

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ПРОВЕРЕНО
1330 г.

06

778

Т Р У Д Ы ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 52 (114)

МЕТОДИКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук
М. С. СТЕРНЗАТА

БИБЛИОТЕКА
ГЛАВНОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1955

АННОТАЦИЯ

Настоящий выпуск трудов ГГО содержит статьи, в которых описывается новая аппаратура и методика для измерения некоторых метеорологических элементов на гидрометеорологических станциях при постановке специальных исследований атмосферы, а также статьи, в которых дается некоторый анализ уже применяемой методики измерений отдельных метеорологических элементов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИСПАРЕНИЯ НА СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ПОЛЯХ

Испарение с почвы и различных сельскохозяйственных культур является одним из важнейших метеорологических элементов. До настоящего времени систематических наблюдений над испарением не ведется не только на сельскохозяйственных полях, но даже на гидрометеорологических станциях. Однако имеется ряд методов, позволяющих определять испарение с различных подстилающих поверхностей. Наиболее распространенными из них являются: метод водного баланса, метод весовых испарителей, метод турбулентной диффузии и метод теплового баланса.

Метод водного баланса является одним из абсолютных методов. На практике им пользуются обычно в тех районах, где отсутствует поверхностный сток и где выпадает мало осадков. Применять его можно только для определения величины испарения за сравнительно длительные промежутки времени (более месяца). При более коротких промежутках времени надо значительно увеличить число проб влажности почвы.

Количество испарившейся воды E в случае отсутствия стока и просачивания определяется по разности влагосодержания в слое почвы между первым и вторым сроками измерения ($w_1 - w_2$) с прибавлением суммы осадков (r), т. е.

$$E = r + (w_1 - w_2). \quad (1)$$

Влагосодержание в почве определяется по данным влажности почвы в слое мощностью не менее 100—150 см.

В основу метода весовых испарителей положен метод водного баланса вырезанного почвенного монолита.

Недостаток метода весовых испарителей состоит в том, что из-за изолированности монолита от окружающей почвы процесс влагооборота в нем является необратимым, что иногда приводит к большим ошибкам в измерении испарения.

Метод турбулентной диффузии основан на определении величины потока водяного пара, переносимого за счет турбулентной диффузии.

Наиболее общая формула, по которой рассчитывается испарение этим методом, имеет следующий вид:

$$E = \rho k_1 \frac{g_1 - g_2}{\ln \frac{z_2}{z_1}}, \quad (2)$$

где k — коэффициент турбулентности на высоте 1 м, ρ — плотность воздуха, g_1 и g_2 — удельная влажность на высотах z_1 и z_2 .

Для практических расчетов при наблюдениях за влажностью воздуха на высотах 0,5 и 2,0 м формула приобретает следующий вид:

$$E = 2,1 k_1 \Delta e \text{ мм/час}, \quad (3)$$

где Δe — разность упругости водяного пара (мб) между высотами 0,5 и 2,0 м; k_1 — коэффициент турбулентности на высоте 1 м ($\text{м}^2/\text{сек.}$).

Выбор указанных высот обуславливается не только практической необходимостью, но также и тем, что при этих высотах профили метеорологических элементов, полученные по логарифмическому и степенному законам, оказываются близкими между собой.

Диффузионный метод не находил широкого применения лишь потому, что в последнее время определение коэффициента турбулентности на гидрометеорологических станциях было затруднительно.

Метод теплового баланса считается наиболее объективным из существующих методов определения испарения, так как в его основу положено уравнение теплового баланса, отражающее закон сохранения энергии.

Если в расчетной формуле, предложенной М. И. Будыко и М. П. Тимофеевым [1], для определения испарения этим методом, удельную влажность выразить через абсолютную влажность воздуха, то ее можно переписать в следующем виде

$$E = \frac{(B - P) \Delta e}{\Delta e + 0,67 \Delta t} \text{ мм/час,} \quad (4)$$

где B — радиационный баланс (кал/см² мин.), P — тепловой поток в почве (кал/см² мин.), Δt — разность температуры воздуха в слое 0,5—2,0 м.

Несмотря на то, что каждый из четырех перечисленных методов в той или иной степени использовался на практике, одновременного исследования и сопоставления их в полевых условиях в течение вегетационного периода не производилось. Для решения этой задачи Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова и Государственным гидрологическим институтом в 1953 г. была проведена совместная экспедиция в район Сальских степей (ст. Дубовская Ростовской области). Наблюдения во время экспедиции проводились с 4/V по 22/VI на поле, засеянном яровой пшеницей.

Раздел работ, связанный с определением испарения методами теплового баланса и турбулентной диффузии, выполнялся Главной геофизической обсерваторией, а определение испарения методами водного баланса и весовых испарителей — Государственным гидрологическим институтом. Обработка материалов производилась в обоих учреждениях независимо, и полученные результаты были сравнены между собой.

Методы теплового баланса и турбулентной диффузии по своей трудоемкости значительно различаются между собой. Метод теплового баланса требует наблюдений над радиационным балансом, температурой и влажностью почвы до глубины 20 см и температурой и влажностью воздуха на двух высотах 0,5 и 2,0 м.

Поэтому применение этого метода возможно лишь на крупной агрометеорологической или гидрометеорологической станции.

Диффузионный метод при наличии достаточно простого способа определения коэффициента турбулентности требует лишь постановки простейших градиентных наблюдений над температурой и влажностью воздуха и скоростью ветра. Этот метод может найти применение не только в широкой агрометеорологической, но и в агрономической практике. Исходя из этого, во время исследований на него было обращено особое внимание. Прежде всего в порядке подготовки к полевым работам в Главной геофизической обсерватории были проведены большие исследования по выбору наиболее простого и надежного способа определения коэффициента турбулентности (k_1).

Этот раздел работы был выполнен старшим научным сотрудником отдела физики приземного слоя Т. А. Огневой, которая на основании материалов четырех экспедиций и пятилетних наблюдений станции физики приземного слоя в Колтушах получила по трем полуэмпирическим формулам близкие между собой значения коэффициентов турбулентности [2].

При сравнении коэффициентов турбулентности, вычисленных по этим формулам, с коэффициентами турбулентности, найденными по тепловому балансу, оказалось, что расхождения между ними также не являются существенными и лежат в пределах 10—20%. Это позволило в дальнейшем в равной степени пользоваться

к таблицами, составленными на основании формул М. И. Будыко и М. П. Тифеева, по которым коэффициент турбулентности определяется непосредственно по данным измерений градиента температуры и ветра, так и номограммой, составленной по формуле Д. Л. Лайхтмана.

Простые расчеты по формулам в сочетании с таблицами или номограммой при статочной повторности наблюдений позволяют быстро определять испарение поля за любой срок — час, сутки, неделю и даже весь период вегетации, — что можно сделать, пользуясь методами водного баланса и весовых испарителей.

Таким путем, например, был получен суточный ход испарения при суховеях изной интенсивности.

Для определения испарения методами теплового баланса и диффузионным градиентные и актинометрические наблюдения проводились с большой тщательностью полнотой. Для градиентных наблюдений использовалась новейшая дистанционная аппаратура.

Методика наблюдений состояла в следующем: ежедневно в сроки с 9 до 10, 12 до 13, с 13 до 14 и с 16 до 17 час., когда испарение велико, проводились жечасно градиентные и актинометрические наблюдения сериями по три десяти-минутки в час. В сроки 7 и 19 час., когда испарение мало, наблюдения проводились в течение одной десятиминутки.

Кроме того, раз в пять дней проводились круглосуточные наблюдения, во время которых, кроме указанных сроков, в течение одной десятиминутки проводились наблюдения в 22, 1 и 4 часа.

Температура, влажность и ветер измерялись на высотах 0,5; 1,0; 2,0; 4,0 и 8,0 м над уровнем вытеснения, который нами заранее был принят равным $\frac{2}{3}$ высоты травостоя. Как будет указано ниже, принятое предположение о высоте уровня вытеснения, основанное на материалах наблюдений отдела физики приземного слоя Главной геофизической обсерватории, подтвердилось.

На высотах 0,5 и 2 м наблюдения над температурой и влажностью воздуха дублировались с помощью аспирационных психрометров.

После обработки материалов актинометрических и градиентных наблюдений и получения среднечасовых значений радиационного баланса, температуры и влажности воздуха и скорости ветра можно было приступить к вычислению как самих величин испарения, так и необходимых для этих вычислений параметров. Прежде всего был определен параметр шероховатости подстилающей поверхности при условиях, близких к изотермии. Параметр шероховатости определялся графическим и аналитическим путем.

Оказалось, что величина шероховатости увеличивалась с ростом высоты травостоя, но ее значения z_0 обычно оставались ниже, чем приводимые до сих пор в литературе, достигая лишь 3,5—4,5 см.

При сильных ветрах, наблюдавшихся во время суховея, величина z_0 уменьшалась (см. табл. 1, период $30/V-1/VI$), но она оставалась небольшой и после суховея.

Графическим путем и методом подбора была определена и высота слоя вытеснения.

Значения параметра шероховатости и высоты слоя вытеснения в зависимости от изменения высоты травостоя приведены в табл. 1.

Как видно из таблицы, высота слоя вытеснения с момента определения ее составляла примерно $\frac{2}{3}$ от высоты травостоя.

Таким образом, заранее выбранные нами высоты наблюдений оказались правильными и никаких дополнительных пересчетов на стандартные уровни (0,5 и 2,0 м) при дальнейшей обработке не требовалось.

После определения параметра шероховатости и высоты слоя вытеснения по среднечасовым величинам Δt , Δe , Δu и u_1 были вычислены коэффициенты турбулентности по полуэмпирическим формулам и по формуле теплового баланса.

Таблица

Высота слоя вытеснения (см) и параметр шероховатости (см) по материалам наблюдений в Дубовке

Период осреднения наблюдений	Средние скорости ветра за период осреднения					Число случаев осреднения	Параметр шероховатости, вычисленный графически по формуле	Высота слоя вытеснения, вычисленная		Высота растений (см)
	$u_{0,5}$	u_1	u_2	u_4	u_8			графически	аналитически	
11—12/V	3,5	4,2	5,0	5,6	6,2	4	1,6/1,4	Нельзя определить		8
16—19/V	4,7	6,1	7,1	7,7	8,8	12	2,1/1,9	"		14
20—23/V	3,2	3,8	4,6	5,3	6,0	12	1,7/2,2	13	14	19
24—29/V	3,1	4,0	4,7	5,4	6,0	6	1,9/1,9	20	19	29
30/V—1/VI	5,2	6,5	7,7	8,6	9,7	5	1,6/1,4	19	20	34
2—4/VI	4,6	5,8	6,5	7,7	8,7	12	2,2/2,4	22	35	36
6—9/VI	2,4	3,0	3,8	4,5	5,2	5	4,0/3,2	25	26	40
17—18/VI	1,5	1,9	2,4	2,9	3,4	4	4,2/—	30	35	46
19—22/VI	3,4	4,2	5,3	6,0	7,1	5	3,5/4,5	30	35	48

Примечание. Для определения скоростей ветра по высотам взяты случаи наблюдений, когда градиент температуры в слое 0,5—2 м над высотой слоя вытеснения лежал в пределах от $-0,1$ до $+0,1$.

Анализ полученных данных показал, что в некоторых случаях применение этих формул не обеспечивает получения правильного результата, а именно:

1. Если при отрицательных Δt знаменатель в формуле теплового баланса или термический член в полуэмпирических формулах по абсолютной величине оказывается меньше -1 , тогда результат получается отрицательным и коэффициент турбулентности вычислять нельзя.

2. Когда в дневные или вечерние часы наблюдается инверсия (после дождя, на орошаемых участках и т. д.), тогда знаменатель в уравнении теплового баланса будет уменьшен и коэффициент турбулентности, вычисленный по тепловому балансу, оказывается завышенным по сравнению с k_1 , рассчитанным по полуэмпирическим формулам.

Таким образом, способы определения величины испарения при инверсии температуры воздуха нуждаются в уточнении.

После вычисления коэффициентов турбулентности были найдены среднечасовые значения испарения по полуэмпирическим формулам.

Величины испарения, вычисленные всеми способами за каждый срок, наносились на график, а с графика снимались суточные суммы испарения.

В те дни, когда данных за 7 или 19 час. не было, точки находились интерполяцией или экстраполяцией. Полученные таким образом суточные суммы испарения за весь период работы экспедиции приведены в табл. 2.

Из рассмотрения таблицы видно, что за исключением случаев, когда коэффициенты турбулентности, вычисленные по полуэмпирическим формулам и по тепловому балансу, значительно различаются между собой (при отрицательных Δt и положительных Δe ; при малых значениях Δt и Δe и др.), суточные суммы испарения, вычисленные методом теплового баланса и диффузионным методом, получаются близкими между собой.

Средние величины отклонений между суточными суммами испарения, вычисленными диффузионным методом и методом теплового баланса, оказались равными 13—16%.

Распределение ошибок по пределам приведено в табл. 3.

Из табл. 3 видно, что в 65—75% случаев отклонения между указанными методами не превосходят 20%. Это еще раз подтверждает сделанный ранее

вод о том, что диффузионный метод определения испарения с поверхности почвы, занятой сельскохозяйственными культурами, может быть использован на практике наравне с методом теплового баланса.

Таблица 2

Суточные суммы испарения (мм) с поля, занятого яровой пшеницей, за период от начала всходов до восковой спелости (с 4/V до 22/VI 1953 г.)
(Суммы испарения за ночные часы, с 19 до 5 час., приняты за нуль)

исло еся- ца	E_v	E_6	E_t	E_d	Число меся- ца	E_v	E_6	E_t	E_d	Число меся- ца	E_v	E_6	E_t	E_d
Май														
4	—	9,1	8,5	8,2	21	5,8	4,9	4,8	5,0	5	1,4	1,2	1,2	1,1
5	—	3,7	3,3	3,0	22	5,0	4,5	4,0	3,8	6	4,0	3,0	3,0	2,5
6	—	4,6	5,6	6,6	23	6,3	6,4	6,7	6,1	7	2,3	2,8	2,8	2,2
7	—	1,9	1,4	1,3	24	5,5	6,6	5,8	5,3	8	2,9	3,0	3,2	2,7
8	2,3	2,0	1,9	1,8	25	6,1	6,1	6,5	5,2	9	2,5	3,1	3,2	2,5
9	3,6	4,2	2,0	2,0	26	4,1	4,2	4,5	4,2	10	2,0	1,9	2,1	1,3
10	2,5	2,0	1,8	1,7	27	4,3	3,5	3,6	3,0	11	1,7	1,2	1,1	1,0
11	1,3	1,2	1,6	1,4	28	4,9	6,0	5,9	5,3	12	1,8	2,0	2,2	1,6
12	1,9	2,0	1,8	1,7	29	5,0	5,2	5,3	5,2	13	2,4	2,3	2,0	1,5
13	3,7	3,2	2,4	2,5	30	4,7	4,8	4,1	4,2	14	2,6	2,9	2,8	2,7
14	0,5	0,5	0,5	0,5	31	3,9	4,0	3,0	2,8	15	1,6	2,0	2,4	1,7
15	4,2	4,5	3,5	3,1	Июнь					16	3,0	3,0	3,7	2,5
16	4,4	4,4	5,3	5,2						17	2,2	2,2	2,7	2,3
17	4,4	4,3	4,1	4,4	1	4,7	4,4	4,4	4,4	18	1,4	2,8	2,5	2,0
18	5,9	6,0	6,1	6,1	2	4,6	4,3	4,3	4,1	19	1,1	2,0	2,1	1,9
19	5,4	5,2	5,5	5,5	3	2,3	2,2	2,1	2,0	20	1,3	1,9	1,7	1,4
20	5,8	5,0	4,8	5,1	4	2,7	2,6	2,5	2,5	21	1,7	1,4	1,7	1,1
										22	1,6	1,1	1,0	1,0

Обозначения, принятые в таблицах: E_v — испарение, определенное по тепловому балансу E_6 — испарение, определенное диффузионным методом для k_1 , вычисленного по формуле М. И. Будыко; E_t — то же, для k_1 , вычисленного по формуле М. П. Тимофеева; E_d — то же для k_1 , вычисленного по формуле Д. Л. Лайхтмана.

Таблица 3

Отклоне- ние (%)	Процент к общему числу случаев		
	$E_v - E_6$	$E_v - E_t$	$E_v - E_d$
0—10	37	35	36
11—20	36	38	29
21—30	20	15	22
30—40	4	9	10
>40	3	6	2

Оба метода определения испарения (диффузионный и балансовый) должны не только контролировать, но взаимно дополнять друг друга, расширяя тем самым возможности применения расчетных методов.

Сравнение полученных результатов наблюдений в ГГО и ГГИ

Как уже указывалось, параллельно с наблюдениями, проводимыми Главной геофизической обсерваторией, Государственный гидрологический институт на той же площадке провел наблюдения над испарением с помощью весовых испарителей ГГИ-500 и методом водного баланса.

Материалы этих наблюдений по отдельным периодам были обработаны Л. Р. Струзером. За те же периоды нами были подсчитаны суммы испарения, вычисленные методом теплового баланса и диффузионным.

Суммы испарения по периодам, полученные в Главной геофизической обсерватории и Государственном гидрологическом институте с помощью указанных выше методов, приводятся в табл. 4 и 5, где $E_{\text{и}}$ — испарение, измеренное с помощью испарителей ГГИ-500, E_w — испарение, определенное методом водного баланса для слоя почвы соответственно 50, 100 и 150 см, а остальные условные обозначения, принятые в таблицах, те же, что и в табл. 2.

Таблица 4

Суммы испарения за отдельные периоды, определенные различными методами (мм).
Ст. Дубовка

Метод	4—12/V с 7 до 12 час.	12—19/V с 12 до 16 час.	19—26/V с 16 до 15 час.	26/V— 1/V с 16 до 16 час.	1—6/VI с 16 до 11 час.	6—11/VI с 11 до 12 час.	11—17/VI с 12 до 14 час.	17—22/VI с 14 до 14 час.
$E_{\text{в}}$	—	28,5	38,2	26,6	15,4	13,2	13,5	7,2
$E_{\text{б}}$	28,5	28,8	37,0	27,5	14,0	13,4	14,2	9,2
$E_{\text{л}}$	26,1	27,9	33,8	24,6	13,8	10,1	11,1	7,2
$E_{\text{т}}$	26,0	27,4	35,9	26,2	14,6	13,1	14,3	9,1
$E_{\text{w}50}$	—	40,1	29,6	23,6	8,2	6,6	9,5	3,8
$E_{\text{w}100}$	—	26,8	17,7	43,9	—	23,2	16,1	—2,1
$E_{\text{w}150}$	—	26,9	17,6	48,9	—	45,9	—	—
$E_{\text{и}}$	—	—	68,9	16,7	9,6	6,5	8,1	9,3

Таблица 5

Суммы испарения, вычисленные различными методами с 12/V по 22/VI нарастающим
итогом (мм)
(испарение на 12/V условно принято за нуль)

Метод	19/V	26/V	1/VI	6/VI	11/VI	17/VI	22/VI
$E_{\text{в}}$	28,5	66,7	93,3	108,7	121,9	135,4	142,6
$E_{\text{б}}$	28,8	65,8	93,3	107,3	120,7	134,9	144,1
$E_{\text{л}}$	27,9	61,7	86,3	100,1	110,2	121,3	128,5
$E_{\text{т}}$	27,4	63,3	89,5	104,1	117,2	131,5	140,6
$E_{\text{w}50}$	40,1	69,7	93,3	101,5	108,1	117,6	121,4
$E_{\text{w}100}$	26,8	44,5	—	88,4	111,6	127,7	125,6
$E_{\text{w}150}$	26,9	43,9	—	92,8	—	138,7	—
$E_{\text{и}}$	—	68,9	85,6	95,2	101,7	109,8	111,9

Как видно из табл. 4 и 5, в течение мая, когда содержание влаги в почве было значительным и часто выпадали осадки, испарители давали удовлетворительные результаты. В июне, когда почва очень высохла, испарение, определенное с помощью испарителей, оказывалось на 50—100% ниже, чем испарение, полученное другими методами.

Суммы испарения, определенные по водному балансу за большой промежуток времени, получились близкими к величинам испарения, вычисленным по радиационному балансу.

Характерно, что испарение, определенное по водному балансу, для слоя почвы 0—50 см в сухой период, так же как испарение, вычисленное по испарителям ГГИ-500, оказалось заниженным. Это еще раз подтверждает правильность утверждения о том, что испарители с монолитами толщиной 50 см в сухих районах не обеспечивают надежность результатов.

Если суммы испарения, измеренные каждым из методов, выражать нарастающим итогом или определять их сразу за весь вегетационный период в целом, то эти методы дают сравнимые результаты.

Систематические ошибки порядка 15—20%, которые дают испарители ГГИ-500, в этом случае оказываются скрытыми, так как сумма испарения за июнь по сравнению с общей суммой испарения за весь период наблюдений невелика.

В 1954 г. полевые исследования, проводимые в 1953 г., были повторены на кле, засеянном ячменем. Программа этих исследований со стороны Государственного гидрологического института была расширена главным образом за счет увеличения числа повторностей измерений влажности почвы. Кроме того, на площадке, помимо испарителей ГГИ-500, были поставлены более глубокие испарители с увеличенной площадью.

В отличие от лета 1953 г. период наблюдений в 1954 г. отличался благоприятными условиями. Хотя влажность почвы с весны была невысокой, но в течение мая выпало около 100 мм осадков. Слой активного влагооборота в почве в течение весны 1954 г. был всего лишь около 0,5 м. Предварительная обработка материалов наблюдений показала, что в этих условиях, как и следовало ожидать, все данные, полученные по испарителям, в том числе и испарителю ГГИ-500, дали результаты, сравнимые с остальными методами.

Выводы

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. Полуэмпирические формулы, предложенные ГГО для вычисления коэффициента турбулентности, дают сравнимые результаты как между собой, так и с результатами, полученными методом теплового баланса.

Разработанные простые таблицы и номограмма для вычисления коэффициента турбулентности могут быть широко использованы в оперативной практике гидрометслужбы и других ведомств.

2. Все четыре метода определения испарения (теплового баланса, диффузионный, водного баланса и весовых испарителей ГГИ-500) для почвы, имеющей достаточный запас влаги, дают сравнимые между собой результаты (расхождение между методами составляет 10—15%).

Для почвы, недостаточно увлажненной или при высыхании ее верхнего слоя, испарители ГГИ-500 дают существенные, по сравнению с другими тремя методами, систематические погрешности. Такую же примерно погрешность дает в этих случаях и метод водного баланса, если при вычислении глубину слоя ограничить верхними 50 см.

3. Исходя из сравнимости между собой указанных методов, для измерения испарения с сельскохозяйственных полей в районах с достаточным увлажнением может быть выбран любой из перечисленных выше методов.

В этом случае выбор того или иного метода должен определяться:

а) поставленными задачами (например, если ставится задача получить суточные суммы испарения, то методом испарителей и водного баланса пользоваться нельзя);

б) экономической целесообразностью (например, для пользования диффузионным методом необходимо наличие нескольких аспирационных психрометров и одного-двух ручных анемометров и постоянного наблюдателя, который мог бы вести ежедневные наблюдения. Для пользования испарителями нужна испарительная установка, весы и специально оборудованная площадка, постоянный наблюдатель не требуется);

в) местом наблюдения (например, испарителями ГГИ-500 нельзя пользоваться на полях, занятых пропашными культурами, хлопком, бахчевыми культурами, злаковыми культурами, имеющими глубокую корневую систему, и т. д.).

4. В районах недостаточного увлажнения пользоваться испарителем ГГИ-500 с монолитом толщиной 50 см нельзя из-за больших ошибок измерения.

5. Диффузионный метод может быть широко применен для определения испарения с сельскохозяйственных полей не только в практике гидрометеорологической службы, но и в агрономической практике.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бudyko М. И. и Тимофеев М. П. О методах определения испарения. Метеорология и гидрология, № 9, 1952.
 2. Бudyko М. И., Лайхтман Д. Л., Тимофеев М. П. Определение коэффициента турбулентного обмена в приземном слое воздуха. Метеорология и гидрология, № 3 1953.
-

СТАНЦИОННЫЙ ЭЛЕКТРОМЕХАНИЧЕСКИЙ САМОПИСЕЦ ВЕТРА

Необходимость оборудования опорной сети гидрометеорологических станций самописцами ветра является бесспорной.

В первую очередь должны регистрироваться скорость и направление ветра. Отсутствие самописца ветра, удовлетворяющего сетевым условиям эксплуатации, вынуждает ряд учреждений гидрометеорологической службы вести изыскания в этой области.

В Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова авторами данной статьи разработан самописец ветра, предназначенный для эксплуатации в обсерваториях и гидрометеорологических станциях.

В настоящее время принято вычислять среднюю скорость ветра за каждые 10 мин. Интервал осреднения в 10 мин. не является случайным. Ряд работ, выполненных различными авторами, подтверждает, что 10-минутный интервал осреднения является минимальным для получения значения скоростей, характерных для значительных отрезков времени (час и более). Исходя из этого, представляется весьма желательным получение записи осредненной скорости ветра за каждые 10 мин. Такая запись не нуждалась бы в обработке.

При разработке самописца ветра в ГГО, кроме удовлетворения общих для такого прибора требований, была поставлена задача создать конструкцию, которая позволила бы пользоваться прибором как указывающим для оперативных целей и которая обеспечила бы получение записи направления и средней скорости для интервала осреднения 10 мин.

В результате изысканий была создана конструкция такого электромеханического самописца ветра, описание которого приводится ниже (самописцу ветра дан индекс М-12).

ПРИНЦИП ДЕЙСТВИЯ

В основу конструкции электромеханического самописца ветра положен контактно-импульсный принцип измерения скорости и направления ветра в сочетании со специальным регистрирующим электромеханическим тахометром средней скорости. Самописец ветра состоит из датчика и регистратора, соединяющихся 11-жильным кабелем (рис. 1 и 2).

Питание самописца осуществляется батареей сухих элементов напряжением 6 вольт.

В датчике находится два контактных устройства. Одно контактное устройство, управляемое трехчашечным приемником, позволяет по числу замыканий за 10 мин. определить среднюю скорость ветра.

Другое контактное устройство, управляемое флюгаркой, позволяет определить положение флюгарки, т. е. направление ветра по 16 румбам.

В регистраторе находятся три основных узла:

а) узел автоматического суммирования числа замыканий датчика скорости ветра и регистрации среднего значения скорости ветра на ленте; б) узел регистрации направления ветра; в) часовой механизм с барабаном и управляющим кулачковым валиком.

Детально ознакомиться с принципом действия самописца ветра можно прс следив по принципиальной схеме (рис. 3) совместную работу датчика и регистра тора отдельно по цепям скорости и направления ветра.

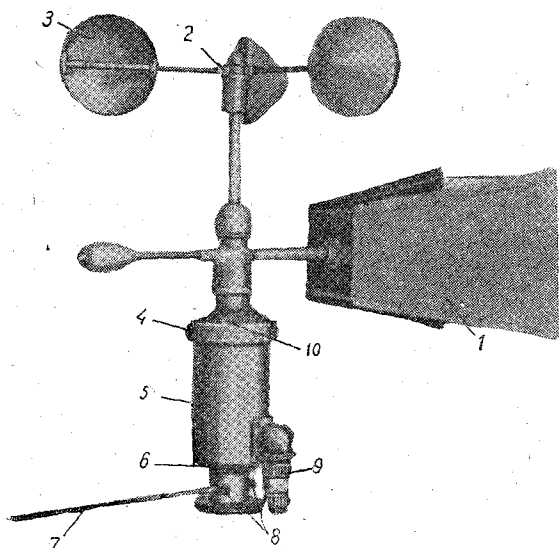


Рис. 1. Датчик.

