,9	
			T <sub>8</sub>	-16,1	0,3	-17,0	-0,2	-7,0	0,0	-11,4	-0,5
			T <sub>4</sub>	-16,9	1,1	-14,8	-2,4	-7,9	0,9	-10,7	-1,2
		VI	T	-1,9		0,5		5,2		2,6	
			T <sub>8</sub>	-1,6	-0,3	0,1	0,4	4,9	0,3	2,6	0,0
			T <sub>4</sub>	-2,5	0,6	-0,5	1,0	5,8	-0,6	2,9	-0,3
Мургаб	5	III	T	-11,2		-14,5		-2,1		-4,6	
			T <sub>8</sub>	-11,0	-0,2	-13,9	-0,6	-2,1	0,0	-4,3	-0,3
			T <sub>4</sub>	-11,9	0,7	-12,3	-2,2	-2,8	0,7	-3,6	-1,0
		VI	T	5,1		5,8		11,9		10,7	
			T <sub>8</sub>	5,5	-0,4	5,4	0,4	12,4	-0,5	10,7	0,0
			T <sub>4</sub>	4,3	0,8	4,6	1,2	13,0	-1,1	11,2	-0,5

По остальным станциям порядок коэффициентов такой же.

Температура воздуха в климатологические сроки легко определяется по полученным значениям коэффициентов. В этом случае неизвестным в уравнениях (2) и (3) становится функция  $\varphi(x) = y$ ; значения  $x$  задаются и соответствуют промежутку времени, выраженному в градусах, от синоптического срока, принятого за начало отсчета, до одного из климатологических сроков. Результаты вычислений представлены в табл. 2, где, кроме интерполированных значений температуры по восьми и четырем синоптическим срокам  $T_8$  и  $T_4$ , приведены фактически наблюдаемые температуры в климатологические сроки  $T$ , а также разности между ними  $\Delta$ .

Как видно из табл. 2, действительно наблюдаемые температуры и интерполированные по восьми срокам имеют расхождения, как правило, не превышающие  $\pm 0,3^\circ$ . Наибольшие различия (до  $\pm 0,6^\circ$ ) имеют место в горных районах (Ленинкан и Мургаб). Отметим, что равенство интерполированных и фактически наблюдаемых температур в четвертом часовом поясе объясняется совпадением климатологических сроков с промежуточными, не основными, синоптическими.

При сопоставлении действительно наблюдаемых и интерполированных по четырем срокам температур расхождения существенно увеличиваются и даже на равнине нередко превышают  $\pm 1,0^\circ$ , тогда как в горных районах достигают  $\pm 2,0^\circ$  и более; по абсолютной величине различия в марте больше, чем в июле.

Восстановление средних месячных значений метеорологических элементов в климатологические сроки по приведенным формулам очень трудоемко, и поэтому для подобных расчетов целесообразно применять быстродействующие вычислительные машины. Расчеты значений элементов за каждый день представляют задачу не только громоздкую, но и значительно менее точную.

### Вывод

Средние месячные значения температуры воздуха в климатологические сроки в равнинной части СССР можно получить с достаточной степенью точности путем интерполяции данных за восемь синоптических сроков. По данным за четыре синоптических срока интерполяция дает погрешности, составляющие более  $0,5^\circ$ . Вопрос о возможности интерполяции данных температуры в горных районах требует дополнительных исследований.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Справочник для инженеров, техников и студентов, том. I. Госмашметиздат, М., 1933.
2. Безикович Я. С. Приближенные вычисления. Л.—М., 1941.
3. Берлин И. А., Занина А. А., Егорова А. Ю. О некоторых особенностях суточного хода температуры и относительной влажности воздуха на территории СССР. Труды ГГО, вып. 112, 1963.

## ЭЛЕКТРОННОЕ ГРАФИЧЕСКОЕ УСТРОЙСТВО ДЛЯ АВТОМАТИЗАЦИИ ОБРАБОТКИ ЗАПИСАННОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Рассматриваются вопросы автоматизации первичной обработки метеорологической информации, записанной с помощью автоматических регистрирующих приборов. Приводятся два варианта практической схемы электронного графического устройства, позволяющего оперативно и с достаточной для практики точностью трансформировать результаты многоканальной записи метеорологических величин в графики изменения во времени этих величин в заданном линейном масштабе по осям координат. При этом автоматически корректируется нелинейность градуировочных кривых датчиков.

