

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

06  
T78

ТРУДЫ

ВЫПУСК 271

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ  
РЕЖИМ  
ВОДОЕМОВ

Под редакцией  
Т. В. КИРИЛЛОВОЙ

28182

БИБЛИОТЕКА  
Ленинградского  
Гидрометеорологического  
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1970

Сборник посвящен результатам изучения метеорологического режима и теплового баланса водохранилищ. Основное внимание при этом уделено особенностям метеорологического режима в периоды вскрытия и замерзания водохранилищ. Рассмотрены результаты специальных метеорологических наблюдений в эти периоды на Рыбинском, Куйбышевском, Новосибирском водохранилищах и на оз. Балхаш. Уточнены расчетные схемы трансформации метеоэлементов над водной поверхностью.

Материалы сборника представляют интерес для метеорологов, климатологов, синоптиков, гидрологов и специалистов смежных наук.

## ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ВОДОЕМОВ В ПЕРИОД ВСКРЫТИЯ

Температура водной поверхности является одной из основных характеристик, определяющих процессы взаимодействия водоема с атмосферой. Систематические наблюдения над температурой поверхности воды немногочисленны. Кроме того, имеющиеся материалы наблюдений неравномерно распределены в течение безледоставного периода. Особенно слабо освещены наблюдениями переходные периоды — весна и осень. Поэтому умение рассчитывать температуру поверхности водоема является задачей первостепенной важности как с точки зрения исследования физических закономерностей процессов тепло- и влагообмена, происходящих на поверхности водоемов, так и для решения многих практических задач. Наиболее перспективным и физически обоснованным из существующих в настоящее время методов определения температуры поверхности водоемов является метод теплового баланса. При расчете температуры поверхности водоема за тот или иной промежуток времени, методом теплового баланса необходимо знать значение температуры водной поверхности в начале расчетного периода [1, 2, 3, 4 и др.]. Обычно данные о начальном значении температуры водной поверхности получают из эпизодических наблюдений над температурой воды. Сложнее дело обстоит в том случае, когда начало расчетного периода приходится на время вскрытия водоема, так как в это время даже эпизодические наблюдения над температурой воды в открытой части водоема практически отсутствуют из-за технических трудностей их выполнения. Имеются лишь наблюдения на береговых постах, которые, как правило, ведутся в мелководных местах и не отражают термического режима открытой части водоема. Поэтому при расчетах температуры поверхности водоемов за весь безледоставный период используются предположения, упрощающие задачу, а именно температура водной поверхности, только что освободившейся ото льда, принимается равной  $0^{\circ}$  [2] или температуре воздуха, осредненной за месячный интервал до даты вскрытия [5]. Указанные значения температуры поверхности водоемов

в момент вскрытия использовались нами при расчетах температуры поверхности проектируемых водоемов в течение безледоставного периода [6, 7] по формуле М. П. Тимофеева

$$T_{\Pi} = T_{\Pi 0} t^{-D} + (T' + M)(1 - t^{-D}). \quad (1)$$

Здесь  $T_{\Pi}$  — температура поверхности водоема в конце расчетного интервала времени;  $T'$  — температура воздуха на суше, окружающей водоем;  $M$  и  $D$  — выражения, которые включают гидрометеорологические характеристики, определяющие температуру поверхности водоема.

Сравнение полученных результатов расчета  $T_{\Pi}$  с данными наблюдений на существующих водоемах, подобных по морфометрическим характеристикам и климатической обстановке проектируемым, показало, что оба принятых значения  $T_{\Pi 0}$  очень часто приводят к ошибочным величинам  $T_{\Pi}$ . При этом относительная ошибка расчета  $T_{\Pi}$  существенна в первые два месяца безледоставного периода. В последующие месяцы влияние начального значения температуры поверхности ( $T_{\Pi 0}$ ) на результат расчета  $T_{\Pi}$  незначительное.

Причина возникновения данной погрешности расчета  $T_{\Pi}$  заключается в следующем. Связь между температурой воздуха и температурой поверхности водоемов во время очищения их ото льда сложна и пока еще мало изучена, поскольку, как уже указывалось выше, имеются лишь единичные наблюдения над температурой воды в период вскрытия водоемов. Существующие связи такого рода имеют локальный характер. Их использование приводит к удовлетворительным результатам только в условиях, для которых они получены. А равенство  $T_{\Pi} = 0$  справедливо лишь в том случае, когда таяние льда на месте происходит без перемешивания в верхнем слое водоема. Такое таяние наблюдается, вероятно, на очень маленьких, защищенных от ветрового воздействия водоемах. Для большинства существующих естественных и искусственных водоемов во время вскрытия характерно передвижение льда, которое вызывает перемешивание поверхностного слоя воды, усиливающееся затем под воздействием ветра.

В последнем случае естественно предположение, что после освобождения ото льда температура поверхностного слоя водоема примет значения, характерные для нижележащих слоев. Многочисленные материалы наблюдений над температурой воды подо льдом [3] показывают, что температура воды в период, предшествующий вскрытию, на расстоянии примерно 0,5 м от нижней границы льда существенным образом отличается от  $0^{\circ}$ . При этом профиль температуры воды ниже указанного уровня близок к изотермическому. А в полуметровом слое воды, непосредственно прилегающем к нижней поверхности льдины, происходит понижение температуры воды от значений, характерных для изотермической части профиля, до  $0^{\circ}$  у нижней границы льда. Следует заметить, что наши исследования, как и более ранние [6, 7], относятся к мелким водоемам глубиной до 20 м. В табл. 1 приводятся материалы наблюдений над температурой воды подо льдом в слое

Таблица 1

Название водоема	Глубина водоема, м	Год	Дата		Т <sub>в</sub> в слое 0,5–2 м, град.	
			измерения	вскрытия		
оз. Имандра . . . . .	20	1948	10 V		0,8	
	20	1949	29 IV		0,8	
	21	1950	8 V		1,5	
	20	1951	10 V	2 VI	1,5	
	20	1952	20 V	8 VI	0,8	
	21	1953	11 V	26 V	1,8	
	17	1954	6 V	26 V	0,9	
	6,8	1957	6 V	4 VI	1,6	
	9,6	1958	22 V	18 VI	0,8	
	15,5	1960	21 IV	23 V	1,2	
	16,6	1961	31 V	10 VI	1,7	
	18,4	1962	4 V	31 V	0,9	
	17,3	1965	3 V	5 VI	1,1	
	Среднее . . . . .					1,2
	Чудско-Псковское озеро . . . . .	6	1953	20 IV	21 IV	1,4
6		1954	15 IV	10 V	2,4	
6		1955	10 V	11 V	1,1	
5,4		1956	28 IV	17 V	1,0	
5,8		1957	17 IV	1 V	1,4	
8,5		1958	21 IV	13 V	0,8	
4,0		1959	26 III	19 IV	1,9	
6,4		1963	20 IV	—	0,7	
14,2		1964	17 IV	3 V	2,3	
7,6		1965	12 IV	1 V	1,3	
Среднее . . . . .					1,4	
Цимлянское вдхр. . . . .	15	1953	8 IV	16 IV	2,0	
	12	1954	8 IV	23 IV	1,3	
	16	1955	26 III	28 III	1,6	
	16,5	1956	16 IV	22 IV	1,9	
	18,5	1957	5 III	9 III	1,4	
	12,5	1958	19 III	13 IV	2,1	
	17,5	1959	13 IV	14 IV	1,9	