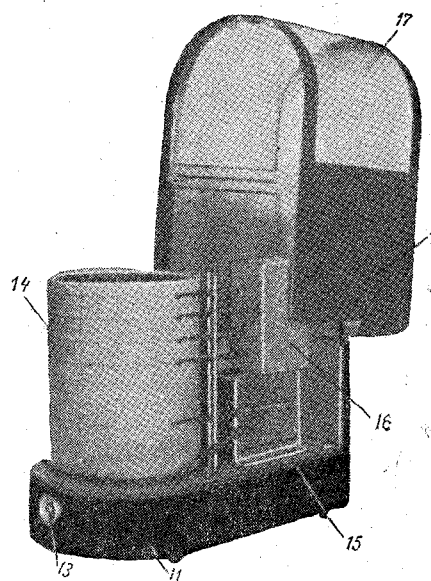


Рис. 2. Регистрирующая часть.

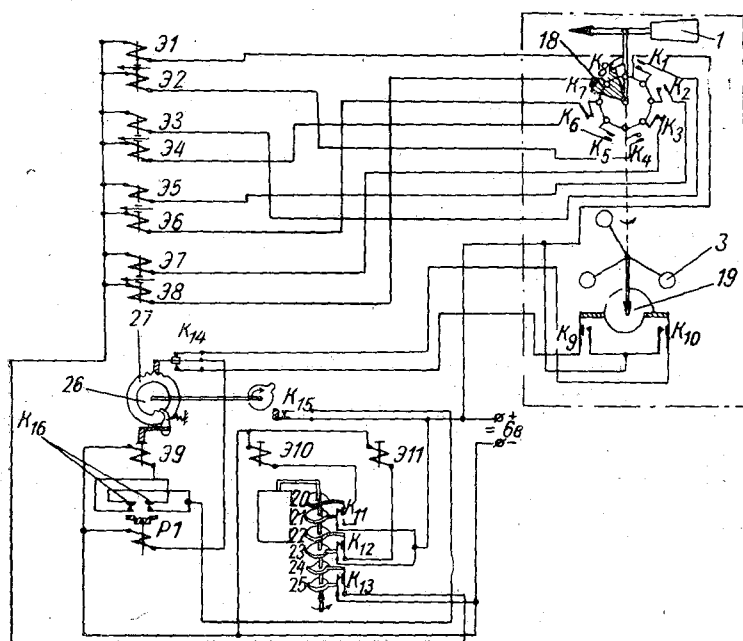


Рис. 3. Принципиальная схема.

Начнем с рассмотрения совместного действия контактного устройства скорости, расположенного в датчике, и механизма средней скорости, расположенного в регистраторе.

Выработка и регистрация средней скорости ветра

Вращение чашек 3 через винтовую пару (на схеме рис. 3 не показана) передается кулачку 19, который замыкает поочередно контактные группы K_9 и K_{10} .

Щупы контактных групп K_9 и K_{10} расположены на кулачке 19 под углом 180° относительно друг друга. При вращении кулачка 19 щупы скользят по его поверхности, и в момент срыва с его выступа происходит резкое замыкание контактов K_9 или K_{10} ; при этом импульс тока через контактный распределитель K_{14} передается на реле $P1$. Реле $P1$, срабатывая, замыкает контакты K_{16} и таким образом включает тяговый электромагнит 39 наборного механизма.

Электромагнит 39 в свою очередь при помощи храпового устройства 26 поворачивает ось наборного механизма на один зуб. Кулачок 27, укрепленный на одной оси с храповым колесом, также повернется и переключит среднюю пружину контактного распределителя K_{14} на нижний контакт (щуп средней пружины попадет во впадину кулачка 27). Этим самым контактный распределитель K_{14} резко разомкнет цепь импульса, несмотря на то, что контакты K_9 еще замкнуты. Мгновенность включения контактов K_9 и K_{10} уменьшает, а мгновенное выключение их при помощи K_{14} исключает вероятность образования искры между этими контактами. Кроме того, K_{14} подключит контакты K_{10} к реле $P1$, подготовив таким образом схему к восприятию следующего импульса.

После того как кулачок 19 повернется на 180° и замкнет контактную группу K_{10} , весь цикл повторится.

Число импульсов электрического тока, численно пропорциональное средней скорости ветра, преобразуется наборным механизмом в угловую величину поворота оси храпового колеса 26.

Угол поворота оси храпового колеса 26 за 10 мин. будет пропорционален средней скорости ветра за этот же промежуток времени.

Суммирование поворота угла храпового колеса 26 за каждые 10 мин. осуществляется в регистраторе прибора автоматически.

Работу механизма для осреднения (суммирования) скорости ветра за 10-минутный промежуток удобнее рассмотреть по кинематической схеме (рис. 4). Для удобства соответствующие элементы принципиальной и кинематической схем обозначены одинаковыми номерами.

Угол поворота оси храпового колеса 26 через зубчатую пару колес 28 и 29 передается на крайнюю шестерню 31 дифференциала.

Сателлит дифференциала 33, укрепленный в обойме 36, при вращении крайней части дифференциала 31 будет обкатываться по другой крайней шестерне дифференциала 32, заторможенной собачкой 35 электромагнита 310. На обойме 36 имеются два поводка 37, 38 и груз-противовес (на схеме не показан).

Если электромагнит 310 сработает и освободит крайнюю шестерню 32 дифференциала, то сателлит 33 под действием груза-противовеса, откатываясь уже по шестерне 31 дифференциала, будет поворачиваться вместе с обоймой против часовой стрелки до тех пор, пока поводок 37 не упрется в упор 48 (нулевой упор).

Следовательно, за 10 мин., в течение которых электромагнит 310 будет тормозить крайнюю шестерню 32, обойма 36 с поводком 37 повернется от нулевого упора 48 на угол, пропорциональный средней скорости ветра. По истечении 10-минутного промежутка времени электромагнит 310 сработает (растормозит шестерню 32) и поводок 37 упрется в упор 48.

В последующие 10-минутные интервалы времени цикл работы периодически повторяется.

При повороте обоймы 36 в течение 10 мин. поводок 37 повернет зубчатый сектор 40 за поводок 39 на тот же угол. Сектор 40 имеет храповые зубцы и тормозится при помощи собачки 47, управляемой электромагнитом 311.

По истечении 10-минутного интервала времени, когда сработает электромагнит 310 и обойма 36 повернется в свое исходное положение, сектор 40 остается в том положении, до которого его повернул поводок 37.

В этом положении сектор 40 остается зафиксированным собачкой 47 в течение 10 мин.

Угол, на который повернется сектор 40, будет пропорционален средней скорости ветра за истекшую десятиминутку.

Это положение сектора фиксируется (записывается) на ленте, натянутой на барабане часового механизма, стрелками с перьями 41 и 46. Использование двух перьев увеличивает в 2 раза масштаб записи средней скорости ветра при тех же размерах ленты.

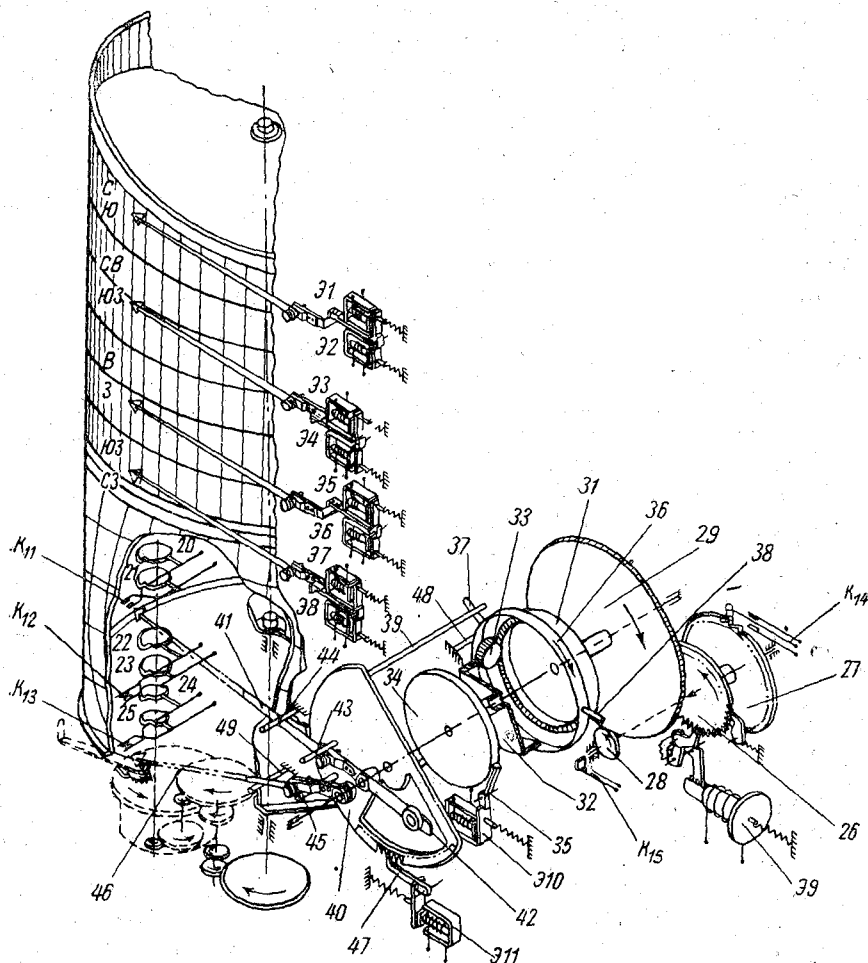


Рис. 4. Кинематическая схема.

Перо 41 записывает среднюю скорость ветра в пределах 0—20 м/сек., а перо 46 20—40 м/сек. (см. рис. 5). Перо 41 под действием груза 42 прижимается к штифту сектора 40 и таким образом „следит“ за поворотом сектора до тех пор, пока сектор не повернется на такой угол, при котором перо 41 упрется в неподвижный упор 44. Это положение стрелки (и сектора) будет соответствовать средней скорости ветра, равной 20 м/сек.

В тот момент, когда стрелка 41 коснется упора 44, стрелка 46, до сих пор лежащая на упоре 49, начнет двигаться под действием поводка 45 сектора 40. После того как обойма 36 повернется в свое исходное нулевое положение (поводок 37 упрется в упор 48) и электромагнит 310 затормозит шестерню 32, обойма вновь начнет в течение 10 мин. поворачиваться по часовой стрелке. При этом возможны два случая:

1. Средняя скорость ветра в последующие 10 мин. будет меньше, чем в предыдущие.

В этом случае поводок 37 по истечении 10 мин. повернется на угол, меньший, чем за предыдущие 10 мин., и не дойдет до поводка 39 сектора 40.

Для того чтобы стрелка 41 или 46 изменила свое показание, срабатывает электромагнит Э11 за 4 сек. до конца десятиминутки, и сектор 40 под действием этого веса повернется до соприкосновения поводка 39 с поводком 37. Соответственно на такой же угол изменит показание и одна из стрелок (41 или 46). Через 1—2 сек. электромагнит Э11 отпустит собачку 47 и затормозит сектор в новом положении. Через интервал в 1 сек. сработает электромагнит Э10 и сбросит поводок в нулевое исходное положение, и начнется новый цикл выработки средней скорости ветра.

2. Средняя скорость ветра в последующие 10 мин. будет больше, чем в предыдущие.

В этом случае поводок 37 еще до конца 10-минутного интервала подхватит поводок 39 сектора 40 и до конца десятиминутки будут поворачиваться вместе сторону увеличения угла.

Соответственно на такой же угол изменит свое положение и одна из стрелок.

Таким образом, запись на ленте получается ступенчатой. В течение 10 мин. прибор пишет прямую, параллельную оси времени, ордината которой равна средней скорости ветра за прошедшие 10 мин.

По истечении 10 мин. перо резко опускается до нового значения при уменьшении скорости и отдельными небольшими скачками поднимается до нового значения при увеличении скорости.

Средняя скорость ветра может быть непосредственно прочитана по записи, без предварительной обработки, и поэтому прибор может быть использован, так же как указывающий, по положению стрелки на ленте. Образец ленты с записью средней скорости ветра показан на рис. 5.

Включением и выключением электромагнитов Э10 и Э11 через определенные промежутки времени управляет часовой механизм при помощи кулачков 20—21, 22—23, 24—25, сидящих на валике, который делает один оборот за 10 мин. Кулачки 20 и 21 управляют включением и выключением электромагнита Э11 через контакты K_{11} , кулачки 22 и 23 — электромагнитом Э11 через контакты K_{12} , кулачки 24 и 25 через контакты K_{13} 3 раза в течение 10 мин. через равные промежутки подключают питание к схеме направления ветра для срабатывания электромагнитов Э1—Э8, регистрирующих направление ветра (более подробно см. ниже). При внезапной остановке часового механизма будет происходить непрерывный набор скорости до величины, далеко превышающей пределы регистрации, что вызовет поломку прибора.

Для исключения этого на обойме 36 предусмотрен палец 38, разрывающий в предельном положении с помощью контактов K_{15} цепь питания реле Р1. В этом случае наборный механизм прекращает работу. Если причина остановки часового механизма будет устранена, то механизм средней скорости автоматически придет в нормальное положение через 10 мин.

Следует остановиться более подробно на назначении реле Р1 в схеме выработки и регистрации средней скорости ветра.

Реле Р1 представляет собой реле с замедлением при размыкании (отпускание) — время замедления при опускании порядка 0,2 сек.

Это реле введено в схему для того, чтобы электромагнит Э9, срабатывая, не разрывал свою цепь питания. Разрывая цепь реле Р1 (цепь импульса), электромагнит Э9 через контакты K_{16} будет еще питаться в течение времени отпущения.

За это время электромагнит Э9 до конца провернет наборный механизм, несмотря на то, что электрическая цепь импульса уже разорвана контактным распределителем K_{14} .

Все это обеспечивает устойчивую работу схемы. Кроме того, применение реле Р1 имеет еще одно существенное преимущество.

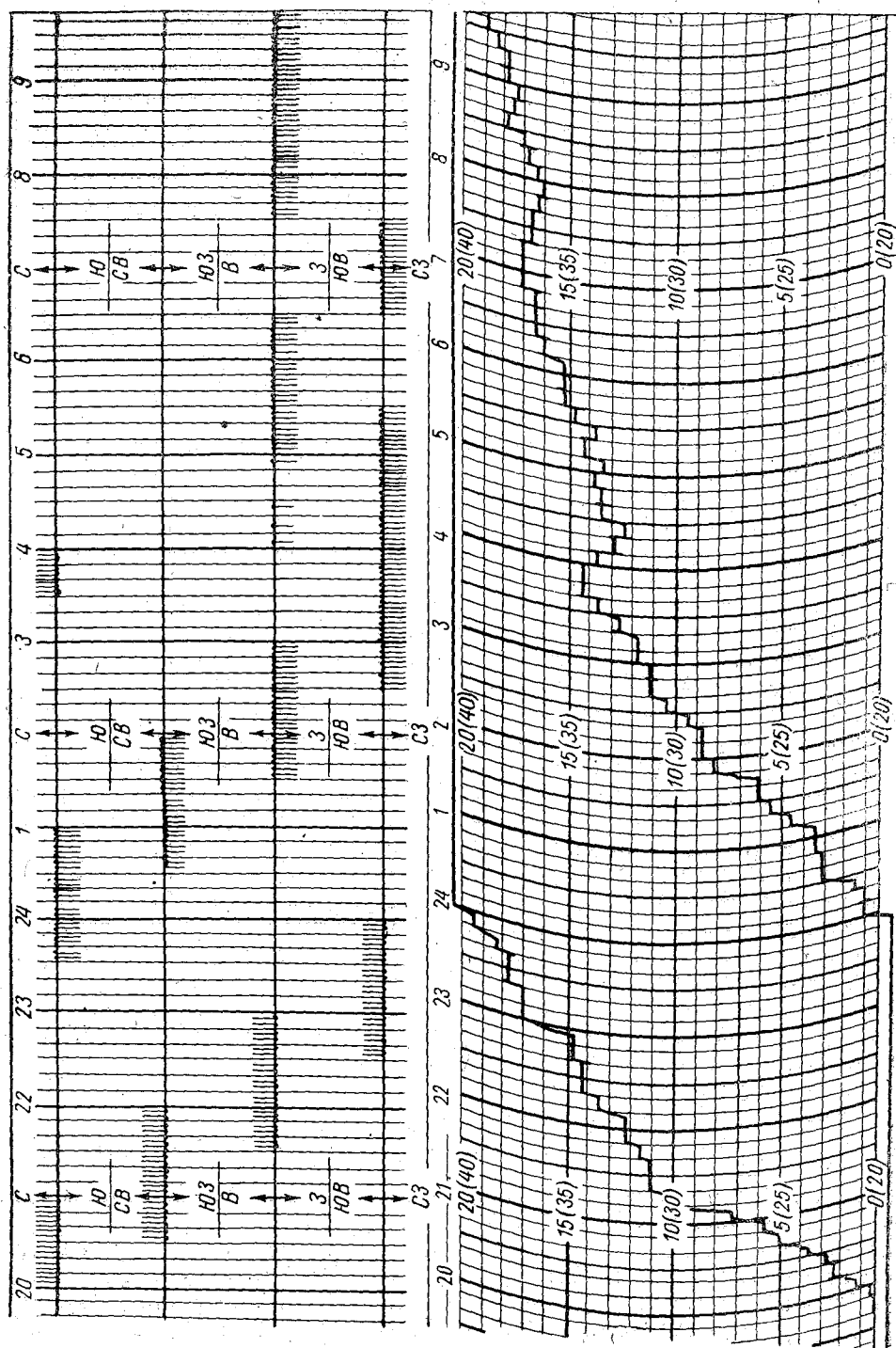


Рис. 5. Вид ленты с записью.

Для питания реле PI необходим ток всего в 25—35 ма, и поэтому контактные группы K_9 и K_{10} работают в более благоприятном режиме, чем при непосредственном подключении к ним электромагнита $\mathcal{E}9$, потребляющего ток 350 ма. Контакты благодаря этому будут меньше подвергаться обгоранию. Это обстоятельство имеет большое значение, так как контакты K_9 и K_{10} находятся в датчике, горюй устанавливается на столбе или мачте, что затрудняет периодический осмотр чистку этих контактов. Ток в 350 ма проходит через контакты K_{16} , которые ходят в регистраторе. Конструктивно эти контакты выполнены двоянными и сположены так, чтобы к ним был легкий доступ для осмотра и чистки.

Выработка и регистрация направления ветра

Приемником направления ветра в настоящем самописце ветра служит флюгарка I , а датчиком — приспособление, состоящее из восьми контактных групп $K_1—K_8$ (см. рис. 1 и 3), расположенных по окружности на равном расстоянии друг от друга.

Замыкание одной или одновременно двух контактных групп (при промежуточном значении направления ветра) осуществляется при помощи специального кулачка 18 , управляемого флюгаркой I . Кулачок 18 имеет угловую ширину, равную $7^\circ 30'$ (теоретическое значение, практически меньше на угловую ширину ролика контактной пружины), что позволяет определять направление ветра по 16 румбам.

Каждая из восьми контактных групп $K_1—K_8$ при замыкании включает один из электромагнитов $\mathcal{E}1—\mathcal{E}8$ регистратора. Электромагниты $\mathcal{E}1—\mathcal{E}8$ собраны парно — каждая пара управляет одним пером (см. рис. 4). При срабатывании электромагнита $\mathcal{E}1$ верхнее перо делает риск вниз от нейтральной линии, при срабатывании электромагнита $\mathcal{E}2$ — вверх от нейтральной линии, что означает соответственно южное и северное направления ветра.

Аналогично для второго пера (при срабатывании $\mathcal{E}3$ или $\mathcal{E}4$) риска вверх — северо-восточное направление ветра, а вниз — юго-западное. Для третьего пера верхняя риска — восточное, а нижняя — западное направление ветра. Для четвертого, самого нижнего пера, риска вверх — юго-восточное и вниз — северо-западное направление.

При промежуточных румбах происходит одновременное замыкание двух электромагнитов, что вызывает перемещение двух перьев.

Так, при северо-восточном ветре замкнутся электромагниты $\mathcal{E}2$ и $\mathcal{E}4$. При этом первое и второе перья сверху одновременно нанесут на ленте риски вверх от нейтральных линий.

В целях экономии питания на электромагниты $\mathcal{E}1—\mathcal{E}8$ напряжение подается не непрерывно, а 3 раза в течение 10 мин. на 2 сек. через равные промежутки времени. Из трех отметок направления ветра за 10 мин. легко определить среднее значение направления ветра за этот промежуток времени.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ КОНСТРУКЦИИ

Остановимся кратко на конструкции самописца ветра.

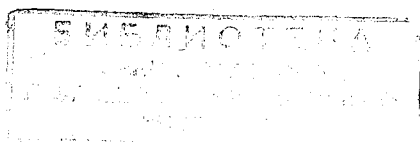
Датчик (рис. 1) по внешнему виду подобен наиболее распространенным чашечным анемометрам.

Приемником скорости ветра датчика являются заимствованные из АРМЭ полушария 3 с крестовиной 2 , связанной с осью, окончивающейся червяком, который через винтовую шестерню вращает контактный кулачок.

Приемником направления служит флюгарка I , соединенная с осью-трубкой, на которой закреплен кулачок. При вращении флюгарки кулачок замыкает одну или две контактные группы из восьми, смонтированных на крышке 4 , таким образом передается сигнал направления в самописец.

Прибор крепится на мачте при помощи болтов 8 , устанавливается по ориентуру 7 , подсоединяется к самописцу кабелем через штепсельный разъем 9 .

Следует отметить некоторые характерные особенности данной конструкции.



Предусмотрено специальное устройство, исключающее возможность поломки прибора при неосторожном обращении, когда полушария поворачивают руки против часовой стрелки. Герметизация корпуса 5 позволяет при эксплуатации прибора залить масло в корпус через отверстие 10, что создает более благоприятные условия для работы датчика. При необходимости масло сливается через отверстие 6. Однако прибор достаточно надежно работает и без заливки масла.

Благодаря простоте конструкции датчик имеет высокую чувствительность по скорости и направлению ветра. Начальная чувствительность по скорости ветра составляет 0,5 м/сек. Кроме того, чувствительность датчика постоянна при всех положениях кулачка.

Начальная чувствительность флюгарки 0,8 м/сек., т. е. рассогласованная флюгарка по отношению потока на $\pm 11^\circ$, при скорости 0,8 м/сек. приводится потоком в движение и устанавливается по потоку.

Регистрирующая часть в открытом виде показана на рис. 2.

Все узлы смонтированы на литом силуминовом корпусе 11, к которому на шарнирах прикреплена крышка 12. При закрывании крышка автоматически запирается, и тогда весь прибор можно переносить за ручку, укрепленную в верхней части крышки. При нажатии кнопки 13, расположенной в передней части корпуса, крышка освобождается от запора и открывается.

Механическая часть узла суммирования числа замыканий датчика скорости ветра расположена между двумя платами 15, прикрепленными к корпусу. Узел направления смонтирован на кронштейне и закрыт кожухом 16. Раз в сутки при смене ленты барабан 14 снимается с оси часового механизма. Лента крепится к барабану пружиной. Часовой механизм заводится раз в 4 дня рукояткой. В случае остановки часового механизма он запускается специальным пусковым рычажком. У рукоятки для завода часового механизма и пускового рычажка на корпусе имеются соответствующие надписи. Верхние четыре пера регистрируют направление ветра, нижние два пера — скорость. В самописце предусмотрено устройство, отводящее одновременно все перья, что необходимо, например, при смене ленты. Крышка прибора имеет широкое окно из органического стекла, что позволяет при закрытой крышке производить отсчеты скорости и направления ветра в момент наблюдения, а также рассматривать участок записи на ленте более чем за прошедшие 12 час. На задней части прибора расположены штепсельный разъем для подключения соединительного кабеля и две клеммы для подключения батарей.

Вид записей скорости и направления ветра

На рис. 5 представлен участок ленты самописца с записью различных значений скорости и направления ветра.

Лента имеет две части: верхнюю — для записи направления и нижнюю — для записи скорости. По горизонтали обеих частей расположена шкала времени. Лента разбита на 10-минутные участки (в нижней части вертикальными дугами, в верхней — вертикальными прямыми). По вертикали нижней части ленты отложена шкала скоростей с двумя пределами: от 0 до 20 и от 20 до 40 м/сек. Первый предел рассчитан для записей верхним пером (на кинематической схеме 41), второй — нижним (на кинематической схеме 46).

Верхняя часть ленты разделена на 8 частей, соответствующих 8 румбам.

Запись ленты расшифровывается весьма просто. До 24 час. нижнее перо писало прямую линию внизу вне сетки ленты, а верхнее регистрировало среднюю скорость ветра, следовательно, скорость до 24 час. не превышала 20 м/сек. и отсчитывается по первому пределу.

После 24 час. верхнее перо поднялось до предела и писало прямую линию вверху вне сетки ленты, а нижнее перо регистрировало значение средней скорости ветра.

В этом случае видно, что скорость превышала 20 м/сек., и поэтому надо пользоваться при отсчетах вторым пределом шкалы (цифры взяты в скобках).

Направление отсчитывается в зависимости от того, в участке какого румба оизведена запись. Если запись произведена одновременно в двух участках, пример в северном и северо-западном, — направление северо-северо-западное.

Для иллюстрации в табл. 1 приводятся данные, снятые с изображаемой здесь нты.

