

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

06  
152

ПРОВЕРЕНО  
196 г.

# Т Р У Д Ы

## ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 78

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛО- И ВЛАГООБМЕНА  
НАД ВОДОЕМАМИ

Под редакцией  
канд. физ.-мат. наук  
М. П. ТИМОФЕЕВА

БИБЛИОТЕКА  
ЛЕНИНГРАДСКОГО  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА



ГИМИЗ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД · 1958

### *АННОТАЦИЯ*

Сборник объединяет работы, выполненные в 1956 г., по исследованию метеорологического режима водоемов. В нем содержатся результаты и анализ экспедиционных метеорологических и аэрологических исследований на оз. Севан, проведенных летом 1956 г. Две работы посвящены метеорологическому режиму оз. Балхаш.

Сборник представляет интерес не только для специалистов-метеорологов, но и для гидрологов, гидротехников и работников смежных специальностей.

## ЗАВИСИМОСТЬ ИСПАРЕНИЯ ОТ ДЕФИЦИТА ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

Скорость испарения с водной поверхности обычно вычисляется с помощью выражения

$$E = b(e_n - e), \quad (1)$$

где  $b$  — параметр, зависящий от скорости ветра, размеров водоема и характеристик турбулентного обмена,  $e_n$  — максимальная влажность, соответствующая температуре поверхности воды,  $e$  — влажность воздуха на некоторой высоте над водной поверхностью. Тогда  $e_n - e = D$  — есть дефицит влажности, рассчитанный по температуре поверхности воды.

Для расчета скорости испарения по формуле (1) необходимы, кроме величины параметра  $b$ , данные о температуре поверхности воды и о влажности воздуха над водной поверхностью.

Как показано в работах [6], [8], формулу (1) можно видоизменить, включив в нее вместо величины  $e$  величину  $e'$  — влажность воздуха, измеряемую на берегу водоема; тогда вместо уравнения (1) получим

$$E = au_1(e_n - e'), \quad (2)$$

где  $a$  — коэффициент, зависящий от характеристик турбулентного обмена и размеров водоема,  $u_1$  — скорость ветра на высоте  $z_1$ .

При практическом применении выражения (2) для расчетов испарения, особенно для сравнительно небольших водоемов, параметр  $a$ , как правило, определяется на основании инструментальных измерений испарения с помощью испарителей. Естественно, что величина этого параметра будет зависеть от места наблюдения и количества данных, использованных при обработке. Поэтому все наиболее известные работы по расчету испарения с малых водоемов (например, [1], [3], [4], [7]) начинаются с анализа экспериментальных данных по испарению и получения параметра  $a$ , который у разных авторов имеет неодинаковые значения. С другой стороны, поскольку расчет дефицита влажности требует сведений о температуре поверхности воды, данные измерений которой очень ограничены, обычно для определения этой величины отыскиваются эмпирические связи с метеорологическими элементами. Кроме того, иногда вместо дефицита влажности, рассчитанного по температуре поверхности воды, используется дефицит влажности воздуха.

Ниже излагаются некоторые соображения по методике расчета испарения с водной поверхности, в особенности по вопросу использования дефицита влажности воздуха при указанных расчетах.

В работах [6], [8] показано, что, используя теорию турбулентной диффузии водяного пара в приземном слое атмосферы, коэффициент  $a$  в выражении (2) можно представить соотношением

$$a = \frac{pp \left( \frac{K_1}{u_1} \right)^{1-p}}{(1-2p)^{1-2p} z_1^{1-2p} \Gamma(1+p) x^p (1-p)}, \quad (3)$$

где  $\rho$  — плотность воздуха,  $K_1$  — коэффициент турбулентности на высоте  $z_1$ ,  $p$  — параметр, определяющий вертикальное изменение скорости ветра,  $x$  — расстояние от края водной поверхности со стороны набегающего потока воздуха,  $\Gamma$  — гамма-функция.

Если скорость испарения рассчитывать в мм/сутки и использовать значения  $u_1$  в м/сек.,  $e'$  в миллибарах,  $K_1$  в м<sup>2</sup>/сек.,  $x$  в метрах и считать для средних условий  $p = 0,1$ , то

$$a = 9,8 \frac{\left(\frac{K_1}{u_1}\right)^{1-p}}{x^p}. \quad (4)$$

Как видно из выражений (3) и (4), коэффициент  $a$  зависит от интенсивности турбулентного обмена, а также от размеров испаряющей поверхности. Влиянием последнего фактора не следует пренебрегать, так как изменение горизонтальных размеров водоема, например от 1 до 50 км, может изменить величину испарения на 20%. Что касается величины коэффициента турбулентности, то она оказывает существенное влияние на изменение скорости испарения; например, при увеличении  $\frac{K_1}{u_1}$  в 3 раза (от 0,01 до 0,03) величина испарения возрастает более чем на 50%.

Приведенные соображения показывают, что величина параметра  $a$  должна заметно изменяться не только для различных водоемов (будучи связана с их размерами), но и для одного и того же водоема не может оставаться постоянной, так как интенсивность турбулентного обмена зависит от состояния термической стратификации воздуха, шероховатости поверхности и других факторов. В качестве средней характеристики турбулентности над небольшими водоемами можно принять величину  $\frac{K_1}{u_1} = 0,015$  м. Это значение следует из данных полуэмпирической теории турбулентности и характеристик трансформации воздуха при переходе с суши на водную поверхность, а также согласуется с данными, полученными с помощью испарителей и положенными в основу некоторых расчетных формул (например, в [4]). Однако величина  $\frac{K_1}{u_1} = 0,015$  в первом приближении является характерной для среднесуточных значений испарения и не может отображать все многообразие погодных условий, определяющих изменчивость испарения.

Таким образом, параметр  $a$ , который наряду со скоростью ветра и дефицитом влажности ( $e_{\text{п}} - e'$ ) определяет величину испарения, в общем случае является переменной величиной. Существующие экспериментальные формулы для определения величины испарения (например, формула, приведенная в [4]), фактически использующие постоянные значения для  $a$ , действительны только для некоторых метеорологических условий, т. е. являются приближенными.

Второй величиной, определяющей испарение, является дефицит влажности, рассчитанный по температуре поверхности воды. Однако часто данные о температуре поверхности воды отсутствуют, поэтому при построении карт испарения, исследовании испаряемости и в других случаях величину ( $e_{\text{п}} - e'$ ) обычно заменяют дефицитом влажности воздуха, определяемым из соотношения

$$D = e_{\text{макс}}(T') - e', \quad (5)$$

где  $e_{\text{макс}}(T')$  — максимальная влажность при температуре воздуха  $T'$  на берегу водоема.

До сих пор вопрос о связи величин  $D$  и  $D'$  физическому анализу подвергался недостаточно. С целью получения аналитической связи между  $D$  и  $D'$  разложим значения величины  $e_{\text{п}}$  (определяемой формулой Магнуса) в ряд Тейлора по разности ( $T_{\text{п}} - T'$ ), тогда получим

$$\begin{aligned} e_{\text{п}} - e' &= D' + \left. \frac{de_{\text{п}}}{dT} \right|_{T=T'} (T_{\text{п}} - T') + \frac{1}{2} \left. \frac{d^2e_{\text{п}}}{dT^2} \right|_{T=T'} (T_{\text{п}} - T')^2 = \\ &= D' + n(T')(T_{\text{п}} - T') + m(T')(T_{\text{п}} - T')^2, \end{aligned} \quad (6)$$

где

$$n(T') = \frac{103}{\left(1 + \frac{T'}{235}\right)^2} \exp \frac{17,1T'}{235 + T'}$$

$$m(T') = \frac{1}{2} n(T') \frac{\frac{17,1}{235 + T'} - \frac{2}{235}}{1 + \frac{T'}{235}}$$

На рис. 1 изображены значения величин  $n(T')$  и  $m(T')$  в зависимости от температуры воздуха, при этом  $n(T')$  и  $m(T')$  даны в различных масштабах.

Формула (6) достаточно точно выражает зависимость между величинами  $D$  и  $D'$  и поэтому может быть использована для практических расчетов величины  $D$  по величине  $D'$ , т. е. величины испарения по дефициту влажности воздуха.

Величины  $D$  и  $D'$  численно совпадут только при равенстве температуры поверхности водоема и температуры воздуха окружающей территории. Такие условия в теплый период года, в который в основном имеет место испарение, как правило, не наблюдаются не только для какого-либо момента времени, но и при средних условиях для различных периодов (сутки, месяц и т. д.).

Рассмотрим вопрос о точности вычисления величины  $D$  по значениям  $D'$  при использовании формулы (6). В табл. 1 приведены величины максимальной упругости  $e_n$ , рассчитанные для различных значений температуры воды  $T_n$  (от 5 до 30°) и температуры воздуха  $T'$  (от 0 до 35°). При этом в левой части таблицы помещены данные, полученные с учетом только первой степени разности ( $T_n - T'$ ), а в правой части — с учетом и второй степени разности ( $T_n - T'$ ). В первой строке таблицы приведены действительные значения  $e_n$ , соответствующие заданным величинам  $T_n$ .

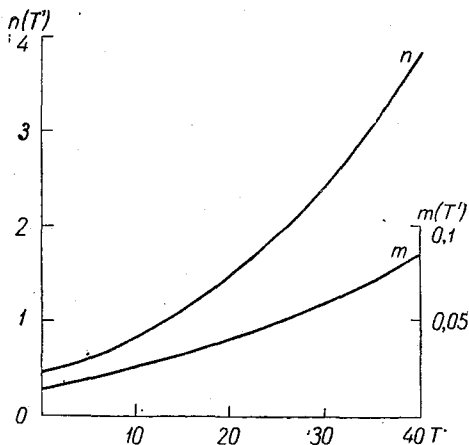


Рис. 1. Зависимость параметров  $n(T')$  и  $m(T')$  от температуры воздуха.

Таблица 1  
Величины максимальной упругости водяного пара  $e_n$  при температуре поверхности для различных значений  $T'$  и  $T_n$

$T'$	$T_n$											
	5	10	15	20	25	30	5	10	15	20	25	30
0	8,7	12,3	17,1	23,4	31,7	42,5	8,7	12,3	17,1	23,4	31,7	42,5
5	8,3	10,5	12,7				8,7	11,9	16,0	20,5	25,8	
10	8,7	11,7	14,7	17,7			8,7	12,1	16,6	21,8	27,7	34,0
15	8,3	12,3	16,4	20,4	24,5		8,9	12,3	17,0	22,9	30,5	38,5
20	6,3	11,7	17,1	22,5	27,9	33,3	9,6	12,5	17,1	23,3	31,1	40,5
25	2,0	9,1	16,2	23,4	30,5	37,8	10,7	13,0	17,2	23,4	31,5	41,6
30		3,5	12,9	22,3	31,7	41,1		14,6	17,8	23,5	31,7	42,3
35			6,1	18,5	30,5	42,5			19,0	24,5	32,0	42,5
				10,9	26,1	41,2				27,1	33,3	43,0

Данные табл. 1 показывают, что величина максимальной упругости  $e_n$  по температуре подстилающей поверхности  $T_n$  рассчитывается довольно точно, в пределах погрешности до 5% (как видно из выделенных областей таблицы), через максимальную упругость по температуре воздуха при небольших разностях температур водная поверхность — воздух ( $T_n - T'$ ). При этом, если  $|T_n - T'| \leq 5^\circ$ , достаточно учитывать первую степень разности ( $T_n - T'$ ); если  $|T_n - T'| > 5^\circ$ , то для получения близких к действительным величин  $e_n$  необходимо применять выражение (6) в полном виде, т. е. включающим вторую степень разности; это дает хорошее согласование (в пределах тех же 5%) для  $T_n - T' \leq 10^\circ$ .

Полученные выводы о представлении дефицита влажности, рассчитанного по температуре подстилающей поверхности (который и определяет испарение) через дефицит влажности, вычисленный по температуре воздуха, с некоторой добавкой, определяемой контрастом температур поверхность — воздух, имеют большое значение при расчете испарения с водных поверхностей или испаряемости на данной территории.

Используя выражение (6), можно показать, каковы количественные различия в испарении, рассчитанном по дефициту влажности воздуха и при учете температуры подстилающей поверхности. Приведем табл. 2 „добавок“  $\Delta$  к дефициту влажности воздуха  $D$ , возникающих за счет наличия разности температур поверхность — воздух. Как следует из выражения (6),  $\Delta$  будет увеличиваться при возрастании температуры воздуха и ( $T_n - T'$ ).

Таблица 2

Значение величины  $\Delta = n(T')(T_n - T') + m(T')(T_n - T')^2$  в мб

T'	T <sub>n</sub> - T'				
	2	4	6	8	10
0	0,9	2,0	3,1	4,4	5,8
5	1,3	2,7	4,2	6,0	7,8
10	1,7	3,6	5,9	8,1	10,6
15	2,3	4,8	7,6	10,7	14,0
20	3,0	6,4	10,0	13,9	18,2
25	3,9	8,3	13,0	18,1	23,5
30	5,1	10,2	16,7	23,2	30,2
35	6,4	13,3	20,8	28,9	37,6
40	8,0	16,6	25,8	35,7	46,3

Таблица 2 дает значительные величины добавок при больших разностях температур и высоких температурах воздуха. Однако заранее ничего нельзя сказать о соотношениях между  $D'$  и  $\Delta$ , так как величина дефицита влажности воздуха может быть различной вне зависимости от температуры воздуха.

Рассмотрим выражение

$$\frac{D}{D'} = 1 + \frac{n(T')}{D'}(T_n - T') + \frac{m(T')}{D'}(T_n - T')^2. \quad (7)$$

На основании последнего соотношения можно показать, насколько отличается дефицит влажности, рассчитанный по температуре поверхности, от дефицита влажности воздуха. Эти величины, по сути дела, характеризуют и погрешность в расчете испарения с водной поверхности (или испаряемости) только по дефициту влажности воздуха.

На рис. 2 даны изолинии погрешностей (в процентах), рассчитанных по выражению (7) для различных значений температуры и дефицита влажности воздуха при разности температур поверхность — воздух 2, 5 и 10°. Если при малых раз-

ностях поверхность—воздух ( $2^\circ$ ) в обычно наблюдаемых условиях температуры и влажности воздуха для большей части территории СССР ( $D' = 10-20$  мб,  $T' = 10-20^\circ$ )  $D$  отличается от  $D'$  на  $10-30\%$ , то для некоторых условий даже при таких разностях погрешности могут быть значительными. Например, для условий влажных субтропиков величина  $D$  может превышать  $D'$  в 2 раза.

С увеличением разности температур поверхность—воздух погрешность расчета испарения по дефициту влажности воздуха быстро возрастает, меняясь при  $(T_n - T') = 5^\circ$  от 20 до  $80\%$ , а при  $(T_n - T') = 10^\circ$  — от 60 до  $200\%$ . Наибольшие отличия в дефицитах будут, по-прежнему, во влажных субтропиках, но существенны они и в условиях засушливых пустынь и степей по сравнению с умеренными широтами.

Приведенный материал позволяет сделать заключение о том, что величины погрешностей при расчете испарения только по дефициту влажности воздуха без

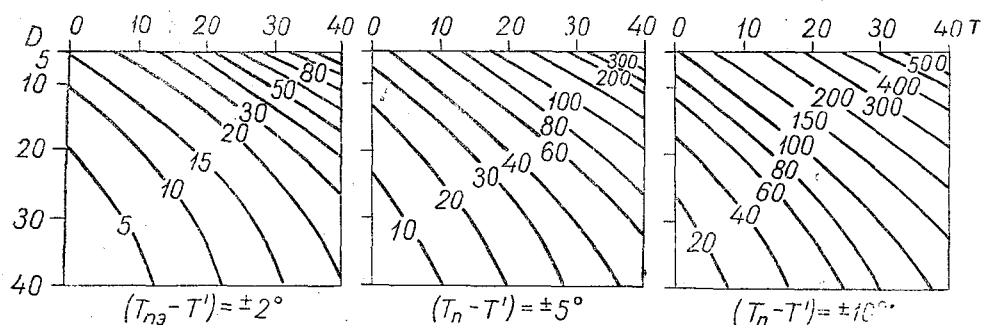


Рис. 2. Изменение испарения при различных разностях температуры и дефицитах влажности.

учета разности температуры поверхность—воздух во многих случаях могут быть значительными и будут зависеть от того, каковы реально наблюдаемые значения разностей  $(T_n - T')$ .

В табл. 3 для примера приведены экспериментальные разности температуры вода—воздух по наблюдениям на некоторых водоемах (по данным Государственного гидрологического института, Цимлянской обсерватории, Ленинградского отделения Гидроэнергопроекта и экспедиций Главной геофизической обсерватории).

Из данных табл. 3 следует, что даже среднемесячные величины разностей вода—воздух достигают значений  $4^\circ, 5$ , и недоучет этой разности при расчете испарения может вызвать существенные погрешности. Межсуточная изменчивость разности вода—воздух превышает указанный предел, что же касается внутрисуточного хода, то она может быть еще большей.

Таблица 3

Разности температуры вода—воздух по наблюдениям на некоторых водоемах (град.)

а) В годовом ходе

Название водоема	Год наблюдений	Месяцы							
		IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
оз. Красавица (Ленинградская обл.)	1954	—	-0,5	2,2	2,9	2,9	4,3	—	—
Чудское озеро	1954	—	-2,6	-1,1	1,4	1,3	2,9	1,8	2,5
Цимлянское водохранилище	1954	-3,5	-3,3	-2,7	-1,2	-1,1	1,6	3,2	3,5
оз. Балхаш	1955	—	0,7	-1,7	0,2	0,4	2,4	2,6	—

б) В суточном ходе

Название водоема	Дата	Часы					
		0	4	8	12	16	20
оз. Красавица . . . . .	2 VIII 1955 г.	10,5	12,2	0,1	-1,6	-2,2	2,4
Цимлянское водохранилище . . . . .	15 VII 1954 г.	7,2	9,3	-2,6	-1,1	-0,7	2,6
оз. Балхаш . . . . .	15 VI 1955 г.	3,3	1,2	0,0	-4,6	-4,1	1,9

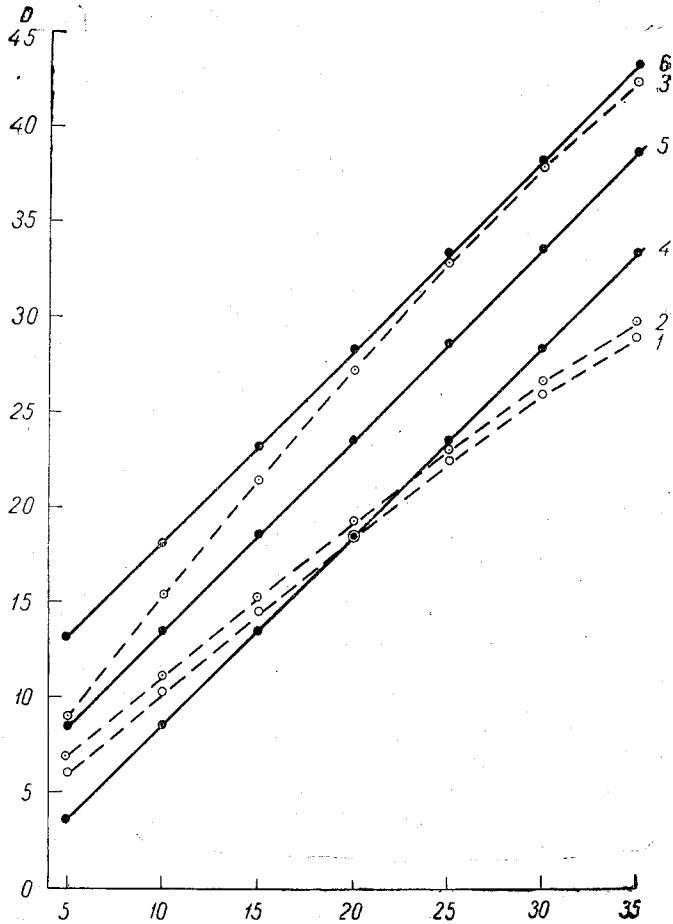


Рис. 3. Величины  $D$ , рассчитанные через  $D'$  по различным формулам.

1 — формула Давыдова, 2 — формула Зайкова с  $b = 0,9$ , 3 — формула Зайкова с  $b = 1,1$ , 4 — формула (6) при  $T' = 10^\circ$ ,  $T_{II} - T' = -2^\circ$ , 5 — формула (6) при  $T' = 15^\circ$ ,  $T_{II} - T' = 3^\circ$ , 6 — формула (6) при  $T' = 20^\circ$ ,  $T_{II} - T' = 6^\circ$ .

Как известно, в работах по расчету испарения с водной поверхности было показано, что нельзя отождествлять  $D$  и  $D'$ ; поэтому, например, В. Н. Давыдов [3] и ряд других авторов предложили эмпирическую формулу

$$D = cD'^n, \quad (8)$$

при этом  $n < 1$ .



Б. Д. Зайков [4] уточнил формулу Давыдова, приняв коэффициент  $c$  переменным в зависимости от температуры воды, что более полно учитывает условия испарения. Значение коэффициента  $c$  по эмпирическим данным Зайкова на Европейской территории СССР и части Западной Сибири меняется от 0,9 на крайнем юго-востоке Европейской территории СССР до 1,1 на северо-западе.

На рис. 3 приведены кривые, характеризующие зависимость между  $D$  и  $D'$ , при вычислении последних по формулам Давыдова и Зайкова, а также по формуле (6) при некоторых значениях  $T'$  и  $(T_n - T')$ . Из этого рисунка видно, что формула Давыдова физически соответствует значениям  $T' = 10^\circ$  и  $T_n - T' = -2^\circ$ . Формула Зайкова удовлетворяет более широкому диапазону значений  $T'$  и  $(T_n - T')$ . Однако этот диапазон не охватывает всего многообразия погодных условий, выражающегося как в изменении температуры воздуха, так и в изменении температуры водной поверхности; это отражается формулой (6) более правильно.

Следует отметить, что на основании данных, приведенных в табл. 1 и 2, связь между величинами  $D$  и  $D'$  в первом приближении может быть представлена формулой

$$D = D' + n(T')(T_n - T'). \quad (9)$$

Приведенный выше анализ связи дефицита влажности воздуха с дефицитом, рассчитанным по температуре поверхности, представляет определенный интерес, так как во многих работах по расчету испарения с водной поверхности [3, 7] или испаряемости [5] используется только дефицит влажности воздуха.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Браславский А. П. и Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоздат, Л., 1954.
2. Давыдов В. К. Испарение с поверхности оз. Севан. Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна, ч. II, вып. 2, 1935.
3. Давыдов В. К. Испарения с водной поверхности в Европейской части СССР. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 12, 1944.
4. Зайков Б. Д. Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР. Труды ГГИ, вып. 21, 1949.
5. Иванов Н. Н. Зоны увлажнения земного шара. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 3, 1941.
6. Лайхтман Д. Л. и Тимофеев М. П. О методике расчета испарения с поверхности ограниченных водоемов. Метеорология и гидрология, № 4, 1956.
7. Позднышев О. С. Зависимость испарения с водной поверхности от метеорологических факторов. Метеорология и гидрология, № 10, 1940.
8. Тимофеев М. П. Испарение с водной поверхности в турбулентной атмосфере. Уч. зап. ЛГУ, сер. физ., вып. 7, № 120, 1949.

## ВЛАГООБОРОТ ГОРНОЙ КОТЛОВИНЫ

Решение вопроса о влагообороте горной котловины встречает ряд трудностей. Эти трудности связаны с тем, что для перемешивания пара местного происхождения с адвективным условия получаются сравнительно неблагоприятными вследствие ослабления над котловиной как ветровой вентиляции, так и турбулентного обмена. Кроме того, горные стенки котловины сами по себе до крайности осложняют образование осадков, осаждавая влагу на внешних сторонах чаши и тем самым оставляя возможность образования осадков над котловиной только из воздуха, проходящего существенно выше ее стенок, на высотах, где не сказываются нисходящие движения, связанные с расхождением линий токов при обтекании котловины. Положение может осложняться тем, что средний уровень конденсации, определяемый по наземным данным, может оказаться ниже всех стенок котловины или их части, а деятельная поверхность котловины может вдобавок существенно отличаться от деятельной поверхности за ее пределами, например, в котловине может лежать озеро, меняющее условия испарения и конвективный теплообмен. Таковы условия бассейна оз. Севан. Тем не менее даже в этих случаях можно наметить некоторые общие подходы к решению проблемы влагооборота.

Из-за различий в условиях испарения и обмена профиль удельной влажности внутри котловины должен существенно отличаться от профиля удельной влажности вне котловины. В связи с ослаблением обмена между котловиной и окружающими районами, действие которого усиливается для влаги тем, что уровень конденсации лежит ниже окружающих хребтов, влажность в котловине при наличии в ней испарения должна оказаться несколько выше, чем за пределами ее.

Внешняя влага попадает в котловину, переваливая через горы, поэтому в тех случаях, когда влага поступает сюда в виде пара, удельная влажность, обеспечиваемая только адвекцией, не может быть выше той, которая наблюдается выше хребта. Влага в жидком виде может поступать в бассейн, во-первых, в виде осадков, образующихся из адвективного пара в слоях атмосферы выше котловины, во-вторых, из речных вод, входящих через какие-либо узкие ущелья или через грунт внутрь котловины (в бассейне оз. Севан имеет место обратное явление: некоторое количество воды из озера, как предполагается, теряется фильтрацией и уходит из бассейна в более низкие районы, в ту же сторону действует естественный или регулируемый сток р. Занги), в-третьих, в виде облаков, переваливающих через горы вместе с воздушными потоками, хотя бы они потом в котловине рассеивались. Поскольку влага за счет испарения непрерывно подается в воздух, влажность в котловине должна повышаться, пока расход влаги не выравняется с приходом. Расход осуществляется, с одной стороны, за счет ветровой вентиляции. При этом в среднем часть влаги смешанного происхождения конденсируется на склонах, однако из бассейна уходит часть влаги, которая не конденсируется на высоте склонов  $H$ . Обозначим соответствующую удельную влажность насыщения  $Q(H)$ . Поток этой влаги на высоте  $H$  будет в среднем по бассейну не более

$$\omega(H) Q(H),$$

где  $w(H)$  — вертикальная составляющая скорости ветра на высоте  $H$  (аналогично дело обстоит и с приходом влаги с внешних краев чаши). К этой влаге надо добавить жидкую влагу облаков, переваливающих через горы. Обозначая водность облаков через  $a$ , эту вторую статью расхода на высоте  $H$  можно выразить через  $w(H)a$ .

Наконец, в тех отдельных случаях, когда влажность воздуха такова, что высота хребтов расположена ниже уровня конденсации, водяной пар может вентилироваться, как и на равнине, целиком.

С другой стороны, выход влаги за пределы котловины в ведущий поток может осуществляться турбулентным путем, причем при перемешивании более влажного воздуха котловины с более сухим воздухом ведущего потока уровень конденсации внутри котловины повышается. Поток влаги, теряемой турбулентным путем, можно на верхней границе котловины выразить как

$$k_{(H)}\rho \frac{\partial q}{\partial z},$$

где  $\rho$  — плотность воздуха на высоте  $H$ , а  $k$  — коэффициент обмена.

Оценим особенности переносов влаги на верхнем крае котловины. Для этих переносов, после того как между влажностью внутри и вне котловины установилось равновесие и конденсации пара на склонах и внутри котловины нет, можно написать

$$u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (1)$$

где  $q$  — удельная влажность на высоте  $H$  верхнего края котловин,  $x$  — координаты вдоль движения потока,  $z$  — высота,  $k$  — коэффициент обмена,  $u$  и  $w$  — составляющие скорости ветра вдоль осей координат.

Интегрируя это уравнение по  $z$ , получаем

$$\left( \frac{\partial q}{\partial x} u \right)_z H + wq = k \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{E}{\rho}, \quad (2)$$

где  $E$  — испарение из котловины и  $\rho$  — плотность воздуха.

Обозначим  $\left( \frac{\partial q}{\partial x} u \right)_z = \Delta q_x$ , тогда будем иметь

$$\Delta q_x H + wq = k \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{E}{\rho}. \quad (3)$$

Здесь член  $wq$  характеризует вертикальную вентиляцию долины;  $\Delta q_x H$  — горизонтальную вентиляцию той же долины за счет адвекции воздуха со стороны; первый член правой части характеризует турбулентный обмен между котловиной и внешним потоком.

Осредним теперь уравнение (3) по всей площади котловины, тогда получим выражение

$$\overline{\Delta q_x H} + \overline{wq} - k \overline{\frac{\partial q}{\partial z}} = \frac{E}{\rho}, \quad (4)$$

означающее, что испарение компенсируется всеми видами обмена.

Если  $E = 0$ , то при осреднении за достаточно длительное время каждый из членов левой части будет равен нулю. В самом деле, в этом случае будет равно нулю  $\frac{\partial q}{\partial x}$ , а следовательно, и первый член левой части, при постоянстве  $q$  (при отсутствии его изменения вдоль оси  $x$  будет равен нулю и второй член левой части, так как  $w = 0$ ). В силу того, что воздух внутри котловины сформировался за счет опускания верхнего потока,  $\frac{\partial q}{\partial z} = 0$ , а следовательно, равен нулю и последний член левой части.

Уравнение (4) можно переписать так, что каждый член левой части будет характеризовать какой-то вид обмена или вентиляции в виде произведения членов, зависящих от скорости обмена и вентиляции и испарения внутри котловины. Тогда будем иметь

$$D_1 H \frac{\partial q}{\partial x} + D_2 \Delta q_x + D_3 \Delta q_z = \frac{E}{\rho}. \quad (5)$$

Поскольку  $D_1$ ,  $D_2$  и  $D_3$  от  $E$  не зависят, а каждый из членов уравнения обращается в нуль при  $E = 0$  и растет с ростом  $E$  и, кроме того, из соображений размерности связь  $H \frac{\partial q}{\partial x}$ ,  $\Delta q_x$  и  $\Delta q_z$  с  $E$  может быть только линейной, приходим к выводу, что  $H \frac{\partial q}{\partial x}$ ,  $\Delta q_x$  и  $\Delta q_z$  пропорциональны  $E$ . Поэтому скачок влажности на верхнем крае котловины в пограничном слое между котловиной и ведущим потоком  $\Delta q_z$  должен быть пропорционален испарению  $E$ . Дело усложняется, если на внешних склонах котловины и внутри нее происходит конденсация влаги в виде образования облаков (выпадение осадков пока рассматривать не будем).

В этом случае в слое образования облаков может произойти накопление влаги в жидком виде за счет меньшей скорости обмена влаги в жидком виде по сравнению с обменом пара, а  $q$  выше этого уровня может соответственно убывать уже не за счет обмена и вентиляции, а за счет перехода воды из парообразной фазы в жидкую.

Далее, в силу того, что облака могут частично переваливать с общим потоком в котловину и из нее и таять внутри котловины, на уровне таяния облаков у наветренного участка  $q$ , наоборот, может повыситься более, чем это можно было бы ожидать на основании обмена и вентиляции, и простая схема, изложенная выше, может несколько нарушаться, что видно и из наблюдений Севанской экспедиции. В том же направлении может действовать и испарение местных облаков внутри котловины.

Перейдем теперь к разнице во влажности внутри котловины и вне ее  $\Delta q_r$ . Эта разница меняется в зависимости как от испарения в котловине, обмена в ней и вне ее, так и от целого ряда других причин.

Если котловина по глубине не отличается от окружающей равнины и она достаточно обширна, то воздух вне и внутри котловины находится примерно в одних и тех же условиях; разница же в увлажнении внешнего и внутреннего воздуха определяется соотношениями испарения внутри котловины и потоком влаги по вертикали вне котловины, определяемыми условиями испарения в обширном районе перед котловиной. С другой стороны, эта разница определяется соотношениями между облаками и вентиляцией (адвекцией) вне и внутри котловины. Ослабление обмена внутри котловины и усиление испарения (если оно имеется) должно привести к увеличению влажности воздуха в котловине по сравнению с воздухом вне ее и более быстрому падению влажности с высотой внутри котловины по сравнению с внешними участками.

Разница между влажностью на дне и у верхнего края котловины  $\Delta q_b$  пропорциональна испарению в котловине и обратно пропорциональна обмену и вентиляции

$$\Delta q_b = \frac{\alpha E}{k + V},$$

где  $V$  — величина, аналогичная коэффициенту обмена, связанная с вентиляцией котловины,

$$V \frac{\partial q}{\partial x} = D_2 \Delta q_x + D_3 \Delta q_z.$$

Здесь  $s$  — направление траектории частиц воздуха в котловине.

Аналогично вне котловины по высотам разность влажности  $\Delta q'_b = \frac{\alpha' E'}{k' + V'}$  определяется испарением, обменом и вентиляцией вне котловины. В силу этого  $\Delta q_r$

вообще будет связано с  $E$  и  $E'$  и, поскольку  $E$  уменьшается, а обмен и вентиляция остаются без изменения, то  $\Delta q_v$  будет уменьшаться пропорционально  $E$ , а следовательно, считая, что на верхнем крае котловины  $\Delta q_z \approx \Delta q_r$ ,  $\overline{\Delta q_r}$  (среднее по всем высотам) будет меняться быстрее изменений испарения.

Однако крутизна профиля изменения влажности внутри котловины может меняться и от других причин. Так, переваливание и таяние облаков внутри котловины будет увеличивать  $q$  в верхней части котловины независимо от испарения в самой котловине, и для характеристики влажности в атмосфере, строго говоря, надо было бы брать сумму удельной влажности и водности облаков. С другой стороны, уменьшение крутизны профиля влажности может зависеть от ослабления обмена жидкой фазой между котловиной и участками вне ее, связанного с испарением внутри котловины, образованием местных облаков внутри котловины и их испарением в окружающую среду. Как обстоит дело в котловине оз. Севан? Падение влажности с высотой здесь мало отличается от падения влажности вне котловины и даже оказывается менее крутым, чем за ее пределами, несмотря на относительно большее испарение. То, что падение влажности с высотой зависит от испарения в котловине, подтверждается ночным профилем влажности, когда ее падение значительно меньше, чем вне котловины, и на уровне озера  $q$  мало отличается от  $q$  в свободной атмосфере на той же высоте вне котловины. Но малое падение влажности с высотой должно свидетельствовать о наличии в котловине достаточного обмена. Днем нередко в котловине получается инверсия влажности на уровне облаков, указывающая на влияние факторов, связанных с испарением облаков. Однако эти факторы не определяют процесса в целом. Малая скорость падения влажности с высотой, в том числе и ниже уровня конденсации, противоречит повышению влажности в котловине. Это противоречие, правда, может быть устранено, если допустить, что внутри и вне котловины обмен велик, а на верхней границе котловины обмен уменьшается, но подобное предположение весьма маловероятно.

Далее, влажность на верхней границе котловины остается значительно более высокой, чем на той же высоте над Ереваном. Это явление может быть объяснено лишь поднятием линий токов при переваливании воздуха через Армянское нагорье, вызывающее там общее повышение влажности по сравнению с влажностью на той же высоте в свободной атмосфере над равниной. Это объяснение остается справедливым и для котловины оз. Севан, лежащей более чем на 1000 м выше Еревана. Различия же во влажности горных районов и свободной атмосферы известны еще со времен Ю. Ханна.

Таким образом, высокая влажность в котловине оз. Севан объясняется, с одной стороны, увеличением испарения при ослаблении обмена, а с другой стороны, переваливанием воздуха через Армянское нагорье. Чтобы отделить влияние этих факторов, следует вести зондирование не только в котловине озера и над Ереваном, но и над Армянским нагорьем вне котловины, а также над оз. Севан выше уровня котловины. Сейчас же для оценки влияния испарения следует иметь в виду, что в той мере, в какой  $\Delta q_r$  связано с повышенным испарением оз. Севан и понижением обмена в котловине,  $\Delta q_r$  должно с уменьшением испарения падать быстрее, чем пропорционально. Таким же образом действует диффузия пара из местных облаков.

Насколько  $\Delta q_r$  связано с переваливанием воздуха через Армянское нагорье, настолько оно не связано с испарением с озера. Частным проявлением этого обстоятельства является и повышение влажности в верхней части котловины, связанное с испарением переваливших в котловину облаков.

Установление относительного значения обеих групп факторов — задача дальнейших исследований. Пока же условно можно принять, что  $\Delta q_r$  будет меняться в котловине оз. Севан пропорционально испарению, причем есть все основания предполагать, что нами изменение  $\Delta q_r$  будет переоценено.

. Это показывает, что изменение уровня и площади оз. Севан не может сказаться на знаке  $\Delta q_r$ , а сказывается лишь на его абсолютной величине.

Отсюда для расчета изменений влагооборота после спуска озера можно применять зависимость между осадками и влагосодержанием, рассчитав  $\Delta q_r$  для условий после спуска по испарению в осушенной части бассейна. При этом реальные изменения осадков вследствие относительно большей роли верхних слоев в образовании осадков по сравнению с равниной могут быть лишь меньше соотношения  $\frac{\Delta q_{r1}}{\Delta q_{r2}}$ . Лучше, если эти разности учитывать непосредственно перед фактическим выпадением осадков. Желательно, конечно, провести наблюдения над ролью конвекции в образовании осадков на оз. Севан для уточнения этого соотношения. Однако предположение о том, что роль конвекции после спуска озера увеличится и количество осадков за этот счет возрастет, нам представляется неправильным. Количество осадков над бывшим дном озера действительно может несколько возрасти за счет больших колебаний температуры деятельной поверхности, но в окружающей озеро зоне оно может, наоборот, уменьшиться в связи с уменьшением горизонтальных градиентов, создаваемых в настоящее время границей озеро—суша.

Учитывая влагосодержание воздуха над котловиной и испарение с нее, легко показать, что роль испарения котловины в общем потоке водяного пара в атмосфере ничтожна и составляет всего 1—2%. Это показывает, что влияние испарения оз. Севан на осадки за пределами бассейна совершенно ничтожно. Однако эти соображения нельзя непосредственно использовать для определения изменения осадков в бассейне самого озера, так как осадки зависят не от потока протекающего водяного пара (за исключением наветренных участков склонов гор), а от влагосодержания и относительной влажности атмосферы при наличии восходящих токов, вызываемых общей или местной циркуляцией [1], [2].

Приближенное значение максимального изменения влагооборота котловины после спуска оз. Севан может быть оценено двумя способами. Первый расчет мы сделаем, исходя из приведенных выше соображений, по данным экспедиции ГГО в июле 1956 г.

Распределение удельной влажности в среднем над Ереваном  $q$ , на той же высоте над уровнем моря в котловине озера  $q_1$  и их разности  $\Delta q$  может быть записано следующим образом (табл. 1):

Таблица 1

Высота, км	7 час.			13 час.		
	$q$	$q_1$	$\Delta q$	$q$	$q_1$	$\Delta q$
2,0	10,6	11,4	0,8	12,8	16,3	3,5
2,5	9,3	11,9	2,6	11,6	15,5	3,9
3,0	7,2	10,9	2,7	11,4	15,3	3,9
Среднее	9,0	11,4	2,4	11,8	15,7	3,9

$\Delta q$  оказывается около 22% в 7 час. и около 30% в дневное время. Примем его в среднем 26%.

В слое до 1 км над землей содержится в среднем 45% водяного пара. Следовательно,  $\Delta q$  составляет около 12% от влагосодержания атмосферы. При этом ночью, когда испарение мало,  $\Delta q$  на уровне 2,0 км почти выравнивается, оставаясь большим на верхнем уровне котловины, откуда пар еще не успел уйти днем. Эти различия велики на всех уровнях, несколько увеличиваясь вверху, на уровне облаков.

Испарение с озера было определено равным за период экспедиции 4,3 мм/сутки, или 133 мм за месяц. Эти данные несущественно отличаются от данных В. К. Да-

выдова и позволяют учитывать, что соотношение между осадками и испарением в июле близко к среднему годовому. Полагая, что испарение после спуска большей части озера составит 0,75 от современного, рассчитаем средний влагооборот. В самом деле, измеренное в бассейне оз. Севан в июле 1956 г. количество осадков менялось от 30 мм в нижней части котловины до 60 мм в бассейне р. Семёновки и, вероятно, до 120 мм на вершинах хребтов. Большая их часть шла на испарение, и осадки составляли, как и по данным Давыдова, в среднем около  $\frac{1}{2}$  слоя испарения с озера.

Указанный скачок сократится после спуска озера (сокращение испарения на 25%) на 25% и составит около 3% влагосодержания или около 2% относительной влажности в воздушном столбе над бассейном. По имеющимся данным, такое изменение состояния атмосферы не вызывает изменения количества осадков, большего 6—8%. Причем следует еще учитывать, что осадкообразование над Севаном будет происходить преимущественно (в связи с переваливанием) за счет процессов на более высоких уровнях атмосферы. Поэтому наш расчет дает заведомо преувеличенное влияние испарения на осадки.

Этот же расчет можно произвести, исходя из иных, совершенно независимых от предыдущего соображений. Как нами указывалось ранее [3], [4], воздушная масса, переваливающая через гору, теряет способность образовывать осадки (за исключением узкой полосы за перевалом). Она восстанавливает эту активность за счет местного испарения. Влияние местного испарения приводит к тому, что на внутренних склонах котловины плевометрические градиенты не равны нулю, и разность между осадками на дне котловины (например, на прибрежных станциях) и в среднем по бассейну оценивается в 150 мм (при общей сумме осадков в бассейне 600 мм). На зеркале озера эти осадки (правда, не вполне надежно определяемые) оцениваются в 390 мм в связи с нисходящими движениями над малошероховатой поверхностью озера и ослаблением конвекции. Указанную разность осадков в бассейне и на дне котловины можно считать пропорциональной испарению с котловины. Уменьшение его на 25% должно снизить эту разность тоже на 25%. Относя изменение этой разности за счет уменьшения осадков в бассейне, получаем общее изменение осадков

$$\frac{\Delta p}{p} = 0,25 \frac{150}{600} = 0,0625,$$

или 6,25%, что очень близко к результатам расчетов, полученных выше.

Для увеличения точности расчетов следовало бы провести исследования теплового и водного баланса оз. Севан в течение всего годового цикла, обеспечив при этом освещение метеорологического режима, в частности осадков в центре озера и на окружающих хребтах, которые остаются пока, к сожалению, совершенно неосвещенными.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. и Дроздов О. А. О закономерностях влагооборота в атмосфере. Изв. АН, сер. геогр., вып. IV, 1953.
2. Дроздов О. А. О радиальной форме связи влагосодержания с осадками при изучении влагооборота. Труды ГГО, вып. 62 (124), 1956.
3. Средние месячные и годовые количества осадков в СССР. Вестник ЛГУ, № 7, 1947.
4. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Гидрометеиздат, Л., 1952.

## РАСЧЕТ ИСПАРЕНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ ОЗ. СЕВАН

За годовую норму испарения с поверхности оз. Севан принимается величина около 850 мм. Эта величина впервые получена В. К. Давыдовым [1] как среднее из данных определения испарения тремя методами: дефицита влажности, теплового и водного балансов. В дальнейшем были сделаны некоторые попытки к уточнению этой величины, но, поскольку методика определения не отличалась от применявшейся В. К. Давыдовым, естественно, что существенного отличия в величинах не получено.

1. Изложим коротко методику расчета испарения, применявшуюся Давыдовым.

Расчетная формула для определения величины испарения методом дефицита влажности получена В. К. Давыдовым на основании связей испарения, измеренного испарителями на четырех испарительных станциях (Еленовка, Глаголь, Загалу, о. Севан), с метеорологическими факторами — скоростью ветра и дефицитом влажности. Найденная связь дается в виде двучленной формулы

$$E = (0,64 + 0,08u_9) \Delta e_{0,1}, \quad (1)$$

в которой для определения величины испарения  $E$  в миллиметрах слоя воды за сутки используется скорость ветра  $u_9$  на высоте 9 м и  $\Delta e_{0,1}$  (в миллиметрах ртутного столба), равная разности упругостей водяного пара при температуре поверхности воды и фактического содержания его в воздухе на высоте 0,1 м над поверхностью воды.

На основании подробных измерений распределения влажности в приводном слое В. К. Давыдов установил, что

$$e_{0,1} = 1,15e_{2,0},$$

где  $e_{2,0}$  — упругость водяного пара на высоте 2 м над поверхностью воды.

Следует отметить, что используемые для вывода указанной зависимости величины испарения получены с максимально возможным для этого приближением к условиям водной поверхности в основном с помощью плавающих испарителей при введении в них известных поправок. Однако необходимо помнить, что почти все испарители располагались в прибрежной зоне (кроме испарителя у о. Севан), и за счет этого эмпирические коэффициенты формулы (1) при постановке аналогичных исследований, но в других пунктах, могут измениться. Кроме того, использованное Давыдовым соотношение между  $e_{0,1}$  и  $e_2$  также является приближенным.

Для применения метода теплового баланса к расчету испарения в период работы В. К. Давыдова имелись очень ограниченные возможности. Известно, что для оз. Севан не было никаких экспериментальных данных о величине основной составляющей теплового баланса — радиационного баланса в связи с отсутствием необходимой аппаратуры. Расчетные методы, использованные В. К. Давыдовым для определения этого элемента, имели существенные погрешности. Кроме радиацион-



ного баланса, расчет величины турбулентного теплообмена также проводится по очень приближенному методу.

В качестве исходного материала для расчета испарения В. К. Давыдов использовал следующие наблюдения:

1) по температуре поверхности воды—средние месячные и годовые величины, полученные по еженедельным наблюдениям на 4 постоянных опорных пунктах на расстоянии 1—2 км от берега, а также по продольным термическим разрезам через все озеро 1 раз в месяц и по эпизодическим судовым наблюдениям в разных пунктах озера;

2) по температуре воздуха — карты изотерм, полученные по срочным наблюдениям на береговых станциях и отрывочным наблюдениям в разных пунктах озера, а также записи термографа на плоту на Большом Севане;

3) по влажности воздуха — по данным наблюдений, аналогичных температуре, проведены расчеты влажности несколькими способами: а) распространение наблюдений на острове на все озеро, б) использование связи, полученной по записям гигрографа на берегу и по судовым измерениям, в) использование зависимости между средней месячной температурой и влажностью воздуха, г) картирование и экстраполяция данных;

4) по скорости ветра приняты данные наблюдений по флюгерам на пяти береговых станциях: о. Севан, Шоржа, мыс Норадуз, Мартуни, Басаргечар.

Сходимость величины испарения, рассчитанной В. К. Давыдовым как методом дефицита влажности, так и методом теплового баланса, носит до некоторой степени случайный характер.

2. В июле 1956 г. Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова (ГГО) проводились экспедиционные исследования метеорологического режима приводного слоя воздуха на оз. Севан. Эти исследования были поставлены таким образом, чтобы можно было использовать современную методику для расчета испарения с поверхности оз. Севан. Под этим понимались прежде всего метод турбулентной диффузии и метод теплового баланса.

По методу турбулентной диффузии скорость испарения  $E$  с поверхности для условий оз. Севан определяется соотношением

$$E = -K \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (2)$$

где  $K$  — коэффициент турбулентности,  $\frac{\partial q}{\partial z}$  — вертикальный градиент абсолютной влажности.

Следовательно, для применения диффузионного метода к расчету испарения с водной поверхности надо иметь данные по коэффициенту турбулентности и изменению влажности с высотой.

При применении метода теплового баланса необходимы данные по основным составляющим его: радиационному балансу  $R$ , затратам тепла на турбулентный теплообмен  $P$  и на теплообмен поверхностного слоя воды с нижележащими слоями  $B$ .

Возможности использования метода теплового баланса в настоящее время также шире, чем в период работы В. К. Давыдова, так как имеются приборы для непосредственного измерения величины радиационного баланса и его составляющих.

Выражение (2) более подробно можно переписать в следующем виде:

$$E = \frac{K_1}{z_1} \frac{q_n - q_z}{\ln \left( 1 + \frac{K_1 z}{D z_1} \right)}. \quad (3)$$

Здесь  $q_n$  — максимальная влажность, рассчитанная по температуре поверхности воды,  $q_z$  — влажность воздуха на высоте  $z$ ,  $D$  — коэффициент молекулярной диффузии водяного пара.

Справедливость выражения (3) подтверждена в работе [3].

Наиболее подробные наблюдения на оз. Севан проводились за распределением скорости ветра. Для этого в двух пунктах (на о. Севан и мысе Норадуз) у уреза

воды с наветренной стороны (со стороны озера) были установлены раздвижные мачты высотой до 17 м; на них на 6 уровнях располагались дистанционные анемометры с непрерывной регистрацией скорости ветра. Анемометры, установленные на острове, встречали воздушный поток, прошедший более 6 км над водой, а на мысе Норадуз — более 10 км.

Наблюдения за распределением скорости ветра показали, что в июле при преобладании равновесных условий над оз. Севан выполняется логарифмический закон. При использовании этих данных была рассчитана одна из важнейших характеристик турбулентности — параметр шероховатости, средняя величина которого по материалам более 250 среднечасовых профилей скорости ветра оказалась равной  $10^{-4}$  м, что подтверждает полученные ранее [3] величины  $z$ . По наблюдениям на оз. Севан отмечена также некоторая зависимость параметра шероховатости от скорости ветра.

Детальные наблюдения за распределением температуры и влажности воздуха над водой были проведены до высоты 2 м с рыболовецких мостков в Норадузе по аспирационным психрометрам, установленным на 3 уровнях. Более чем по 75 случаям синхронных наблюдений величины влажности имеют следующие значения:

Высоты, м	$e$
0,5	13,9
1	13,5
2	13,1

Эти данные также говорят о том, что над водной поверхностью влажность меняется пропорционально логарифму высоты.

4. Расчетная формула, использованная для определения испарения, на основании выражения (3) имеет вид

$$LE = 0,006u_1(e_0 - e_2) \text{ кал/см}^2 \text{ мин.} \quad (4)$$

Здесь  $e_0$  — максимальная упругость по температуре поверхности воды в миллибарах,  $e_2$  — упругость водяного пара на высоте 2 м в миллибарах,  $u_1$  — скорость ветра на высоте 1 м над водой в м/сек.,  $L$  — скрытая теплота испарения.

Величина коэффициента турбулентности  $K_1$  рассчитана по известной методике [4] и при скорости ветра на высоте 1 м  $K_1 = 0,0175 u_1$ . Значение 0,0175 вошло в качестве сомножителя в выражение (4). Введение среднего значения коэффициента турбулентности не приведет к значительным погрешностям в расчете испарения, поскольку в период работы экспедиции термическая стратификация была близка к равновесным условиям.

5. Необходимые для расчета по выражению (4) величины в период работы экспедиции были получены в нескольких пунктах по озеру. Из них наиболее продолжительные наблюдения проводились:

1) на плоту озерной станции, находившемся в расстоянии 150 м от юго-западного берега о. Севан;

2) у уреза воды на северо-восточном берегу о. Севан (наблюдения за температурой воды проводились с мостков;

3) с рыболовецких мостков у мыса Норадуз.

При преобладающем северо-восточном направлении ветра наблюдения у уреза воды на о. Севан следует рассматривать как наиболее характерные для северной части Малого Севана. Наблюдения на плоту, несмотря на то, что расстояние до уреза северо-восточного берега было невелико (около 500 м), должны отражать несколько иной режим. Это относится прежде всего к температуре поверхности воды: к урезу воды (наветренному со стороны озера) пригоняются поверхностные водные массы, тогда как плот можно считать расположенным вблизи от наветренного со стороны суши берега, где по этой же причине наблюдается выход более холодных водных масс. За счет сгонно-нагонных явлений, как отмечал еще и В. К. Давыдов [1], различия в температурах поверхности могут быть существенными.

По данным наблюдений в июле 1956 г., в двух указанных точках различия в температурах поверхности воды  $\Delta T_0$  составляют в течение суток следующие величины (разность берег — плот):

Часы . . . . .	1	7	10	13	16	19	Среднее суточное
$\Delta T_0$ . . . . .	-0,2	-0,6	0,6	1,7	1,7	0,3	0,6

Влажность воздуха по измерениям на плоту несколько ниже, чем на наветренном берегу (сказывается влияние острова), а скорость ветра в среднем за сутки отличается на 0,2 м/сек.

6. Величины затрат тепла на испарение, рассчитанные по выражению (4), и исходные величины для расчета приведены в табл. 1 для отдельных моментов времени в течение суток.

Таблица 1

Величины затрат тепла на испарение (кал/см<sup>2</sup> мин.) по наблюдениям в июле 1956 г. на оз. Севан (у уреза воды)

а) по средним за 10 суток

Величины	Часы										Среднее суточное	
	7	9	11	13	15	17	19	21	1	5		7
$T_0$ . . . . .	16,5	17,1	18,2	19,0	19,4	18,8	18,0	17,3	16,6	16,4	16,5	17,6
$u_1$ . . . . .	3,2	3,1	3,2	4,1	5,2	5,6	5,2	4,6	3,8	4,1	3,9	4,2
$(e_0 - e)$ . . . . .	6,6	7,2	8,2	8,3	8,2	7,7	7,0	7,0	6,7	6,5	6,4	7,1
$LE$ . . . . .	0,127	0,134	0,158	0,204	0,255	0,259	0,218	0,192	0,153	0,160	0,152	0,179

б) по средним за 31 день

Величины	Часы					Среднее дневное
	7	10	13	16	19	
$T_0$ . . . . .	16,5	18,0	19,5	19,3	18,1	18,3
$u_1$ . . . . .	3,3	3,0	3,8	5,2	5,1	4,1
$(e_0 - e)$ . . . . .	6,6	7,8	8,4	8,2	7,0	7,6
$LE$ . . . . .	0,130	0,140	0,192	0,255	0,214	0,186

Данные табл. 1 характеризуют суточный ход затрат тепла на испарение в северо-восточной части оз. Севан. Подобная характеристика получена для оз. Севан впервые и отражает по существу преимущества использованного метода.