В практике электрических измерений неэлектрических величин, к которым можно отнести и целый ряд современных метеорологических измерений, находит широкое применение система регистрации исследуемых величин с помощью автоматических самопишущих приборов (электронных потенциометров, мостов или магнитоэлектрических многошлейфных осциллографов) [1—4]. Такая регистрация представляет собой запись изменений во времени исследуемой величины (или нескольких величин), произведенную на диаграммную ленту, широкоформатную ленточную фотобумагу или киноплёнку. Масштаб записи по оси абсцисс определяется скоростью протяжки ленты или плёнки в регистрирующем устройстве и циклом работы регистратора. Масштаб по оси ординат является функцией градуировочной зависимости датчика и коэффициента передачи системы, связывающей датчик с регистрирующим устройством (системы связи).

Для приведения записей результатов наблюдений к виду, приемлемому для последующего анализа, необходимо осуществить преобразование этих результатов в абсолютные значения исследуемых величин, обобщив полученные данные в графической или табличной форме. Трудоемкость процесса первичной обработки записанной метеорологической информации затрудняет получение оперативных данных, особенно при условии большого объема информации. В связи с этим встает вопрос об автоматизации процесса первичной обработки [5].

Следует отметить, что полная автоматизация процесса обработки без значительного усложнения и соответственного удорожания устройств, предназначенных для этих целей, возможна лишь в отдельных частных случаях. Препятствием этому является: 1) наличие на одной ленте записи нескольких исследуемых величин (многоканальная запись), причем кривые могут пересекаться друг с другом;

- 2) наличие дискретной записи в виде отдельных точек;
- 3) наличие на ленте дополнительных данных в виде надписей около проставленных точек, что характерно, например, для электронных потенциометров и мостов, а также наличие калибровочных сигналов;
- 4) появление на ленте наряду с полезным сигналом разного рода помех, что характерно для устройств, использующих для связи датчика с регистратором радиоканалы.

Все это в значительной степени затрудняет практическую реализацию возможностей полностью автоматизировать процесс первичной обработки и делает участие оператора в процессе обработки если и не обязательным, то, по крайней мере, весьма желательным. Автор считает, что в настоящее время оптимальным является создание полуавтоматических устройств для обработки с максимальным упрощением, а следовательно, и ускорением действий оператора. Рассмотрим блок-схему такого устройства, приведенную на рис. 1.

Схема включает в себя проекционную установку I, блок функциональных преобразователей II, осуществляющий перевод неэлектрической величины перемещения визира по экрану проекционной установки в электрическую, изменяющуюся по определенному закону в соответствии с градуировочной зависимостью датчика. Величина электрического параметра на выходе блока функциональных преобразователей прямо пропорциональна абсолютному значению исследуемой величины. Запись этого абсолютного значения в заданном масштабе по оси ординат производится автоматически регистрирующим устройством III. Реле времени IV осуществляет запуск систем протяжки ленты с записанной информацией в проекторе и диаграммной ленты в регистраторе на определенные, заранее заданные промежутки времени, и тем самым обеспечивает требуемый шаг обработки и масштаб построения графика по оси абсцисс. Такая схема устройства позволяет получить на выходе график изменения во времени исследуемой величины или совмещенный график временных изменений нескольких величин. В случае, если производится обработка информации, записанной на диаграммную ленту или широкоформатную ленточную фотобумагу, то вместо проекционной установки используется только механизм транспортировки ленты, а совмещение визира с исследуемой кривой производится прямо на ленте.

Построение принципиальной схемы устройства определяется в первую очередь выбором типа функциональных преобразователей. Возможно осуществление схемы с использованием емкостных, индуктивных или потенциометрических преобразователей перемещения. Последний тип преобразователей позволяет предельно упростить измерительную схему, поэтому при построении устройства было отдано предпочтение проволочным функциональным потенциометрам.

При создании потенциометров наряду с разработкой их оптимальной конструкции необходим рациональный выбор обмоточного провода, материала для токосъемных контактов, каркасов, осей, пропиточных лаков и эмалей. Наиболее важным фактором, определяющим надеж-

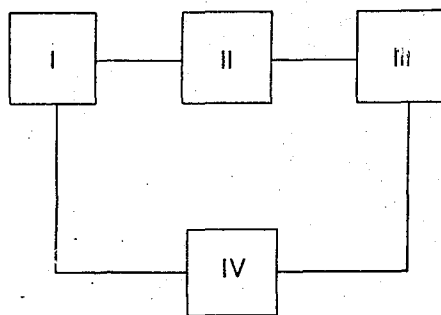


Рис. 1. Блок-схема устройства для автоматизации процесса первичной обработки.