Таблица 1

Время ч. м. — ч. м.)	Скорость (м/сек.)	Направле- ние ветра	Время (ч. м. — ч. м.)	Скорость (м/сек.)	Направле- ние ветра	Время (ч. м. — ч. м.)	Скорость (м/сек.)	Направле- ние ветра
20 00—20 10	1,2	С	0 20—0 30	21,5	Ю	4 40—4 50	33,5	СЗ
20 10—20 20	2,3	С	0 30—0 40	23,1	ЮЮЗ	4 50—5 00	33,8	СЗ
20 20—20 30	2,8	С	0 40—0 50	23,1	ЮЮЗ	5 00—5 10	33,4	ЗСЗ
20 30—20 40	3,6	ССВ	0 50—1 00	23,5	ЮЮЗ	5 10—5 20	34,2	ЗСЗ
20 40—20 50	5,0	ССВ	1 00—1 10	23,5	ЮЗ	5 20—5 30	33,7	ЗСЗ
20 50—21 00	5,7	ССВ	1 10—1 20	24,8	ЮЗ	5 30—5 40	34,7	З
21 00—21 10	7,2	СВ	1 20—1 30	25,7	ЮЗ	5 40—5 50	35,2	З
21 10—21 20	10,5	СВ	1 30—1 40	26,2	ЗЮЗ	5 50—6 00	35,2	З
21 20—21 30	11,2	СВ	1 40—1 50	26,2	ЗЮЗ	6 00—6 10	35,2	З
21 30—21 40	11,2	BCB	1 50—2 00	28,2	ЗЮЗ	6 10—6 20	36,0	З
21 40—21 50	11,5	BCB	2 00—2 10	28,8	З	6 20—6 30	36,4	З
21 50—22 00	12,2	BCB	2 10—2 20	28,8	З	6 30—6 40	36,4	СЗ
22 00—22 10	12,2	В	2 20—2 30	29,5	З	6 40—6 50	36,4	СЗ
22 10—22 20	13,6	В	2 30—2 40	30,4	ЗСЗ	6 50—7 00	37,0	СЗ
22 20—22 30	14,2	В	2 40—2 50	31,2	ЗСЗ	7 00—7 10	37,0	СЗ
22 30—22 40	14,2	ВЮВ	2 50—3 00	31,2	ЗСЗ	7 10—7 20	37,0	СЗ
22 40—22 50	14,8	ВЮВ	3 00—3 10	31,8	СЗ	7 20—7 30	36,7	СЗ
22 50—23 00	14,8	ВЮВ	3 10—3 20	31,8	СЗ	7 30—7 40	36,7	З
23 00—23 10	17,0	ЮВ	3 20—3 30	32,7	СЗ	7 40—7 50	36,3	З
23 10—23 20	17,0	ЮВ	3 30—3 40	33,7	ССЗ	7 50—8 00	36,0	З
23 20—23 30	17,7	ЮЮВ	3 40—3 50	34,3	ССЗ	8 00—8 10	36,4	З
23 30—23 40	17,7	ЮЮВ	3 50—4 00	34,3	ССЗ	8 10—8 20	36,8	З
23 40—23 50	18,2	ЮЮВ	4 00—4 10	33,7	СЗ	8 20—8 30	37,0	З
23 50—24 00	19,5	ЮЮВ	4 10—4 20	32,9	СЗ	8 30—8 40	37,8	З
24 00—0 10	21,0	Ю	4 20—4 30	32,4	СЗ	8 40—8 50	37,6	З
0 10—0 20	21,0	Ю	4 30—4 40	33,5	СЗ	8 50—9 00	37,4	З

Выводы

Изготовленный в ГГО опытный образец самописца ветра подвергался лабора-горным и полевым испытаниям.

Лабораторным испытаниям подвергались отдельные узлы с точки зрения надеж-ности их работы. Прибор в целом поверялся в аэродинамической трубе, затем испытывался в течение двух месяцев на ст. Воейково. Испытания дали вполне удовлетворительные результаты, свидетельствующие, что самописец ветра удобен и достаточно надежен в эксплуатации. Запись, получаемая прибором, легко читается и не требует обработки. На основании всего изложенного можно сделать следую-щие выводы о самописце ветра:

- 1. Самописец ветра позволяет регистрировать скорость ветра до 40 м/сек. и направление по 16 румбам.
- 2. Самописец регистрирует скорость ветра, автоматически осредняемую им в интервале 10 мин., что полностью исключает необходимость в обработке записи.
- 3. Он является также прибором, указывающим, что создает возможность успешно пользоваться им для оперативной работы станции.
- * 4. Схема самописца ветра исключает большой расход питания при малых ско-ростях ветра, несмотря на простоту конструкции датчика, и создает возможность

питать самописец одним комплектом батарей до момента их естественного старения при средней годовой скорости ветра 10 м/сек.

5. Принцип, положенный в основу электрической схемы самописца, исключает возможность искрообразования в контактной системе датчика, что обеспечивает длительную работу всего датчика.

6. Конструкция датчика обеспечивает постоянство его чувствительности независимо от положения контактного кулачка и высокую начальную чувствительность.

7. Простота эксплуатации (не нуждается в повседневном уходе, не требует обработки записей) и отсутствие каких-либо принципиальных трудностей при изготовлении и регулировке самописца могут служить основанием для его широкого распространения.

ИССЛЕДОВАНИЯ ДИФфуЗИОННОГО МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА. НОВЫЙ ДИФфуЗИОННЫЙ ГИГРОМЕТР

Ограниченность области применения принятых в настоящее время методов измерения влажности воздуха — психрометра и волосного гигрометра — побуждает разработку новых способов измерения влажности.

В последнее время вновь привлекает к себе внимание исследователей способ, предлагавшийся еще в середине прошлого века, основанный на явлении диффузии пара и сухого воздуха сквозь поры микропористой пластинки, разделяющей массы воздуха различной влажности. Способ этот заключается в следующем. Внутри камеры, имеющей на границе с наружным воздухом пористую стенку, создается полное насыщение пара или, наоборот, воздух полностью высушивается и измеряется разность давлений воздуха внутри камеры и вне ее. По этой разности судят о влажности окружающего камеру воздуха. Опытным путем установлено, что разность давлений ΔP приблизительно пропорциональна разности пружностей пара Δe , т. е.

$$\Delta P = k \Delta e, \quad (1)$$

где k — коэффициент пропорциональности, характеризующий чувствительность пластинки.

Сущность процессов в порах пластинки, вызывающих перепад давлений по обе ее стороны при наличии разности влажностей воздуха, впервые была изложена Ф. В. Шидловским [1]. Она заключается в следующем. Если в камере имеется увлажнитель, создающий и поддерживающий в ней насыщение пара, а снаружи влажность меньше 100%, то, при одинаковом общем давлении воздуха внутри камеры и снаружи, в камере благодаря насыщению парциальное давление пара больше, а сухого воздуха меньше, чем снаружи. Вследствие этого в порах пластинки возникают градиенты давления пара и сухого воздуха взаимно противоположных направлений. Пар диффундирует из камеры сквозь поры пластинки наружу, но испаряющаяся с увлажнителя влага возмещает его убыль, и в камере давление пара остается неизменным. Сухой воздух диффундирует извне в камеру, увеличивая в ней общее давление.

Если размеры всех пор пластинки малы в сравнении с длиной свободного пробега молекул газов, то обмен воздуха в камере с наружным происходит лишь благодаря диффузии сквозь поры, и увеличение давления воздуха внутри камеры продолжается до того момента, когда установится равенство парциальных давлений газов сухого воздуха в камере и снаружи. Если же в пластинке наряду с очень мелкими порами имеются и такие поры, размеры которых близки к длине свободного пробега молекул или больше ее, то вследствие переноса воздуха сквозь крупные поры, происходящего под напором действующего в камере избыточного общего давления воздуха, разность парциальных давлений газов сухого воздуха внутри и вне камеры не исчезает к моменту установления равновесного состояния, а доходит лишь до некоторого минимального значения, зависящего от размеров пор. При равновесном состоянии за один и тот же промежуток времени в камеру путем диффузии проникает такое же количество сухих газов воз-

духа, какое выходит из нее благодаря утечке воздуха сквозь крупные поры. Равенство давлений воздуха внутри и вне камеры, соответствующая равновесной состоянию, будет пропорциональна недостатку насыщения с коэффициентом пропорциональности тем меньшим, чем крупнее поры пластинки. Устанавливаться эта разность должна тем быстрее, чем крупнее поры.

Если внутри камеры имеется осушитель, то, благодаря избытку в ней парциального давления сухого воздуха, в пористой пластинке опять возникает дроссельный поток: поток пара из наружного воздуха в камеру и поток сухого воздуха из камеры наружу. Пар, попавший в камеру, поглощается осушителем и не повышает давление в камере, убыль сухого воздуха не возмещается. Общее давление внутри камеры понижается до установления равенства или некоторой определенной разности парциальных давлений сухого воздуха вне и внутри камеры в зависимости от размеров пор. При полном поглощении осушителем пара из воздуха недостаток давления в камере ΔP при установившемся состоянии пропорционален упругости водяного пара в наружном воздухе.

Равенство $\Delta P = k \Delta e$ является общим выражением равновесного состояния для обоих случаев наличия пористой пластинки как на границе с увлажненной камерой, так и на границе с камерой, имеющей осушитель.

Первые приборы для измерения влажности воздуха с использованием диффузии сквозь поры пластинки — диффузионные гигрометры, — построенные Пюлемом и Шидловским [1], не были пригодны для точных измерений.

С. Н. Розанов [2] и Х. Бонгардс [4] в своих исследованиях диффузионного метода пришли к неудовлетворительным результатам.

В более позднее время в литературе появились статьи, рекомендуемые диффузионный гигрометр как точный прибор. Так, Б. В. Дерягин и М. К. Мельникова [3], пользовавшиеся в камере гигрометра максимальным увлажнением, считают, что коэффициент пропорциональности k в формуле (1) достаточно постоянен и лишь немного изменяется с изменениями температуры и давления воздуха, причем представляется возможным учесть и эти малые изменения.

Финдейзен [5], изучавший относительно подробно расчетным путем процессы диффузии пара и сухого воздуха сквозь поры пластинки (для случая наличия в камере поглотителя влаги и при отсутствии фильтрации влажного воздуха сквозь крупные поры), также возлагает большие надежды на метод определения влажности воздуха с использованием диффузии сквозь поры пластинки.

Упомянутые авторы разработали новые, сходные между собой конструкции гигрометра.

Однако ранее полученные Розановым и Бонгардсом неудовлетворительные результаты опытных испытаний метода остались необъясненными. Небольшие изменения коэффициента k в формуле (1), допускаемые Дерягиным и Мельниковой, не могут служить их объяснением.

Следует отметить, что как Финдейзен, так и Дерягин и Мельникова не учитывали возможности изменения числа пор в пористой пластинке в зависимости от условий, в которых она находится. Изменения коэффициента пропорциональности в формуле (1) допускались лишь как следствие изменений с температурой и давлением воздуха свойств потоков, проходящих сквозь поры. Но, как известно, пористые тела могут впитывать в себя влагу из воздуха и при состоянии пара в воздухе, еще далеко от насыщения. Влага поглощается в первую очередь самыми мелкими порами. Естественно предположить возможность в некоторых условиях закупорки влагой или, наоборот, освобождения от нее наиболее мелких пор и связанного с этим изменения чувствительности метода.

Грейнахером была предложена установка для непосредственного определения относительной влажности воздуха с использованием диффузии газов воздуха и пара сквозь поры пластинок. Принцип установки представляет интерес, но конструкция ее неудачна. Установка описана в статье Спенсер-Грегори и Рурк [6], в которой авторы предприняли попытку дать ей теоретическое обоснование. Но эти авторы также не рассматривали изменчивость свойств пористых пластин с изменениями условий измерений и не показали существенного преимущества

пользования диффузионного способа для непосредственного определения относительной влажности перед использованием его для определения парциального давления пара или недостатка насыщения.

Для решения вопроса о применимости диффузионного метода автором настоящей статьи были подвергнуты исследованию пористые пластинки различных материалов, выяснены основные факторы, вызывающие изменения их чувствительности, изработаны и испытаны новый диффузионный гигрометр.

Результаты выполненных работ излагаются ниже.

Исследования пористых пластинок

Испытанию подвергались пластинки различных материалов: мипор, мипласт, гофрированные мембраны, тонкие керамические пластинки разного состава, отожженные при различных высоких температурах. Пластинки испытывались с применением двух одинаковых цилиндрических камер с основаниями диаметром 45 мм и глубиной 10 мм. Пористая пластинка служила одним из оснований камеры и прижималась к ней латунным кольцом через резиновую прокладку. Каждая камера через патрубок могла соединяться со своим манометром. Таким образом, испытанию могли подвергаться одновременно две пластинки, как воспринимающие части двух диффузионных гигрометров.

В одних опытах в камеры закладывалась фланель, пропитанная водой, для получения насыщенного пара, в других — осушающее вещество: силикагель или алюмогель.

Прежде всего диффузионные гигрометры с испытуемыми пластинками помещались в гигростат, в котором влажность воздуха измерялась аспирационным психрометром. Были получены показания микроманометра, соединенного с диффузионным гигрометром, параллельно с показаниями аспирационного психрометра при различных влажностях воздуха (от 23 до 97%). Пластинки применялись мипоровые и мипластовые. В каждом отдельном опыте показания приборов получались при изменениях влажности в гигростате как в сторону увеличения, так и уменьшения. В результате этих опытов в общем подтвердилась линейная зависимость перепада давлений от влажности воздуха. Однако наблюдались отклонения. В отдельных случаях ошибка определения диффузионным гигрометром парциального давления пара, или недостатка насыщения, превышала 1 ммб.

В описанных, а также и дальнейших опытах определялся промежуток времени, необходимый для установления показаний гигрометра. В соответствии с теоретическими соображениями время установления показаний микроманометра было короче при применении пластинок с более крупными порами: когда применялись микропористые пластинки мипора, оно колебалось от 3 до 5 мин., с применением же пластинок мипласта, вещества с более крупными порами, оно составляло доли минуты.

Чувствительность мипоровых пластин намного превышала чувствительность мипластовых пластин, что также согласуется с теоретическими соображениями.

На опыте было получено и подтверждение известного в литературе указания на необходимость слабого потока воздуха порядка 0,5 м/сек. над пористой пластинкой для поддержания показания гигрометра максимальным в данных условиях измерения.

В дальнейшем испытывалось влияние на чувствительность пористых пластинок влажности воздуха, при которой они находятся до применения в гигрометре.

Из имевшихся пористых пластинок испытанию подвергались те пластинки, применение которых в гигрометре давало заметный перепад давления.

Пластинки предварительно длительный промежуток времени выдерживались в комнате и затем закладывались на различные промежутки времени в эксикатор с хлористым кальцием или с насыщенным паром. Всякий раз перед погружением пластинки в эксикатор и после ее пребывания в нем определялось показание диффузионного гигрометра с этой пластинкой. Оказалось, что после пребывания пластинок в сухом воздухе чувствительность их увеличивалась, а после пребывания во влажном воздухе уменьшалась или временно совсем пропадала, и лишь

после пребывания их в комнате в течение некоторого промежутка времени прежняя чувствительность восстанавливалась. Приведем примеры. Были подвергнуты испытанию две пластинки мипора одинаковой чувствительности. При относительной влажности воздуха, равной 50%, были определены показания пузырькового манометра под действием каждой из пластинок, прижимавшихся поочередно к увлажненной камере. Оба показания манометра были одинаковы и равнялись 180 делениям. Затем обе пластинки были помещены в эксикатор с хлористым кальцием на полтора суток. Вынув их из эксикатора, вторично определили показания того же манометра при влажности воздуха, равной 53%. Хотя разность влажностей по обе стороны пластинки немного уменьшилась по сравнению с той, какая была при измерении до погружения пластин в эксикатор, пузырек манометра перешел прежнее показание и вышел за пределы шкалы (за 200 делений) под действием как одной, так и другой пластинки. Следовательно, чувствительность пластинок увеличилась под влиянием просушки их в эксикаторе.

Через два дня, когда прежняя чувствительность пластинок восстановилась, одной из них зарядили камеру, имеющую влажную фланель, другой — камеру с комнатным воздухом влажностью около 50%. Обе камеры были поставлены на подставке на 12 час. в эксикатор с водой и влажной бумагой на внутренних поверхностях стенок и крышки. При применении этих пластинок в гигрометре пластинка, с обеих сторон которой в эксикаторе был насыщенный пар, первое время никак не реагировала на разность упругостей пара в камере и в наружном воздухе. Через два с половиной часа она дала разность давлений в 90 делений манометра и еще через три часа пузырек манометра приблизился к 170 делению. Пластинка, граничившая в эксикаторе с насыщенным паром лишь с одной стороны, тоже сперва не реагировала на разность упругостей пара, но уже через час показание манометра равнялось 113 делениям, а еще через час оно приблизилось к 146 делению. Через несколько дней опыт повторили, поменяв местами пластинки. Результат получился такой же: обе пластинки потеряли чувствительность, причем пластинка, граничившая в эксикаторе с насыщенным паром лишь с одной стороны, восстанавливала свою чувствительность в комнате быстрее, чем та, с обеих сторон которой был насыщенный пар.

Подобными же опытами было обнаружено, что пластинки восстанавливают свою чувствительность тем быстрее, чем меньший промежуток времени они находятся в насыщенном паре.

Путем выдерживания пластинок в течение нескольких часов при той или иной влажности воздуха и определения до и после этого показаний заряженного ею гигрометра при той же влажности воздуха было установлено, что чувствительность пластинок тем больше, чем суше воздух, при котором она хранится до применения.

Естественно было ожидать влияния на чувствительность пластинок длительного пребывания ее при низкой отрицательной температуре, при которой содержание водяного пара в воздухе весьма мало. Это влияние испытывалось с использованием холодильных камер Всесоюзного научно-исследовательского холодильного института (ВНИИХИ). Чувствительность пластин измерялась при влажности воздуха около 40% и комнатной температуре до и после пребывания их в течение нескольких часов при температуре -30° , -50° . Было обнаружено, что чувствительность пористых пластин в результате пребывания их на морозе в течение 2—3 часов действительно увеличивается и сохраняется повышенной при положительной температуре, по крайней мере, в течение нескольких часов.

Все изложенные результаты опытов находятся в полном соответствии с предположением о возможности в некоторых условиях закупорки влагой или освобождения от нее наиболее мелких пор и связанного с этим изменения чувствительности пластинок. Резкие изменения чувствительности пластинок объясняются свойством пористых тел впитывать в себя влагу из воздуха и при состоянии пара, еще далеко от насыщения. Влага поглощается в первую очередь самыми мелкими порами, заполняет их и таким образом препятствует диффузии сквозь них пара и других газов воздуха. В связи с этим чувствительность пластинок пони-

тся. При длительном хранении пористой пластинки в условиях большой влажности воздуха все мелкие поры могут заполниться влагой настолько, что диффузия газов сквозь них окажется невозможной, и пластинка совсем потеряет чувствительность. Наоборот, в сухом воздухе поры пластинки постепенно освобождаются от влаги, с течением времени их открывается все большее количество.

Чувствительность пластинки растет до некоторого предела, соответствующего зновесному состоянию пропитанности ее влагой, характерному для каждой данной пластинки при той или иной влажности воздуха. Отсюда легко объяснить и вышение чувствительности пластинки после пребывания ее при низких отрицательных температурах. Благодаря очень малой влажности воздуха, окружающего пластинку при морозе, последняя открывает мельчайшие поры, теряя влагу, хранившуюся в них при более высоких температурах.

Таким образом, изменения свойств пористых пластинок с изменениями условий, которых они находятся, являются решающим фактором в изменении коэффициента k .

Вопросы методики определения влажности воздуха с помощью диффузионного гигрометра

Непостоянство чувствительности пористых пластин усложняет непосредственное использование формулы (1) для определения влажности воздуха. Оказывается, однако, возможным правильно определять относительную влажность воздуха применением диффузионного гигрометра и при непостоянстве чувствительности пластин, используя тот факт, что при одних и тех же воздействиях на пластинки чувствительности их изменяются в одну и ту же сторону. Следует применять одновременно две камеры: с осушителем и с увлажнителем. Каждая камера должна иметь на границе с наружным воздухом пористую пластинку и соединяться со своим манометром. Перепады давлений по обеим сторонам пористых пластинок, согласно равенству (1), будут удовлетворять соотношениям:

$$\Delta P_c = k_c e, \quad (2)$$

$$\Delta P_{вл} = k_{вл} (E - e), \quad (3)$$

где e — упругость водяного пара в воздухе, E — максимальная упругость пара при температуре воздуха, индексы „с“ и „вл“ обозначают данные соответственно сухой и влажной камер.

Определяя e из равенства (2) и E из равенства (3) и беря их отношение, получим следующее выражение для относительной влажности:

$$\frac{e}{E} 100\% = \frac{1}{1 + \frac{k_c}{k_{вл}} \frac{\Delta P_{вл}}{\Delta P_c}} 100\%. \quad (4)$$

В равенстве (4) коэффициенты пропорциональности k_c и $k_{вл}$ входят в виде отношения в одно из слагаемых знаменателя. Поскольку эти коэффициенты меняются в одну и ту же сторону, изменение их отношения из-за непостоянства чувствительности пластин будет мало и слабо отразится на результате вычисления влажности. Влияние непостоянства атмосферного давления и температуры воздуха можно предположить полностью исключенным, так как это влияние должно сказываться одинаково на процессах в обеих камерах.

Если пластинки подобраны одинаковой чувствительности, то $k_c = k_{вл}$ и формула (4) примет вид

$$\frac{e}{E} 100\% = \frac{1}{1 + \frac{\Delta P_{вл}}{\Delta P_c}} 100\%. \quad (4a)$$

Для непосредственного определения относительной влажности воздуха требуется, чтобы пористые пластинки обеих камер прибора были одинаково доступны

протеканию около них воздуха, влажность которого определяется. Применен метода в условиях большого интервала изменений упругости пара в воздухе требует переменной чувствительности обоих манометров. Удобными для этой цели являются два манометра, смонтированных на одной общей подставке. Крепление манометров на подставке должно позволять устанавливать каждый манометр под разными фиксированными углами к горизонту для регулирования его чувствительности.

Отношение коэффициентов пропорциональности для каждой данной пары пластинок можно определить с помощью камер гигрометра. Для этого достаточно обе камеры прибора зарядить одинаково — осушителем или увлажнителем, над каждой поместить по испытуемой пластинке и определить перепад давления по обе стороны каждой пластинки. Отношение перепадов давления, полученных в одних тех же метеорологических условиях, и дает искомое отношение коэффициентов k .

Для получения значений $\frac{\Delta P_{\text{вл}}}{\Delta P_{\text{с}}}$ достаточно определить отношение чувствительностей манометров и на него умножать отношения получаемых показаний. Для определения отношения чувствительностей надо найти показания того и другого манометров под действием какой-либо одной и той же разности давлений, и показание манометра, который присоединяется к сухой камере, разделить на показание манометра, присоединяемого к влажной камере.

$$\frac{\Delta P_{\text{вл}}}{\Delta P_{\text{с}}} = \frac{a_1 n_{\text{вл}}}{a_2 n_{\text{с}}}; \quad \Delta P = a_1 n_1 = a_2 n_2; \quad \frac{a_1}{a_2} = \frac{n_2}{n_1}.$$

Подбирая для гигрометра обе пластинки из одного и того же материала и одинаковой чувствительности при каких-либо одних и тех же метеорологических условиях, можно ожидать, что отношение $\frac{k_{\text{с}}}{k_{\text{вл}}} = 1$ при изменении метеорологических условий будет обладать достаточным постоянством. Если при этом применять два одинаковых манометра, одинаково наклоненных к горизонту, то можно свести определение влажности лишь к отсчету показаний манометров и вычислению влажности по простейшей формуле (4а), где в качестве отношения разностей давлений брать отношение отсчетов по манометрам.

Для измерения влажности с применением пластинок, хранившихся в разных условиях влажности воздуха, и при необходимости получения значения влажности с наибольшей точностью достаточно определить в условиях измерения влажности действительное отношение коэффициентов пропорциональности указанным выше способом и пользоваться этим отношением при вычислении результата измерения. Тогда точность измерений будет зависеть лишь от точности показаний манометров, которую можно регулировать, изменяя углы наклона манометров.

По найденному значению относительной влажности, зная температуру воздуха, можно вычислить упругость водяного пара и недостаток насыщения.

Можно определить любую из этих величин также на основании равенства (2) или (3). Для этого требуется определить коэффициент пропорциональности k путем сопоставления показаний манометра, соединенного с соответствующей камерой прибора с показаниями психрометра. Пластинку следует хранить всегда в условиях одной и той же малоизменяющейся влажности и коэффициент пропорциональности определять при температуре воздуха, близкой к температуре, при которой должна измеряться влажность.

Описание нового диффузионного гигрометра

Новый диффузионный гигрометр предназначается главным образом для определения непосредственно относительной влажности воздуха, которую согласно изложенному выше можно получать с помощью этого прибора абсолютным способом. Но им можно пользоваться и для непосредственного определения парциального давления водяного пара или недостатка насыщения при соблюдении указанных выше условий.

Гигрометр изображен на рис. 1 и 2. В одном общем бруске латуни (выточены одинаковые камеры 1 и 2 (рис. 2) в виде цилиндрических чашек с основанием диаметром 45 мм и глубиной 6 мм, расположенные одна рядом с другой. Одну камеру закладывается по всему дну кусок фланели или байки, пропитанной дистиллированной водой, благодаря чему в камере, когда она закрыта, устанавливается полное насыщение пара. Другая камера заполняется хорошо просушенным алюмогелем или силикагелем (в крайнем случае фосфорным ангидридом или серной кислотой). Пористые пластинки 3 и 4 накладываются сверху на отверстия камер и прижимаются к ним крышкой 5 с помощью гаек 6. Для лучшей герметизации пластинки прижимаются к камерам через резиновые прокладки. Каждая камера с помощью нипеля, имеющегося в ее центре, через штуцер 7, резиновые трубки и трехходовой кран соединяется со своим манометром. Второе плечо манометра остается открытым. Каждую камеру прибора, а также соединенное с ней колено манометра с помощью трехходового крана можно сообщать наружным воздухом, создавая в них давление, одинаковое с внешним давлением, или же изолировать от наружного воздуха, соединяя камеру лишь с манометром.

У гигрометра имеются две крышки: дна (не показанная на рисунках) для применения прибора без аспиратора, другая (обозначенная на рис. 2 цифрой 5) приспособлена для протягивания воздуха, параллельно пластинкам. Первая крышка — латунная, с двумя круглыми отверстиями диаметром 45 мм над пористыми пластинками и с кольцевыми выступами высотой 2 мм, опирающимися на края пластин. Вторая крышка 5 также латунная не имеет отверстий над пористыми пластинками, опирается на них кольцевыми выступами высотой в 4 мм, образуя над ними две дополнительные камеры. Каждая из этих камер имеет в кольцевом

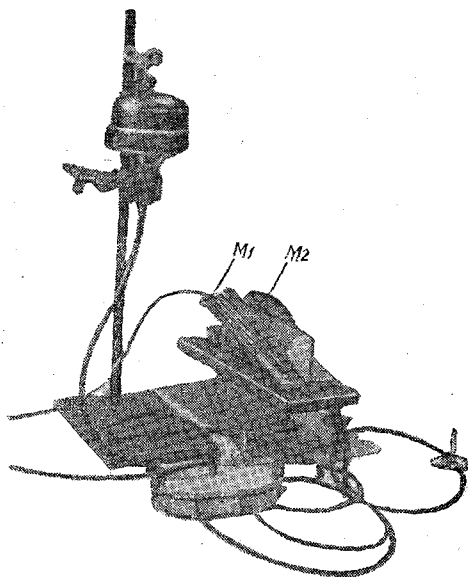


Рис. 1. Гигрометр.

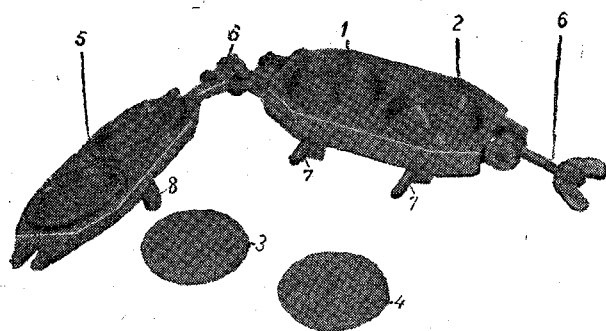


Рис. 2. Гигрометр в разобранном виде.

выступе семь круглых отверстий диаметром 2,5 мм, расположенных в ряд на одной половине кольца, и одно отверстие диаметром в 2 мм на другой половине кольца вблизи середины крышки. Эти два центральных отверстия обеих камер переходят в один общий канал диаметром 3—4 мм в штуцере, через который с помощью аспиратора протягивается воздух над пористыми пластинами.