Следует отметить, что, во-первых, в суточном ходе испарение меняется мало (максимальные величины отличаются от минимальных в два раза), во-вторых, среднесуточное испарение мало отличается от среднедневного, а следовательно, по дневным наблюдениям можно судить о суточных суммах. Как видно из исходных данных, внутрисуточная изменчивость испарения определяется главным образом изменчивостью скорости ветра. Поэтому для выяснения суточного хода испарения необходимо выяснить и особенности хода скорости ветра за указанный интервал. В сумме за сутки на испарение с 1 см<sup>2</sup> поверхности Малого Севана в июле затрачивается 258 кал. тепла, что обеспечивает испарение 4,3 мм слоя воды.

По данным синхронных наблюдений на плоту затраты на испарение составляют 256 кал. в сутки.

Наблюдения на о. Севан (как у уреза воды, так и на плоту) характеризуют северо-восточную часть Малого Севана. Поставленные в экспедиции наблюдения на мысе Норадуз могут характеризовать южную часть Малого Севана и северную часть Большого Севана. Приведем в табл. 2 исходные величины и рассчитанные значения затрат тепла на испарение на оз. Севан.

По расчетам на мысе Норадуз различия между суточными и дневными суммами испарения больше, чем по расчетам на о. Севан, что, по-видимому, связано с иным характером суточного хода скорости ветра.

Таблица 2

Величины затрат тепла на испарение (кал/см<sup>2</sup> мин.) по наблюдениям в июле 1956 г. на оз. Севан (Норадуз)

а) по средним за 6 суток

Величины	Часы											Среднее суточное
	7	9	11	13	15	17	19	21	1	5	7	
$T_0$ . . . . .	17,6	18,2	18,9	19,5	20,4	20,8	20,5	19,8	18,7	17,7	17,8	18,9
$u_1$ . . . . .	2,3	2,8	3,4	4,0	3,6	3,7	3,7	3,1	2,5	2,8	2,5	3,1
$e_0 - e$ . . . . .	8,4	8,6	9,5	8,6	10,8	10,6	10,0	9,6	8,9	8,1	7,6	9,1
$LE$ . . . . .	0,113	0,143	0,191	0,204	0,228	0,228	0,181	0,175	0,131	0,135	0,112	0,164

б) по средним за 15 дней

Величины	Часы					Среднее дневное
	7	10	13	16	19	
$T_0$ . . . . .	17,1	18,6	20,0	21,2	21,0	19,6
$u_1$ . . . . .	2,9	2,9	4,1	4,4	3,9	3,6
$e_0 - e$ . . . . .	7,8	8,8	9,6	11,0	11,0	9,6
$LE$ . . . . .	0,140	0,168	0,230	0,286	0,253	0,202

Однако если сравнить суточные суммы затрат тепла на испарение, полученные в среднем из 6 синхронных суток по наблюдениям на о. Севан и м. Норадуз, то они составят 262 и 272 кал. соответственно, или 4,4 и 4,5 мм слоя воды.

Характеристики испарения, приведенные выше по трем пунктам, относятся, в основном, к прибрежным частям озера. Для того чтобы судить о величинах испарения с открытой части озера, можно использовать эпизодические наблюдения в разных точках озера на катере. На основании 62 отдельных наблюдений, проведенных на катере в разное время и различных точках, рассчитанная величина затрат тепла на испарение получена равной 0,152 кал/см<sup>2</sup> мин; по тем же средним наблюдениям на о. Севан за синхронные сроки эта величина составляет 0,176 кал/см<sup>2</sup> мин.

7. На основании приведенных величин испарения с поверхности оз. Севан по наблюдениям в июле 1956 г. можно сделать вывод о том, что в прибрежных районах Малого Севана (как наветренных, так и подветренных) осредненные за некоторый период величины (начиная с 5 суток) практически не отличаются; в открытых частях Малого Севана величины примерно на 10% меньше, чем в прибрежных. Этот вывод сделан на основании использования только средних данных. Несомненно, что по меньшему осреднению связь величин испарения в разных точках будет значительно слабее. Например, приведем на рис. 1 связь суточных величин затрат тепла на испарение, рассчитанных по наблюдениям на о. Севан и в Норадузе. Видно, что различия в отдельные дни могут быть значительными. Причиной больших различий величин испарения за короткие промежутки времени является чрезвычайно сильная изменчивость скорости ветра в разных частях озера. На рис. 2 дан корреляционный график для скорости ветра на высоте 10 м по синхронным среднечасовым наблюдениям на о. Севан и в Норадузе. Как видно из графика, связь для отдельных измерений скорости ветра очень слабая. Если увеличить период осреднений до суток, то, как видно из рис. 3, для тех же пунктов корреляция несколько улучшается, но разброс точек все-таки еще значитель-

ный. Здесь рассмотрен случай корреляции скорости ветра между двумя пунктами, находящимися на наветренном (со стороны озера) берегу. Если рассматривать всю акваторию, то особенности скорости ветра будут определяться также различиями направления воздушного потока в разных частях озера.

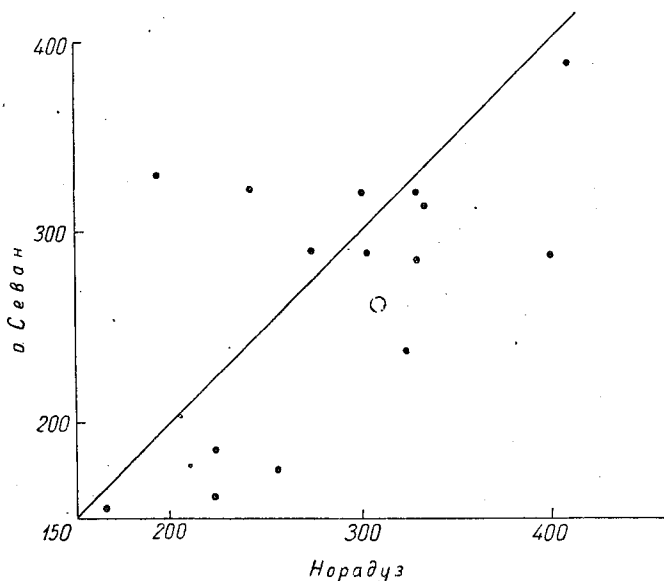


Рис. 1. Связь суточных величин затрат тепла на испарение по наблюдениям на о. Севан и в Норадузе.

Приведем ниже данные наблюдений направления и скорости ветра на высоте 2 м в разных пунктах побережья 30 сентября 1956 г. за 16 час:

Пункт	Направление	Скорость, м/сек.
о. Севан . . . . .	ССЗ	2,5
Норадуз . . . . .	С	5,1
Мартуни . . . . .	СВ	1,1
Цовак . . . . .	СВ	6,6
Гюней . . . . .	З	1,1
Шоржа . . . . .	СВ	4,3

Эти данные показывают значительные различия как по скорости, так и по направлению ветра. В связи с этим осреднение скорости ветра может давать разные величины. Например, если по приведенным данным определить среднюю скорость ветра, то она будет равной 3,5 м/сек.; если при осреднении учесть направление (сложить скорости векторно), то оказывается, средняя будет равна 4,5 м/сек.

Различие в направлении ветра по акватории озера является обычной картиной сложного распределения воздушных потоков над озером. Для иллюстрации этого приведем среднемесячную характеристику направления и скорости ветра, по данным наблюдений на сети станций в июле 1956 г.

Станция	Средняя скорость, м/сек.	Предел изменения направления
о. Севан . . . . .	5,2	СЗ—СВ
пос. Севан . . . . .	3,5	С—В
Нор Баязет . . . . .	2,0	СЗ—СВ
Мартуни . . . . .	1,6	СЗ—СВ
Мазра . . . . .	5,3	В
Шоржа . . . . .	4,1	С—СВ

Приведенные примеры показывают, что одним из основных в оценке испарения на оз. Севан должен быть вопрос об определении характера воздушных потоков над водой.

8. При применении метода теплового баланса для расчета испарения были использованы следующие данные:

а) величины радиационного баланса, полученные путем непосредственных измерений по непрерывной регистрации всех его составляющих над водной поверхностью [2];

б) количество тепла, связанное с теплообменом между поверхностью и нижележащими слоями воды (рассчитано по данным измерений распределения температуры воды);

в) количество тепла, связанное с турбулентным теплообменом между поверхностью и прилежащими слоями воздуха (рассчитано по методу турбулентной диффузии по выражению, аналогичному выражению (3)).

В связи с тем, что значения теплообмена в воде рассчитывались по измерениям температуры в глубокой части озера, величины радиационного баланса и турбулентного потока тепла были также пересчитаны для этих условий. Следует отметить, что значения турбулентного потока тепла

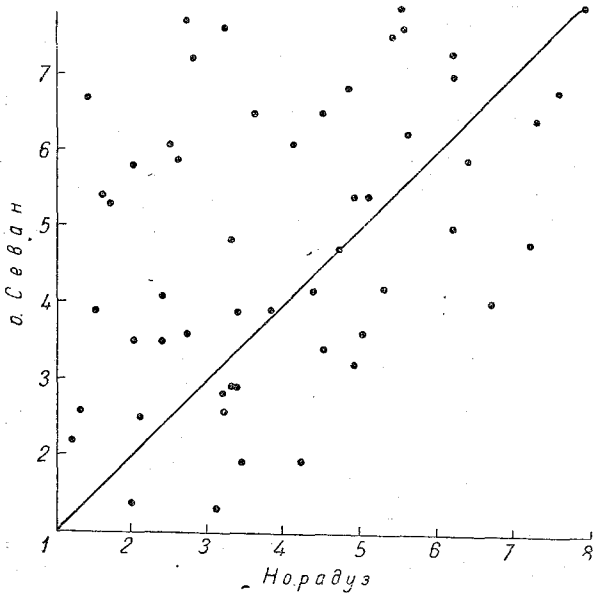


Рис. 2. Связь скорости ветра на высоте 10 м по наблюдениям на о. Севан и в Норадузе.

по сравнению со всеми остальными составляющими теплового баланса были невелики и составляли не больше 10% от величины радиационного баланса.

Рассчитанная по методу теплового баланса величина испарения отличается в пределах 10% от величины, рассчитанной диффузионным методом (см. табл. 3). Это означает, что диффузионный метод с практически достаточным приближением дает возможность рассчитывать величины испарения с поверхности оз. Севан.

9. Некоторую оценку достоверности рассчитанных величин можно провести также по данным непосредственных измерений испарения. Как известно, для этой цели служат испарители.

На озерной станции Севан проводятся измерения испарения по принятым в данное время двум типам испарителей: 1) по испарительному бассейну площадью 20 м<sup>2</sup> и глубиной 2 м, который располагается на суше на водноиспарительной площадке озерной станции, 2) по испарителям ГГИ-3000, располагающимся на суше рядом с бассейном и на плавучей испарительной в 150 м от берега острова. Испарители на

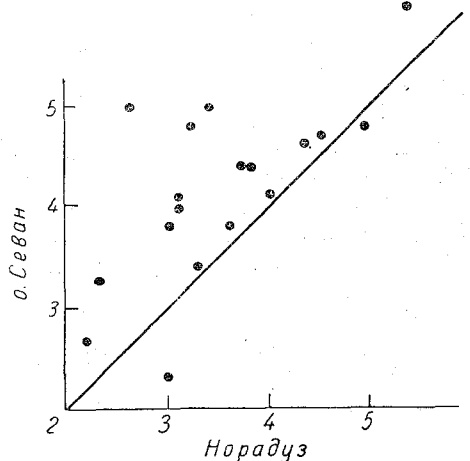


Рис. 3. Связь суточных средних скоростей ветра по наблюдениям на о. Севан и в Норадузе.

установке (на плоту), находящейся на берегу имеют непрерывный ряд на-

блюдений в течение рассматриваемого периода; что касается плавучей испарительной установки, то в силу технических трудностей имеются только отрывочные данные измерений.

В табл. 3 приведены среднесуточные величины испарения за синхронные интервалы времени, полученные различными методами и в разных пунктах в период работы экспедиции. Период осреднения рассматриваемых величин различный, что объясняется возможностями получения данных в том или ином пункте.

Таблица 3

Величины испарения (в миллиметрах за сутки или 12 час.), полученные разными методами на оз. Севан в июле 1956 г.

Период осреднения	Измеренные по испарителям			Рассчитанные				
	на суше		на плоту	диффузионным методом по данным наблюдений в пунктах				методом теплового баланса
	20 м <sup>2</sup>	ГГИ-3000	ГГИ-3000	остров, урез воды	остров, плот	Норануз	озеро (кагер)	точка № 3
15 суток	6,0	7,0	—	4,5	—	4,8	—	—
10 "	5,5	6,5	—	4,4	4,0	—	—	—
23 дня	2,6	3,7	—	2,4	2,3	—	—	—
11 дней	2,4	3,6	2,7	2,2	2,3	—	—	—
7 дней	5,7	7,0	4,3	4,0	—	—	—	—
62 отдельных измерения (отнесены к суткам)	5,8	6,9	—	4,2	—	—	3,7	—
15	6,4	7,5	—	4,7	—	—	—	4,2

Из табл. 3 видно, что величины испарения, полученные диффузионным методом, хорошо согласуются с данными плавучего испарителя, тогда как испарители на суше показывают более высокие величины испарения. Причем это завышение составляет примерно 35% по бассейну и около 60% по наземному испарителю ГГИ-3000. Существенно иная картина получается для дневных величин, когда данные по испарительному бассейну практически не отличаются от полученных по плавучему испарителю. Это обстоятельство, очевидно, связано с различными условиями теплообмена между водной массой, заключенной в испарителе, и нижележащими слоями.

Проведенное сравнение показывает, что с помощью плавучего испарителя в некоторых случаях можно надежно определять величину естественного испарения. Наоборот, величины испарения, получаемые по испарительному бассейну, иногда не характеризуют условия испарения на водоемах. К аналогичным выводам пришли и другие авторы [5].

10. Рассматривая использованную методику расчета испарения диффузионным методом по формуле (4), следует также сравнить ее с формулой (1), применявшейся В. К. Давыдовым. Если формулу (1) привести к одному виду с формулой (4), то будем иметь

$$E = (0,48 + 0,075u_1)(e_0 - 1,15e_2), \quad (1 \text{ а})$$

$$E = 0,144u_1(e_0 - e_2). \quad (4 \text{ а})$$

В этих выражениях для получения  $E$  в миллиметрах за сутки  $e$  представляется в миллибарах, а  $u_1$  — в м/сек.

Соотношение между величинами испарения, рассчитанными по формуле (1а) и формуле (4а), будет разным, в зависимости от скорости ветра, и имеет следующие значения:

$u_1$ , м/сек.	1	3	5
$\frac{E_{(1)}}{E_{(4)}} \dots \dots \dots$	3,2	1,4	1,0

Наибольшие различия величин испарения, рассчитанных по двум формулам, приходятся на малые скорости ветра. Существенно отметить, что в формуле В. К. Давыдова очень велико влияние свободного члена, который даже при значительных скоростях (6 м/сек.) остается больше динамического члена.

11. На основании приведенных данных по использованию современных методов расчета испарения с поверхности оз. Севан можно сделать следующие выводы:

а) Диффузионный метод расчета испарения с поверхности оз. Севан дает величины, подтверждаемые данными, полученными по тепловому балансу и по измерениям с помощью плавучего испарителя. Возможность использования диффузионного метода для определения величин испарения за любой промежуток времени является одним из главных преимуществ этого метода.

б) Изменчивость величин испарения по озеру для июля, очевидно, не превышает 10% для большей части озера, кроме прибрежной наветренной (со стороны озера) части.

в) Внутрисуточная изменчивость испарения для июля невелика, максимальные величины отличаются от минимальных в 2 раза, причем эти различия в основном определяются ходом скорости ветра.

г) Изменчивость ветра (как по скорости, так и по направлению) над озером чрезвычайно велика, особенно для коротких периодов времени, в связи с этим получение величин испарения за небольшие промежутки времени в значительной степени будет зависеть от тщательности определения средней скорости по акватории озера.

д) Отличия величин испарения, полученных по современной методике, от величин, определенных В. К. Давыдовым методом дефицита влажности воздуха, наиболее велики при слабых (меньше 2 м/сек.) и сильных (больше 6 м/сек.) скоростях ветра.

Задачей дальнейших исследований является выяснение особенностей хода метеорологических элементов и изменчивости направления и скорости ветра по акватории озера.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Давыдов В. К. Испарение с поверхности озера Севан. Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна, ч. II, вып. 2, Л., 1935.
2. Кириллова Т. В. Радиационный баланс оз. Севан (см. настоящий сб.).
3. Огнева Т. А. Характеристики турбулентного обмена над водоемами. Труды ГГО, вып. 59 (121), 1956.
4. Будыко М. И., Лайхтман Д. Л., Тимофеев М. П. Определение коэффициента турбулентного обмена в приземном слое воздуха. Метеорология и гидрология, № 3, 1953.
5. Федорова Т. Г., Константинов А. Р. Опыт эксплуатации пловучей испарительной установки. Труды ГГИ, вып. 45 (99), 1954.



## ✓ РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ОЗ. СЕВАН

Измерения радиационного баланса оз. Севан в экспедиции ГГО в 1956 г. имели главной задачей получение количественных данных по приходу тепла на водную поверхность Севана. Это необходимо прежде всего для уточнения расчетов испарения и турбулентного теплообмена методом теплового баланса.

Кроме того, представляло интерес на основании детальных измерений выявить некоторые особенности суточного хода отдельных составляющих радиационного баланса, радиационных характеристик открытой части озера, закономерностей проникновения радиации в воду.

В начале июля 1956 г. над водной поверхностью у берега были установлены два пиранометра для регистрации суммарной и отраженной радиаций и термоэлектрический балансомер для регистрации баланса. Приборы были присоединены к самописцу МСЦ Пр 17. На плоту в 150 м от берега были установлены актинометрические приборы для срочных наблюдений. Эпизодические наблюдения производились с катера. Кроме того, систематические актинометрические наблюдения велись на береговой площадке озерной станции.

В период работы экспедиции с 8 июня по 7 августа по данным регистрации получены следующие средние суточные суммы радиации: по суммарной радиации 703 кал/см<sup>2</sup>, по отраженной радиации 77 кал/см<sup>2</sup>, по радиационному балансу 401 кал/см<sup>2</sup>. Величины радиационного баланса относятся к деятельному слою воды толщиной для условий оз. Севан около 20 м. В суммах за месяц получается соответственно 21,8 ккал/см<sup>2</sup>, 2,4 ккал/см<sup>2</sup> и 12,4 ккал/см<sup>2</sup>. Среднее значение альбеда составляет 0,11.

По тем же данным регистрации на рис. 1 представлен средний суточный ход указанных величин. Как следует из рисунка, полуденные значения суммарной радиации достигают 1,35 кал/см<sup>2</sup> мин., значения радиационного баланса — 1,0 кал/см<sup>2</sup> мин. Радиационный баланс в суточном ходе симметричен относительно полудня. На этот результат следует обратить внимание, поскольку по более ранним наблюдениям на оз. Красавица и на Цимлянском водохранилище [1], а также по наблюдениям Д. Л. Грищенко на Черном море [2] имела место асимметрия в ходе радиационного баланса. Данные регистрации на оз. Севан не подтверждают этого факта.

Месячные суммы радиации были подсчитаны и по данным наблюдений над водной поверхностью с плота. За период наблюдений с 8 июля по 7 августа получается месячная величина суммарной радиации 679 кал/см<sup>2</sup> (у берега 703) и месячная сумма радиационного баланса 488 кал/см<sup>2</sup> (у берега 401). Подсчет месячных сумм производился таким образом, что использовались средние за месяц интенсивности по пяти срокам наблюдений; по этим данным строился суточный ход, а затем подсчитывались суточные суммы. Среднее значение альбеда составляет 8,5%. Сравнение с данными регистрации показывает некоторое занижение суммарной радиации, что можно объяснить приближенным методом подсчета суточных сумм по данным срочных наблюдений, и заметное увеличение радиацион-

ного баланса. Увеличение радиационного баланса (по наблюдениям с плота) может быть объяснено меньшими значениями альбедо и несколько меньшей температурой поверхности воды по сравнению с температурой, измеренной у берега. Однако и

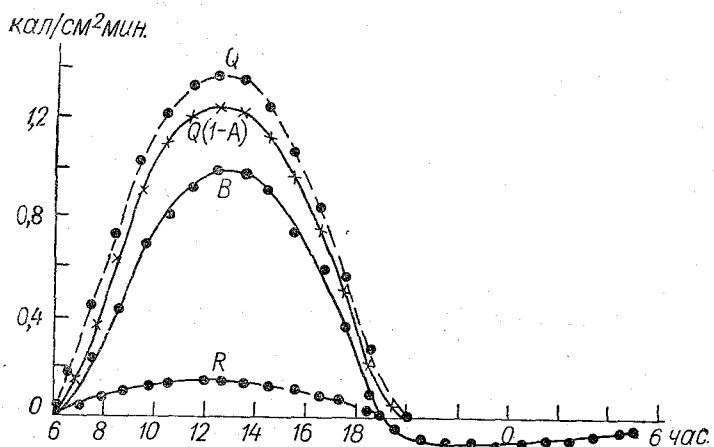


Рис. 1. Суточный ход величин  $Q$ ,  $R$ ,  $B$  и  $Q(1-A)$  по данным регистрации.

в данном случае имеют место ошибки за счет приближенного характера подсчета суточных сумм по данным срочных наблюдений.

Величины суммарной радиации и радиационного баланса измерялись при специальных наблюдениях одновременно в нескольких точках озера (у берега,

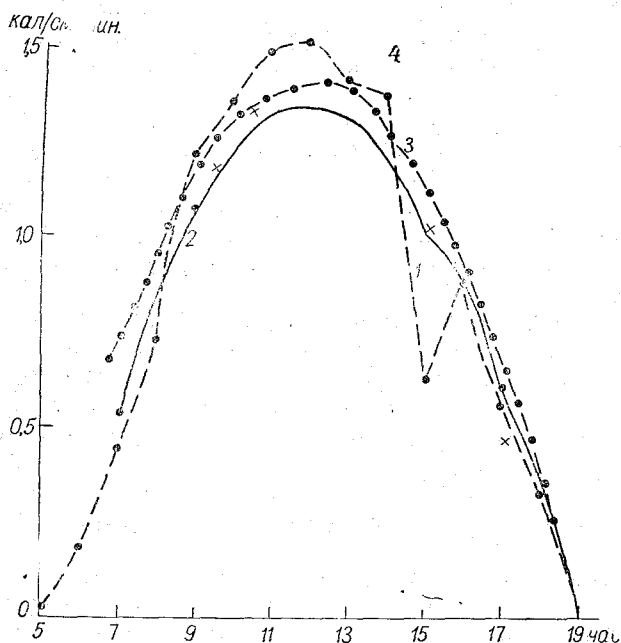


Рис. 2. Суточный ход суммарной радиации за 17 июля. 1 — по регистрации; по наблюдениям: 2 — в Норадузе, 3 — на плоту, 4 — с катера.

с плота, с катера и с мостков в Норадузе). Однако сравнение их между собой можно произвести только для безоблачных или малооблачных дней. Существенные различия в облачности приводят к заметным различиям величин суммарной радиации и радиационного баланса. На рис. 2 представлен дневной ход  $Q$  в различных пунктах наблюдений за один из малооблачных дней июля (17 июля). На рис. 3 представлен суточный ход радиационного баланса. Различия в значениях суммарной радиации и радиационного баланса, измеренных в различных пунктах озера, достигают в отдельные часы 10%. Радиационный баланс центральной части озера по измерениям с катера больше, чем по данным береговых наблюдений с мостков в Норадузе и по регистрации у острова. На основании на-

блюдений за 17 июля можно считать, что суточные суммы баланса по наблюдениям с катера близки к суммам, рассчитанным по наблюдениям с плота. При оценке измерений радиационного баланса в нескольких точках следует

отдать предпочтение результатам регистрации с учетом того, что альbedo прибрежной зоны завышено. Если сделать пересчет на условия центральной части озера, то следует увеличить суточную величину радиационного баланса за счет меньшего альbedo на  $18 \text{ кал/см}^2$  и за счет большего излучения водной поверхности у берега на  $12 \text{ кал/см}^2$ . Таким образом, для центральной части озера среднее значение радиационного баланса за период с 8 июля по 7 августа следует принять равным  $430 \text{ кал/см}^2$ .

На рис. 4 представлен дневной ход альbedo по данным регистрации (кривая 1). При малых высотах солнца в  $10-20^\circ$  значение альbedo составляет  $14-16\%$ ; в околополуденные часы — около  $10\%$ . Небольшая зависимость от высоты солнца (по сравнению с рассчитанной для прямой радиации) объясняется прежде всего наличием постоянного волнения на Севане. Высокие значения альbedo объясняются влиянием дна, поскольку в месте установки прибора глубина составляла лишь  $1,2 \text{ м}$ . Поэтому интересно сравнить данные регистрации с результатами измерений с плота, которые проводились при глубине воды, большей  $10 \text{ м}$ . На том же рисунке вторая кривая представляет дневной ход альbedo по средним

данным наблюдений с плота. Значения альbedo в дневные часы составляют  $8\%$ . Таким образом, в данных условиях отражение от дна увеличивает альbedo на  $2\%$ .

Эпизодические наблюдения с катера дают среднее значение альbedo  $7\%$ . Состояние водной поверхности в период экспедиции может быть охарактеризовано средним волнением  $1-3$  балла. Величины альbedo по наблюдениям с катера

определяются менее точно, что объясняется трудностями производства наблюдений при волнении.

Тщательные измерения альbedo у берега в месте установки приборов для регистрации производились во время градуировок. При этом измерения проводились по контрольной установке в течение  $30$  или  $60$  мин. с отсчетами через каждые  $5$  мин.

В табл. 1 приведены результаты измерений альbedo при безоблачной погоде и одновременные наблюдения над степенью волнения. Из рас-

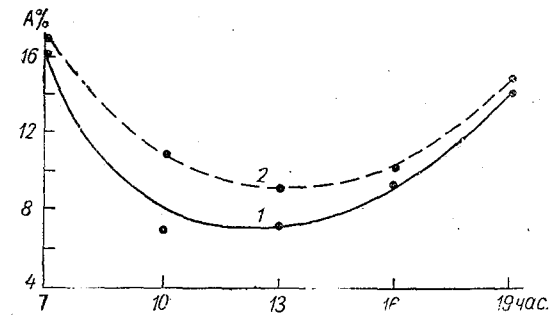


Рис. 4. Дневной ход альbedo.

1 — по наблюдениям на плоте, 2 — по регистрации.

смотрения таблицы следует, что значения альbedo изменяются в очень широких пределах от  $6,6$  до  $15,6\%$ .

Изменения альbedo обусловлены, вероятно, различной степенью волнения, прозрачностью воды, а также высотой солнца. Максимальные значения альbedo наблюдаются при штиле ( $15,6\%$ ), когда влияние светлого дна наибольшее. При сильном волнении мутная вода экранирует дно, и значения альbedo снижаются до  $6-9\%$ . Таким образом, на Севане измерения альbedo у берега не могут характеризовать альbedo открытого водоема. Альbedo прибрежной полосы водоема

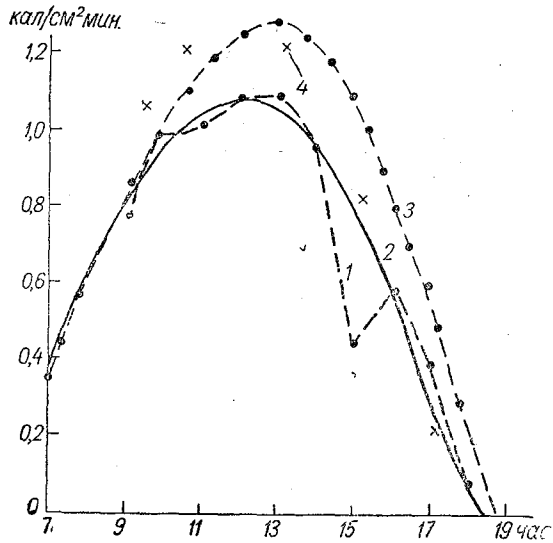


Рис. 3. Суточный ход радиационного баланса за 17 июля.

Усл. обозначения см. рис. 2.

меняется в очень широких пределах. Регистрация характеризует средние условия, которые в июле соответствуют волнению у берега 1—2 балла. Влияние волнения на величину альbedo (табл. 1) следует отнести за счет того, что степень волнения определяет условия прозрачности и режим отражения слоев воды и ложа водоема.

Таблица 1

Дата	Время, час. мин.	Количество серий наблюдений	Степень волнения, баллы	Альbedo, %
10 VII	12—13	8	1	8,9
13 VII	14 30—15	6	3	6,6
19 VII	12—12 30	3	—	13,6
21 VII	11—11 30	5	1—2	9,2
25 VII	8 30—9	7	0	15,6
25 VII	11—11 30	7	0—1	12,0
31 VII	14—15	7	2	6,7
1 VIII	8 30—9 30	7	1	13,0
3 VIII	11—12	6	2	8,5

По данным регистрации было подсчитано среднее значение альbedo в 10—17 час. при ясном и пасмурном небе. При ясном небе в среднем из 105 наблюдений получилось значение альbedo 0,097. При пасмурном небе число случаев наблюдений было всего 10. При этом альbedo составило 0,123. Следовательно, при облачном небе, по нашим наблюдениям, величины альbedo выше. Однако для окончательного суждения о количественных изменениях альbedo мы еще не имеем достаточного материала.

В период экспедиции в околополуденные часы было произведено несколько измерений радиации, выходящей из воды. Эти измерения производились с помощью подводного пиранометра, расположенного на водной поверхности приемником вниз. Значения радиации, выходящей из воды, по единичным наблюдениям составляют 0,006 кал/см<sup>2</sup> мин. Средние величины отраженной радиации равны 0,135 кал/см<sup>2</sup> мин. Таким образом, вклад выходящей из воды радиации в величину альbedo составляет 0,5%.

Результаты измерений радиационного баланса водной поверхности можно сравнить с результатами измерений на суше.

На основании подсчета суточных сумм, по данным наблюдений на береговой площадке, получены величины суммарной радиации 668 кал/см<sup>2</sup>, радиационного баланса 350 кал/см<sup>2</sup> и отраженной радиации 110 кал/см<sup>2</sup>, что дает для альbedo 16,5%. В утренние и вечерние часы альbedo составляет около 20%; в 8—15 час. колеблется около 16%. Радиационный баланс суши на 23% ниже баланса деятельного слоя воды. Различия обусловлены в равной мере и иными значениями альbedo, и разной температурой поверхности.

Специальные наблюдения проводились по подводному пиранометру над радиацией, проникающей в воду. В табл. 2 представлены осредненные результаты измерений над ослаблением радиации в воде по наблюдениям с плота (глубина 10 м) и с катера (глубина 60 м).

Таблица 2

Глубина, м	0,01	0,06	0,12	0,18	0,30	0,50	1,0	2	3	5	8	10	15	20
$\frac{Q}{Q_0}$ плот . . . . .	0,78	0,66	0,60	0,56	0,52	0,45	0,36	0,21	0,16	0,10	0,06	0,04	—	—
$\frac{Q}{Q_0}$ катер . . . . .	—	—	—	—	—	—	0,43	0,34	0,28	0,19	0,12	0,09	0,05	0,03

$Q$  — значение суммарной радиации на данной глубине,  $Q_0$  — значение суммарной радиации на поверхности.

Как следует из таблицы, значительная доля радиации поглощается в самом верхнем поверхностном слое толщиной 1 см. Ослабление радиации в центральной части водоема (наблюдения с катера) происходит медленнее, чем в прибрежной зоне. Радиация на оз. Севан проникает до очень больших глубин (25—30 м), что объясняется большой прозрачностью воды Севана.

По окончании экспедиции актинометрические наблюдения в 5 дневных сроков и 1 ночной проводились над суммарной, отраженной радиацией и радиационным балансом над водной поверхностью (с плота) до ноября силами озерной станции УГМС. Одновременно проводились наблюдения и на береговой площадке. По данным этих наблюдений были рассчитаны месячные суммы радиационного баланса и его составляющих. Результаты подсчета представлены в табл. 3.

Таблица 3

Месяц	Вода				Суша			
	Q	R	E	B	Q	R	E	B
VII <sup>1</sup>	20,4	1,7	4,1	14,6	20,0	3,3	6,2	10,5
VIII	17,1	1,7	4,1	11,3	16,4	2,8	5,3	8,3
IX	13,7	1,6	5,2	6,9	13,8	2,4	4,2	7,2
X	11,5	1,0	5,9	4,6	11,1	2,0	4,8	4,3

Различия в суммарной радиации по измерениям в двух пунктах на берегу и на плоту наибольшие в августе и составляют 5%. Радиационный баланс деятельного слоя воды в июле и августе превышает радиационный баланс суши на 35—40%. В сентябре и октябре радиационный баланс воды и суши почти одинаков. Таким образом, превышение радиационного баланса воды над радиационным балансом суши не сохраняется неизменным в период июль—октябрь. В осенние месяцы увеличение радиационного баланса воды за счет меньшего альбеда ослабляется увеличением эффективного излучения за счет высоких значений температуры поверхности.

По измеренным суммам радиации, падающей на поверхность и отраженной, получаются следующие средние значения альбеда за четыре месяца наблюдений (табл. 4).

Таблица 4

	VII	VIII	IX	X
Вода . . .	8,4	10,0	10,9	8,7
Суша . . .	16,5	17,0	17,4	18,2

Изменения альбеда водной поверхности могут быть объяснены изменением высоты солнца, наличием волнения и облачностью. Из-за изменения высоты солнца можно ожидать некоторое увеличение альбеда с июля до ноября. Меньшие значения альбеда в октябре могут быть объяснены меньшей облачностью (2,3 вместо 4,4 в сентябре). Однако вероятно здесь и большая ошибка в измерениях и расчете сумм из-за уменьшения величин отраженной радиации с уменьшением высоты солнца и продолжительности дня.

Изменение альбеда со временем может быть показано и по средним месячным данным наблюдений за 13 час., представленным в табл. 5.

Таблица 5

	VII	VIII	IX	X
Вода . . .	7,4	8,3	9,7	8,2
Суша . . .	15,4	16,7	16,7	18,2

Увеличение альбеда в сентябре и в этом случае подтверждает наличие некоторого максимума, объясняемого, вероятно, большим баллом облачности. Меньшие

<sup>1</sup> На воде за июль использованы данные с 8 июля по 7 августа.

величины альbedo по сравнению с рассчитанными по суммам радиации подтверждают известный факт зависимости альbedo от высоты солнца.

При отсутствии наблюдений по радиационному балансу водной поверхности можно рассчитать его по наблюдениям радиационного баланса суши. Зная величины радиационного баланса суши  $B'$ , альbedo водной поверхности  $A$  и поверхности суши  $A'$  и температуры последних  $T_c$  и  $T_b$ , величину радиационного баланса водной поверхности  $B$  можно рассчитать по формуле

$$B = B' + Q'(A' - A) + 4\sigma T^3 (T_c - T_b). \quad (1)$$

Результаты расчетов по формуле (1) по средним месячным данным и данные фактических измерений на водной поверхности представлены в виде корреляционного графика на рис. 5.

Различия в величинах радиационного баланса водной поверхности, рассчитанных по формуле (1) и измеренных, объясняются неточным представлением разностей излучения воды и суши

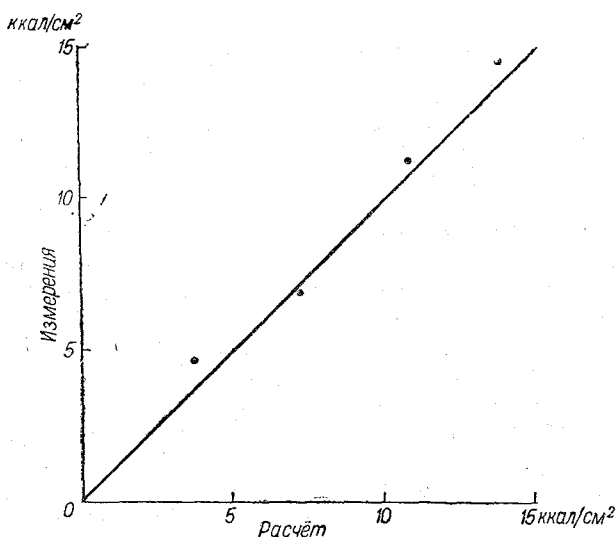


Рис. 5. График сравнения измеренных и рассчитанных величин радиационного баланса.

излучения воды и суши слагаемым  $4\sigma T^3 (T_c - T_b)$ . Расчет радиационного баланса и его составляющих на основании метеорологических наблюдений над температурой, влажностью воздуха и облачностью может быть произведен по методике, изложенной в работе [4]. При этом отдельно производится расчет поглощенной радиации при наличии облачности  $Q(1 - A)$  и расчет эффективного излучения  $E$  с поправкой на облачность и на разность температур поверхности и воздуха на высоте 2 м. В выполненном расчете использованы значения альbedo по данным измерений. Следует заметить, что полученные для водной поверхности значения альbedo значительно отличаются от предлагаемых для расчета на основании теоретических расчетов без учета волнения и наличия облачности.

В табл. 6 приведены и те и другие величины альbedo для различных месяцев.

Таблица 6

	VII	VIII	IX	X
Измерения .	8,4	10,0	10,9	8,7
Расчеты . .	6,0	6,0	7,0	8,0

В табл. 7 представлены результаты расчетов составляющих радиационного баланса за четыре месяца (июль — октябрь).

Таблица 7

Месяц	Вода				Суша.			
	Q	Q (1-A)	E	B	Q	Q (1-A)	E	B
VII	15,1	14,0	5,1	8,9	15,1	12,7	6,7	6,0
VIII	15,4	14,2	5,1	9,1	15,4	13,0	6,4	6,6
IX	12,5	11,6	6,5	5,1	12,5	10,6	5,5	5,1
X	12,2	11,1	6,7	4,4	11,4	9,3	5,1	4,2

Сравнение с наблюдениями (табл. 3) показывает большие различия рассчитанных и измеренных величин радиационного баланса за июль — сентябрь и большие различия в поглощенной радиации и эффективном излучении. В дополнение к табл. 7 по данным наблюдений за 1 час подсчитаны средние значения эффективного излучения за июль — октябрь на суше и на водной поверхности. Результаты расчетов по формулам [4] и графику Ковалевой [5] представлены в табл. 8. В этой же таблице представлены результаты измерений по ночным наблюдениям.

Таблица 8

		VII	VIII	IX	X
По методике Берлянд	Вода . . . . .	0,07	0,11	0,12	0,13
	Суша . . . . .	0,04	0,06	0,06	0,06
По графику Ковалевой	Вода . . . . .	0,07	0,12	0,12	0,14
	Суша . . . . .	0,06	0,10	0,09	0,08
По измерениям	Вода . . . . .	0,09	0,10	0,11	0,15
	Суша . . . . .	0,08	0,08	0,08	0,10

Рассчитанные и измеренные величины эффективного излучения различаются во все месяцы как на воде, так и на суше. Обращает внимание тот факт, что расчет по двум методам дает не меньшие различия результатов, чем по одному из них, с измерениями (особенно для суши). Вероятно, эти различия в результатах расчетов следует объяснить неодинаковым учетом облачности. В условиях ясной погоды согласованность указанных методов лучшая.

Можно еще добавить, что для условий Севана (высота над уровнем моря 2000 м) общепринятая зависимость излучения от облачности и рекомендуемые средние значения коэффициентов  $C$  требуют специального изучения. Предварительная оценка значений коэффициентов, учитывающих влияние облачности на величину эффективного излучения, по данным регистрации  $B$ ,  $Q$  и  $R$  и ежечасных наблюдений над облачностью, дает меньшие их значения для лета, чем рекомендуемые для средних условий для данной широты.

Для выяснения различий в рассчитанных и измеренных величинах суммарной радиации к анализу может быть привлечен материал актинометрических наблюдений озерной станции на береговой площадке. По принятой методике [4] были подсчитаны суммы радиации с апреля 1955 г. по февраль 1956 г. по среднему за месяц суточному ходу и времени восхода и захода солнца на 15-е число каждого месяца (табл. 9).

Таблица 9

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Измерения . . .	12,4	17,8	19,7	19,9	16,9	14,1	11,5	7,1	5,1	7,5	8,4
Расчеты . . . .	10,8	14,7	17,8	16,5	15,8	12,0	8,4	5,0	3,8	4,5	5,5

Из таблицы следует, что измеренные величины превышают рассчитанные во все месяцы года примерно на 20%. Причина различий может быть в неточном учете облачности при расчетах и в неточном определении сумм возможной радиации (радиации при безоблачном небе) из-за высоких значений коэффициента прозрачности в горных условиях. При выделении наблюдений при безоблачном небе автором подсчитаны месячные суммы возможной радиации. Для этого за каждый месяц наносились на график значения суммарной радиации при безоблачном и малооблачном небе, и получен средний за месяц суточный ход суммарной радиации при безоблачном небе, по которому рассчитывались суточные суммы. Результаты обработки наблюдений и величины возможной радиации, рекомендуемые при расчетах, приведены в табл. 10.

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Измерения . . .	16,8	22,8	23,9	22,3	19,5	17,0	13,7	9,6	7,6	8,9	11,4
Расчеты . . .	20,0	22,9	23,5	23,2	21,1	17,6	13,4	9,7	7,7	8,7	11,5

За исключением апреля, все суммы возможной радиации по наблюдениям на Севане хорошо согласуются со средними многолетними для данной широты. Можно только предположить, что последние несколько завышены для средних условий, поскольку для района Севана характерные значения коэффициента прозрачности выше его средних значений для данной широты. Принятые при расчете месячные суммы возможной радиации правильно характеризуют район Севана, и различия в действительных суммах радиации следует искать в неточном учете облачности при расчетах. Очевидно, принятые значения коэффициента  $K$  для расчета суммарной радиации при облачном небе завышены. Действительно, расчет коэффициента  $K$  по общей облачности по формуле

$$K = \frac{Q_0 - Q_n}{Q_{0n}} \quad (2)$$

дает в среднем за год величину  $K = 0,39$ , в то время как принятое значение для данной широты равно 0,67. Очевидно, для горной местности характер влияния облачности на суммарную радиацию иной.

Можно определить значение коэффициента  $K$  и по данным регистрации суммарной радиации в период работы экспедиции. При этом расчете для каждого часа были определены средние значения суммарной радиации при безоблачном небе, а также средние по имеющемуся числу случаев значения суммарной радиации при сплошной облачности. Значение  $K$ , полученное по формуле  $K = 1 - \frac{Q}{Q_0}$  при  $n = 1,0$ , оказалось равным 0,30 по 43 случаям наблюдений. Таким образом, подтверждается, что принимать среднее значение  $K = 0,67$  нельзя. Следует заметить, что при облачности 1—6 баллов в околополуденные часы, как правило, получаются отрицательные значения коэффициента  $K$ , что свидетельствует о наличии солнца и большей величине рассеянной радиации по сравнению с безоблачным небом. Это говорит о том, что линейная зависимость от степени облачности в формуле  $Q = Q_0(1 - Kn)$  неточно описывает влияние облачности на суммарную радиацию.

На основании полученного нами значения коэффициента для июля—октября были вновь рассчитаны величины суммарной радиации, а затем и радиационного баланса (табл. 11).

Таблица 11

	Поглощенная радиация				Радиационный баланс			
	VII	VIII	IX	X	VII	VIII	IX	X
Вода . . .	17,8	16,7	13,8	11,3	12,7	11,6	7,3	4,7
Суша . . .	16,1	15,1	12,5	10,1	9,4	8,7	7,0	5,0

Как следует из сравнения полученных величин с результатами измерений (табл. 3) и с результатами расчета при  $K = 0,67$  (табл. 7), согласованность данных последней таблицы с измерениями значительно лучше. Таким образом, следует использовать значение  $K = 0,39$  до тех пор, пока не определены значения  $K$  для каждого месяца года. Для расчета радиационного баланса оз. Севан необходимо правильно оценить степень облачности над водной поверхностью. Некоторое представление об изменчивости радиационного баланса в районе оз. Севан могут



дать результаты расчета месячных сумм составляющих и самого радиационного баланса по данным метеорологических наблюдений береговых станций, расположенных на северном, южном, восточном и западном побережьях. Расчеты сделаны для июля 1956 г. (для суши), и результаты представлены в табл. 12.

Таблица 12

	Облач- ность	Влаж- ность	$t$ возд.	$t$ почвы	$Q_n(1-A)$	$E_n$	$B$
Семеновка, 40°39'	0,68	9,0	12,2	19,1	10,0	5,7	4,3
Шоржа, 40°30'	0,42	8,9	16,4	22,5 <sup>1</sup>	13,4	6,6	6,8
Нор-Баязет, 40°21'	0,54	9,1	15,1	22,5 <sup>1</sup>	11,8	6,5	5,3
Мазра, 40°14'	0,32	8,8	15,6	22,5	14,6	7,1	7,5

Наибольшие различия в радиационном балансе получаются за счет различий в суммарной радиации от 10 ккал/см<sup>2</sup> при облачности 0,68 до 14,6 ккал/см<sup>2</sup> при облачности 0,32.

Радиационный баланс может измениться в  $1\frac{1}{2}$  раза (Нор-Баязет, Мазра) из-за различий в степени облачности. Таким образом, уточнение расчетов радиационного баланса оз. Севан находится в прямой зависимости от правильной оценки степени облачности над Малым и Большим Севаном.

По изложенному материалу можно сделать следующие выводы.

1. Среднее значение альbedo по данным измерений превышает рассчитанное теоретически на 2—4%.

2. В прибрежной зоне влияние дна на величину альbedo сказывается очень сильно, повышая значение последнего до 15% в штилевую погоду.

3. Различия в величинах радиационного баланса отдельных частей озера при однородных условиях облачности составляют около 10%.

4. Различная степень облачности в различных частях бассейна оз. Севан очень существенно меняет величины радиационного баланса. Поэтому правильная оценка облачности необходима для точных расчетов радиационного баланса и его составляющих.

5. Одной из причин различий рассчитанных и измеренных величин суммарной радиации является использование при расчете слишком высоких значений коэффициента  $K$ . Для условий оз. Севан следует рекомендовать использование другого значения коэффициента  $K$ , а именно  $K=0,39$ .

6. В летние месяцы на оз. Севан радиационный баланс деятельного слоя воды превышает радиационный баланс суши на 35—40%, в сентябре—октябре эти различия уменьшаются за счет увеличения излучения водной поверхности по сравнению с излучением суши и из-за некоторого уменьшения альbedo.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кириллова Т. В. Радиационный баланс водной поверхности. Труды ГГО, вып. 59 (121), 1956.
2. Грищенко Д. Л. Альbedo и радиационный баланс моря. Труды ГГО, вып. 46 (108), 1955.
3. Тимофеев М. П. О метеорологическом эффекте орошения. Метеорология и гидрология, № 4, 1952.
4. Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 48 (110), 1954.
5. Ковалева Е. Д. О расчете эффективного излучения земной поверхности и противозлучения атмосферы. Труды ГГО, вып. 27 (89), 1951.

<sup>1</sup> Взято по ст. Мазра.

## О РЕЗУЛЬТАТАХ ИЗМЕРЕНИЯ ПОДВОДНОЙ РАДИАЦИИ

Летом 1956 г. на оз. Севан были проведены измерения радиации, проникающей в водную толщу.

Постановка таких наблюдений на оз. Севан представляет особый интерес, так как вода этого озера отличается большой прозрачностью; например, по данным, приведенным Б. Д. Зайковым<sup>1</sup>, прозрачность по белому диску для Севана составляет 21,0 м. Такая высокая прозрачность способствует глубокому проникновению солнечной радиации в водную толщу.

Наблюдения за радиацией в воде производились нами в период с 10 июля по 7 августа 1956 г. в северной части Малого Севана, как правило, в условиях безоблачной или малооблачной погоды.

Систематические наблюдения велись с плота озерной станции, установленного в 150 м от берега, а эпизодические — с катера в центральной части Малого Севана.

Всего за указанный выше период было проведено 38 серий наблюдений.

Прибором для измерения величины радиации в воде служил специальный термоэлектрический пиранометр Янишевского несколько видоизмененной конструкции, изготовленный экспериментальными мастерскими ГГО, так называемый „подводный пиранометр“ (рис. 1).

Подводный пиранометр состоит из приемной части, корпуса и текстолитовой крышки.

Рис. 1. Общий вид подводного пиранометра.

Приемная часть подводного пиранометра (рис. 2) представляет собой четыре термобатареи с приемной площадью  $3,5 \times 3,5$  см каждая, укрепленные на специальных алюминиевых пластинках, соединенные между собой попарно параллельно и включенные в цепь последовательно.

Все четыре алюминиевые пластинки с термобатареями смонтированы на одном текстолитовом основании. Под этим основанием под каждой парой термобатарей прикреплены сушилки.

Приемная часть помещена в толстостенный металлический корпус высотой 6 см и диаметром 22 см, окрашенный в белый цвет. Сверху на корпус навинчена рамка, в которую на водонепроницаемой прокладке вставлено толстое стекло.

<sup>1</sup> Б. Д. Зайков. Очерки по озероведению. Гидрометеиздат, Л., 1956.

К боковым сторонам корпуса прибора прикреплена металлическая дуга, служащая для крепления прибора к тросу при опускании его в воду. Наличие этой дуги создает некоторую ошибку в показаниях прибора, обусловленную затенением части термобатарей в околополуденные часы.

Для устойчивого горизонтального положения прибора при работе с ним в воде к нему снизу на металлической дужке подвешивается груз весом 3—5 кг.

Текстолитовая крышка служит для предохранения стекла и термобатарей от внешних повреждений.

Градуировка подводного пиранометра, установленного на плоту, была проведена в естественных условиях сравнением с актинометром методом солнце — тень на горизонтальную поверхность прибора. Значение переводного множителя было получено равным  $0,0050 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$  на одно деление при соединении с гальванометром ГСА на клеммы 1—2.

Перед началом каждой серии наблюдений по подводному пиранометру производились последовательно отсчеты суммарной радиации по пиранометру, установленному на стреле на плоту, и по подводному пиранометру, установленному над водной поверхностью. Определение суммарной радиации по обоим пиранометрам дало нам возможность определять значение переводного множителя для подводного пиранометра для каждой серии наблюдений. Это было необходимо для уточнения переводного множителя подводного пиранометра. Кроме того, чувствительность подводного пиранометра зависит от ориентации термобатарей прибора к падающим лучам солнца, а поэтому

сравнения показаний подводного пиранометра с контрольным были необходимы для учета этой зависимости.

Среднее значение переводного множителя из 18 серий наблюдений равно  $0,0056$ , таким образом, расхождение между переводными множителями, определенными различными методами, составляет около  $12\%$ .

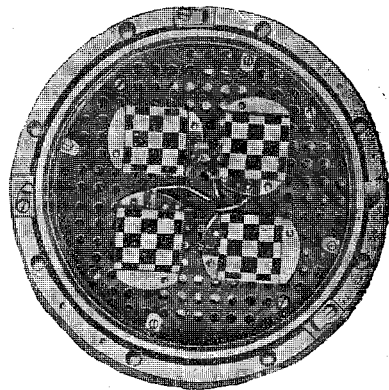


Рис. 2. Приемная часть подводного пиранометра.

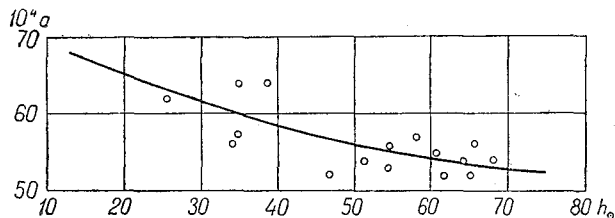


Рис. 3. Зависимость переводного множителя от высоты солнца.

превышает чувствительность обычных пиранометров, а поэтому применяемые при измерениях радиации над водой гальванометры ГСА не могут быть непосредственно использованы и требуют введения в цепь дополнительного сопротивления порядка 200 ом. При измерениях в глубоких слоях воды подводный пиранометр подключался к гальванометру без дополнительного сопротивления.

При обработке результатов наблюдений необходимо было все показания гальванометра привести к одной шкале. Для этого во время наблюдения при переключении на другие клеммы производились последовательно измерения на одной и той же глубине на различных клеммах. Полученные соотношения не оказались постоянными, и при обработке использованы их средние значения, которые приведены в табл. 1.

На рис. 3 представлена зависимость переводного множителя от высоты солнца, показывающая, что с уменьшением высоты солнца чувствительность подводного пиранометра понижается и соответственно величина переводного множителя увеличивается.

Чувствительность подводного пиранометра значительно

При осреднении были использованы наблюдения по 17 сериям. Отклонения от среднего при отдельных измерениях, как правило, составляли величину 1—2%, однако наблюдались случаи, отличающиеся от среднего на 5 и даже 10%.

Таблица 1

Соотношения клемм	$a_{12}$	$a_{12}$	$a_{12}$	$a_{12}$ д. с.
	$a_{12}$ д. с.	$a_{13}$	$a_{13}$ д. с.	$a_{13}$ д. с.
Средние значения	2,8	1,9	3,9	1,35

Плот озерной станции был расположен в 150 м от берега с южной стороны полуострова и представлял собой деревянную раму в виде равнобедренного треугольника со сторонами 10 м и основанием 6 м. Плот был закреплен на якоре при помощи цепи и мог свободно перемещаться и устанавливаться по направлению ветра на глубинах от 9 до 11 м.

В кормовой части плота установили лебедку, на которой опускался подводный пиранометр.

Наблюдения над радиацией в воде производились, как правило, после срочных наблюдений в интервале высот солнца от 25 до 65°.

Порядок наблюдений был следующий: сначала производились измерения суммарной радиации по пиранометру, установленному на стреле, затем к тому же гальванометру подключался подводный пиранометр и производилось измерение суммарной радиации над водой по подводному пиранометру, после чего прибор опускался в воду и производились измерения радиации на глубинах 1, 6, 12, 18, 30, 50, 100, 200, 300, 500, 800 см и у дна. По достижении дна пиранометр поднимали вверх, причем на глубинах 500 и 100 см производились повторные измерения радиации. После окончания серии суммарная радиация вторично измерялась по контрольному пиранометру на стреле. Продолжительность одной серии наблюдений составляла около 30 мин.