ность потенциометра в условиях эксплуатации, является электрический контакт пары обмотка — движок.

Материал провода для намотки потенциометра должен иметь высокое удельное сопротивление, малый температурный коэффициент сопротивления, малую термо-э. д. с. относительно меди, стабильные свойства во времени, большую коррозионную стойкость, высокое качество изоляции, большую механическую прочность и малое относительное удлинение при растяжении. Для изготовления высокоточных потенциометров (класс точности 0,01—0,1%) наилучшими являются сплавы на основе благородных металлов: платины, золота и серебра. Контактная поверхность обмоток из этих сплавов практически не окисляется, величина переходного сопротивления невелика и весьма незначительно изменяется при колебаниях влажности и температуры окружающей среды.

Химический состав и физико-механические свойства сплавов, из которых изготавливается обмоточная проволока для высокоточных потенциометров, приведены в табл. 1. Для сравнения в таблице приводятся данные сплавов константана и нихрома, которые находят применение при изготовлении обмоточной проволоки для потенциометров средней и пониженной точности (класс точности соответственно 0,1—0,2 и 0,2—1,0%).

Таблица 1

Химический состав и физико-механические свойства сплавов, применяемых для изготовления обмоточной проволоки

Сплав	Химический состав (%)	Удельное сопротивление при 20° (ом·мм <sup>2</sup> /м)		Температурный коэффициент сопротивления (град. <sup>-1</sup> )		Термо-э.д.с. по отношению к меди (мкв/град.)	
		от	до	от	до	от	до
Pt—Ir	Pt 90; Ir 10 Pt 75; Ir 25	0,230	0,315	-0,00113	-0,00095	—	—
Pt—Ni	Pt 93—95; Ni 5—7	0,110	0,500	0,00022	0,00071	-0,5	-5,0
Pt—Cu	Pt 90—98; Cu 2—10	0,150	0,570	0,00020	0,00183	-0,5	-5,0
Pd—Ag	Pd 30—36; Ag 64—70	0,140	0,160	0,00032	0,00041	-1,2	-1,4
Au—Ni	Au 89—95; Ni 5—11	0,084	0,500	0,00023	0,00091	-3,0	-5,0
Константан	Cu 54—67; Ni 30—45; Mn 1—3	0,480	0,520	-0,00005		-30,0	-40,0
Нихром	Ni 55—80; Cr 14—20; Fe 14—18; Mn 1—2	1,050	1,120	-0,00013		—	

Точность и срок службы потенциометра в значительной степени определяются правильным выбором материала для изготовления токо-съемного контакта, который должен быть износостойчивым, устойчивым против коррозии и электрической эрозии, иметь высокую тепло- и

электропроводность, обладать свойствами, препятствующими свариванию контактов. Опыт многих исследований [6] показал, что в качестве материала для движка наиболее целесообразно применение сплавов Pd—Iг и Pt—Ni. Однако в потенциометрах средней и пониженной точности в качестве материала для движка приемлемы бериллиевая и фосфористая бронза.

Обмотка потенциометра должна быть выполнена таким образом, чтобы его омическое сопротивление при перемещении токосъемного контакта изменялось по закону, определяемому градуировочной характеристикой соответствующего датчика.

В случае линейной градуировки датчика потенциометр выполняется с постоянной крутизной характеристики по длине

$$K_{л} = \frac{R_{л}}{L_{x}},$$

где  $R_{л}$  — омическое сопротивление потенциометра, соответствующее перемещению движка на расстояние  $L_{x}$ .

При нелинейной градуировке необходимо применение потенциометра с переменной крутизной характеристики по длине

$$K_{нл} = \frac{dR_{нл}}{dL_{x}}.$$

Не останавливаясь на вопросах расчета потенциометров, поскольку это достаточно полно отражено в [6, 7], отметим, что обмотка потенциометра должна быть рассчитана в соответствии с начальной градуировкой датчика для вполне определенного коэффициента передачи системы связи.

При изменении во времени градуировки датчика или коэффициента передачи системы связи необходимо соответствующим образом изменять крутизну характеристики потенциометра, так как требуется компенсация изменения масштаба записи обрабатываемой информации. Это возможно выполнить способом электрического профилирования. Отметим, что это не единственный способ компенсации; другая возможность компенсации изменений масштаба записи будет рассмотрена ниже.