К прибору прилагаются две сетки, которые вкладываются в камеры на уступы стенок на 1 мм ниже пористых пластин. Сетки предохраняют пластины от попадания на них капель воды или осушителя. Они применяются тогда, когда прибор подвергается тряске во время наблюдений.

В гигрометре могут применяться пористые пластинки мипора, тонкие керамические и прочие пластинки с размерами пор порядка 1μ и общей пористостью 50—60%. Удобны пластинки мипор толщиной в 1 мм.

Манометры M_1 и M_2 (рис. 1), применявшиеся с гигрометром при его испытаниях, представляют собой две стеклянные U-образные трубки, до половины наполненные спиртом. Каждая из этих трубок укреплена на шкале, разделенной на миллиметры. Оба манометра помещены на одной общей подставке. Каждый из них независимо от другого может быть укреплен под наклоном к горизонту на любой угол от 0 до 90°. Благодаря этому чувствительность манометров можно изменять в широких пределах. Длина колен манометров равна примерно 20 см. Общая подставка снабжена тремя установочными винтами и уровнем.

Результаты испытаний метода непосредственного определения относительной влажности воздуха

Метод испытывался при различных влажностях воздуха в интервале температур от +42 до -47°. Большая часть испытаний проведена в естественных условиях на метеорологической площадке ГГО путем сопоставления показаний диффузионного гигрометра, помещенного в психметрическую будку, с показаниями

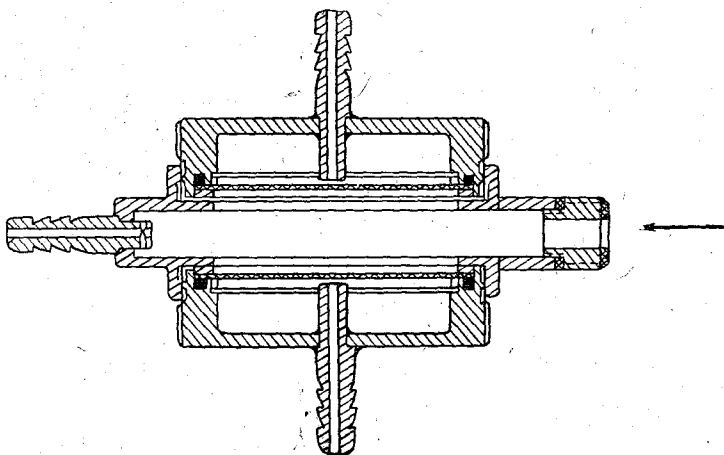


Рис. 3. Гигрометр, разработанный для лабораторных испытаний.

аспирационного психрометра. Оба манометра устанавливались около будки. Для защиты от действия ветра на их открытые колена надевались резиновые трубки, погруженные свободными концами в узкое горлышко одной общей бутылки, которая укладывалась в будке так, что горлышко было обращено в подветренную сторону.

В интервале температур от 30 до 42° испытания проводились в термостате при относительных влажностях 40—20% также путем параллельных измерений влажности гигрометром и психрометром.

При низких отрицательных температурах было произведено несколько пробных испытаний действия гигрометра в холодильных камерах ВНИИХИ и в лаборатории в специальной установке, в которой влажность воздуха получалась ниже 100% путем предварительного вымораживания воздуха в змеевике при пониженной температуре и пропускания его через другой змеевик при температуре исследования. В холодильных камерах ВНИИХИ гигрометр помещался в термостат. В некоторых опытах в термостате понижали влажность воздуха, помещая на дно его серную кислоту. При лабораторных испытаниях метода вместо описанного выше диффузионного гигрометра применялся другой гигрометр, разработанный специально для этих испытаний (рис. 3). Пористые пластинки обеих камер этого гигрометра являются съемными основаниями расположенного между камерами полого цилиндра, через который с помощью аспиратора протягивается воздух исследуемой влажности.

В условиях низких отрицательных температур контрольный способ измерения влажности не применялся. Опыты ставились с целью выяснения вопроса, действует вообще гигрометр при низких отрицательных температурах.

Испытания показали, что он действует во всем интервале температур, при которых он испытывался (от $+42$ до -47°). Параллельные наблюдения по гигрометру и психрометру показали, что при положительных температурах и при отрицательных (до -10°) данные гигрометра сходятся с данными аспирационного психрометра с точностью до $\pm 3\%$. При относительных влажностях, близких 100% , а также при сильном ветре иногда наблюдались несколько большие расхождения показаний обоих приборов, достигавшие 5% и больше. Но эти расхождения объясняются недостаточной тщательностью постановки измерений, именно: малой сорбционной емкостью осушителя, вследствие неполной его промывки до применения, или недостаточной защищенностью манометров от действия ветра.

При температурах ниже -10° разность показаний гигрометра и психрометра довольно часто достигала $5-7\%$. Но в этих условиях точность показаний психрометра недостаточна для признания его образцовым.

Следует отметить, что при отрицательных температурах в качестве увлажнителя применялся лед, вследствие чего в камере гигрометра устанавливалось насыщение над льдом, а не над водой. Соответственно гигрометр показывал влажность, гнесенную к максимальной упругости пара над льдом. При сопоставлении данных по гигрометру с показаниями психрометра это обстоятельство учитывалось.

При испытании прибора было выяснено, что для нормального действия гигрометра при морозах необходима предварительная выдержка пластинок, корпуса прибора, осушителя (без доступа к нему влажного воздуха) и увлажнителя при температуре измерений по крайней мере в течение одного часа и что в этих условиях необходима полная изоляция гигрометра от влияния наблюдателя во время измерений.

Установлена также необходимость хорошей сорбционной емкости осушителя, особенно при больших влажностях воздуха. Так, при влажности воздуха около 100% в условиях положительных температур требуется смена осушителя перед каждым измерением влажности. В условиях малой влажности воздуха возможна более или менее длительная работа прибора без перезарядки. Например, в летнее время при влажности воздуха порядка 40% можно пользоваться прибором без перезарядки $1,5-2$ часа, применяя в качестве осушителя алюмогель или силикагель и обильно увлажнив фланель в камере.

В отношении требований к чувствительности манометров опытами установлено, что при применении гигрометра в летнее время является достаточной чувствительность манометров со спиртом, наклоненных к горизонту на $50-20^{\circ}$. Зимой угол наклона к горизонту должен быть меньше: при небольших морозах он может быть равен 10° , но уже при температурах около -20° и ниже он должен быть уменьшен до 5 или 3° . Оба манометра могут также применяться одновременно наклоненными под разными углами к горизонту, например зимой при влажностях воздуха, близких к 100% , нужно, чтобы манометр, соединенный с влажной камерой, обладал большой чувствительностью, другой манометр может быть и меньшей чувствительности.

Выводы

1. Исследования пористых пластин различных материалов показали изменчивость их чувствительности, затрудняющую непосредственное определение упругости водяного пара в воздухе или недостатка насыщения с помощью диффузионного гигрометра. Выяснена основная причина изменений чувствительности пористых пластин.

2. Установлено, что с помощью диффузионного гигрометра можно абсолютным способом получать значения относительной влажности воздуха как при положительных, так и при отрицательных температурах.

3. Разработан и испытан новый диффузионный гигрометр.
4. Применявшиеся при исследованиях гигрометра манометры, наклоняемые под разными углами к горизонту, в принципе удачны.
5. Диффузионный гигрометр еще сложен для применения на сети метеорологических станций, но можно ожидать, что он найдет себе применение в поверочных учреждениях как образцовый и в некоторых исследовательских работах для условий, в которых аспирационный психрометр неприменим (в непосредственной близости к поверхности земли, при низких отрицательных температурах, в малых по объему камерах).

ЛИТЕРАТУРА

1. Шидловский Ф. Опыт применения явления диффузии газов и паров через пористые тела к определению влаги и углекислоты в окружающей среде. Журнал Русск. физ.-хим. общества, т. XVIII, часть физическая, отдел первый, 1886.
2. Розанов С. Н. Способы определения влажности воздуха. Москва, 1899.
3. Дерягин Б. В. и Мельникова М. К. Мембранный гигрометр и применение его для определения относительной влажности воздуха. Метеорология и гидрология, № 5, 1952.
4. Bongards H. Feuchtigkeitsmessung, Berlin, 1926.
5. Findeisen W. Neue Wege der meteorologischen Feuchtigkeitsmessung. Deutsch. Reichsamt f. W-D, Wissenschaftliche Abhandl., Bd. II, № 11, Berlin, 1937.
6. Spencer-Gregory H. and Rourke E. A theoretical Basis for the Diffusion Hygrometer. The Phil. Mag., vol. 38, № 283, London, 1947.

РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНИТЕЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ГЛУБИНЫ ПРОМЕРЗАНИЯ ПОЧВЫ МЕРЗЛОТОМЕРОМ ДАНИЛИНА И МЕТОДОМ ВЫРУБКИ ЯМ

С целью выявления преимуществ и недостатков методов определения глубины промерзания почвы на некоторых станциях сети гидрометслужбы были проведены сравнительные наблюдения над глубиной промерзания почвы за зиму 1951-52 гг. мерзлотомером Данилина и путем вырубке ям.

Мерзлотомер испытывался в различных климатических зонах Советского Союза: районах северной, средней и южной полос Европейской территории СССР, Азиатской территории СССР и районе Камчатки.

Для получения сравнимых между собой наблюдений над глубиной промерзания почвы по мерзлотомеру Данилина и по вырубке ям они должны были производиться в условиях однородных почв с однородной подстилающей поверхностью.

Материал сравнительных наблюдений над глубиной промерзания почвы поступил в Главную геофизическую обсерваторию им. А. И. Воейкова со 167 станций в количестве 1622 случаев наблюдений.

В основу анализа наблюдений над глубиной

промерзания почвы входил главным образом просмотр распределения разностей между показанием мерзлотомера и данными по вырубке ям в однородных по характеру почвах в различных районах СССР. Результат такого анализа представлен на рис. 1.

Как видно из рисунка, наибольшие отклонения показаний мерзлотомера от данных вырубке ям (контрольных данных) достигаются в супесчаной почве, наименьшие — в суглинистой. Независимо от вида почвы преобладающее число случаев (около 70%) измерения глубины промерзаемости мерзлотомером отличается от контрольных не более чем на 5 см, около 30% случаев дали отклонения в пределах от 6 до 15 см. Встречающиеся отдельные случаи больших расхождений в показаниях не носят систематического характера и могут быть, повидимому, отнесены за счет неоднородного залегания высоты снежного покрова и разнород-

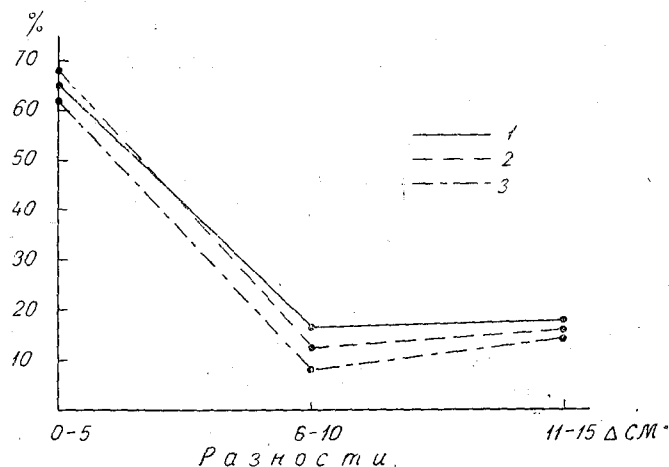


Рис. 1. Повторяемость (%) разностей между показаниями мерзлотомера Данилина и данными вырубке ям в зависимости от структуры почвы в разных районах за зиму 1951-52 гг.

1 — почва супесчаная — 311 наблюдений, 2 — почва черноземная — 414 наблюдений, 3 — почва суглинистая — 252 наблюдения.

ного залегания почвенных горизонтов на участках, что в некоторых случаях подтвердилось, например, на ст. Хибины за зиму 1951-52 гг.

Мерзлотомер Данилина был там установлен на метеоплощадке, а вырубка производилась в поле, в 20 м от метеоплощадки. На обоих участках почва была супесчаная, но по данным станции известно, что на участке, где был установлен мерзлотомер, слой глины распространяется до 90 см и несколько глубже, а на полевой площадке слой глины распространяется до 150 см.

Случаи больших расхождений в показаниях мерзлотомера с данными, полученными по вырубке ям, можно, по-видимому, объяснить также неодновременностью наблюдений над глубиной промерзания почвы, вследствие дальности расстояний участков; отсутствием у наблюдателей определенного понятия в определении замерзшей почвы (твердая как камень или кристаллическая); длительностью процесса вырубке ям, за счет чего при низких температурах могло быть дополнительное промерзание почвы.

Увеличение отклонений в показаниях мерзлотомера от данных, полученных по вырубке ям, наблюдается в период оттаивания почвы вследствие различия в экспозиции склона участка, высоты снежного покрова на участках, а также подстилающей поверхности, связанной с разнообразностью культур и т. п.

В период оттаивания почвы были обнаружены случаи отрыва ледяного столбика в резиновой трубке мерзлотомера. Они имели место и на ряде станций сети (Воейково, Ветлуга и др.). Это, по-видимому, также сказалось на точности измерения глубины оттаивания почвы мерзлотомером.

Анализ наблюдений на станциях с малой глубиной промерзания почвы в 1—2 см в районах Узбекистана (например, на ст. Фергана, Самарканд, Бо-Си) и в южной части Украины показал, что мерзлотомер в этих случаях недостаточно чувствителен.

Сравнительные измерения глубины промерзания почвы по мерзлотомеру Данилина и методом бурения на отдельных станциях в различных климатических районах СССР позволяют утверждать, что расхождения между показаниями мерзлотомера и данными, полученными бурением, в преобладающем числе случаев находятся в пределах до 5 см.

Выводы

На основании результатов анализа сравнительных наблюдений над глубиной промерзания почвы рассматриваемых районов СССР по мерзлотомеру Данилина и путем вырубке ям, можно сказать, что мерзлотомер Данилина применим для районов с большой глубиной промерзания почвы, с условием устранения тех дефектов в конструкции, которые встретились при испытании прибора в период оттаивания почвы.

В районах, где глубина промерзания почвы незначительна — 1—2 см, — применение мерзлотомера неэффективно. Но в общем можно сказать, что метод измерения глубины промерзания почвы при помощи мерзлотомера имеет большое преимущество перед методом измерения глубины промерзания почвы путем вырубке ям.

Наблюдения по прибору дают экономию во времени сравнительно с длительностью процесса вырубке ям, в особенности при большой глубине промерзания почвы. Освобождает наблюдателей от излишней тяжелой работы по рытью шурфов в мерзлых грунтах.

Для получения большего эффекта в наблюдениях над глубиной промерзания почвы по прибору желательно прибор установить на станциях в почвах, типичных для окружающих районов станции, и одновременно с этим желательно также на некоторых станциях продолжить период параллельных наблюдений над глубиной промерзания почвы методом вырубке ям в условиях, однородных с условиями установок мерзлотомера.

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ТЕПЛООБМЕНА В ПОЧВЕ НА ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ

Гидрометеорологические станции, привлеченные к наблюдениям над тепловым балансом подстилающей поверхности в качестве одной из его составляющих, должны определять тепловой поток в почву, т. е. то количество тепла, которое проходит через единицу площади в минуту при теплообмене между поверхностью почвы и ее более глубокими слоями.

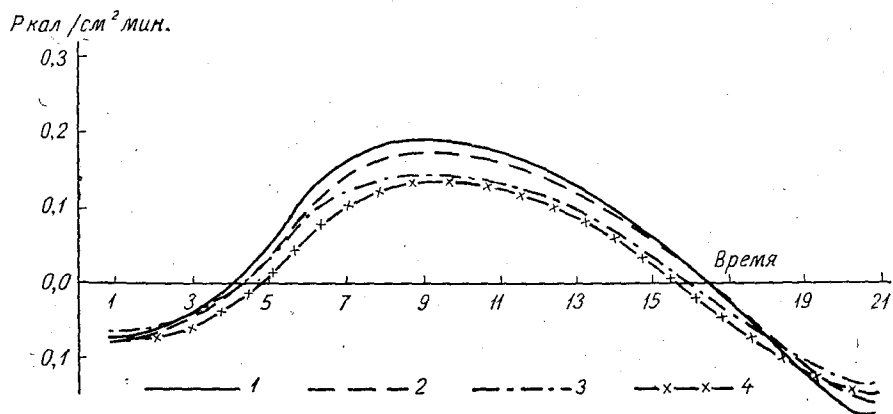


Рис. 1. Распределение потоков тепла в почве.

1 — Каменная Степь (пар), 2 — Воейково (луг), 3 — Каменная Степь (овес), 4 — Дубовская (яровая пшеница).

Известно, что интенсивность этого потока P зависит от теплопроводности почвы и градиента температуры и записывается

$$P = -\lambda \frac{\partial t}{\partial z}, \quad (1)$$

где λ — теплопроводность почвы, $\frac{\partial t}{\partial z}$ — вертикальный градиент температуры в почве.

Оба эти параметра зависят от физических особенностей почвы (механического состава, влажности и порозности) и от количества тепла, приходящего к поверхности почвы за счет различных составляющих теплового баланса. Материалы наблюдений различных станций показали, что теплообмен в почве, несмотря на различное состояние одной и той же почвы, сравнительно мало меняется. На рис. 1 приведены кривые суточного хода средних величин теплообмена в почве за период с мая по июль для трех станций, расположенных в различных климатических зонах: Каменная Степь Воронежской области (черноземная почва), Воейково Ленинградской области (супесчаная почва) и Дубовская Ростовской области (каштановая почва). Из рисунка видно, что наибольший поток тепла в почву приходится на 8—10 час., а наибольший поток из почвы на 20—22 часа. Максимальная

величина потока в среднем составляет для почвы, покрытой растительностью 0,13—0,15 кал/см²мин., а для почвы оголенной 0,17—0,20 кал/см²мин. В отдельных случаях, преимущественно после дождя, максимальные величины потока могут достигать даже больше 0,2 кал/см²мин. Сдвиг максимума потока тепла в почву с полудня на 8—10 час. утра объясняется наибольшей разницей температур в слое 0—20 см, которая наблюдается в это время. В остальные часы дня поток тепла в почву зависит от радиационного баланса подстилающей поверхности.

На рис. 2 приведен график зависимости теплообмена в почве от радиационного баланса, построенный по осредненным данным 165-часовых серий наблюдений на ст. Дубовская. Анализируя этот график, можно видеть, что днем, за исключением полуденных часов, поток тепла в почву пропорционален величине радиационного баланса.

В полуденные часы, когда слой почвы 0—20 см успел уже сильно прогреться, градиенты температуры в этом слое начинают уменьшаться, и поток тепла в почву ослабевает.

Интересная картина наблюдается в вечерние часы (около 16—17 час.). Несмотря на то, что еще ярко светит солнце и радиационный баланс положительный, поток

тепла в почву меняет знак. Такое же явление наблюдается и ранним утром. В ночные часы теплообмен в почве уже мало зависит от радиационного баланса. Радиационный баланс в течение ночи почти не меняется, а поток тепла из почвы имеет ярко выраженный ход с максимумом около 22 час. В это время величина потока может быть равной и даже больше величины радиационного баланса.

С помощью таких графиков, построенных по материалам гидрометеорологических станций, можно в первом приближении оценить долю радиационного тепла, затрачиваемого на нагревание данного вида почвы в течение, например, вегетационного периода, не производя непосредственных измерений.

Выявить влияние физических особенностей почвы можно путем построения графиков для различных градаций влажности почвы. Кривые на таких графиках должны отличаться только углом наклона их линейной части, который и будет характеризовать влияние влажности.

На практике оказалось, что теплообмен в почве зависит от физических характеристик почвы гораздо в меньшей степени, чем предполагалось.

В табл. 1 приведены наблюдавшиеся на ст. Дубовская в течение трех ясных суток потоки тепла в почве (кал/см²мин.) при различных ее физических характеристиках.

Как видно из таблицы, несмотря на значительное изменение состояния почвы и прежде всего влажности, существенных различий в потоках тепла не наблюдалось.

Таблица 1
Тепловые потоки в почве при различных ее физических характеристиках

Дата	Время, за которое произведено осреднение (часы)										Влажность почвы (%)	Коэффициент температуропроводности (см ² /час.)	Объемная теплоемкость (кал/см ³ град.)
	19—22	22—1	1—4	4—7	7—9	9—10	10—13	13—14	14—17	17—19			
21/V	—0,10	—0,06	—0,05	0,01	0,09	0,12	0,11	0,08	—0,05	—0,09	20,7	7,5	0,46
27/V	—0,13	—0,02	—0,05	0,01	0,09	0,11	0,10	0,09	—0,02	—0,09	12,5	6,3	0,38
1/VI	—0,04	—0,01	—0,02	0,00	0,09	0,09	0,08	0,06	—0,03	—0,10	10,8	4,6	0,37

Аналогичный вывод был получен и по данным других станций.

Анализ суточного хода теплообмена в почве позволил установить, что в период мая по июль поступление тепла в почву за день значительно превышает отдачу ее в течение ночи. Исключения составляют отдельные случаи, связанные, например, со всеобщим похолоданием или с выпадением дождя к концу дня. Обычно же в летние месяцы почва аккумулирует тепло, расходуя его на нагревание более глубоких слоев.

В приложении 1 для трех указанных станций приведены величины теплообмена почве отдельно за день и за ночь, а также отношения этих величин и их разностей к суточным суммам радиационного баланса.

Как видно из таблицы (см. приложение 1), количество тепла, которое аккумулируется почвой за этот период, для рассматриваемых станций равно в среднем 40% всего поступающего в почву тепла, что составляет 5—7% от суточных сумм радиационного баланса.

Этих данных еще недостаточно, чтобы судить об аккумуляции тепла различными почвами и с разным растительным покровом. Однако близкие величины, полученные для трех указанных почв, находящихся в разных климатических зонах, позволяют считать, что количество тепла, аккумулирующееся культурными почвами, не различается между собой.

Таким образом, уже по имеющимся данным можно сделать два важных практических вывода.

1. В летние месяцы почва аккумулирует примерно около 30—50% всего поступающего к ней тепла, чем и объясняется сравнительно глубокое проникновение годовых колебаний температуры в почву.

2. На нагревание культурных почв затрачивается количество тепла, равное примерно 15—20% от суточной суммы радиационного баланса. Эта сравнительно небольшая величина поступающего тепла обуславливает весь термический режим почве не только в течение вегетационного периода, но и в течение всего теплого периода года, т. е. обуславливает распределение температур в почве по глубинам, а также их суточные и годовые амплитуды колебания.

Определение теплового потока в почву на гидрометеорологических станциях производится по формуле Г. Х. Цейтина [1] (в соответствии с „Методическими указаниями гидрометеостанциям“ № 5, 1953 г.).

Для того чтобы определить тепловой поток в почве по этой формуле, кроме распределения температуры по глубине и по времени, необходимо знать влажность почвы, объемный вес, а также удельную теплоемкость составляющих ее частиц.

На обработку материалов почвенных наблюдений и вычисление параметров, необходимых для определения потока тепла в почву, затрачивается большое количество времени. Особенно много времени затрачивается на определение коэффициента температуропроводности.

Определение каждого параметра, входящего в формулу, производится с существенными погрешностями, связанными главным образом с большими промежутками осреднений. При наличии таких погрешностей существующая методика обработки материалов почвенных наблюдений и вычисление теплового потока в почве является методически неоправданной.

Проанализировав материалы наблюдений двух экспедиций Главной геофизической обсерватории (в Каменную Степь в 1952 г. и в район ст. Дубовская в 1953 г.) и двух гидрометеорологических станций, проводивших эти наблюдения в 1953 г. (ст. Воейково и агрометстанции „Гигант“), мы пришли к выводу, что для практических расчетов методику определения теплообмена в почве можно значительно упростить.

С этой целью рассмотрим основную расчетную формулу, принятую для определения потока тепла в почву на гидрометеорологических станциях,

$$P = \frac{c}{\tau} \left(S_1 - \frac{a}{10} S_2 \right), \quad (2)$$

где c — объемная теплоемкость почвы; τ — время в минутах, за которое оср- няется поток тепла; S_1 — величина, характеризующая теплосодержание поч- определяемая по распределению температуры в почве по глубине за принят промежуток времени (град. · см); S_2 — величина, характеризующая изменение те- пературы по времени на глубинах 10 и 20 см (град. · час); a — коэффициент температуропроводности (см²/час).

Материалы наблюдений показывают, что суточные величины S_2 значитель- меньше суточных величин S_1 .

В приложении 2 приведены суточные суммы S_1 и S_2 по материалам трех ук- занных выше станций. Из таблицы видно, что отношение $\frac{S_2}{S_1}$ для всех станци- составляет в среднем за сутки 15—20% и только после дождей, когда коэффи- циент температуропроводности практически невозможно определить, эти величин- превышают 20%.

Если проанализировать отношение S_2 к S_1 в течение суток (приложение 3), то оказывается, что наибольшей величины оно достигает в период с 3 до 5 и с 11 до 17 час. В это время S_2 может составлять 50—80 и даже более 100% от вели- чины S_1 , которая обычно мала или имеет тот же знак, что и S_2 . При вычислении потока по формуле (2) разность между S_1 и S_2 в эти часы оказывается близко- к нулю, поэтому и теплообмен в почве также близок к нулю (см. рис. 1).

Если учесть, что коэффициент температуропроводности почти всегда бывает- меньше 10 см²/час (за исключением случаев, когда он определяется сразу же после- выпадения сильных дождей), то вес второго члена формулы (2) еще более умень- шается, так как величина S_2 умножается на коэффициент менее единицы.

Таким образом, можно сделать вывод, что на гидрометстанциях при практиче- ских расчетах теплообмена в почве по формуле (2) параметр S_2 и коэффициент температуропроводности можно не вычислять. Тогда формула (2) для вычисления потока тепла в почве будет иметь следующий вид:

$$P = \frac{c}{\tau} S_1, \quad (3)$$

т. е. фактически вычисление потока будет производиться только по изменению- теплосодержания в почве.

Для иллюстрации в приложении 4 приведены значения потоков тепла в почве, рассчитанные по формулам (2) и (3) при различных характеристиках влажности- почвы (ст. Дубовская, 1953 г.).

Из этих данных видно, что значения потока тепла в почву, полученные по- формулам (1) и (2) отличаются между собой на 5—10% за исключением указан- ных выше периодов, когда поток тепла в почве близок к нулю. Исходя из при- веденных выше соображений, на гидрометеорологических станциях поток тепла- в почве целесообразно рассчитывать по формуле (3).