Сравнивая показания гальванометра при измерениях радиации на одной и той же глубине при опускании прибора в начале серии и подъеме в конце серии, систематической ошибки, связанной с суточным ходом радиации, а также инерцией прибора, не обнаружили. Разность показаний гальванометра в указанных двух случаях в среднем составляла одно деление гальванометра, что для глубины 1,0 м составляет ошибку около 2%, а для глубины 5,0 м около 5%.

Обработка наблюдений по подводному пиранометру заключалась в приведении показаний гальванометра к одной шкале после введения в отсчеты шкаловых поправок гальванометра и учета места нуля; затем определялись отношения радиации, измеренной на заданной глубине,  $Q$  к суммарной радиации, измеренной подводным пиранометром над водной поверхностью,  $Q_0$ , т. е. отношение  $\frac{Q}{Q_0}$ .

Из общего числа 29 серий измерений на плоту нами были исключены серии с изменением суммарной радиации за время наблюдений больше чем на 0,15 кал/см<sup>2</sup> мин., а также те серии, при которых происходило затенение приемника подводного пиранометра из-за разворота плота по ветру; из 19 надежных серий были получены средние величины отношения  $\frac{Q}{Q_0}$ , которые приведены в табл. 2.

Таблица 2

Глубина, см	1	6	12	18	30	50	100	200	300	500	800	1000
$\frac{Q}{Q_0}$	0,78	0,66	0,60	0,56	0,52	0,45	0,36	0,21	0,16	0,10	0,06	0,04

Таблица 3

Глубина, м	10 VII <sup>1</sup>		16 VII <sup>1</sup>		17 VII <sup>1</sup>		18 VII		20 VII		21 VII		22 VII		25 VII		31 VII 2 VIII		
	14 11	16 08	10 20	13 20	9 21	11 26	13 10	16 14	13 13	16 09	7 11	9 49	16 13	6 49	9 50	13 16	16 22	9 11	13 22
время час. мин.																			
Над поверх- ностью	1,28	0,79	1,34	1,36	1,12	1,40	1,45	0,81	1,41	0,93	0,57	1,23	0,82	0,42	1,21	1,37	0,72	1,08	1,28
1	1,00	0,70	1,01	1,16	0,92	1,17	1,16	0,62	1,10	0,78	0,33	1,10	0,59	0,26	1,01	1,14	0,49	0,78	1,09
6	0,88	0,60	0,94	0,98	0,76	0,98	0,92	0,52	0,97	0,68	0,31	0,92	0,54	0,18	0,86	0,99	0,46	0,65	—
12	0,81	0,53	0,87	0,87	0,72	0,89	0,86	0,48	0,86	0,59	0,30	0,85	0,46	0,16	0,79	0,88	0,40	0,59	0,78
18	0,76	0,48	0,81	0,78	0,67	0,85	0,78	0,41	0,80	0,56	0,29	0,81	0,44	0,16	0,69	0,83	0,37	0,57	—
30	0,69	0,42	0,74	0,73	0,65	0,78	0,72	0,38	0,74	0,50	0,25	0,75	0,40	0,14	0,67	0,77	0,34	0,52	0,71
50	0,62	0,35	0,66	0,64	0,58	0,68	0,63	0,32	0,67	0,44	0,24	0,62	0,19	0,14	0,62	0,69	0,28	0,47	0,64
100	0,46	0,25	0,54	0,54	0,45	0,56	0,47	0,24	0,60	0,34	0,20	0,57	0,19	0,12	0,49	0,56	0,24	0,30	0,54
200	0,31	0,14	0,07	0,38	—	0,34	0,34	0,15	0,37	0,20	0,15	0,42	0,09	0,08	0,08	0,44	0,17	—	0,40
300	0,17	0,10	0,05	0,30	—	0,12	0,27	—	—	—	—	—	—	0,06	0,05	—	0,13	—	0,32
500	0,12	0,05	0,05	0,17	0,10	0,08	0,15	0,09	0,23	0,08	0,07	0,20	0,08	0,05	0,03	0,24	0,07	—	0,22
800	0,06	0,03	0,05	0,06	0,08	0,05	0,07	0,03	0,12	0,05	0,04	0,11	0,05	0,03	0,03	0,13	0,04	0,08	0,13
1000	0,03 (дно)	0,02 (дно)	—	—	—	—	—	0,02 (дно)	0,08 (дно)	0,03 (дно)	0,03 (дно)	0,08 (дно)	0,03 (дно)	0,02 (дно)	0,03 (дно)	0,09	0,03	—	0,10 (дно)
Дно	—	—	0,04 (960)	0,05 (960)	0,05 <sup>1</sup> (960)	0,04 (960)	0,04 (990)	—	—	—	—	—	0,03 (1100)	—	—	0,08 (1100)	0,01 (1150)	0,06 (960)	—

<sup>1</sup> В отмеченных сериях в верхних 100 см отдельные величины радиации приведены к указанным глубинам интерполяцией.

Пользуясь значениями переводных множителей, определенных в начале каждой серии наблюдений сравнением суммарной радиации, измеренной контрольным пиранометром, установленным на стреле, и подводным пиранометром, нами была подсчитана величина радиации в воде в кал/см<sup>2</sup> мин. в июле и августе 1956 г., которая и представлена в табл. 3.

Убывание радиации по глубине описывается обычно экспоненциальным законом

$$Q = Q_0 e^{-\alpha z}, \quad (1)$$

где  $\alpha$  — коэффициент ослабления радиации,  $z$  — глубина.

Логарифмируя формулу (1), имеем

$$\ln \frac{Q_0}{Q} = \alpha z. \quad (2)$$

На рис. 4 представлена зависимость  $\ln \frac{Q_0}{Q}$  от  $z$  на основании данных табл. 2.

Из рассмотрения рис. 4 следует, что коэффициент ослабления  $\alpha$  нельзя считать неизменным по глубине. С увеличением глубины значение его уменьшается. В табл. 4 представлены средние значения коэффициента  $\alpha$  (в см<sup>-1</sup>) по слоям.

Таблица 4

Граница слоя, см	0—20	21—50	51—100	101—200	201—400	401—1000
$\alpha$	0,0470	0,0093	0,0072	0,0041	0,0031	0,0018

Непостоянство коэффициента по глубине можно, вероятно, объяснить различным вкладом поглощения и рассеяния радиации в разных слоях воды. Простой экспоненциальный закон (1) очень грубо описывает ослабление радиации по слоям на оз. Севан. В данном случае убывание радиации с глубиной можно описать суммой экспонент так, чтобы общий эффект ослабления радиации в фиксированном слое удовлетворял экспериментальным данным.

Можно рассчитывать ослабление радиации по формуле вида  $Q = Q_0 e^{-\beta z^n}$ , формально приводя в соответствие экспериментальным данным прямую в координатах  $\lg(2,31 \lg \frac{Q_0}{Q})$  и  $\lg z$  и определяя отсюда параметры  $n$  и  $\beta$ .

На основании имеющихся наблюдений нами была сделана попытка определить связь между ослаблением радиации и высотой солнца, которая определяет длину пути луча в воде. На рис. 5 представлена зависимость ослабления радиации в воде  $\frac{Q}{Q_0}$  от высоты солнца на нескольких глубинах. Как и следовало ожидать, при малых высотах солнца ослабление радиации будет наибольшим, так как при этом солнечные лучи проходят наибольший путь в фиксированной толще воды. Кроме того, из рис. 5 следует, что с увеличением глубины зависимость  $\frac{Q}{Q_0}$  от высоты солнца становится слабее и на глубине 8,0 м ослабление радиации от высоты практически не зависит.

Процесс ослабления радиации обусловлен двумя причинами: поглощением и рассеянием.

Поглощение радиации зависит от длины пути луча в воде, а следовательно, и от высоты солнца. Таким образом, полученные данные позволяют сделать вывод о том, что в верхних слоях воды преобладает поглощение, а с увеличением глубины роль поглощения уменьшается и ослабление радиации обусловлено в основном рассеянием.

Помимо наблюдений на плоту, за период экспедиции было проведено несколько серий наблюдений за радиацией в воде с катера в центре Малого Севана (глубина 60 м). Подводный пиранометр опускался до глубины 30 м.

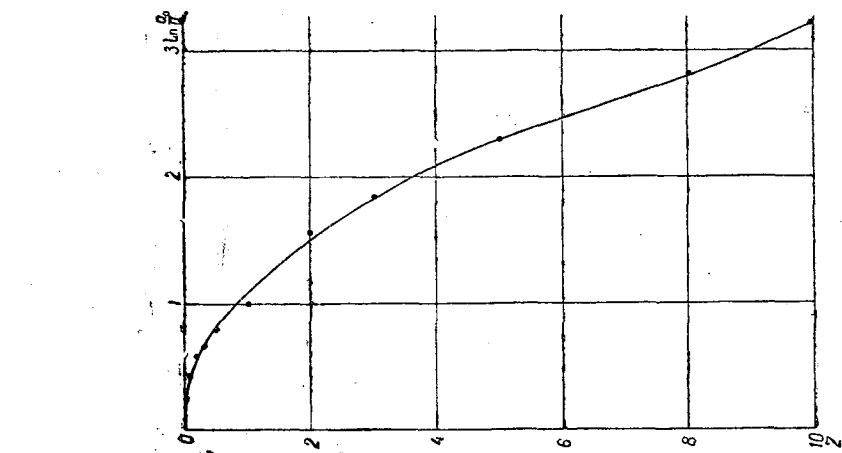


Рис. 4. Зависимость отношения  $\frac{Q_0}{Q}$  от глубины.

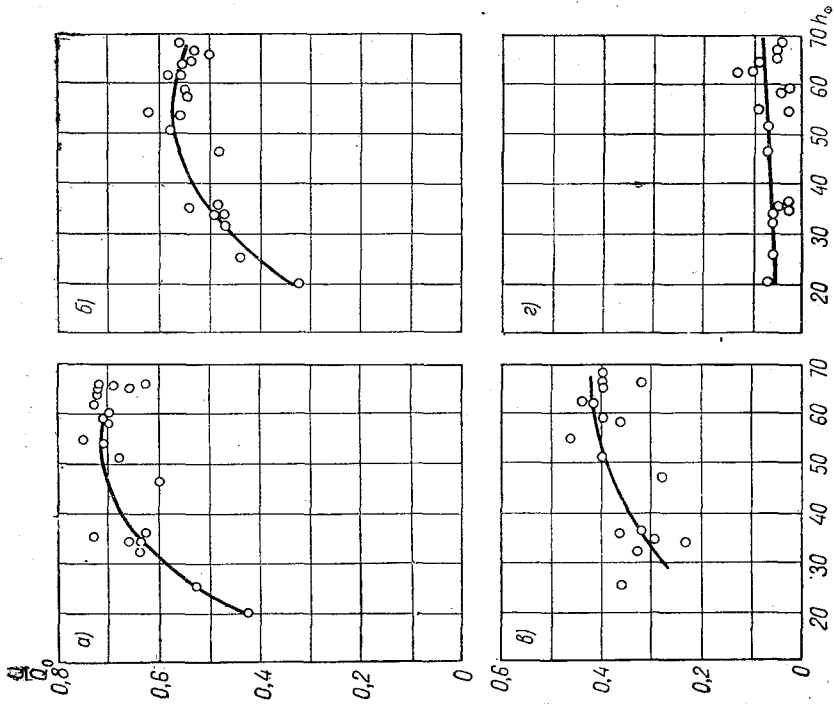


Рис. 5. Зависимость ослабления радиации в воде от высоты солнца.

В табл. 5 представлены осредненные за четыре серии результаты наблюдений с катера:

Глубина, см	1	2	3	5	8	10	15	20
$\frac{Q}{Q_0}$	0,43	0,34	0,28	0,19	0,12	0,09	0,05	0,03

Как следует из табл. 5, ослабление радиации в центральной части озера меньше, чем в прибрежной зоне, так, на глубине 3,0 м величина  $\frac{Q}{Q_0}$  равна 0,28,

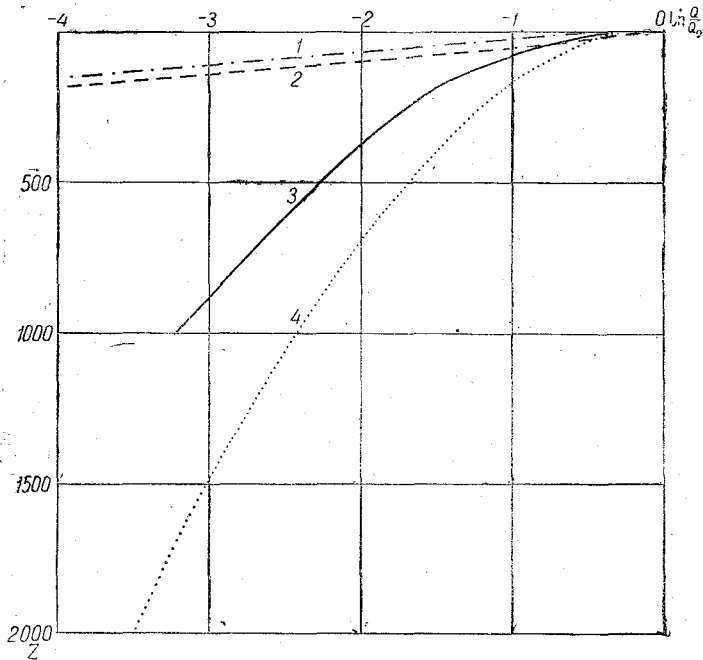


Рис. 6. Убывание радиации с глубиной на различных водоемах.

1 — оз. Красавица, 2 — Цимлянское вдхр., 3 — оз. Севан (плот), 4 — оз. Севан (катер).

в то время как по наблюдениям с плота соответствующее значение равно 0,16. На глубине 10,0 м проникающая радиация в центральной части Севана в два раза больше, чем в прибрежной зоне.

Представляет интерес сравнить полученные результаты наблюдений на Севане с наблюдениями, проводившимися нами на Цимлянском водохранилище летом 1954 г. и на оз. Красавица летом 1955 г.

На рис. 6 представлено убывание радиации с глубиной на указанных водоемах. Как следует из рис. 6, верхний 2-метровый слой в Цимлянском водохранилище и на оз. Красавица полностью поглощает всю падающую на воду радиацию, в то время как на Севане на этой глубине еще остается значительная доля радиации.



## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРМИЧЕСКОГО И ВЕТРОВОГО РЕЖИМОВ НАД ОЗ. СЕВАН

Озеро Севан расположено на высоте 1910 м над ур. м. и имеет площадь около 1400 км<sup>2</sup>. Оно делится на две части — северный, или Малый Севан с глубинами, достигающими почти до 100 м, и южный, или Большой Севан, более мелководный. Озеро со всех сторон окружено скалистыми горами, лишенными лесов, с большим количеством ущелий, являющихся обычно руслами рек, впадающих в Севан. Во многих местах, особенно на восточной и северной стороне озера, склоны высоких горных хребтов подходят к самой воде, и только в южной и юго-восточной части к озеру примыкает сравнительно узкий, до 10—15 км шириной, равнинный участок.

Ветровой режим над озером был частично исследован и приведен в работе Н. Г. Николаева [1], изучением же термического строения атмосферы над озером на разных уровнях не занимались.

Исследование термического режима над озером проводилось нами методами вертикального и горизонтального самолетного зондирования. Самолет ЛИ-2, помимо метеорографа, имел еще два термометра сопротивления и ряд других приборов. Температура воздуха вычислялась по показаниям термометров сопротивления, влажность воздуха — по записям метеорографа.

Ниже приводятся результаты исследований термического режима и влажности воздуха над озером, а также краткие сведения о ветровом режиме и облачности в связи с особенностями термической стратификации.

Поскольку в таком широком масштабе исследование термического режима над водоемами проводилось в СССР впервые, приведем подробные сведения об условиях полетов самолета над оз. Севан, представляющие интерес и с методической стороны.

Даты и сроки самолетных подъемов над Севаном в период работы экспедиции приведены в табл. 1.

Экспедиция ГГО базировалась на метеостанции о. Севан, расположенной в северо-западной части озера; хотя в настоящее время в связи с понижением уровня озера место, где расположена станция, превратилось в полуостров, в дальнейшем мы будем условно называть ее о. Севан.

Зондирование над сушей проводилось над пос. Севан, находившимся на расстоянии 8—9 км от берега озера, а также над Мартуни или Басаргечаром, расположенными с южной стороны озера. Зондаж над озером происходил примерно в центре северной или южной части оз. Севан. Вертикальное зондирование проводилось до высоты 1000 м над уровнем озера с отсчетами показаний термометров сопротивлений и бортового аэротермометра при подъеме через каждые 50 м высоты, а при спуске через 100 м с одновременной записью визуальных наблюдений и болтанки самолета. При горизонтальном зондировании высота полета устанавливалась по радиоальтиметру над уровнем озера, и летчик строго держал

Таблица 1

Даты и сроки самолетных зондирований над оз. Севан в июле 1956 г.

№ пп.	Дата	Часы	Район вертикального зондирования		Горизонтальное зондирование	
			над сушей	над озером	маршрут	высота, м
1	5	5,30—6,45	—	северный Севан	о. Севан — Цовак Цовак — о. Севан Шоржа — Мартуни Мартуни — Шоржа	50 100 50 100
2	6	14,0—15,4	пос. Севан Басаргечар	То же	То же	То же
3		5,7—7,3				
4	7	14,0—15,7	пос. Севан Басаргечар	южный Севан	То же	То же
5		5,6—7,5				
6	8	13,7—15,5	пос. Севан	северный Севан	То же	То же
7		5,1—7,2				
8	9	13,5—15,6	"	"	"	То же
9		5,2—7,3				
10		13,6—15,0				
11	10	5,0	Полет прекращен из-за сплошной облачности в горах и над о. Севан			
12	11	13,6—15,9	пос. Севан	северный Севан	о. Севан — Цовак Цовак — о. Севан о. Севан — Цовак Цовак — о. Севан	50 100 300 500
13		5,2—8,2				
14	12	13,6—16,7	"	"	о. Севан — Цовак Цовак — о. Севан о. Севан — Цовак Цовак — о. Севан	50 100 300 500
15		5,2—7,5				
16	13	13,5—15,7	"	"	То же	То же
17		5,4—7,6				
18	14	13,7—15,8	"	"	"	"
19		5,01—7,33				
20	17	13,7—15,8	"	"	о. Севан — Цовак Цовак — о. Севан о. Севан — Цовак Цовак — о. Севан	100 300 500 800
21		5,2—7,4				
22	20	13,7—15,9	"	"	То же	То же
23		13,7—15,8				
24	21	5,2—7,5	"	северный Севан, южный Севан	Шоржа — Норадуз Норадуз — Шоржа Шоржа — Норадуз Норадуз — Шоржа	100 200 300 500
25		13,7—15,6				
26	23	5,3—7,5	—	"	То же	То же
					о. Севан — Шоржа — Норадуз — Цовак Цовак — Норадуз — Шоржа — о. Севан То же "	100 300 500 800

№ пп.	Дата	Часы	Район вертикального зондирования		Горизонтальное зондирование	
			над сушей	над озером	маршрут	высота, м
27		13,5—16,5	пос. Севан	северный Севан южный Севан	о. Севан — Шоржа — Норадуз — Цовак Цовак — Норадуз — Шоржа — о. Севан То же	100 300 500 800
28	26	5,4—8,8	Мартуни	южный Севан	Цовак — Шоржа — Норадуз — Мартуни — Цовак То же  Цовак — о. Севан	100 300 500 800
29		13,2—15,7	„	южный Севан северный Севан	То же	
30	29	6,2—8,3	„	то же	Цовак — Шоржа — Норадуз — Мартуни — Цовак То же	100 300 500
31		13,1—15,6	„	южный Севан	Цовак — о. Севан То же	

постоянными высоту и курс полета. Отсчеты по термометрам сопротивления и бортовому термометру производились через 1 мин., а также в моменты перехода с одной подстилающей поверхности на другую, например с суши на воду, а также в конце маршрута.

При горизонтальном зондировании непрерывно отмечались характер подстилающей поверхности и местоположение самолета, а также велись все визуальные наблюдения, в частности производились зарисовки облачности над водоемом и окружающими озеро горами.

Далее рассмотрим особенности распределения метеорологических элементов по береговым станциям оз. Севан в июле 1956 г. и за тот же месяц по многолетним данным (мн.). Схема расположения станций бассейна оз. Севан изображена на рис. 1.

Таблица 2

Среднемесячные метеорологические величины

Метеорологические элементы	Годы	о. Севан		Шоржа		Мазра		Мартуни	
		7	13	7	13	7	13	7	13
Температура	1956	14,0	17,1	15,2	20,4	14,6	20,1	14,7	19,0
	мн.	—	18,3	—	19,7	—	21,6	—	20,6
Относительная влажность	1956	75	67	69	51	70	50	77	58
	мн.	78	72	72	60	71	56	74	60
Абсолютная влажность	1956	12,0	13,0	12,0	12,1	11,5	11,7	12,8	12,6
	мн.	13,5	—	12,8	—	12,9	—	13,1	—
Скорость ветра	1956	4,0	5,4	2,1	4,8	4,4	6,9	0,4	2,8
	мн.	—	4,7	—	—	—	4,5	—	2,9
Количество нижней облачности	1956	5,5	3,7	5,3	2,6	2,5	3,1	4,1	3,3
	мн.	—	—	—	—	—	—	—	—

По данным табл. 2 выделяется участок северной части Севана, где температура воздуха в дневные часы значительно ниже, чем в южной части озера, в среднем от  $2,5$  до  $4^{\circ}$ , и суточные колебания температуры меньше. В северной части озера величина относительной влажности выше, а количество нижней облачности больше как утром, так и днем по сравнению с южной частью озера. Таким образом, у земной поверхности в южном Севане воздух, особенно днем, более сухой и теплый. Абсолютная влажность  $e$  — наибольшая в северной части озера и уменьшается к югу, причем значения  $e$  увеличиваются к полуденным часам на всех станциях, кроме Мартуни, очевидно, за счет испарения влаги с водоема. Скорости ветра в дневные часы больше, чем утром, на всех участках береговой линии. Особенно большие скорости ветра отмечались в отдельные дни в районе метеостанции Мазра и вызваны, вероятно, орографическими особенно-

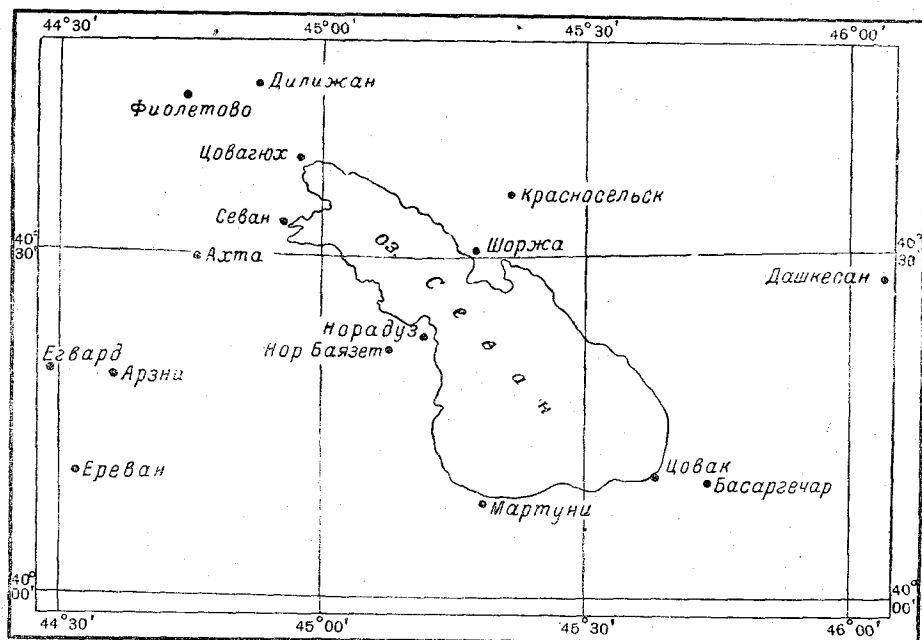


Рис. 1. Схема расположения метеостанций в районе оз. Севан.

стями этого района. Осадки выпадали, как правило, ночью и сравнительно редко днем.

По многолетним данным за 13 час. июля наибольшие температуры воздуха на береговых станциях оз. Севан наблюдались на метеостанции Мазра — Басаргечар и были выше температур на о. Севан на  $3^{\circ},3$ , на ст. Шоржа на  $1^{\circ},9$  и на ст. Мартуни  $1^{\circ},0$ . В июле 1956 г. в связи с особенностями синоптического режима наблюдалось общее по Армении понижение температуры воздуха на  $1$ — $2^{\circ}$ . На побережье Севана в июле 1956 г. температура воздуха в 13 час. была также ниже нормы на о. Севан на  $1^{\circ},2$ , в Мазре на  $1^{\circ},5$  и в Мартуни на  $1^{\circ},6$ . Исключение составила метеостанция Шоржа, где наблюдалось повышение температуры воздуха по сравнению с нормой на  $0^{\circ},7$ , а относительная влажность здесь была ниже нормы на  $9\%$ .

Поскольку различия в температуре поверхностного слоя воды южного и северного Севана невелики и лежат в пределах  $0,5$ — $1^{\circ},0$ , то термические различия отдельных пунктов на оз. Севан вызываются, по-видимому, в первую очередь местными циркуляционными особенностями типа фенных потоков. В июле 1956 г. наблюдался общий рост скорости ветра с усилением фенных процессов в районе Шоржи и их ослаблением в Мазре и Мартуни, вызванный развитием северо-

восточных ветров и уменьшением юго-восточных и южных ветров, очевидно, более характерных для антициклонального типа погоды в данном районе.

В табл. 3 приведены средние многолетние величины метеорологических элементов по отдельным месяцам.

Таблица 3

Средние многолетние величины метеорологических элементов по месяцам

Метеоэлементы	Часы	о. Севан				Шоржа			
		I	IV	VIII	IX	I	IV	VIII	IX
$t^{\circ}$	13	-3,9	5,1	18,3	15,9	-2,6	6,0	19,7	17,2
$r\%$	7	83	82	78	78	78	74	72	68
$r\%$	13	75	71	72	61	67	62	60	54
$e_{\text{ср}}$	—	3,2	5,9	13,5	10,8	3,2	6,0	12,8	9,9
$v$ м/сек.	13	5,5	5,0	4,7	4,6	—	—	—	—

Метеоэлементы	Часы	Басаргечар				Мартуни			
		I	IV	VIII	IX	I	IV	VIII	IX
$t^{\circ}$	13	-2,9	8,2	21,6	18,7	-2,8	7,6	20,6	17,6
$r\%$	7	—	76	71	74	—	71	74	69
$r\%$	13	—	58	56	47	—	56	60	52
$e_{\text{ср}}$	—	—	5,7	12,9	9,3	—	5,9	13,1	9,6
$v$ м/сек.	13	1,4	3,8	4,5	3,4	4,3	5,2	2,9	3,8

Соотношение между температурами воздуха и другими характеристиками июля и другими месяцами года, кроме, может быть, января, остаются примерно такими же. Самые низкие температуры воздуха будут в районе о. Севан и самые высокие — в районе Мазра — Басаргечар. Северная часть Севана всегда холоднее юго-восточной части озера, относительная и абсолютная влажность больше на северном Севане.

Таким образом, можно считать, что рассматриваемые ниже аэрологические исследования термического режима над озером возможно будет распространить и на другие месяцы, хотя бы теплого периода года.

### Ветровой режим

Поскольку ветровой режим в условиях оз. Севан имеет большое значение для формирования метеорологических условий на побережье озера, рассмотрим приведенные на рис. 2 розы ветров, построенные по наземным наблюдениям для некоторых станций за 01 и 13 час.

В бассейне оз. Севан направление господствующих ветров в нижних слоях атмосферы, особенно при антициклональных условиях, определяется, в частности, направлением ущелий и долин, по которым происходит движение воздуха.

Ночью и днем господствующими над о. Севан являются ветры северной четверти горизонта<sup>1</sup>, над Шоржей северо-восточные, над Мазрой восточные, в Мартуни и Нор-Баязете ночью преобладают штили, днем — северные ветры.

<sup>1</sup> В статье Е. С. Селезневой [2] специально рассматривается вопрос о природе северных ветров.

На этом же рисунке приведены розы ветров за июль 1956 г. по долине р. Акстеп, впадающей в р. Куру. Долина р. Акстеп направлена с юго-запада на северо-восток. По данным наблюдений трех метеостанций: Иджеван (долина) с отметкой над уровнем моря  $h=733$  м, Дилижан с  $h=1250$  м и Перевал Семеновский с  $h=2104$  м хорошо заметно в дневные часы преобладание потоков воздуха с долины в гору, а ночью, кроме перевала Семеновского, с гор в долину. Ночью на Малый Севан происходит вынос относительно холодного воздуха с горного плато районов Семеновка—Фиолетово. Днем развивается циркуляция по южным склонам долины Куры, которая, переваливая через хребет, доходит до Малого Севана.

Подъем воздуха вдоль склона долины р. Куры сопровождается понижением его температуры, которая в 13 час. в июле 1956 г. по наземным наблюдениям на

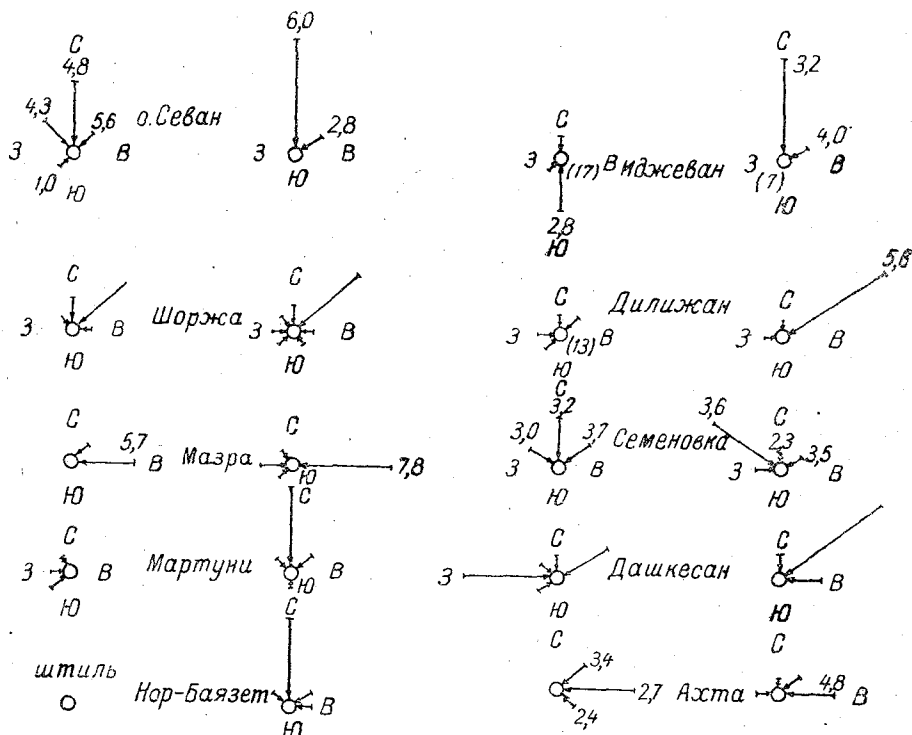


Рис. 2. Розы ветров метеостанций района оз. Севан.

участке Иджеван — Дилижан в среднем составила  $0^{\circ},48$  на 100 м, а на участке Дилижан — перевал Семеновский —  $0^{\circ},67$  на 100 м. Как видно, подъем воздуха вдоль склона происходит не адиабатически, а с  $\gamma=0,5-0^{\circ},7$  на 100 м, т. е. составляет величину, близкую к равному градиенту. При опускании воздуха с перевала Семеновского до о. Севан происходит его нагревание. На рис. 3 приведено распределение  $t$ ,  $e$  и  $r$  за 7 час. по наблюдениям метеостанций Семеновка и о. Севан по оси  $X$ . Здесь разницы фактических неприведенных температур составляют около  $3^{\circ}$ , и величина  $\gamma=1^{\circ},5$ . Повышение температуры воздуха при его опускании на  $1^{\circ},0$  сверх адиабатического можно объяснить тем, что он одновременно совершает смещение вдоль водоема и на пути в 6 км от северного берега Севана до о. Севан, двигаясь над более теплой водной поверхностью озера, нагревается в среднем на  $1^{\circ},0$ , повышает упругость водяного пара примерно на 1 мб и увеличивает относительную влажность на  $10\%$ .

О наличии хорошо развитого горно-долинного ветра на южных склонах долины р. Куры можно судить, в частности, по розе ветров метеостанции Дашкесан с  $h=1600$  м, расположенной в долине р. Кошкарчай. Очевидно, в дневные

часы по северному и восточному побережьям оз. Севан летом будет часто наблюдаться поток воздуха, приходящий из долин многочисленных рек южных склонов долины р. Куры. В долине р. Раздан, судя по розе ветров Ахты, долинного ветра днем не наблюдается.

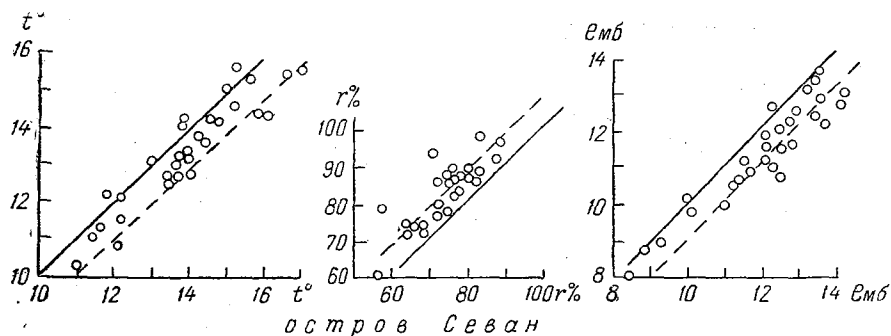


Рис. 3. Зависимость  $t$ ,  $r$  и  $v$  в Семеновке и на о. Севан за 7 час.  
1 — беспорочное волнение, 2 — слабое переменное.

Гегамский хребет, располагающийся с западной стороны озера, ограничивает в слое до 0,8—1,0 км над уровнем озера вынос воздуха из котловины водоема и часто создает в дневные часы устойчивый северный поток в Нор-Баязете и Мартуни, тогда как зона распространения северо-восточного ветра из Шоржи и восточного из Мазры относительно невелика.

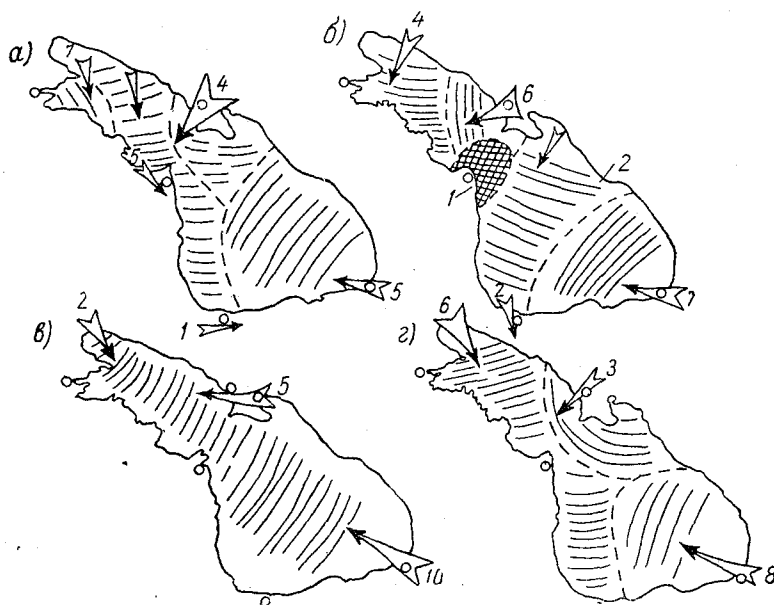


Рис. 4. Схема волнения на оз. Севан.  
а — 11 июля, утро, б — 14 июля, день, в — 26 июля, утро, г — 29 июля, день.

Для ориентировочной оценки зон распространения воздушных потоков над различными участками озера рассмотрим несколько случаев с зарисовками волнений на водоеме. Эти зарисовки частично могут уточнить радиус действия показаний флюгеров береговых метеостанций.

При полете на самолете над водоемом на высоте 50—100 м хорошо заметно направление идущих волн, причем часто удается проследить границы, где наблюдается изменение направления волн. На рис. 4 приведены в виде примера не-

сколько случаев с зарисовкой направления волн по всему водоему и ветра на нескольких метеостанциях. Как видно, на Севане направление ветра на разных участках может резко меняться часто на противоположное, что создает и весьма сложную картину распределения волнения.

Следующей характерной особенностью ветрового режима оз. Севан является почти полное отсутствие ветров местных циркуляций типа бризов и горно-долинных.

Анализ данных шаропилотных наблюдений на сравнительно густой сети пунктов в период работы экспедиции показал, что бризы наблюдаются, в общем, сравнительно редко, в течение весьма короткого времени (до 3—4 час.) и только в отдельных пунктах. Не было отмечено бризов на о. Севан, в Мазре и Нор-Баязете, очень редко наблюдались бризы в Шорже и Мартуни.

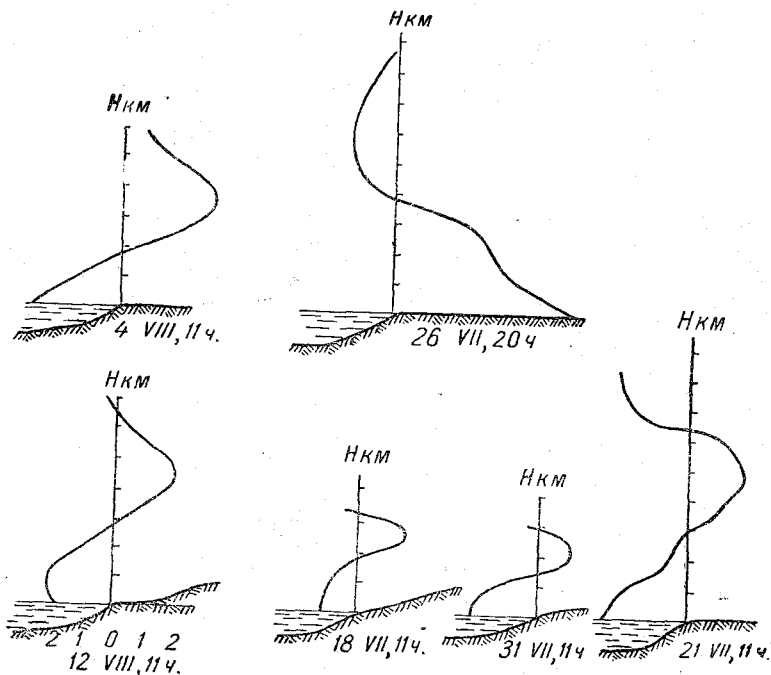


Рис. 5. Схема строения бризовых ветров в Шорже, оз. Севан.

В качестве примера на рис. 5 дано строение бризовых ветров на ст. Шоржа. Береговой бриз наблюдался только один раз 26 июля в 20 час., нижний поток был высотой 400 м, верхний до 1000 м, максимальные скорости ветра отмечались у земной поверхности. Озерный бриз наблюдался несколько чаще, но за короткие отрезки времени и только около 11 час.; после 12—13 час. он разрушался потоками воздуха со склонов долины р. Куры. Высота озерного бриза небольшая, всего 150—200 м, и только в отдельных случаях доходила до 300 м. Скорости бриза — 1—2 м/сек. Обратный поток выражен отчетливо, но также занимает небольшой слой со скоростями ветра 1—2 м/сек. Несколько продолжительнее период развития бризов был в Мартуни, но даже и в июле 1956 г. было отмечено всего два дня, когда бризовая циркуляция была весь день — 17 и 21 июля. Строение бриза в Мартуни дано на рис. 6. Высота озерного бриза достигала 700 м с максимумом в 14 час.; 15 и 20 июля высота бриза была всего 80—200 м. Образованию бриза в Мартуни, очевидно, содействовали еще и особенности своего рода макропроцессов, т. е. перенос воздуха с северного Севана и опускание воздуха с гор, наблюдаемое в верхних слоях, также хорошо заметное на рис. 6.



Другой особенностью ветра над северной, восточной и отчасти южной сторонами Севана является наличие стока воздуха с гор, наблюдаемое почти во все часы суток. По нашему мнению, на циркуляцию в районе Севана оказывает большое влияние долина р. Куры.

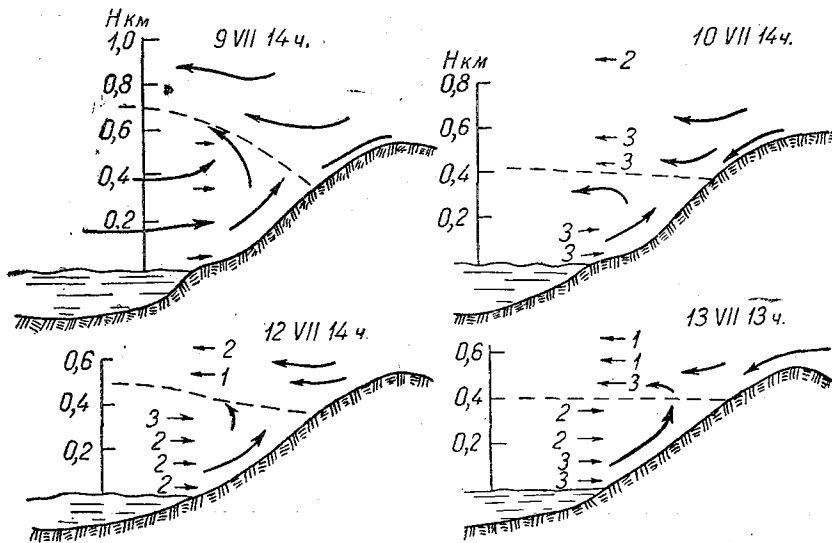


Рис. 6. Схема воздушных потоков в районе Мартуни—Яных.

На рис. 7 приведен схематический разрез циркуляции от Еревана на северо-восток до р. Куры. Днем, как мы уже видели, и по наземным наблюдениям метеостанций Иджеван—Дилижан, развивается мощная долинная циркуляция с переносом воздуха с Куры вдоль долин рек, впадающих в Куру. На переваль-

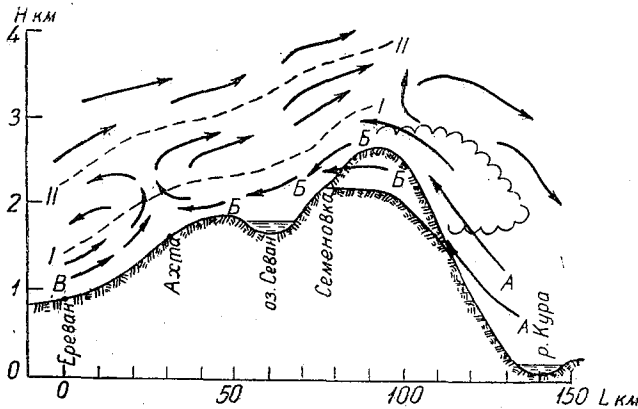


Рис. 7. Схема циркуляции в районе оз. Севан в дневные часы.

I—I— линия раздела потоков, II—II— конец слоя местной циркуляции, А— долинный ветер с Куры, В— аномально-долинный ветер над оз. Севан, В— долинный ветер Араратской долины, L— расстояния по горизонтали, разрез ЮЗ—СВ.

ных точках эта циркуляция продолжает свое движение в виде так называемого аномально-долинного ветра и заглушает более слабую долинную циркуляцию на склонах гор от оз. Севан и даже верхних участков долины р. Раздан, т. е. проявляется уже как самостоятельная местная циркуляция. В вечерние часы хотя и начинается ослабление скорости долинного ветра, но одновременно усиливается

сток воздуха с гор, суммарное действие которых и сохраняет большие скорости ветра. Ночью в связи с развитием горного ветра поток воздуха из долины р. Куры прекращается, сохраняется только горный ветер с плато Семеновка — Фиолетово и поэтому скорости ветра на о. Севан уменьшаются.

Вторжение холодного воздуха над северной частью оз. Севан иногда имеет вид холодного фронта в миниатюре с четко выраженной фронтальной зоной. Горизонтальные и вертикальные зондирования позволяют в некоторых случаях довольно точно нанести конфигурацию холодного фронта над водоемом. Такие поверхности раздела можно было отметить в июле 1956 г. как при утренних зондированиях 8, 9 и 29 июля, так и при дневных — 7, 9 и 17 июля.

На рис. 8 даны схемы строения холодной массы воздуха над Малым Севаном с поверхностью раздела, нанесенной пунктиром. На этом рисунке приведены

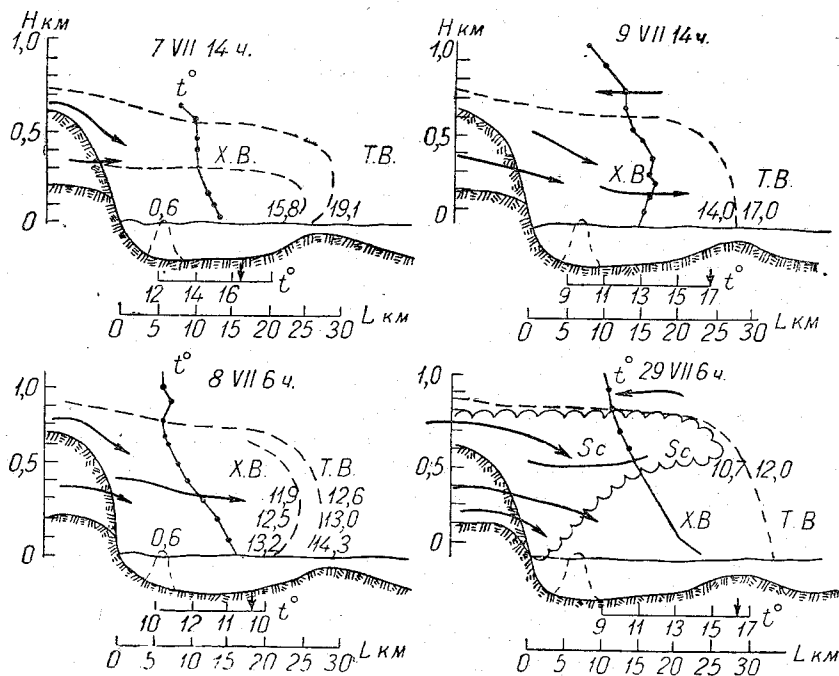


Рис. 8. Примеры вхождения северных ветров по типу холодного фронта.

также величины температуры воздуха при прохождении линии фронта по горизонтали и профиль температуры воздуха над Малым Севаном; стрелками указаны линии потоков воздуха. За 29 июля дан вертикальный разрез слоисто-кучевой облачности над северным Севаном. Как видно, зона холодного воздуха всегда ограничена сверху инверсией температуры или изотермией, перепады температур воздуха по горизонтали при пересечении линии фронта составляют  $0,5-1^{\circ},5$ , доходя в некоторых пределах до  $3-3^{\circ},5$ . Инверсия температуры наблюдается на этом уровне значительно чаще утром и несколько реже в дневные часы.

### Термический режим на высотах

Проведенные нами самолетные зондирования позволяют довольно детально выявить особенности распределения температуры и отчасти влажности воздуха на разных уровнях над водоемом. По данным вертикального зондирования можно построить профили температуры воздуха в утренние и дневные часы над рядом участков, по результатам горизонтального зондирования вычертить изотермы на разных высотах над озером.

На рис. 9 приведено распределение температуры воздуха в нижнем километровом слое над пос. Севан и северной частью оз. Севан с примерным расстоянием между участками зондирования 20 км. Как видно, наблюдается хорошо заметная разница в распределении температуры над северным Севаном и сушей в районе аэродрома Севан. В утренние часы воздух до высоты 0,4—0,6 км над озером теплее, чем над сушей, а выше соотношение температур меняется на обратное, и практически с высоты 0,9—1,0 км над уровнем озера эти температуры выравниваются. Разности температур озера—суша утром доходят до 2—4° в нижнем слое.

В дневные часы воздух над водоемом в нижнем слое 0,3—0,5 км будет холоднее, а выше — теплее воздуха над сушей, причем различия в температурах этих двух поверхностей могут распространяться и выше 1 км от уровня озера. Следует отметить частое наличие инверсии в утренние часы над северной частью озера на

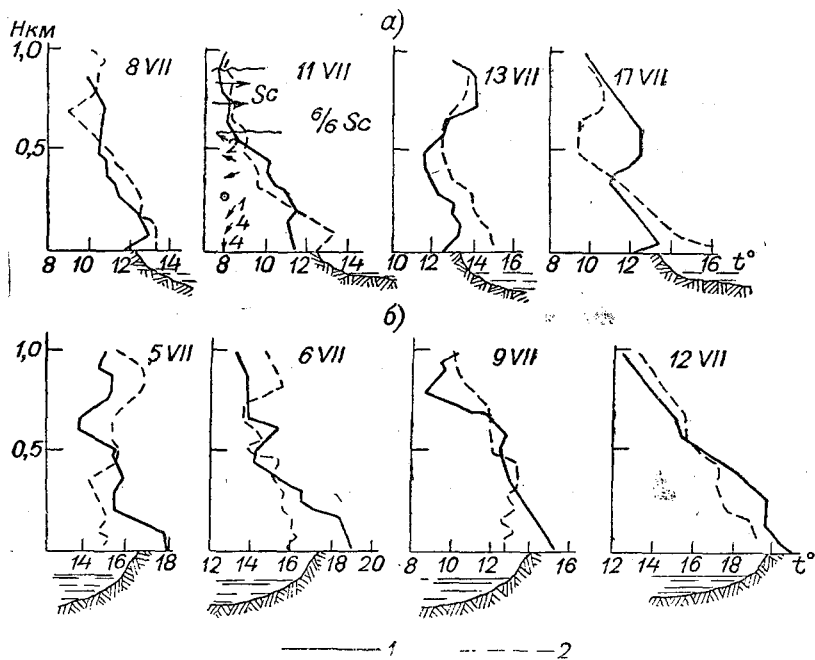


Рис. 9. Распределение температуры воздуха над северным Севаном.  
а — утренние часы, б — дневные часы, 1 — пос. Севан 2 — северный Севан.

высоте 0,7—0,8 км и несколько реже она развивается днем. Как мы увидим дальше, эта инверсия связана и с облачностью, стекающей с гор в районе северного Севана, и располагается над верхней границей облаков.

На рис. 10 приведено распределение температуры воздуха над северным Севаном в утренние и дневные часы в слое до 1 км. Днем воздух над озером всегда теплее, чем утром. Здесь интересны большие различия температуры воздуха между двумя зондированиями, причем по высоте разности температур не уменьшаются, как это обычно наблюдается, а часто даже возрастают и иногда доходят до 6—7°. Слой, в котором отмечаются эти колебания, будет выше 1 км. Объяснить это обстоятельство можно только влиянием окружающих гор. Ветер и утром и днем над о. Севан имеет направление северной четверти горизонта, очевидно, он и приносит массы воздуха, дающего такие большие контрасты температур; эти массы охлаждаются в горах утром и нагреваются днем при перевале воздуха из долины р. Куры. Судя по суточному ходу температуры воздуха над северным Севаном, толщина слоя долинного ветра, поднимающегося по склонам Куры, будет около 1000 м.

На рис. 11 дано распределение температуры воздуха над северным и южным Севаном в утренние и дневные часы в слое до 1 км. Здесь также хорошо выде-

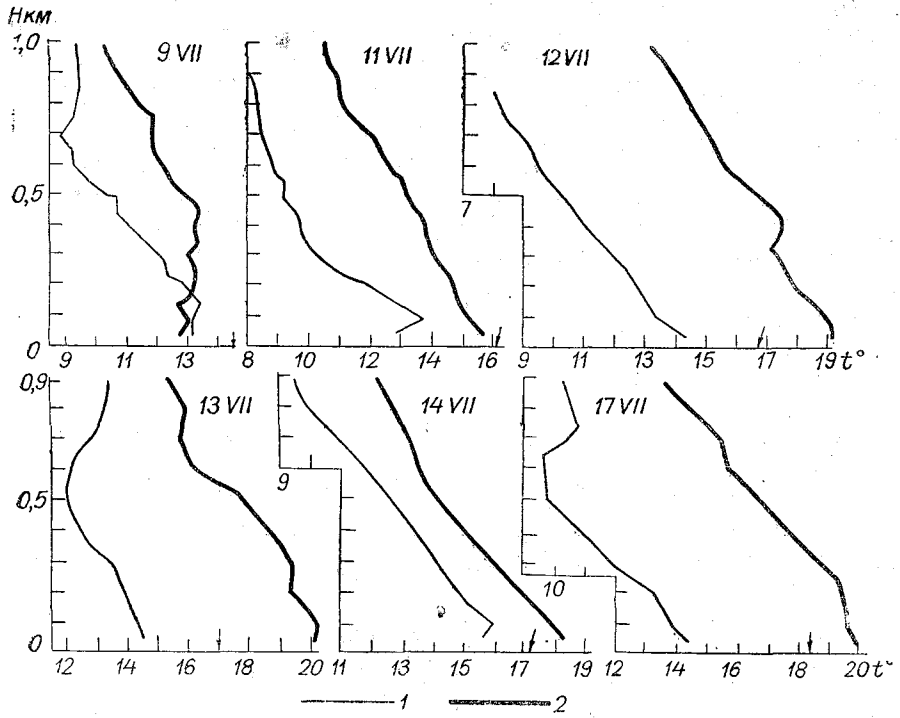


Рис. 10. Суточный ход температуры воздуха над северным Севаном.  
1 — утро, 2 — день.