Сущность способа электрического профилирования заключается в том, что обмотку потенциометра разделяют на ряд секций, подключая параллельно им шунты (рис. 2). Количество секций и величины шунтирующих сопротивлений определяются исходя из заданного закона изменения омического сопротивления потенциометра и требуемой точности воспроизведения функции.

Сопротивление  $i$ -той секции такого потенциометра вместе с шунтирующим сопротивлением определяется соотношением

$$R_i = \frac{R_{c_i} R_{ш_i}}{R_{c_i} + R_{ш_i}}, \quad (1)$$

а полное омическое сопротивление потенциометра будет

$$R = \sum_{i=1}^n \frac{R_{c_i} R_{ш_i}}{R_{c_i} + R_{ш_i}}. \quad (2)$$

Соотношения (1) и (2) показывают, что, изменяя величины шунтирующих сопротивлений  $R_{ш}$ , можно изменять как сопротивление отдельных секций, так и общее сопротивление потенциометра, а следовательно

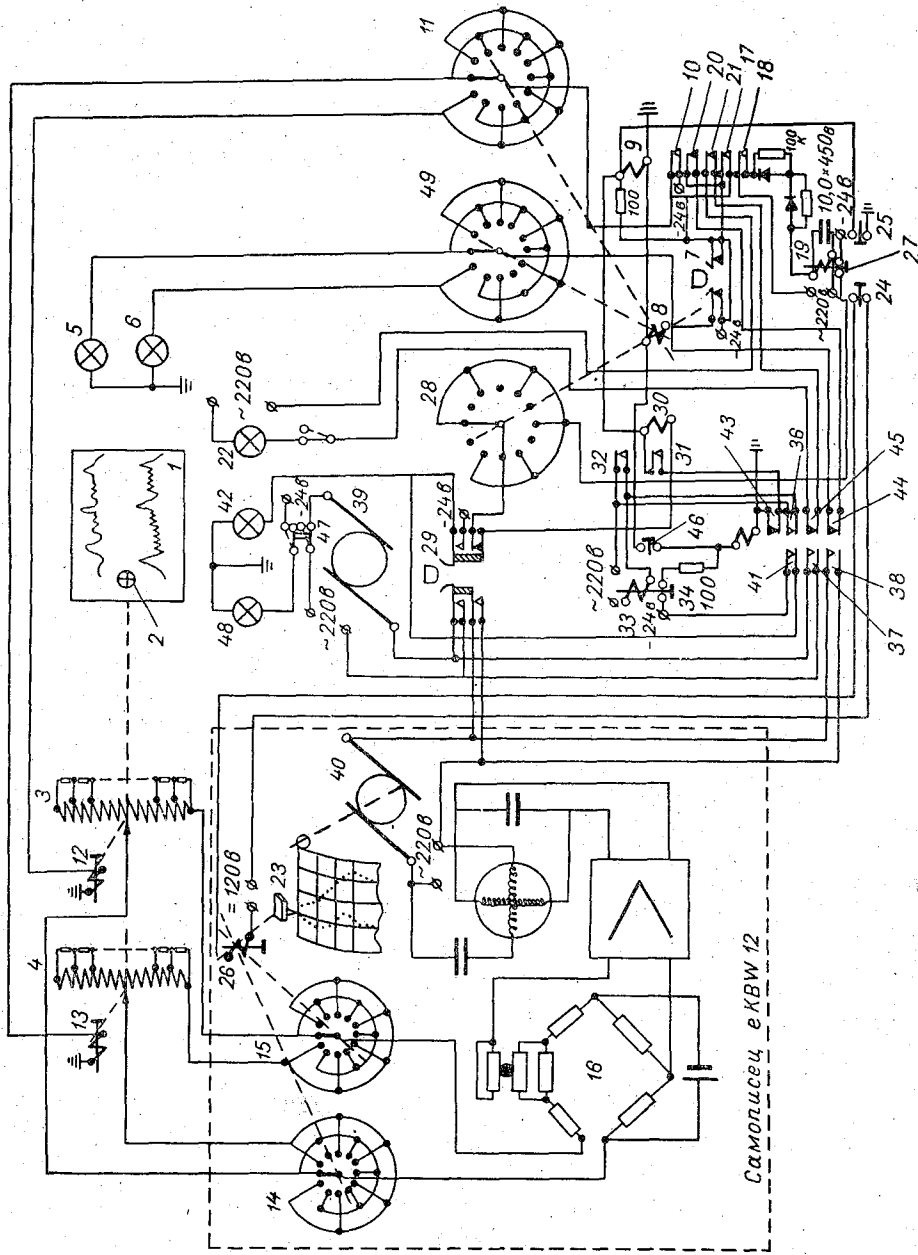


Рис. 2. Принципиальная электрическая схема полуавтоматического электронного графического устройства (первый вариант).