ЛИТЕРАТУРА

1. Цейтлин Г. Х. К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы. Труды- ГГО, вып. 39 (101), 1953.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Суммы потоков тепла в почву за день и за ночь (кал/см²) и их отношения (%) к суточным величинам радиационного баланса

Дата	$B_{\text{сут}}$	P_+	P_-	ΔP	$\frac{\Delta P}{P_+}$	$\frac{\Delta P}{B_{\text{сут}}}$	$\frac{P_+}{B_{\text{сут}}}$	$\frac{P_-}{B_{\text{сут}}}$
------	------------------	-------	-------	------------	------------------------	-----------------------------------	------------------------------	------------------------------

I. Каменная Степь, 1952 г.

Степь, овес

21—22/VI	528,0	46,8	-32,4	14,4	31	2,8	8,8	6,0
25—26/VI	441,0	51,6	-50,4	1,2	3	0,3	11,8	11,5
27—28/VI	498,0	47,4	-39,0	8,4	18	1,7	9,5	7,8
28—29/VI	438,0	72,0	-40,2	31,8	44	7,2	16,2	9,0

Степь, пар

3—4/VII	300,2	37,2	-21,6	15,6	42	5,2	12,3	7,1
4—5/VII	321,0	49,2	-33,0	16,2	33	5,0	15,3	10,3
5—6/VII	366,1	87,6	-48,0	39,6	45	10,8	23,8	13,0
7—8/VII	400,2	83,4	-78,6	4,8	6	1,3	20,3	19,0
8—9/VII	287,4	72,6	-39,0	33,6	46	11,4	25,3	13,9
9—10/VII	416,4	90,0	-63,6	26,4	29	6,4	21,6	15,2
10—11/VII	414,0	84,6	-48,0	36,6	43	8,8	20,4	11,6
12—13/VII	403,2	97,8	-60,0	37,8	39	9,4	24,1	14,7
13—14/VII	534,0	86,4	-79,2	7,2	8	1,3	16,2	14,9
14—15/VII	381,0	81,0	-64,8	16,2	20	4,2	21,2	17,0
15—16/VII	385,8	99,6	-54,0	45,6	46	11,8	25,5	13,7
20—21/VII	413,4	55,8	-50,4	5,4	10	1,3	13,5	12,2
21—22/VII	378,0	80,4	-52,8	27,6	34	7,3	21,2	13,9

II. Дубовская, 1953 г.

Степь, яровая пшеница

16—17/V	398,4	50,4	-28,8	21,6	43	5,4	12,6	7,2
21—22/V	537,6	76,4	-50,0	26,0	32	4,5	14,2	9,7
27—28/V	580,6	53,4	-60,6	-7,2	-21	-3,6	9,2	5,6
8—9/VI	462,0	62,4	-43,2	19,2	31	4,1	13,5	9,4
16—17/VI	257,4	42,6	-28,8	13,8	32	5,4	16,5	11,1

Степь, пар

16—17/VI	312,0	68,4	-33,6	34,8	51	11,0	21,8	10,8
17—18/VI	463,2	87,8	-52,8	30,0	36	6,4	19,0	12,6
18—19/VI	289,2	64,8	-48,6	16,2	25	5,6	22,5	16,9
19—20/VI	362,4	46,2	-21,8	24,6	53	6,8	12,7	5,9
20—21/VI	396,6	61,2	-32,4	28,8	37	7,2	15,6	8,4
21—22/VI	379,8	61,0	-36,0	25,0	41	6,3	16,4	10,1
22—23/VI	360,0	46,8	-36,2	10,6	23	3,1	13,0	9,9

III Воейково, 1953 г.

Культурный луг

1—2/VI	192,0	36,0	-21,8	14,2	39	7,4	18,7	11,3
2—3/VI	421,2	57,6	-43,2	14,4	25	3,4	14,0	11,6
3—4/VI	328,8	55,2	-21,6	33,6	61	10,2	16,7	6,5
7—8/VI	145,2	27,6	-20,8	6,8	25	4,7	19,0	14,3
9—10/VI	327,0	43,2	-37,2	6,0	14	1,8	13,2	11,4
12—13/VI	361,8	42,0	-28,8	13,2	31	3,6	11,6	8,0
15—16/VI	262,2	51,6	-28,8	22,8	45	4,4	20,4	16,0
17—18/VI	234,6	43,2	-36,0	7,2	17	3,1	18,5	15,4
18—19/VI	392,4	72,0	-37,2	34,8	48	8,9	18,3	9,4

Дата	$B_{\text{сут}}$	P_+	P_-	ΔP	$\frac{\Delta P}{P_+}$	$\frac{\Delta P}{B_{\text{сут}}}$	$\frac{P_+}{B_{\text{сут}}}$	$\frac{P_-}{B_{\text{сут}}}$
19—20/VI	418,8	64,8	—45,0	19,8	31	4,7	15,5	10,8
20—21/VI	336,0	60,1	—51,6	8,5	14	2,5	17,8	15,3
21—22/VI	264,0	28,8	—24,0	4,8	17	1,8	10,9	9,1
23—24/VI	250,8	39,6	—23,4	16,2	42	6,5	15,4	8,9
24—25/VI	295,2	62,4	—36,0	26,4	42	8,9	21,2	12,3
25—26/VI	256,8	54,1	—43,4	10,7	20	4,2	21,0	16,8
29—30/VI	376,8	57,6	—43,2	14,4	25	3,8	15,3	11,5
1—2/VII	333,0	52,8	—37,2	15,6	30	4,6	15,8	11,2
2—3/VII	291,6	44,8	—43,2	1,6	4	0,6	15,4	14,8
10—11/VII	307,2	44,4	—21,8	22,6	51	7,3	14,4	7,1
13—14/VII	362,0	18,0	—43,2	—25,2	142	7,0	5,0	7,0
14—15/VII	304,8	36,6	—27,6	9,0	25	2,9	12,0	9,1
15—16/VII	316,8	50,4	—28,8	21,6	43	6,8	16,0	9,2
18—19/VII	253,2	51,6	—28,8	22,6	44	8,9	20,4	11,5
20—21/VII	289,8	22,8	—22,6	0,2	0	—	—	—
22—23/VII	367,8	39,0	—22,6	15,4	40	4,2	7,9	3,7
23—24/VII	255,0	36,1	—12,4	23,7	65	9,3	14,1	4,8
30—31/VII	342,0	50,4	—28,8	21,6	43	6,3	14,7	8,4
3—4/VIII	181,2	49,8	—23,4	26,4	53	14,5	27,4	12,9
4—5/VIII	192,0	54,0	—37,2	16,8	31	8,8	28,1	9,3
13—14/VIII	213,6	55,2	—21,6	33,6	61	15,7	25,9	10,2
24—25/VIII	159,6	28,8	—24,6	4,2	15	2,7	18,0	15,3
25—26/VIII	115,2	22,0	—18,8	3,2	31	2,8	19,0	16,2

Обозначения: $B_{\text{сут}}$ — суточная сумма радиационного баланса, P_+ — сумма тепла, затрачиваемого на нагревание почвы, P_- — сумма тепла, отдаваемого почвой за ночь, ΔP — разность между P_+ и P_- .

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Суточные суммы S_1 и S_2 по материалам наблюдений на ст. Дубовская, Каменная Степь и Воейково

Дата	Срок осреднения	S_1	S_2	$\frac{S_2}{S_1}(\%)$	a (см ² /час.)	Дата	Срок осреднения	S_1	S_2	$\frac{S_2}{S_1}(\%)$	a (см ² /час.)
Дубовская, 1953 г.											
Пшеница											
7/V	7—19	48,1	6,6	13,7	4,5	1/VI	9—19	116,7	20,9	17,9	5,1
8/V	7—19	32,1	4,7	14,6	4,5	2—3/VI	9—9	212,8	35,2	16,5	4,8
9/V	7—19	78,7	9,5	12,0	4,5	3/VI	9—19	73,3	16,4	22,4	4,6
11/V	7—19	10,5	0,2	1,9	5,2	4/VI	9—17	83,6	13,1	15,6	4,3
12/V	7—19	43,9	8,5	19,3	5,9	5/VI	9—17	64,3	11,3	17,6	4,1
13/V	7—19	51,4	9,1	17,7	5,9	6/VI	9—17	72,2	18,3	25,1	3,9
После						8/V—9/VI	7—7	257,1	11,6	4,5	3,4
дождя 16/V	7—1	100,0	20,3	20,3	5,9	9/VI	9—19	129,8	21,0	16,2	4,9
18/V	9—19	149,3	32,5	21,8	9,0	11/VI	9—17	83,5	12,4	14,8	4,4
19/V	9—19	109,1	35,5	32,5	6,5	12/VI	9—17	124,0	18,8	15,1	4,5
20/V	6—19	127,1	26,3	20,6	6,2	После					
22—23/V	12—12	297,0	41,3	13,8	7,5	дождя 13/VI	9—17	143,4	22,7	15,8	4,6
23/V	9—17	117,5	19,2	16,3	7,4	16/VI	5—5	178,4	26,7	15,0	16,3
25/V	9—19	122,7	28,5	23,2	7,1	17/VI	7—17	164,7	20,8	12,6	10,1
27—28/V	9—9	290,8	43,8	15,0	6,5	18/VI	7—17	180,3	20,4	11,3	4,1
28/V	9—19	133,3	21,8	16,3	6,3	19/VI	9—19	126,1	16,9	13,4	4,1
29/V	9—19	118,5	20,4	17,2	6,0	20/VI	9—17	138,4	19,7	14,2	4,0
30/V	9—17	66,4	7,9	11,9	5,7	22/VI	9—17	119,0	17,6	14,8	3,8

Дата	Срок осреднения	S_1	S_2	$\frac{S_2}{S_1}(\%)$	a (см ² /час.)	Дата	Срок осреднения	S_1	S_2	$\frac{S_2}{S_1}(\%)$	a (см ² /час.)
Пар						14—15/VII	9—9	174,2	38,6	22,1	6,6
5—17/VI	10—10	134,0	15,2	11,3	3,0	15—16/VII	9—9	202,3	40,0	19,7	6,8
После	7—17	218,0	20,5	9,4	3,1	16—17/VII	9—9	196,5	40,8	20,5	7,1
жда 17/VI		196,5	35,6	18,2	3,2	20—21/VII	9—9	152,4	44,4	29,1	11,5
8—19/VI	7—7					21—22/VII	9—9	170,4	42,0	24,1	12,0
9—20/VI	7—7	166,4	14,1	8,5	3,0	Воейково, 1953 г.					
0—21/VI	7—7	244,0	37,5	15,3	3,1	Луг					
1—22/VI	7—7	219,8	21,5	9,8	3,0	2—3/VI	7—7	238,9	60,8	25,4	7,4
2—23/VI	7—7	277,6	20,9	7,5	2,7	3—4/VI	7—7	181,1	51,9	28,6	7,2
23/VI	7—19	57,4	5,1	8,9	4,0	7—8/VI	7—7	172,9	33,3	19,3	8,1
После						9—10/VI	7—7	220,3	22,9	10,3	5,4
жда 27/VI	7—19	107,4	27,4	25,5	5,0	12—13/VI	7—7	208,3	33,4	16,0	9,1
29/VI	7—19	60,0	8,6	14,3	3,0	15—16/VI	7—7	164,3	36,4	22,2	9,0
2/VII	7—19	68,0	11,0	16,3	4,3	17—18/VI	7—7	222,7	54,0	24,1	6,6
3/VII	7—19	178,6	25,0	14,0	5,4	18—19/VI	7—7	332,7	56,9	17,2	7,9
4/VII	7—19	138,4	8,6	6,2	4,3	19—20/VI	7—7	220,7	45,2	19,8	6,1
5/VII	7—19	173,6	27,7	16,0	4,3	20—21/VI	7—7	277,2	43,2	15,6	6,1
Каменная Степь, 1952 г.						21—22/VI	7—7	223,2	35,2	15,7	6,0
Овес						23—24/VI	7—7	234,1	33,5	14,3	2,2
21—22/VI	9—9	117,4	29,8	25,2	5,7	24—25/VI	7—7	301,8	56,9	18,8	9,5
25—26/VI	9—9	154,8	19,1	12,3	4,3	25—26/VI	7—7	291,9	63,5	21,7	5,7
26—27/VI	9—9	131,1	21,8	16,6	4,3	29—31/VI	7—7	310,9	51,0	16,0	6,7
27—28/VI	9—9	144,3	24,6	17,0	4,2	1—2/VII	7—7	312,5	51,9	16,5	4,8
28—29/VI	9—9	150,7	26,2	17,3	4,0	2—3/VII	7—7	227,0	28,6	12,6	4,8
Пар						10—11/VII	7—7	145,7	16,8	11,5	9,5
2—3/VII	9—9	82,7	18,8	22,7	4,5	12—13/VII	7—7	109,1	19,7	18,0	6,0
3—4/VII	9—9	85,2	13,1	15,4	4,7	14—15/VII	7—7	218,4	24,0	11,0	5,9
4—5/VII	9—9	95,9	15,2	15,8	5,3	15—16/VII	7—7	182,8	23,8	13,1	5,9
5—6/VII	9—9	169,5	28,8	16,9	5,9	18—19/VII	7—7	192,5	29,9	15,5	9,7
6—7/VII	9—9	153,5	20,4	13,3	7,0	20—21/VII	7—7	86,6	11,1	12,8	7,3
7—8/VII	9—9	188,3	33,6	17,7	8,0	22—23/VII	7—7	130,0	20,3	15,6	14,7
8—9/VII	9—9	164,0	35,1	20,4	7,6	23—24/VII	7—7	150,9	35,3	23,2	8,9
9—10/VII	9—9	225,0	43,9	19,4	7,2	30—31/VII	7—7	175,5	21,3	12,1	7,5
10—11/VII	9—9	160,2	38,8	24,0	6,7	3—4/VIII	7—7	189,9	24,5	12,9	5,0
12—13/VII	9—9	213,3	38,3	18,1	6,5	4—5/VIII	7—7	221,7	25,5	11,5	7,6
13—14/VII	9—9	186,8	31,7	17,0	6,4	13—14/VIII	7—7	166,4	24,3	14,6	12,3
						24—25/VIII	7—7	113,8	19,2	16,8	10,0
						25—26/VIII	7—7	177,2	24,3	13,8	12,9
						26—27/VIII	7—7	142,4	18,3	12,8	9,8

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Распределение S_1 и S_2 в течение суток, осредненных за весь период наблюдения

Дубовка (пшеница)	Время							
	S_1 S_2 $\frac{S_2}{S_1}(\%)$	1—4	7—8	9—10	12—13	14—16	16—17	22—01
		—19,3	11,7	15,5	15,3	8,1	—8,2	—22,7
		4,1	—1,2	—1,4	—2,3	—5,8	—3,1	—3,2
		21	10	7	15	71	38	14
Каменная Степь (пар)	Время							
	S_1 S_2 $\frac{S_2}{S_1}(\%)$	1—3	3—5	8—9	10—11	12—13	16—17	21—23
		—28,1	—5,8	21,1	15,0	14,4	—6,3	—25,3
		2,2	3,1	—0,8	—3,0	—4,2	—4,8	—2,8
		12	53	4	20	30	80	6

ПРИЛОЖЕНИЕ

Потоки тепла в почве (кал./см² мин.), рассчитанные по формулам (2) — P_1 и (3) — P_2

Дата	Время	P_1	P_2	Характеристика почвы
21—22/V	12—13	0,085	0,071	Очень влажная почва после сильного ливневого дождя. По почве трудно ходить, так как вязнут ноги
	13—14	—0,058	—0,074	
	14—16	—0,008	—0,021	
	16—17	—0,075	—0,091	
	17—19	—0,107	—0,104	
	19—22	—0,105	—0,108	
	22—1	—0,065	—0,062	
	1—4	—0,070	—0,064	
	4—7	0,014	0,025	
	7—8	0,062	0,072	
	8—9	0,163	0,171	
	9—10	0,115	0,118	
	10—12	0,201	0,194	
27—28/V	9—10	0,082	0,091	Сухая почва перед началом почвенной засухи
	10—12	0,130	0,132	
	12—13	0,109	0,105	
	13—14	0,083	0,078	
	14—16	0,014	0,006	
	16—17	—0,071	—0,078	
	17—19	—0,139	—0,139	
	19—22	—0,145	—0,142	
	22—01	—0,015	—0,006	
	01—04	—0,048	—0,039	
	4—7	0,008	0,002	
	7—8	0,048	0,057	
	8—9	0,124	0,131	
2—3/VI	9—10	0,071	0,072	Сухая почва в период почвенной засухи
	10—12	0,111	0,107	
	12—13	0,105	0,101	
	13—14	0,092	0,084	
	14—16	0,037	0,027	
	16—17	—0,015	—0,024	
	17—19	—0,070	—0,078	
	19—22	—0,068	—0,073	
	22—01	—0,045	—0,049	
	1—4	—0,020	—0,024	
	4—7	0,000	0,002	
	7—9	0,091	0,098	

КОТОРЫЕ ДАННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ РАЗЛИЧНЫМИ МЕТОДАМИ

До настоящего времени на всей сети станций гидрометслужбы наблюдения над температурой поверхности почвы ведутся посредством ртутных термометров, резервуары которых наполовину погружены в почву. Однако при существующей погрешности ртутного термометра измеряется не температура поверхности почвы, температура термометра, определяемая целым рядом дополнительных факторов, связанных с температурой поверхности почвы.

Исследователи, занимавшиеся вопросами методики измерения температуры поверхности почвы, отмечают невозможность получения ртутными термометрами истинной температуры поверхности почвы, несмотря на то, что испытанные ими методы измерения с помощью ртутных термометров были весьма разнообразны.

Имеются работы [1, 5, 7], в которых авторы подтверждают, что обычными ртутными термометрами измерить температуру поверхностного слоя почвы нельзя, никакой методики измерения не предлагают.

Некоторые авторы [3, 4] считают возможным измерить температуру поверхности почвы только радиационным методом.

Другие [2, 6, 8, 9] полагают, что с помощью термометров сопротивления или термоэлектрических термометров, температура поверхности почвы может быть измерена с достаточной точностью.

Ряд авторов [10] рекомендует отказаться от измерений температуры поверхности почвы и заменить их измерениями температуры верхнего слоя почвы на глубине 1 см.

В целях разрешения некоторых вопросов по методике наблюдений за температурой поверхности почвы нами были проведены одновременные измерения температуры поверхности почвы термометрами сопротивления различных конструкций и ртутными термометрами на ст. Высокая Дубрава (1945 г.) и Воейково (1944 г.). Измерения проводились на оголенной площадке и на площадке с травяным покровом.

Установка термометров и порядок наблюдений в Высокой Дубраве

При наблюдении на площадке с травяным покровом нами были использованы два термометра сопротивления, которые находились на расстоянии 30 см от ртутных термометров, уложенных на поверхности почвы среди травяного покрова. Травостой на площадке был негустым и по высоте не превышал 3 см, так как трава периодически подстригалась.

Термометры сопротивления представляли собой металлическую рамку размером 5×5 см, между двумя сторонами которой была натянута медная проволока сечением 0,04 мм². В дальнейшем для удобства изложения термометрам сопротивления нами присвоены номера, а ртутным — буквенные индексы.

На термометре сопротивления № 1 проволока была натянута отдельными секциями, между которыми имелись окна, на термометре сопротивления № 2 проволока была натянута сплошной сеткой.

Термометр сопротивления № 2 был снят с поверхности почвы 3/VIII и помещен под корни растений на глубину 4 мм.

При наблюдении на оголенной площадке были использованы следующие установки: три термометра сопротивления № 3, 4 и 5 и четыре ртутных термометра (А, Б, В, Г), каждый из которых был различным образом установлен.

Термометр сопротивления № 3 представлял собой металлическую рамку размером 5×5 см, изготовленную из проволоки сечением в 1 мм^2 , которая была разделена на две равные части проволочным прутком. Намотка из медной проволоки сечением $0,04 \text{ мм}^2$ шла поперек прутка от одного края рамки к другому. Термометр сопротивления лежал на поверхности почвы и имел сверху присыпку из песка толщиной в 1—2 мм.

Термометр сопротивления № 4 представлял собой рамку размером 10×10 см, состоящую из двух металлических пластинок и двух целлулоидных гребенок. Между гребенками была натянута платиновая проволока сечением $0,05 \text{ мм}^2$. Термометр сопротивления плотно лежал на поверхности почвы как своим корпусом, так и приемной частью (сеткой из платиновой проволоки).

Термометр сопротивления № 5 представлял собой деревянную рамку размером 30×35 см. От одной боковой стороны рамки к другой шло 28 металлических прутков сечением в 1 мм^2 , на которые была навита медная проволока сечением $0,05 \text{ мм}^2$.

Этот термометр сопротивления находился на поверхности почвы. В целях полного соприкосновения приемной части термометра сопротивления с поверхностью почвы приемная часть его была наполовину погружена в почву.

Ртутный термометр А был расположен на высоте 2 см над поверхностью земли. Ртутный термометр Б располагался на поверхности почвы так, что он соприкасался с поверхностью почвы. Резервуар термометра имел присыпку песка толщиной в 2 мм. Ртутный термометр В наполовину погружался в почву. Ртутный термометр Г погружался в почву в уровень с ее поверхностью. Сверху резервуар его был закрыт слоем песка толщиной в 1 мм. Кроме перечисленных термометров, был установлен почвенный термометр Савинова на глубине 1 см.

Наблюдения с помощью указанных термометров были начаты в Высокой Дубраве 21/IV 1944 г. и прекращены 1/IX того же года. Отсчеты по термометрам сопротивления производились через два часа — с 6 час. 30 мин. до 19 час. 30 мин. Отсчеты по ртутным термометрам производились также через два часа, но в продолжение всех суток.

В качестве измерительных приборов для термометров сопротивления были использованы стрелочный гальванометр и мостик Уитстона. Измерение сопротивления производилось методом нуля. Для подтверждения данных, полученных в 1944 г. в Высокой Дубраве, подобные же наблюдения были проведены в 1945 г. в Воейково.

В Высокой Дубраве почва площадок, где были установлены термометры, была суглинистой, переходящей с глубиной в глину, в Воейково — суглинистой, переходящей с глубиной в песок.

Результаты наблюдений

Анализ материала наблюдений показал, что характер хода температур зависит от времени суток, состояния почвы и наличия облачности.

Для иллюстрации приводятся два графика хода температуры поверхности почвы на оголенной площадке для сухой почвы (рис. 1, а) и для влажной почвы (рис. 1, б).

Из рис. 1 видно, что в дневные часы при отсутствии сплошной облачности и сухой почвы расхождения в показаниях между термометрами сопротивления не превышают 3° , а между ртутными термометрами достигают 5° ; показания термометров сопротивления значительно выше, чем показания ртутных термометров; в утренние и вечерние часы показания всех термометров получились близкими между собой.

При влажной почве картина распределения хода температуры по различным термометрам получилась иная. В большинстве случаев ртутные термометры показали тем-

туру выше, чем термометры сопротивления в течение всего дня, причем рас-
 деления между показаниями ртутных термометров и термометров сопротивления
 ренние и вечерние часы получились несколько большими, чем в дневные часы.
 В основном для полуденных часов при отсутствии сплошной облачности по-
 метрам, установленным на оголенной площадке, получилось следующее рас-
 деление температуры.

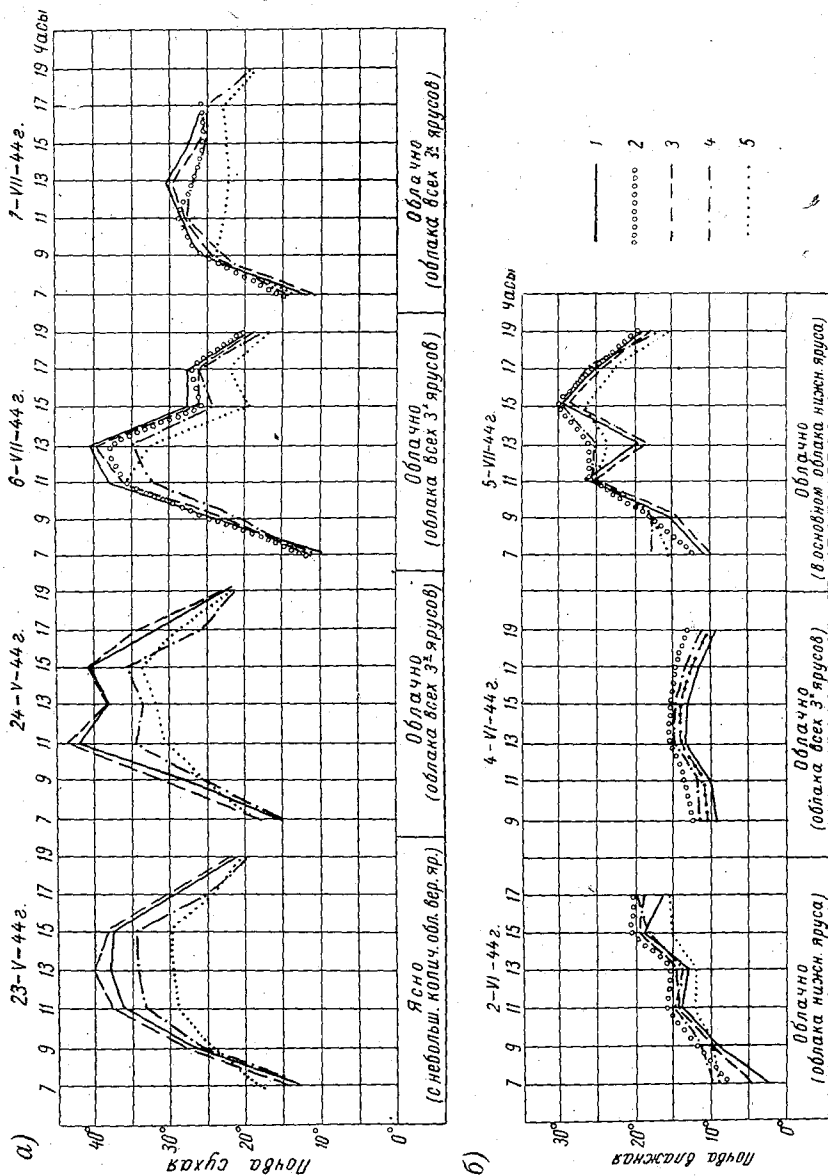


Рис. 1. График хода температуры почвы на оголенной площадке.
 1 — термометр сопротивления № 3, 2 — термометр сопротивления № 5, 4 — ртутный термо-
 метр В, 5 — ртутный термометр А;

При наличии сухой почвы наиболее высокую температуру показывали термо-
 метр сопротивления № 3 (с присыпкой песка в 1—2 мм) и термометр сопротив-
 ления № 4 (открыто лежащий на поверхности почвы), а наиболее низкую
 температуру — термометр Савинова на глубине 1 см. Промежуточные значения
 температуры (в порядке убывания) дали ртутный термометр Б, касающийся поверх-
 ности почвы и имеющий вокруг резервуара присыпку песка в 1—2 мм; ртутный
 термометр В (наполовину погруженный в почву); ртутный термометр Г (погру-

женный в почву в уровень с ее поверхностью) и затем ртутный термометр А высоте 2 см над поверхностью почвы).

В пасмурные дни показания всех термометров были весьма близки.

При наличии влажной почвы наиболее высокую температуру показал термометр сопротивления № 4 и ртутный термометр В, а наиболее низкую температуру — термометр Савинова на глубине 1 см.

Между ними в сторону убывания распределялись значения температуры, полученные по термометру сопротивления № 3, по ртутному термометру Б, по ртутному термометру Г, по ртутному термометру А.

Для ртутных термометров характер распределения температур наглядно иллюстрируется рис. 3.

При наличии затвердевшей почвы наиболее высокую температуру показывал ртутный термометр В, наиболее низкую температуру — термометр Савинова на глубине 1 см.

Между ними (в сторону убывания) распределялись значения температуры, полученные по термометру сопротивления № 3 и термометру сопротивления № 4, по ртутному термометру Б, по ртутному термометру А и по ртутному термометру Г.