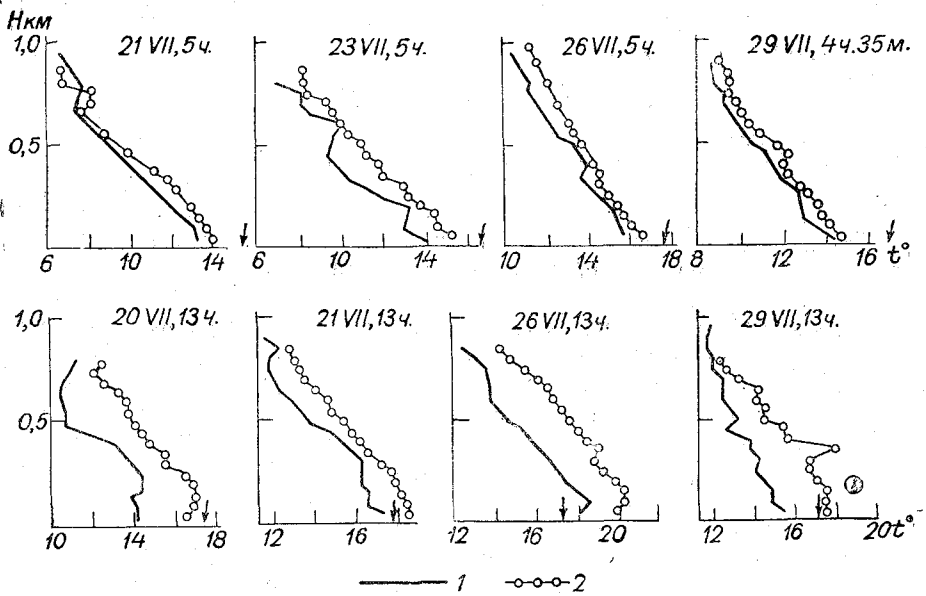


Рис. 11. Суточный ход температуры над северным (1) и южным (2) Севаном.

ляется наличие высоких температур воздуха над южным Севаном, особенно в дневные часы. Отмеченные по наземным наблюдениям более высокие температуры воздуха в юго-восточной части озера сохраняются и на высотах.

На рис. 12 приведено несколько примеров с распределением относительной влажности по высотам над пос. Севан и северной частью озера за 6, 9, 11 и 13 июля и над северным и южным Севаном за 20, 21 и 23 июля. Как видно, в утренние часы относительная влажность над северным Севаном больше, чем над сушей во всем километровом слое. Днем и утром воздух над южным Севаном имеет значительно меньшую относительную влажность и более высокие температуры, чем над северным Севаном.

Ход температуры воздуха и относительной влажности также подтверждает наличие фена над южным Севаном, вызванного опусканием воздуха со стороны окружающих озеро гор. По многолетним метеорологическим наблюдениям, темпера-

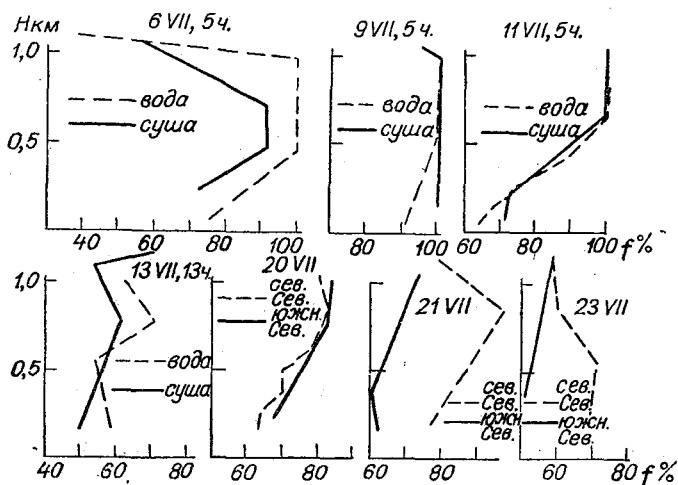


Рис. 12. Распределение относительной влажности над оз. Севан в 1956 г.

туры воздуха на юго-восточном участке почти в течение всего года выше, чем на северном. Это можно объяснить тем, что фенный процесс должен иметь место в течение всего года, причем наиболее заметен он не у самой водной поверхности, а на некоторой высоте.

Как известно, при фене возникает большой контраст между воздушными массами пограничного слоя и воздухом, лежащим выше его. При притоке холодного воздуха наблюдается затухание фена. Прорыв фена до земли возможен, если пограничный слой достаточно деформировался, что обычно наблюдается в горах, в этом случае фенные эффекты могут наблюдаться и на земной поверхности. По данным метеорологических наблюдений на метеостанции Нор-Баязет, иногда наблюдается фенный ветер при ветрах юго-восточного направления, идущих из района Мазра—Басаргечар. В Мартуни фен вызывается южными ветрами. Летом фенные типы погоды часто наблюдаются на метеостанции Яных. Таким образом, очевидно, над южной частью Севана почти постоянно может наблюдаться фенный поток, который до водной поверхности не всегда опускается.

Для проверки высказанного положения в условиях оз. Севан рассмотрим термический режим при горизонтальном зондировании над северным и южным Севаном.

Горизонтальное зондирование над водоемом позволило построить изотермы на разных уровнях. В виде примера приведем несколько типичных случаев с распределением температуры воздуха.

На рис. 13 даны изотермы для утренних часов за 6 и 8 июля на уровнях 50 и 100 м. Изотермы проведены через  $1^{\circ}$ , а иногда через  $0^{\circ},5$ . Числа указывают

величину относительной влажности в некоторых точках озера на данном уровне. Здесь же нанесены скорости и направление ветра на разных уровнях. Кроме того, на рис. 13 приведены те же данные за утренние часы 13 июля на уровнях 50, 100, 300 и 500 м. Как видно из рисунка, в утренние часы наиболее низкие температуры воздуха на уровнях 50, 100 иногда 300 м будут в районе о. Севан и берега у Цовака, над средней и юго-западной частями озера наблюдается повышение температуры воздуха, на высоте 500 м температура воздуха над о. Севан понижается, а в районе Цовака иногда наблюдается повышение температуры. В ходе относительной влажности над водоемом также намечаются некоторые особенности. Максимум влажности  $r$  наблюдается над северной частью озера с некоторым уменьшением к району Шоржа—Норадуз.

На рис. 13 приведено распределение температуры и влажности воздуха за дневные часы 8 и 13 июля на разных уровнях. На этих рисунках хорошо заметен значительный рост температуры воздуха от северного берега озера к южному, причем разности минимальных и максимальных температур на данном уровне не уменьшаются с высотой, а, как правило, возрастают, во всяком случае на уровне 500 м. 13 июля они составляют еще около  $5^{\circ}$ . Как правило, максимум температуры воздуха совпадает с минимумом относительной влажности. Например, 8 июля над Малым Севаном в слое 200 м величины  $r$  равны  $100\%$ , над Большим Севаном величины  $r$  быстро уменьшались и на высоте 200 м доходили уже до  $54\%$ . Следовательно, термические контрасты, наблюдаемые у водной поверхности, значительно усиливаются на высотах. Очевидно, этот факт нельзя объяснить влиянием водоема, так как различия в температурах воды в северном и южном районах составляют всего  $1,0-1^{\circ},5$ . Причину этого явления нужно искать также в условиях притока воздуха со стороны в виде фенів. Наличие феновых потоков над южным Севаном подтверждается материалами метеорологических и аэрологических наблюдений. Например, на метеостанции Яных, расположенной в  $18-20$  км от берега озера к югу от Мартуни и имеющей превышение  $382$  м над уровнем озера, при ветрах южной половины горизонта всегда наблюдается типичный фен с ростом температуры воздуха и резким уменьшением относительной влажности, особенно в дневные часы, в те же дни июля 1956 г. на Мартуни фен обычно отсутствовал. В июле 1956 г. в дневные часы южные ветры в Яных наблюдались 12 дней, а в Мартуни было всего 2 дня — 18 и 19.

В тех случаях, когда южный ветер (фен) захватывает весь слой и опускается до водоема, в Мартуни наблюдаются также типичные суховейные явления.

Таблица 4

Станция	Число	Ветер		$t^{\circ}$	$r\%$	$q$ г/кг
		направление	скорость			
Яных . . . . .	18	Ю	9	21,0	38	9,3
	19	ЮЮЗ	9	20,6	23	5,5
Мартуни . . . . .	18	Ю	5	24,5	35	10,8
	19	ЮЗ	5	24,3	27	8,2

Величина  $\gamma = 1^{\circ},0/100$  м служит подтверждением того, что в данном случае воздух, пройдя Яных, опустился до Мартуни. В большинстве случаев в июле 1956 г. при южных ветрах в Яных в нижних слоях над Мартуни наблюдались ветры северной четверти горизонта.

На рис. 14 дана для дней с южными ветрами над Яных зависимость между значениями температуры воздуха и удельной влажности в июле 1956 г. для станций Мартуни и Яных, причем температура воздуха метеостанции Яных адиабатически приведена к уровню Мартуни.

Как видно, утром и особенно днем наличие фена в районе Яных вызывает рост температуры воздуха; в среднем в Яных приведенные температуры за 13 час. выше на 5°,0, неприведенные на 1,0—1°,2, утром примерно на 1°,5. Удельная влажность в Мартуни больше в среднем днем на 2 г/кг и утром на 1,5 г/кг. Эти различия не характеризуют трансформацию массы воздуха над водоемом, так как в район Мартуни в эти дни приходил воздух с севера, в Яных — с юга. Здесь мы имели две различные массы воздуха, наибольшие отличия в термическом режиме которых наблюдаются в дневные часы.

Между этими двумя массами воздуха должен находиться слой раздела, очевидно, в виде инверсии температуры. На рис. 6 по шаропилотным наблюдениям в Мартуни нанесена для нескольких дней схема строения воздушных потоков в районе Мартуни—Яных. Как видно, зона раздела потоков лежит в слое 300—400 м, иногда поднимаясь над Мартуни до 500 м, в некоторых случаях над Мартуни не наблюдается поворота ветра на 180° по высоте, а часто ветер с северного внизу переходит на восточный или юго-восточный наверху.

При вертикальном зондировании над Мартуни и южным Севаном, как правило, отмечалось наличие инверсии температуры воздуха.

По данным горизонтальных зондирований можно найти различия максимальных и минимальных температур  $dt$  на разных высотах между южным и северным Севаном.

Величины  $dt$  по высотам в июле 1956 г.

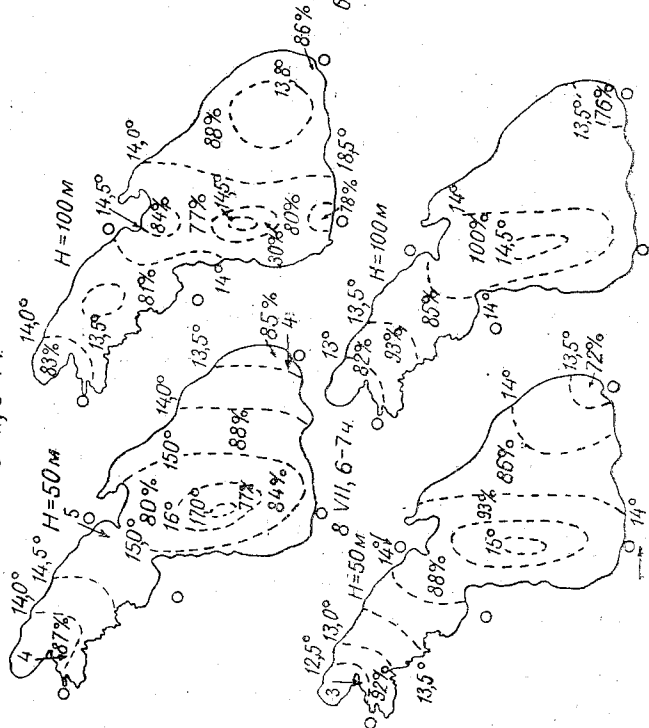
Таблица 5

Высота, м	Число														Среднее
	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	17	26	29		
Утро															
2	-2,1	-1,3	-0,1	-2,4	1,4	—	0,9	0,0	4,4	1,1	-4,0	-1,1	0,8	-0,9	
50	2,1	2,3	1,4	1,8	1,8	—	2,7	1,6	1,4	—	—	—	—	1,9	
100	0,8	1,8	1,3	1,1	1,4	—	2,3	1,2	1,3	1,4	1,0	—	—	1,4	
200	—	—	—	1,5	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	
300	—	—	—	0,7	1,1	—	2,2	1,4	1,1	0,8	0,7	—	—	1,1	
500	—	—	—	—	—	—	2,0	0,8	3,0	0,8	2,1	—	2,0	1,9	
800	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	0,8	2,3	—	1,2	
День															
2	7,6	5,5	4,0	6,8	4,2	4,2	2,4	3,6	4,6	1,8	2,7	3,9	3,1	4,2	
50	4,3	4,2	4,9	4,3	5,0	3,2	2,0	2,0	3,0	—	—	—	—	3,7	
100	9,2	2,8	5,6	3,8	3,5	3,5	2,9	2,7	3,6	2,8	1,2	—	—	3,8	
200	—	—	—	6,0	—	3,8	—	—	—	—	—	—	—	4,9	
300	—	—	—	6,3	—	5,2	3,3	3,7	4,1	1,6	0,9	—	—	3,6	
500	—	—	—	—	—	5,0	3,0	3,2	4,5	2,1	1,1	2,6	3,0	3,1	
800	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,8	1,2	—	—	2,0	

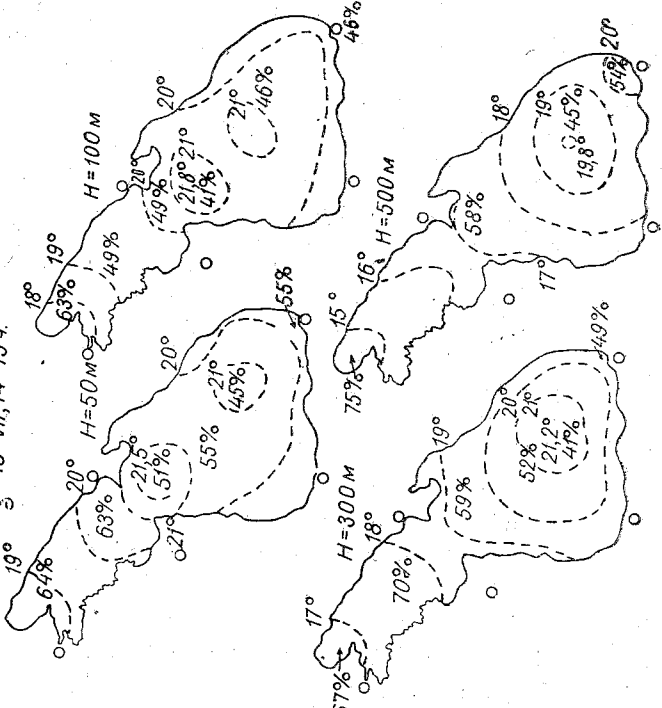
Для наземных данных взяты различия температур между о. Севан и Мазра. Обычно самые низкие температуры воздуха и утром и днем были над северным берегом озера, а наиболее высокие температуры в слоях до 300 м примерно в центральной части южного Севана, а выше почти над южным берегом озера в Цовак—Мазра.

В утренние часы температура воды выше температуры воздуха, и при движении воздуха над водоемом происходит его нагревание. Наибольшее термическое воздействие водоема в утренние часы будет в слое до 50 м. С высоты 500 м намечается второй максимум в контрастах температур, обусловленный, очевидно, уже адвекцией воздуха с гор. У земной поверхности воздух над южным берегом даже холоднее, чем над северным в районе о. Севан. Днем контрасты температур на

6 VII, 6-7 ч.



13 VIII, 14-15 ч.







высотах значительно больше, чем утром. На уровне 200 м намечается максимум  $dt$ , вызванный, вероятно, уровнем, на который происходит опускание фенового потока над южным Севаном. Термические контрасты южного и северного Севана наблюдаются до высот 900—1000 м. При антициклональной погоде величины  $dt$  возрастают, после прохождения дождей они уменьшаются; над оз. Севан дожди прошли 15 и 16 июля. Как видно из табл. 5, при полете 17 июля были отмечены относительно небольшие значения  $dt$ , особенно в дневные часы.

Для характеристики строения атмосферы большой интерес представляет распределение абсолютной влажности над разными участками озера и на разных

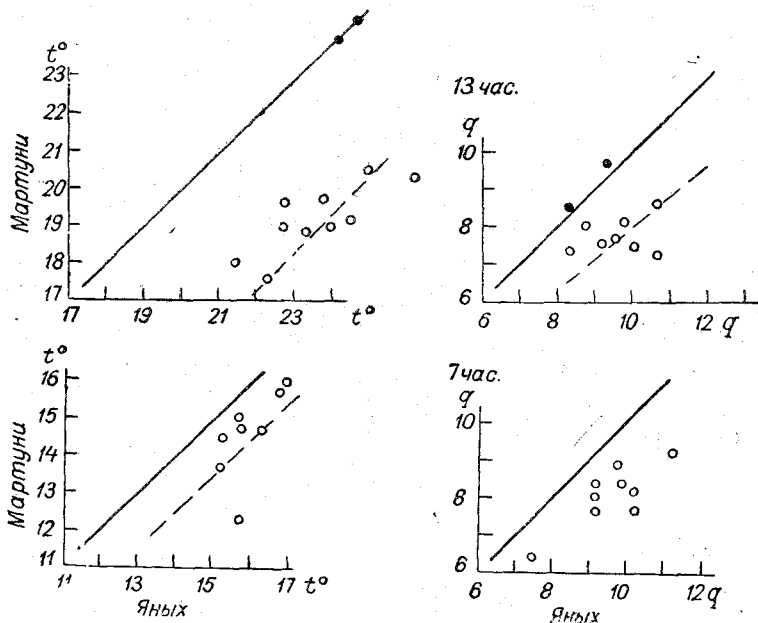


Рис. 14. Зависимость  $t$  и  $q$  над Яных и Мартуни в июле 1956 г.

уровнях. Хотя измерения влажности производились волосным гигрометром самолетного метеорографа, но при длительных 10—12-минутных площадках горизонтального зондирования и высоких температурах воздуха показания метеорографа давали, в общем, надежные значения влажности.

### Облачность

Облачность нижнего яруса является одним из факторов, характеризующих особенности распределения температуры и влажности воздуха над водоемами. Не останавливаясь подробно на разборе особенностей распределения облаков нижнего яруса над Севаном, приведем несколько примеров зарисовок облачности над водоемом.

В дневные часы июля 1956 г., как правило, облачность нижнего яруса над оз. Севан отсутствовала и наблюдалась только на склонах гор побережья. Особенно часто облака отмечались на склонах в северной части озера. На рис. 15 за 6 июня приведено, по нашему мнению, типичное для исследуемого периода распределение нижней облачности в районе озера. Вся площадь водоема была свободна от облаков, и только горные склоны на берегу были закрыты ими. Можно считать, что отметки количества облаков на береговых станциях оз. Севан в дневные часы летнего периода будут относиться в основном к склонам гор при наличии открытого от облаков водоема. Это обстоятельство имеет большое влияние на условия притока солнечной радиации к водоему, а следовательно, и на величины испарения.

Почти при всех полетах в соответствии с распределением температуры и влажности над Севаном наблюдаются резкие различия в количестве облаков над северным и южным Севаном. Утром, как правило, весь Малый Севан был закрыт облаками слоисто-кучевой формы с высотой нижней границы 500—800 м от уровня озера. Толщина облачности была небольшой, обычно 200—300 м и редко больше. По мере удаления от северного берега количество облачности уменьшалось, а ее высота несколько возрастала, и в районе Шоржа—Норадуз облака или рассеивались, или становились весьма редкими.

В отдельных случаях над южным Севаном слоисто-кучевая облачность переходила в разорванно-кучевую, располагающуюся отдельными грядами, как это показано на рис. 15 за 14 июля, с высотой нижней границы от уровня озера 0,35—0,45 км.

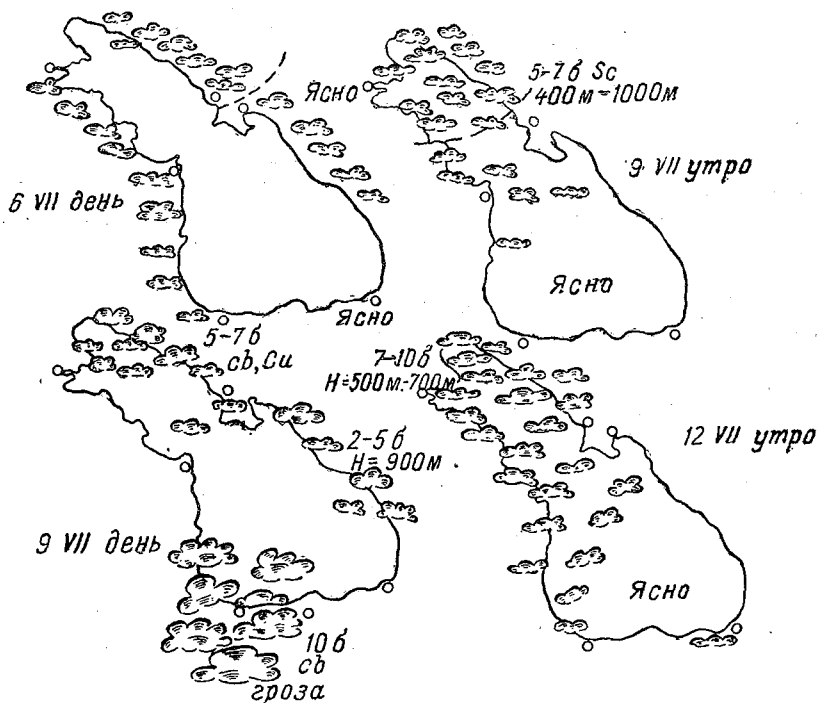


Рис. 15. Распределение облачности над оз. Севан.

В районе Мазра—Басаргечар в утренние часы над водоемами, а часто и над сушей было ясно.

С самолета иногда можно было проследить вертикальный разрез облачности над северной частью Севана. В виде примера на рис. 7 был приведен разрез облачности утром 29 июля. Над северным Севаном утром в 5 час. 20 мин. облачность опускалась с гор почти до поверхности воды, над о. Севан в то же время высота нижней границы была 200—300 м, в средней части Малого Севана высота облачности повысилась уже до 700—800 м, а у Норадуза она рассеялась, и над Большим Севаном было ясно. К 8 час. низкая облачность и над северным Севаном разошлась.

В этот же срок в районе Мартуни наблюдалась слоистая облачность по склонам гор и в низинах в виде узкой полосы, стекающей к озеру. Над Шоржей отмечался подъем облачности на горы.

Над облаками слоисто-кучевых форм, образующихся над озером и сушей в северной части Севана, всегда наблюдается инверсия температуры с резким уменьшением относительной влажности выше облачности. Высоты инверсионного

слоя над о. Севан и аэродромом Севан почти одинаковы, что указывает на облачность одной и той же воздушной массы.

Для характеристики облаков типа Sc и Ci над северным районом Севана в табл. 6 приводятся данные по повторяемости высот и мощности облаков.

Таблица 6

Повторяемость (в %) высоты нижней границы и толщины облачности  
типа Sc и Ci в районе северного Севана

Район	Повторяемость высот нижней границы, км					Число случаев	Повторяемость толщины облачности, км				Число случаев
	0,2-0,3	0,3-0,5	0,5-0,7	0,7-1,0	1,0		0,2	0,2-0,3	0,3-0,5	0,5-0,7	
Водоем . . .	5	15	50	30	5	20	10	30	50	10	10
Суша . . .	—	35	24	41	—	17	—	30	50	20	10

Высоты нижней границы облаков и их толщина мало отличаются над водоемом и сушей вблизи водоема. Слоисто-кучевую облачность, образующуюся над северным Севаном, следует отнести к облакам, сползающим с гор вместе с холодной массой воздуха и переносимой с этой же массой на сушу до района пос. Севан и иногда несколько южнее.

Высота нижней границы облаков, а следовательно и уровень конденсации, значительно ниже высоты окружающих гор, поэтому может показаться, что вся испаряющаяся с водоема влага останется над водоемом. На самом деле этого нет, так как облачность эта не местного происхождения, а сползающая с гор, и развивается она только в ранние утренние часы и только над северной частью оз. Севан.

### О влагообороте

Для выяснения условий влагооборота в бассейне озера большое значение имеет, помимо характера циркуляции над озером, также и термический режим, в частности, различия в распределении температуры и удельной влажности в свободной атмосфере над озером и вне озера. Для получения этих данных нами использованы результаты синхронных самолетных зондирований атмосферы над Ереваном и северной и южной частями оз. Севан с расстоянием между пунктами зондирования 60—70 км. На рис. 16 приведено распределение температуры и удельной влажности воздуха для отдельных сроков в слое от 2,0 до 3,0 км над уровнем моря. Как правило, во все дни и сроки параллельных зондирований над Ереваном воздух имеет более высокие температуры и меньшие содержания водяного пара, причем к 13 час. эти различия возрастают.

Средние значения абсолютных величин разностей температуры  $\Delta t = t_E - t_C$  и удельной влажности  $\Delta q = q_C - q_E$  между Ереваном, южным и северным Севаном приведены в табл. 7.

Таблица 7

Высота над уровнем моря, м	Ереван				Северный Севан				Южный Севан				$\Delta t = 2,5 \Delta q$ за 13 час., северный Севан
	$t_{cp}$		$q_{cp}$		$\Delta t$		$\Delta q$		$\Delta t$		$\Delta q$		
	5	14	5	14	5	13	5	13	5	13	5	13	
2,0	14,3	17,1	7,8	7,5	0,2	2,0	1,5	4,1	—	1,3	—	4,4	11,0
2,5	10,9	13,5	7,0	6,8	1,3	1,7	2,2	3,4	—	1,0	—	4,2	10,5
3,0	8,5	9,3	6,6	6,4	0,8	1,4	2,0	3,3	—	1,2	—	2,9	7,3

Над южным Севаном температуры воздуха более высокие и величины  $\Delta t$  несколько меньше, чем над северным. Значения  $\Delta q$  над южным и северным Севаном практически одинаковы с небольшим ростом  $\Delta q$  над южным Севаном.

В утренние часы максимум  $\Delta q$  и отчасти  $\Delta t$  наблюдается на 0,6—0,7 км над уровнем озера, что совпадает с высотой слоисто-кучевой облачности над северным

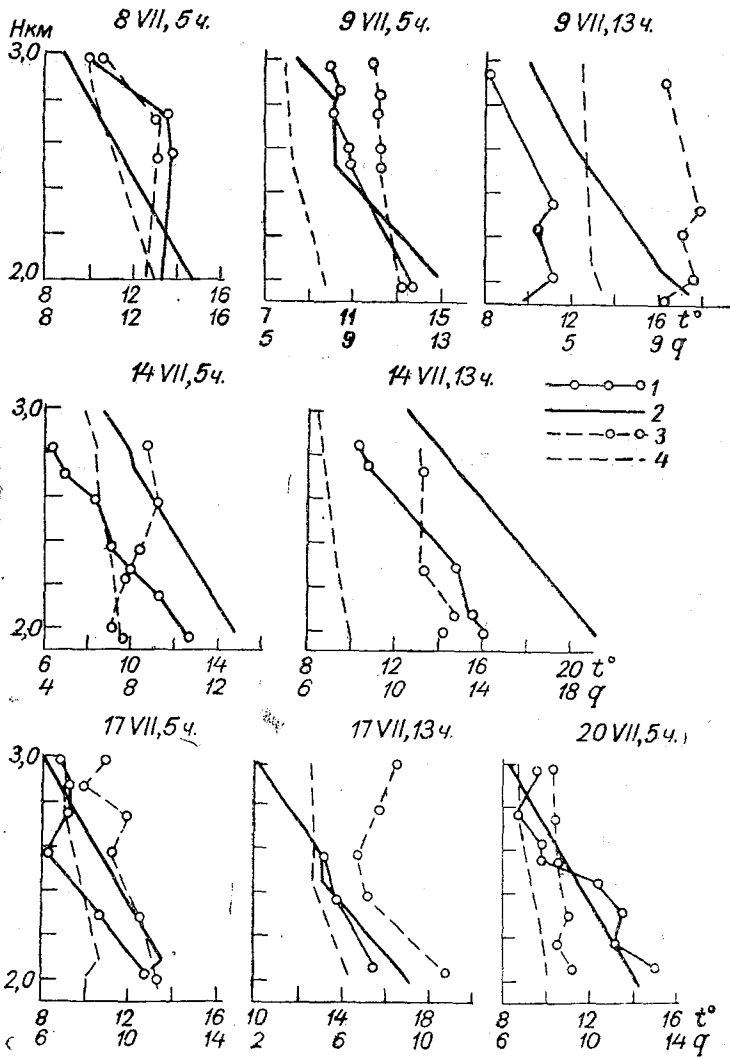


Рис. 16. Распределение  $t$  и  $q$  над Ереваном и оз. Севан.

1 —  $t$  оз. Севан, 2 —  $t$  Еревана, 3 —  $q$  северного Севана, 4 —  $q$  Еревана.

Севаном и указывает отчасти на адвекцию влажного холодного воздуха со стороны Семеновского перевала, как это было неоднократно отмечено выше. Очевидно, полученные величины  $\Delta q$  и  $\Delta t$  объяснить только одним влиянием процессов испарения с водоема, в результате которого получается понижение температуры и увеличение влажности, нельзя, так как над озером, особенно в утренние часы, большое значение имеет адвекция более холодного и влажного воздуха. В дневные часы наблюдается увеличение  $\Delta q$  и  $\Delta t$  по сравнению с утренними данными и их постепенное убывание с высотой, что, очевидно, более связано с процессами испарения и переносами\* влаги от водоема в высокие слои. Как известно, при

испарении затрачивается тепловая энергия, и величины  $\Delta q$  и  $\Delta t$  должны быть примерно связаны между собой через выражение

$$\Delta t = T' - T = \frac{L_1 \Delta q}{c_p},$$

где  $L_1$  — скрытая теплота испарения,  $C_p$  — теплоемкость при постоянном давлении.

Как видно из табл. 8, где приведена величина  $\frac{L_1 \Delta q}{C_p}$ , понижение температуры  $\Delta t$  значительно меньше, чем если бы наблюдалось испарение данного количества воды с водоема, что отчасти также указывает на возможность адвекции влаги и в дневные часы.

### О местных сильных ветрах в районе Еревана<sup>1</sup>

По нашему мнению, в тесной связи с местными ветрами, развивающимися в районе оз. Севан, находится и образование кратковременных, но сильных ветров северо-восточного направления в вечерние часы в Ереване. Скорости ветра у земли при этом в виде скачка почти от нуля возрастают до 10, а часто и до 15—18 м/сек. Такое усиление скорости ветра в вечерние часы наблюдается только по южному участку р. Раздан и на сравнительно небольшом удалении от Еревана. До настоящего времени в литературе не имеется объяснения происхождения этого ветра. Как известно, такие местные усиления скорости ветра у земной поверхности до штормовых типа летней боры обычно наблюдаются на склонах гор или в ущельях и других формах рельефа с уменьшенным поперечным сечением при наличии благоприятных синоптических условий.

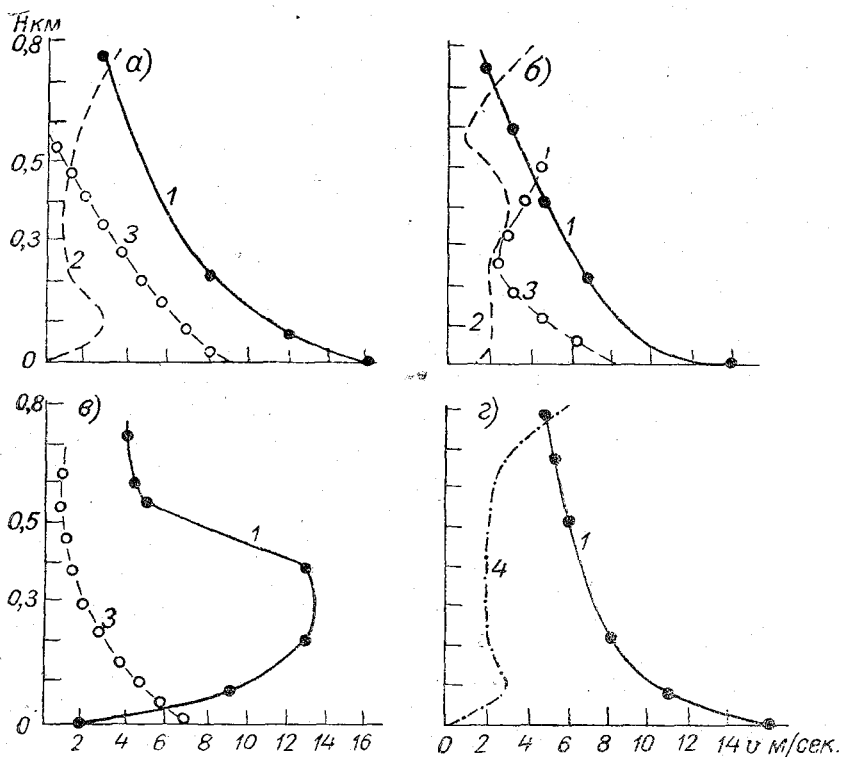


Рис. 17. Профили сильных ветров над Ереваном в июле 1956 г.

1 — 26 июля, 23 ч., 2 — 20 июля, 17 ч., 3 — 28 июля, 23 ч., 4 — 28 июля, 17 ч., 5 — 28 июля, 17 ч. пос. Севан, 6 — 20 июля, 17 ч., 7 — 21 июля 1 ч.

На рис. 17 приведены типичные профили северо-восточного ветра в периоды его развития за 17 час. 20 июля и за 23 часа 26 и 28 июля и для времени его

затухания в 23 часа 27 июля по наблюдениям в аэропорту Ереван. Для тех же дней на рисунке нанесен профиль ветра за 17 час. над пос. Севан.

Характерной особенностью сильного северо-восточного ветра в Еревани является быстрое уменьшение его скорости с высотой; при затухании этого ветра уменьшение скорости идет снизу вверх, т. е. окончание внизу начинается несколько раньше, чем наверху. Другой особенностью северо-восточного ветра является быстрое изменение его скорости по времени как у земли, так и на высотах. Судя по профилю ветра, поток северо-восточного ветра развивается сразу в слое около 700 м, а выше наблюдается резкий поворот направления ветра, часто на противоположное. Очевидно, его вторжение происходит в виде вала.

Для примера дадим распределение скорости и направления до начала и при развитии северо-восточного ветра за 26 июля 1957 г. (табл. 8).

Таблица 8

Распределение скорости и направления ветра вечером 26 июля 1956 г. на Ереваном

17 час.	<i>H</i> , м	10	80	240	380	540	680	830	1060
	<i>d</i> °	штиль	95	272	299	21	9	16	14
	<i>v</i> м/сек.	"	3	1	1	2	3	4	6
23 час.	<i>H</i> , м	10	80	240	420	600	780	950	1140
	<i>d</i> °	СВ	32	30	16	50	35	162	295
	<i>v</i> м/сек.	16	12	9	4	6	3	4	3.

К уровню 600—800 м скорости ветра уменьшаются до 2—4 м/сек., а направление ветра изменяется почти на противоположное.

На то, что этот ветер идет от Севана, прежде всего указывает его северо-восточное направление, которое наблюдается в это время по всей долине р. Раздан. Как уже отмечалось выше, в течение всего дня от Севана и до Фонтана, а часто и до Арзни, наблюдается ветер северо-восточного направления как у земли, так, судя по шаропилотным наблюдениям в аэропорту Севан, и на высотах. Очевидно, усиление аномально-долинной циркуляции на северном берегу оз. Севан в полуденные часы постепенно распространяется вниз по долине и к 18—19 час. доходит уже до Еревана. При средней скорости северо-восточного ветра 5—6 м/сек., или 18—22 км/час, он проходит путь от Севана до Еревана за 3—4 часа и обрушивается на город по типу летней боры.

### Краткие выводы

1. На ветровой и термический режимы северной части оз. Севан в летний период оказывает большое влияние горно-долинная циркуляция долины р. Куры.

2. В июле 1956 г. температура воздуха в 13 час. на всех станциях по побережью озера была ниже многолетней нормы на 1,2—1°5 и только в Шорже она была выше нормы на 1°0. У земли преобладали северные и северо-восточные ветры; восточные и юго-восточные ветры были несколько уменьшены по сравнению с многолетними данными. В районе Шоржи в июле 1956 г. ветер был северо-восточный, более частый по сравнению с нормой, он создавал фоновый поток, который и вызвал повышение температуры воздуха на 1°.

3. По направлению ветра в нижних слоях над разными участками озера можно выделить примерно четыре наиболее интенсивных потока воздуха над озером, характерных для теплого периода:

а) относительно холодные и влажные потоки северной четверти горизонта, стекающие к Малому Севану через сравнительно невысокий горный перевал Семёновский ( $H = 2100$  м). Иногда эти вторжения имеют над Малым Севаном строение, подобное холодному фронту;

б) сравнительно теплый и сухой поток фенового происхождения в районе Шоржи;

в) теплый и сухой восточный поток также фенового происхождения в районе Мазра—Басаргечар с относительно большими скоростями ветра;

г) сравнительно редкий в июле 1956 г. теплый и сухой поток воздуха с юга фенового происхождения, наблюдаемый в районе Мартуни.

Вынос воздуха из котловины озера осуществляется обычно ветрами северного, северо-восточного и восточного направлений через Гегамский хребет.

5. В соответствии с особенностями циркуляционного режима над оз. Севан определяется и термический режим: над Малым Севаном преобладает относительно холодный и влажный воздух, над Большим Севаном — теплый и сухой воздух фенового происхождения. Контрасты температур воздуха над северной и южной частями озера по горизонтали достигают часто  $5-7^{\circ}$ , а влажности воздуха до  $30-50\%$  на высоте  $200-300$  м.

6. Наличие мощной адвекции относительно холодного и влажного воздуха над Малым Севаном сопровождается в утренние часы выносом слоисто-кучевой облачности с гор, которая, надвигаясь на озеро, иногда закрывает Малый Севан. Сухие и теплые фенового происхождения потоки воздуха, наблюдающиеся над Большим Севаном, вызывают здесь рассеивание или уменьшение нижней облачности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Николаев Н. Г. Ветры в бассейне оз. Севан. Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна. Ч. III, вып. 6, Л., 1934.
2. Селезнева Е. С. Местные периодические ветры в горах. Изв. АН СССР, сер. геогр. 4—5, 1939.



## ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ НАД ОЗ. СЕВАН

Для изучения воздушных потоков в бассейне оз. Севан были использованы шаропилотные наблюдения ряда станций. Кроме имевшихся аэрологических пунктов (пос. Севан, Мазра, Мартуни), в период работы экспедиции были дополнительно организованы аэрологические наблюдения на станциях о. Севан, Шоржа и Нор-Баязет. Таким образом, у нас имелось по две станции в бассейнах Большого (Мазра, Мартуни) и Малого Севана (пос. Севан, о. Севан) и две промежуточные (Шоржа, Нор-Баязет).

Предполагалось, что такое размещение аэрологических станций сможет довольно полно характеризовать воздушные потоки в бассейне озера.

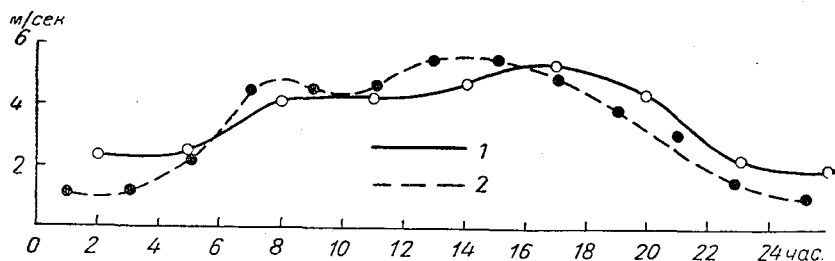


Рис. 1. Средний суточный ход скорости ветра в пос. Севан.

1 — лето 1956 г., 2 — по данным Николаева.

Кроме ежедневных наблюдений в утренние и дневные сроки (5, 11, 14, 17 час.), в каждый третий („серийный“) день проводились круглосуточные наблюдения через каждые три часа (5, 8, 11, 14, 17, 20, 23, 2 часа). За период экспедиции было проведено десять таких круглосуточных серий.

Хотя работа экспедиции велась в течение только одного месяца (6 июля — 4 августа 1956 г.), полученные характеристики можно считать довольно надежными, так как сравнение со средними за несколько лет наблюдениями [1] показывает, что условия погоды в период работы экспедиции были типичны для этого времени года.

К сожалению, в работе Н. Г. Николаева [1] для станций бассейна имеются только трехсрочные (7, 13, 21 час) наблюдения по флюгеру, и лишь на ст. пос. Севан (бывшая Еленовка) они велись чаще и, кроме наземных, там проводились также и шаропилотные наблюдения.

Поэтому сравнение наблюдений за экспедиционный период с многолетними можно было более детально провести для ст. пос. Севан.

На рис. 1 показан средний суточный ход скорости ветра на ст. пос. Севан по нашим данным и по Н. Г. Николаеву. Характер хода в обоих случаях сходен. Разница значений между двумя кривыми в совпадающие сроки не превышала

0,6 м/сек. Основным различием между кривыми является разное время наступления максимума: у Николаева он получился около 14 час., по нашим данным — в 17 час. Среднемесячные скорости почти совпадают.

Что касается направления ветра, то полученное, по нашим наблюдениям, среднее суточное направление ветра ( $43^\circ$ ) очень близко к полученному Н. Г. Николаевым ( $41^\circ$ ).

Для того чтобы лучше выявить местные особенности отдельных станций, кроме обычной обработки (по стандартным уровням над поверхностью земли и над уровнем моря), определялся ветер на нескольких близких уровнях над зеркалом озера. В нижнем километре эти уровни брались через каждые 100 м.

Как показали наблюдения, с некоторой высоты (около 1 км над озером) на всех станциях бассейна Севана наблюдается одинаковый ветер — юго-западной четверти. На этой высоте уже не сказываются особенности каждой станции. На меньших высотах эти влияния еще сильны, и на каждой станции отмечается свой

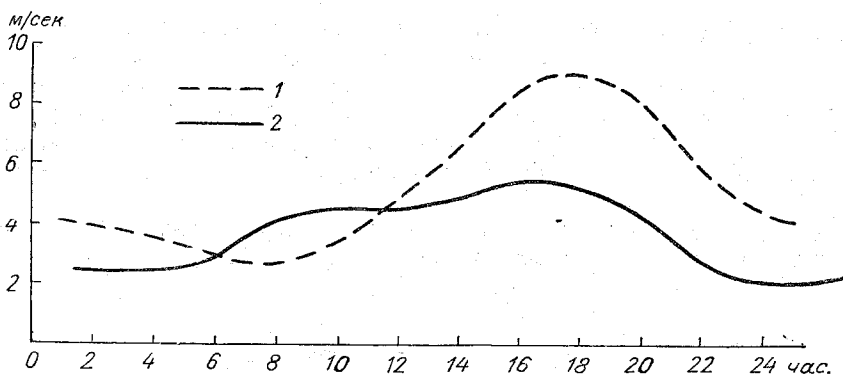


Рис. 2. Средний суточный ход скорости ветра.

1 — о. Севан, 2 — пос. Севан.

ветер. При этом прежде всего можно указать на различие ветрового режима Большого и Малого Севана.

На станциях Малого Севана обычно наблюдался ветер северных направлений. Это ветер сравнительно слабый утром, резко усиливающийся днем, достигает максимума (10—12 м/сек.) около 17 час. и затем постепенно ослабевает ночью. Наиболее резко он проявляется на ст. о. Севан.

Северный ветер — один из местных ветров рассматриваемого района. Причины, вызывающие его, подробно разбираются в статье Е. С. Селезневой [2].

Перейдем к некоторым характеристикам этого ветра по наблюдениям на ст. о. Севан.

На рис. 2 приведен средний за рассматриваемый период суточный ход ветра на ст. о. Севан. Здесь же для сравнения приведен суточный ход для ст. пос. Севан, так как представляет несомненный интерес сравнить, хотя бы за короткий период экспедиции, данные ст. пос. Севан, являвшейся опорной станцией при первых исследованиях бассейна озера, и ст. о. Севан — основной станции экспедиции.

Как видно из рисунка, на обеих станциях максимальные скорости наблюдались в вечерние часы, причем скорость ветра на о. Севан в это время более чем на 3 м/сек. превышает скорости на ст. пос. Севан.

Минимальные скорости наблюдались на ст. пос. Севан в ночные часы, причем в 23-часовой срок в половине, а в 2-часовой срок в одной трети всех случаев отмечались штили.

На острове же ветер хотя и ослабевает к ночи, но остается достаточно сильным и достигает минимума только к 8 час., когда он становится даже слабее, чем на ст. пос. Севан. Штили на острове почти не наблюдались.

Что касается среднего направления ветра (в градусах), то между двумя названными станциями также имеется определенное различие, которое хорошо видно из табл. 1.

Таблица 1

Станция	Время, час								Среднее
	2	5	8	11	14	17	20	23	
о. Севан	10	4	6	17	6	5	358	3	6
пос. Севан	42	64	68	75	29	29	25	17	43

Среднее за сутки направление — северное для о. Севан ( $6^\circ$ ) и северо-восточное ( $43^\circ$ ) для ст. пос. Севан.

Кроме того, на о. Севан направление ветра в течение суток колеблется в очень узких пределах: от  $358^\circ$  в 20 час. до  $17^\circ$  в 11 час. Для ст. пос. Севан эти пре-

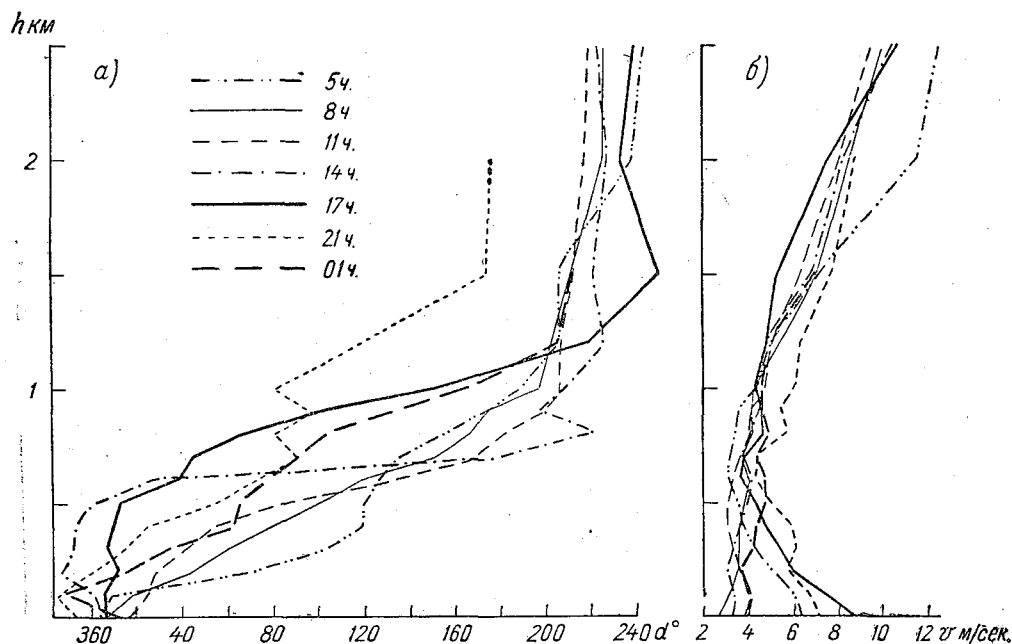


Рис. 3. Средний вертикальный профиль ветра на ст. о. Севан в разное время суток.  
а — направление, б — скорость ветра.

делы гораздо шире — от  $17^\circ$  в 23 часа до  $75^\circ$  в 11 час., т. е. в три раза больше, чем на о. Севан.

Отклонения от северного направления наблюдались лишь при малых скоростях ветра.

Характерным для этого устойчивого северного ветра является малая вертикальная мощность слоя, в котором он наблюдается: уже с небольших высот направление резко меняется и после сравнительно мощной по вертикали зоны перехода, начиная с высоты порядка 1 км над озером, устанавливается юго-западный поток, наблюдающийся до предельных рассмотренных высот (2,5 км над зеркалом озера, 4,5 км над уровнем моря). На рис 3 даны средние профили направления и скорости ветра в разные сроки наблюдения на о. Севан. На рис. 3а хорошо видно, что северные ветры нижних уровней на более высоких переходят в юго-

западные, которые сохраняются до больших высот, а также видно, что вертикальная мощность северного потока, как и зоны перехода его в юго-западный, меняется в течение суток.

Если отнести к северному потоку направления ветра до  $50^\circ$ , а к юго-западному потоку верхних слоев направления от  $180^\circ$ , то легко видеть, что утром северный поток захватывает очень тонкий слой, не превышающий 200 м, затем он распространяется и на более высокие слои, достигает наибольшей высоты к 17 час.— моменту максимальных скоростей, после чего идет на спад.

Мощность переходной зоны, наоборот, наибольшая утром и наименьшая днем.

В табл. 2 приводятся данные по суточной изменчивости вертикальной мощности северного потока и переходной зоны.

Таблица 2

Время, час	1	5	8	11	14	17	21
Вертикальная мощность северного потока, м .	350	160	240	360	620	730	480
Высота установления основного потока, м .	1060	940	920	780	700	1080	1500
Вертикальная мощность переходной зоны, м .	710	780	680	420	80	350	1020

Несколько отличный от других профиль ветра, полученный для вечернего срока (21 час), а также чрезвычайно размытую зону перехода можно отнести за счет малого числа наблюдений, так как ночные наблюдения велись только в серийные дни.

Следует отметить, что переход от нижних, северных, ветров к верхним, юго-западным, происходил не всегда одинаково. В большинстве случаев наблюдался правый поворот ветра с высотой, реже—левый. Были также случаи беспорядочных изменений ветра с высотой.

Максимальное число случаев правого поворота ветра с высотой (76%) приходится на 8 час., ко времени минимума скоростей, и минимальное (46%) на 17 час., срок максимальных скоростей ветра.

На рис. 4 и 5 даны профили ветра отдельно для правого и левого поворотов.

При правом повороте профили ветра глаже, чем средние за месяц. Вертикальная мощность северного потока в течение дня меняется в меньшем диапазоне, причем резкое изменение ее — увеличение — наблюдается между 11 и 14 час., а до и после этого она остается почти неизменной: 250—300 м до 11 час. и 450—550 м после 14 час.

Высота перехода к западному потоку также почти постоянна в течение первой половины дня (880—940 м) и лишь к 17 час. резко меняется до 1260 м.

При левом повороте профили направления ветра имеют менее плавный вид, и высота как северного потока, так и перехода к юго-западному в течение суток меняется в более широких пределах. Зона перехода, очевидно, при левом повороте должна быть значительно меньше, чем при правом, так как изменение направления ветра при нем в два раза меньше ( $120^\circ$ ), чем при правом повороте ( $240^\circ$ ).

На рис. 3, 4 и 5 приведены профили скорости ветра, средние за весь рассматриваемый период и отдельно при правом и левом поворотах ветра. Во всех случаях, кроме 8-часового срока, наблюдается уменьшение скорости ветра с высотой, особенно заметное во вторую половину дня, а затем, с некоторой высоты, скорость начинает быстро возрастать.

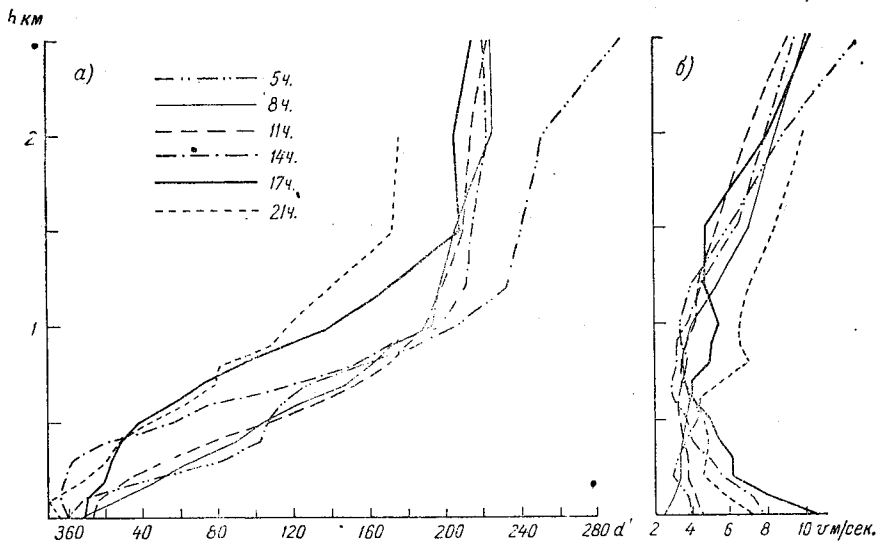


Рис. 4. Вертикальный профиль ветра на ст. о. Севан при правом повороте.  
*a* — направление, *b* — скорость ветра.

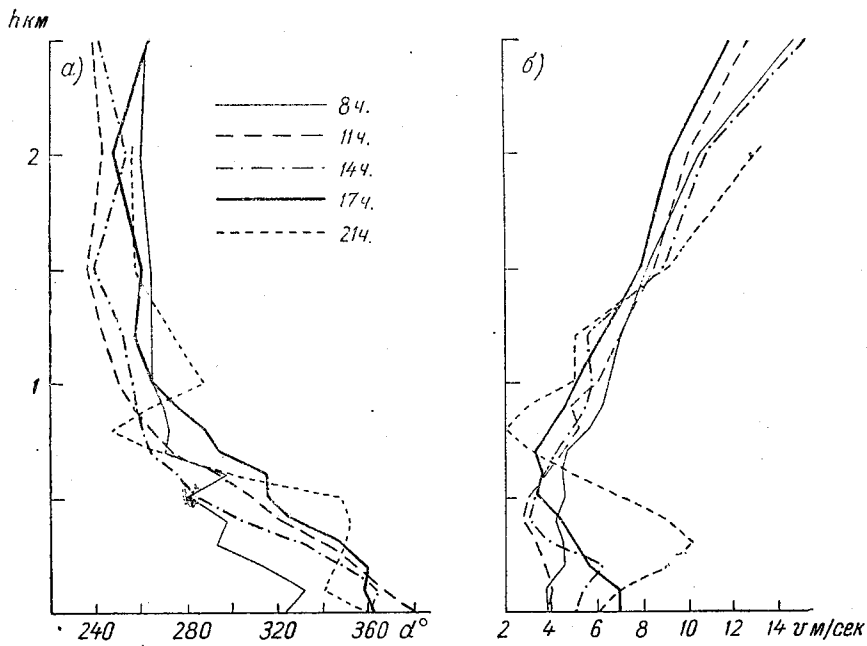


Рис. 5. Вертикальный профиль ветра при левом повороте на ст. о. Севан.  
*a* — направление, *b* — скорость ветра.