менять в некоторых пределах крутизну характеристики отдельных частей и всего потенциометра в целом.

Применение в качестве преобразователей перемещения функциональных потенциометров с электрическим профилированием позволяет остановиться на варианте схемы полуавтоматического электронного графического устройства, приведенном на рис. 2. Рассмотрим в общих чертах работу этой схемы.

Устройство рассчитано на обработку двухканальной записи. Осциллограмма с обрабатываемой информацией проецируется в увеличенном виде на экран проекционной установки 1. Оператор производит совмещение визира 2, кинематически связанного с движками функциональных потенциометров 3 и 4, с исследуемой кривой. Одна из индикаторных лампочек 5 или 6 показывает, на какой из кривых в данном случае следует остановиться. В случае если производится обработка информации, записанной на диаграммную ленту или широкоформатную ленточную фотобумагу, то, как отмечалось выше, оператор совмещает визир с исследуемой кривой непосредственно на ленте, и необходимость в использовании проекционной установки отпадает.

После точной установки визира оператор кратковременно нажимает пусковую кнопку 7. При этом напряжение питания подается на обмотку электромагнитного шагового искателя 8 и обмотку реле 9, релейная схема коммутации и управления приходит в действие. Через контактную ламель 11 шагового искателя напряжение питания подается на один из электромагнитов 12 или 13 (в данном случае на 12). Каждый из электромагнитов жестко связан с токосъемным контактом соответствующего потенциометра таким образом, что контакт пары обмотка—двигок создается только при срабатывании электромагнита. Это дает возможность резко увеличить срок службы потенциометров за счет устранения трущихся контактов и одновременно повысить точность и надежность работы всей схемы.

Через контактные переключатели 14 и 15 потенциометры поочередно включаются в плечо измерительного моста автоматического электронного самописца 16, который измеряет величину омического сопротивления подключенного потенциометра и фиксирует ее на диаграммной ленте в виде точки определенного цвета, после чего схема оказывается подготовленной к дальнейшей работе.

Системы протяжки ленты с обрабатываемой информацией в проекторе и диаграммной ленты в самописце, приводимые в действие соответственно электромоторами 39, 40, включаются автоматически после окончания одного цикла снятия ординат, т. е. после последовательного совмещения визира с обеими кривыми. Время, на которое включаются лентопротяжные механизмы, задается с помощью электромеханического реле времени 33.

Наряду с возможностью дискретной протяжки лент в проекционной установке и электронном самописце, схема позволяет осуществить и непрерывную протяжку с определенной скоростью, за счет наличия ступенчатых редукторов в приводах лентопротяжных механизмов. Включение непрерывной протяжки производится кнопочным переключателем 29. При этом подается питание на электромоторы 39, 40 и размыкается цепь запуска реле времени 33. В случае осуществления непрерывной протяжки оператор делает отсчеты по своему усмотрению в наиболее характерных точках исследуемых кривых.

Рассмотренная схема значительно упрощает и примерно в 10—15 раз ускоряет процесс первичной обработки записанной метеоинформации. Роль оператора сводится в основном к совмещению визира с ис-

следуемыми кривыми и нажатию пусковой кнопки, а также к эпизодическому изменению крутизны характеристики функциональных потенциометров, когда в этом появляется необходимость.

Суммарная погрешность обработки при использовании устройства складывается из погрешности в совмещении визира с исследуемой кривой, погрешности измерения и записи автоматического электронного самописца и, кроме того, зависит от класса точности примененных функциональных потенциометров. При использовании высокоточных потенциометров класса 0,1% и самописца с суммарной погрешностью измерения и записи 0,5% вполне реально осуществление обработки с суммарной погрешностью, не превосходящей  $\pm 1,0\%$ .