Название водоема	Глубина водоема, м	Год	Дата		Т <sub>в</sub> в слое 0,5-2 м, град.
			измерения	вскрытия	
Цимлянское вдхр. . . . .	23,0	1960	15 III	2 IV	2,7
	16	1961	8 III	11 III	1,1
	15	1962	12 III	21 III	1,0
	15	1963	8 IV	19 IV	2,6
	15	1964	6 IV	21 IV	1,7
	16,8	1965	1 IV	13 IV	2,2
Среднее . . . . .					1,8
Рыбинское вдхр. . . . .	4,5	1948	28 III	29 IV	2,2
	18,6	1949	21 IV	7 V	1,9
	18,1	1950	20 IV	27 IV	1,9
	18,3	1951	9 IV	17 IV	1,4
	15,1	1952	22 IV	3 V	1,9
	15,4	1955	15 IV	9 V	1,2
	18	1956	16 V	17 V	1,6
	16	1957	15 IV	1 V	2,0
	18	1958	10 V	13 V	3,0
	17	1959	30 IV	1 V	1,6
	16,5	1960	9 IV	1 V	1,9
	16,5	1961	3 V	5 V	1,6
	18	1962	20 IV	27 IV	1,6
	11	1964	20 IV	8 V	1,0
Среднее . . . . .					1,7
оз. Сартай . . . . .	6,9	1956	11 IV	1 V	1,2
	7,0	1957	20 III	6 IV	1,2
	7,2	1958	10 IV	27 IV	1,2
	7,8	1959	28 III	4 IV	1,7
	7,6	1960	31 III	21 IV	1,5
	6,9	1961	20 III	—	1,9
	6,9	1962	31 III	20 IV	1,0
	Среднее . . . . .				
Ловозеро . . . . .	4,7	1951	20 IV		1,6

Название водоема	Глубина водоема, м	Год	Дата		Т <sub>в</sub> в слое 0,5—2 м, град.
			измерения	вскрытия	
Ловозеро . . . . .	—	1952	20 V		1,6
	—	1953	11 V		1,7
	3,8	1959	29 IV		1,8
оз. Красавица . . . . .	14	1954	16 IV		1,1
	15	1955	29 IV		2,1
	16,7	1956	12 V		2,6
	12,5	1960	15 IV		1,0
оз. Ильмень . . . . .	1,9	1960	11 IV		1,8
	5,7		29 IV		1,7
оз. Ср. Куйто . . . . .	21,0	1964	30 IV	31 V	1,4
оз. Суо-Ярви . . . . .	3,0	1964	20 IV		1,8
Сям-озеро . . . . .	6,0	1964	30 IV		1,2
оз. Отрадное . . . . .	4,8	1964	20 IV		2,0
оз. Глубокое . . . . .	17,8	1964	20 IV		2,8
оз. Самро . . . . .	3,8	1964	17 IV		2,4
Черемнецкое озеро . . . . .	6,6	1964	20 IV		2,4
оз. Пелено . . . . .	5,6	1964	20 IV		1,9
оз. Торбино . . . . .	2,0	1964	21 IV		0,8
Заозерье . . . . .	4,4	1964	21 IV		1,8
Новосибирское вдхр. . . . .	14,1	1962	5 V	7 V	1,6
	22,0	1964	13 V	14 V	0,9
	9,0	1965	21 IV	8 V	0,9

0,5—2 м в период, предшествующий вскрытию. К анализу привлечены измерения подледной температуры воды, произведенные не более чем за 3 недели до очищения водоема ото льда. Лишь в случае затяжного вскрытия водоема, когда за месяц до очищения (а иногда и более) образуется большое количество трещин и промоин, приняты несколько более ранние измерения температуры воды. Из таблицы видно, что для рассматриваемых водоемов температура воды в указанном слое имеет значения 1—2°. Кратко остановимся на причинах различий температуры воды в отдельные годы, а также в одни и те же годы для разных водоемов.

Основными факторами, определяющими значения температуры воды подо льдом в период, предшествующий вскрытию, как известно, являются: запас тепла в воде и грунте ложа при замерзании, обмен теплом между ложем и верхними слоями в период ледостава, а также выхолаживание и нагревание через лед. Последнее в свою очередь зависит от климатических и морфометрических характеристик водоемов. Изменение температуры воды

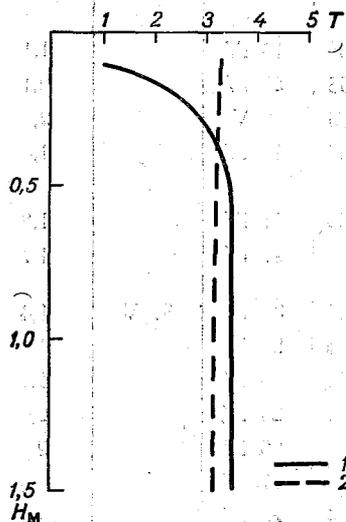


Рис. 1. Вертикальное распределение температуры воды в период вскрытия оз. Балхаш. 1 — подо льдом, 2 — в полынье.

подо льдом от года к году для одного и того же водоема является следствием соответствующего изменения метеорологических условий. Для водоемов, перечисленных в табл. 1, изменения температуры воды в слое 0,5—2 м подо льдом от года к году колеблются, как правило, в пределах  $1^{\circ}$ .

О влиянии морфометрических характеристик на формирование величины температуры воды подо льдом дают некоторое представление измерения температуры воды на ряде озер Карельского перешейка в 1964 г. (табл. 1). С целью проверки сделанного выше предположения о значении температуры поверхностного слоя воды в момент вскрытия водоема весной 1967 г. в экспедиции на оз. Балхаш были проведены специальные наблюдения над температурой воды подо льдом и в полынье, только что освободившейся ото льда. Построенные по полученным данным профили температуры представлены на рис. 1. Сравнение профилей показывает, что действительно, как только произошло освобождение водной поверхности ото льда, вследствие перемешивания распределение температуры по всей глубине в полынье стало изотермическим, со значениями, которые наблюдались подо льдом на расстоянии 40—45 см от нижней границы льда. На основании изложенного выше можно сделать заключение, что за начальное

значение температуры поверхности воды сразу после очищения ото льда можно принять температуру воды подо льдом, измеренную перед вскрытием водоема на глубине не менее 0,5 м от нижней границы льда. Когда именно производить подледные измерения температуры воды с целью определения  $T_{\text{по}}$ , становится понятным при рассмотрении формирования профиля температуры воды подо льдом. Как известно [8], сразу после установления ледяного покрова отдача тепла водой в атмосферу резко убывает и начинается нагревание воды за счет тепла, аккумулированного грунтом ложа водоема. Процесс нагревания происходит очень медленно, особенно на непроточных водоемах, где нагревание продолжается до вскрытия. Интенсивность поступления тепла из грунта в воду с течением времени уменьшается. Тепло постепенно распространяется от придонных слоев вверх. Распределение температуры по глубине близко к изотермическому. К этому времени подача тепла снизу фактически прекращается. Радиационное тепло, проникающее через лед, невелико. Оно в основном расходуется на нагревание слоя воды, прилегающего к нижней поверхности льдины, и на таяние льда снизу. Кроме того, проникновению радиационного тепла в более глубокие слои препятствует замедленный обмен подо льдом при изотермическом состоянии воды. Поэтому значения температуры воды на некоторой глубине, после того как прекратится поступление тепла снизу и наступит изотермическое состояние, изменяются незначительно до момента вскрытия водоема, когда усиливается перемешивание под воздействием ветра. Данные наблюдений над температурой воды, приведенные в табл. 1, и соответствуют описанным выше условиям. В каждом отдельном случае интервал времени между датой измерения температуры воды подо льдом и датой очищения водоема различен. В том случае, когда измерения температуры воды производились за 1—2 недели до очищения, профиль температуры был изотермическим во всей толще воды подо льдом. Если же измерение температуры воды было выполнено более чем за 2 недели до очищения водоема, профиль температуры мог несколько отличаться от изотермического. К моменту очищения водной поверхности ото льда температура воды подо льдом может еще на несколько десятых градуса измениться. Поэтому измерения температуры воды подо льдом с целью определения ее начального значения при вскрытии водоема лучше производить не более чем за 1—2 недели до очищения водоема или части его, в которой производится измерение.