На рис. 6 приведен суточный ход скорости ветра на разных высотах. На нем хорошо видно как уменьшение амплитуды суточного хода с высотой от 6,2 м/сек. на высоте флюгера до 1,6 м/сек. на высоте 600 м и некоторое увеличение ее на больших высотах, так и изменение времени наступления максимума и минимума в суточном ходе с этой высоты.

Очевидно, уровень 600 м над озером является высотой обращения ветра.

Для Большого Севана определяющим является восточный ветер, резко проявляющийся на ст. Мазра. Правда, сравнительно часто наблюдался и ветер противо-

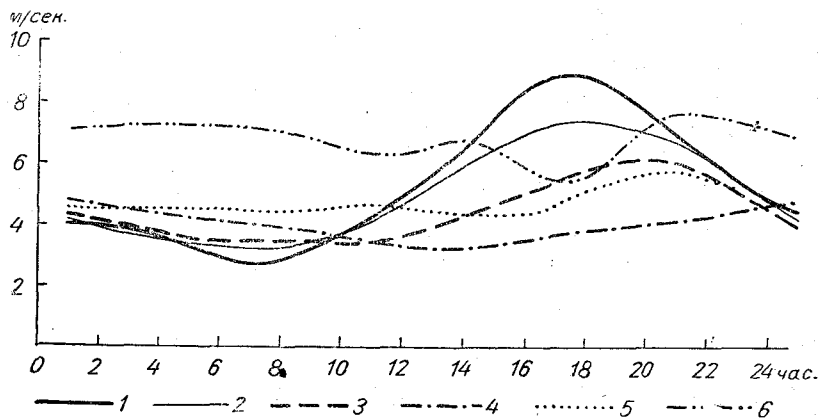


Рис. 6. Средний суточный ход скорости ветра на разных высотах над ст. о. Севан.

1 — флюгер, 2 — 100 м, 3 — 300 м, 4 — 600 м, 5 — 1000 м, 6 — 1500 м.

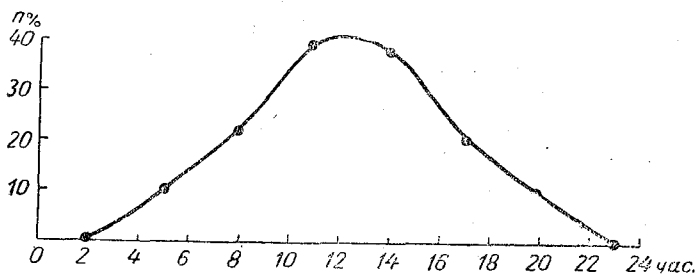


Рис. 7. Суточный ход повторяемости западных ветров на ст. Мазра.

положного направления — западный. За время работы экспедиции западный ветер наблюдался на станции Мазра в 22% всех случаев, причем в основном в дневные сроки.

На рис. 7 и в табл. 3 приведен суточный ход повторяемости западных ветров на ст. Мазра.

Таблица 3

Время суток, час.	2	5	8	11	14	17	20	23	Среднее за сутки
Повторяемость, %	0	10,3	22,2	39,2	37,9	20,7	10,0	0	22

Восточные ветры в Мазре, как и северные на о. Севан, наблюдались только в нижних слоях, затем в более высоких слоях ветер постепенно менял направление, переходя в юго-западный.

На рис. 8—10 показаны профили ветра по наблюдениям в Мазре: средние из всех случаев и отдельно для восточного и западного ветров. Обращает внимание поразительная устойчивость восточного ветра (рис. 9), все профили начинаются почти в одной точке ( $90^\circ$ ), и явная неустойчивость в течение суток ветров западной половины, которые показывают изменение больше чем на  $100^\circ$  от срока к сроку (рис. 10). С высотой восточный ветер постепенно с правым поворотом переходит в юго-западный, а западный ветер с высотой меняется мало.

Указать высоту распространения восточного потока, а также окончательного перехода его в юго-западный трудно из-за постепенности перехода.

Как восточный, так и западный ветер у земли имеют хорошо выраженный суточный ход скорости с максимумом около 14 час. и минимумом ночью. По своей

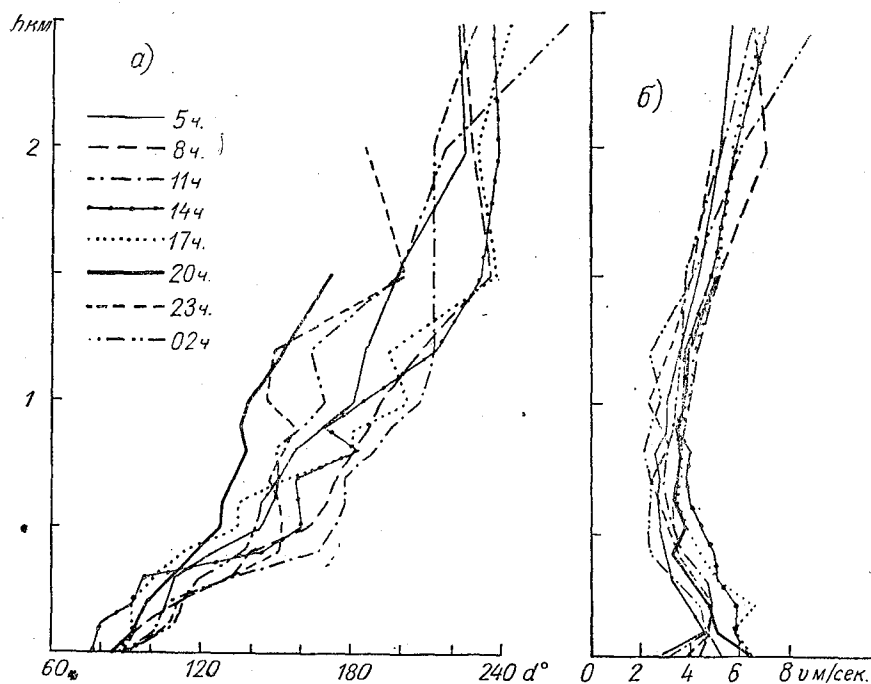


Рис. 8. Вертикальный профиль ветра на ст. Мазра в разное время суток.

а — направление, б — скорость ветра.

форме кривые для восточного и западного ветра сходны, но по абсолютным значениям скоростей они различны, и максимальные скорости западных ветров совпадают с минимальными скоростями восточных.

На рис. 11 приведены средние за период работы экспедиции скорости ветра на высоте флюгера на ст. Мазра.

Для сравнения на рис. 11 дан также суточный ход скорости на ст. о. Севан.

Как максимум, так и минимум скоростей на о. Севан сдвинуты, по крайней мере, на три часа относительно максимума и минимума скорости на ст. Мазра.

Интересно также, что в точках максимума средние скорости северного ветра на о. Севан больше, чем восточного ветра на ст. Мазра, в то время как максимальные, отмеченные за это время, скорости на о. Севан (10—12 м/сек.) гораздо меньше максимальных скоростей в Мазре, доходивших в отдельных случаях до 18—20 м/сек.

Изменение скорости восточного ветра с высотой сходно с таковым для северного ветра Малого Севана, т. е. минимальные скорости ветра наблюдаются не у земли, а на некоторой высоте.

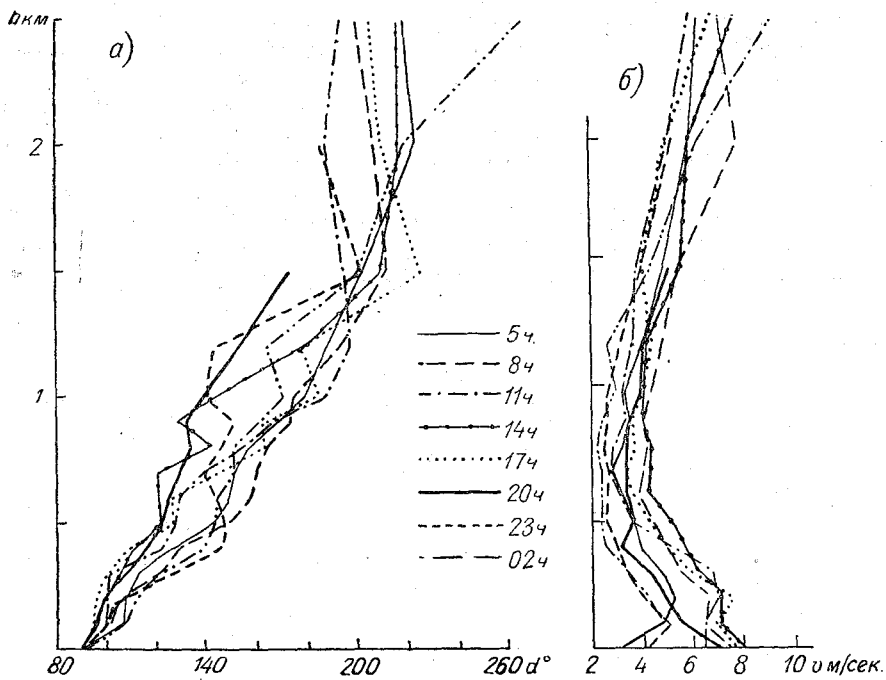


Рис. 9. Вертикальный профиль ветра на ст. Мазра при восточных ветрах у земли.  
 а — направление, б — скорость ветра.

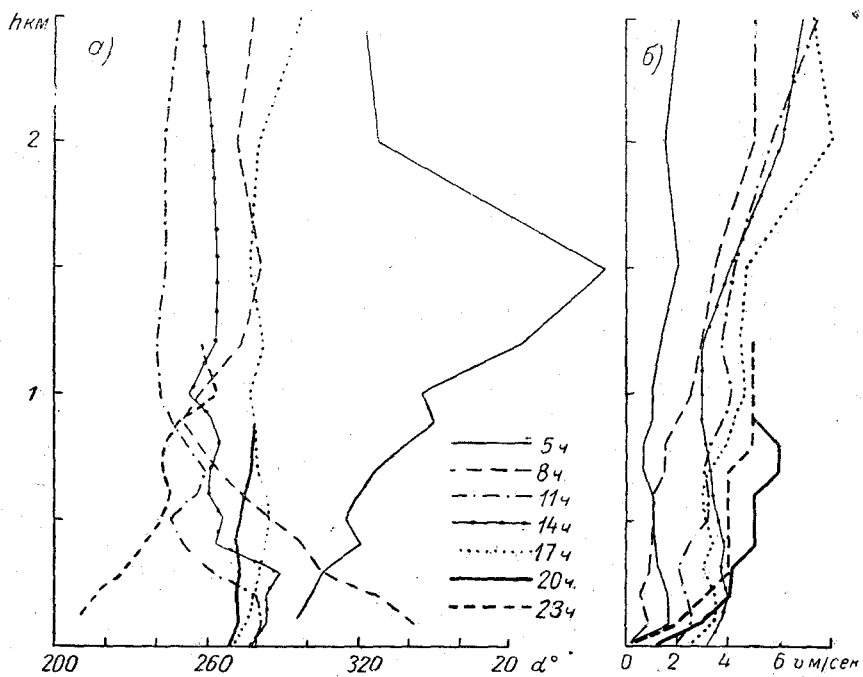


Рис. 10. Вертикальный профиль ветра на ст. Мазра при западных ветрах у земли.  
 а — направление ветра, б — скорость ветра.



На рис. 8, 9, 10б соответственно даны средние профили скорости ветра: для всех случаев восточных и западных ветров.

На рис. 8 и 9 хорошо видно, что минимальные скорости ветра наблюдались в зависимости от срока наблюдений на высотах от 400 до 1200 м, где они были значительно меньше отмеченных по флюгеру.

Совсем другой вид имеют профили скорости западных ветров; во все сроки минимальные скорости наблюдались внизу. С высотой скорость возрастала. Скорости западного ветра, как уже говорилось, были значительно меньше, чем восточного, и в некоторые сроки (23, 5 и 8 час.), как правило, у земли отмечались штили, иногда (например, в 5-часовой срок) господствовавшие во всем рассматриваемом слое.

Мазринский восточный ветер, подобно северному ветру Малого Севана, является одним из местных ветров района озера.

При рассмотрении одновременных наблюдений за ветром и его изменением с высотой на всех шести станциях бассейна можно было отметить, что наиболее

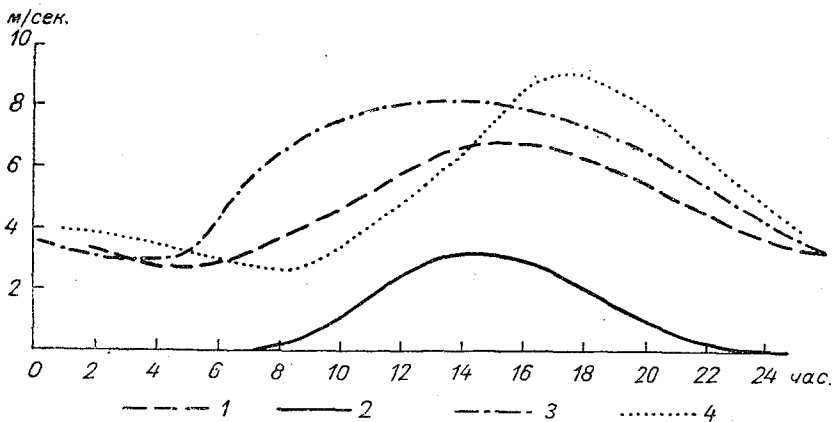


Рис. 11. Средний суточный ход скорости ветра на ст. Мазра.  
1 — все случаи, 2 — западные ветры, 3 — восточные ветры, 4 — о. Севан.

частым над озером было такое распределение ветра, когда сильный, ослабевающий с высотой ветер северных румбов, поворачивающий вправо и переходящий в юго-западный с высоты 1—1,5 км, наблюдался на станциях Малого Севана, а сильный, убывающий с высотой восточный ветер, переходящий на несколько меньшей высоте в юго-западный, — на станциях Большого Севана. Причем ветер на станциях Малого Севана имеет мощную по вертикали переходную зону с восточными ветрами, которые, очевидно, связаны с ветрами Большого Севана, распространяющимися на весь рассматриваемый район. На Малом Севане эти ветры обнаруживаются лишь на некоторой высоте, так как на более низких уровнях преобладает влияние северного ветра.

С другой стороны, влияние северного ветра проникает также довольно далеко. Нередки случаи, когда его можно было обнаружить по наблюдениям в Мартуни (юго-западный угол Большого Севана).

Часто направление ветра в нижних слоях на станциях бассейна колебалось в пределах одного квадранта между направлением ветра на о. Севан и в Мазре. В качестве примера приведем результаты наблюдений за изменением ветра с высотой на станциях бассейна озера за 14 час. 1 августа (табл. 4).

Таблица 4

Высота, м	о. Севан	пос. Севан	Нор-Баязет	Мартуни	Мазра
100	357°	55°	38°	60°	80°
300	20	67	62	78	94
500	64	81	104	85	116
700	87	93	128	106	143

Исключением является Шоржа и иногда Нор-Баязет и Мартуни, где под влиянием сложного рельефа ход ветра в нижних слоях иногда искажен.

Несколько реже встречалось другое распределение ветра над озером. Оно характеризовалось левым поворотом на станциях Малого Севана и слабым запад-

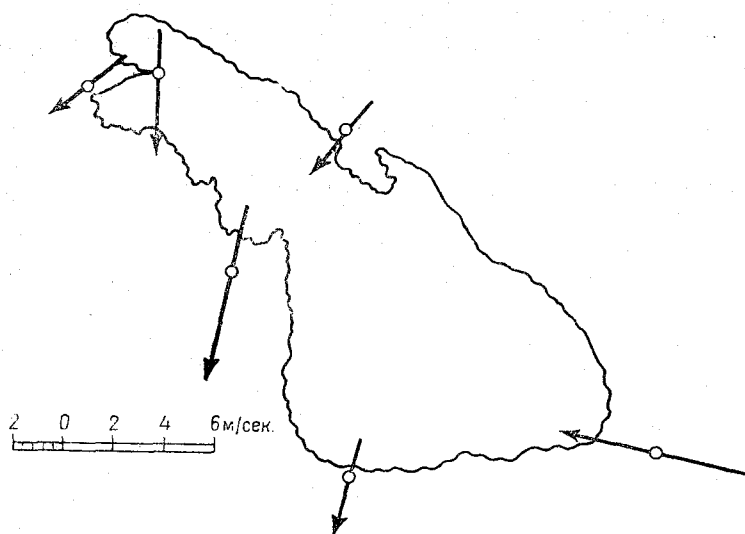


Рис. 12. Ветер на высоте 100 м по наблюдениям на разных станциях 11 июля, 14 час.

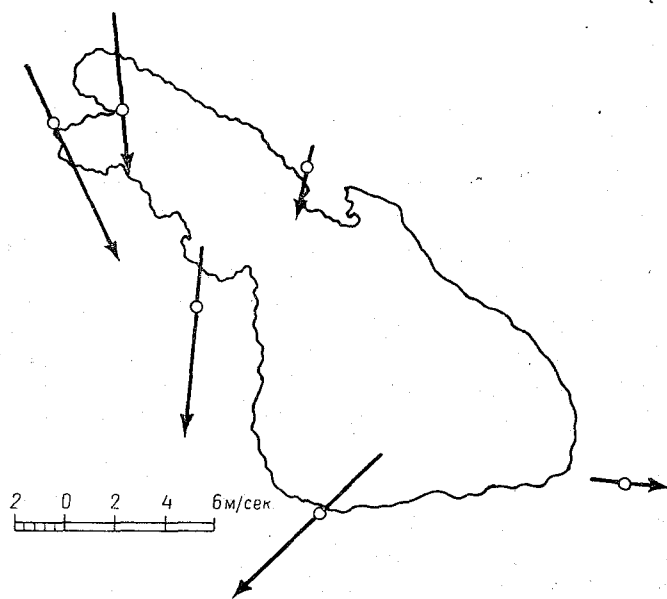


Рис. 13. Ветер на высоте 100 м по наблюдениям на разных станциях 23 июля, 14 час.

ным ветром в бассейне Большого Севана. И, наконец, были, правда редко, отдельные случаи с западными или восточными ветрами на всех высотах по всему бассейну озера, причем восточные ветры отмечались только в утренние часы и с малыми скоростями. Западные же ветры наблюдались только днем, характеризовались большими скоростями, растущими с высотой. Даже в Мазре наблюдались значитель-

ные для этого ветра скорости, и только юго-западный угол бассейна оставался не захваченным мощным западным потоком, от которого обе станции закрыты горным хребтом.

Следует отметить, что левый поворот ветра над Малым Севаном всегда был связан с западным ветром над Большим Севаном.

Наличие потоков различного направления, их схождение и расхождение должны приводить к возникновению вертикальных движений, как восходящих, так и нис-

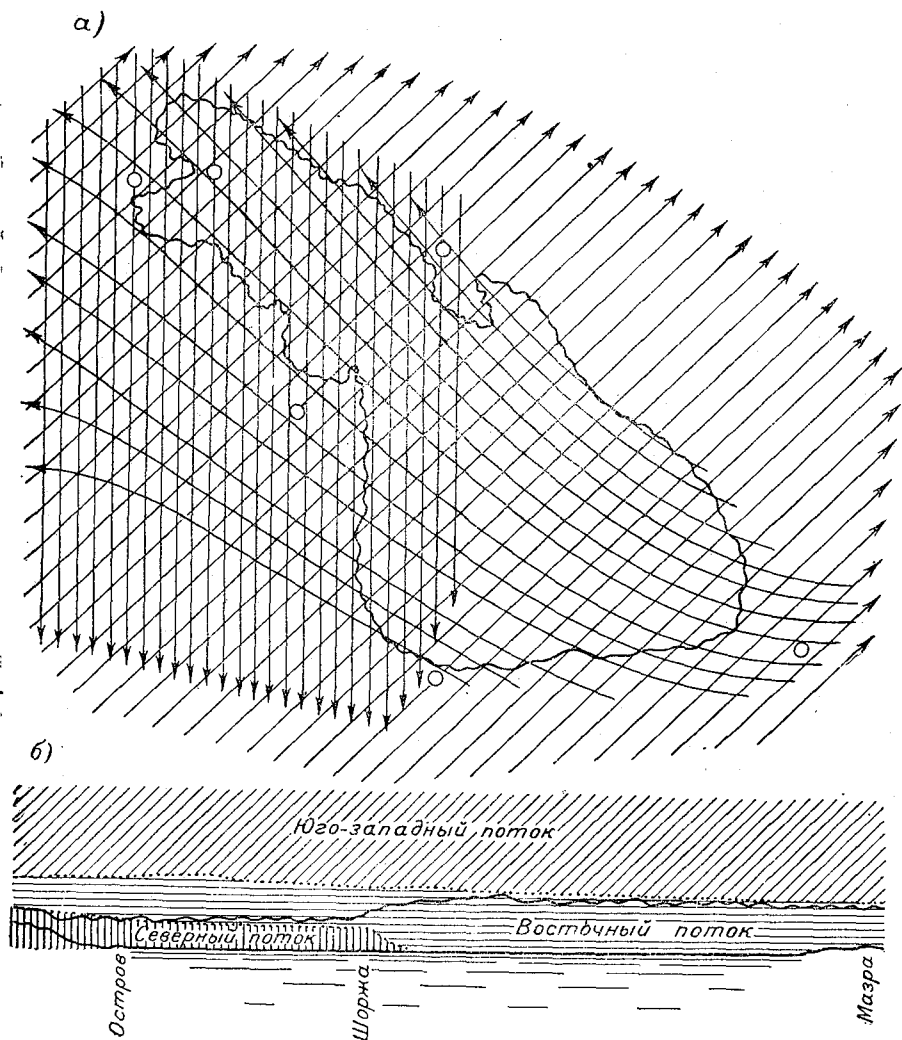


Рис. 14. Схема распределения воздушных потоков над оз. Севан.

а — проекция на горизонтальную плоскость, б — вертикальный разрез.

ходящих. Например, при встрече северного потока с восточным на стыке Малого и Большого Севана и в западной части Большого Севана должны наблюдаться восходящие движения воздуха. Примером такой ситуации может служить карта для 100-метрового уровня над озером за 14 час. 11 июля, приведенная на рис. 12. Скорость ветра показана длиной стрелок. Наоборот, при западном ветре в Мазре над Большим Севаном должны развиваться нисходящие движения. Примером такого положения может служить карта за 14 час. 23 июля также для уровня 100 м (рис. 13).

На основании рассмотренного материала можно заключить, что ветровой режим бассейна озера определяется взаимодействием нескольких воздушных потоков. В зависимости от мощности этих потоков и их протяженности по вертикали и горизонтали в результате их взаимодействия в разных частях бассейна получается то или иное распределение ветра с высотой.

В период работы экспедиции (июль — август 1956 г.) определяющими потоками были:

1) северный (Чубухлинский) Малого Севана, наиболее ярко проявляющийся на ст. о. Севан. Он захватывает довольно тонкий, но протяженный слой. Его влияние проявляется иногда на ст. Мартуни;

2) восточный, ярко выраженный на ст. Мазра. Его влияние распространяется на большую часть озера. В бассейне Большого Севана он наблюдается уже от земли, в бассейне же Малого Севана — лишь с некоторой высоты. Этот поток проходит там над северным и обуславливает правый поворот ветра с высотой на всех станциях Малого Севана;

3) западные и юго-западные потоки, наблюдающиеся на высотах над всеми станциями бассейна озера. Иногда эти потоки бывают настолько мощны, что могут совершенно уничтожить влияние восточного потока и даже привести к результирующим западным ветрам в Большом Севане. В этих случаях в Мазре на всех высотах наблюдается западный ветер с небольшими скоростями, а на станциях Малого Севана — левый поворот ветра с высотой.

На рис. 14 схематически изображено распределение потоков: на схеме бассейна озера показаны примерные горизонтальные размеры этих потоков и дан вертикальный разрез этих потоков, сделанный в направлении большой оси озера (о. Севан — Мазра). Черной извилистой линией показаны горы, тянущиеся вдоль северо-восточного берега, более низкие у Малого Севана и более высокие у Большого. В течение суток эта картина будет меняться главным образом благодаря большим суточным изменениям высоты слоя, захваченного северным потоком.

Преобладание того или иного потока и их взаимодействие друг с другом и определяет ветровой режим бассейна озера.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Николаев Н. Г. Ветры в бассейне оз. Севан. Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна. Ч. III, вып. 6, 1954.
2. Селезнева Е. С. О происхождении северных ветров, наблюдаемых летом на Севане (см. настоящий сб.).

## О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛЕТНИХ СЕВЕРНЫХ ВЕТРОВ В БАССЕЙНЕ ОЗ. СЕВАН

Ветровой режим бассейна оз. Севан отличается большим своеобразием. В условиях сложного горного рельефа здесь проявляются многочисленные местные особенности. На склонах горных хребтов, окружающих озеро, на перевалах, в ущельях и долинах, на ровных участках берегов озера в разное время дня и года в зависимости от характера атмосферных процессов развиваются самые разнообразные местные ветры разной устойчивости в пространстве и времени.

В сложной системе этих воздушных течений особое место занимают северные ветры, господствующие в летние месяцы над Малым Севаном и распространяющиеся по долине р. Роздан до Еревана. Основные климатологические характеристики этих ветров, так же как и всего ветрового режима бассейна оз. Севан и прилегающих районов, известны по исследованию Н. Г. Николаева [1].

Во время экспедиции летом 1956 г. северные ветры были хорошо выражены и наблюдались как холодные сильные ветры, определившие общие условия погоды. Проведенные на оз. Севан и в других береговых пунктах аэрологические наблюдения в дни развития этих ветров дали новый важный материал для характеристики суточного хода и вертикальной структуры их. Результаты этих наблюдений обработаны и приведены в статье И. И. Честной<sup>1</sup>.

Типичной особенностью северных ветров является их небольшая вертикальная мощность, уменьшение скорости с высотой и определенный суточный ход: слабые ветры, иногда штили утром, затем они усиливаются до максимума, наступающего в 16—17 час., после чего ветер стихает до слабого к 19—20 час.

С исключительной регулярностью летом во второй половине дня северные ветры наблюдаются и в Ереване. Для жизни города эти прохладные ветры имеют огромное значение, создавая мощную вентиляцию раскаленного южным солнцем города, умеряя духоту и жару. По данным А. Г. Нерсисян, северные ветры начинаются в Ереване обычно после 15 час., имеют очень резкий максимум в 18—19 час., в это время скорости нередко достигают 17—20, а иногда 24 м/сек.; к 22—23 час. ветер ослабевает, но сохраняет то же направление до утра.

Несмотря на большое значение северных ветров для всей метеорологической обстановки на оз. Севан и в Ереване, природа их в достаточной мере не выяснена, высказывались лишь некоторые предположения. Известный исследователь климатов Кавказа И. В. Фигуровский и позже Н. Г. Николаев считали, что северные ветры направлены в область летней термической депрессии, расположенной на юге Закавказья. На средней климатологической карте распределения давления за летние месяцы область пониженного давления в районе долины Аракса вырисовывается вполне отчетливо. Однако в отдельные дни экспедиционного периода на картах погоды такая область ясно не обнаруживалась, обычно имелось „размытое“, безградиентное поле давления. К тому же постоянная депрессия не объясняет указанного суточного хода ветра.

<sup>1</sup> Публикуется в настоящем сборнике.

В 1939 г. при изучении горно-долинной циркуляции на Северном Кавказе автором в работе [2] затрагивался вопрос об аномальных долинных ветрах. Такие ветры иногда развиваются в верхних частях долин и представляет собой „клинообразное вторжение холодного воздуха с противоположной стороны перевала“. Там же указывалось, что примерами такого явления могут служить ветры бассейна оз. Севан, дующие „от трех перевалов по долинам, спускающимся к озеру“: с севера „чубухлинский“, с востока „мазра“ и с юго-запада „каранлугский“.<sup>1</sup> Далее в цитируемой статье отмечалось: „Обязательным условием для развития этого типа ветров, по-видимому, нужно считать наличие крутого склона с одной стороны перевала, пологого — с другой, что имеется налицо у перевала Малоджа и у трех главных перевалов севанского бассейна. При наиболее благоприятной для нагревания экспозиции крутых склонов приток воздушных масс к перевалу и через него должен быть особенно интенсивным“.

В 1956 г. к аналогичному заключению пришел П. А. Воронцов. Он предположил, что северные ветры над Севаном — это аномальные долинные ветры со стороны сильно нагретой долины Куры.

При рассмотрении данного вопроса более внимательно возникают вопросы: почему большей интенсивности достигают ветры из долины Куры, а не от обращенных на юг, сильнее нагреваемых склонов долины Аракса; почему благоприятная для нагревания экспозиция крутых склонов не имеет перевеса над условиями у северных, покрытых древесной растительностью склонов. Это несоответствие побудило более обстоятельно проанализировать результаты метеорологических и аэрологических наблюдений периода экспедиции и соответствующие синоптические материалы. На основании этого анализа условия возникновения северных ветров в районе Севана представляются в следующем виде.

В летнее время долины Аракса и Куры сильно нагреваются: дневные температуры воздуха в наиболее жаркие периоды в той и другой долине превышают 30° и особенно высоки бывают по Араксу. Между тем долина Аракса на территории Армянской ССР лежит довольно высоко — 800—900 м над ур. м. На такой высоте над Курой воздух оказывается значительно холоднее, поэтому в свободной атмосфере создается большой горизонтальный градиент температуры, направленный от Аракса к Куре. Соотношение температур над рассматриваемыми долинами показано на рис. 1. На нем приведен схематический вертикальный разрез в направлении, перпендикулярном долинам, через северную и южную окраины оз. Севан (с ЮЗ на СВ) и показано распределение температуры над долинами и у склонов гор.

Среднее за период экспедиции распределение температуры у Аракса получено на основании дневных (17 час.) самолетных зондирований в Ереване; средние температуры над долиной Куры вычислены по наземному значению и ереванским вертикальным градиентам; средние температуры наземных станций Арзни (1280 м), Ахта (1770 м), Севан (1920 м), Семеновский перевал (2100 м), Дилижан (1260 м), Иджеван (730 м) соответствуют примерно средним максимальным значениям.

Как видно из рис. 1, изотермические поверхности имеют резкий наклон в сторону Куры. Встречающиеся на пути горы несколько искривляют плавный ход, но не изменяют основной характер распределения температуры. Горизонтальная разность температуры уменьшается с высотой, но все же сохраняется до больших высот; так, на высоте 1 км над ур. м. разность составляет около 10°, на 2 км — 7°,5, на 3 км — 6° при горизонтальном расстоянии всего лишь 100—150 км.

Существование летом значительного горизонтального градиента температуры воздуха между долинами Аракса и Куры можно видеть также и на климатологических картах. Показательны, например, карты распределения температуры, приведенной к уровню оз. Севан [3]. Разности средних месячных величин на этом уровне летом составляют 3—4°; так, в августе средняя температура над Араксом 20°, над Курой 16—17°. Несмотря на известную приближенность этих значений, вычисленных по постоянному вертикальному градиенту (0,5°/100), все же они

<sup>1</sup> Масные названия ветров.

бесспорно отражают основной характер соотношения температуры воздуха над долинами.

Такое термическое поле создает и определенное распределение давления. Очевидно, изобарические поверхности должны быть приподняты над Араксом, хотя и в меньшей степени, чем изотермические. Углы наклона этих поверхностей можно примерно оценить по имеющимся данным. Для изотермических поверхностей  $12^\circ$  и  $16^\circ$ , расположенных уже выше уровня озера, найдем из рис. 1:  $\text{tg } \beta_t$  составляет от  $\frac{1}{100}$  до  $\frac{1}{130}$ , следовательно  $\beta_t \approx 30'$ . Это весьма большой угол для наклона изотермических поверхностей, близкий к тому, что встречается во фронтальных зонах.

Высоты изобарических поверхностей над той и другой долинами определим по вертикальному распределению температуры и давлению на исходном уровне

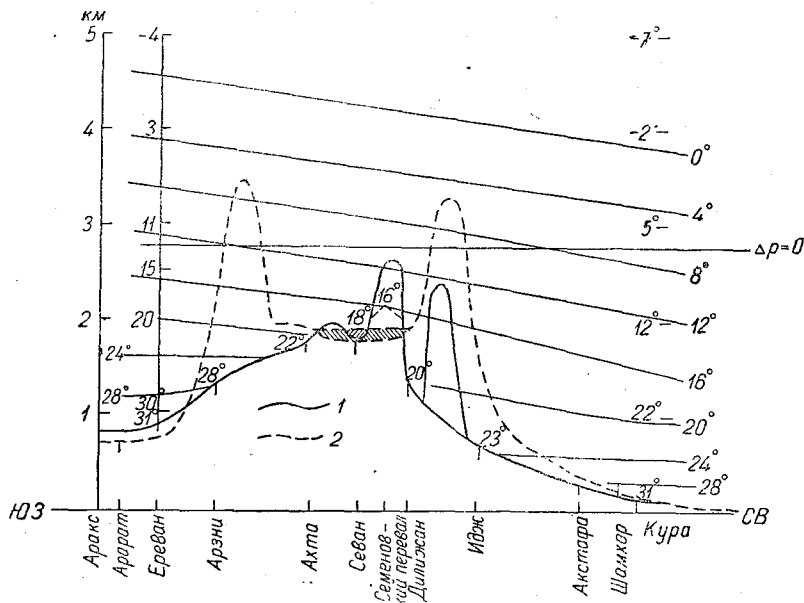


Рис. 1. Вертикальный разрез через бассейн оз. Севан.  
1 — через Малый Севан, 2 — через Большой Севан.

(т. е. по барометрической формуле). Приняв на уровне моря давление одинаковым над всей рассматриваемой территорией (за период экспедиции  $p \approx 1015$  мб), найдем следующие высоты основных изобарических поверхностей.

Изобарические поверхности, мб	Высота над уровнем моря, м	
	в долине Аракса	в долине Куры
900	1075	1060
800	2100	2070
700	3235	3190

Из этих данных найдем, что для поверхности 800 и 700 мб  $\text{tg } \beta_p \approx \frac{1}{4000}$ , т. е. угол  $\beta_p$  порядка  $0,5'$ . Такой угол примерно соответствует наклону изобарических поверхностей при горизонтальном градиенте давления 2 мб/100 км.<sup>1</sup> Следовательно,

<sup>1</sup> 2 мб соответствуют разности высот около 20 м, т. е.  $\text{tg } \beta_p = 20 : 100\,000 = \frac{1}{5000}$ .

в данном случае чисто термический эффект создает в свободной атмосфере довольно значительный градиент давления, направленный как и градиент температуры от Аракса к Куры. Этот местный градиент давления приведет к возникновению на высоте воздушных течений такого же направления. Как обычно, в таких случаях должна развиться циркуляция: наверху от Аракса к Куры, внизу обратно. Подобная циркуляция возникает и в равнинных условиях при наличии термических неоднородностей, но наиболее проявлена она между плато и равниной [2]. При этом возникновение верхней ветви циркуляции приводит к оттоку воздуха из более нагретой области (например, от плато, а в нашем случае от Аракса) и притоку его к более холодной (к долине Куры), что определяет появление внизу обратного градиента давления и соответствующего потока холодного воздуха. Наличие между рассматриваемыми долинами промежуточных горных хребтов является дополнительным фактором, оказывающим влияние на развитие циркуляции между ними. Высокий горный барьер ослабляет обмен воздуха и препятствует выравниванию давления, усиливая в нижнем слое атмосферы градиент давления, направленный от Куры к Араксу.

Попытаемся проверить это на материалах наблюдений.

В нашем распоряжении имеются результаты обработки барографа по ст. Иджеван, расположенной со стороны Куры на высоте 730 м, и данные наблюдений в Ереване. Весьма интересен суточный ход давления на этих станциях: хорошо выражена простая суточная волна с минимумом во вторую половину дня, максимумом ночью; суточные амплитуды необычно велики для умеренных широт — за июль 1956 г. в Ереване около 3 мб, в Иджеване — 4 мб. Не менее показателен суточный ход разности давления Иджеван — Ереван. Приводим средние значения разностей по наблюдениям за время экспедиции.

Часы	1	5	7	10	13	17	19
Иджеван $p_1$ . . . . .	929	929	929	929	928	927	928
Ереван $p_2$ . . . . .	907	908	908	907	906	904	905
$\Delta p = p_1 - p_2$ . .	22	21	21	22	22	23	23

Отсюда видим, что разность давления Иджеван — Ереван — наименьшая утром и заметно возрастает во вторую половину дня. Такой же результат получаем, если сравним давление, приведенное к одному и тому же уровню. В среднем для экспедиционного периода такие разности, найденные для уровня Иджевана в сроки зондирования, следующие:

Часы	5	10	13	17
$\Delta p$ (Иджеван—Ереван) мб . . . . .	2,4	2,0	2,5	3,8

Следовательно, все время имеется градиент давления, направленный от Иджевана к Еревану, причем значение этого градиента сильно возрастает во вторую половину дня. Полученное значение в 17 час., вероятно, не является наибольшим, возможен более высокий максимум между 13 и 17 час.

Указанная величина разности давления в нижнем слое атмосферы над рассматриваемой территорией не является неожиданной. По средним климатологическим данным, приведенным к уровню моря или к уровню 1000 м, понижение давления от долины Куры к долине Аракса в летние месяцы происходит на 3—4 мб.

Необходимо выяснить, до какой высоты в свободной атмосфере сохраняется нижний градиент давления (от Куры к Араксу) и с какой высоты устанавливается обратный градиент, обусловленный термическими причинами.



Чтобы выяснить это, были найдены высоты основных изобарических поверхностей с учетом фактического начального давления на обеих станциях. Вычисления проведены как по среднему для рассматриваемого периода распределению температуры, так и для отдельных дней. Соотношения получены одни и те же, что иллюстрируем средними данными.

Изобарические поверхности	Высота над уровнем моря, м	
	Ереван	Иджеван
928	—	733
905	910	—
900	960	996
850	1463	1490
800	1988	2007
700	3121	3126
500	5873	5847

Таким образом, при учете фактических значений давления на нижних уровнях оказалось, что в нижнем слое изобарические поверхности наклонены в сторону Еревана, вблизи уровня поверхности 700 мб становятся горизонтальными и выше наклон становится обратным — в сторону Иджевана. Такое соотношение почти без исключения прослеживается по отдельным дням как по данным, указанным путем обработанных экспедиционных наблюдений, так и по картам барической топографии. На этих картах для рассматриваемых долин можно сравнить лишь данные по Еревану и Тбилиси.

Для примера приводим ниже снятые с карт  $AT_{850}$ ,  $AT_{700}$  и  $AT_{500}$  за 17 час. высоты изобарических поверхностей (дкм).

	8 VII			9 VII			11 VII			14 VII			24 VIII		
	850	700	500	850	700	500	850	700	500	850	700	500	850	700	500
Ереван	146	313	585	143	308	577	147	311	582	143	309	580	149	315	585
Тбилиси	149	310	579	146	308	577	148	311	579	146	309	577	151	316	582

Подобных примеров можно привести много. В летний период в дневное время преобладает указанный выше ход изобарических поверхностей. От случая к случаю изменяется лишь высота выравнивания давления — иногда она ниже 3 км (700 мб), иногда значительно выше. В нашем распоряжении нет достаточно полных данных, чтобы проследить изменение барической топографии в течение суток. Можно лишь предварительно заметить на основании тех же высотных карт, что ночью и утром картина иная: поверхность 850 мб иногда выше над Ереваном, иногда, наоборот, выше над Тбилиси. Очевидно, должен существовать определенный суточный ход разности давления как на нижних уровнях, так и на более высоких, что подлежит дальнейшему исследованию.

Перегрев слоя атмосферы над долиной Аракса сравнительно с соседними районами ясно виден на картах ОТ, причем как по утренним, так и дневным данным. Например, за те же июльские дни толщина слоя  $\frac{500}{1000}$  имеет следующие значения (дкм).

Станция	8 VII		9 VII		11 VII		14 VII	
	Часы							
	5	17	5	17	5	17	5	17
Ереван . .	571	582	570	576	571	581	576	581
Тбилиси . .	564	569	565	571	559	572	570	571

Толщина слоя  $\frac{500}{1000}$  над Ереваном превышает такие же значения не только над Тбилиси, но и над другими пунктами Закавказья (Баку и Ленкорань) и Турции. Поэтому иногда при анализе данные Еревана исключают как ненадежные. Между тем высокие значения  $\frac{500}{1000}$  в районе Еревана являются реальными и показывают наличие местной термической аномалии. Из-за отсутствия аэрологических наблюдений в других пунктах по долине Аракса и в смежных районах Турции уточнить размеры области аномалии нет возможности. По наземным климатологическим картам существование такой аномалии, как уже упоминалось, хорошо известно.

Основная же область летней малоазиатской термической депрессии в рассматриваемый период располагалась, как это обычно и бывает летом, над Ираном, т. е. к юго-востоку или к югу от Севана. Соответствующее термобарическое поле определяло на уровне поверхности 500 мб довольно мощные юго-западные или западные потоки.

Таким образом, система циркуляции между долинами Аракса и Куры, возникающая в результате перегрева долины Аракса, простирается до высоты 4—4,5 км, и лишь выше проявляются уже более общие воздушные течения. Описанное термобарическое поле над рассматриваемыми долинами определяет основные особенности этой циркуляции. Нижняя ветвь ее — северные ветры — развивается до высоты 2,5—3 км (иногда несколько выше), т. е. примерно до высоты 0,5—1 км над уровнем оз. Севан. Выше северный — северо-восточный ветер должен смениться на противоположный. Однако здесь, вне прямого механического воздействия горного рельефа при устойчивом направлении градиента давления на значительной территории, воздушные течения под действием силы Кориолиса отклоняются от направления барического градиента и должны быть близки к направлению, параллельному изобарам. Действительно, по данным И. И. Честной, в слое 3—4,5 км и наблюдается постепенный поворот ветра от восточного к юго-восточному и южному направлениям. Эти воздушные течения распространяются на весь бассейн оз. Севан и являются господствующими в летнее время над Большим Севаном; они являются основными также и для других областей Восточного Закавказья. Развитие юго-восточных течений над обширной территорией Закавказья зависит не только от араксинской термической депрессии, но и от других факторов (повышенного давления на севере Каспийского моря и др.). Обсуждение этого вопроса выходит за пределы задач данной статьи.

Возвращаясь к северным ветрам, необходимо подчеркнуть, что по своей природе это горизонтальные воздушные течения, их вертикальная составляющая у склонов гор — явление вторичное. Эти ветры, естественно, проникают в бассейн озера лишь через невысокий (ниже 3 км) хребет Арегуни и Семеновский перевал; Шагдагский хребет, возвышающийся до 3300—3500 м, т. е. выше уровня выравнивания давления и смены воздушных течений (рис. 1), защищает Большой Севан от вторжения северных ветров.

На южной стороне гор в бассейне Севана и далее к долине Аракса северные холодные воздушные течения получают нисходящую составляющую. Это хорошо заметно по движению облаков. В вечерние и утренние часы в бассейне Севана нередко с противоположной стороны хребта надвигаются слоисто-кучевые облака, возникшие там в результате растекания дневной конвективной облачности. Можно наблюдать, как облака сползают вниз по склонам иногда вплоть до уровня озера, но чаще при нисходящем движении они постепенно рассеиваются, не достигая водной поверхности. Движения уравновешенных шаров-пилотов также наглядно подтвердили наличие нисходящих течений у склонов гор, ограничивающих Малый Севан с севера.

Перевалив через горный хребет, относительно холодный воздух отчасти растекается по бассейну озера, а главное, устремляется к открытому выходу вниз по долине Роздан. Этот поток достигает Еревана во вторую половину дня, причем скорость его возрастает по мере спуска к Еревану, подобно тому как это происходит при развитии боры и других „воздухопадов“. Так как спуск воздуха происходит более чем на 1000 м, то, естественно, скорости развиваются довольно

большие. Конечная скорость нисходящего потока зависит также от разности температуры опускающихся воздушных масс с окружающим воздухом. Примерное представление об этих разностях получаем из сравнения данных самолетных зондирований в Ереване и наблюдений в бассейне Севана: в дневные часы на уровне 1900 м разности температуры Ереван—Севан в среднем составляют 3—4°, в отдельные дни —5—6°. Так как расстояние между пунктами небольшое (50 км по прямой), эти разности весьма существенны.

Наибольшие скорости северного ветра в бассейне оз. Севан наблюдаются во вторую половину дня — в 16—17 час., что соответствует времени наибольших контрастов температур и градиентов давления. В Ереване, как указывалось в начале статьи, максимум скорости отмечается позже, в 18—19 час. Сдвиг максимума на 2 часа примерно соответствует времени, необходимому для перемещения воздушной массы от Севана до Еревана (при скорости около 8 м/сек.).

Весьма интересно проследить за изменением температуры воздуха или эквивалентно-потенциальной температуры на пути Иджеван—Семеновка—Севан—Ереван. Прежде всего нужно заметить, что вертикальный градиент температуры у северных склонов, т. е. на участке Иджеван—Семеновка, значительно меньше адиабатического: в 13 и 19 час. он преимущественно равен 0,6—0,7° на 100 м.

Можно было бы предположить, что градиент температуры уменьшается вследствие конденсации водяного пара при подъеме воздуха, так как днем вблизи склонов гор часто образуются облака. Однако и в безоблачные дни градиент остается меньше адиабатического. К тому же уровень образования конвективных облаков в экспедиционный период был несколько выше Семеновки, так что разности Иджеван—Дилижан и Дилижан—Семеновка соответствуют подоблачному слою. Оказалось также, что эквивалентно-потенциальная температура на этих последовательных по высоте станциях разная. Все это показывает отсутствие упорядоченного вертикального подъема с северной стороны склонов. Интересным фактом является несоответствие между уровнем образования кучевых облаков и вычисленным по наземным данным уровнем конденсации. Это также объясняется тем, что вблизи гор нет упорядоченного подъема, а происходит сложный процесс перемешивания воздуха, поступающего на некотором уровне со стороны долины Куры, с поднимающимся у склонов.

Намеченная в общих чертах циркуляция между обширными долинами Аракса и Куры должна быть изучена более обстоятельно. Эта исключительная по масштабам местная циркуляция имеет большое значение для погодно-климатических условий Закавказья. Для ее более детального исследования необходимо организовать аэрологические наблюдения таким образом, чтобы иметь возможность точнее определить вертикальные и горизонтальные градиенты температуры и давления при разном развитии северного и юго-восточного ветров, проследить их суточные и годовые изменения, уточнить границы смены воздушных течений. На основании таких данных можно построить и количественную теорию явления, что имеет достаточно общее значение. По-видимому, подобные системы ветров могут существовать и в других горных странах; к этим системам также относятся и простейшие из них — циркуляции между высокими плато и равниной, между горным хребтом и равниной. Во всех этих случаях возникает термический контраст между поднятыми участками рельефа и свободной атмосферой. В южных областях этот контраст может быть весьма велик, подобно тому как это имеет место между расположенными на разной высоте долинами Аракса и Куры.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Николаев Н. Г. Ветры в бассейне оз. Севан. Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна, ч. III, вып. 6, 1934.
2. Селезнева Е. С. Местные периодические ветры в горах. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 4—5, 1939.
3. Селезнева Е. С. Температура и влажность воздуха в бассейне оз. Севан. Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна. Ч. III, вып. 4, 1933.

## ИССЛЕДОВАНИЕ ТУРБУЛЕНТНОЙ СТРУКТУРЫ ВОЗДУШНОГО ПОТОКА В РАЙОНЕ оз. СЕВАН С ПОМОЩЬЮ САМОЛЕТА

Наряду с изучением приземного и приводного слоев с помощью наземных метеорологических и градиентных измерений в программу работ экспедиции Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) на оз. Севан (июль 1956 г.) входило также исследование структуры пограничного слоя атмосферы с помощью самолетов.

Автор принимал участие в проведении полетов на самолете АН-2, на котором были установлены акселерограф ЗП-11 и метеорограф СМ-43.

Основные летно-технические данные самолета АН-2 таковы: максимальная скорость 268 км/час (на высоте 1750 м), минимальная скорость 84 км/час, максимальный потолок 5000 м, полетный вес  $G$  — 4740 кг, полная площадь несущих поверхностей самолета  $S$  — 71, 51 м<sup>2</sup>.

Основы современной теории, позволяющей использовать самолет как средство исследования турбулентной структуры воздушного потока, заложены в работах М. И. Юдина. Дальнейшее развитие теории этого вопроса получила в работах А. С. Дубова [1].

При проведении исследований в районе оз. Севан основное внимание было сосредоточено на выявлении особенностей турбулентного режима атмосферы над различными подстилающими поверхностями (в первую очередь над сушей и озером), а также на установлении закономерностей изменения параметров турбулентного обмена с высотой. С этой целью во время каждого из полетов проводилось вертикальное зондирование пограничного слоя атмосферы над долиной р. Занги, вблизи береговой черты (в районе пос. Севан и мыса Народуз), над озером Севан (в основном над Малым Севаном), а также над горами (к северо-востоку от озера).

При зондировании делались горизонтальные площадки (самолет пускался в свободный полет) продолжительностью в несколько минут на высотах 50, 100, 200, 300, 500 и 1000 м. На каждой из таких площадок включался акселерограф (продолжительность включения составляла, как правило, 30 сек., в некоторых случаях 60 сек.). В общей сложности было произведено 14 полетов, в каждом из которых в среднем делалось по 15 площадок. Обработка лент акселерограмм производилась по методике, разработанной в Главной геофизической обсерватории [2, 3, 4].

1. Формула для расчета вертикальной составляющей скорости воздушного потока по измеренным с помощью акселерографа перегрузкам самолета получена А. С. Дубовым [3] и имеет следующий вид:

$$w = v_z + b\Delta n, \quad (1)$$

где  $w$  — вертикальная составляющая скорости ветра,  $v_z$  — средняя (на горизонтальной площадке) вертикальная составляющая воздушной скорости самолета (в его свободном полете),  $\Delta n$  — вертикальная перегрузка центра тяжести самолета

(величина безразмерная, в долях  $g$ ),  $b$  — коэффициент, зависящий от аэродинамических свойств самолета и скорости полета.

На режим полета самолета оказывают влияние как вертикальная, так и горизонтальная составляющие скорости воздушного потока. Изменение горизонтальной составляющей ветра вызывает колебание воздушной скорости самолета, а вместе с этим и подъемной силы  $Y$ :

$$Y = C_y S \frac{\rho v^2}{2}, \quad (2)$$

где  $v$  — воздушная скорость самолета,  $\rho$  — плотность воздуха,  $S$  — площадь несущих поверхностей самолета,  $C_y$  — коэффициент подъемной силы самолета при горизонтальном полете.

Однако Н. З. Пинусом [5] и другими авторами было показано, что основное влияние на вертикальное ускорение самолета оказывают вертикальные пульсации воздушного потока. Второе слагаемое в правой части формулы (1) количественно характеризует влияние таких вертикальных пульсаций (струй), в которые самолет входит мгновенно при горизонтальном полете (границы струи резко очерчены).

Средняя (на горизонтальной площадке) вертикальная составляющая воздушной скорости самолета ( $v_z$ ) возникает под влиянием вихрей более крупного масштаба — порядка размеров тех площадок, которые делались самолетом.

Общий просмотр акселерограмм и субъективные ощущения во время полетов позволяют заключить, что наиболее сильно развитый турбулентный обмен наблюдался в долине р. Занги (особенно над пос. Севан), в северо-западной части Малого Севана и над горами (к северо-востоку от озера). Над озером вертикальные пульсации менее интенсивны и имеют меньший период, чем над сушей.

Непосредственно по акселерограммам были рассчитаны величины вертикальной составляющей скорости воздушного потока  $w$ . С этой целью были прежде всего переведены ординаты акселерограммы в величины перегрузок  $\Delta n = n - 1$  ( $n$  — отношение величины подъемной силы самолета  $Y$  к весу самолета  $G$ ; при горизонтальном полете с постоянной скоростью  $n = 1$ ) с помощью тарировочного графика, составленного для акселерографа ЗП-11 П. А. Воронцовым.

Формула для коэффициента  $b$  имеет вид

$$b = \frac{2 \frac{G}{S}}{\rho v C_y^\alpha}, \quad (3)$$

где  $C_y^\alpha = \frac{\partial C_y}{\partial \alpha}$  — производная от коэффициента подъемной силы самолета по углу атаки,  $\frac{G}{S}$  — удельная нагрузка на несущие поверхности самолета.

Для самолета АН-2 при воздушной скорости  $v = 180$  км/час  $= 50$  м/сек. коэффициент  $b = 5,12$  м/сек.

Результаты обработки 150 площадок в соответствии с методикой, изложенной в работах [2, 3, 4], приведены в приложении 1.

Вертикальная составляющая скорости тех турбулентных пульсаций, которые реагируют на самолет АН-2, имеет порядок 1 м/сек. Максимальная положительная величина (из всех полетов)  $w$  составляет 3,52 м/сек., минимальная около 0,01 м/сек.; отрицательные значения колеблются между  $-2,66$  и  $-0,01$  м/сек.

Величины перегрузок  $\Delta n$  колеблются между  $+0,21 g$  и  $-0,30 g$ .