В рассмотренном варианте схемы предусмотрена возможность обработки информации, поступающей по двум каналам. Однако схема может быть легко перестроена на другое число каналов. Для этого необходимо лишь изменить схему подключения функциональных потенциометров к контактным переключателям 14 и 15 автоматического электронного самописца и распайку контактных ламелей 11, 28 и 49 шагового искателя, увеличив и число самих потенциометров.

Второй вариант полуавтоматического электронного графического устройства (рис. 3) является усовершенствованием рассмотренной выше схемы при некотором ее упрощении. Поскольку обе схемы имеют много общего, будем рассматривать лишь отличительные стороны второго варианта устройства.

Устройство построено с применением нового метода компенсации изменений масштаба записи на ленте — носителя информации. Вместо несколько громоздкого и сложного в осуществлении способа электрического профилирования потенциометров применен более простой и эффективный оптический способ компенсации, заключающийся в изменении коэффициента увеличения проецируемого изображения при соответствующих изменениях масштаба записи на ленте — носителе, о чем оператор судит по изменению калибровочных уровней. Для повышения оперативности в работе использован серийный проектор типа УПА-3, обеспечивающий автоматическую фокусировку изображения, проецируемого на экране, в пределах увеличения от 2,5 до 8 крат. Применительно к требованиям схемы в проекторе установлен лентопротяжный механизм, приводимый в действие от электромотора 46, и изменена конструкция кадровой рамки.

Поскольку срок службы функциональных потенциометров определяется величиной  $10^6$ — $10^7$  рабочих циклов [6—9], при построении новой схемы было решено отказаться от применения потенциометров, в которых отсутствуют трущиеся контакты. За счет этого упрощена схема устройства, а главное, значительно упрощена и удешевлена конструкция самих функциональных потенциометров.

В первом варианте устройства в качестве автоматического электронного самописца используется электронный мост еkb W<sub>12</sub>, выпускаемый в ГДР, отличительной особенностью которого является автономность работы печатающего и лентопротяжного механизмов, что делает очень удобным управление работой моста от схем внешней автоматики. Во втором варианте в качестве самописца используется серийный отечественный электронный мост ЭМП-109. Управление процессом печати, коммутации подключенных ко входу датчиков и протяжка диаграммной ленты в этом приборе производится от одного общего синхронного двигателя. Для того чтобы использовать самописец в устройстве, в его конструкцию были внесены некоторые изменения и дополнения. Сделана автономной система печати, для чего в приборе уста-