Средние значения подледной температуры воды (табл. 1) приближенно можно использовать при расчетах температуры проектируемых водоемов, подобных по климатическим и морфометрическим характеристикам водоемам, представленным в таблице.

Зная начальное значение температуры поверхностного слоя воды, последующее повышение температуры поверхности участка чистой воды можно рассчитать по формуле (1), используя методику, разработанную для расчета  $T_{\text{п}}$  в безледоставный период [4, 6, 7]. Однако умение рассчитывать температуру поверхности

открытых участков воды является лишь частью проблемы определения температуры поверхности водоема в период вскрытия. Поскольку поверхность водоема в этот период представляет собой совокупность участков чистой воды и полей тающего льда, для определения осредненной температуры по зеркалу водоема необходимо знать температуру поверхности участков, покрытых льдом,

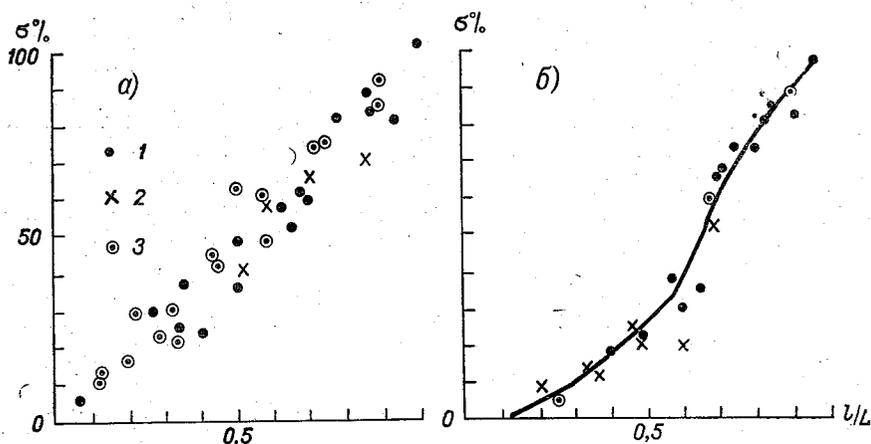


Рис. 2. Очищение крупных водохранилищ ото льда.

*a* — при равномерном возрастании средней суточной температуры воздуха, *b* — при возврате холода после появления первых признаков разрушения льда. 1 — Цимлянское водохранилище, 2 — Горьковское, 3 — Новосибирское.

и соотношение площадей тающего льда и чистой воды. Приблизительно температура поверхности тающего льда может быть принята равной  $0^{\circ}$ . Сведения о соотношении площадей чистой воды и льда мы попытались получить, используя наблюдения над динамикой льда в период вскрытия водоемов. Как правило, на водоемах в периоды вскрытия и замерзания такие наблюдения ведутся. На малых водоемах, поверхность которых просматривается с береговых постов, такие наблюдения выполняются с берега, на крупных водохранилищах и озерах — с помощью авиаразведок. В течение периода вскрытия, который длится в зависимости от метеорологических условий от двух недель до двух месяцев, производится всего от 2 до 5 авиаразведок. Кроме того, очень часто авиаразведки в этот период распределены неравномерно. Поэтому на основании авиаразведок не всегда можно составить представление об очищении водоема ото льда в течение всего периода вскрытия. Однако в среднем характер очищения водоема ото льда можно получить по материалам единичных авиаразведок. Рисунок 2 иллюстрирует динамику очищения ото льда крупных водохранилищ. Для построения графиков использованы наблюдения над динамикой льда во время авиаразведок за 11 лет на Цимлянском водохранилище, за 5 лет на Горьковском и за 5 лет на Ново-

сибирском. По оси абсцисс на графиках отложено отношение  $l/L$ , где  $l$  — продолжительность периода от первых признаков разрушения льда до даты авиаразведки, а  $L$  — продолжительность периода вскрытия водоема в днях. По оси ординат отложена площадь чистой воды в процентах от общей площади водохранилища. Площадь чистой воды получалась планиметрированием по картам авиаразведок, подобным представленной на рис. 3. При этом

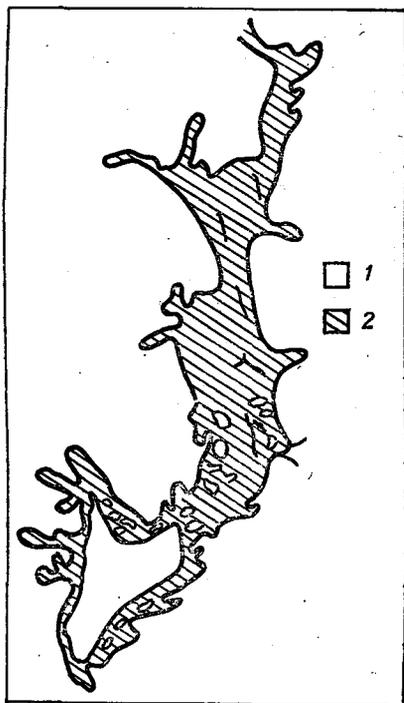


Рис. 3. Карта-схема ледовой обстановки на Цимлянском водохранилище.  
1 — вода, 2 — лед.

условно принято, что при наличии больших полыней и разводий 50% площади занимает чистая вода. Анализ материалов наблюдений показал, что в зависимости от метеорологических условий очищение водоема ото льда происходит по-разному. Основными метеоэлементами, определяющими вскрытие водоемов, являются температура воздуха и ветер. Именно эти элементы и принимались во внимание при анализе материалов наблюдений авиаразведок. Поскольку данные наблюдений за метеорологическими характеристиками над водоемами в период вскрытия отсутствуют, при анализе использовались материалы наблюдений на береговых станциях. При равномерном возрастании положительных значений средней суточной температуры воздуха в течение всего периода вскрытия очищение водоемов ото льда происходит по типу, представленному на рис. 2 а. В этом случае очищение водоема ото

льда происходит равномерно в течение всего периода вскрытия. Если же после появления первых признаков разрушения льда наступает понижение средней суточной температуры воздуха до отрицательных значений, то происходит медленное разрушение льда в начале периода вскрытия (рис. 2 б), так как лед тает только днем при положительных значениях температуры воздуха, а ночью процесс разрушения льда приостанавливается. Приводится ход средней суточной температуры воздуха  $t_1$  в течение периода вскрытия, характерный для очищения водоема ото льда, происходящего по типу, представленному на рис. 2 а, и ход средней суточной температуры воздуха  $t_2$  в течение периода вскрытия, характерный для замедленного очищения водоема (рис. 2 б):

$l/L$ . . . . .	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
$t_1^\circ$ . . . . .	3,7	3,2	4,2	4,4	5,4	5,4	6,1	7,8	8,2	8,6
$t_2^\circ$ . . . . .	-0,6	-2,2	-1,8	0,0	-0,6	1,2	4,1	3,1	3,2	5,5

Приведенные данные средней суточной температуры воздуха осреднены за интервалы времени, равные 0,1 всего периода вскрытия Цимлянского водохранилища, за 6 лет в первом случае и за 4 года во втором. Для других рассматриваемых нами водохранилищ изменение температуры воздуха в течение периода вскрытия аналогично рассмотренным, хотя абсолютные значения температуры несколько отличаются.