Анализ материала наблюдений, полученного по термометрам сопротивления № 1 и 2 и ртутному термометру, установленным на площадке с естественным травяным покровом, показал, что характер расхождения между показаниями термометров аналогичен расхождению, которое имело место для оголенной площадки, но только абсолютные величины расхождений оказались значительно большими. Так, например, если расхождение между показаниями термометра сопротивления № 3, 4 и 5 и ртутного термометра В (на половину погруженного в почву) на оголенной площадке в отдельных случаях доходило до 10° (при температуре по ртутному термометру выше 30°), то расхождение между такими же термометрами на площадке с естественным травяным покровом в отдельных случаях достигало 30°.

После того как термометр сопротивления № 2 был переставлен с травяной поверхности под корневище травостоя на глубину 3—4 мм, расхождения между его показаниями и показаниями ртутного термометра на поверхности с травостоем уже не превышали 17°. В пасмурные дни показания термометров на этой площадке также оказались близкими.

Разность температур обнаруживалась и при сопоставлении других термометров. Так, например, максимальное расхождение между ртутным термометром Б и ртутным термометром Г доходило до 5°; между ртутным термометром В и термометром Г до 10°, между термометром Савинова на глубине 1 см и термометром на высоте 2 см до 7°.

Результаты, полученные по ртутным термометрам в Высокой Дубраве, полностью подтвердились данными, полученными в Воейково.

На рис. 2 изображен суточный ход температуры поверхности почвы за ряд дней по показаниям ртутных термометров различной установки, расположенных на площадке с оголенной поверхностью как в Высокой Дубраве, так и в Воейково.

Для Высокой Дубравы приведены данные по ртутным термометрам Б, В и Г.

Для ст. Воейково приведены данные по ртутным термометрам Б, Д и В.

Как видно из рисунка, для обоих пунктов наблюдений в дневные часы показания ртутного термометра Б получились выше, чем показания ртутного термометра В.

На основании материала наблюдений была определена средняя величина расхождения между показаниями ртутного термометра В и ртутным термометром Б.

При переменной облачности в дневные часы для оголенной площадки данные, полученные по термометру В с открытым резервуаром ниже, чем данные по термометру Б с присыпкой из песка в среднем на 13%.

Таким образом, данные, полученные по ртутному термометру со слоем песка вокруг резервуара (Б), занимают среднее положение между данными, полученными по термометрам сопротивления и ртутным термометром В (наполовину погруженным в почву).

Данные измерений температуры с помощью термометров А, Б, В, Г и термометра Савинова, установленного на глубине 1 см, могут нам дать некоторое представление о вертикальном распределении температуры в поверхностном слое (1 см) и приземном слое воздуха (2 см). На рис. 3 приведены графики, построенные по таким данным для различного состояния почвы.

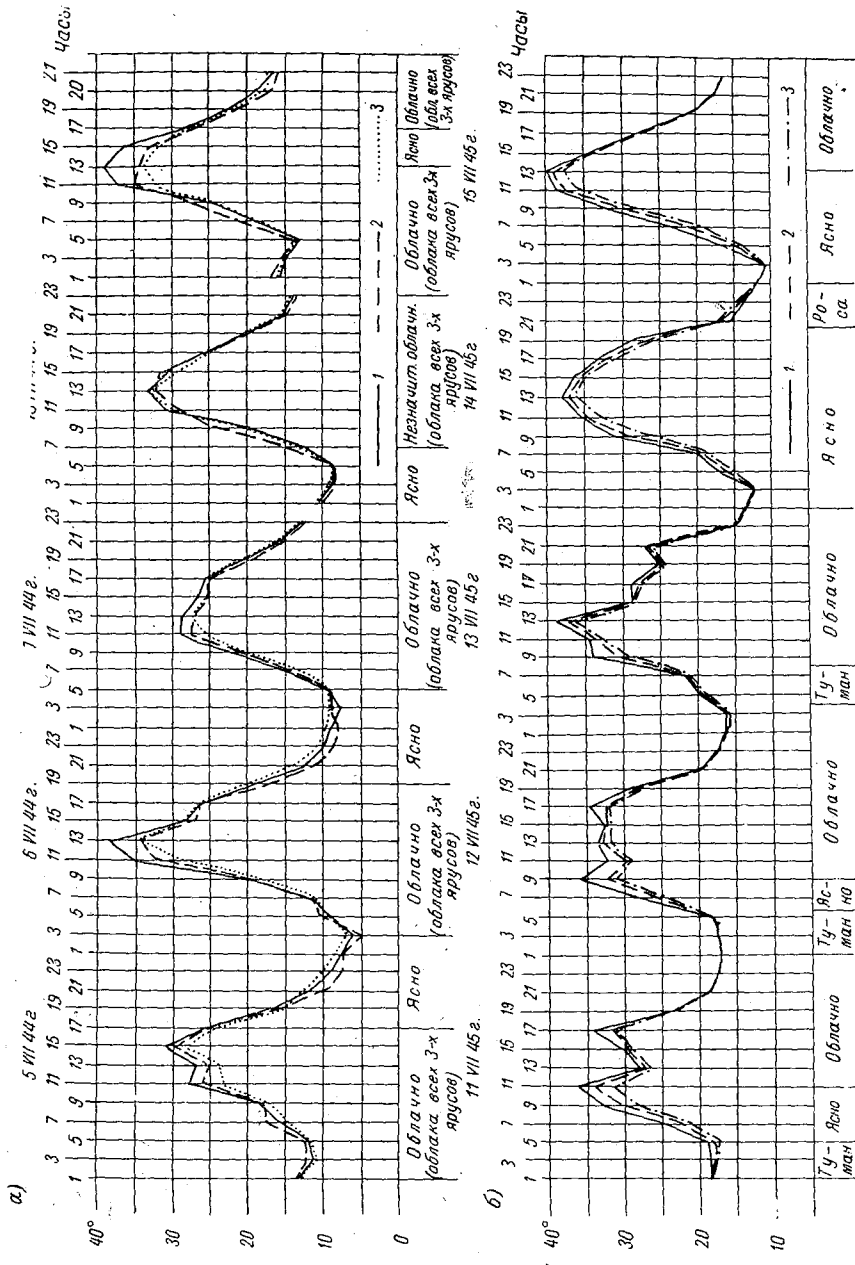


Рис. 2. График суточного хода температуры поверхности почвы.

1 — ртутный термометр, касающийся поверхности своей нижней гранью и имеющий вокруг резервуара слой песка в 1-2 мм; 2 — ртутный термометр, касающийся поверхности своей нижней гранью и имеющий вокруг резервуара слой песка толщиной в 1-2 мм; 3 — ртутный термометр, погруженный в почву.

Представленный на рисунке температурный разрез достаточно ясно характеризует различие в распределении температуры на поверхности почвы, зависящее от состояния подстилающей поверхности, времени суток и способа установки ртутного термометра.

Если сопоставить данные за 5/VII с данными за 17/VIII, полученными в обоих случаях при наличии сухой почвы, но при различном состоянии облачного покрова,

то можно видеть, как сказывается то или иное количество облаков на характер распределения показаний термометров.

Так, 5/VII, когда с 19 и до 7 час. небо то было полностью закрыто облаками, то становилось почти открытым, температура возрасла от 2 см

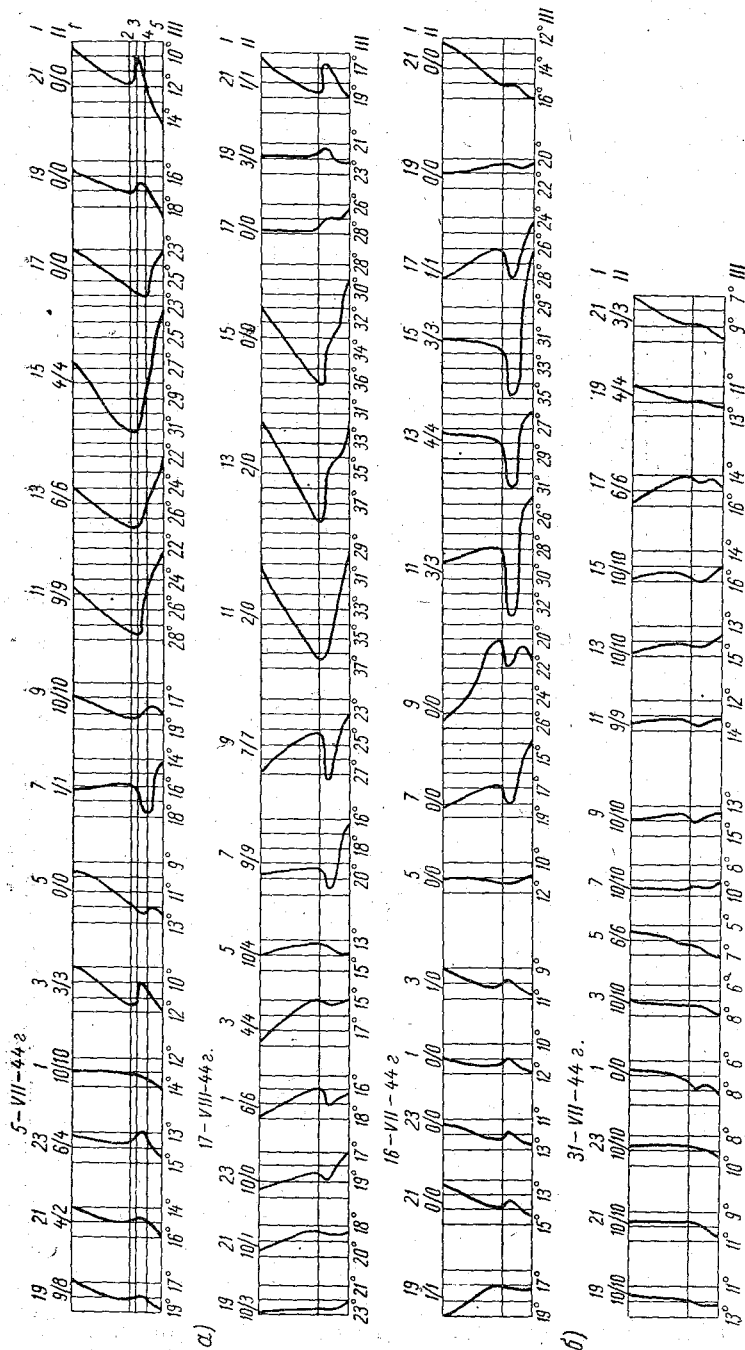


Рис. 3. Вертикальное распределение температуры от 2 см над поверхностью почвы до глубины в 1 см в оголенной почве (подпочва суглинистая).

а) почва сухая, б) почва влажная.
I — термометр на высоте 2 см над поверхностью почвы; 2 — термометр ртутный с присыпкой песка; 3 — термометр ртутный, наполовину погруженный в почву; 4 — термометр ртутный, погруженный в почву заподлицо; 5 — термометр Савинова на глубине 1 см. I — время наблюдения, II — облачность, III — температура.

поверхностью земли в глубину почвы, в то время как 17/VIII, когда за тот же период времени количество облачности почти все время было близко к 10 баллам, характер распределения температуры имел обратный ход. В течение остальной части суток 5/VII также наблюдался несколько иной характер распределения температуры, чем 17/VIII.

опоставление данных за 16 и 31/VII, полученных при одном и том же состоянии почвы, но при различном количестве облаков, указывает на неодинаковое распределение температуры.

Если днем 31/VII, когда наблюдалась облачность, близкая к сплошной, расхождение в показаниях между термометром на высоте 2 см и остальными термометрами не превышало $+1,0^{\circ}$, то 16/VII при наличии незначительной облачности расхождение между термометром на высоте 2 см и остальными термометрами было в два раза $\pm 5,0^{\circ}$.

Выводы

1. При пасмурной погоде в дневные и ночные часы показания напочвенных термометров сопротивления и ртутных термометров на поверхности, почвы близки друг к другу. При ясной погоде и незначительной облачности расхождения между показаниями термометрами достигали 10° .
2. При измерении температуры поверхности почвы термометрами сопротивления дает близкое значение к действительной температуре поверхности, почвы дает тот термометр, который имеет присыпку из песка толщиной в 1—2 мм.
3. Показания термометра сопротивления, лежащего на поверхности почвы, скрыто или имеющего поверх себя слой почвы в 1—2 мм, в дневное время выше, чем показания ртутного термометра при любой его установке на почве.
4. Показания ртутного термометра, касающегося поверхности почвы и имеющего круг резервуара слой почвы толщиной 1—2 мм, значительно ближе к показаниям термометра сопротивления, чем показания ртутного термометра, имеющего открытую установку.
5. При наличии сухой почвы в дневные часы при отсутствии сплошной облачности показания ртутного термометра, соприкасающегося с почвой и имеющего круг резервуара слой почвы 1—2 мм на 13% выше, чем показания ртутного термометра с открытым резервуаром, наполовину погруженного в почву.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абельс Г. Об измерении температуры поверхности земли. Метеорологический вестник, № 10, 1925.
2. Айзенштадт Б. А. Прибор для регистрации температуры поверхности почвы — напочвенный термограф. Труды ТГО, вып. 7 (8), 1952.
3. Александров Б. П. и Куртнер А. В. Радиационный метод определения температуры поверхности твердых, жидких и дисперсных сред. Журнал технической физики, т. VI, вып. 5, 1936.
4. Александров Б. П. и Куртнер А. В. Новый метод измерения эффективного излучения земной поверхности. Метеорология и гидрология, № 3, 1941.
5. Бастамов С. Наблюдения над температурой на поверхности различных почв. Метеорологический вестник, т. XXXI, 1921.
6. Гейгер Р. Климат приземного слоя воздуха. Сельхозгиз, М., 1931.
7. Лейст Э. О температуре почвы в Павловске. Приложение к XVI тому записок Академии наук, № 8, 1895.
8. Небольсин С. Об измерении температуры поверхностного слоя почвы. Метеорологический вестник, № 3, 1926.
9. Пенкевич М. С. Опыт определения температуры поверхности почвы с помощью безинерционных термометров. Известия ГГО, № 2, 1930.
10. Шенрок А. Измерение температуры поверхности почвы. Метеорологический вестник, № 6, 1926.

АКУСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Для измерения температуры воздуха в настоящее время пользуются методами основанными на применении различных термометрических тел. Эти методы достаточно просты и дают удовлетворительные результаты при измерениях в более или менее стационарных условиях, когда имеет место установившийся процесс теплообмена между термометрическим телом и окружающей его средой и когда влияние посторонних факторов на измерение можно легко учесть. Но существующие методы в сущности мало пригодны для измерений температуры воздуха в естественных условиях, так как термоприемник при этом подвергается воздействию различного рода физических процессов и явлений, происходящих в атмосфере. Особенно большие трудности встречаются при использовании обычных термометров в условиях свободной атмосферы, когда требуется перемещать термоприемник с большой скоростью и когда необходимо производить измерения температуры воздуха среды при наличии интенсивной прямой солнечной радиации.

Относительно большая термическая инерция термоприемников и действие на них солнечной радиации, влияние которой трудно учесть, создают значительные затруднения при температурном зондировании атмосферы выше 20—30 км. При измерении температуры с борта самолета возникают дополнительные трудности, вызываемые возможностью смачивания и обледенения термоприемника и дополнительным нагреванием его из-за трения о воздух. Отмеченные недостатки существующих термометров делают их мало пригодными для некоторых исследований, как например при детальном изучении микропульсаций температурного поля в различных слоях атмосферы и при измерении температуры воздуха с борта скоростного самолета.

В предлагаемой статье рассматривается метод измерения температуры в атмосфере без применения каких-либо термометрических тел. В этом методе температура воздуха определяется по изменению скорости распространения в нем ультразвуковых колебаний, возбуждаемых каким-либо излучателем и принимаемых на некотором небольшом расстоянии соответствующим звукоприемником. В основу метода положена известная зависимость скорости звука от температуры газовой среды, в которой он распространяется. В пределах применимости основных газовых законов к атмосферному воздуху и с учетом влияния ветра и влажности эта зависимость будет справедлива для реальной атмосферы и дает возможность измерять ее температуру с большой точностью. Использование ультразвука при этом дает возможность создать измерительный прибор, позволяющий измерять небольшие изменения скорости распространения ультразвука, вызываемые малейшими изменениями температуры исследуемой среды.

В литературе мы не встретили каких-либо подробных сведений по данному вопросу и работы по применению акустического метода измерения температуры в атмосфере, насколько нам известно, у нас не проводились.

Однако сама идея определения температуры в земной атмосфере по скорости звука не является новой и уже давно привлекает внимание исследователей скрупулезными в ней большими возможностями.

Ниже приводится краткое обоснование акустического метода и описывается ряд методов измерения температуры воздуха с помощью ультразвуковых установок.

ПРИНЦИП ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ГАЗОВОЙ СРЕДЫ АКУСТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Скорость звука в однородной газовой среде при достаточно малых амплитудах может быть весьма точно выражена уравнением Лапласа

$$C = \sqrt{\frac{P}{\rho} \gamma}, \quad (1)$$

где C — скорость распространения звуковых волн в среде, $\gamma = \frac{C_p}{C_v}$ — отношение молярных теплоемкостей для данного газа при постоянном давлении и при постоянном объеме, P — статическое давление и ρ — плотность газа.

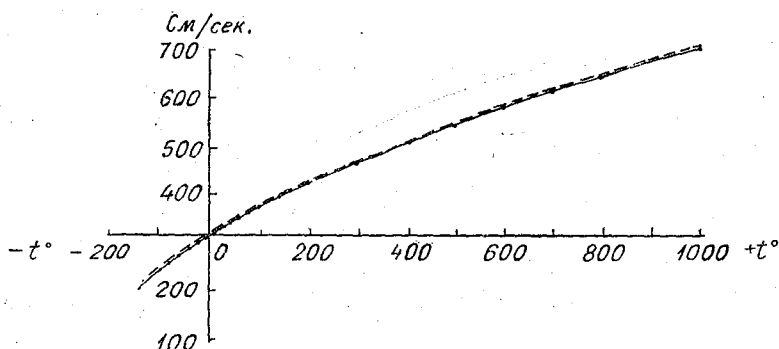


Рис. 1. График зависимости скорости звука от температуры.

Воспользовавшись уравнением состояния Менделеева—Клапейрона, этой формуле можно придать следующий вид:

$$C = C_0 \sqrt{1 + \alpha t}, \quad (2)$$

где t — температура, $\alpha = \frac{1}{273}$ — коэффициент объемного расширения газов, C_0 — скорость звука в сухом воздухе при 0° и нормальном давлении.

Произведя приближенное извлечение корня, имеем

$$C - C_0 \approx 0,61t. \quad (3)$$

Последнее выражение позволяет весьма просто, хотя и приближенно, находить температуру воздуха по изменению скорости распространения в нем акустических волн. Для точных измерений температуры таким способом необходимо пользоваться формулой (2), которая хорошо согласуется с экспериментальными данными, как это видно из графика, приведенного на рис. 1 [13].

Согласно представленному графику вычисленные по формуле (2) данные (сплошная кривая) хорошо соответствуют измеренным значениям скорости звука (пунктирная кривая) при температурах выше 0° ; при отрицательных температурах примерно до -100° , теоретические значения скорости звука также хорошо согласуются с данными опыта. При более низких температурах наблюдается расхождение, которое можно объяснить отклонением реальных газов (воздуха) от закона Менделеева—Клапейрона.

Однако это расхождение, как мы видим, лежит вне пределов диапазона температур (и давлений), с которым приходится иметь дело при температурном зондировании атмосферы ($\pm 70^\circ$), и в целях настоящей работы не играет особой роли.

Таким образом, измеряя скорость звука каким-либо способом, можно непосредственно определять и температуру воздуха.

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ УЛЬТРАЗВУКА И ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА АКУСТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ В УСЛОВИЯХ СВОДНОЙ АТМОСФЕРЫ

Для использования соотношения (1) в целях измерения температуры в атмосфере акустическим методом необходимо принимать во внимание некоторые особенности распространения ультразвука в воздухе и учитывать возможную зависимость упомянутого соотношения от других физических факторов, которые могут оказывать влияние на результаты измерения.

1. Влияние структуры воздушной среды на распространение ультразвуковых волн

Характерной особенностью ультраакустических источников является то, что они дают возможность получить узко направленное излучение в виде плоских волн. Такие волны могут быть получены, например, с помощью колеблющейся плоской пластинки, размеры которой значительно превосходят длину звуковой волны. В этом случае вся излучаемая звуковая энергия практически концентрируется в конусе, половина синуса угла раствора которого равна

$$\sin \alpha \leq 1,2 \frac{\lambda}{D},$$

где D — диаметр излучающей пластинки, λ — длина звуковой волны.

Эта особенность и большая частота колебаний во многих случаях облегчают измерения, производимые с помощью ультразвука. Но, с другой стороны, распространение ультразвука в газовой среде связано с повышенным поглощением излучаемой энергии, и в случае больших ультразвуковых частот или значительно разреженности газа приходится считаться с атомной структурой среды.

Помимо поглощения, обусловленного молекулярными процессами, вязкостью и теплопроводностью среды, в атмосфере может иметь место рассеяние звуковой энергии, вызываемое действием пульсаций поля скоростей ветра и поля температур. Ослабление звука при наличии указанных факторов, характеризующее флуктуациями уровня приемного сигнала, связано с образованием неоднородностей в распределении плотности, ведущих к расслоению атмосферы и скачкообразной изменчивости ее свойств. Если звуковая волна падает на поверхность раздела каких-либо двух слоев, различающихся по своим физическим свойствам, то она частично будет подвергаться отражению и преломлению подобно тому, как это происходит со световыми волнами, встречающими препятствия на своем пути.

В данном случае при малых длинах звуковых волн с большим правом применимы законы геометрической акустики, аналогичные законам геометрической оптики. Ослабление звука при этом будет зависеть от степени отражения звуковых лучей на границе разнородных слоев и относительных размеров волны и неоднородности (вихря, частиц и т. д.).

В теории отражения и преломления звука [1, 2] приводятся формулы и соотношения между амплитудами падающей, отраженной и преломленной волн для различных условий их распространения. Эти соотношения могут быть применимы для расчета отражения ультразвука как от поверхности каких-либо препятствий на пути луча, так и от поверхностей раздела различных неоднородностей в атмосфере. При турбулентном перемешивании подогреваемого (или охлаждаемого) воздуха, в котором распространяется звуковая волна, холодные и теплые слои могут распределяться самым различным образом и при неблагоприятных условиях, вызовут значительные возмущения ультразвукового поля. Подобные же возмущения вызываются и пульсациями поля скоростей ветра.

Можно показать, что отражение от теплого, холодного (или более влажного) воздуха в общем случае должно быть очень мало. Однако если подобные неоднородности встречаются много раз на пути звукового луча, то суммарный эффект может быть весьма заметным.

При наличии больших температурных градиентов отражение от нагретых (или юдных) слоев может оказаться настолько большим, что это приведет к заметным флуктуациям уровня приемного сигнала.

Отражение звука также увеличивается с увеличением размеров препятствия (неоднородностей) по сравнению с длиной волны, вызывая значительное рассеяние звуковой энергии. Когда неоднородности имеют размеры того же порядка, что и длина звуковой волны, влияние их становится особенно заметным ввиду возникающих при этом разнообразных и сложных явлений интерференции.

Таким образом, наиболее заметное влияние на распространение звука в реальной атмосфере при резко выраженном турбулентном ее состоянии могут оказывать неоднородности (вихри), которые имеют размеры, сравнимые (или больше) длиной излучаемой волны.

Рассеяние акустической энергии такими неоднородностями, по видимому, является весьма значительным фактором, вызывающим ослабление звука в атмосфере. Однако с количественной стороны этот вопрос еще мало изучен и для решения конкретных вопросов (например, выбора диапазона применяемых частот звука и др.) требует постановки специальных теоретических и экспериментальных исследований.

Из сказанного следует, что предельная частота применяемых ультразвуков не должна быть слишком высокой.

2. Влияние атмосферного давления на измерение температуры

Скорость звука, согласно уравнению Лапласа, определяется отношением $\frac{P}{\rho}$.

Учитывая основную область применения метода, оценим возможное влияние изменения этих величин с изменением высоты измерения над поверхностью земли.

Известно, что до тех высот, пока к атмосферному воздуху с достаточной для практики точностью применимы основные газовые законы, можно дать общий закон убывания с высотой давления и плотности

и, следовательно, отношение $\frac{P}{\rho}$ можно считать постоянным и скорость звука не зависящей от давления.

Отступление атмосферного воздуха от основных газовых законов имеет место как при слишком большом, так и при слишком малом давлении (по сравнению с нормальным атмосферным).

В газах, подверженных повышенному давлению, скорость звука может значительно отличаться от вычисленной по формуле (2). Однако при давлении, близком к нормальному атмосферному давлению, изменения скорости звука невелики. Подсчеты показывают, что с изменением атмосферного давления на 1 мм ртутного столба (при упругости водяного пара около 7 мм) скорость звука изменяется приблизительно на 0,0005 м/сек. Таким образом, влияние даже сравнительно больших изменений атмосферного давления на скорость звука будет ничтожно.

Несколько иная картина будет при слишком малом атмосферном давлении, какое имеет место в более высоких слоях атмосферы. Здесь воздух сильно разрежен и, уже начиная с 40—50 км, давление асимптотически приближается к нулю.

В. Н. Столетовым были поставлены опыты по измерению скорости звука при малых давлениях. Он нашел, что скорость звука при значительном уменьшении давления начинает несколько возрастать. Это подтверждается и другими исследователями. На рис. 2 показан график зависимости скорости звука от давления,

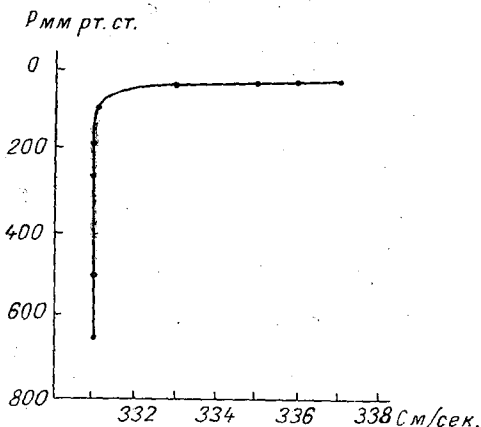


Рис. 2. График зависимости скорости звука от давления.

составленный на основании экспериментальных данных, проведенных с сухим воздухом на частоте звука 970 кГц и при температуре 0° [12].

Эти данные показывают, что скорость звука остается постоянной в очень большом интервале давлений и начинает заметно изменяться лишь при давлении 20—25 мм, что соответствует высотам над уровнем поверхности земли в 25—30 км. Это обстоятельство может ограничить применение акустического метода для точных измерений температуры на больших высотах, если не вводить в формулу поправку на давление. Практически метод может быть применен до высот порядка 40—50 км, так как выше этого предела звуковое давление от достаточно интенсивного источника звука может составлять уже заметную долю окружающей давления и скорость звука становится функцией этого давления.

3. Влияние ветра на скорость звука и измерения с движущейся системой

Ветер оказывает наибольшее влияние на скорость распространения звука, когда его направление совпадает с направлением звукового луча или противоположно ему. Это следует из сложения скоростей.

Результирующая скорость звука с достаточной точностью определяется выражением

$$C = C_0 + u \cos \alpha,$$

где α — угол между вектором скорости звука в неподвижном воздухе C_0 и вектором скорости ветра u .