Имея значения средней (для каждой площадки) величины периода перегрузок ( $2\tau$ ), можно рассчитать среднюю величину  $L$  горизонтального размера турбулентных вихрей (вертикальных пульсаций) по соотношению

$$L = 2v\tau. \quad (4)$$

Данные по каждому из полетов представлены в приложении 1. Размер вихрей имеет порядок  $10^2$  м.

Распределение по высоте осредненных (по данным всех полетов) горизонтальных размеров вихрей представлено в табл. 1. Выделено три вида подстилающих поверхностей: суша — в основном долина р. Занги, строения (поселок Севан) и вода — главным образом Малый Севан.

Таблица 1

Средние величины горизонтальных размеров турбулентных вихрей (м)  
для различных подстилающих поверхностей

( $n$  — число случаев)

Высота, м	Вода		Суша		Строения	
	$L$	$n$	$L$	$n$	$L$	$n$
50	101	8	99	8	80	3
100	100	13	103	21	123	7
200	114	5	99	6	157	2
300	123	4	115	15	113	6
400	—	—	130	2	—	—
500	99	15	110	17	106	7
1000	115	2	112	5	100	3
2000	—	—	90	1	—	—

Обращает на себя внимание тот факт, что над всеми подстилающими поверхностями размер вихрей достигает максимума на высотах от 200 до 400 м. Величина максимума  $L$  — наибольшая над поселком, наименьшая над водой. Размер вихрей до высоты 200—300 м возрастает с высотой, выше 400—500 м практически остается постоянным.

Повторяемость различных значений  $L$  и полупериода перегрузок  $\tau$  приведена в табл. 2 и 3.

Таблица 2

Повторяемость размеров вихрей для различных подстилающих поверхностей  
(проценты)

( $n$  — число случаев)

Высота, м	Пределы изменения горизонтальных размеров вихрей, м																		
	50-75	75-100	100-125	125-150	150-175	$n$	50-75	75-100	100-125	125-150	150-175	175-200	$n$	50-75	75-100	100-125	125-150	150-175	$n$
	Вода						Суша						Строения						
50	38	12	12	26	12	8	12	51	25	12	—	—	8	33	67	—	—	—	3
100	23	23	38	16	—	13	10	43	22	15	5	5	21	14	29	43	14	—	7
200	20	20	20	40	—	5	18	50	16	16	—	—	6	—	—	—	50	50	2
300	—	50	25	25	—	4	7	26	34	26	7	—	15	16	16	51	—	17	6
400	—	—	—	—	—	—	—	—	50	50	—	—	2	—	—	—	—	—	—
500	35	35	23	7	—	15	14	22	36	14	14	—	14	29	29	29	13	—	7
600	—	—	—	—	—	—	—	67	—	33	—	—	3	—	—	—	—	—	—
1000	—	—	100	—	—	2	—	40	40	20	—	—	5	—	67	33	—	—	3
2000	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—

Таблица 3

Повторяемость полупериодов перегрузок (времени сохранения перегрузки одного знака) для различных подстилающих поверхностей (проценты)  
( $n$  — число случаев)

Высота, м	Пределы изменения полупериода перегрузок (сек.)													
	0,0—0,5	0,5—1,0	1,0—1,5	1,5—2,0	$n$	0,5—1,0	1,0—1,5	1,5—2,0	$n$	0,5—1,0	1,0—1,5	1,5—2,0	$n$	
	Вода					Суша					Строения			
50	25	25	37	13	8	75	25	—	8	100	—	—	3	
100	8	46	46	—	13	55	35	10	21	43	43	14	7	
200	—	40	60	—	5	66	34	—	6	—	50	50	2	
300	—	75	25	—	4	46	46	8	15	50	50	—	6	
400	—	—	—	—	—	—	100	—	2	—	—	—	—	
500	10	70	20	—	15	50	35	15	14	58	28	14	7	
600	—	—	—	—	—	66	34	—	3	—	—	—	—	
1000	—	50	50	—	2	40	60	—	5	100	—	—	3	
2000	—	—	—	—	—	100	—	—	1	—	—	—	—	

2. Данные полетов были использованы также для расчета одной из важнейших характеристик вертикального турбулентного обмена — коэффициента турбулентности  $K$ .

В основу расчета коэффициента турбулентности положена следующая структурно-кинематическая формула:

$$K = \frac{u\tau |\overline{w'}|^2}{2|\overline{u'}|}, \quad (5)$$

где  $u$  — средняя горизонтальная скорость ветра,  $|u'|$  и  $|w'|$  — абсолютные величины мгновенных пульсаций скорости ветра в горизонтальном и вертикальном направлениях соответственно,  $\tau$  — среднее время сохранения вертикальной пульсации одного знака (полупериод колебаний), черта — знак осреднения (для горизонтальной площадки).

Формула (5) справедлива в том случае, когда прибор, измеряющий пульсации скорости ветра, неподвижен, а воздушный поток обтекает его со скоростью  $u$ . В случае подвижного прибора (например, при установке его на самолете) формула (5), как это физически очевидно, должна быть заменена следующей:

$$K = \frac{v\tau |\overline{w'}|^2}{2|\overline{u'}|}, \quad (6)$$

где  $v$  — скорость движения прибора относительно воздуха (воздушная скорость самолета).

Выше приземного слоя атмосферы поле турбулентных пульсаций можно считать локально-изотропным. По этой причине отношение  $\frac{|\overline{w'}|}{|\overline{u'}|}$  в формуле (5) близко к единице

$$\frac{|\overline{w'}|}{|\overline{u'}|} \approx 1. \quad (7)$$

Мгновенная вертикальная пульсация скорости ветра связана с перегрузкой самолета соотношением

$$w' = b\Delta n. \quad (8)$$

С учетом соотношений (3), (7) и (8) формула (6) принимает вид

$$K = \frac{G}{S} \frac{\tau}{\rho C_y^{\alpha}} |\overline{\Delta n}|, \quad (9)$$

где  $|\overline{\Delta n}|$  — средняя (для данной горизонтальной площадки) абсолютная величина вертикальной перегрузки самолета.

По формуле (9) выполнен расчет коэффициента турбулентности для 150 горизонтальных площадок, которые были сделаны самолетом на различных высотах во всех полетах. Результат расчета  $K$  для каждого полета представлен в приложении 1.

Распределение по высоте средних величин коэффициента турбулентности над тремя различными подстилающими поверхностями представлено на рис. 1 и в табл. 4. Порядок величины коэффициента турбулентности — несколько  $\text{м}^2/\text{сек.}$  (до  $10 \text{ м}^2/\text{сек.}$ ) — согласуется с ранее полученными значениями этого коэффициента А. С. Дубовым (1951 г.). Над сушей (долина р. Занги) и строениями (поселок Севан) наблюдается хорошо выраженный максимум коэффициента турбулентности: на высоте около 400 м над сушей и около 200 м над поселком. Максимум коэффициента турбулентности над поселком выражен более резко, чем над долиной.

Над водной поверхностью (Малый Севан) коэффициент турбулентности до высоты 500—600 м по величине меньше, чем над долиной и поселком, в 1,5—2 раза. Выше 50 м коэффициент турбулентности над водой практически не изменяется с высотой. Из этих данных можно заключить, что уровень максимума коэффициента турбулентности (верхняя граница приземного слоя атмосферы) лежит над озером ниже 50 м.

Рис. 1. Изменение коэффициента турбулентности с высотой.

1 — вода, 2 — суша, 3 — строения.

В районе мыса Народуз полеты проводились непосредственно над градиентной площадкой (причалом). Результаты расчета коэффициента турбулентности по записям акселерографа, произведенным в полетах № 5 (11 июля 1956 г., площадки 14—17), № 9 (17 июля 1956 г., площадки 12—17) и № 12 (26 июля 1956 г., площадки 10—13) представлены в табл. 5. Данные по величине коэффициента турбулентности, рассчитанного по структурной формуле, можно сравнить со значениями  $K$ , полученными по данным градиентных измерений.

Таблица 4

Средние величины коэффициента турбулентности ( $\text{м}^2/\text{сек.}$ ) над различными подстилающими поверхностями

Высота, м	Вода (Малый Севан)		Суша (долина р. Занги)		Строения (пос. Севан)	
	$K$	$n$	$K$	$n$	$K$	$n$
50	5,16	8	6,12	8	6,75	3
100	4,88	13	6,41	21	7,08	7
200	4,32	6	6,59	5	10,62	2
300	4,28	4	8,89	15	6,75	6
400	—	—	9,37	2	—	—
500	4,49	15	6,32	17	5,55	7
1000	6,75	2	5,10	5	3,48	3
2000	—	—	6,75	1	—	—



Из табл. 5 следует, что высота приземного слоя в дни полетов № 5, 9 и 12 во всяком случае больше 50 м, поскольку коэффициент турбулентности продолжает возрастать и выше этого уровня (некоторое уменьшение  $K$  на высоте 100 м 26 июля можно отнести за счет погрешностей расчета). Это означает, что коэффициент турбулентности на произвольной высоте  $z$  в приземном слое может быть рассчитан в предположении линейного роста его с высотой по формуле  $K = K_1 z$ , где  $K_1$  — величина коэффициента турбулентности на высоте  $z_1 = 1$  м.

Таблица 5

Величина коэффициента турбулентности ( $\text{м}^2/\text{сек.}$ ) в районе мыса Народуз (градиентная площадка) по данным единичных зондирований

Высота, м	Полет № 5 11 июля 1956 г. площадки 14—17 (13 ч. 04 м. — 13 ч. 17 м.)	Полет № 9 17 июля 1956 г. площадки 12—17 (14 ч. 55 м. — 15 ч. 09 м.)	Полет № 12 26 июля 1956 г. площадки 10—13 (13 ч. 36 м. — 13 ч. 44 м.)
50	3,0	1,9	6,0
100	11,4	2,6	5,6
200	3,50	2,3	—
300	5,25	5,0	9,0
500	—	1,25	1,2

По данным градиентных измерений для  $K_1$  получена формула  $K_1 = 0,0175 u_1$ , где  $u_1$  — скорость ветра на высоте  $z_1 = 1$  м.

Таким образом, для величины коэффициента турбулентности на высоте 50 м получаем с учетом двух последних формул соотношение  $K_{50} = 0,875 u_1$ .

Подставляя сюда значения  $u_1$ , найдем следующие величины коэффициента турбулентности на высоте 50 м по данным градиентных измерений:

- Полет № 5, 11 июля  $K_{50} = 3,5 \text{ м}^2/\text{сек.}$   
( $U_1 = 4 \text{ м/сек.}$ ),
- „ № 9, 17 „  $K_{50} = 2,1 \text{ м}^2/\text{сек.}$   
( $U_1 = 2,4 \text{ м/сек.}$ ),
- „ № 12, 26 „  $K_{50} = 4,6 \text{ м}^2/\text{сек.}$   
( $U_1 = 5,3 \text{ м/сек.}$ )

Сравнение этих величин с данными, приведенными в табл. 5, показывает, что между ними наблюдается удовлетворительное согласование.

Коэффициенты турбулентности, рассчитанные по данным градиентных измерений на о. Севан, можно сравнить со значениями  $K$ , полученными по перегрузкам самолета над Малым Севаном, поскольку на градиентную площадку воздушный поток поступал именно с Малого Севана. Результаты сравнения представлены на рис. 2, на котором по осям координат откладываются величины коэффициента турбулентности на высоте 50 м, рассчитанные соответственно по данным градиентных измерений ( $K_r$ ) и формуле (9).

3. Большой интерес представляет установление связей между коэффициентом турбулентности и основными физическими параметрами, от которых зависит термодинамическая устойчивость и турбулентное перемешивание атмосферы.

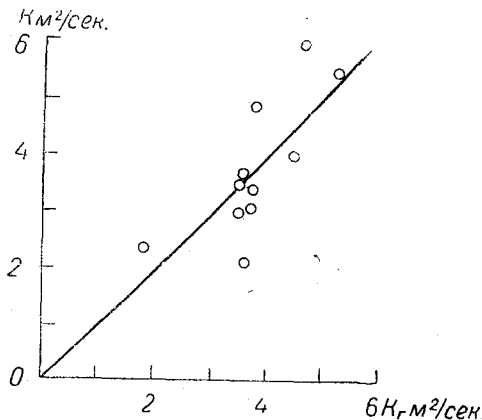


Рис. 2. Связь между величинами коэффициента турбулентности на высоте 50 м, рассчитанными по структурно-кинематической формуле (9) и по данным градиентных измерений (последние откладываются по оси абсцисс). Район оз. Севан, июль 1956 г.

Таковыми параметрами являются:

вертикальные градиенты температуры  $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$  и скорости ветра  $\beta = \sqrt{\left(\frac{\partial u_x}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial u_y}{\partial z}\right)^2}$ , где  $u_x, u_y$  — проекции средней скорости ветра на горизонтальные оси координат  $x, y$ ;  
 средняя скорость ветра  $u$  и температура  $T$ ;  
 ускорение силы тяжести  $g$ .

Из этих величин можно составить несколько безразмерных параметров. Одним из них является параметр  $Ri$  (число Ричардсона), составленный из  $\gamma, \beta, g$  и  $T$

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta^2}, \quad (10)$$

где  $\gamma_a$  — сухоадиабатический градиент ( $\approx 1$  град/100 м).

Число Ричардсона является наиболее полной характеристикой вертикальной устойчивости атмосферы, учитывающей как термические, так и динамические факторы.

Установить связь между коэффициентом турбулентности и указанными выше параметрами  $\gamma, \beta, u$  и  $Ri$  можно, используя положения теории подобия и размерностей.

Коэффициент турбулентности вводится как множитель пропорциональности в формуле для турбулентного касательного напряжения трения

$$\tau = -\rho u' w' = K \rho \beta. \quad (11)$$

Так как размерность  $\left[\frac{\tau}{\rho}\right] = \text{м}^2/\text{сек.}^2$  ( $\sqrt{\frac{\tau}{\rho}} = v^*$  представляет собой динамическую скорость потока), то эта величина может быть представлена в виде

$$\frac{\tau}{\rho} = u^2 \varphi(Ri), \quad (12)$$

где  $\varphi = \varphi(Ri)$  — некоторая неизвестная функция параметра  $Ri$ .

Из сравнения (11) и (12) следует

$$K \beta = u^2 \varphi(Ri). \quad (13)$$

Таким образом, безразмерная величина

$$B = \frac{K \beta}{u^2}$$

является функцией одного лишь числа Ричардсона

$$B = \varphi(Ri). \quad (14)$$

Установить вид функции  $\varphi = \varphi(Ri)$  теоретически в настоящее время не представляется возможным. Его можно установить лишь на основе анализа экспериментальных данных. Для этой цели опытные данные, полученные при полетах в районе оз. Севан, оказались, к сожалению, малоудовлетворительными. Для того чтобы установить вид зависимости величины  $B$  от числа  $Ri$ , необходимо иметь синхронные данные о величине коэффициента турбулентности, скорости ветра и вертикальных градиентах температуры и скорости ветра. Таких данных по нашим полетам оказалось очень мало (главным образом из-за отсутствия одновременного с полетом температурно-ветрового зондирования атмосферы).

Для установления вида функции  $\varphi = \varphi(Ri)$  нами были использованы данные других полетов, проводившихся на различных высотах на самолете типа МИГ-17 с установленным на нем окселерографом. Одновременно с полетом производилось температурно-ветровое зондирование атмосферы (с помощью радиозондов).

По записям акселерографа были рассчитаны величины коэффициента турбулентности, а по данным температурно-ветрового зондирования — все другие величины, вошедшие в формулу (14).

Принимая во внимание, что все величины, вошедшие в (14), по экспериментальным данным рассчитываются с определенной (нередко значительной) погрешностью, вид функциональной зависимости  $B = \varphi(Ri)$  был установлен прежде всего по средним данным. С этой целью все случаи были разбиты на несколько групп, в каждой из которых параметры  $Ri$  и  $\beta$  имели близкие значения. Для каждой из этих групп были найдены средние значения  $B$  и  $Ri$ , представленные на рис. 3. Анализ их показал, что между величиной  $B$  и  $\lg Ri$  существует практически линейная зависимость. Поэтому связь между  $B$  и  $Ri$ , рассчитанными для каждой горизонтальной площадки, отыскивалась в виде:

$$B = a - m \lg Ri. \quad (15)$$

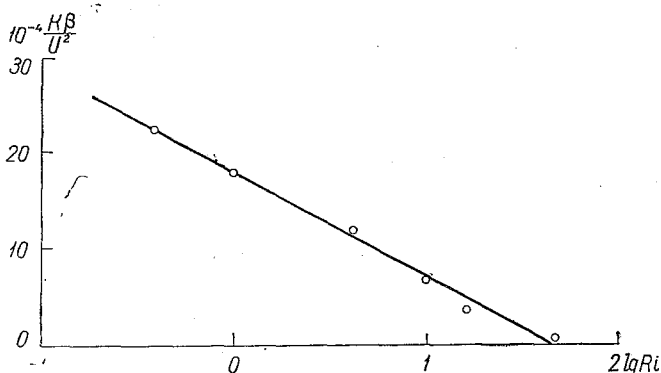


Рис. 3. Зависимость безразмерной величины  $\frac{K\beta}{u^2}$  от параметра  $Ri$  (по средним данным).

Безразмерные постоянные  $a$  и  $m$  определялись по способу наименьших квадратов. Результаты расчета  $a$  и  $m$  по 64 случаям привели к следующей формуле:

$$\frac{K\beta}{u^2} = 10^{-4} (17,92 - 11,57 \lg Ri). \quad (16)$$

Последняя формула позволяет рассчитать коэффициент турбулентности по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы.

Так как параметр  $Ri$  очень слабо зависит от температуры, то, принимая для нее среднее (для всех площадок) значение (в нашем случае  $\bar{T} = 240^\circ$ ), можно установить непосредственную связь между  $K$ , с одной стороны, и величинами  $\gamma$ ,  $\beta$  и  $u$  — с другой. Из формулы (16) получаем

$$K = \frac{u^2}{\beta} [2,314 \lg \beta - 1,157 \lg (\gamma_a^l - \gamma) - 0,072], \quad (17)$$

где  $\gamma$  выражено в град/км и  $\beta$  — в м сек<sup>-1</sup>/км.

Результаты расчета величины  $K$  по формуле (17) представлены в табл. 6.

Коэффициент турбулентности при фиксированных  $u$  и  $\beta$  растет с увеличением вертикального градиента температуры. Так, если  $u = 5$  м/сек.,  $\beta = 5$  м сек.<sup>-1</sup>/км, то коэффициент турбулентности изменяется от 1,9 м<sup>2</sup>/сек. при изотермической стратификации ( $\gamma = 0$ ) до 5,2 м<sup>2</sup>/сек. при  $\gamma = 0,7$  град/100 м. Если скорость ветра  $u = 10$  м/сек., то приведенные величины увеличиваются в 4 раза и соответственно будут равны 7,8 и 20,7 м<sup>2</sup>/сек. Зависимость  $K$  непосредственно от  $\beta$  сравнительно невелика. При тех значениях  $\beta$ , которые обычно встречаются в атмосфере,  $K$  при фиксированных  $u$  и  $\gamma$  растет с увеличением  $\beta$ .

Формула (17) показывает, что коэффициент турбулентности сильно зависит от скорости ветра. По этой причине при сильных ветрах (например, в струйных течениях, где скорость ветра достигает десятков и даже сотен м/сек.) коэффициент турбулентности резко увеличивается (до десятков и сотен м<sup>2</sup>/сек.).

Таблица 6

Значения  $\frac{K}{U^2}$  (сек.)

$\gamma = \text{град/км}$	$\beta \text{ м сек.}^{-1}/\text{км}$							
	2	3	4	5	7,5	10	15	20
0	—	—	0,041	0,078	0,106	0,108	0,104	0,089
1	—	—	0,054	0,088	0,113	0,114	0,108	0,092
2	—	—	0,069	0,100	0,121	0,120	0,112	0,094
3	—	0,002	0,074	0,104	0,123	0,122	0,114	0,096
4	—	0,044	0,105	0,129	0,140	0,134	0,122	0,102
5	—	0,074	0,128	0,147	0,152	0,143	0,129	0,106
6	—	0,111	0,156	0,170	0,167	0,155	0,137	0,112
7	0,056	0,172	0,202	0,207	0,192	0,173	0,150	0,121
8	0,138	0,226	0,242	0,239	0,214	0,189	0,161	0,130
9	0,312	0,371	0,330	0,309	0,260	0,224	0,185	0,147

При сильно устойчивой стратификации коэффициент турбулентности мал. При заданном значении  $\beta$  существует такое  $\gamma = \gamma_{кр}$ , при котором коэффициент турбулентности обращается в нуль. Кривая зависимости  $\gamma_{кр}$  от  $\beta$ , для которых  $K = 0$ ,

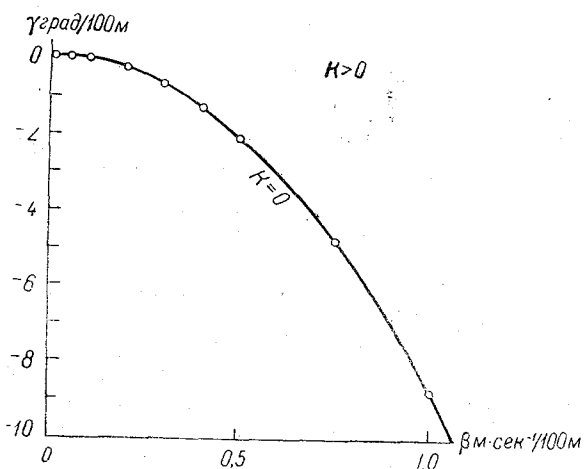


Рис. 4. Связь между вертикальными градиентами температуры и скорости ветра, при которых  $K = 0$ .

представлена на рис. 4. При заданном  $\beta$  для всех значений  $\gamma < \gamma_{кр}$  коэффициент турбулентности равен нулю. График, представленный на рис. 4, может быть использован на практике для определения задерживающих слоев, играющих, как это показано в работе [6], важную роль в формировании и эволюции слоистообразной облачности.

Соотношение (16) позволяет определить критическое значение числа Ричардсона, при котором турбулентный обмен прекращается и, следовательно, коэффициент турбулентности обращается в нуль. Критическое значение параметра  $Ri$  по (16) равно  $Ri_{кр} = 35,5$ .

Сравнение коэффициентов турбулентности, рассчитанных по перегрузкам самолета АН-2 в районе оз. Севан, для которых были близкие по времени и месту немногочисленные данные по распределению температуры и скорости ветра, со значениями  $K$ , получаемыми по формуле (16), показало, что между ними наблюдается удовлетворительное согласование. Это указывает на то, что формула (15) правильно отражает общие физические закономерности, присущие турбулентному потоку, а также на то, что коэффициент турбулентности, рассчитываемый по перегрузкам самолета, является достаточно полной характеристикой турбулентного состояния атмосферы, величина которой определяется широким спектром вихрей.

Следует в заключение указать, что, если для приземного и пограничного слоев атмосферы к настоящему времени разработано несколько методов определения параметров турбулентного обмена [7, 8], то для свободной атмосферы метод расчета коэффициента турбулентности, в основе которого лежит структурно-кинематическая формула (5) и данные по перегрузкам самолета, является в настоящее время практически единственным. Поэтому расчет коэффициента турбулентности по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы на основании формул (16) и (17) представляет определенный интерес.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дубов А. С. Определение скорости вертикальных порывов ветра при самолетных зондированиях с помощью акселерографа. Труды ГГО, вып. 16 (78), 1949.
  2. Воронцов П. А. Некоторые вопросы инструментальных наблюдений над болтанкой самолетов. Труды ГГО, вып. 47 (109), 1954.
  3. Воронцов П. А., Дубов А. С. Методика исследования структуры воздушного потока с самолета. Труды ГГО, вып. 51 (113), 1955.
  4. Воронцов П. А. Вертикальные пульсации в атмосфере по наблюдениям с самолета, Труды ГГО, вып. 54 (116), 1955.
  5. Пинус Н. З. К вопросу об экспериментальном исследовании порывистости воздушных потоков в свободной атмосфере. Метеорология и гидрология, № 4, 1948.
  6. Матвеев Л. Т., Кожарин В. С. Роль турбулентного перемешивания в формировании структуры слоистообразной облачности. Изв. АН СССР, сер. геоф., № 11, 1956.
  7. Лайхтман Д. Л. Новый метод определения коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 37 (99), 1952.
  8. Лайхтман Д. Л. Некоторые свойства пограничного слоя атмосферы. Труды ГГО, вып. 56 (118), 1956.
-

## Результаты обработки лент акселерографа

Дата, взлет — посадка (ч. м.)	№ горизонтальной площадки	Высота, м	Подстилающая поверхность	Средний период колебаний, сек.	Размер вихрей, м	Перегрузки (в долях g)				Вертикальная скорость (пульсация), м/сек.				Коэффициент турбулентности, м/сек.		
						$ \Delta n $	$\Delta n_{\max} > 0$	$\Delta n_{\min} < 0$	$\Delta n_{\max} > 0$	$W_{\max} > 0$	$W_{\min} < 0$	$W_{\max} > 0$	$W_{\min} < 0$			
9 июля 1956 г. 14 05 — 15 15	1	50	суша	1,5	75	0,07	0,13	0,02	-0,14	-0,02	0,49	1,09	0,17	-0,86	-0,03	6,25
	2	50	берег	1,7	85	0,08	0,17	0,01	-0,20	-0,01	1,00	2,27	0,12	-1,60	-0,06	8,00
	3	50	вода	1,7	85	0,05	0,08	0,01	-0,11	-0,01	0,79	1,04	0,09	-1,13	-0,08	5,00
	4	100	"	1,7	85	0,04	0,09	0,01	-0,08	-0,01	0,49	0,85	0,01	-1,85	-0,06	4,00
	5	100	суша	2,0	100	0,06	0,16	0,01	-0,09	-0,01	0,82	1,48	0,01	-1,30	-0,03	7,50
	6	100	"	1,8	90	0,05	0,09	0,02	-0,09	-0,01	0,65	1,45	0,01	-1,28	-0,06	5,62
	7	200	"	1,8	90	0,05	0,12	0,01	-0,08	-0,01	0,82	0,71	0,02	-1,68	-0,03	5,62
	8	200	"	1,9	95	0,06	0,10	0,01	-0,10	-0,01	1,07	2,46	0,03	-1,75	-0,05	5,62
	9	200	"	1,9	95	0,06	0,11	0,02	-0,09	-0,03	0,24	0,64	0,02	-0,55	-0,02	6,75
	10	200	вода	2,5	125	0,04	0,10	0,01	-0,08	-0,01	0,69	1,70	0,34	-0,80	-0,06	6,00
	11	500	"	1,7	85	0,04	0,11	0,01	-0,09	-0,01	0,49	0,81	0,09	-1,64	-0,05	4,00
	12	500	суша	2,3	115	0,03	0,07	0,02	-0,07	-0,01	0,38	0,68	0,09	-0,76	-0,05	4,50
	13	550	"	3,0	150	0,03	0,05	0,01	-0,06	-0,01	0,18	0,29	0,05	-0,57	-0,08	5,62
	14	500	"	1,8	90	0,05	0,09	0,01	-0,11	-0,01	0,48	0,76	0,04	-0,85	-0,04	5,62
	15	300	"	2,7	135	0,08	0,19	0,01	-0,30	-0,03	1,23	1,43	0,03	-1,00	-0,10	13,00
	16	100	"	1,7	85	0,07	0,17	0,01	-0,15	-0,01	2,83	3,17	0,36	-2,35	-0,16	7,00
	17	50	"	1,4	70	0,05	0,13	0,01	-0,10	-0,01	0,58	0,99	0,55	-0,83	-0,01	4,37
11 июля 1956 г. 11 57 — 13 44	1	50	суша	2,1	105	0,07	0,11	0,01	-0,19	-0,02	0,99	1,87	0,10	-1,35	-0,03	8,75
	2	50	"	1,7	85	0,04	0,07	0,01	-0,16	-0,01	0,43	1,03	0,10	-0,93	-0,07	4,00
	3	50	вода	1,5	75	0,04	0,12	0,01	-0,06	-0,01	0,31	0,93	0,08	-0,88	-0,01	3,50
	4	100	суша	3,3	165	0,05	0,16	0,01	-0,13	-0,01	0,97	2,19	0,03	-1,25	-0,36	10,0
	5	100	"	2,1	105	0,06	0,14	0,01	-0,20	-0,01	0,93	1,98	0,15	-1,54	-0,01	7,5
	6	100	"	1,8	90	0,06	0,12	0,02	-0,10	-0,01	0,88	2,39	0,03	-1,31	-0,10	5,6
	7	100	вода	1,2	60	0,04	0,08	0,01	-0,09	-0,01	0,76	0,84	0,15	-1,43	-0,01	3,00
	8	100	"	1,5	75	0,03	0,09	0,01	-0,07	-0,01	1,07	1,08	0,01	-1,19	-0,03	2,62
	9	200	"	1,7	85	0,04	0,10	0,02	-0,07	-0,01	0,98	0,88	0,08	-1,18	-0,10	4,00
	10	300	суша	2,3	115	0,03	0,06	0,14	-0,07	-0,13	1,2	1,53	0,15	-1,24	-0,10	8,25
	11	600	"	1,7	85	0,05	0,12	0,01	-0,15	-0,02	0,82	1,57	0,11	-1,31	-0,04	5,00
	12	1000	"	1,7	85	0,05	0,09	0,01	-0,16	-0,01	1,05	2,28	0,11	-1,83	-0,10	5,00
	13	1000	"	1,8	90	0,04	0,12	0,01	-0,07	-0,01	1,19	1,02	0,02	-1,35	-0,01	4,50

14	500	суша	1,5	75	0,06	0,12	0,01	-0,08	-0,01	0,50	0,79	0,01	-1,13	-0,01	3,50
15	200	вода	1,5	75	0,04	0,10	0,01	-0,16	-0,01	0,50	0,88	0,05	-0,77	-0,11	11,37
16	100	суша	2,7	135	0,07	0,15	0,02	-0,06	-0,01	0,28	0,45	0,01	-0,39	-0,01	3,00
17	50	"	1,7	85	0,03	0,06	0,00	-0,06	-0,01	0,28	0,66	0,01	-0,48	-0,02	4,50
18	50	"	1,8	90	0,04	0,07	0,01	-0,08	-0,01	0,28	0,66	0,01	-0,48	-0,02	4,50
19	100	вода	2,7	135	0,03	0,06	0,01	-0,06	-0,01	0,52	0,97	0,20	-1,07	-0,06	4,87
20	100	суша	1,5	75	0,05	0,17	0,01	-0,06	-0,01	1,39	1,20	0,08	-1,60	-0,03	4,37
21	100	"	1,7	85	0,05	0,16	0,01	-0,27	-0,01	0,39	1,39	0,10	-1,87	-0,03	5,00
22	100	"	1,5	75	0,05	0,10	0,01	-0,20	-0,01	0,53	0,59	0,07	-1,87	-0,05	4,37
1	50	суша	1,9	95	0,06	0,09	0,01	-0,11	-0,03	0,77	1,40	0,01	-2,17	-0,07	6,75
2	50	"	2,3	115	0,06	0,12	0,01	-0,13	-0,03	0,45	1,26	0,08	-1,11	-0,05	8,25
3	50	вода	3,3	165	0,04	0,08	0,03	-0,06	-0,01	0,62	0,66	0,06	-0,69	-0,03	8,00
4	50	"	2,7	135	0,07	0,14	0,03	-0,18	-0,02	0,75	2,28	0,07	-1,87	-0,01	11,37
5	100	суша	2,5	125	0,06	0,15	0,03	-0,08	-0,01	0,66	1,10	0,03	-1,20	-0,31	9,00
6	100	"	2,3	115	0,06	0,20	0,01	-0,09	-0,01	0,75	1,73	0,19	-0,93	-0,13	8,25
1	50	суша	1,6	90	0,06	0,16	0,01	-0,10	-0,02	0,61	1,48	0,01	-1,0	-0,05	6,00
2	50	"	3,0	150	0,05	0,13	0,01	-0,09	-0,01	0,66	0,63	0,01	-1,23	-0,04	9,37
3	100	"	1,8	90	0,05	0,08	0,01	-0,25	-0,01	0,98	1,67	0,20	-1,46	-0,07	5,62
4	100	"	2,3	115	0,06	0,11	0,03	-0,10	-0,01	0,65	1,02	0,06	-1,09	-0,02	8,25
5	100	вода	2,3	115	0,06	0,14	0,01	-0,08	-0,01	1,42	1,98	0,09	-2,01	-0,19	8,25
6	100	"	1,1	55	0,06	0,11	-0,02	-0,11	-0,01	0,43	1,07	0,02	-1,16	-0,07	3,75
7	100	"	2,3	115	0,05	0,11	0,04	-0,09	-0,01	0,69	0,91	0,02	-0,86	-0,03	6,87
8	200	"	2,7	135	0,04	0,09	0,03	-0,10	-0,01	0,31	0,66	0,12	-0,57	-0,06	6,50
9	200	суша	2,3	115	0,05	0,10	0,01	-0,08	-0,01	0,72	0,94	0,02	-1,35	-0,03	6,87
10	500	"	1,5	75	0,05	0,11	0,01	-0,09	-0,01	1,55	1,64	0,16	-1,05	-0,01	4,37
11	500	"	2,1	105	0,05	0,10	0,01	-0,09	-0,01	1,55	1,64	0,16	-1,05	-0,01	6,25
12	500	"	2,7	135	0,05	0,09	0,01	-0,10	-0,01	0,48	1,18	0,03	-0,97	-0,04	8,12
13	500	вода	3,0	150	0,05	0,08	0,01	-0,10	-0,01	0,56	0,83	0,09	-0,97	-0,04	9,37
14	500	"	2,5	115	0,05	0,18	0,01	-0,09	-0,02	0,56	0,79	0,07	-0,86	-0,21	9,75
15	500	"	1,4	70	0,06	0,18	0,01	-0,08	-0,01	0,92	2,07	0,34	-1,18	-0,22	9,75
					0,05	0,09	0,02	-0,09	-0,01	0,59	1,08	0,05	-1,00	-0,01	4,37
4	50	вода	2,5	115	0,03	0,05	0,02	-0,06	-0,01	0,42	0,93	0,16	-0,67	-0,13	4,87
5	100	суша	3,0	150	0,02	0,04	0,01	-0,04	-0,01	0,18	0,28	0,02	-0,23	-0,02	3,70
6	100	"	1,9	95	0,05	0,10	0,01	-0,10	-0,02	0,73	1,46	0,06	-1,54	-0,04	5,62
7	250	"	1,7	85	0,06	0,12	0,01	-0,12	-0,01	0,64	1,66	0,06	-1,24	-0,09	6,00
8	250-300	"	1,7	85	0,04	0,09	0,01	-0,12	-0,01	0,67	1,51	0,01	-1,71	-0,04	5,00
9	200	вода	3,0	150	0,02	0,04	0,01	-0,03	-0,01	0,29	0,69	0,07	-0,50	-0,01	3,70
10	500	суша	2,0	100	0,04	0,12	0,01	-0,03	-0,01	0,39	1,18	0,09	-0,90	-0,07	5,00
11	500	"	1,8	90	0,04	0,08	0,01	-0,08	-0,01	0,40	0,79	0,07	-0,81	-0,07	4,50
12	1000	"	2,3	115	0,04	0,08	0,02	-0,08	-0,01	0,31	0,72	0,05	-0,67	-0,03	5,50
13	1000	"	1,9	95	0,02	0,04	0,01	-0,05	-0,02	0,33	0,32	0,01	-0,47	-0,03	2,20
14	600	"	1,8	90	0,03	0,05	0,01	-0,04	-0,01	0,51	0,86	0,01	-0,67	-0,06	3,40
15	1000	вода	2,1	105	0,06	0,08	0,01	-0,10	-0,02	0,91	2,07	0,02	-1,27	-0,26	7,50
16	110	суша	2,3	115	0,05	0,12	0,01	-0,18	-0,01	0,79	1,83	0,05	-1,81	-0,02	6,87

14 июля 1956 г.  
12 59 — 14 36

14 июля 1956 г.  
15 46 — 16 45

17 июля 1956 г.  
11 28 — 12 36

Дата, взлет — посадка (ч. м.)	№ горизонтальной площадки	Высота, м	Полстающаяся поверхность	Средний полупериод колебаний, сек.	Размер вихрей, м	Перегрузки (в долях g)						Вертикальная скорость (пульсация), м/сек.				Коэффициент турбулентности, M <sup>2</sup> /сек.
						$ \Delta n $	$\Delta n_{max} < 0$	$\Delta n_{min} > 0$	$\Delta n_{max} > 0$	$\Delta n_{min} < 0$	$W$	$W_{max} < 0$	$W_{min} > 0$	$W_{max} > 0$	$W_{min} < 0$	
17 июля 1956 г. 14 02 — 15 28	1	60—90	суша	1,7	85	0,04	0,13	0,01	-0,03	-0,01	0,56	1,14	0,03	-0,65	-0,01	4,00
	2	100	"	1,7	85	0,05	0,10	0,01	-0,21	-0,01	1,10	1,64	0,25	-1,65	-0,20	5,00
	3	300	"	2,1	105	0,05	0,09	0,01	-0,10	-0,01	0,52	0,90	0,05	-1,09	-0,04	6,25
	4	500	"	2,7	135	0,05	0,08	0,01	-0,21	-0,01	0,82	1,21	0,30	-1,10	-0,20	8,12
	5	1000	"	3,0	150	0,04	0,11	0,01	-0,13	-0,03	0,98	1,40	0,54	-1,78	-0,22	7,50
	6	2000	"	1,8	90	0,06	0,11	0,01	-0,13	-0,01	1,67	1,40	0,54	-1,47	-0,02	6,75
	7	1000	"	1,8	90	0,04	0,11	0,01	-0,10	-0,02	1,25	3,51	0,07	-2,06	-0,49	4,50
	8	500	"	1,8	90	0,05	0,11	0,01	-0,18	-0,01	1,04	1,65	0,08	-1,66	-0,34	5,62
	9	300	"	2,0	100	0,05	0,10	0,01	-0,15	-0,01	0,66	0,79	0,01	-1,41	-0,02	6,25
	10	100	"	2,1	105	0,04	0,08	0,01	-0,08	-0,01	0,53	0,93	0,01	-0,65	-0,02	5,00
	11	60	вода	1,4	70	0,05	0,12	0,01	-0,11	-0,01	0,88	0,93	0,06	-0,87	-0,03	4,37
	12	60	"	1,0	50	0,01	0,02	0,01	-0,03	-0,01	0,17	0,46	0,01	-0,21	-0,01	0,62
	13	50	"	1,1	55	0,03	0,10	0,01	-0,12	-0,01	0,88	0,97	0,01	-0,47	-0,03	1,87
	14	200	"	1,3	65	0,03	0,06	0,01	-0,08	-0,01	0,77	1,05	0,02	-0,76	-0,03	2,25
	15	500	"	1,1	55	0,02	0,04	0,01	-0,04	-0,01	0,54	0,60	0,02	-1,26	-0,22	1,25
	16	300	"	2,0	100	0,04	0,09	0,01	-0,09	-0,01	1,34	2,39	0,05	-2,66	-0,38	5,00
	17	100	суша	1,5	75	0,03	0,12	0,01	-0,06	-0,01	0,72	0,92	0,06	-1,09	-0,07	2,62
20 июля 1956 г. 14 15 — 14 50	1	100	суша	2,5	125	0,05	0,06	0,01	-0,13	-0,02	0,44	0,67	0,03	-0,95	-0,01	7,5
	2	300	"	2,0	100	0,08	0,10	0,01	-0,20	-0,02	0,64	1,22	0,02	-1,55	-0,26	10,0
	3	300	"	1,4	70	0,06	0,09	0,01	-0,22	-0,03	0,78	1,59	0,13	-1,11	-0,13	5,25
	4	300	"	2,5	125	0,06	0,09	0,01	-0,18	-0,03	0,84	1,67	0,14	-1,48	-0,07	9,00
	5	300	"	1,7	85	0,07	0,15	0,02	-0,16	-0,02	0,59	1,16	0,10	-1,38	-0,17	7,00
	6	450	"	2,3	115	0,05	0,15	0,01	-0,13	-0,01	0,51	1,13	0,07	-0,72	-0,02	6,87
	7	500	"	2,0	100	0,04	0,09	0,01	-0,17	-0,01	1,48	1,26	0,04	-2,32	-0,07	5,00
	8	500	"	1,2	60	0,05	0,11	0,01	-0,16	-0,01	1,61	2,39	0,05	-1,34	-0,11	3,75
	9	450	вода	1,8	90	0,03	0,07	0,01	-0,09	-0,01	1,17	1,08	0,01	-1,41	-0,04	3,37
26 июля 1956 г. 13 00 — 15 20	1	100	суша	2,7	135	0,05	0,14	0,02	-0,11	-0,01	0,45	1,19	0,02	-0,99	-0,02	8,12
	2	100	"	2,0	100	0,06	0,09	0,01	-0,20	-0,01	1,02	2,11	0,13	-1,50	-0,08	7,50
	3	100	вода	1,9	95	0,02	0,06	0,01	-0,06	-0,01	0,53	0,87	0,02	-1,07	-0,22	2,20
	4	100	"	1,7	85	0,04	0,08	0,01	-0,10	-0,01	0,87	0,82	0,06	-1,24	-0,07	4,00
	5	300	"	2,1	105	0,04	0,08	0,01	-0,10	-0,01	0,48	0,78	0,05	-0,64	-0,02	5,00
	6	300	суша	3,0	150	0,09	0,21	0,01	-0,25	-0,03	1,92	3,18	0,42	-3,33	-0,05	15,87
	7	500	"	3,3	165	0,06	0,08	0,01	-0,22	-0,03	1,08	1,75	0,13	-1,26	-0,41	12,00



8	суша	1,2	125	0,03	0,04	0,01	-0,03	-0,01	0,39	0,59	0,04	-0,77	-0,14	4,50
9	вода	2,5	135	0,04	0,08	0,02	-0,09	-0,01	0,82	0,88	0,04	-0,63	-0,04	6,05
10	"	3,0	150	0,03	0,05	0,01	-0,08	-0,01	0,35	0,68	0,07	-0,61	-0,01	5,62
11	суша	2,5	125	0,06	0,16	0,01	-0,20	-0,01	0,68	1,71	0,04	-1,39	-0,06	9,00
12	"	1,1	55	0,02	0,07	0,01	-0,05	-0,01	0,71	0,86	0,01	-0,42	-0,03	1,25
13	вода	1,4	70	0,04	0,07	0,01	-0,03	-0,02	0,54	1,48	0,02	-0,72	-0,01	3,5
14	суша	2,5	125	0,06	0,13	0,01	-0,18	-0,01	1,76	3,50	0,02	-2,07	-0,10	9,00
15	вода	2,0	100	0,07	0,12	0,01	-0,22	-0,01	1,95	2,41	0,35	-2,44	-0,16	8,75
16	500-600													
1	суша	2,7	135	0,04	0,12	0,01	-0,07	-0,01	0,58	1,22	0,12	-0,69	-0,02	6,50
2	"	3,7	185	0,05	0,08	0,02	-0,19	-0,01	0,69	1,80	0,27	-1,04	-0,24	11,25
3	вода	2,1	105	0,03	0,07	0,01	-0,09	-0,01	0,96	1,67	0,01	-1,29	-0,11	3,75
4	"	2,5	125	0,06	0,12	0,01	-0,17	-0,01	0,49	0,95	0,09	-1,17	-0,05	9,00
5	суша	3,0	150	0,06	0,07	0,01	-0,14	-0,01	0,89	1,84	0,05	-1,47	-0,03	11,25
6	"	2,5	125	0,04	0,05	0,01	-0,18	-0,01	0,89	1,22	0,23	-0,75	-0,15	6,00
7	"	3,0	150	0,05	0,07	0,01	-0,19	-0,01	1,41	2,07	0,31	-2,18	-1,52	9,37
8	"	2,5	125	0,05	0,07	0,01	-0,16	-0,04	0,39	0,58	0,02	-0,87	-0,05	7,50
9	вода	3,0	150	0,02	0,04	0,01	-0,06	-0,01	0,49	0,70	0,04	-0,76	-0,03	3,75
10	суша	3,0	150	0,07	0,09	0,01	-0,15	-0,02	0,63	0,71	0,06	-1,00	-0,27	13,12
11	"	2,1	105	0,04	0,06	0,01	-0,08	-0,01	0,39	0,99	0,06	-0,66	-0,01	5,00
12	"	2,1	105	0,03	0,10	0,01	-0,08	-0,01	0,52	0,89	0,10	-0,93	-0,06	3,75
13	"	2,3	115	0,04	0,07	0,01	-0,13	-0,02	0,27	0,51	0,06	-0,74	-0,02	5,50
14	вода	1,8	90	0,03	0,06	0,01	-0,07	-0,01	0,32	0,81	0,01	-0,63	-0,11	3,37
15	суша	2,9	145	0,00	0,09	0,01	-0,21	-0,01	1,05	2,71	0,02	-1,97	-0,06	10,50
16	"	3,3	165	0,06	0,04	0,01	-0,18	-0,03	0,46	0,84	0,10	-1,02	-0,11	12,00
17	вода	1,7	85	0,03	0,06	0,01	-0,09	-0,01	0,51	0,84	0,01	-1,01	-0,17	3,00
18	"	2,1	105	0,05	0,17	0,01	-0,08	-0,01	1,76	1,32	0,02	-2,02	-0,02	6,25
19	суша	2,3	115	0,06	0,14	0,01	-0,22	-0,01	1,36	2,67	0,09	-2,45	-0,03	8,25
1	суша	2,3	115	0,04	0,10	0,01	-0,09	-0,01	0,45	1,03	0,09	-1,33	-0,08	5,50
2	"	1,9	95	0,05	0,10	0,01	-0,26	-0,01	1,21	2,22	0,03	-1,89	-0,01	5,62
3	"	3,3	165	0,05	0,15	0,01	-0,21	-0,01	1,31	3,52	0,02	-1,73	-0,06	10,00
4	"	2,7	135	0,05	0,10	0,01	-0,16	-0,01	1,56	—	—	-2,48	-0,52	8,12
5	"	3,3	165	0,07	0,09	0,01	-0,20	-0,01	0,47	1,31	0,02	-0,77	-0,09	14,00
6	"	3,1	155	0,04	0,06	0,01	-0,11	-0,02	0,73	0,88	0,03	-1,02	-0,02	7,50
7	"	3,0	150	0,03	0,04	0,01	-0,09	-0,03	1,08	—	—	-2,05	-0,14	5,62
8	"	2,5	125	0,05	0,06	0,01	-0,18	-0,01	0,47	0,64	0,04	-1,05	-0,05	7,50
9	"	2,4	120	0,02	0,04	0,01	-0,06	-0,01	0,32	1,02	0,07	-0,58	-0,03	3,00
10	"	2,1	105	0,03	0,06	0,01	-0,07	-0,01	1,15	1,42	0,09	-0,87	-0,06	3,75
11	вода	1,5	75	0,02	0,04	0,01	-0,07	-0,01	0,86	—	—	-1,54	-0,01	1,75
12	"	2,5	125	0,04	0,06	0,01	-0,10	-0,01	0,49	0,47	0,01	-0,72	-0,02	6,00
13	"	1,7	85	0,03	0,08	0,01	-0,07	-0,01	0,45	0,84	0,02	-1,18	-0,07	3,00
14	суша	1,8	90	0,06	0,14	0,01	-0,16	-0,01	0,67	1,39	0,02	-1,65	-0,02	6,75
15	вода	1,9	95	0,03	0,09	0,01	-0,08	-0,01	0,46	1,05	0,02	-0,74	-0,08	3,37
16	"	2,2	110	0,04	0,06	0,01	-0,12	-0,01	1,45	2,28	0,05	-1,43	-0,23	5,50

29 июля 1956 г.  
9 43 — 11 33

29 июля 1956 г.  
12 15 — 13 41

## СТРУКТУРНЫЕ ФУНКЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТИ ВОЗДУШНОГО ПОТОКА И НОВЫЙ СПОСОБ РАСЧЕТА КОЭФФИЦИЕНТА ТУРБУЛЕНТНОСТИ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

Исследование турбулентной структуры атмосферных движений представляет большой научный и практический интерес. Практическое значение этой проблемы определяется прежде всего тем, что турбулентные пульсации воздушного потока оказывают существенное влияние на полет самолетов, ракет, снарядов, воздушных шаров, распространение электромагнитных и звуковых волн, атмосферных примесей и др.

За последние десятилетия определились два направления в исследовании атмосферной турбулентности. Первое из них носит полуэмпирический характер и опирается на представления и идеи теории пограничного слоя, который образуется вблизи всякого тела, обтекаемого жидкостью или газом. Основы полуэмпирической теории турбулентности заложены Л. Прандтлем. В развитии ее большие заслуги принадлежат советским ученым: Н. Е. Кочину, А. А. Дородницыну, Д. Л. Лайхтману, А. М. Обухова, М. И. Будыко, М. И. Юдину, М. Е. Швецу, А. С. Монину и др., которыми были разработаны и доведены до практического использования методы и приемы расчета характеристик турбулентного обмена в приземном и отчасти пограничном слоях атмосферы.

Отправными положениями второго направления в исследовании турбулентности являются представления статистической физики. Основы современной статистической теории турбулентности были разработаны советскими учеными А. А. Фридманом и Л. В. Келлером [1], [2].

Особенно плодотворными для изучения атмосферной турбулентности оказались теоретические представления и идеи А. Н. Колмогорова [3], [4] и А. М. Обухова [5], [6], которые разработали теорию однородной локально-изотропной турбулентности, получившую в настоящее время мировое признание. А. Н. Колмогоров ввел понятие структурной функции, оказавшееся особенно важным при изучении турбулентности статистическими методами.

Структурная функция некоторого элемента определяется как средний квадрат разности значений данного элемента в двух различных точках пространства в разные моменты времени

$$b(t, \vec{r}, \tau) = \left[ u \left( M_2, t + \frac{\tau}{2} \right) - u \left( M_1, t - \frac{\tau}{2} \right) \right]^2, \quad (1)$$

где  $u$  — элемент, для которого введена структурная функция  $b$ ,  $\vec{r}$  — радиус-вектор, соединяющий точки  $M_1$  и  $M_2$ ,  $\tau$  — промежуток времени, за который производится осреднение,  $t$  — время.

В случае однородной стационарной локально-изотропной турбулентности структурная функция  $b(\vec{r}, \tau)$  не зависит от координат точек  $M_1$  и  $M_2$  (вследствие однородности), а также от направления радиуса-вектора  $\vec{r}$  (вследствие изо-

тропности), а целиком определяется расстоянием между точками  $M_1$  и  $M_2$  (т. е. модулем  $|\vec{r}| = r$ ) и промежутком времени  $\tau$

$$b = b(r, \tau). \quad (2)$$

Аналитический вид структурной функции А. Н. Колмогоров получил на основе теории подобия и размерностей.

В случае однородной стационарной турбулентности определяющими процесс параметрами являются:  $D$  — рассеяние (диссипация) энергии в единицу времени на единицу массы, имеющая размерность  $[D] = \text{эрг/г сек.} = \text{см}^2/\text{сек}^3$ ,  $r$  — расстояние между точками.

Из основных теорем подобия вытекает, что пространственная структурная функция скорости ветра может зависеть только от  $D$  и  $r$

$$b(r) = F(D, r). \quad (3)$$

Правая часть будет иметь такую же размерность, что и левая, т. е.  $\text{см}^2/\text{сек.}^2$  если величины  $D$  и  $r$  под знаком функции войдут в сочетании

$$D^{\frac{2}{3}} r^{\frac{2}{3}}. \quad (4)$$

А. Н. Колмогоров и А. М. Обухова предположили, что при не очень больших расстояниях  $r$  (но значительно больших того максимального расстояния, начиная с которого основную роль играет молекулярная диссипация энергии) существует линейная зависимость между структурной функцией  $b(r)$  и указанной выше величиной  $D^{\frac{2}{3}} r^{\frac{2}{3}}$

$$b(r) = c D^{\frac{2}{3}} r^{\frac{2}{3}}, \quad (5)$$

где  $c$  — некоторая числовая (безразмерная) постоянная порядка единицы.

Последняя формула получила название „закона двух третей“ Колмогорова — Обухова.

М. И. Юдин, приближенно учтя анизотропность атмосферы в вертикальном направлении (все метеорологические элементы по вертикали изменяются значительно быстрее, чем в горизонтальном направлении), получил для структурной функции поля ветра формулу вида

$$b(r) = Br, \quad (6)$$

где  $B$  — некоторая размерная величина.

Формулу (6) называют „законом первой степени“. Кратко изложенные выше теоретические представления А. Н. Колмогорова и А. М. Обухова о структуре полей метеорологических элементов в турбулентной атмосфере явились крупным достижением в учении о турбулентности и послужили толчком к выполнению целой серии исследований как в Советском Союзе, так и за границей.

Анализ экспериментальных материалов показал, что степенные законы (5) и (6) удовлетворительно согласуются с ними. Однако, как указывали на это А. Н. Колмогоров и А. М. Обухов, эти формулы могут описывать изменчивость метеоэлементов лишь до определенных, не очень больших значений расстояния  $r$  (или интервала времени  $\tau$ ). Из общих физических представлений очевидно, что по мере увеличения расстояния корреляционная связь между значениями метеоэлементов в двух точках постепенно затухает, а средний квадрат разности (структурная функция) стремится к некоторому конечному пределу  $b(r) \xrightarrow{r \rightarrow \infty} b_\infty$ .

Исходя из этих физических представлений и на основе анализа экспериментальных данных, мы получили структурные функции следующего вида:

$$b(r) = b_\infty (1 - e^{-ar^m}), \quad (7)$$

где  $b_\infty$  — значение структурной функции при достаточно большом расстоянии между точками (теоретически при  $r \rightarrow \infty$ ),  $m$  — безразмерный показатель степени,  $a$  — постоянная, имеющая размерность  $\text{см}^{-m}$ .