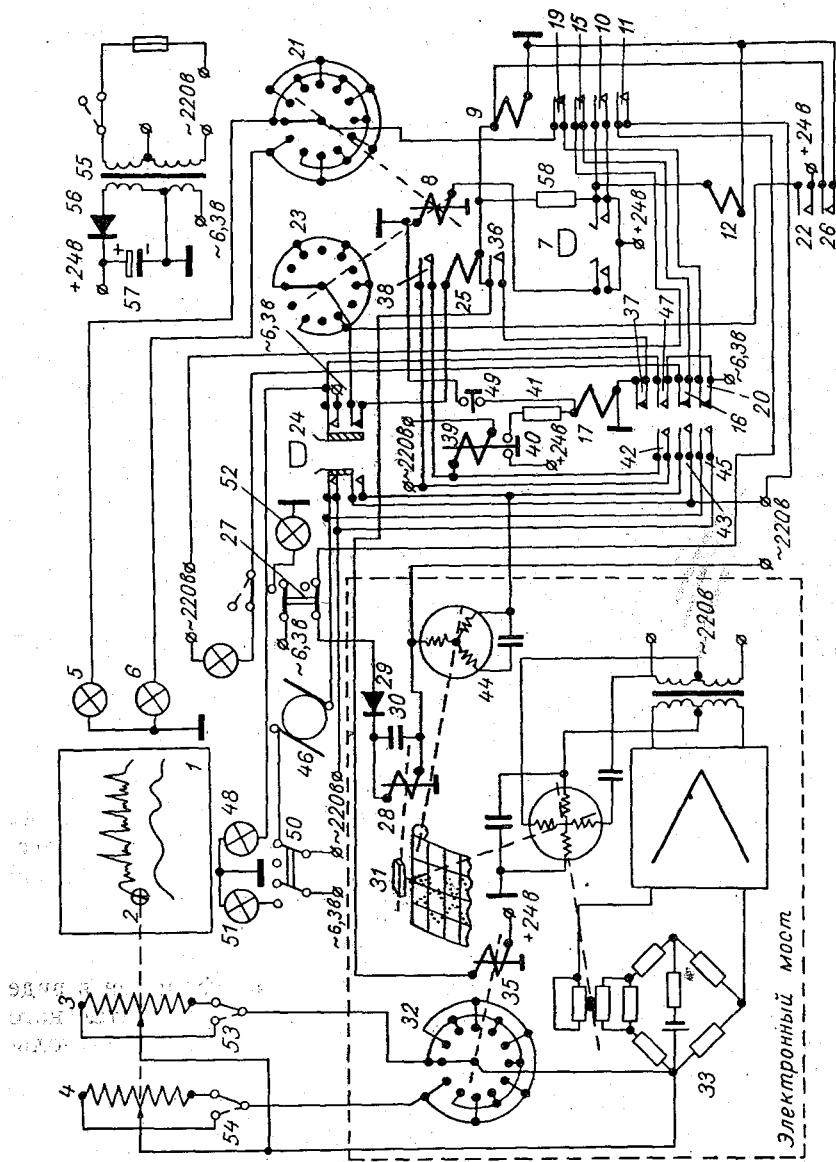


Рис. 3. Принципиальная электрическая схема полуавтоматического электронного графического устройства (второй вариант).

новлен электромагнитный привод 28 печатающей каретки 31. Переключение функциональных потенциометров на входе моста производится шаговым искателем 35. Для уменьшения переходного сопротивления этого переключателя три его контактные ламели включены параллельно. Прежний переключатель входов переделан в подтормаживающий фрикцион в целях уменьшения инерционности лентопотяжного механизма. Синхронный двигатель 44 в новой модификации электронного моста служит только для протяжки диаграммной ленты; управление его работой осуществляется релейной схемой коммутации и управления.

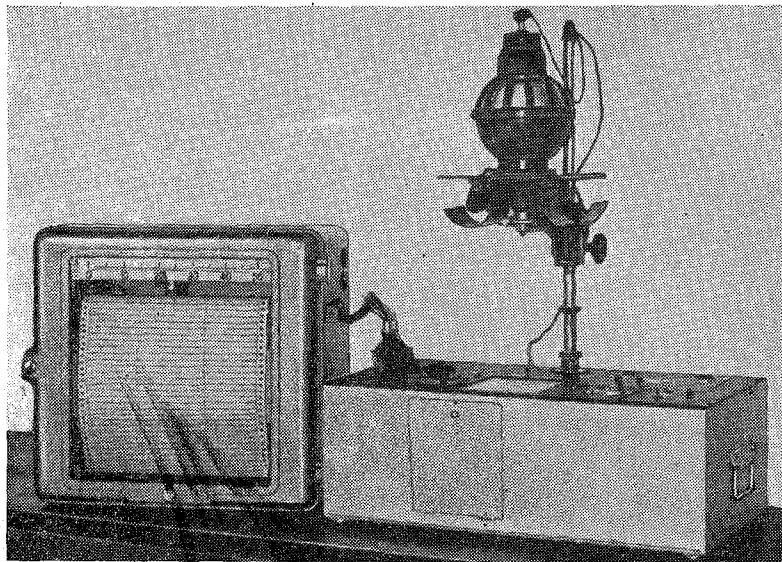


Рис. 4. Общий вид электронного графического устройства для автоматизации обработки записанной метеоинформации.

В электрическую схему устройства внесен также целый ряд мелких дополнений, позволяющих использовать его более эффективно. Введены переключатели 53 и 54 для переключения потенциометров с прямой функции на обратную, выключатель привода печатающей каретки 27, что позволяет в случае необходимости использовать каретку только как следящую систему и т. д.

Второй вариант устройства (рис. 4) конструктивно оформлен в виде двух блоков, соединяющихся между собой с помощью соединительного кабеля. Габариты и вес устройства позволяют использовать его не только в лабораторной, но и в экспедиционной практике.

Краткие технические характеристики второго варианта устройства, определяемые его схемными и конструктивными особенностями, а также выявленные в процессе лабораторных испытаний, следующие:

1. Устройство предназначено для автоматизации обработки метеорологической информации, записанной на 35-миллиметровую киноплёнку.

2. Число одновременно обрабатываемых кривых — две.

3. Градуировка датчиков может быть как линейной, так и нелинейной, причем допускается изменение градуировки датчиков во времени.

4. Устройство позволяет компенсировать изменения масштаба записи во времени, вызванные изменением коэффициента передачи системы связи, за счет использования метода оптической компенсации.