Очевидно, аналогичный результат будет получен и при измерениях с движущейся акустической системой (например, при установке ее на самолете).

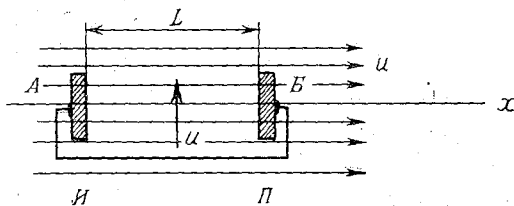


Рис. 3.

Для ослабления влияния на результат измерения движения среды и прибора можно применить специальный метод отсчета скорости ультразвука по изменению частоты ультразвукового сигнала в приемнике, что дает возможность исключить эффект Доплера. Поясним это подробнее.

Если излучатель И и приемник П (рис. 3) помещены в движущуюся среду,

или, что одно и то же, они как-то перемещаются в неподвижной среде, то частота колебаний в точке приема f_n в общем случае может отличаться от частоты f_n излучателя. Это явление, как известно, носит название эффекта Доплера. Допустим, что звукоприемник удаляется от неподвижного источника со скоростью u . Это эквивалентно тому, как если бы волны проходили мимо звукоприемника со скоростью, равной разности скоростей звука C и скорости движения u ; поэтому число воспринятых в единицу времени колебаний окажется меньше, чем в случае неподвижного приемника, и будет равно

$$f'_n = \frac{C - u}{\lambda} = \left(1 - \frac{u}{C}\right) f_n.$$

Допустим теперь, что источник И приближается к неподвижному приемнику П с той же скоростью u . Так как за время одного колебания источник пройдет в направлении движения волны путь uT (рис. 4, а), то длина волны окажется равной $\lambda' = \lambda - uT$. Отсюда частота колебаний в точке приема увеличится вследствие укорочения волны и будет равна

$$f''_n = \frac{C}{\lambda'} = \frac{1}{1 - \frac{u}{C}} f_n = \frac{1 + \frac{u}{C}}{1 - \left(\frac{u}{C}\right)^2} f_n.$$

Если источник удаляется от приемника, то произойдет увеличение длины волны на величину $\Delta\lambda$ (рис. 4, б) и частота колебаний в точке приема соответственно уменьшится.

Легко видеть, что при любых встречающихся в природе скоростях ветра, также при скоростях перемещения источника, не превышающих 300—400 км/час, отношение $\left(\frac{u}{c}\right)^2 \ll 1$. При выполнении этого условия частота колебаний приемка будет равна

$$f'' = \left(1 + \frac{u}{c}\right) f_i.$$

Сравнивая это выражение с выражением для f_n' , видим, что частота колебаний точке приема увеличилась на такую же величину, на какую она уменьшилась предыдущем случае при движении приемника. В общем случае, если излучатель и приемник движутся относительно среды в одну и ту же сторону со скоростью u , или сама среда перемещается с той же скоростью относительно неподвижных излучателя и приемника (или то и другое вместе), то в результате действия двух рассмотренных факторов частота звука в точке приема остается неизменной, т. е. при принятых условиях частота звука не зависит от относительного движения среды и прибора.

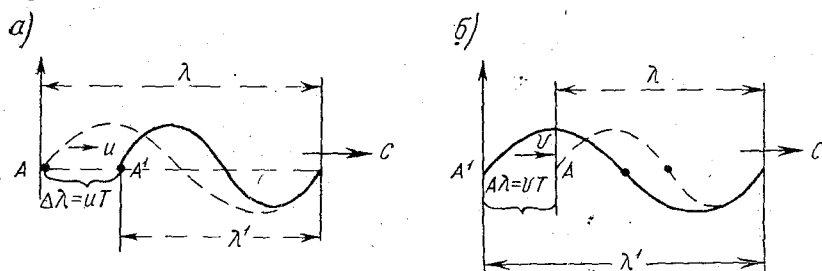


Рис. 4. Изменение акустической волны при движении излучателя.

Следовательно, чтобы устранить влияние ветра и иметь возможность производить измерения температуры в атмосфере с быстро движущейся акустической системой, в качестве измеряемой переменной электрической схемы следует выбирать частоту звука f . При этом необходимо соблюдать условие $\left(\frac{u}{c}\right)^2 \ll 1$, а фиксированное расстояние между излучателем и приемником нужно брать небольшим, чтобы скорость движения воздушного потока на всем его протяжении не могла заметно меняться при измерении.

Кроме указанного метода, влияния ветра на измерение можно избежать, выпустив прибор в свободный полет на резиновой оболочке или сбрасывая его на парашюте с самолета, так как во время полета прибор в этих случаях следует за направлением ветра. Влияние движения среды и прибора также устраняется, если воздушный поток направить перпендикулярно направлению звукового луча.

4. Влияние влажности воздуха

Скорость звука во влажном воздухе также может несколько изменяться в зависимости от изменения количества водяных паров, так как при этом будет изменяться плотность воздуха ρ и коэффициент γ .

Зависимость скорости звука от влажности может быть выражена простой формулой

$$c \simeq c_0 \sqrt{\frac{T}{273} \left[1 + 0,275 \frac{e}{p}\right]}.$$

Вводя понятие виртуальной акустической температуры $T_v = T \left[1 + 0,275 \frac{e}{p}\right]$, можно написать

$$c = c_0 \sqrt{\frac{T_v}{273}} = c_0 \sqrt{1 + \alpha t_v}.$$

Это выражение подобно выражению (2) для C в сухом воздухе. Следовательно, если производить измерение скорости звука во влажном воздухе для определенной температуры по формуле для сухого воздуха (2), то мы находим лишь виртуальную акустическую температуру.

Для определения истинной температуры нужно ввести поправку. Так как максимальная абсолютная влажность зависит от температуры, увеличиваясь с увеличением последней, то наибольшую поправку, очевидно, нужно будет вводить при высоких температурах. Так, при температуре 30° ($T=303^\circ$) и $P=750$ мм

$T_B = T + 83 \frac{e}{P}$, или, переходя к столбчатой шкале,

$$t_B = t + 0,1e,$$

т. е. поправка в этих условиях не больше

$$\Delta t = -0,1e.$$

Так, например, для $e=7$ мм $\Delta t=0,7^\circ$, для $e=20$ мм $\Delta t=2^\circ$

При более низких температурах и более высоких давлениях поправка на влажность будет значительно меньше. Для умерен-

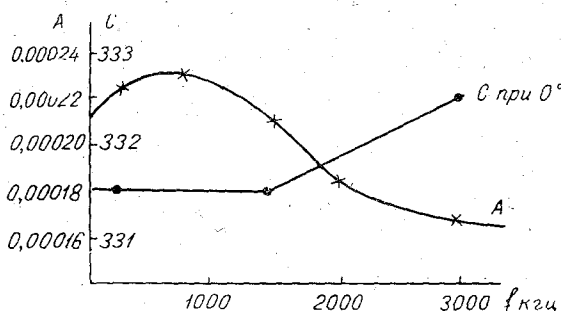


Рис. 5. Зависимость скорости ультразвука от частоты в сухом (C) и влажном (A) воздухе.

ных широт она чаще всего не превышает несколько долей градуса, а зимой может доходить даже до сотых долей градуса.

Для свободной атмосферы поправки будут зависеть от характера распределения влажности с высотой.

Принимая во внимание средние значения упругости водяного пара на различных высотах для умеренных широт, можно подсчитать, что поправки Δt по высоте будут следующего порядка:

h , км	0	0,5	1	2	3	4	5	6	7	8
Δt , град.	0,7	0,55	0,45	0,31	0,2	0,12	0,066	0,03	0,017	0,008

Отсюда видно, что до высоты 0,5 км измерение температуры можно производить без введения поправок с точностью не более чем до 1° ; до высоты 3 км — не более чем $0,5^\circ$; до высоты 4 км — не более чем $0,2^\circ$ и выше 4 км влияние влажности можно не учитывать и измерение производить с точностью $\pm 0,1^\circ$ и больше.

Для скорости звука во влажном воздухе с учетом максимальной поправки после приближенного извлечения корня имеем

$$C = C_0 + 0,61t + 0,07e.$$

Как видим, при изменении упругости водяного пара e на 1 мм C изменяется на 0,07 м/сек., при изменении на 7 мм — на 0,5 м/сек. Расчетные значения скорости ультразвука во влажном воздухе близки к экспериментальным данным. Так, в работах Иши [10], который исследовал вопрос о скорости ультразвука в сухом и влажном воздухе, при постоянной температуре на частоте 750 кГц была получена эмпирическая формула

$$C = C_0 (1 + 0,00023e) \simeq C_0 + 0,073e.$$

Измерения, проведенные им на различных ультразвуковых частотах, показали, что влияние влажности на скорость звука с увеличением частоты сначала несколько растет, а затем после 1000 кГц быстро уменьшается. Указанная зависимость изображена на графике (рис. 5), где по оси Y отложен коэффициент при e (на графике обозначен через A), а по оси X — частота звука.

Одновременно этим же автором для сухого воздуха было обнаружено возрастание скорости с частотой после 1000 кГц (дисперсия). Эта зависимость также изображена на рис. 5. Однако ниже 1000 кГц дисперсия не была обнаружена; лишь при 3000 кГц отклонение скорости звука доходило до $0,3\%$, т. е. примерно до 1 м/сек.

СХЕМЫ АКУСТИЧЕСКОГО ТЕРМОМЕТРА

1. Некоторые предварительные опыты

Для определения температуры воздуха акустическим методом необходимо при-
 ить специальное приемно-отправительное и измерительное устройство, которое
 и достаточно эффективной работе преобразователей звука обеспечило бы авто-
 тическое, без непосредственного участия экспериментатора, простое и вместе
 тем надежное измерение весьма малых изменений скорости ультразвука. Изме-
 гельное устройство при сравнительно несложной схеме и небольшом расстоянии
 жду излучателем и приемником ($L = 12 - 30$ см) должно обладать чувстви-
 тельностью не менее $0,05^\circ$ при измерениях микропульсаций температуры и не менее
 3° при измерениях температуры в ши-
 ком диапазоне (от $+30$ до -70°). По-
 зания прибора при этом, по возможно-
 и, не должны зависеть от условий изме-
 ния. Так как преобразователи звука в
 инном случае должны быть не чувстви-
 льны к механическим воздействиям
 ибрации, попаданию капель влаги), то
 ни должны быть жестко укреплены в дер-
 ателях, иметь большое затухание, а
 акже обладать простотой устройства и
 высокой стабильностью своих свойств.
 Необходимо также стремиться к умень-
 шению габаритов системы с тем, чтобы
 в дальнейшем с таким устройством можно
 ыло производить измерения не только
 в стационарных условиях, но и осуще-
 ствлять температурное зондирование атмо-
 сферы, устанавливая его на самолете,
 аэростате или просто выпуская в свобод-
 ный полет на резиновой оболочке или
 стратостате.

При практическом осуществлении
 устройства акустического термометра
 основная трудность заключается в подыс-
 кании подходящего способа измерения
 скорости ультразвука. Описанные в литературе системы применялись для решения
 конкретных задач в лабораторных условиях и для целей исследования атмо-
 сферы не пригодны.

На основании анализа существующих конструкций и современных методов
 ультраакустических измерений [3, 4, 5, 6, 7, 8, 9] мы пришли к выводу, что
 в данном случае целесообразнее всего применить пьезоэлектрические излучатели
 и приемники и в основу схемы акустического термометра положить наиболее
 перспективные импульсные, частотные и фазовые методы.

Ввиду специфики и новизны вопроса нами были проделаны предварительные
 опыты по исследованию эффективности излучения и приема некоторых пьезо-
 электрических пластин в воздухе при жестком креплении их в специально скон-
 струированных держателях, которые позволяли подбирать величину демпфирования
 и в некоторых пределах регулировать затухание кристалла.

Испытывались различной формы кристаллы кварца и керамики из титаната
 бария, выполненные на частоту 1000 кГц. Эффективность излучения пьезоэлектри-
 ческих пластин сравнивалась по высоте масляного фонтанчика при погружении
 пластин в масляную ванну. Таким образом, удалось отобрать достаточно удовле-
 творительные пластины круглой формы для кварца диаметром 4 см и титаната
 бария диаметром 2 см. В дальнейшем титанат бария использовался только как

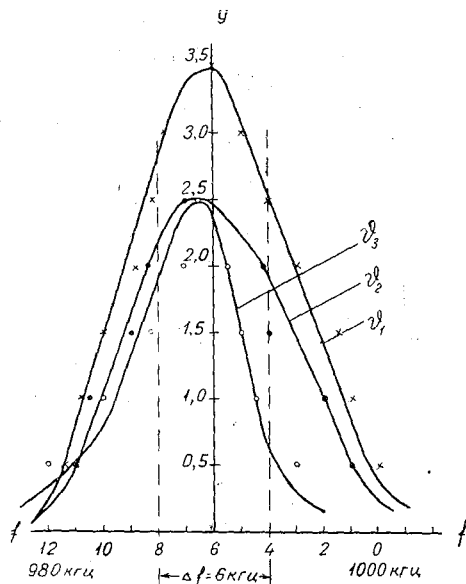


Рис. 6. Резонансные кривые системы при различных значениях декремента затухания пьезоэлектрических пластин.

излучатель, так как применение его в качестве звукоприемника на заданной частоте в 1000 кГц оказалось нерациональным из-за значительных в нем электрических потерь.

Далее с помощью специально разработанной аппаратуры исследовались резонансные свойства выбранных пластин в условиях повышенного демпфирования. Результаты исследований (рис. 6) показали, что выбранные пластинки кварца титаната бария могут эффективно работать в воздухе при значительном затухании (логарифмический декремент затухания $\delta = 10^{-2}$) и при довольно большом расстоянии L между излучателем и приемником для заданной звуковой частоты. При мощности электрического генератора, не превышающей 1—2 Вт, и расстоянии между пластинами L , равном 25 см, величина входного сигнала приемного устройства составляла 0,5—1 мВ. При этом, как видно из резонансных кривых (рис. 6) полоса пропускаемых частот системы доходила до величины Δf , равном 5—6 кГц. При небольшой расстройке собственных частот пластин (4—5 кГц) полосу пропускания системы можно еще более расширить без заметного снижения к. п. д. преобразования звука.

На базе проведенных опытов в дальнейшем была произведена экспериментальная проверка принятой методики измерений, что позволило выбрать следующие три возможные схемы термометра.

2. Импульсная схема акустического термометра

Измерение температуры воздуха импульсным методом можно осуществить следующим образом (рис. 7).

С помощью пьезоэлектрического кристалла 1, возбуждаемого импульсным генератором 7, в атмосферу излучаются короткие ультразвуковые импульсы, которые по форме представляют собой пакеты затухающих синусоидальных волн. Эти импульсы распространяются на фиксированное расстояние в 20—40 см и принимаются другим таким же кристаллом 2, частота собственных колебаний которого выбирается по возможности близкой к собственной частоте пьезоэлектрического излучателя.

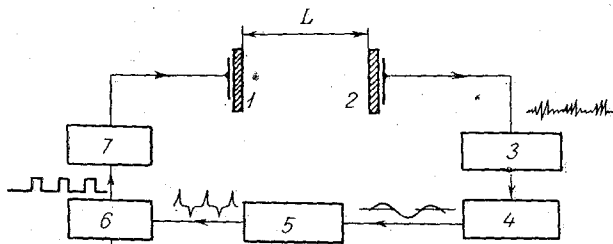


Рис. 7. Импульсная схема акустического термометра.

Благодаря обратимости пьезоэффекта, приемным кристаллом воспроизводятся точно такие же пакеты затухающих синусоидальных волн слабого напряжения. После необходимого усиления этот сигнал подается на детектор и высокочастотный фильтр 4, на выходе которого воспроизводится огибающая всей цепочки ультразвуковых импульсов. Огибающая каждого импульса затем может быть превращена в острый импульс напряжения, который по кабелю подается обратно на импульсный генератор и вызывает новый импульс, возбуждающий излучающий кристалл. Таким образом, каждый импульс, посланный излучателем, пройдя фиксированное расстояние со скоростью, определяемой температурой воздушного промежутка, дает начало новому импульсу. Интервал между импульсами определяется временем пробега ультразвукового импульса, которое является функцией фиксированного расстояния L и скорости звука, и временем, необходимым для прохождения электрического импульса (последнее практически не меняется).

Подсчетом легко можно показать, что при фиксированном расстоянии около 40 см время пробега ультразвукового импульса при изменении температуры воздуха от 0 до 100°, согласно уравнению (4), изменяется от 1000 до 1200 мксек., в то время как время задержки схемы (постоянная величина) будет не более 30 мксек.

Так как импульсы генерируются последовательно и непрерывно, то можно сказать, что они имеют частоту повторения, которая численно равна обратной величине времени пробега импульса по звуковому и электрическому каналу, т. е.

$$F_{\text{и}} = \frac{1}{\tau},$$

е

$$\tau = t_{\text{зв}} + t_{\text{эл}}.$$

Соотношение между частотой $F_{\text{и}}$, фиксированным расстоянием и скоростью звука будет

$$\tau = \frac{1}{F_{\text{и}}} = \frac{L}{C} + \tau_0,$$

где τ_0 — постоянная времени схемы.

Как видим, частота посылок импульсов измеряется скоростью ультразвука, следовательно, температурой среды.

При изменении температуры, например, в пределах $0-100^\circ$ частота повторения импульсов, как легко видеть, будет меняться от 1000 до 800 гц. Чтобы получить изменение частоты от нуля герц, можно применить гетеродинирование, тогда $F_{\text{и}} = 0-200$ гц.

Чувствительность установки при этом будет равна $\frac{200}{100} = 2$ импульс/градус.

Если считать возможным отсчитывать каждый импульс, то максимальная точность измерения будет не более $0,5^\circ$. Дальнейшее повышение чувствительности можно осуществить путем увеличения мощности генератора и расстояния L , но это приведет к увеличению габаритов устройства. Если полученными импульсами модулировать радиопередатчик, то данные температуры могут легко передаваться на расстояние и там расшифровываться. Преимуществом импульсной схемы измерения является возможность получения достаточно большой мгновенной мощности излучения при весьма умеренной средней электрической мощности питающего генератора, а также нечувствительность приемного устройства к радиопомехам и наводкам.

3. Фазовая схема акустического термометра

В основу фазовой схемы термометра положен метод измерения изменений фазы ультразвука, вызванных изменениями температуры среды. Измерение производится с помощью особого суммирующего устройства — фазометра 5, к которому подводятся сигналы от ультразвукового генератора 4 и с выхода звукоприемника 3.

Работа схемы ясна из рис. 8. Чувствительность и диапазон измерений схемы могут быть определены из следующих соображений.

В некоторый начальный момент времени при температуре t_0 и частоте колебаний $f = \frac{C}{\lambda}$ число волн, уложившихся на расстоянии L между излучателем и приемником, будет равно

$$N = \frac{L}{\lambda} = \frac{Lf}{C} = \frac{Lf}{C_0 \sqrt{1 + \alpha t}}.$$

При изменении температуры воздуха на бесконечно малую величину dt элементарное изменение фазы будет найдено дифференцированием полученного выражения, а именно

$$dN = -\frac{1}{2} \frac{Lf}{C_0} (1 + \alpha t)^{-\frac{3}{2}} \alpha dt.$$

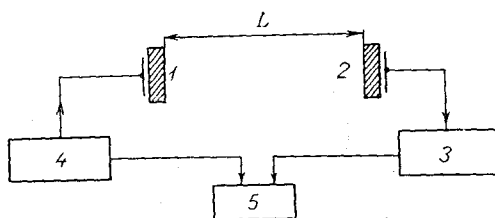


Рис. 8. Фазовая схема акустического термометра.

Если за начальную температуру взять $t=0^\circ$, то выражение упростится:

$$dN = \frac{Lf}{2C_0T} dt,$$

где $T = \frac{1}{\alpha}$.

Заменяя бесконечно малые величины конечными, для разности фаз имеем

$$\Delta N = \frac{Lf}{2C_0T} \Delta t$$

или в градусах

$$\Delta \varphi = 180^\circ \frac{Lf}{C_0T} \Delta t.$$

Эти выражения показывают, что изменение разности фаз ультразвука на входе и выходе системы пропорционально изменению температуры воздуха Δt .

Очевидно, что для получения возможности измерения наименьших изменений температуры необходимо увеличивать значение коэффициента $\frac{Lf}{C_0T}$, т. е. повышать частоту f и расстояние L между пластинами. Выбор же достаточно больших величин f и L определяется шириной диапазона измеряемых температур.

Для максимального диапазона при $\Delta f_{\max} = 180^\circ$ величина измеряемого изменения температуры будет равна

$$\Delta t_{\max} = \frac{C_0T}{Lf}.$$

Минимальная величина изменения температуры, которую можно будет измерить, зависит от величины амплитуд сравниваемых сигналов, т. е. от абсолютной величины результирующего сигнала, а значит и от чувствительности измерительного прибора.

Амплитуда результирующего сигнала может быть представлена выражением

$$I_p = I \sqrt{(1 - \cos \Delta \varphi)^2 + \sin^2 \Delta \varphi} = 2I \sin \frac{\Delta \varphi}{2}.$$

Подставляя вместо $\Delta \varphi$ его значение в градусах, получим

$$I_p = 2I \sin \left(\frac{90Lf}{C_0T} \Delta t \right).$$

Если принять, что заметное изменение показаний в начале шкалы соответствует 1% от длины шкалы, то соответствующее этому показанию изменение температуры $\Delta t_{\min}$ будет найдено из выражения

$$0,01 I_p = 0,01 \cdot 2I \sin \frac{\Delta \varphi_{\max}}{2} = 2I \sin \left(\frac{90Lf}{C_0T} \Delta t_{\min} \right).$$

Для $\Delta \varphi_{\max} = 180^\circ$ получим

$$\frac{90Lf}{C_0T} \Delta t_{\min} \approx 0,6^\circ,$$

откуда

$$\Delta t_{\min} = \frac{0,6 C_0T}{90Lf}.$$

Подставляя в найденные выражения для $\Delta t_{\max}$ и $\Delta t_{\min}$ ориентировочно принятые значения L в пределах 12—25 см и $f = 1000$ кгц, найдем для $L = 12$ см, $\Delta t_{\max} \approx 0,7^\circ$; $\Delta t_{\min} \approx 0,005^\circ$; для $L = 25$ см, $\Delta t_{\max} \approx 0,4^\circ$, $\Delta t_{\min} \approx 0,003^\circ$.

Полученные величины показывают, что фазовый метод может дать возможность однозначно отмечать малейшие изменения температуры исследуемой среды, если изменения не превышают нескольких долей градуса, как например это имеет место при микроколебаниях температуры на различных уровнях в свободной атмосфере. Для расширения диапазона измерений в несколько десятков градусов и принятых значениях $L = 12 - 25$ см необходимо уменьшать частоту ультразвука f .

4. Схема акустического термометра с частотно-модулированным звуком

В схеме с частотно-модулированным звуком (рис. 9) в воздух излучаются ультразвуковые колебания, частота которых непрерывно изменяется вблизи своего среднего значения. Изменение частоты осуществляется с помощью вращающегося конденсатора переменной емкости или специальной ламповой схемы в блоке электрического генератора 1. Частотно-модулированные колебания с выхода генератора 1 подаются одновременно на электроды пьезоэлектрического излучателя 2 с помощью катушки связи на вход приемного устройства 5, к которому подводится также сигнал от пьезоэлектрического звукоприемника 4.

Ввиду того что частота ультразвука непрерывно изменяется, а упругие колебания требуют конечного времени распространения в исследуемой области 3, то в любой момент времени частоты в точках излучения и приема будут различными.

Разность частот $f_1 - f_2 = \Delta f$ после усиления регистрируется специальной электрической схемой 6. При неизменном расстоянии между пластинами 2 и 4 измеряемая разность частот будет пропорциональна скорости ультразвука, а значит и температуре воздуха. Для измерения разности частот Δf можно сложить и продетектировать частотно-модулированные сигналы на входе и выходе звукового канала.

Этот метод измерения был применен для определения скорости протекания физико-химических реакций в жидкостях [4], а также для создания морского эхолота [11]. Однако при таком способе измерения необходимо производить довольно глубокую модуляцию, что связано с усложнением схемы модулятора и ограничивается резонансными свойствами пьезоэлектрических пластин. В данном случае, учитывая остроту резонансных характеристик пьезоэлектрических преобразователей, работающих в воздухе, для измерения разности частот ультразвука на входе и выходе канала целесообразнее было бы выделять в приемном устройстве низкочастотный сигнал модуляции ($5 \div 6$ кГц) и с помощью обычного фазометра сравнивать его с модулирующим сигналом задающего устройства. Тогда по величине фазового сдвига сравниваемых сигналов можно судить о температуре исследуемого объема воздуха. Чувствительность и диапазон измерений схемы при этом могут быть определены из вышеприведенных формул для фазовой схемы термометра. Так, при частоте модулирующего сигнала $F_m = 5$ кГц и $L = 25$ см чувствительность измерений будет равна $\Delta t_{\min} = 0,5$, а максимальная измеряемая величина температуры порядка 50° .

После выбора измерительных схем можно дать их сравнительную оценку и указать пути использования. Фазовая схема термометра может обеспечить максимальную чувствительность к изменениям температуры, достигающую до тысячных долей градуса, но диапазон измерений при этом не превышает нескольких градусов или даже долей градуса. Поэтому метод наиболее удобен для записи микропульсаций температуры. Схема фазового метода довольно проста, однако для измерений температуры в больших пределах приходится идти по пути усложнения аппаратуры и снижения чувствительности измерения.

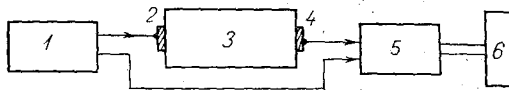


Рис. 9. Схема акустического термометра с частотно-модулированным звуком.

Для сравнительно грубых измерений температуры в широком диапазоне удобны импульсная и частотная схемы. Так как в основу схемы с частотно-модулированным звуком положен метод сравнения частоты звука на входе и выходе системы то эта схема содержит в себе возможность устранить влияние ветра на измерения

Выводы

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Температуру сухого воздуха можно точно определять по изменению скорости распространения в нем акустических колебаний согласно формуле

$$C = C_0 \sqrt{1 + \alpha t}.$$

2. При определении температуры влажного воздуха по этой же формуле находится виртуальная акустическая температура, которая при небольших значениях влажности воздуха ($e \leq 10$ мм) очень мало отличается от истинной температуры.

3. При большей влажности воздуха ($e \geq 10$ мм) точное определение температуры по приведенной формуле возможно лишь с учетом поправки на влажность.

4. При измерениях температуры в свободной атмосфере акустическим методом влиянием влажности можно пренебречь, начиная примерно с высоты 4 км от поверхности земли, и измерения производить с точностью $0,1^\circ$ и выше.

5. Максимальная высота температурного зондирования атмосферы акустическим методом без введения поправки на изменение атмосферного давления не должна превышать 40—50 км.

6. Влияние ветра на результаты измерения можно исключить при небольшом расстоянии между излучателем и приемником путем применения специального метода отсчета скорости звука по изменению частоты колебаний, а также сбрасывая прибор на парашюте с какой-либо высоты или поднимая его с помощью резиновой оболочки, наполненной водородом.

В заключение отметим те основные преимущества, которыми обладает акустический метод измерения по сравнению с обычными термометрическими устройствами, применяемыми при метеорологических измерениях.