За характеристику ветрового режима принята сумма скоростей ветра за период вскрытия водоема. Суммы скоростей ветра при равномерном очищении водоема ото льда и при очищении с запаздыванием в начале периода вскрытия отличаются друг от друга. Так, например, для Горьковского водохранилища суммы скоростей ветра за период равномерного вскрытия в отдельные годы находятся в пределах 35—40 м/сек., за период вскрытия с запаздыванием они составляют 45—50 м/сек. Материалы наблюдений над изменением скорости ветра в течение периода вскрытия показывают, что, как правило, для замедленного вскрытия водоема характерно усиление скорости ветра во второй половине периода вскрытия. Этим и объясняется интенсивное очищение водоема в конце периода вскрытия. Однако наблюдаются и исключения. Такое исключение представляет период вскрытия Горьковского водохранилища в 1963 г. В данном случае сумма скоростей ветра за период вскрытия равнялась 26,5 м/сек. Устойчивые малые скорости ветра в течение всего периода вскрытия явились причиной замедленного очищения водохранилища в этом году, несмотря на высокие положительные значения температуры воздуха.

Аналогичный анализ наблюдений над разрушением льда в период вскрытия выполнен для Чудско-Псковского озера. Поскольку озеро по гидрологическому режиму и морфометрическим характеристикам существенно отличаются от водохранилищ, естественно

было предположить, что очищение ото льда озер происходит иначе, чем водохранилищ. На рис. 4 а показан процесс разрушения льда на Чудско-Псковском озере при положительных, постепенно возрастающих значениях средней суточной температуры воздуха в течение всего периода вскрытия. Характер очищения озера ото льда при отрицательных значениях средней суточной температуры воздуха в начале периода вскрытия представлен на рис. 4 б. Графики на рис. 4 а и б показывают, что в том и другом случае разрушение льда в начале периода вскрытия на озерах происходит медленнее, чем на водохранилищах. Причиной

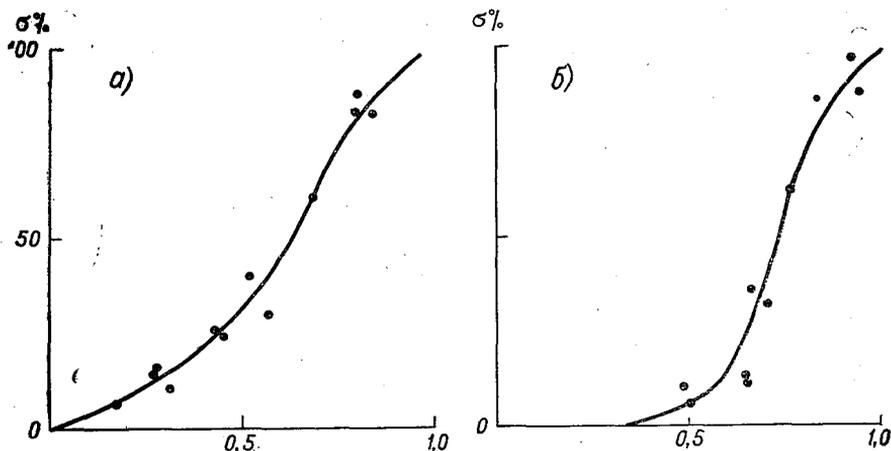


Рис. 4. Очищение ото льда больших озер.

а — при равномерном возрастании средней суточной температуры воздуха, б — при возврате холода после появления первых признаков разрушения льда.

различия, вероятно, является отсутствие направленных течений воды в озере, которые способствуют механическому разрушению льда. Результаты о характере вскрытия рассматриваемых нами водоемов не являются исчерпывающими, так как получены на ограниченном материале наблюдений. Тем не менее они могут быть использованы для ориентировочных расчетов площадей освобожденной ото льда воды за различные интервалы времени в течение периода вскрытия водоемов, аналогичных рассматриваемым.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бернадский Н. М. Теоретические вопросы расчета пруда-холодильника. Материалы по гидрологии, гидрографии и водным ресурсам СССР, вып. 5, 1931.
2. Брасловский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоздат, Л., 1954.

3. Колесников А. Г., Пивоваров А. А. К расчету осеннего охлаждения водохранилищ. ДАН, т. ХСIII, № 6, 1953.

4. Тимофеев М. П. О методике расчета температуры водоемов. Метеорология и гидрология, № 12, 1958.

5. Пиотрович В. В. Расчет сроков ледостава и очищения от льда озер и водохранилищ. Гидрометеоздат, Л., 1955.

6. Несина Л. В. Изменение метеорологического режима при создании водоемов. Тр. ГГО, вып. 167, 1965.

7. Несина Л. В. Расчет составляющих теплового баланса проектируемых водоемов. Тр. ГГО, вып. 206, 1967.

8. Зайков В. Д. Очерки по озероведению. Гидрометеоздат, Л., 1960.

*С. П. МАЛЕВСКИЙ-МАЛЕВИЧ, В. В. СИМОНОВ, И. П. СНЕГУР*

## **ОСОБЕННОСТИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НАД ВОДОЕМОМ В ПЕРИОД ВСКРЫТИЯ**

С целью изучения особенностей метеорологического и радиационного режимов водоема в период вскрытия в апреле 1967 г. были проведены экспериментальные работы на оз. Балхаш. Физико-географические особенности этого водоема благоприятны для подобного рода исследований по ряду причин: однородность прилегающей к водоему суши (полупустыня), отсутствие сколько-нибудь явно выраженного рельефа окружающей местности, преобладание ясной погоды, малая изменчивость глубин озера.

Наличие вытянутой косы, выдающейся в озеро почти на 5 км, дает возможность при постановке наблюдений на ее оголовку получить метеорологические данные, характеризующие в большей или меньшей степени условия водоема.

Малая продолжительность периода вскрытия (от появления первых разводий и трещин во льду до полного очищения озера) по сравнению со всем безледоставным периодом позволяет при таком исследовании ограничиться получением характерных значений элементов метеорологического и радиационного режимов и проведением ряда расчетов, имеющих оценочный характер. Кроме того, детальные исследования в переходные периоды в реальных условиях существенно ограничиваются большими техническими трудностями постановки и проведения наблюдений.