5. Шаг обработки задается оператором и может плавно изменяться от 0,25 до 2,5 мм, характер изменения плавный.

6. Шаг построения графика по оси абсцисс может быть выбран от 0,1 до 25 мм.

7. Максимальная высота графика по оси ординат, определяемая шириной диаграммной ленты самописца, равна 275 мм.

8. Суммарная погрешность обработки при использовании функциональных потенциометров класса 1,0 не превышает  $\pm 2\%$ , эта величина может быть уменьшена до  $\pm 1\%$  в случае применения потенциометров класса 0,1.

9. Работоспособность устройства не нарушается при изменении напряжения питающей сети в пределах  $\pm 10\%$  номинального значения 127/220 вольт.

10. Скорость обработки метеоинформации с применением устройства выше скорости ручной обработки в 15—20 раз.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Качурин Л. Г. Электрические измерения аэрофизических величин. Изд-во ЛГУ, Л., 1962.
2. Бутусов И. В. Автоматические контрольно-измерительные и регулирующие приборы. Гостехиздат, М., 1963.
3. Майоров Ф. В. Электронные регуляторы. Гостехиздат, М., 1956.
4. Темников Ф. Е. Автоматические регистрирующие приборы. Машгиз, М., 1954.
5. Ялынычев Н. С., Курпачков Ю. А. Электронные приставки для автоматической обработки записанных метеорологических параметров. Тезисы докладов 5-й научно-технической конференции по новым геофизическим и гидрометеорологическим методам и приборам. Гидрометеониздат, Л., 1964.
6. Белевцев А. Т. Потенциометры. Оборонгиз, М., 1962.
7. Гитис Э. И. Электрорадиоавтоматика. Госэнергоиздат, М.—Л., 1959.
8. Туричин А. М. Электрические измерения неэлектрических величин. Госэнергоиздат, М.—Л., 1954.
9. Арендт В. Р., Сэвент К. Дж. Практика следящих систем. Госэнергоиздат, М.—Л., 1962.

## СОДЕРЖАНИЕ

Р. Л. Каган, П. П. Дроздовская. Об интерполяции метеорологических элементов во времени . . . . .	3
И. А. Берлин, Р. Л. Каган. К вопросу об автоматизации контроля метеорологических данных . . . . .	11
И. А. Берлин, Л. Ф. Школяр. К вопросу о критическом контроле данных влажности воздуха . . . . .	16
Т. С. Трифонова. О пространственной изменчивости средних месячных значений температуры почвы . . . . .	22
Т. П. Светлова. Исследование статистической структуры полей температуры воздуха и давления . . . . .	28
Л. В. Дубровин. Экспериментальные исследования турбулентности в приземном слое . . . . .	37
Р. С. Ляпина, Т. А. Огнева. О методике определения составляющих теплового баланса за короткие интервалы времени . . . . .	47
Р. С. Ляпина. О влиянии горизонтальных градиентов на точность определения составляющих теплового баланса . . . . .	66
И. Г. Горбунова. Различия в температуре и влажности воздуха между оазисом и пустыней . . . . .	71
Ф. И. Плакатина. Об уточнении методики снегомерных наблюдений в условиях Иркутского УГМС . . . . .	76
Ф. З. Батталов. О результатах сравнительных наблюдений над осадками по дождемерам и осадкомерам (по данным Верхне-Волжского УГМС в 1959—1962 гг.) . . . . .	80
Л. Н. Лариков. О точности пересчета осадков по Литовской ССР и Калининградской области за холодный период . . . . .	84
И. С. Борущко. Расчет средней температуры воздуха в климатологические сроки по наблюдениям в единый физический момент . . . . .	88
Ю. А. Курпачков. Электронное графическое устройство для автоматизации обработки записанной метеорологической информации . . . . .	92

Труды ГГО, вып. 194

МЕТОДЫ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ

Редактор *Л. В. Царькова*  
Технич. редактор *Г. С. Николаева*  
Корректор *С. Н. Иванова*

---

Сдано в набор 22/VI 1966 г. Подписано к печати 11/X 1966 г.  
Бумага 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Бум. л. 3,25 Печ. л. 9,1 Уч.-изд. л. 8,28  
Тираж 870 экз. М-14320 Индекс МЛ-82  
Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23.  
Заказ № 1110. Цена 58 коп.

---

Типография им. Володарского. Ленинград, Фонтанка, 57