Самое главное из этих преимуществ заключается в почти полной нечувствительности акустического метода к влиянию солнечной радиации.

Благодаря этому преимуществу акустический метод может служить весьма ценным средством для детального исследования термической структуры атмосферы.

Второе важное преимущество акустического метода заключается в его исключительно малой инерции, что объясняется в основном отсутствием термометрического тела как промежуточного элемента в измерении.

Инерция акустического термометра характеризуется временем прохождения звука от излучателя к приемнику и при небольшом расстоянии между ними (в нашем случае расстояние равно 25 мм), определяется величиной порядка 10^{-3} сек.

Таким образом, акустический метод чрезвычайно удобен для измерения температуры, меняющейся в широких пределах за небольшие отрезки времени. Эта особенность метода делает его исключительно ценным при использовании для температурного зондирования атмосферы, особенно при повышенной скорости перемещения измерительного прибора, а также для изучения микропульсаций температурного поля в атмосфере.

Третье большое преимущество метода состоит в том, что с его помощью можно получать сразу пространственно осредненные показания температуры, не прибегая к серии наблюдений и обработке данных. Все неоднородности в распределении температуры, которая может изменяться от точки к точке в исследуемом слое воздуха, заключенном между излучателем и приемником звука осредняются, и температура, измеренная акустическим термометром, будет представлять среднюю температуру для всего исследуемого слоя. Осреднение, конечно, нельзя считать абсолютно не зависящим от времени, так как скорость звука не бесконечна, но интервал времени, в течение которого происходит осреднение, настолько мал

сравнению с быстротой местных температурных флюктуаций поля, что измерение можно практически рассматривать как осредненное для отдельного момента времени.

Кроме указанных основных особенностей акустический метод может иметь и другие специальных преимуществ, как, например, удобство телепередачи данных, возможность непрерывно и автоматически производить запись какого-либо плового процесса, возможность производить измерения, не нарушая структуры исследуемой среды, и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блохинцев Д. И. Акустика неоднородной движущейся среды. Гостехиздат, Л., 1946.
2. Рэлей Д. Ж. Теория звука, т. II, Гостехиздат, М.—Л., 1944.
3. Кудрявцев Б. Б. Применение ультраакустических методов в практике физико-химических исследований, ГТТИ, М.—Л., 1952.
4. Соколов С. Я. Ультразвук и его применение. Журнал технической физики, т. XXI, вып. 8, 1951.
5. Шубников А. В. Кварц и его применение, М.—Л., 1940.
6. Мотулевич Г. П., Фабелинский П. Л. Исследование акустического излучения титаната бария. Журнал экспериментально-теоретической физики, т. 25, вып. 5 (II), 1953.
7. Красильников В. А. О флюктуациях фазы ультразвуковых волн при их распространении в приземном слое воздуха. Доклады Академии наук СССР, новая серия, т. XXXVIII, № 4, 1953.
8. Barrett E. W., Suomi V. E. Preliminary report of temperature measurement by Sonic means. Journal of Meteorologie, v. 6, № 4, 1949.
9. Telfair, Pielemeier. An improved apparatus for Supersonic Velocity and absorption measur. Review of the Scientific Instrument, v. 13, p. 122, 1942.
10. Ishii Ch. Supersonic Velocity in gases. Especially in dry and humid air. Scientific Papers Institute of Physical and chemical Research., Tokyo, 26, 201—207, 1935.
11. Matsuo S. Investigation of direct reading depth meter for „Pilotage“, using a new ultrasonic Sounding Principle. The Hydrographie Review, mai 1938.
12. Boyer R. A. Supersonic Velocity in gases by low pressures. Journal Acoustic Soc. Amer., v. 23, N 2, 1951.
13. Handbuch der Physick, B. VIII, Kap. IX.

ПСИХРОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ГРАДИЕНТОВ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

В настоящее время основными измерителями вертикальных градиентов влажности воздуха являются аспирационные психрометры с ртутно-стеклянными термометрами. Однако, как будет показано ниже, их точность совершенно недостаточна для измерения градиентов влажности при срочных наблюдениях.

В статье дается описание разработанного авторами электрического измерителя градиентов температуры и влажности воздуха (термогигроградиентомера), предназначенного для измерения градиентов температуры и влажности воздуха при наблюдениях за суточным ходом составляющих теплового баланса подстилающей поверхности.

Градиент удельной влажности воздуха может быть рассчитан по формуле

$$\frac{dq}{dz} = \frac{\mu}{MP} \frac{e_2 - e_1}{z_2 - z_1}, \quad (1)$$

где q — удельная влажность, μ , M — молекулярные веса воды и воздуха, P — давление воздуха, e_1 и e_2 — упругости пара на высотах z_1 и z_2 .

Если используется психрометрический метод измерения влажности, то

$$\frac{dq}{dz} = \frac{\mu}{M(z_2 - z_1)} \left\{ \frac{E'_2 - E'_1}{P} - A [(t_2 - t_1) - (t'_2 - t'_1)] \right\}, \quad (2)$$

где t и t' — температуры сухого и смоченного термометров, E' — упругость насыщения при температуре смоченного термометра; индексы 1 и 2, как и выше, определяют высоты расположения термометров.

Упругость насыщения может быть представлена формулой

$$E = E_0 e^{\frac{L}{k} \frac{T - T_0}{T_0 T}} = E_0 \left(1 + \frac{L}{k} \frac{T - T_0}{T_0 T} \right), \quad (3)$$

где E — упругость насыщения пара при температуре T , E_0 — упругость насыщения при температуре T_0 , L — энергия испарения воды, k — постоянная Больцмана.

Формула выполняется тем лучше, чем ближе T_0 к T . Легко показать, что если T_0 отличается от T не более чем на $0,2^\circ$, то тем самым обеспечивается погрешность формулы (3), не превышающая $0,2\%$.

С учетом формулы (3) величина $E'_2 - E'_1$ может быть представлена в виде

$$E'_2 - E'_1 = E_0 \frac{L}{k} \frac{T'_2 - T'_1}{T'_2 T'_1}. \quad (4)$$

Будем выбирать T_0 так, чтобы его значение всегда оказывалось между T'_1 и T'_2 . Тогда с достаточной степенью точности $T'_1 T'_2 = T_0^2$ и

$$E'_2 - E'_1 = E_0 \frac{L}{k} \frac{T'_2 - T'_1}{T_0^2} = E_0 \frac{L}{k} \frac{t'_2 - t'_1}{T_0^2}. \quad (5)$$

Подставляя в (2) $E_2' - E_1'$ из (5), получим

$$\frac{dq}{dz} = \frac{\mu}{M(z_2 - z_1)} \left[\left(A + \frac{LE_0}{PkT_0^2} \right) (t_2' - t_1') - A(t_2 - t_1) \right]. \quad (6)$$

Таким образом, для определения градиента влажности достаточно измерить влажность температур на двух высотах и разность температур смоченных термометров на тех же высотах. Кроме того, необходимо знать среднюю температуру смоченного термометра.

Найдем частные производные от градиента влажности по величинам $t_2' - t_1'$, $t_2 - t_1$, чтобы оценить требующуюся точность их измерения.

Результат дифференцирования дает:

$$\frac{\partial (dq/dz)}{\partial (t_2' - t_1')} = \frac{\mu}{M(z_2 - z_1)} \left(A + \frac{LE_0}{PkT_0^2} \right), \quad (7)$$

$$\frac{\partial (dq/dz)}{\partial (t_2 - t_1)} = - \frac{\mu A}{M(z_2 - z_1)}. \quad (8)$$

Для оценки величины (7) и (8) возьмем $p = 1000$ мб, $z_2 - z_1 = 1$ м, $A = 0,0008$ град.⁻¹ и температуру 283 и 273° К.

Тогда получим

$$\frac{\partial (dq/dz)}{\partial (t_2' - t_1')} = 10 \cdot 10^{-4} \frac{\text{г/г}}{\text{м}} \quad \text{при } T_0 = 283^\circ \text{ К},$$

$$\frac{\partial (dq/dz)}{\partial (t_2 - t_1)} = 8 \cdot 10^{-4} \frac{\text{г/г}}{\text{м}} \quad \text{при } T_0 = 273^\circ \text{ К}.$$

Величина $\frac{\partial (dq/dz)}{\partial (t_2 - t_1)}$ от температуры не зависит, в нашем случае она равна $-5 \cdot 10^{-4} \frac{\text{г/г}}{\text{м}}$.

Если учесть, что погрешность измерения разности температур на двух высотах с помощью обычных психрометров во всяком случае не меньше, чем 0,2—0,3°, то становится очевидным, что обычные психрометры совершенно непригодны для срочных измерений градиентов влажности воздуха. Действительно, погрешности измерения $t_2' - t_1'$, равной 0,2°, соответствует, например, при температуре 10° погрешность определения градиента влажности, равная $2 \cdot 10^{-4} \frac{\text{г/г}}{\text{м}}$, в то время как градиенты влажности в течение суток меняются обычно в пределах от 0 до $(0,2 - 0,5) 10^{-4} \frac{\text{г/г}}{\text{м}}$, лишь в отдельных случаях достигая значений примерно в 8—10 раз больших.

Погрешность измерения разности температур и разности температур смоченных термометров при положительных температурах не должна превосходить 0,01—0,02°. Совершенно очевидно, что для этого требуется, чтобы погрешность отсчета $t_2' - t_1'$ и $t_2 - t_1$ была по крайней мере в 2—3 раза меньше, чем указанные значения, если при измерениях ограничиваются отдельными отсчетами, и погрешность, превышающая указанные значения не более, чем в 1,5—2 раза, если при наблюдениях выполняется серия из 8—10 отсчетов.

Примерно такая же точность измерения разностей температур требуется в том случае, если вместо величины $t_2' - t_1'$ непосредственно определяется величина $(t_2 - t_2') - (t_1 - t_1')$. Для такого случая основная формула может быть переписана в виде:

$$\frac{dq}{dz} = \frac{\mu}{M(z_2 - z_1)} \left\{ \frac{LE_0}{PkT_0^2} (t_2 - t_1) - \left(A + \frac{LE_0}{PkT_0^2} \right) [(t_2 - t_2') - (t_1 - t_1')] \right\}. \quad (9)$$

Дифференцирование (6) и (9) по величине $\frac{LE_0}{T_0^2}$ и сравнение результатов дифференцирования с реальными значениями градиентов влажности показывает, что величина $\frac{LE_0}{T_0^2} = f(T_0)$ может определяться сравнительно грубо. Точность измерения T_0 , равная $0,2^\circ$, является практически совершенно достаточной при определении суточного хода градиента влажности при положительных температурах.

Приведенные выше выкладки показывают, что требования, предъявляемые к точности измерения разности температур в измерителях градиентов влажности

должны быть довольно высокими, что заставляет при выборе схемы прибора стремиться к тому, чтобы непосредственно измерялся градиент температуры и, кроме того, либо градиент психрометрической разности, либо градиент температуры смоченного термометра.

Первый вариант предпочтительнее тем, что он позволяет при заданном размере шкалы гальванометра охватить несколько больший диапазон изменения градиента влажности. Это связано с тем, что градиент психрометрической разности меняется в меньших пределах, чем градиент температуры смоченного термометра.

Достоинством второго варианта является большая простота устройства датчиков и возможность электрического измерения средней температуры смоченного термометра без значительного усложнения схемы.

Практически полностью был осуществлен и испытан только первый вариант схемы. Электрическая схема этого варианта представлена на рис. 1.

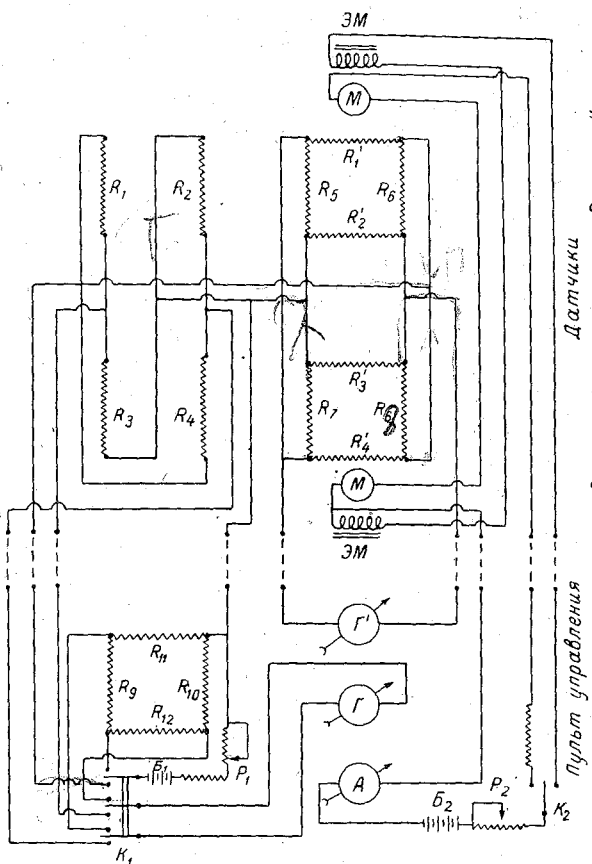


Рис. 1. Схема термогигроградиентомера (вариант 1).

Датчики прибора представляют собой систему чувствительных элементов термометров сопротивления. Каждый из чувствительных элементов составлен из двух медных проволочных сопротивлений, намотанных на один каркас.

Сухие чувствительные элементы составлены из сопротивлений R_1 и R_2, R_3 и R_4, R_5 и R_6, R_7 и R_8 ; смоченные — из сопротивлений R'_1 и R'_2, R'_3 и R'_4 .

Таким образом, всего имеется 6 чувствительных элементов: 4 сухих и 2 смоченных. Два сухих и один смоченный представляют собой один датчик, еще два сухих и один смоченный — второй датчик. Все сопротивления точно одинаковы. Питаются мосты от батареи B_1 , при включении тройного переключателя K_1 в нижнее положение.

Гальванометр Γ реагирует на изменение разности температур на высотах I и 2. Он регистрирует величину градиента температуры. Гальванометр Γ' регистрирует величину градиента психрометрической разности.

Для контроля чувствительности прибора применяется контрольный мост, все дные) плечи которого $R_9, R_{10}, R_{11}, R_{12}$ намотаны на один каркас. Если поставить переключатель K_1 в верхнее положение, то гальванометр G будет давать отклонение, прямо пропорциональное чувствительности прибора.

Для регулировки чувствительности служит реостат P_1 . Вентиляция в датчиках дается с помощью электромоторчиков M , на валах которых насажены многоступенчатые пропеллеры.

Смачивание производится с помощью каплеуловителей, приоткрывающихся электромагнитами $ЭМ$. Переключатель K_2 служит для включения вентиляции и смачивания. Термометр A и реостат P_2 позволяют контролировать и регулировать силу тока цепи моторов и магнитов.

Чувствительность прибора может быть рассчитана по формуле

$$\frac{dN}{dt} = \frac{V\alpha}{2C_i(R_r + R)},$$

где $\frac{dN}{dt}$ — смещение стрелки гальванометра при изменении разности температур датчиков на один градус; V — напряжение, поданное на мост; C_i — цена деления гальванометра в амперах; R_r — внутреннее сопротивление гальванометра; R — среднее из четырех сопротивлений, составляющих мост; α — термический коэффициент сопротивления датчиков.

В нашем приборе применялись стрелочные магнитоэлектрические гальванометры постоянной по току 10^{-7} а и внутренним сопротивлением 40—50 ом, что позволяло при $R=100-200$ ом и $V=1,5-2$ в достигать чувствительности 25—30 дел./град.

Погрешность измерения градиента влажности, вызванная погрешностью отдельного отсчета, составляет при таких условиях $(0,04-0,08) 10^{-4} \frac{г/г}{м}$. Если серия измерений состоит из 8—10 отсчетов, то погрешность, вызванная погрешностью отсчетов, снижается примерно еще в 3 раза.

Дальнейшее увеличение чувствительности прибора с медными датчиками и стрелочными гальванометрами связано с большими трудностями. Увеличение напряжения приводит к недопустимым значениям перегрева датчиков измерительным током. Уменьшение же перегрева за счет увеличения сечения термометрических проводников связано со значительным увеличением тепловой инерции.

Для определения психрометрической постоянной схема временно перемонтировалась таким образом, что один из датчиков реагировал на изменение температуры воздуха, а другой — на изменение психрометрической разности. Тем самым прибор превращался в психрометр.

Образцовым прибором при определении психрометрической постоянной служил обычный аспирационный психрометр с ртутно-стеклянными термометрами. Опыты проводились в замкнутой аэродинамической трубе при влажности 50—60%, что позволило обеспечить довольно высокую точность определения психрометрической постоянной.

Результат определения постоянной дан на рис. 2. На том же рисунке для сравнения дана психрометрическая постоянная обычного аспирационного психрометра с ртутно-стеклянными термометрами. Видно, что наш психрометр по своим свойствам значительно ближе к „идеальному“, что объясняется меньшей, чем в обычном психрометре, передачей тепла от чувствительных элементов к корпусу прибора.

Инерция прибора (термогигроградиентомера) практически целиком определяется тепловой инерцией чувствительных элементов. Коэффициент тепловой инерции чувствительных элементов в нашем приборе равен 24 сек.

В 1954 г. градиентометр применялся при определении составляющих теплового баланса на учебной практике студентов Ленинградского гидрометеорологического института вблизи дер. Батово Гатчинского района Ленинградской области.

Довольно ненадежными, требующими частой регулировки, оказались, как и ожидалось заранее, электромоторчики. Дело в том, что за неимением других мы применили так называемые школьные моторчики. Сама же схема работала хорошо.

Старению прибор подвергнут не был, вследствие чего наблюдался заметный дрейф нулевых положений. Он доходил в течение суток иногда до 4—5 делен гальванометра. С погрешностью, вызванной дрейфом нулевых положений, нельзя было не считаться. Поэтому нулевые положения определялись при каждом наблюдении.

Каждое наблюдение состояло из трех серий отсчетов. Первая серия — отсчет нулевых положений для датчиков, установленных на одном уровне (2 м), состояла из четырех-пяти отсчетов, отстоящих друг от друга в интервале 20 сек. Вторая серия — измерение градиентов; при этом один из датчиков перевешивался на высоту 0,5 м. Серия состояла из восьми-десяти отсчетов, отстоящих друг от друга также на 20 сек. Третья серия (проводилась не всегда) повторяла первую. Средняя температура смоченного термометра определялась по аспирационному психрометру.

На рис. 3 и 4 приведены результаты двух дней наблюдений. Графики хорошо согласуются с результатами наблюдений за облачностью, с результатами измерения радиационного баланса и другими

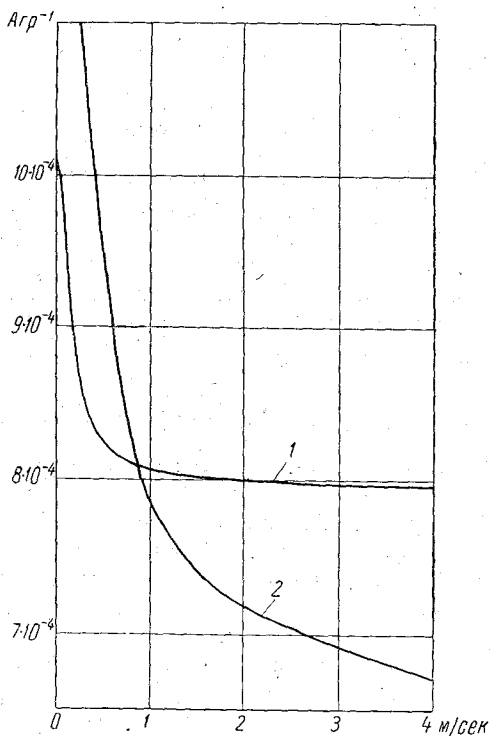


Рис. 2. Психрометрические постоянные градиентометра (1) и обычного аспирационного психрометра (2).

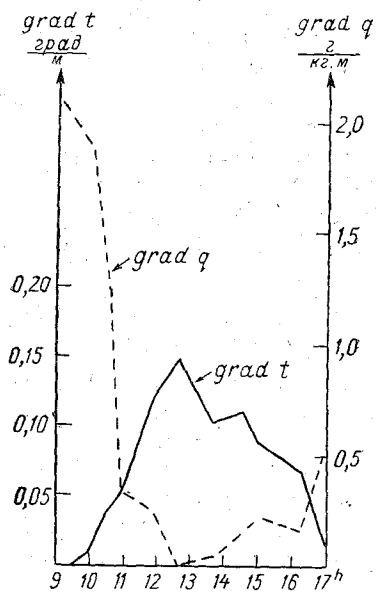
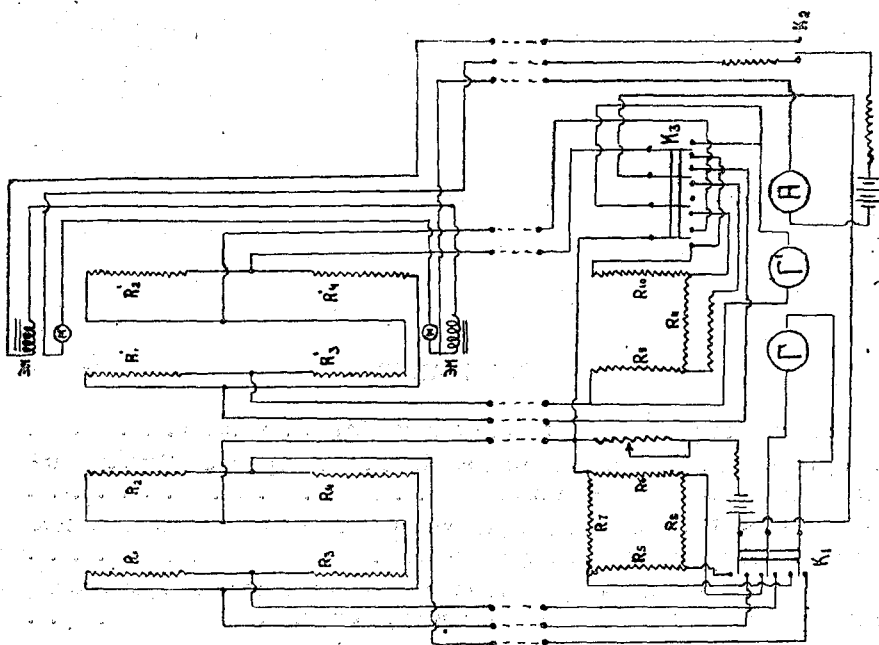
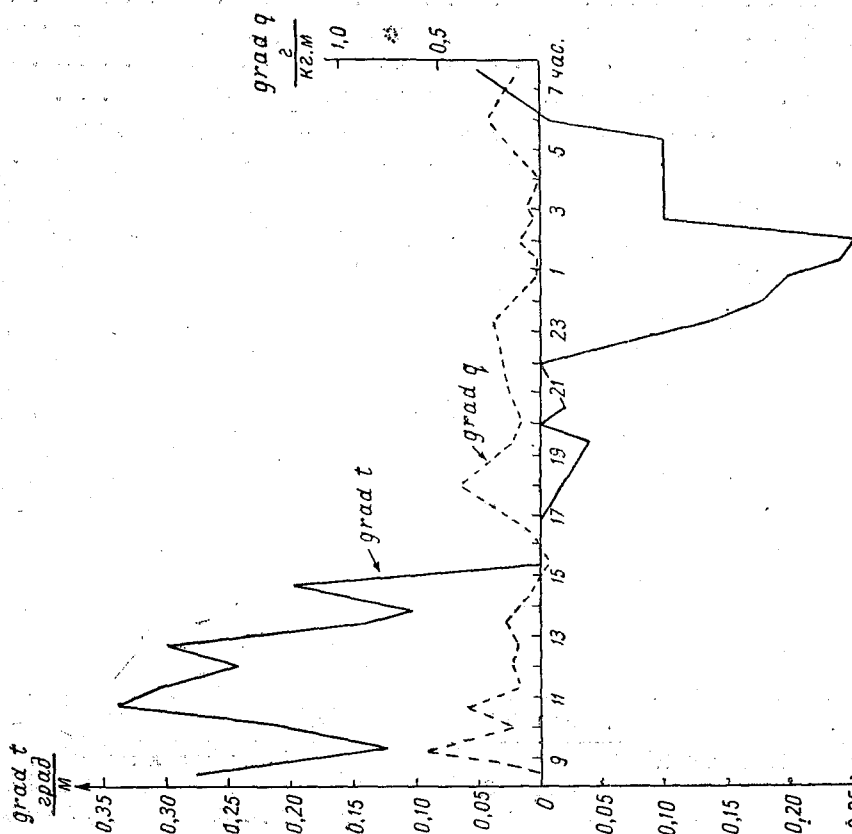


Рис. 3. Градиенты температуры и влажности воздуха 17/VI 1954 г. в Батово.

метеорологических величин. В качестве окончательной схемы термогигроградиентометра предлагается следующая схема (рис. 5). Левая часть схемы полностью повторяет левую часть схемы рис. 1. Она предназначена для измерения градиента температуры. Правая часть предназначена для измерения двух величин: градиента температуры смоченного термометра и средней температуры смоченного термометра. В первом случае переключатель K_3 ставится в правое положение, во втором случае — в левое положение. Существенно, что при измерении разностей температур все переключатели оказываются внешними по отношению к четырехугольникам мостов, что обеспечивает высокое постоянство градуировки измерителей. Переключатель оказывается включенным в четырехугольник моста только при измерении средней температуры смоченного термометра. Однако, как уже указывалось выше, точность измерения средней температуры смоченного термометра требуется сравнительно небольшая.

Результаты наблюдений за временными колебаниями градиентов температуры и влажности воздуха в естественных условиях заставляют считать, что в целях увеличения точности измерений коэффициент тепловой инерции чувствительных элементов градиентометра следует уменьшить до 10—15 сек.



СОДЕРЖАНИЕ

Н. П. Русин. Определение испарения на сельскохозяйственных полях	
М. С. Стернзат, Н. Г. Протопопов, Е. Н. Шадрин. Станционный электромеханический самописец ветра	
Л. Ф. Щербакова. Исследования диффузионного метода определения влажности воздуха. Новый диффузионный гигрометр	4
И. И. Полканова. Результаты сравнительных измерений глубин промерзания почвы мерзлотомером Данилина и методом вырубki ям	3
Н. П. Русин. Об определении теплообмена в почве на гидрометеорологических станциях	3
И. Е. Воробьев. Некоторые данные измерения температуры поверхности почвы различными методами	4
Н. П. Фатеев. Акустический метод измерения температуры воздуха	4
Л. Г. Качурин и Ф. Патрики. Психрометрический метод измерения вертикаль- ных градиентов влажности воздуха	62

Редактор *И. Г. Максимов*.

Техн. редактор *М. Я. Флау*.

Корректор *М. П. Бушева*.

Сдано в набор 10/II 1955 г.

Подписано к печати 7/V 1955

Бумага 70 × 108¹/₁₆.

Бум. л. 2,13.

Печ. л. 5,82.

Уч.-изд. л. 6

Заказ № 163.

М-36079.

Индекс МЛ-138.

Тираж 650

Гидрометеоиздат. Ленинград, В. О., 2-я линия, д. 23.

Цена 3 руб. 20

2-я типо-литография Гидрометеоиздата. Ленинград, Прачечный пер., д. 6.