Наблюдения проводились с 9 по 19 IV 1967 г. с участием сотрудников ГГО и Балхашской ГМО. В течение всего периода систематические измерения велись на оголовке косы (условия водоема) и на ст. Балхаш, АМСГ в 8 км от берега (условия суши). Помимо этого, с 13 по 18 IV проводились измерения на южном берегу озера. Наиболее полная программа наблюдений проводилась на косе: градиентные измерения скорости ветра (4 уровня), температуры и влажности воздуха (2 уровня), непрерывная регистрация температуры и влажности воздуха стандартным самописцем; измерения температуры воды вблизи берега. Эти наблюдения проводились ежедневно с 8 час. 15 мин. до 16 час. 15 мин. В эти же сроки на АМСГ и пункте «Южный берег» измерялась

температура и влажность воздуха на двух уровнях, скорость ветра на одном уровне и температура поверхности суши. Кроме того, в районе косы с лодки проводились измерения альбедо и температуры поверхности воды и различных видов льда (альбедомером, радиометром), составляющих баланса длинноволновой радиации (радиометром) и температуры воды на разных глубинах (термометром сопротивления). Время и районы измерений с лодки определялись ледовой обстановкой.

Кроме наземных измерений, проводились наблюдения с вертолета, которые включали в себя регистрацию температуры и влажности воздуха и атмосферного давления (электрическим и механическим метеорографами), отраженной коротковолновой радиации (альбедомером) для расчета альбедо и восходящего потока длинноволновой радиации (радиометром) для расчета температуры поверхности и эффективного излучения.

Все измеряемые параметры записывались осциллографом К-12-21. Вертолетные подъемы (всего их было проведено 12) включали в себя вертикальные зондирования над сушей и озером (до высоты 1000 м) и горизонтальные полеты на высотах 10 (в некоторых подъемах 15 или 20 м), 50, 100 и 150 м над озером и сушей. Визуальные оценки состояния подстилающей поверхности фиксировались в бортовом журнале и представлены в табл. 1. Для соответствующих расчетов привлекались результаты регистрации суммарной радиации на Балхашской ГМО и данные радиозондирования, проводимого на АМСГ.

Анализ аэрологических данных выполнен П. А. Воронцовым и В. И. Селицкой [1], но эти результаты здесь не рассматриваются.

Таблица 1

	9 IV	10 IV	11 IV	12 IV	14 IV	15 IV	17 IV
Относительная площадь поверхности, % от площади озера:							
светло-серый лед . . . . .	95	95	87	75	69	15	—
набухший серый лед . . . . .	3	3	10	15	15	25	—
темный лед, пропитанный водой . . . . .	—	—	—	5	10	35	50
вода . . . . .	2	2	3	5	6	25	50
Среднее альбедо озера, %	26	30	24	28	24	11	7
Средняя температура поверхности, град. . . . .	-1,7	-1,7	-1,7	-1,5	-1,2	0,5	1,5
Эффективное излучение, кал/см <sup>2</sup> мин. . . . .	0,13	0,13	0,13	0,12	0,09	0,12	-0,02
Радиационный баланс, кал/см <sup>2</sup> сутки . . . . .	268	266	261	234	313	370	227
Облачность, баллы . . . . .	0/0	0/0	0/0	10/0	10/0	0/0	10/10

Об изменении балльности и цвета льда во время проведения работ можно судить по табл. 1. Первые дни наблюдений соответствуют условиям нескрывшегося водоема (площадь открытой водной поверхности не превышает несколько процентов от общей площади исследуемой центральной части озера), последние дни характеризуются значительной площадью открытой водной поверхности (до 50%).

**Температурные особенности водоема.** Наличие ледяных полей на поверхности озера и разнообразие их форм создают значительную пестроту поля температуры поверхности  $T_{\text{п}}$ . Поэтому первоочередной задачей являлось определение характерных значений величины  $T_{\text{п}}$ . Расчет величины  $T_{\text{п}}$  разных форм льда проводился по данным измерений радиационным термометром с вертолета и лодки. При этом типы льдообразований были условно классифицированы по визуальным оценкам цвета и состояния льда.

Таблица 2

Вид поверхности	$T_{\text{п}}$
Тонкий прозрачный лед (утренний заморозок) . . . . .	-2,5°
Светло-серый лед . . . . .	от 1,5 до 2°
Набухший серый лед . . . . .	-0,5°
Ледяная каша (разрушение ледяного покрова) . . . . .	от 0 до +0,2°
Темный лед, пропитанный водой . . . . .	от -0,2 до +0,2°

В результате проведенной обработки получены следующие характерные значения температуры поверхности льда (табл. 2).

В табл. 1 приведены средние значения температуры поверхности озера с учетом балльности льда и характерных значений его температуры.

Температура поверхности воды близка к 0° только у самой кромки льда или в ледяной каше, окаймляющей льдины. Уже в нескольких метрах от края льда температура воды составляет 2—3° и более. При этом характерные разности температур лед — вода составляют 3—5° за все время вскрытия (по наблюдениям с лодки и вертолета) — постепенное повышение температуры воды сопровождается повышением температуры льда, поэтому эта разность изменяется мало.

**Радиационный баланс озера.** Определение радиационного баланса вскрывающегося озера целесообразно проводить путем раздельного изучения коротковолновой и длинноволновой составляющих баланса.

Основная трудность в определении радиационного баланса состоит в пестроте и изменчивости во времени величины альбедо в связи с изменением балльности и цвета льда.

Измерения величин альbedo, проведенные с лодки и вертолета, позволили получить характерные значения альbedo разных форм льда. Эти значения приведены в табл. 3. Помимо определения величин альbedo разных форм льда, вертолетные измерения обрабатывались с целью получения средних величин альbedo всего водоема. Для этого участки лент записи отраженной радиации,

Таблица 3

Вид поверхности	А%
Светло-серый лед . . . . .	25—35
Набухший серый лед . . . . .	13—17
Темный лед, пропитанный водой . . . . .	6—7
Молодой прозрачный лед . . . . .	6—8
Вода . . . . .	6—8

полученной при полетах над озером на минимальной высоте, оцифровывались с помощью цифрового вольтметра, причем ординаты снимались через  $\frac{1}{3}$  сек. Расчет средней величины альbedo производился на ЭВМ «Урал», число отдельных случаев, входящих в усреднение, лежало в пределах 1000—3000.

Для определения величин альbedo озера использовались записи суммарной радиации, полученные на берегу (Балхашская ГМО); эти записи синхронизировались с записью отраженной радиации над озером. Средние значения альbedo озера приведены в табл. 1. Резкие изменения значений альbedo озера происходят в течение 3—4 дней (14—17 IV), по истечении которых альbedo водоема практически равно альbedo чистой воды. При этом еще около 50% площади озера занято льдом, но величины альbedo темного, пропитанного водой льда равны величинам альbedo воды.

Величины эффективного излучения водоема определялись как разность вычисленного по измеренной температуре поверхности восходящего потока длинноволновой радиации и измеренного атмосферного излучения. Значения средних величин эффективного излучения озера приведены в табл. 1 (в кал/см<sup>2</sup> мин.). Изменение этой величины в основном связано с изменением облачности.

Наличие данных регистрации суммарной радиации, измерений альbedo и эффективного излучения позволяет рассчитать величины радиационного баланса озера. На рис. 1 приведены отношения значений радиационного баланса озера к значениям радиационного баланса участков чистой воды при этих же условиях за все дни проведения измерений. Представление результатов в такой форме связано с необходимостью исключить влияние облачности на изменение радиационного баланса.

Некоторое увеличение радиационного баланса вскрывающегося озера по сравнению с условиями свободной водной поверхности 15—17 IV (отсутствие данных измерений в последующие дни не позволяет довести эту кривую до кривой, соответствующей значению 1 — условиям полностью вскрывшегося озера) объясняется тем, что, как уже сказано выше, альbedo льда достигло значений альbedo воды и эффективное излучение льда за счет разности температур лед — вода меньше эффективного излучения воды.