При не очень больших расстояниях  $r$  формула (7) переходит в степенную формулу

$$b(r) = b_{\infty} ar^m, \quad (8)$$

которая совпадает или с законом двух третей Колмогорова — Обухова или с законом первой степени Юдина в зависимости от того, будет ли  $m = \frac{2}{3}$  или  $m = 1$ .

В настоящей статье построены и проанализированы структурные функции вертикальной составляющей скорости воздушного потока, рассчитанной по перегрузкам самолета. Методика расчета вертикальной скорости ветра и самые значения ее приведены в статье автора [7].

Результаты расчета структурных функций вертикальной скорости ветра по данным некоторых полетов в районе оз. Севан (на самолете АН-2) и в районах Москвы и Армавира (на самолете МИГ-17) приведены в табл. 1. Воздушная скорость самолета на горизонтальных площадках при полетах в районе оз. Севан составляла 180 км/час = 50 м/сек. Структурные функции (квадрат среднеквадратичной изменчивости) рассчитывались по акселерограмме для интервалов времени  $t$ , равных 0,5, 1,0, 1,5, 2,5, 3,5, 5,0, 7,5, 10,0, 12,5 и 15,0 сек. Этим интервалам времени соответствуют горизонтальные расстояния  $r$ , равные ( $r = vt$ ): 25, 50, 75, 125, 175, 250, 375, 500, 625 и 850 м (для полетов в районе оз. Севан).

Структурные функции строились лишь для тех площадок, запись акселерографа на которых была 60 сек. и более.

Ординаты на акселерограмме снимались через каждые 0,5 сек. (через 25 м горизонтального расстояния). Таким образом, структурная функция находилась как среднее из квадратов разностей, число которых составляло не менее 90 (для  $t = 15$  сек.) и 120 (для  $t = 0,5$  сек.).

В табл. 1 приведены основные сведения об условиях полета (место, дата, высота, воздушная скорость). Предельное значение  $b_{\infty}$  структурной функции определялось графически или как среднее арифметическое из четырех последних значений структурной функции ( $t = 7,5, 10,0, 12,5$  и  $15,0$  сек.). Структурная функция для  $t > 15$  сек. не рассчитывалась, так как, уже начиная с  $t = 7,5 - 10$  сек., совершенно отчетливо обозначался переход к предельному значению, а самое изменение структурной функции при  $t > 10$  сек. носило случайный характер.

Параметры  $m$  и  $a$  в формуле (7) определялись по способу наименьших квадратов. Для этого формула (7) была предварительно приведена к виду

$$Y = mX + b, \quad (9)$$

где

$$X = \lg r = \lg vt, \quad Y = \lg \left[ -M \lg \left( 1 - \frac{b(r)}{b_{\infty}} \right) \right], \quad b = \lg a,$$

где  $M = 2,30259$  — модуль перехода от десятичных логарифмов к натуральным.

Значения  $m$  и  $a$ , так же как и  $b_{\infty}$ , представлены в табл. 1. Насколько удовлетворительно формула (7) описывает экспериментальные данные при тех значениях параметров  $m$ ,  $a$  и  $b_{\infty}$ , которые приведены в табл. 1, показывает рис. 1, на котором представлены для одного случая  $b(r)$  от  $r$  и  $\lg b(r)$  от  $\lg r$  по экспериментальным данным и формуле (7) (сплошная линия). Приведенный пример является характерным.

Теоретическая зависимость структурной функции от расстояния  $r$ , которую дает степенная формула (8), представлена на рис. 1 в виде пунктирной прямой. Степенная формула находится в хорошем согласии с экспериментальными данными при не очень больших расстояниях. При этом показатель степени  $m$  близок к значению показателя степени  $\frac{2}{3}$  в законе Колмогорова — Обухова, хотя для конкретных случаев и возможны довольно значительные отклонения. Среднее значение  $m$ , по данным всех случаев, приведенных в табл. 1, составляет 0,55.

Структурные функции вертикальной составляющей скорости воздушного потока

№ п/п	Дата	Пункт	Номер полета	Высота, м	v м/сек.	$10^2 b = 10^2 b(r) = 10^2 b(vt)$ при $t$ (в сек.), равном										$\theta$	m	$c = av^m$ (сек. <sup>-m</sup> )
						0,5	1,0	1,5	2,5	3,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0			
1	11 VII	Севан	5/2	100	50	6,06	7,74	8,75	9,42	10,09	10,67	10,43	11,00	10,67	7,74	0,1069	0,583	1,287
2	29 VII	"	13/15	400	50	6,05	9,08	10,76	9,42	10,43	11,10	9,76	10,43	11,77	10,43	0,1069	0,652	1,366
3	29 VII	"	14/2	100	50	6,76	10,09	12,78	11,10	12,45	13,46	13,79	15,47	13,46	14,46	0,1429	0,442	1,777
4	29 VII	"	14/3	200	50	6,39	7,49	7,94	8,17	8,30	8,36	8,42	8,44	8,46	8,47	0,0850	0,756	0,792
5	29 VII	"	14/16	100	50	1,11	1,68	1,68	1,80	1,78	2,18	2,18	2,02	1,85	1,71	0,0205	0,465	1,311
6	26 VII	"	12/15	400	50	9,41	14,46	15,47	15,19	15,81	16,82	16,48	19,17	17,15	12,78	0,1648	0,571	1,654
7	26 VII	"	12/3	100	50	6,25	9,40	11,40	13,10	13,10	10,80	12,75	18,10	11,00	13,80	0,14	0,425	1,230
8	27 IX	Комсомольск-на-Амуре	1/1	1310	250	14,24	13,28	16,17	12,67	14,24	14,60	15,93	14,97	15,09	16,29	0,1538	0,159	1,940
9	29 IX	То же	2/2	1270	245	25,4	24,2	27,83	28,14	29,4	28,14	30,27	30,88	31,79	27,39	0,3098	0,471	1,641
10	15 VIII	Москва	10/2	2330	201	16,6	21,8	23,7	19,9	23,7	21,8	27,6	29,7	27,6	25,6	0,265	0,421	1,296
11	9 VIII	"	9/1	9940	279	3,3	7,8	8,6	12,1	12,1	11,5	13,3	14,1	14,1	13,3	0,133	0,903	0,706
12	19 VIII	Армавир	19/12	6790	308	19,2	20,3	23,9	33,2	34,7	34,7	34,7	42,5	34,7	33,20	0,359	0,769	1,062
13	27 VIII	"	22/1	8470	348	38,20	43,26	41,10	43,20	48,60	45,72	66,24	60,12	66,96	63,36	—	—	—
14	17 VII	Севан	8/9	200	50	3,70	4,71	5,72	5,05	4,37	4,37	3,70	4,04	4,04	3,70	—	—	—
15	11 VII	"	5/6	100	50	3,07	3,02	4,35	6,04	5,36	5,36	3,70	5,04	6,35	6,05	—	—	—
16	29 VII	"	13/11	300	50	1,01	1,01	1,01	1,34	1,34	1,34	1,34	1,34	1,34	1,01	—	—	—
17	26 VII	"	12/16	500	50	5,34	6,20	5,50	5,84	5,12	5,07	6,12	5,40	5,62	5,05	—	—	—
18	26 VII	"	12/1	100	50	3,72	4,00	6,06	8,44	7,40	6,75	9,45	5,40	6,75	6,05	—	—	—
19	11 VII	"	5/12	1000	50	4,71	5,05	5,05	5,05	5,38	5,38	5,05	5,72	5,72	5,38	—	—	—
20	26 VII	"	12/2	100	50	4,30	8,23	9,00	8,63	8,35	8,53	10,35	6,84	13,60	11,60	—	—	—
21	17 VII	"	9/6	2000	50	2,72	3,26	3,70	3,26	3,73	3,29	2,76	3,90	3,70	3,70	—	—	—
22	29 VII	"	14/6	300	50	1,18	1,68	1,68	1,81	1,85	2,02	2,22	1,91	1,68	1,71	—	—	—

Формула (7) описывает зависимость структурной функции от  $r$  до больших значений  $r$ , чем степенная формула (8).

При этом следует оговориться, что степенная формула хорошо описывает экспериментальные данные в основном для меньших расстояний, чем те, для которых построены нами структурные функции. Таким образом, тот внешний масштаб спектра турбулентных вихрей, в пределах которых справедлива теория Колмогорова — Обухова, составляет, по нашим данным, около 250—300 м в пограничном слое атмосферы и 800—1000 м в верхней тропосфере (на его величине существенно сказывается скорость ветра, а также термическая устойчивость атмосферы).

Для части случаев, помещенных в табл. 1, значения параметров  $m$  и  $a$  не приведены. Это объясняется тем, что в этих случаях, уже начиная с тех минимальных расстояний  $r = vt$  ( $t = 0,5$  сек.), для которых строились нами структурные функции, изменение ее носило случайный характер, т. е. уже было достигнуто состояние „насыщения“.

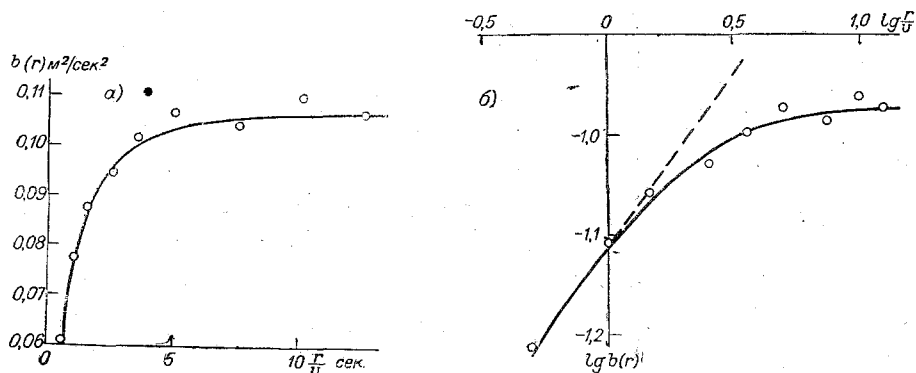


Рис. 1. Севан, 11 июля 1956 г., полет 5/22, высота 100 м,  $m = 0,61$ ,  $avm = 1,287$  сек.<sup>-m</sup>.

Выше уже упоминалось, что структурные функции скорости ветра широко используются при построении теории колебания самолета, расчете ветровых нагрузок на здания, построении теории приборов для измерения скорости ветра.

Структурные функции могут быть использованы также для определения такой важной характеристики турбулентного обмена в атмосфере, как коэффициент турбулентности  $K$ .

Коэффициент турбулентности вводится как множитель пропорциональности в формуле для турбулентного касательного напряжения трения  $T$

$$T = -\overline{\rho u' w'} = K \rho \beta, \quad (10)$$

где  $u'$ ,  $w'$  — горизонтальная и вертикальная пульсации скорости ветра,  $\rho$  — плотность воздуха,  $\beta = \pm \sqrt{\left(\frac{\partial u_x}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial u_y}{\partial z}\right)^2}$  — вертикальный градиент средней скорости ветра ( $u_x$ ,  $u_y$  — проекции средней скорости ветра на горизонтальные оси координат  $X$  и  $Y$ ); перед корнем берется знак „плюс“ ( $\beta > 0$ ), если средняя скорость возрастает, и знак „минус“ ( $\beta < 0$ ), если средняя скорость убывает с высотой;  $K$  — коэффициент турбулентности; черта — знак осреднения (по времени или расстоянию).

Выше приземного слоя поле турбулентных пульсаций можно считать локально-изотропным; для такого поля выполняется условие

$$\left| \frac{w'}{u'} \right| \approx 1. \quad (11)$$

Это соотношение подтверждается экспериментальными данными.

Знаки пульсаций  $u'$  и  $w'$  должны быть противоположны ( $u' = -w'$ ) при возрастании средней скорости ветра с высотой ( $\beta > 0$ ) и одинаковы ( $u' = w'$ ) при убывании ее ( $\beta < 0$ ). В самом деле, если некоторая частица (вихрь), отделившись от общего потока на уровне  $z$ , перемещается вверх ( $w' > 0$ ) и затем на уровне  $z+l$  смешивается с потоком, то скорость ветра на уровне  $z+l$  уменьшится ( $u' < 0$ ), так как горизонтальная скорость частицы меньше, чем средняя скорость потока на уровне  $z+l$ .

При убывании средней скорости ветра с высотой ( $\beta < 0$ ) смещение частицы вверх ( $w' > 0$ ) вызовет увеличение горизонтальной скорости ( $u' > 0$ ).

Физически также очевидно, что абсолютные величины  $u'$  и  $w'$  должны быть пропорциональны (как это и принимается в полуэмпирической теории пограничного слоя) между собой

$$|u'| \sim |w'| \sim \pm l\beta,$$

где  $l$  — путь смещения.

Надо отметить, что справедливость соотношения (11) в определенной степени следует и из уравнения неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0.$$

Согласно последнему, приращение горизонтальной скорости  $\delta u$  в некотором элементарном объеме (неподвижном) всегда вызывает изменение вертикальной скорости  $\delta w$  в том же объеме. При этом, если объем — сфера (в случае локальной изотропности турбулентные частицы имеют сферическую форму), то  $\delta x = \delta z$  и  $|\delta u| = |\delta w|$ , или  $|u'| = |w'|$ .

Таким образом, вне приземного слоя соотношение (10) приближенно можно переписать в виде

$$\pm \overline{w'^2} = K\beta, \quad (12)$$

где знак „плюс“ берется при  $\beta > 0$ , а знак „минус“ — при  $\beta < 0$ .

Коэффициент турбулентности  $K$ , рассчитанный по (12), всегда положителен.

Найдем связь между  $\overline{w'^2}$  и структурной функцией. Согласно определению, имеем

$$b(r) = \overline{[w'(r) - w'(0)]^2} = \overline{[w'(r)]^2} + \overline{[w'(0)]^2} - 2\overline{w'(r)w'(0)}. \quad (13)$$

Но  $\overline{[w'(r)]^2} = \overline{[w'(0)]^2}$ , так как при осреднении на данной горизонтальной площадке как  $w'(0)$ , так и  $w'(r)$  пробегают практически одни и те же значения  $w'$ , встречающиеся на площадке. Таким образом, формула (13) принимает вид

$$b(r) = 2 \overline{[w'(0)]^2} \left\{ 1 - \frac{\overline{w'(r)w'(0)}}{\overline{[w'(0)]^2}} \right\}. \quad (14)$$

Из сравнения (7) и (14) следует

$$\overline{[w'(0)]^2} = \frac{b_\infty}{2}. \quad (15)$$

В формулу (12) входит как раз эта величина, т. е. средний квадрат мгновенной вертикальной составляющей скорости ветра (воздушного потока).

Из (12) и (15) получаем следующую формулу для коэффициента турбулентности  $K$ :

$$K = \pm \frac{b_\infty}{2\beta}, \quad (16)$$

или

$$K = \pm \frac{\overline{w'^2}}{\beta}. \quad (17)$$

## Коэффициенты турбулентности, рассчитанные по формуле (17)

Севан, июль 1956 г.

Число, номер полета	№ площадок	Высота над поверхностью земли, м	$\beta$	$K$ м <sup>2</sup> /сек.	$\beta$	$K$ м <sup>2</sup> /сек.	$\overline{w'^2}$	
			м сек. $\cdot 1/100$ м	в слое 0,1—0,5 км над поверхностью земли	м сек. $\cdot 1/100$ м	в слое 2,0—3,0 км над уровнем моря	$(\overline{w'})^2$	
11, № 5	4	100	1,1	9,4	0,5	19,4	1,68	
	5	100	1,1	12,7	0,5	26,4	1,58	
	6	100	1,1	7,8	0,5	16,2	1,40	
	10	300	1,1	10,0	0,5	20,8	1,25	
	11	600	—	—	0,5	17,1	1,48	
	12	1000	—	—	0,5	15,5	1,32	
	13	1000	—	—	0,4	16,4	1,56	
	14	500	0,5	21,2	0,4	29,6	1,25	
	15	200	0,5	11,3	0,4	18,2	1,50	
	16	100	0,3	59,8	0,4	49,4	1,61	
	21	100	2,2	3,9	0,5	16,2	1,40	
	22	300	2,2	7,3	0,5	30,6	2,64	
14, № 6	5	100	0,5	18,4	0,1	112,5	1,00	
	6	100	0,5	23,5	0,1	143,8	1,27	
14, № 7	3	100	0,8	13,2	0,4	31,3	1,80	
	4	100	1,2	9,6	0,6	18,4	1,30	
	8	200	1,2	5,2	0,6	9,8	1,56	
	9	200	1,2	7,0	0,6	13,3	1,36	
	10	500	1,2	6,8	0,6	12,9	1,24	
	11	500	1,2	6,8	0,6	12,9	1,24	
17, № 8	12	500	1,2	6,8	0,6	12,9	1,24	
	5	100	3,0	0,5	1,3	1,2	1,50	
	6	100	3,1	2,4	1,3	5,5	1,16	
	7	250	1,9	4,9	1,1	8,8	1,06	
	8	250	1,9	3,5	1,1	6,2	1,69	
	10	500	1,9	3,3	1,1	5,8	1,56	
	11	500	1,9	2,3	1,1	4,2	1,12	
	12	1000	—	—	1,1	5,6	1,50	
	13	1000	—	—	1,1	1,6	1,75	
	17, № 9	2	100	0,8	13,0	0,8	1,2	1,60
		3	300	0,8	11,7	0,8	10,7	1,44
		4	500	0,8	14,9	0,8	13,7	1,84
5		1000	—	—	0,8	8,3	1,75	
6		2000	—	—	0,8	11,3	1,06	
7		1000	—	—	0,8	7,7	1,62	
8		500	0,8	15,9	0,8	14,6	1,96	
9		300	0,8	11,0	0,8	10,1	1,36	
10		100	0,8	7,1	0,8	6,6	1,38	
20, № 10	17	100	0,8	4,4	0,8	4,1	1,56	
	1	100	0,8	10,2	0,9	8,4	1,24	
	2	300	0,8	28,5	0,9	23,2	1,38	
	3	300	0,8	11,2	0,9	9,2	0,92	
	4	300	0,8	17,6	0,9	14,4	1,50	
	5	300	0,8	16,3	0,9	13,3	1,02	
	6	450	0,8	19,2	0,9	15,6	2,36	
	7	500	0,8	21,5	0,9	17,4	4,12	
26, № 12	8	500	0,8	12,5	0,9	10,2	1,52	
	1	100	0,7	14,3	0,6	16,8	1,56	
	2	100	0,7	18,4	0,6	21,6	1,39	
	5	300	0,7	8,8	0,6	10,3	1,50	



Число, номер полета	№ площадок	Высота над поверхностью земли, м	$\beta$	$K$ м <sup>2</sup> /сек.	$\beta$	$K$ м <sup>2</sup> /сек.	$\overline{w'^2}$
			м сек. $\frac{-1}{100}$ м	в слое 0,1—0,5 км над поверхностью земли	м сек. $\frac{-1}{100}$ м	в слое 2,0—3,0 км над уровнем моря	$(\overline{w'})^2$
26, № 12	6	300	0,9	32,9	0,7	45,2	1,49
	7	500	0,9	15,2	0,7	20,1	1,56
	8	500	0,9	12,8	0,7	17,5	1,31
29, № 13	5	150	0,4	26,1	0,4	26,7	1,19
	6	250	0,4	16,5	0,4	16,7	1,69
	7	300	0,4	26,1	0,4	27,5	1,76
	8	250	0,4	20,7	0,4	21,2	1,36
	12	500	0,3	12,5	0,4	10,6	1,89
	13	450	0,3	20,3	0,4	16,1	1,62
29, № 14	15	400	0,3	41,9	0,4	35,6	1,64
	1	100	0,7	12,1	0,6	13,8	2,00
	2	100	0,7	20,4	0,6	23,3	2,30
	3	200	0,7	17,8	0,6	20,3	1,88
	4	200	0,7	15,5	0,6	17,9	1,64
	5	300	0,7	26,5	0,6	28,4	1,43
	6	300	0,7	7,6	0,6	8,6	1,25
	7	500	0,7	5,7	0,6	6,5	1,67
	8	500	0,7	15,5	0,6	17,9	1,64
	9	1000	—	—	0,6	3,0	1,75
10	1000	—	—	0,6	5,4	1,44	

По самому смыслу формулы (10) коэффициент турбулентности, рассчитанный по формулам (16) и (17), является средним для данной горизонтальной площадки.

Из соотношения (14) следует, что размеры горизонтальной площадки, на которой производится осреднение, можно ограничить тем расстоянием  $r$ , до которого происходит возрастание структурной функции, т. е. по данным табл. 1, до 500—850 м ( $t = 10$ —15 сек.). Начиная с этого расстояния, средняя величина  $\overline{w'^2}$  практически не изменяется и остается равной  $\frac{b_\infty}{2}$ . Такой же вертикальной протяженности (порядка нескольких сот метров) должен быть взят и слой атмосферы (по вертикали), по которому рассчитывается вертикальный градиент скорости ветра  $\beta$ .

Результаты расчета коэффициента турбулентности по формуле (17) представлены в табл. 2 и 3. Таблица 2 построена по результатам полетов в районе оз. Севан (июль 1956 г.). Градиенты скорости ветра рассчитаны по данным измерений скорости ветра с помощью шаров-пилотов на метеостанции Севан и в пос. Мартуни.

Вертикальные градиенты скорости ветра (вектора) рассчитывались для двух слоев: для слоя от 0,1 до 0,5 км над поверхностью земли и километрового слоя от 2,0 до 3,0 км над уровнем моря (от 76 до 1076 м над поверхностью земли для пос. Севан).

Вообще говоря, вертикальный градиент скорости ветра следовало рассчитывать по такому слою, середина которого совпадала бы с уровнем горизонтальной площадки, на которой производилась запись перегрузок самолета, однако, принимая во внимание неодновременность и погрешности измерений скорости ветра и вертикальных пульсаций ее, мы ограничились расчетом  $\beta$  по указанным выше слоям. В верхней тропосфере вертикальные градиенты скорости ветра рассчитывались для слоев километровой толщины, середина которых совпадала с уровнем горизонтальной площадки.

В табл. 3 приведены коэффициенты турбулентности, рассчитанные по записям акселерографа, который устанавливался на самолете МИГ-17. Полеты производились в районах Москвы, Армавира и Комсомольска-на-Амуре на различных высотах (главным образом в верхней тропосфере и нижней стратосфере). Скорость ветра определялась с помощью радиозондов.

Представляет интерес сравнить коэффициенты турбулентности, рассчитанные по новому способу [формулы (16) и (17)], со значениями их, определенными по структурно-кинематической формуле Ляпина. Последние приведены в статье [7].

Результаты сравнения даны на рис. 2 а, б. На этих рисунках по горизонтальной оси откладываются величины коэффициента турбулентности  $K'$  и  $K''$ , рассчитан-

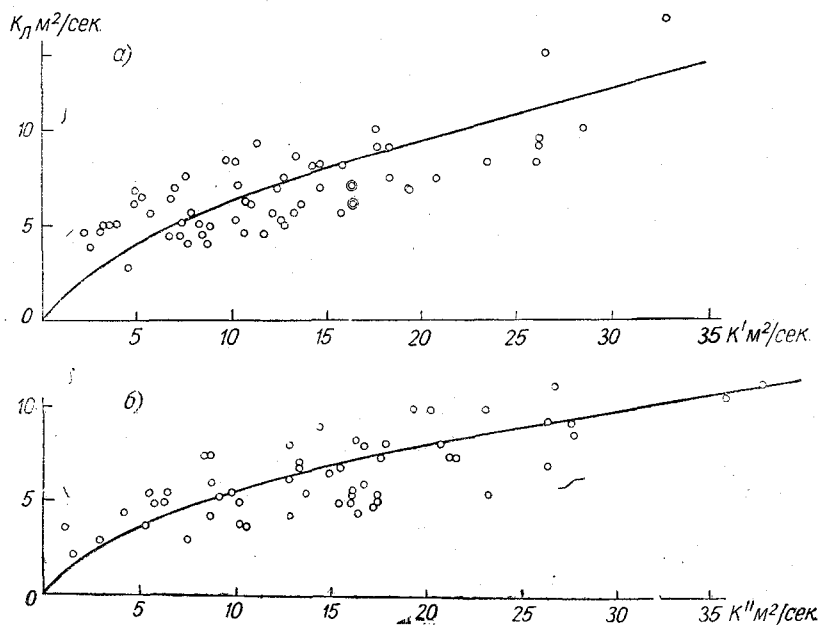


Рис. 2. Связь между коэффициентами турбулентности, рассчитанными по формуле (17) и формуле Ляпина ( $K_L$ ).

ные по формуле (17) при  $\beta$ , определенном для слоя 0,1—0,5 км над поверхностью земли (рис. 2 а) и слоя 2,0—3,0 км над уровнем моря (рис. 2 б). По вертикальной оси отложены величины коэффициента турбулентности  $K_L$ , рассчитанные по структурно-кинематической формуле Ляпина.

Несмотря на значительный разброс точек, обусловленный как погрешностями измерений и расчета всех величин, от которых зависит коэффициент турбулентности, так и несинхронностью измерений скорости ветра и вертикальных пульсаций воздушного потока, все же намечается, согласно рис. 2, определенная связь между величинами  $K$ , рассчитанными различными способами.

Однако величины коэффициентов турбулентности, рассчитанных по формуле (17), в среднем примерно в 2 раза больше, чем величины коэффициентов турбулентности, определенных по формуле Ляпина.

Благодаря этому величины коэффициентов турбулентности, рассчитанные по формуле (17), оказываются в лучшем согласии с величинами  $K$ , рассчитанными по методу Д. Л. Лайхтмана [8], поскольку по сравнению с последним метод Ляпина дает заниженные величины коэффициента турбулентности.

Коэффициенты турбулентности по данным полетов в верхней тропосфере  
и нижней стратосфере (на самолете МИГ-17)

№ п/л.	Дата	Высота, м	$u$ м/сек.	$\frac{ \Delta n }{n}$	$\overline{w'^2} \cdot 10^2$ м <sup>2</sup> /сек. <sup>2</sup>	$\beta$ м сек. <sup>-1</sup> /100 м	$k$ м <sup>2</sup> /сек.	$\mu$ м/сек.	$\frac{\overline{w'^2} \cdot 10^4}{u^2}$
1	15 VIII	5 530	238	0,025	3,7	0,520	7,2	12	2,6
2	21 VIII	5 990	230	0,010	0,7	0,082	8,8	12	0,5
3	27 VII	6 530	210	0,050	24,4	0,480	50,9	10	24,4
4	20 VIII	6 530	298	0,042	9,2	0,620	14,8	23	1,7
5	19 VIII	6 580	307	0,062	17,4	0,355	48,9	8	27,1
6	20 VIII	7 060	207	0,070	54,3	0,090	603,7	21	12,3
7	20 VIII	7 380	224	0,016	2,8	0,106	26,2	18	0,9
8	29 VII	7 990	235	0,022	5,1	0,896	5,7	10	5,1
9	21 VII	7 980	224	0,025	7,3	0,560	13,0	26	1,1
10	21 VII	8 170	226	0,027	9,0	1,131	8,0	18	2,8
11	27 VII	8 020	283	0,050	19,0	0,891	21,3	39	1,2
12	27 VII	8 130	256	0,040	15,5	0,864	17,9	39	1,0
13	26 VIII	8 230	239	0,010	1,1	0,160	6,9	23	0,2
14	12 VII	8 300	246	0,025	6,5	0,631	10,3	22	1,3
15	12 VII	8 300	251	0,040	16,1	0,631	25,5	22	3,3
16	16 VII	8 330	226	0,020	5,1	1,310	3,9	14	2,6
17	27 VIII	8 420	247	0,045	22,7	0,927	24,4	26	3,4
18	30 VII	8 810	227	0,020	5,5	0,676	8,2	21	1,2
19	16 VIII	8 930	202	0,020	27,0	0,100	69,8	11	5,8
20	17 VII	9 300	218	0,040	27,2	0,990	27,5	24	4,7
21	17 VII	9 560	220	0,020	7,0	1,020	6,8	18	2,2
22	20 VII	9 660	217	0,022	9,1	0,394	23,0	34	0,8
23	8 VIII	9 810	279	0,045	24,1	0,251	95,8	31	2,5
24	27 VIII	10 030	297	0,050	27,5	0,850	32,3	21	6,2
25	21 VII	10 280	220	0,001	0,02	0,610	0,4	29	0,002
26	29 VII	10 550	230	0,010	2,1	0,035	60,7	21	0,5
27	20 VII	10 760	208	0,050	65,0	0,444	146,4	14	33,1
28	3 IX	10 830	227	0,006	0,8	0,741	1,1	37	0,1
29	21 VII	10 870	217	0,010	2,5	1,065	2,3	30	0,3
30	26 VIII	11 830	246	0,040	44,1	0,540	74,8	22	9,1
31	15 VIII	12 330	210	0,034	54,4	0,370	146,9	21	12,3

## ЛИТЕРАТУРА

- Фридман А. А. и Келлер Л. В. Differentialgleichungen für die turbulente Bewegung einer kompressibelen Flüssigkeit. Proc I. Inter. Congr. Appl. Mech., Delit. 1924.
- Келлер Л. В. К установлению системы характеристик атмосферной турбулентности. Изв. ГГО, 1925.
- Колмогоров А. Н. Локальная структура турбулентности в несжимаемой вязкой жидкости при очень больших числах Рейнольдса. ДАН СССР, 30, № 4, 1941.
- Колмогоров А. Н. Рассеяние энергии при локально-изотропной турбулентности. ДАН СССР, 32, № 1, 1941.
- Обухов А. М. О распределении энергии в спектре турбулентного потока. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геоф., № 4—5, 1941.
- Обухов А. М. Структура температурного поля в турбулентном потоке. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геоф., № 1, 1949.
- Матвеев Л. Т. Исследование турбулентной структуры воздушного потока в районе оз. Севан с помощью самолета (см. настоящий сб.).
- Лайхтман Д. Л. Новый метод определения коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 37 (99), 1952.

## ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ВОЗДУХА НАД ОЗ. СЕВАН

Экспедицией Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова на оз. Севан в июле 1956 г. были организованы исследования вертикальных движений воздуха в нижних слоях с помощью уравновешенных шаров-пилотов, шаров с уменьшенной скоростью подъема, а также с помощью самолетного зондирования. Основной целью этих исследований было получение качественных и количественных характеристик вертикальных движений воздуха над водоемом и отчасти в береговой зоне.

Методика измерений вертикальных потоков с помощью изложенных выше методов дана в работах автора [1], [2].

За период работы экспедиции было выпущено около 80 шаров, из них обработано 24 наблюдения за уравновешенными шарами и 43 наблюдения за шарами с малой подъемной силой. Было также выполнено 14 полетов на самолете АН-2 над различными участками суши и водоема. Во время этих полетов было сделано 148 площадок продолжительностью в несколько минут каждая на высотах 50, 100, 200, 300, 500 и 1000 м. На каждой площадке включался на 30 сек. акселерограф, регистрировавший перегрузки, испытываемые самолетом в неуправляемом полете.

### Величины нисходящих потоков

Нисходящие потоки северной части оз. Севан вызваны перевалом воздуха через окружающие горы, поэтому расстояние от пункта наблюдений до гор и их высота имеют большое значение в выявлении особенностей строения воздушного потока.

Таблица 1

Ориентировочная характеристика окружающих горных хребтов у пункта наблюдений о. Севан

	Азимут, град.						
	270	305	330	360	30	60	90
Угол закрытости горизонта $\beta^\circ$	8,2	1,9	3,0	3,6	4,2	3,2	1,7
Расстояние до подошвы гор, км	1	1,5	7	6	6	10	12
Расстояние до вершины, км	3	5	9	9	9	18	24
Высота горных хребтов над уровнем озера, км	0,4	0,1—0,3	0,5	0,6	0,7	1,0	0,7

Закрытость горизонта на азимуте 90° взята только от горных хребтов, расположенных на противоположном берегу озера.

Проведенные нами наблюдения будут характеризовать в основном только северную часть озера в районе о. Севан, и поэтому сделанные ниже выводы нельзя относить ко всей площади озера.

Шары с малой подъемной силой, так же как и уравновешенные шары-пилоты, имели подвеску в виде бумажной плоскости квадратной формы размерами 0,4×0,4 м. Эта плоскость из-за добавочного сопротивления уменьшала скорость подъема шара и демпфировала мелкие собственные колебания шара, вызванные изменениями температуры газа в шаре при его попадании на солнце или в тень от облаков.

Для шаров № 20, наполненных до площади окружности  $c = 140 - 180$  см, уменьшение вертикальной скорости по сравнению с ее табличными значениями  $w_T$  вследствие сопротивления подвешенной бумажной плоскости будет составлять примерно 18—20%. Примем величину расчетной вертикальной скорости  $w_p$  в виде

$$w_p = 0,80w_T \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho}}$$

Величина  $w_T$  вычисляется по формуле  $w_T = a \sqrt{\frac{A}{c}}$ , где  $A$  — подъемная сила в граммах,  $c$  — длина окружности в сантиметрах.

Для нашего случая принимаем  $a = 3110$ .

Далее вычисляют высоты шара для различных моментов времени, определяют вертикальные скорости шара  $w_\phi$  между соседними высотами или заданными уровнями и находят также среднюю вертикальную скорость шара  $\bar{w}_\phi$  между начальной и конечной точками наблюдений. Зная  $w_\phi$  и  $w_p$ , находят  $\Delta w = w_\phi - w_p$ . Если  $\Delta w < 0$ , т. е.  $w_\phi < w_p$ , то будем считать, что в данном случае наблюдались нисходящие потоки —  $w$ , величина которых должна быть  $w = -\Delta w$ . Наличие же  $\Delta w > 0$  будет указывать на развитие интенсивной турбулентности в данном слое. Аналогично проводят расчет  $\Delta v = v - v'$ , где  $v$  — средняя во всем слое подъема скорость ветра,  $v'$  — скорость ветра по отдельным слоям.

По данным шаров-пилотов с малой подъемной силой можно определить средние значения нисходящих потоков во всем слое наблюдения, выявить уровни с преобладанием нисходящих потоков и т. п.

В табл. 2 приведены средние по всему слою наблюдений величины нисходящих потоков  $-\Delta w$  и положительные значения  $\Delta w$ , которые являются некоторой относительной характеристикой интенсивности турбулентного состояния атмосферы.

Таблица 2

Средние величины  $-\Delta \bar{w}$  и  $\Delta \bar{w}$  в слое наблюдений

Часы	$-\Delta \bar{w}$		$\Delta \bar{w}$		$\Delta w$		$\frac{\Delta w \cdot 100}{w_p} \%$	$\alpha^\circ$	Для $-\Delta w$			
	см/сек.	$n$	см/сек.	$n$	— см/сек.	+ см/сек.			$H$ м	$v$ м/сек.	$d^\circ$	$L$ км
5—6	27	3	2	1	34	2	3	9,5	240	1,6	340	1,5
8—10	16	8	14	4	31	34	22	3,0	350	3,1	360	1,9
11—15	21	16	31	4	50	57	39	3,1	280	4,0	360	2,9
15—16	14	3	15	1	28	15	16	1,5	270	5,1	360	3,1
Среднее	20	30	20	10	—	—	20	4,3	280	3,5	360	2,3

В табл. 2 приведены также число случаев  $n$  для разных периодов светлого времени суток, максимальные значения  $\pm w$ , величины  $\frac{\Delta w}{w_p} 100$ , средние характеристики нисходящих потоков в районе о. Севан —  $w$ , угол наклона воздушного потока  $\alpha^\circ$ , толщина слоя  $H$  в метрах, скорость ветра  $v$  в м/сек., направление ветра  $d$ , горизонтальное удаление шара от точки наблюдений  $L$  км.

Средние абсолютные значения нисходящих потоков  $\overline{w} = -\Delta\overline{w}$  составляют 20 см/сек. и относительно мало, примерно на  $\pm 6$  см/сек., меняются в течение суток. Максимальные значения  $w_{\text{макс}}$  примерно вдвое больше средних  $\Delta\overline{w}$ . Нисходящие потоки наблюдались в 75—80% всех случаев над оз. Севан, но в отдельных выпусках были отмечены типичные для равнинных условий суши движения шара-пилота с положительными величинами  $\Delta\overline{w}$ .

Нисходящие потоки воздуха в основном наблюдались при ветрах северной четверти горизонта, опускающихся с гор, при углах наклона потока утром 9—10°, днем 3—3°,5 и вечером 1°,5. Скорости ветра были типичны для о. Севан — слабые утром и резко возрастающие к вечеру. Над о. Севан в среднем нисходящие потоки наблюдались в нижнем слое воздуха толщиной около 0,3 км и распространялись по горизонтали в южном направлении на 2,5—3 км днем и 1,5—2,0 км утром.

Проведя анализ наблюдений за шарами с малой подъемной силой по отдельным слоям, можно получить характеристики нисходящих движений на разных уровнях (табл. 3).

Таблица 3

Средние характеристики нисходящих потоков по слоям

Слой, км	Часы											
	5—6			8—10			11—15			15—17		
	$-w$	$v$	$\alpha$	$-w$	$v$	$\alpha$	$-w$	$v$	$\alpha$	$-w$	$v$	$\alpha$
0—0,05	15	2,3	6,0	34	2,9	6,7	32	5,0	3,7	38	5,4	4,1
0,05—0,1	46	2,6	10,5	31	2,7	5,6	24	4,8	2,9	19	3,9	4,1
0,1—0,2	44	3,1	8,2	33	3,4	5,6	23	4,7	2,7	32	3,8	4,9
0,2—0,3	—	—	—	26	2,6	5,7	32	3,6	5,1	38	3,7	4,9
0,3—0,4	46	4,1	6,4	15	3,0	2,8	41	2,8	7,6	—	—	—
0,4—0,5	—	—	—	18	2,7	4,6	9	2,7	1,9	—	—	—
0,5—0,7	—	—	—	—	—	—	10	2,7	2,0	—	—	—

Слой, в котором величины  $-w$  и углы наклонов  $\alpha$  достигали наибольших значений, составлял в районе о. Севан зону от 0 до 300—400 м, выше этого слоя наблюдалось резкое уменьшение  $-w$  и  $\alpha$ . Углы наклона воздушного потока в общем были близки к углам закрытости горизонта.

### Величины восходящих потоков

Далее рассмотрим результаты обработки наблюдений за уравновешенными шарами-пилотами с целью получения вертикальных пульсаций воздуха в нижнем приземном слое. Как мы уже отмечали выше, в районе метеостанции о. Севан наблюдаются небольшие пульсационного типа восходящие и нисходящие потоки, связанные с зоной турбулентных движений. При наблюдениях на о. Севан многие уравновешенные шары под действием нисходящих потоков опускались на воду, но

часть из них поднималась вверх на высоты от нескольких метров до нескольких сот метров. В районе метеостанции оз. Севан, очевидно, могут наблюдаться как нисходящие движения в опускающемся с гор северном потоке воздуха, так и восходящие движения, образованные термическими и орографическими особенностями южных и юго-западных участков озера и береговой линии.

Для производства расчетов испарения с водоема и решения других задач представляет большой интерес получение осредненных по площади и слою хотя бы даже ориентировочных величин восходящих или нисходящих потоков. Для этой цели нами использованы наблюдения за уравновешенными шарами. Траектория движения уравновешенного шара-пилота обычно имеет вид, приведенный на рис. 1.

Если разность высот начальной  $H_n$  и конечной  $H_k$  точек положения шара разделить на соответствующую разность времени  $\tau_k$ , то получится ориентировочная за период наблюдений величина вертикальной скорости  $\bar{w}$  и для нее толщина

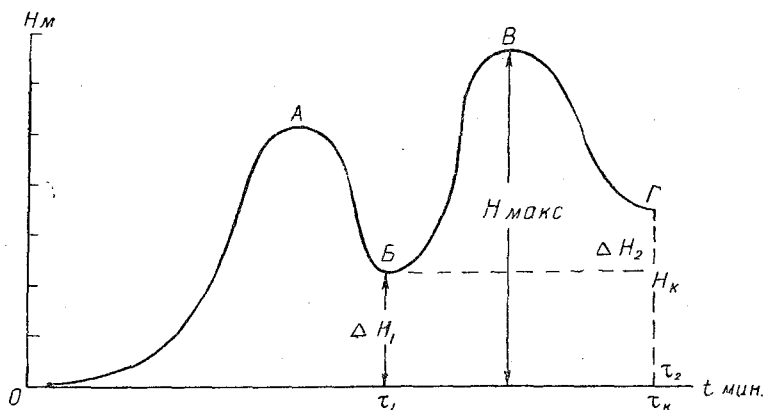


Рис. 1. Схема анализа траектории уравновешенного шара.

слоя  $H$ , горизонтальная протяженность  $L$ , средняя скорость ветра  $\bar{v}$  и ряд других характеристик. Кроме того, можно определить пульсационные значения  $\bar{w}'$  для переломных точек  $B$  и  $G$  и определить  $\Delta H_1$  и  $\tau_1$ ,  $\Delta H_2$  и  $\tau_2$  и т. д. Для характеристики микродвижений в слое  $H$  можно отдельно исследовать участки с восходящими потоками  $OA$  и  $BV$  и нисходящими потоками  $AB$  и  $BG$ . Более детально методика обработки уравновешенных шаров изложена в работе автора [1].

Поскольку число обработанных уравновешенных шаров-пилотов с заметным подъемом невелико, приведем в табл. 4 средние данные для каждого наблюдения за шаром с разбивкой по срокам.

Таблица 4

Результаты наблюдений за уравновешенными шарами-пилотами на о. Севан в июле 1956 г.

Дата	5	11	13	16	17	21	5	9	9	24	25	Среднее
Час	8,9	8,6	8,8	8,7	8,9	8,5	9,5	9,0	9,4	9,1	9,5	—
$H$	395	215	172	363	147	174	386	1	42	194	223	230
$\bar{w}$	46	10	3,2	50	98	27	46	0,0	14	1,2	23	27,1
$L$	2,5	2,5	2,2	2,7	0,2	1,2	1,9	0,2	1,5	1,8	1,5	1,7
$\bar{v}$	3,0	2,1	4,1	4,1	1,6	1,9	2,3	2,2	4,8	2,0	1,5	2,5
$\bar{w}'$	22	10	4	28	36	32	34	0	66	12	20	24

Дата	6	8	10	13	14	14	17	17	18	18	23	Среднее
Час	11,9	11,1	11,5	12,3	14,8	15,2	11,3	11,9	11,9	14,7	14,7	—
$H$	5	152	75	31	166	275	574	124	154	346	204	220
$\bar{w}$	3,3	29	59	9,3	4,2	88	48	2,5	60	57	50	30,5
$L$	0,5	1,3	2,7	3,2	1,5	1,5	1,9	1,0	1,2	1,2	2,9	1,6
$v$	3,0	2,7	4,3	3,7	3,8	5,1	1,6	1,6	2,0	2,0	4,5	2,8
$\bar{w}$	14	38	16	22	6	64	18	4	78	30	50	28

В таблице приведены максимальная высота подъема шара  $H$  в метрах, средняя вертикальная скорость  $\bar{w}$  в см/сек., удаление шара  $L$  от точки выпуска в километрах, средняя скорость ветра  $v$  в м/сек.

В среднем высота подъема шара над водной поверхностью составляла 220—230 м, вертикальная скорость 27—30 см/сек., удаление шара 1,6—1,7 км и ско-

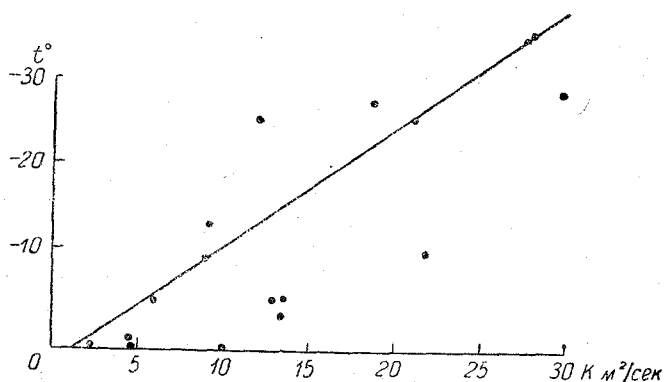


Рис. 2. Зависимость  $K$  от  $t^\circ$  над Ангарой в слое до 100—150 м.

рость ветра в слое 2,5—2,8 м/сек. Как видно, больших изменений в суточном ходе этих величин над оз. Севан не наблюдается.

Для сравнения величин  $\bar{w}$ ,  $H$ ,  $L$ ,  $v$  и  $\bar{w}$  в районе оз. Севан с данными других районов приведем табл. 5.

Таблица 5

Характеристики восходящих потоков над р. Ангарой и в районе целинных земель

Часы	р. Ангара, январь 1956 г.					Кокчетавская обл., целинные земли, июнь 1955 г.				
	$H$ м	$\bar{w}$ см/сек.	$L$ км	$v$ м/сек.	$n$	$H$ м	$\bar{w}$ см/сек.	$L$ км	$v$ м/сек.	$n$
8—11	167	26	0,9	1,6	5	318	64	2,1	3,9	6
11—15	86	17	0,8	2,1	20	370	95	1,1	3,6	6
15—18	48	12	0,8	2,5	11	113	31	1,4	3,4	7
Среднее	86	17	0,8	2,0	36	260	62	1,6	3,6	19



Над Ангарой величины  $H$  и  $\bar{w}$  несколько меньше, чем над оз. Севан. Вызвано это, очевидно, тем, что в среднем с уровня 80—100 м над Ангарой наблюдается глубокая инверсия температуры [3], которая ограничивала высоту подъема шара, и он смешался по горизонтали, вследствие чего уменьшалась и величина  $\bar{w}$ .

На рис. 2 [4] приведена зависимость интенсивности турбулентного теплообмена для отдельных пульсаций, выраженных через некоторую величину  $K' = \bar{w}'H'$  м<sup>2</sup>/сек. от разности температур вода — воздух, причем воздух всегда был холоднее воды. Поскольку температура воды в период декабрь 1955 г. — январь 1956 г. была почти постоянной, то эта зависимость приведена для температуры воздуха. Как видно, с понижением температуры воздуха, а следовательно, ростом различий температур вода — воздух величина  $K'$  над водоемом возрастает.

Для сравнения в табл. 5 приведены такие же величины для мелкосопочного рельефа Кокчетавской области. Здесь хорошо выражен суточный ход всех элементов, и сами значения примерно в 2—4 раза больше, чем над водой.

К сожалению, отсутствие температурного зондирования на о. Севан не дает возможности выявить связь величин с условиями стратификации атмосферы.

### Вертикальные пульсации воздушного потока

Пульсационные вертикальные движения над оз. Севан исследовались также путем измерения перегрузок с помощью акселерографа, установленного на самолете АН-2.

Некоторые особенности турбулентного режима над разными участками северной части оз. Севан уже приведены в работе [5], здесь же только остановимся на анализе распределения величин  $\bar{w}$  и  $K_2$  над некоторыми участками в районе озера.

Приведем в табл. 6 данные о величинах  $\bar{w}'$  и  $K_2$  над разными подстилающими поверхностями в районе оз. Севан. В таблице указаны номера площадок и сокращенные обозначения участков, над которыми проводилось измерение, причем П — район пос. Севан, Б — береговая зона, БН — береговая зона в районе пос. Норатуз, О — озеро, Д — долина р. Раздан, западнее пос. Севан, Г — полет над горами, С — суша.

Ввиду того что величины  $\bar{w}'$  и  $K_2$  могут меняться в значительных пределах над различными участками озера и в береговой зоне, для выявления характерных особенностей по отдельным районам приведем рис. 3 и 4, на которых в плане дано ориентировочное расположение площадок с измерением перегрузок самолета  $\Delta n$ . Значения  $\bar{w}'$  и  $K_2$  для этих площадок приведены в табл. 6.

В дополнение к работе [5] дадим некоторую детализацию распределения средних величин  $\bar{w}'$  и  $K_2$  над разными участками озера.

На рис. 5 приведены значения  $\bar{w}'$  и  $K_2$  по высоте над центральной частью оз. Малый Севан, над пос. Севан и долиной р. Раздан, над озером вблизи гор и над береговой зоной в районе Норатуз.

Можно принять за характерные величины  $\bar{w}'$  и  $K_2$  для окружающей оз. Севан суши результаты наблюдения в пос. Севан и долине р. Раздан. Здесь величина вертикальных пульсаций  $\bar{w}'$  растет к уровню 0,2 км до 0,8 м/сек. и далее, до  $H=1$  км, остается почти постоянной. Величина коэффициента турбулентного обмена  $K_2$  достигает максимума на  $H=0,3$  км, а выше несколько уменьшается.

В группу измерений перегрузок над озером вблизи гор вошли в основном полеты над северной и северо-восточной частями Малого Севана. При господствующих в этот период северных и северо-восточных ветрах эти полеты происходили в воздухе, только что перевалившем через горы. Величины  $K_2$  в этой группе в общем близки к соответствующим значениям над сушей в районе озера. Максимум  $K_2$  также наблюдается на  $H=0,3$  км, только его абсолютная величина была немного больше, чем над сушей. Выше 0,3 км обе величины  $K_2$  почти одинаковы, а ниже 0,3 км над водой вблизи гор начинается уже уменьшение  $K_2$ .

Вертикальные пульсации по записям акселерографа  
в районе оз. Севан

№ площадки	H м	Подстилающая поверхность	$\bar{\psi}'$ м/сек.	$K_z$ м <sup>2</sup> /сек.	H м	Подстилающая поверхность	$\bar{\psi}'$ м/сек.	$K_z$ м <sup>2</sup> /сек.	H м	Подстилающая поверхность	$\bar{\psi}'$ м/сек.	$K_z$ м <sup>2</sup> /сек.
9 VII 14,1—15,2 часа				11 VII 12,0—13,6 часа				14 VII 13,1—13,4 часа				
1	50	П	0,49	6,25	50	П	0,99	8,75	50	П	0,77	6,75
2	50	Б	1,00	8,00	50	Б	0,43	4,00	50	Б	0,45	8,25
3	50	О	0,79	5,00	50	О	0,31	3,50	50	О	0,62	8,00
4	100	О	0,49	4,00	100	П	0,97	10,0	50	О	0,75	11,37
5	100	Б	0,82	7,50	100	П	0,93	7,50	100	Д	0,66	9,00
6	100	П	0,65	5,62	100	Б	0,88	5,60	100	П	0,75	8,25
7	200	П	0,82	5,62	100	В	0,76	3,00	—	—	—	—
8	200	Б	1,07	5,62	100	О	1,07	2,62	—	—	—	—
9	200	Б	0,24	6,75	200	О	0,98	4,00	—	—	—	—
10	200	О	0,69	6,00	300	О	1,20	8,25	—	—	—	—
11	500	О	0,49	4,00	600	С	0,82	5,00	—	—	—	—
12	500	Б	0,33	4,50	1000	С	1,05	5,00	—	—	—	—
13	550	Б	0,18	5,62	1000	БН	1,19	4,50	—	—	—	—
14	500	П	0,48	5,62	500	БН	0,79	5,25	—	—	—	—
15	300	П	1,23	13,00	200	БН	0,50	3,50	—	—	—	—
16	100	П	2,83	7,00	100	БН	0,50	11,37	—	—	—	—
17	50	П	0,58	4,37	50	БН	0,28	3,00	—	—	—	—
18	—	—	—	—	50	БН	0,28	4,50	—	—	—	—
19	—	—	—	—	100	О	0,52	4,87	—	—	—	—
14 VII 15,9—16,5 часа				17 VII 11,8—12,4 часа				17 VII 14,1—16,1 часа				
1	50	П	0,61	6,00	—	Д	—	—	60	Д	0,56	4,00
2	50	Д	0,66	9,37	—	Д	—	—	100	Д	1,10	5,00
3	100	Д	0,98	5,62	—	О	—	—	300	Д	0,52	6,25
4	100	П	0,65	8,25	50	О	0,42	4,87	500	Д	0,82	8,12
5	100	О	1,42	8,25	100	П	0,18	3,70	1000	Д	0,98	7,50
6	100	О	0,43	3,75	100	П	0,73	5,62	3000	Д	1,67	6,75
7	100	О	0,69	6,87	300	Д	0,64	6,00	1000	П	9,25	4,50
8	200	П	0,31	0,50	300	Б	0,67	5,00	500	П	1,04	5,62
9	200	Д	0,72	6,87	200	О	0,29	3,70	300	П	0,66	6,25
10	500	Д	1,55	4,37	500	П	0,39	5,00	100	П	0,53	5,00
11	500	П	0,48	6,25	500	Д	0,40	4,50	60	П	0,88	4,37
12	500	Б	0,56	8,12	1000	Д	0,31	5,50	60	БН	0,17	0,62
13	500	О	0,56	9,37	1000	Б	0,33	2,20	50	БН	0,88	1,87
14	500	О	0,92	9,75	600	Г	0,51	3,40	200	БН	0,77	2,25
15	500	О	0,59	4,37	1000	О	0,91	7,50	500	БН	0,54	1,25
16	—	—	—	—	100	Г	0,79	6,87	300	БН	1,34	5,00
17	—	—	—	—	—	—	—	—	100	С	0,72	2,62

№ площадки	H м	Подстилающая поверхность	$\bar{\omega}$ м/сек.	$K_z$ м <sup>2</sup> /сек.	H м	Подстилающая поверхность	$\bar{\omega}$ м/сек.	$K_z$ м <sup>2</sup> /сек.	
20 VII 14,2—17,9 часа					26 VII 13,1—15,1 часа				
1	100	Д	0,44	7,5	100	Д	0,45	8,12	
2	300	Д	0,64	10,0	100	П	1,02	7,50	
3	300	П	0,78	5,25	100	О	0,53	2,20	
4	300	П	0,84	9,00	100	О	0,87	4,00	
5	300	Д	0,59	7,00	300	Б	0,48	5,00	
6	450	Д	0,51	6,87	300	Д	1,92	15,87	
7	500	Д	1,48	5,00	500	Д	1,08	12,00	
8	500	Б	1,61	3,75	500	П	1,14	5,25	
9	450	О	1,17	3,77	500	О	0,39	4,50	
10	—	—	—	—	50	БН	0,82	6,05	
11	—	—	—	—	100	БН	0,35	5,62	
12	—	—	—	—	300	БН	0,68	9,00	
13	—	—	—	—	500	БН	0,71	1,25	
14	—	—	—	—	500	О	0,54	3,50	
15	—	—	—	—	300	Б	1,76	9,00	
16	—	—	—	—	500	О	1,95	8,75	
29 VII 9,8—10,8 часа					29 VII 12,3—13,5 часа				
1	100	Д	0,58	6,50	100	Д	0,45	5,50	
2	100	П	0,69	11,25	100	П	1,21	5,62	
3	100	О	0,95	3,75	200	О	1,31	10,00	
4	100	О	0,49	9,00	200	О	1,56	8,12	
5	150	П	0,89	11,25	300	Б	0,47	14,00	
6	250	Д	0,89	6,00	300	Д	0,73	7,50	
7	300	Д	1,41	9,37	500	Д	1,08	5,62	
8	250	П	0,39	7,50	500	П	0,47	7,50	
9	300	О	0,49	3,75	1000	С	0,32	3,00	
10	300	О	0,63	13,12	1000	Б	1,15	3,75	
11	300	Б	0,39	5,00	500	Б	0,86	1,75	
12	500	Д	0,52	3,75	1000	Б	0,49	6,00	
13	450	П	0,27	5,50	500	Б	0,45	3,00	
14	500	О	0,32	3,37	300	Б	0,67	6,75	
15	400	Б	1,05	10,50	300	Г	0,46	3,37	
16	500	Б	0,46	12,00	100	О	1,45	5,50	
17	500	Б	0,51	3,00	—	—	—	—	
18	500	Б	1,76	6,25	—	—	—	—	
19	400	Б	1,36	8,25	—	—	—	—	

Величины  $K_z$  в этих условиях уменьшаются у самой водной поверхности и быстро растут с высотой, достигая максимума на 0,3 км, и с уровня 0,5 км они практически выравниваются с пульсациями над сушей. Таким образом, величины  $K_z$  в воздухе над сушей и вблизи берега у гор почти одинаковые, вертикальные же пульсации в нижних слоях, до 0,2 км, у гор уменьшаются при росте скорости ветра, а от 0,1—0,3 км растут по сравнению с вертикальными пульсациями над сушей.