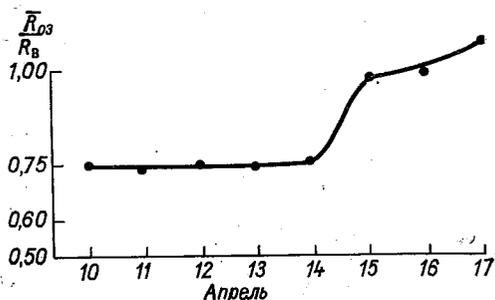


Рис. 1. Изменение отношения радиационных балансов озера в целом и участков чистой воды в течение периода наблюдений.

**Теплообмен поверхности озера с атмосферой.** В период наблюдений разность между температурой поверхности воды и суши в светлое время суток была отрицательной и составляла в утренние часы  $-5$ ,  $-10^\circ$ , постепенно увеличиваясь к 14—15 час. до  $-20$ ,  $-25^\circ$ . При переходе воздушной массы с суши на водоем происходит перестройка профиля температуры и сверхадиабатическое ее распределение над сушей сменяется инверсионным над водой [1].

Измерения на вертолете постоянно дают инверсионное распределение температуры с высотой, в то время как по наблюдениям на косе в зависимости от направления ветра получают различные по знаку вертикальные градиенты температуры. Поэтому было определено репрезентативное направление ветра путем сопоставления его с измеренными на косе градиентами температуры. Результаты этого сопоставления представлены на рис. 2. При северо-восточном и востоко-северо-восточном направлениях ветра значения метеорологических элементов, измеренных на косе, в какой-то степени характеризуют условия над водоемом. И при дальнейших расчетах во внимание принимались только случаи с этими направлениями ветра.

Малая изученность процесса обмена при инверсиях, техническая сложность определения вертикальных градиентов температуры и влажности создают значительные трудности при расчетах турбулентных потоков тепла и влаги над озером. В период вскрытия при наличии на поверхности водоема как значительных участков открытой воды, так и ледяных полей, которые под действием ветра непрерывно меняют свое месторасположение, трудно

определить с удовлетворительной точностью поток тепла к поверхности воды снизу. Кроме того, как показали дальнейшие оценки, величина этого потока примерно равна величине радиационного баланса, так что разность  $(R - B)$  близка к нулю. Эти обстоятельства практически исключают возможность использования метода теплового баланса при определении турбулентных потоков тепла и влаги.

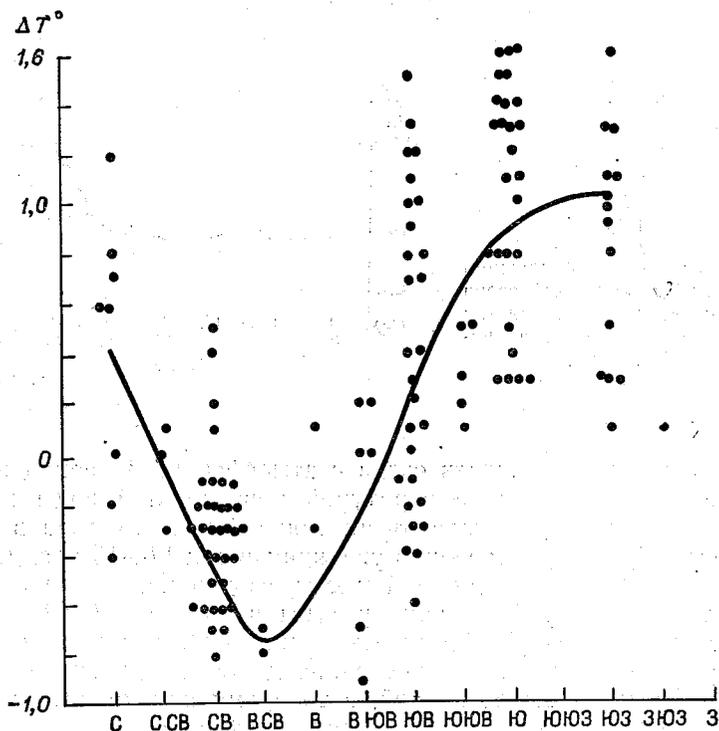


Рис. 2. Зависимость вертикального градиента температуры воздуха от направления ветра.

Имеется разработанная под руководством М. П. Тимофеева методика расчета метеоэлементов над водоемом по данным измерений на берегу [2]. Формулу, положенную в основу расчета, можно записать в виде

$$\tilde{T}(\xi, \zeta) = \Delta T_n \left[ 1 - \frac{\Gamma\left(p; \frac{\zeta^2}{4\xi}\right)}{\Gamma(p)} \right], \quad (1)$$

где

$$\zeta^2 = \left(\frac{z}{z_1}\right)^{1+2\varepsilon}; \quad \xi = \frac{\varepsilon^2 k_1 x}{4\rho^2 u_1 z_1^2}; \quad p = \frac{\varepsilon}{1+2\varepsilon}.$$

Формула (1) получена при степенной зависимости скорости ветра и коэффициента турбулентности от высоты:

$$u = u_1 \left( \frac{z}{z_1} \right)^\varepsilon; \quad k = k_1 \left( \frac{z}{z_1} \right)^{1-\varepsilon}.$$

Из формулы видно, что интенсивность перестройки поля температуры (или влажности) зависит от двух параметров:  $\varepsilon$  и  $k_1/u_1$ . На основе обработки эмпирического материала рекомендуется использовать следующие значения этих параметров:  $k_1/u_1 = 0,017$  при всех условиях устойчивости,  $\varepsilon$ , равное  $\frac{1}{13}$ ,  $\frac{1}{10}$  и  $\frac{1}{7}$  при сверхадиабатическом, нейтральном и инверсионном распределении температуры с высотой соответственно.

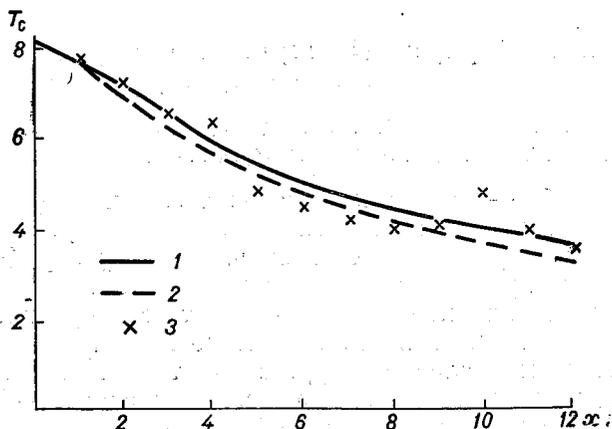


Рис. 3. Изменение температуры воздуха над озером на высоте 15 м.

1 — кривая при  $\varepsilon = \frac{1}{6}$  и  $k_1/u_1 = 0,013$ , 2 — кривая при  $\varepsilon = \frac{1}{7}$  и  $k_1/u_1 = 0,017$ , 3 — экспериментальные данные.

Представляется, однако, целесообразным для нашей задачи определить эти параметры из наблюдений, а не пользоваться средними характеристиками ( $k_1/u_1 = 0,017$ ,  $\varepsilon = \frac{1}{7}$ ). С этой целью были использованы вертолетные данные, так как на результатах наземных измерений на косе может заметно сказаться горизонтальная диффузия. Для определения численных значений  $k_1/u_1$  и  $\varepsilon$  были использованы данные одного из вертолетных подъемов, наиболее полно отвечающие требованиям эксперимента. Результаты измерений температуры над водоемом на высоте 15 м представлены на рис. 3 (кривая 3). На этом же графике нанесена теоретическая кривая 2, рассчитанная по формуле (1) при  $\varepsilon = \frac{1}{7}$  и  $k_1/u_1 = 0,017$ . Совпадение рассчитанных и экспериментальных величин получилось вполне удовлетворительное.

Во время рассматриваемого вертолетного подъема перепад температуры вода — суша составлял  $-26^\circ$ . При таких температурных контрастах над водоемом создаются инверсионные условия, которые скорее всего выше средних. Полагая, что с усилением инверсии отношение  $k_1/u_1$ , по-видимому, уменьшается, а параметр  $\varepsilon$  увеличивается, провели расчеты при значениях  $k_1/u_1=0,013$  и  $\varepsilon = \frac{1}{6}$ , результаты которых также представлены на рис. 3 (кривая 1).

Различие между кривыми 1 и 2 получилось весьма незначительное, и довольно трудно отдать предпочтение одной из рассмотренных пар параметров. Тем не менее, учитывая приведенные выше соображения, дальнейшие расчеты проводились при  $\varepsilon = \frac{1}{6}$  и  $k_1/u_1=0,013$ .

Определив из формулы (1) вертикальный градиент температуры, можно получить связанные с трансформацией воздушной массы изменения потока тепла над водной поверхностью  $\tilde{P}(x)$ . Полный поток тепла над водоемом  $P$  рассчитывается по формуле  $P = P_0 + \tilde{P}$ , где  $P_0$  — неизвестный поток тепла над сушей. Кроме того, в рассматриваемых случаях величина  $P$  определяется как малая разность двух больших величин. Поэтому определение потока тепла было произведено следующим методом.

Учитывая, что влияние нестационарности на строение нижнего приводного слоя воздуха невелико, можно надеяться, что при достаточно большом удалении от уреза имеет место квазиравновесное распределение метеозлементов в нижнем слое 15—20 м, т. е. поток тепла можно рассчитывать по формуле

$$P = - \frac{k_1 \rho c_p \varepsilon}{z_1^{1-\varepsilon} h^\varepsilon} (T_h - T_n). \quad (2)$$

Величины  $T_n$  и  $T_h$  определялись по данным вертолетных измерений при максимальном удалении от берега при полете на минимальной высоте.

Приведем рассчитанные по данным 10 подъемов вертолета величины потоков  $P$ .

Дата . . . . .	9/IV	10/IV	11/IV	12/IV	12/IV	14/IV	14/IV	15/IV	17/IV	17/IV
Время (час., мин.)	11 25	12 00	12 13	10 20	15 10	10 42	15 20	14 10	11 20	15 30
$P$ кал/см <sup>2</sup> мин. . . .	0,00	-0,03	-0,05	-0,01	-0,03	-0,03	-0,02	-0,04	-0,04	-0,02

Расчет потока влаги по аналогичной методике приводит к большим ошибкам, связанным с погрешностями измерения влажности в полете. Поэтому оценка величины затрат тепла на испарение  $LE$  была произведена по отношению Боуэна:

$$\frac{P}{LE} = \frac{c_p}{L} \frac{\Delta T}{\Delta q}. \quad (3)$$

При этом использовали измерения на косе, полагая, что погрешности, связанные с горизонтальной диффузией, при определении отношения  $\frac{\Delta T}{\Delta q}$  сказываются меньше, чем на абсолютных значениях  $\Delta T$  и  $\Delta q$ . На рис. 4 приведены величины отношения  $\frac{P}{LE}$  в зависимости от  $\Delta T_{\text{г}}$ . В период вскрытия водоема это отношение близко к  $-1$ . Аналогичные результаты были получены по данным наблюдений на Куйбышевском и Новосибирском водохранилищах. Таким образом, затраты тепла на испарение равны по величине и обратны по знаку турбулентному теплообмену.

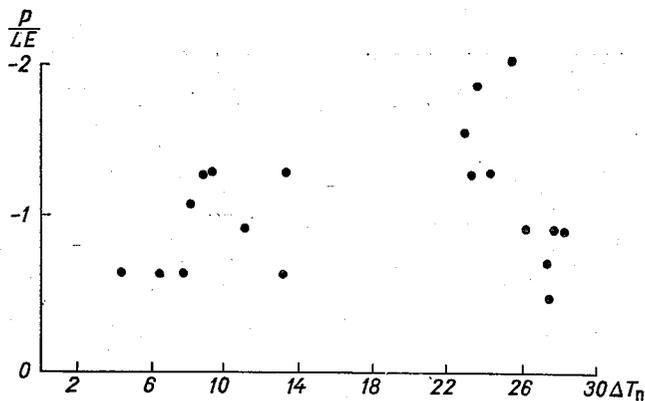


Рис. 4. Зависимость отношения Боуэна от горизонтального перепада температуры суша — озеро.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А., Селицкая В. И. О стратификации пограничного слоя в береговой зоне оз. Балхаш. Тр. ГГО, выш. 226, 1968.
2. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеоздат, Л., 1963.

## О ТРАНСФОРМАЦИИ ВОЗДУХА В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ ВОДОЕМОВ В ПЕРЕХОДНЫЕ ПЕРИОДЫ ГОДА

Свойства воздушной массы — ее температура, влажность, ветровой режим и их изменение с высотой — в основном определяются взаимодействием воздушной массы с подстилающей поверхностью. Наиболее резкие различия термических характеристик подстилающей поверхности наблюдаются в береговой зоне, следовательно, здесь же должны иметь место и наиболее значительные изменения свойств движущейся воздушной массы под влиянием процессов тепло- и влагообмена. Условия трансформации воздуха в береговой зоне и над водоемом будут зависеть от ряда факторов:

- а) пути движения воздуха над водоемом,
- б) размеров водоема,
- в) начальной стратификации воздуха,
- г) термических контрастов почва — водоем,
- д) распределения температуры поверхностного слоя на разных расстояниях от берега и вдоль береговой линии,
- е) метеорологических процессов, синоптических условий, скорости ветра, интенсивности турбулентного обмена и т. д.

Уравнение турбулентной диффузии, определяющее процесс трансформации при квазистационарных процессах над малыми водоемами, было предложено М. П. Тимофеевым [1] в виде

$$T_{x,z} = T_0 + (T_{\text{п}} - T_0) F\left(\frac{1}{L}, 2p\right). \quad (1)$$

Воздух, начальная температура которого у поверхности суши  $T_0$ , движется над водной поверхностью с температурой  $T_{\text{п}}$ , искомая температура воздуха над водной поверхностью на расстоянии  $x$  от берега и на высоте  $z$  будет  $T_{x,z}$ .

Функция  $F\left(\frac{1}{L}, 2p\right)$  описывает изменение температуры движущегося воздуха над поверхностью воды и изменяется от нуля при  $x=0$  и  $z \rightarrow \infty$  до единицы при  $x \rightarrow \infty$  и  $z=0$ . Значения параметра  $L$ ,

от которого зависит  $F$ , определяются размерами водоема, над которым протекает воздух.