Далее серия наблюдений относится к средней части Малого Севана, после того как воздух прошел над водой 12—15 км. Здесь наблюдается уже значительная перестройка турбулентной структуры воздушной массы. Величина  $K_z$  достигает максимума уже на  $H=50$  м, а выше уменьшается, абсолютные величины  $K_z$  также значительно меньше. Вертикальные пульсации наблюдаются в слое 0,2 км,

а выше резко уменьшаются. Наличие относительно больших значений  $K_2$  и  $\overline{\omega'}$  в нижнем слое в условиях оз. Севан вызвано, очевидно, нисходящими потоками воздуха с гор, что подтверждается данными шаров-пилотов с малой подъемной силой.

Наконец, последняя группа относится к наблюдениям над береговой зоной в районе Норатуза, после того как масса воздуха прошла над всем Малым Сева-

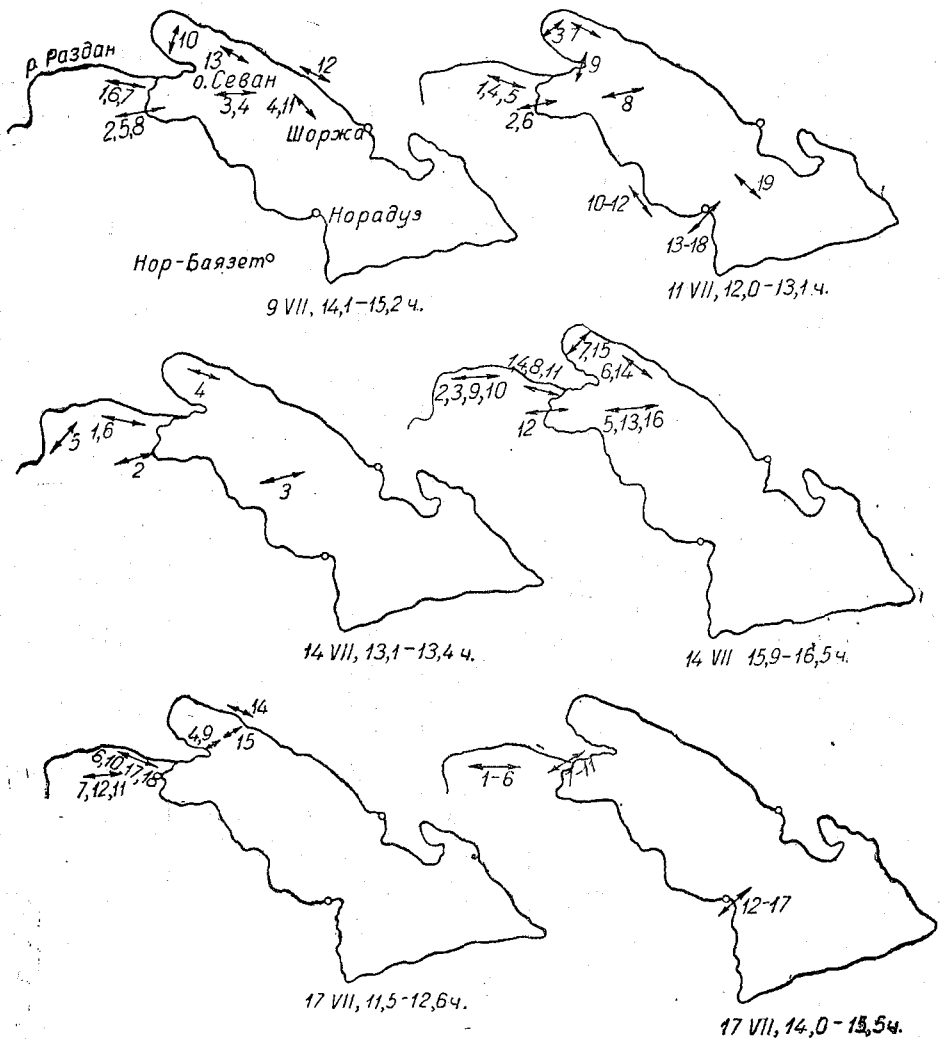


Рис. 3. Пункты с измерением  $\Delta l$  в районе оз. Севан.

ном путь, равный 25—30 км. Переход на берег сразу же вызывает увеличение уровня, на котором коэффициент турбулентного обмена достигает максимума, с 50 до 100 м при общем его уменьшении в сляях от 0,3—0,35 км. Величины вертикальных пульсаций в массе воздуха, перешедшей на берег, хотя и относительно плоский, сразу же быстро возрастают, особенно в слое 0,3—0,5 км. Приведенные значения  $K_2$  и  $\overline{\omega'}$  в общем дают правильную качественную картину турбулентной структуры массы воздуха в районе оз. Севан.

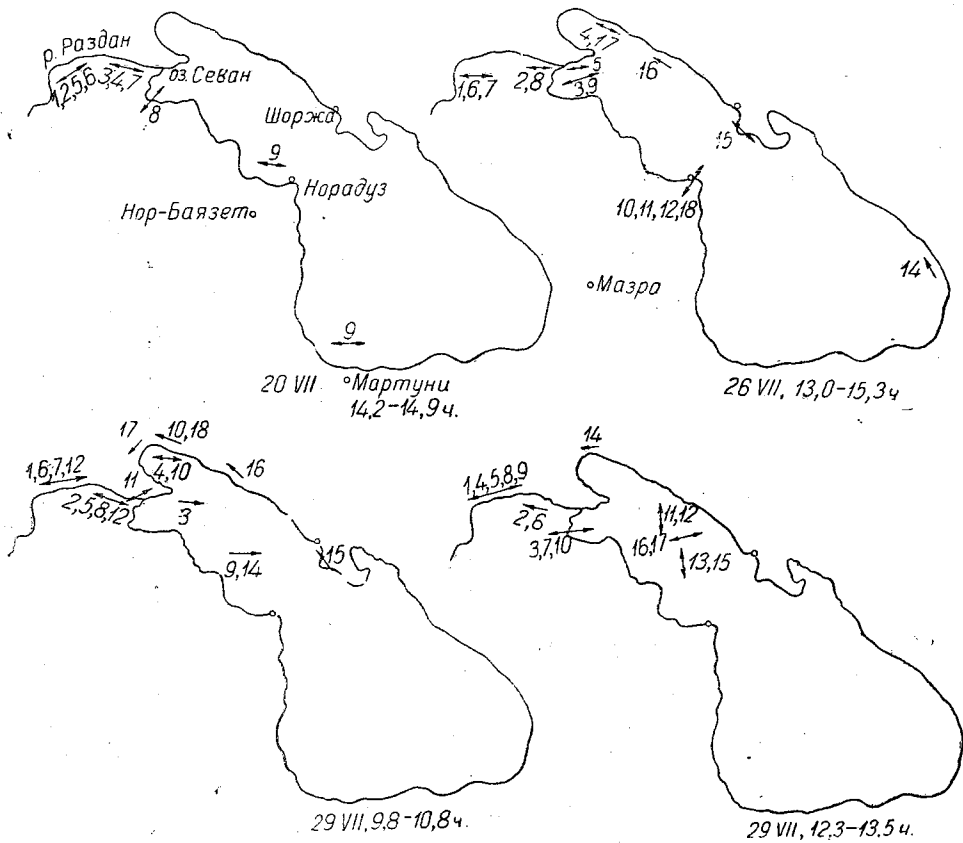


Рис. 4. Пункты с измерением  $\Delta l$  в районе оз. Севан.

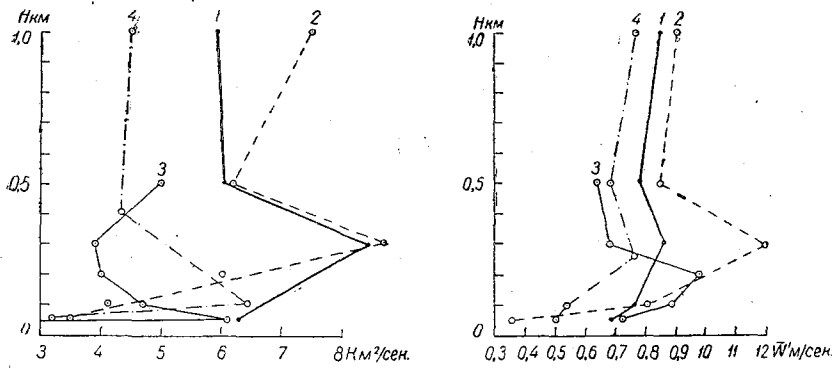


Рис. 5. Распределение  $K_2$  и  $\overline{w'}$  в районе оз. Севан (дневные часы).  
 1 — пос. Севан, 2 — озеро вблизи гор, 3 — оз. Малый Севан, 4 — берег Норадуза.

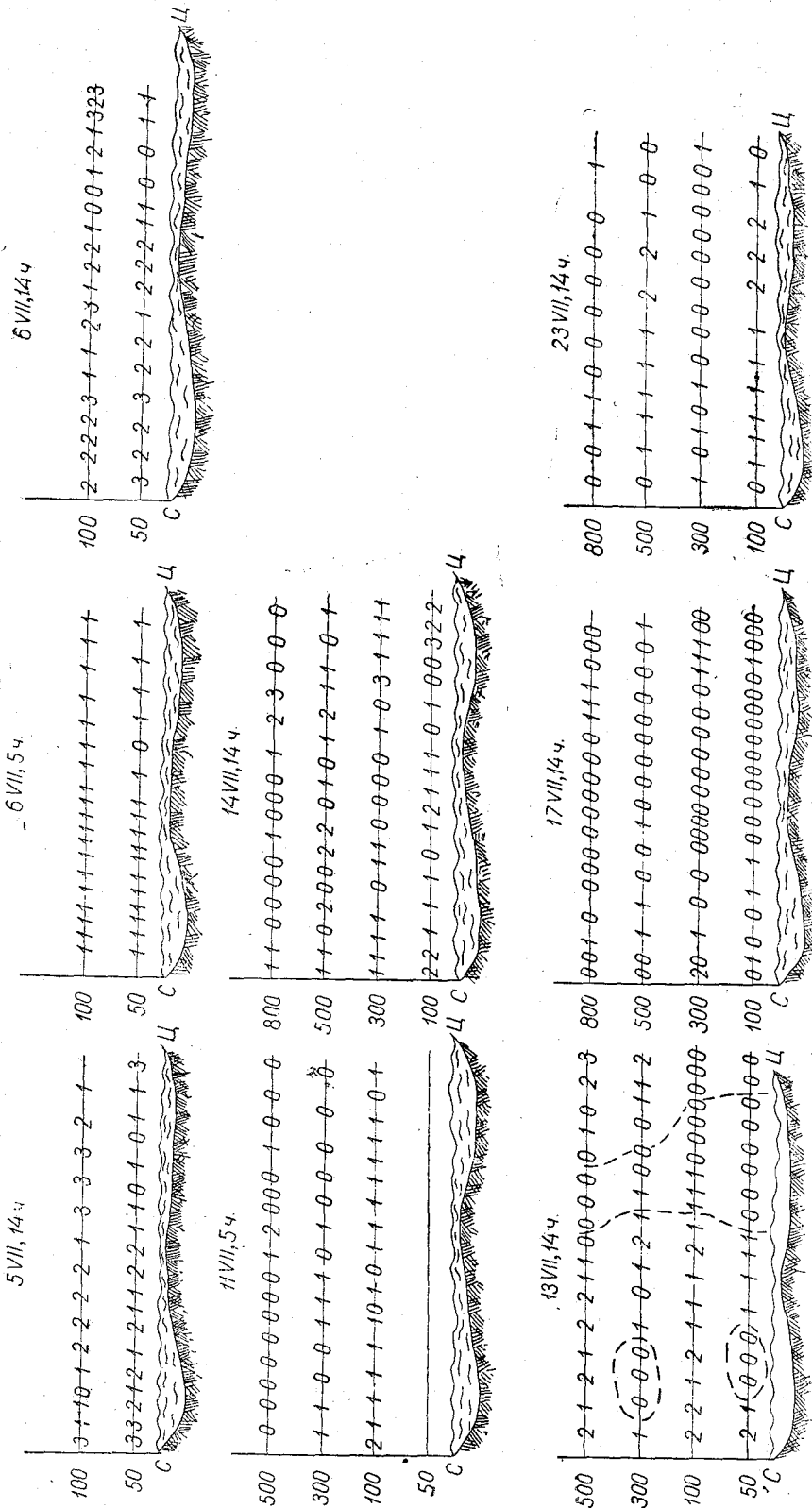


Рис. 6. Примеры распределения баллов болтанки самолета над оз. Севан.

## Болтанка самолета

При горизонтальном зондировании над оз. Севан были проведены визуальные оценки интенсивности болтанки самолета над различными участками озера. Болтанка самолета, как известно, является качественной характеристикой турбулентности атмосферы.

Для примера на рис. 6 дано распределение баллов болтанки самолета по некоторым маршрутам на разных уровнях.

При полетах в дневные часы по маршруту о. Севан — Цовак 13, 14 и 23 июля в слое до 800 м были отмечены весьма интересные особенности распределения турбулентности над озером: с высотой турбулентность не только не уменьшалась, а местами даже возрастала, и отчетливо выделялись участки с повышенной и пониженной турбулентностью. Эти факты можно объяснить или выходом воздушных потоков из ущелий и горных перевалов, т. е. влиянием орографических особенностей, или встречей двух потоков различных направлений, причем на участках встречи наблюдалось возрастание турбулентности. Вхождение фенового потока также может вызвать значительный рост турбулентности на высоте в районах наиболее активного вхождения.

На оз. Севан участки с повышенной турбулентностью вследствие орографических факторов наблюдаются над северной и восточной частями озера в местах выхода ущелий, а также в районах вдоль северного берега, в зоне нисходящих потоков, и около Шоржи при наличии северо-восточного ветра. Как показано в работе [3], в зависимости от барической обстановки и суточного хода местных ветров направления и скорости ветра в каждом пункте над оз. Севан могут резко меняться, поэтому в больших пределах могут изменяться и участки стыка воздушных потоков разных направлений. Например, северные потоки от о. Севан и северо-восточный поток из Шоржи очень часто встречаются в районе между Мартуни и Цоваком с восточным потоком из Басаргечара — Мазры, создавая здесь сильную болтанку.

Полет вдоль западного берега в июле 1956 г. был спокойным как утром, так и днем, что указывало на отсутствие здесь интенсивной турбулентности.

Турбулентность обычно резко возрастала при переходе с водной поверхности на берег в районах Мазра — Басаргечар, Цовак и Мартуни, что было связано с большей шероховатостью подстилающей поверхности и повышенной термической неустойчивостью воздуха в дневные часы над сушей.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А. О точности метода уравновешенных шаров-пилотов. Труды ГГО, вып. 32 (94), 1952.
2. Воронцов П. А. Метод уравновешенных шаров-пилотов и шаров с замедленной скоростью подъема. Труды ГГО, вып. 51 (113), 1955.
3. Воронцов П. А. Некоторые особенности термического и ветрового режимов над оз. Севан (см. настоящий сб.).
4. Воронцов П. А. Аэрологические исследования туманов испарения на р. Ангаре. Труды ГГО, вып. 73 (135), 1957.
5. Матвеев Л. Т. Исследование турбулентной структуры воздушного потока в районе оз. Севан с помощью самолета (см. настоящий сб.).
6. Дубов А. С. Определение скорости вертикальных порывов ветра при самолетных зондированиях с помощью акселерографа. Труды ГГО, вып. 16 (78), 1949.

## ОПЫТ РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ И ТЕПЛООБМЕНА С ВОЗДУХОМ ОЗ. БАЛХАШ

Расчет испарения диффузионным методом заслуживает большого внимания, так как дает возможность определять испарение за любой промежуток времени.

Сущность этого метода, как известно, состоит в расчете потока водяного пара  $E$  через поверхность  $z=0$  по выражению

$$E = -\rho K \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (1)$$

если известна величина коэффициента турбулентности  $K$  и градиента удельной влажности  $\frac{\partial q}{\partial z}$  на высоте  $z$ .

Для водной поверхности, температура которой надежно определяется, с достаточным приближением градиент влажности можно рассчитывать через характеристики влажности на поверхности и на некоторой высоте. Если считать, что на поверхности осуществляется молекулярный обмен, то выражение для затрат тепла на испарение будет иметь вид

$$LE = 0,34K_1(e_0 - e_2) \text{ кал/см}^2 \text{ мин.} \quad (2)$$

Здесь  $K_1$  — величина коэффициента турбулентности на высоте 1 м,  $e_0$  — максимальная упругость водяного пара при температуре поверхности воды  $T_0$  (в миллибарах),  $e_2$  — упругость водяного пара на высоте 2 м (в миллибарах),  $L$  — скрытая теплота парообразования.

Аналогичное выражение можно написать и для расчета турбулентного теплообмена с воздухом  $P$

$$P = 0,22K_1(T_0 - T_2) \text{ кал/см}^2 \text{ мин.} \quad (3)$$

Здесь  $T_2$  — температура воздуха на высоте 2 м.

Данная работа посвящена применению выражений (2) и (3) к расчету величин испарения и турбулентного потока тепла с поверхности оз. Балхаш. Необходимые для расчета материалы получены в летний период 1955 г. Балхашским отрядом экспедиции № 10 Ленгидэпа (начальник отряда Г. Ф. Вдовин). Наблюдения выполнялись по методике, рекомендованной Главной геофизической обсерваторией. Измерения градиентов температуры, влажности воздуха и скорости ветра над водной поверхностью проводились в проливе Узун-Арал с плотика, заякоренного в 150 м от северного берега, ежедневно в 7, 13 и 19 час., а 3 раза в месяц (10, 20 и 30 числа) через 2 часа днем и через 4 часа ночью.

Полученные при наблюдениях средние за месяц по срокам величины, необходимые для расчета испарения и турбулентного потока тепла, приведены в табл. 1.

Эти данные указывают на то, что знак турбулентного потока тепла в течение суток меняется; именно в дневное время во все месяцы безледоставного периода



вода получает некоторое количество тепла из воздуха, тогда как ночью (по утреннему сроку наблюдения) имеет место теплоотдача в воздух. Это обстоятельство подтверждается и на основании более подробных наблюдений, проводимых в течение суток 3 раза в месяц. На рис. 1 приведен суточный ход разности температуры вода — воздух (и то же для влажности) для мая, июля и сентября. При этом выявляются следующие особенности: 1) разность температур (а следовательно, и пропорциональный ей турбулентный поток тепла) меняет знак в течение суток в ходе всего безледоставного периода, 2) наиболее продолжительная инвер-

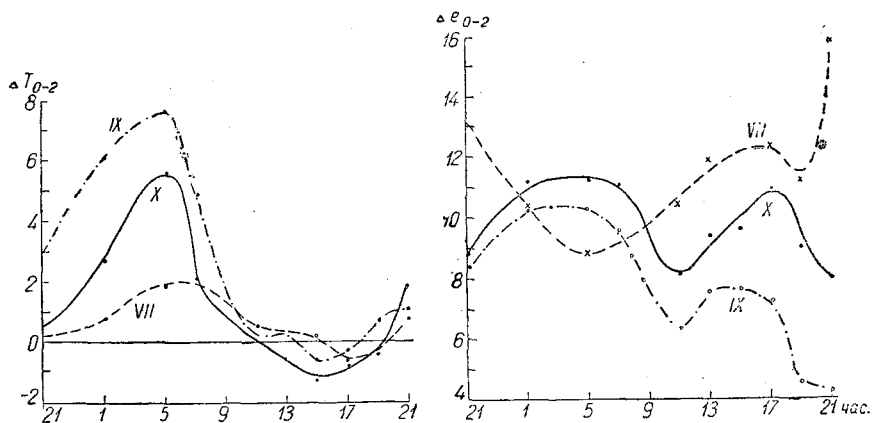


Рис. 1. Суточный ход разностей температуры  $\Delta T$  и влажности  $\Delta e$  в слое 0—2 м в мае, июле, сентябре 1955 г. по наблюдениям на оз. Балхаш.

сия над водой в течение суток наблюдается в начале теплого периода, когда водоем менее прогрет, 3) наибольшая теплоотдача воды в воздух наблюдается к концу ночи.

Таблица 1

Средние значения разностей температуры, влажности воздуха (вода—воздух) и скорости ветра на высоте 1 м по наблюдениям в Узун-Арале в 1955 г.

Месяц	Срок наблюдений	Число случаев	Скорость ветра на высоте 1 м (м/сек.)	Разность вода—воздух 2 м	
				температуры, град.	влажности, мб
V	7	30	3,1	1,3	8,9
	13	29	3,5	-0,2	8,0
	19	29	2,9	-0,4	8,8
VI	7	9	3,6	0,0	12,8
	13	23	3,2	-1,0	16,8
	19	18	2,4	-1,4	17,3
VII	7	15	3,8	0,6	10,4
	13	27	3,8	-0,3	12,8
	19	22	2,6	-0,6	12,9
VIII	7	4	3,5	0,3	9,8
	13	28	3,6	-0,7	13,1
	19	26	2,1	-0,4	12,4
IX	7	4	4,2	0,0	6,6
	13	24	3,7	-0,2	8,0
	19и	23	1,6	0,8	6,4
X	7м	4	2,4	0,5	2,1
	13	21	1,8	-1,4	3,3
	19	16	1,7	0,8	3,9

Для разности влажности (вода — воздух) аналогичных закономерностей не наблюдается, как видно из табл. 1 и рис. 1; в течение всего безледоставного периода независимо от времени суток происходит испарение, и влажность у водной поверхности выше, чем на высоте 2 м. Выявленного суточного хода не наблюдается.

Для расчета потоков тепла и влаги, помимо разностей, необходимо знать величину коэффициента турбулентности. Как показано в [1], величина параметра шероховатости для водной поверхности составляет  $10^{-4}$  см. Используя это значение параметра шероховатости и применяя известную методику [2] для расчета коэффициента турбулентного обмена, получили величины затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен с водной поверхности, приведенные в табл. 2 и 3 за отдельные сроки наблюдений.

Таблица 2

Среднемесячные величины затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен в отдельные сроки наблюдений (кал/см<sup>2</sup>мин.) в 1955 г. с поверхности оз. Балхаш

Величины	Сроки, час.	Месяцы					
		V	VI	VII	VIII	IX	X
LE	7	0,24	0,25	0,25	0,17	0,16	0,04
	13	0,21	0,53	0,31	0,32	0,19	0,01
	19	0,17	0,17	0,19	0,11	0,03	0,03
	Сумма за 12 час.	150	228	180	144	92	20
P	7	0,02	0,0	0,01	0,00	0,00	0,01
	13	-0,00	-0,02	-0,00	-0,01	-0,00	-0,00
	19	-0,00	-0,01	-0,01	-0,00	-0,00	0,00
	Сумма за 12 час.	2	-7	0	-3	0	2

Таблица 3

Суточный ход величин затрат тепла на испарения и турбулентный теплообмен в кал/см<sup>2</sup>мин. с поверхности оз. Балхаш по наблюдениям в 1955 г.

Величины	Месяцы	Сроки, час.										Суммы	
		19	1	5	7	11	13	15	17	19	21	за день	за ночь
LE	V	0,00	0,27	0,33	0,45	0,19	0,27	0,38	0,26	0,57	0,11	255	170
	VI	0,44	0,34	0,63	0,51	0,34	0,41	0,16	0,14	0,04	0,21	192	268
	VII	0,33	0,19	0,20	0,23	0,47	0,31	0,33	0,34	0,18	0,48	230	208
	VIII	0,32	0,32	0,23	0,25	0,30	0,30	0,26	0,41	0,22	0,36	208	218
	IX	0,05	0,12	0,36	0,24	0,19	0,17	0,16	0,13	0,04	0,08	112	130
	X	0,05	0,12	0,08	0,10	0,02	0,02	0,03	—	—	0,19	30	94
P	V	0,00	0,04	0,11	0,06	0,00	-0,01	-0,03	-0,01	-0,01	0,02	0	40
	VI	-0,01	0,04	0,12	-0,03	0,00	-0,04	-0,01	-0,01	0,00	0,01	-9	42
	VII	0,00	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	-0,01	-0,03	0,02	2	13
	VIII	-0,01	0,05	0,04	0,02	-0,02	-0,02	-0,01	-0,02	0,00	0,04	-5	31
	IX	0,00	0,05	0,17	0,08	0,00	0,00	-0,01	0,00	0,00	0,01	9	56
	X	0,02	0,07	0,05	-0,07	-0,01	0,00	-0,01	—	—	0,12	9	59

Используя соотношение между дневными и ночными суммами затрат тепла на испарение или турбулентный теплообмен, полученными в среднем из 3 суток в каждый месяц (табл. 3), и, применяя его к среднемесячным суммам за дневной срок (табл. 2), рассчитали месячные суммы затрат тепла на испарение и величины испарения за безледоставный период 1955 г. (табл. 4).

Таблица 4

Величины испарения с поверхности оз. Балхаш по наблюдениям 1955 г.

Величины	Месяцы					
	V	VI	VII	VIII	IX	X
$E$ мм/сутки	4,2	10,5	6,7	5,9	3,3	1,4
$E$ мм/месяц	130	325	208	183	102	44

На основании всех приведенных выше данных можно сделать следующие выводы о соотношениях между затратами тепла на испарение и турбулентный теплообмен с поверхности оз. Балхаш.

1. Суточные суммы затрат тепла на турбулентный теплообмен составляют незначительную долю (для летнего периода не превышающую 10%) по сравнению с затратами на испарение, роль турбулентного потока повышается лишь в осенний период, и особенно в ночное время, когда затраты на турбулентный теплообмен составляют до 60% от затрат на испарение.

2. Затраты тепла на испарение в течение суток меняются мало, т. е. испарение в ночное время примерно такое же, как и в дневное время.

3. В годовом ходе наибольшие величины испарения падают на летние месяцы, в осенние месяцы испарение невелико. Это, очевидно, характерно для мелководных водоемов.

Чтобы в какой-либо мере оценить общее значение полученных величин испарения и возможность их распространения на все озеро, проведен дополнительный расчет величин испарения по иной методике, предложенной ГГО и изложенной в работах [3], [4].

В качестве исходных величин для расчета по данной методике использованы температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра, облачность по наблюдениям на четырех метеостанциях, расположенных в разных частях вблизи озера. Этими станциями охватывается весь район озера. Требуемая для расчета величина коэффициента турбулентности оценена как на основании значения величины параметра шероховатости (об этом говорилось выше), так и на основании специально проведенных исследований по трансформации воздушных масс над поверхностью оз. Балхаш [5]; значение  $\frac{K_1}{u_1}$  принято равным 0,02 м (здесь  $K_1$  — коэффициент турбулентности на высоте 1 м,  $u_1$  — скорость ветра на этой же высоте).

Результат расчета представлен в табл. 5.

Таблица 5

Месячные суммы испарения (мм/месяц) с поверхности оз. Балхаш за 1955 г.

Месяцы	V	VI	VII	VIII	IX	X
$E$ мм/месяц	170	214	197	190	100	54

Сравнение данных табл. 5 с данными табл. 4 дает хорошее согласование, кроме июня, что можно отнести за счет специфики местных условий при наблюдениях в проливе Узун-Арал (при преобладающем в июне северном направлении

ветра влажность воздуха над водой на высоте 2 м по градиентным наблюдениям несколько искажается влиянием берега).

Следовательно, расчет испарения по градиентным наблюдениям только в одной точке с достаточным практическим приближением характеризует величины испарения по всему озеру.

Для оценки рассчитанных за 1955 г. величин испарения в многолетнем разрезе проведем расчет испарения по средним многолетним метеорологическим данным по той же методике, по которой рассчитывались и величины табл. 5. При этом расчет проведен отдельно для восточной части озера (более глубокой, со средней глубиной 9 м) и западной (с глубиной 5 м). Средний линейный размер этих двух частей озера, рассчитанный с учетом преобладающего направления ветра, составляет для западной части 94 км, для восточной — 80 км.

Результат расчета внутрисезонного распределения месячных величин испарения приведен в табл. 6.

Таблица 6

Месячные суммы испарения (мм) с поверхности оз. Балхаш

Район	Месяцы								
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	IV—XI
Западный Балхаш	81	141	171	206	180	119	53	18	969
Восточный Балхаш	76	133	166	176	181	120	51	15	918

Приведенные величины следует рассматривать как норму испарения, поскольку они получены на основании средних многолетних метеорологических характеристик. Однако отличие величин испарения, рассчитанного по данным наблюдений в 1955 г., от данных за среднемноголетний период оказалось невелико (около 10%).

Из сравнения величин испарения, полученных двумя методами, вытекают два следующих основных вывода.

1. Диффузионный метод вполне может использоваться для расчета испарения с водной поверхности как независимый самостоятельный метод.

2. Изменчивость месячных сумм испарения по озеру Балхаш невелика, и значения, рассчитанные по наблюдениям в одной характерной точке, с достаточным приближением можно использовать для расчета общей величины испарения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Огнева Т. А. Характеристики турбулентного обмена над водоемами. Труды ГГО, вып. 59 (121), 1956.
2. Будыко М. И., Лайхтман Д. Л., Тимофеев М. П. Определение коэффициента турбулентного обмена в приземном слое воздуха. Метеорология и гидрология, № 3, 1953.
3. Лайхтман Д. Л., Тимофеев М. П. О методике расчета испарения с поверхности ограниченных водоемов. Метеорология и гидрология, № 4, 1956.
4. Кириллова Т. В., Огнева М. А., Тимофеев М. П. Испарения с поверхности ограниченных водоемов. Труды ГГО, вып. 59 (121), 1956.
5. Огнева Т. А. О величинах коэффициента турбулентности над водоемами. Труды ГГО, вып. 72, 1957.

## У РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ОЗ. БАЛХАШ

В 1955 г. Главной геофизической обсерваторией совместно с Ленгидропроектом были проведены актинометрические наблюдения в районе оз. Балхаш и выполнена работа по оценке радиационного баланса озера. На основании указанных наблюдений, а также актинометрических наблюдений на метеостанции Куйган Казахского УГМС проведена проверка расчетных методов для района оз. Балхаш.

По метеорологическим наблюдениям шести станций рассчитан радиационный баланс поверхности суши в районе, прилегающем к озеру; затем произведен пересчет на водную поверхность оз. Балхаш. Вопрос о величине радиационного баланса встал в связи с необходимостью расчета испарения с поверхности озера. Однако он имеет и самостоятельный интерес. Недостаточность материалов по радиационному балансу озер и слабая освещенность радиационного режима Казахстана побудили нас к опубликованию некоторых данных по этим вопросам.

Актинометрические наблюдения были поставлены Т. А. Огневой на береговой площадке ст. Узун-Арал в июне 1955 г. Наблюдения производились с 6 июня по 31 октября ежедневно в течение пяти месяцев. Сроки наблюдений были установлены в часы 1, 6, 9, 12, 15 и 18. Три раза в месяц 10, 20, 30 числа производились учащенные наблюдения в сроки 1, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19 и 21 час. Измерялась суммарная, отраженная радиации и радиационный баланс по обычной методике, без затенения приборов. Первичная обработка наблюдений произведена на ст. Узун-Арал; контроль и дальнейшая обработка проводились в отделе физики приземного слоя ГГО. Приборы были проверены в Центральном бюро поверки до начала и после окончания наблюдений. Переводный множитель альбедометра сохранился неизменным; величина переводного множителя балансомера уменьшилась на 7%. На основании ежедневных наблюдений были рассчитаны месячные суммы радиационного тепла на береговой площадке ст. Узун-Арал. Результаты подсчета сумм (ккал/см<sup>2</sup> за месяц) представлены в табл. 1.

Таблица 1

	VI <sup>1</sup>	VII	VIII	IX	X
$B$	8,3	8,2	7,3	4,6	2,2
$Q(1-A)$	17,4	15,5	14,4	10,2	7,9
$B_d$	-9,1	-7,3	-7,1	-5,6	-5,7

$B$  — радиационный баланс,  $Q$  — суммарная радиация,  $A$  — альbedo,  $B_d$  — баланс длинноволновой радиации.

<sup>1</sup> В июне наблюдения производились с 6-го числа.

Самостоятельный интерес представляют величины альbedo подстилающей поверхности, представленные в табл. 2. Величины альbedo выражены в процентах.

Таблица 2

Месяцы	Часы				
	6	9	12	15	18
VI	25	20	19	20	22
			20		
VII	28	21	21	21	27
			21		
VIII	30	22	21	22	27
			22		
IX		23	22	25	
			23		
X		24	24	24	
			24		

По данным наблюдений суммарной радиации в ясные дни на ст. Узун-Арал были подсчитаны месячные суммы возможной радиации (суммарной радиации при безоблачном небе). В табл. 3 представлены месячные суммы возможной и суммарной радиации при наблюдающейся в эти месяцы облачности.

Таблица 3

	VI	VII	VIII	IX	X
$Q_0$	23,6	23,6	19,7	14,8	11,0
$Q$	21,7	20,0	18,5	13,1	10,4

На основании данных табл. 3 можно рассчитать средние значения коэффициента  $k$  в формуле

$$Q = Q_0 (1 - kn), \quad (1)$$

где  $n$  — степень облачности,  $k$  — коэффициент, определяющий ослабление радиации облачностью. Среднее значение этого коэффициента за пять летних месяцев получается равным 0,27. Сезонный ход представлен в табл. 4.

Таблица 4

Месяцы	VI	VII	VIII	IX	X
$k$	0,18	0,32	0,22	0,29	0,32

Следует отметить, что измеренные суммы возможной радиации очень хорошо согласуются с табличными данными [1]. Расхождения не превышают 0,5 ккал/см<sup>2</sup> месяц и имеют различный знак в разные месяцы. Полученное значение коэффициента  $k$  примерно в два раза меньше рекомендуемого для расчета [1]. Это

говорит о том, что при расчете за летний период нельзя пользоваться среднегодовым значением  $k$ . Характер облачности на Балхаше таков, что облачность вызывает меньшее ослабление радиации. Определить значения  $k$  отдельно по ярусам по имеющемуся материалу наблюдений не удалось. Поэтому мы ограничились определением величины  $k$ , средней для всех ярусов. Преобладание в летний период облачности верхнего яруса приводит, естественно, к меньшим значениям коэффициента.

На ст. Куйган проводились актинометрические наблюдения над прямой, суммарной, рассеянной и отраженной радиациями. Эти наблюдения были использованы для подсчета месячных сумм возможной и действительной радиации, а также средних величин альbedo. Указанные величины представлены в табл. 5.

Таблица 5

Месяцы	V	VI	VII	VIII	IX
$Q_0$	20,3	20,9	21,6	18,6	14,4
$Q$	16,6	17,9	18,0	17,3	12,8
$A$	0,29	0,30	0,30	0,32	0,32

Если сравнить полученные результаты расчета возможных сумм радиации с табличными данными [1], то оказывается, что измеренные данные в среднем на

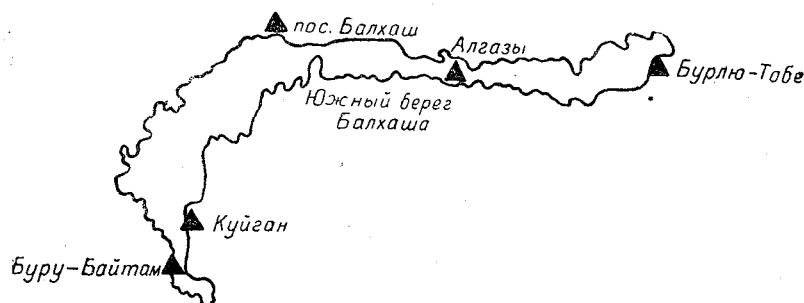


Рис. 1. Схема расположения метеостанций.

10% меньше рассчитанных. Это говорит либо о значительно меньшей прозрачности атмосферы на ст. Куйган по сравнению со ст. Узун-Арал, либо о неточности определения переводного множителя пиранометра на ст. Куйган. Однако для определения коэффициента  $k$  последнее обстоятельство не так существенно, поскольку такая же ошибка входит в определение действительных сумм. Среднее значение коэффициента  $k$ , рассчитанное по данным табл. 5, составляет 0,28. Значение  $k$  за отдельные месяцы представлено в табл. 6.

Таблица 6

Месяцы	V	VI	VII	VIII	IX
$k$	0,31	0,30	0,33	0,21	0,27

Изменения коэффициента  $k$  по месяцам может быть объяснено неодинаковым соотношением верхней и нижней облачности в отдельные месяцы. На основании полученных из наблюдений средних значений по ст. Узун-Арал и Куйган следует рекомендовать для расчета для летних месяцев значение коэффициента  $k$ , равное 0,28.

Для характеристики района оз. Балхаш для расчетов радиационного баланса были использованы данные метеорологических наблюдений следующих станций: Буру-Байтал ( $45^{\circ}03'$ ), о. Алгазы ( $46^{\circ}33'$ ), пос. Балхаш ( $46^{\circ}54'$ ), Бурлю-Тюбе ( $46^{\circ}35'$ ), южный берег Балхаша ( $46^{\circ}23'$ ), Куйган ( $45^{\circ}23'$ ). Расположение этих станций представлено на рис. 1. В качестве исходных расчетных данных были использованы ежедневные наблюдения в три дневных и один ночной сроки над темпера-

турой, влажностью воздуха и облачностью — средние месячные за апрель — октябрь с 1948 по 1953 г. Температура поверхности почвы рассчитывалась косвенным методом, о чем будет написано ниже. Исходные данные для расчетов представлены в табл. 7.

По этим исходным данным были рассчитаны величины суммарной радиации и эффективного излучения, а затем и радиационного баланса. Результаты расчетов представлены в табл. 8.

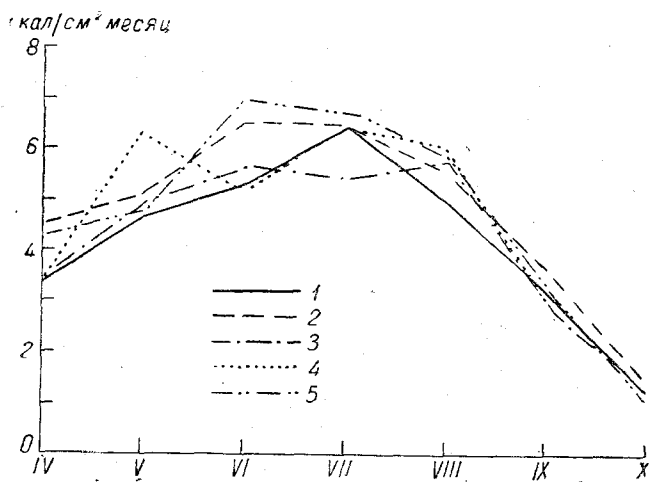


Рис. 2. Изменчивость величины радиационного баланса.  
1 — 1949 г., 2 — 1950 г., 3 — 1951 г., 4 — 1952 г., 5 — 1953 г.

Таблица 7

Станция	Апрель			Май			Июнь					
	1	2	3	1	2	3	1	2	3			
о. Алгазы	0,52	6,9	4,4	0,44	17,1	7,5	0,45	22,3	9,2			
пос. Балхаш	0,53	7,7	4,4	0,50	17,4	7,0	0,45	22,1	8,4			
Южный берег Балхаша	0,52	7,1	4,7	0,45	17,9	7,9	0,44	22,2	9,7			
Буру-Байтал	0,56	9,2	5,0	0,47	18,5	8,0	0,47	22,6	9,7			
Бюрлю-Тюбе	0,52	7,6	4,4	0,48	16,6	7,4	0,54	21,6	9,1			
Куйган	0,57	9,0	4,6	0,47	18,6	7,2	0,47	22,6	8,9			
Станция	Июль			Август			Сентябрь			Октябрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
о. Алгазы	0,30	25,4	10,6	0,25	23,2	9,4	0,30	16,4	7,2	0,47	7,3	5,2
пос. Балхаш	0,33	25,2	9,5	0,27	22,8	7,4	0,35	14,8	6,0	0,44	5,7	4,1
Южный берег Балхаша	0,31	25,3	11,1	0,26	22,2	9,7	0,31	15,0	6,9	0,47	5,1	4,2
Буру-Байтал	0,31	25,6	11,1	0,25	22,7	9,6	0,28	16,9	7,2	0,47	7,2	4,8
Бюрлю-Тюбе	0,40	24,8	10,8	0,30	22,2	9,0	0,37	15,7	6,6	0,51	6,4	4,7
Куйган	0,31	25,6	10,1	0,24	22,3	8,9	0,29	15,2	6,8	0,48	6,0	4,6

Примечание. В графе 1 — облачность, 2 — температура воздуха, 3 — влажность воздуха.

Различия в величинах суммарной радиации, эффективного излучения и радиационного баланса на шести рассматриваемых станциях объясняются прежде всего различной степенью облачности (наибольшей на ст. Бюрлю-Тюбе). Для суммарной



радиации и эффективного излучения отклонения от среднего составляют 3—5%. Для радиационного баланса они несколько больше и достигают 10—15%. Изменчивость радиационного баланса в 10—15% в районе, окружающем оз. Балхаш, объясняется различной степенью облачности. При расчетах принято единое значение альbedo, полученное по измерениям ст. Куйган. Альbedo на северном берегу оз. Балхаш значительно меньше. Если взять величину альbedo по ст. Узун-Арал, то в сумме за теплый период вместо рассчитанных 27,8 ккал/см<sup>2</sup> имела бы место величина 36,2 ккал/см<sup>2</sup>. Таким образом, различия в альbedo в 9% приводят к различиям радиационного баланса в 25%.

Таблица 8

Станция	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Суммарная радиация <i>Q</i>							
о. Алгазы	11,8	15,3	15,8	17,8	16,2	12,2	7,4
пос. Балхаш	11,6	14,4	15,8	17,3	16,0	11,7	7,6
Южный берег Балхаша	11,9	15,3	15,8	17,8	16,0	12,2	7,4
Буру-Байтал	11,3	14,8	15,4	17,8	16,2	12,5	7,4
Бюрлю-Тюбе	11,7	14,6	14,2	16,2	15,4	11,4	7,1
Куйган	11,1	14,8	15,4	17,8	16,4	12,3	7,3
Эффективное излучение <i>E</i>							
о. Алгазы	4,5	5,2	5,8	6,4	6,4	5,6	4,7
пос. Балхаш	4,5	5,1	5,9	6,5	6,9	5,3	4,9
Южный берег Балхаша	4,5	5,0	5,7	6,3	6,1	5,2	4,8
Буру-Байтал	4,4	5,0	5,6	6,3	6,3	5,7	4,7
Бюрлю-Тюбе	4,6	4,9	5,5	6,1	6,3	5,1	4,5
Куйган	4,5	5,3	5,9	6,5	6,4	5,3	4,6
Радиационный баланс <i>B</i>							
о. Алгазы	3,9	5,7	5,3	6,1	4,6	2,7	0,3
пос. Балхаш	3,7	5,1	5,2	5,6	4,0	2,6	0,3
Южный берег Балхаша	3,9	5,9	5,4	6,2	4,8	3,1	0,2
Буру-Байтал	3,6	5,5	5,2	6,2	4,7	2,8	0,3
Бюрлю-Тюбе	3,7	5,5	4,4	5,2	4,2	2,6	0,3
Куйган	3,4	5,2	4,9	6,0	4,7	3,1	0,4
Среднее значение	3,7	5,5	5,1	5,9	4,5	2,8	0,3

Примечание. Для расчета поглощенной радиации принято значение альbedo по измерениям ст. Куйган (табл. 4).

Учитывая эту оценку, можно считать изменчивость радиационного баланса по территории в районе оз. Балхаш до 40% по причине различий в степени облачности и в альbedo поверхности.

Изменчивость величины радиационного баланса от года к году может быть иллюстрирована рис. 2, где представлены результаты расчета сезонного хода месячных сумм радиационного баланса за 1948—1953 гг. по одной из станций (Куйган). Как следует из рассмотрения рисунка, наибольшие различия наблюдаются в июне — августе, когда они достигают 2 ккал/см<sup>2</sup>, что составляет 30% от средней величины баланса. Если принять значение альbedo средним по измерениям ст. Куйган и Узун-Арал, то для района оз. Балхаш можно считать характерными следующие величины радиационного баланса (табл. 9).

Таблица 9

Месяцы	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Средние величины баланса	4,3	6,2	5,8	6,5	5,4	3,2	0,6

Радиационный баланс водной поверхности может быть определен по известному значению радиационного баланса суши ( $B'$ ), разности альbedo водной поверхности ( $A$ ) и поверхности суши ( $A'$ ) и разности температур этих поверхностей [2]

$$B = B' + Q(A' - A) + 4\sigma T^3(T' - T). \quad (2)$$

Величины альbedo водной поверхности заимствованы из работы [1]. Измерения альbedo водной поверхности, производимые в июне 1955 г. на ст. Узун-Арал, дали значения альbedo 7% (среднее из 31 серии наблюдений), что превышает табличное значение на 1%. Таким образом, можно предположить, что используемые для расчета величины альbedo несколько занижены. По температуре водной поверхности в нашем распоряжении имелись данные наблюдений в прибрежной зоне с мая по октябрь 1955 г.

Температура поверхности почвы определялась по графику связи между температурой почвы и температурой воздуха за 13 час. [3], построенного нами для района Балхаша. Среднесуточная разность температур почва — воздух полагалась равной четвертой части от разности за 13 час. Иными словами, предполагалось, что в сроки наблюдений 7, 19 и 1 час указанную разность температур можно считать равной нулю.

Проверка этого приближенного метода, который можно использовать для введения поправки  $\Delta E$  при отсутствии наблюдений за температурой поверхности почвы по данным непосредственных наблюдений, показала возможность использования его при расчетах. Для иллюстрации в табл. 10 приведены значения указанных разностей по данным детальных наблюдений температуры поверхности в Колтушах летом 1948 г.

Таблица 10

Месяцы	$\frac{(t_n - t_v) 13}{4}$	Среднее из 24 сроков наблюдений	Среднее из 4 сроков наблюдений
Июль	4,0	4,1	4,3
Август	1,3	1,3	1,8
Сентябрь	0,5	0,5	0,5

По данным наблюдений в полупустыне (экспедиция в Пахта-Арал) в среднем за 8 серий разность температур, средняя из четырех сроков наблюдений, получилась равной 8°,1, средняя из 12 сроков наблюдений — 9°,0 и по предлагаемому методу — 7°,2.

При расчете радиационного баланса водной поверхности используются значения радиационного баланса суши, рассчитанного по средним метеорологическим данным. На основании наблюдений на ст. Узун-Арал можно сравнить применявшиеся расчетные формулы для радиационного баланса суши с данными измерений.

В табл. 11 представлены результаты расчетов месячных сумм составляющих радиационного баланса за летний период. При расчетах использовалось среднее значение коэффициента  $k$  в формуле (1), равное 0,28.

Таблица 11

	Месяцы				
	VI	VII	VIII	IX	X
$B$	9,1	9,1	6,1	3,5	2,3
$Q(1-E)$	16,3	15,5	14,1	10,5	7,8
$E$	7,2	6,4	8,0	7,0	5,5

Сравнение с табл. 1 показывает очень хорошую согласованность величин поглощенной радиации. Исключением является июнь, когда измеренная величина на 1 ккал/см<sup>2</sup> больше рассчитанной. Одной из причин больших различий в этом

месяце является некоторое завышение измеренной месячной суммы за счет того, что измерения производились с 6 июня и среднемесячные интенсивности рассчитывались за 25 дней. Что касается месячных сумм эффективного излучения, то согласованность рассчитанных и измеренных величин много хуже, причем в июне и июле рассчитанные величины меньше измеренных, а в августе и сентябре выше. За счет этих различий не согласуются и величины радиационного баланса.

Можно предполагать, что различия в эффективном излучении обусловлены неточным учетом влияния температуры поверхности почвы, поскольку средняя облачность по месяцам мало различалась, и данные расчетов и измерений за октябрь, когда температуры почвы и воздуха близки, мало отличаются друг от друга.

Приходится предположить, что в условиях южных районов при высоких значениях температуры поверхности либо неточно введение поправки  $4\sigma T^2 \Delta T$ , либо чувствительность балансомера меняется при высоких температурах.

При расчетах радиационного баланса водной поверхности по формуле (2) величина эффективного излучения не используется, а используется величина радиационного баланса суши. Для последней величины различия в рассчитанных месячных суммах и измеренных в отдельные месяцы 1955 г. (сентябрь) достигают 20%, однако в целом за 5 месяцев измеренная величина радиационного баланса суши составляет 30,6 ккал/см<sup>2</sup>, а по расчетам 30,1 ккал/см<sup>2</sup>.

Результаты расчета месячных сумм радиационного баланса (ккал/см<sup>2</sup>) оз. Балаш по формуле (1) представлены в табл. 12.

Таблица 12

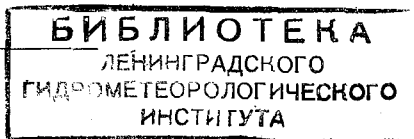
Месяцы	V	VI	VII	VIII	IX	X
Радиационный баланс	12,2	11,9	12,2	10,8	6,7	1,9

Для апреля величина баланса не рассчитана, поскольку до середины апреля озеро обычно покрыто льдом.

Радиационный баланс водной поверхности превышает радиационный баланс суши в два раза, и это соотношение сохраняется для всех летних месяцев. Такие большие различия объясняются как высокими значениями альбедо, так и большими разностями температур суши и воды. В определении последних, как известно, могут быть значительные ошибки. Поэтому для большей надежности величин радиационного баланса желательно иметь непосредственные измерения на водной поверхности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 48 (110), 1954.
2. Тимофеев М. П. О метеорологическом эффекте орошения. Метеорология и гидрология, № 11, 1952.
3. Архипова Е. П. Метод косвенного определения температуры оголенной почвы. Труды ГГО, вып. 30 (92), 1951.



## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
М. П. Тимофеев, Т. А. Огнева. Зависимость испарения от дефицита влажности воздуха . . . . .	3
О. А. Дроздов. Влагооборот горной котловины . . . . .	10
Т. А. Огнева. Расчет испарения с поверхности оз. Севан . . . . .	16
Т. В. Кириллова. Радиационный баланс оз. Севан . . . . .	25
Т. В. Кириллова, Р. Ф. Бюриг. О результатах измерения подводной радиации . . . . .	34
П. А. Воронцов. Некоторые особенности термического и ветрового режимов над оз. Севан . . . . .	41
И. И. Честная. Воздушные течения над оз. Севан . . . . .	65
Е. С. Селезнева. О происхождении летних северных ветров в бассейне оз. Севан . . . . .	77
Л. Т. Матвеев. Исследование турбулентной структуры воздушного потока в районе оз. Севан с помощью самолета . . . . .	84
Л. Т. Матвеев. Структурные функции вертикальной скорости воздушного потока и новый способ расчета коэффициента турбулентности в свободной атмосфере. . . . .	98
П. А. Воронцов. Вертикальные движения воздуха над оз. Севан . . . . .	108
Т. А. Огнева. Опыт расчета испарения с поверхности воды и теплообмена с воздухом оз. Балхаш . . . . .	120
Т. В. Кириллова. Радиационный баланс оз. Балхаш . . . . .	125

Редактор Ю. В. Власова.

Техн. редактор Н. В. Волков.

Корректоры: А. Б. Котиковская и Б. А. Минц.

Сдано в набор 16/IV 1958 г.

Подписано к печати 24/VI 1958 г.

Бумага 70 × 108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.

Бум. л. 4,13.

Печ. л. 11,3.

Уч.-изд. л. 12,84.

Тираж 1375 экз.

М-18620.

Индекс МЛ-278.

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 171.

Цена 9 руб.

---

Типография № 8 Управления полиграфической промышленности Ленсовнархоза.  
Ленинград, Прачечный пер., д. 6.