Функцию  $F$  можно принять в виде

$$F = \frac{T_{x,z} - T_0}{T_{\Pi} - T_0} \quad (2)$$

Здесь сделано допущение о постоянстве температуры воздуха с высотой, что может быть оправдано только в слое не выше 10—15 м. Для относительной и приближенной характеристики интенсивности трансформации воздуха в береговой зоне водоемов с учетом фактически наблюдаемой на высоте температуры нами принят некоторый коэффициент  $A$  в виде

$$A_x = \frac{T_{x,z} - T_z}{T_{\Pi} - T_0}, \quad (3)$$

где  $T_z$  — температура над берегом или в начальной точке над водоемом на высоте  $z$ ,  $T_{x,z}$  — температура воздуха на расстоянии  $x$  от берега и на высоте  $z$ ,  $T_{\Pi} - T_0 = \Delta_0 T$  — разность температуры поверхностного слоя воды и температуры воздуха над сушей.

Обозначая  $T_z - T_{x,z} = \Delta_1 T$ , получим

$$A_x = \frac{\Delta_1 T}{\Delta_0 T}.$$

При движении воздуха над водоемом может наблюдаться его прогрев при  $\Delta_1 T > 0$  и охлаждение при  $\Delta_1 T < 0$ .

Ранее в ряде работ П. А. Воронцова [2] были изложены итоги исследования процессов трансформации над водоемами в летний период. Начиная с 1955 г. с помощью самолетов типа ЛИ-2, оборудованных специальной метеорологической аппаратурой, проводились вертикальные зондирования над водоемом и сушей и горизонтальные полеты по маршруту водоем — суша. Такие работы велись над Черным, Азовским и Карским морями, Ладожским озером, оз. Севан и Цимлянским водохранилищем. В ряде пунктов одновременно проводились шаропилотные наблюдения. Приведем краткие итоги этих исследований. Наибольшие изменения температуры воздуха  $\Delta_1 T$  при его движении с суши на водоем или с водоема на сушу будут в нижних слоях; с увеличением высоты значения  $\Delta_1 T$  будут уменьшаться.

Трансформирующее действие подстилающей поверхности на движущийся воздух будет постепенно распространяться снизу вверх с запаздыванием в более высоких слоях по времени, а следовательно, и по расстоянию от береговой линии. Высота  $h$ , на которую распространяется трансформация, будет по мере удаления от берега возрастать, пока не достигнет некоторого постоянного уровня. Например, при одном из полетов над южной частью Ладожского озера отмечалась следующая связь между высотой слоя трансформации  $h$  и расстоянием  $x$  от берега:

$x$ км . . . . .	0	5	10	20	30	40	50
$h$ м . . . . .	0	50	100	200	300	350	350

Если размеры водоема ограничены, то обратный переход воздуха с водоема на сушу будет сопровождаться постепенным восстановлением примерно первоначальных характеристик воздушной массы. Но на процесс трансформации, помимо адвекции и турбулентной диффузии, действует целый ряд других факторов.

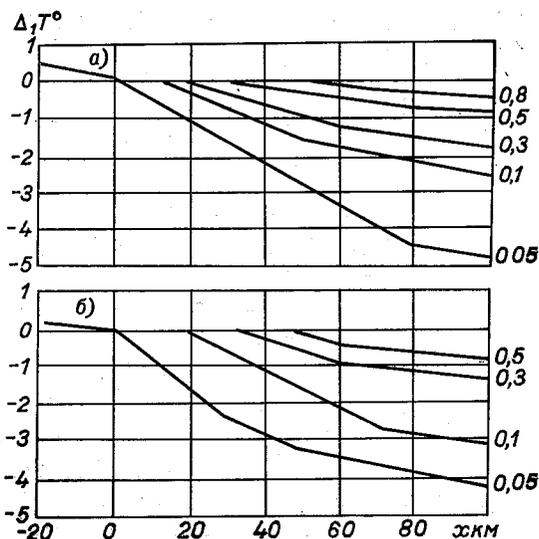


Рис. 1. Распределение  $\Delta_1 T$  над Ладожским озером при квазистационарных процессах и при ветре с берега.

а — 12—14 час. 23 VII 1957 г., б — 12—14 час. 26 VIII 1957 г.

В береговой зоне водоема, особенно в летний период, часто наблюдается бризовая циркуляция, захватывающая относительно большие участки суши и водоема.

Бриз представляет весьма сложное сочетание горизонтальных и вертикальных движений воздуха с упорядоченными восходящими потоками над сушей и нисходящими над водоемом и сменой направления ветра и знака горизонтального градиента температуры с высотой на обратное наземному. При береговом бризе в нижнем слое  $\Delta_0 T > 0$  и  $\Delta_1 T < 0$ , в слое поворота ветра  $\Delta_1 T = 0$  и выше, в обратной ветви бризовой циркуляции  $\Delta_1 T > 0$ . При дневном бризе отмечается противоположное распределение знаков  $\Delta_1 T$ .

Над водоемами, расположенными в горных районах, например над оз. Севан, часто имеет место наложение на процесс трансформации основного потока адвекции воздуха, переваливающего через горные хребты и стекающего к озеру по боковым ущельям. При этом наблюдались значительные фёновые эффекты с уровнями 0,1—0,2 км.

Таким образом, экспериментальные данные показывают, что процесс трансформации воздуха в береговой зоне водоемов часто протекает весьма сложно и находится не только под непосредственным воздействием подстилающей поверхности в виде перечисленных выше факторов, но и под косвенным ее воздействием в виде вертикальных движений воздуха, бризовых циркуляций, адвекции воздуха с боков и через окружающие водоем возвышенности, а также процессов конденсации и испарения водяного пара. Поэтому чем больше слой трансформирующегося над водоемом воздуха, тем сложнее процесс и тем труднее учесть, даже качественно, роль отдельных факторов, определяющих этот процесс.

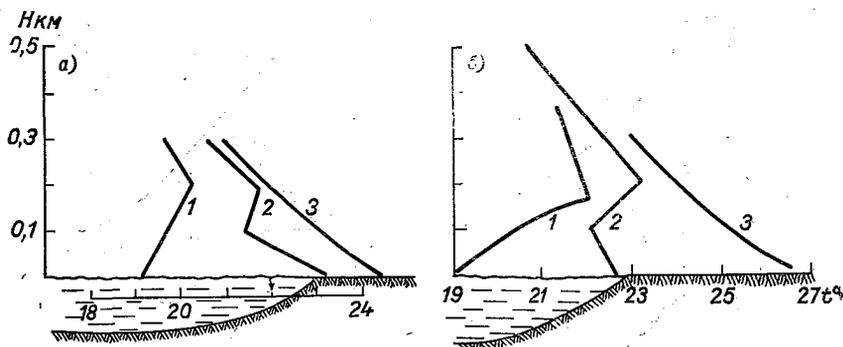


Рис. 2. Профили температуры воздуха над разными участками Ладожского озера в полуденные часы.

*а* — 29 июля, *б* — 2 августа. 1 — 40–50 км от берега, 2 — 5–15 км от берега, 3 — р. Волхов.

Приведем несколько примеров, иллюстрирующих процесс трансформации над водоемами.

На рис. 1 показано распределение  $\Delta_1 T$  над некоторыми водоемами при квазистационарных условиях.

На рис. 2 даны профили температуры воздуха при его движении в летнее время с холодной части Ладожского озера с приводной инверсией (кривая 1) на более мелководную, а следовательно, и более теплую южную часть озера в районе Новой Ладоги с поднятой инверсией (кривая 2), а также профиль температуры в районе Волхова в 22 км от берега озера (кривая 3). Здесь показана роль температуры воды в разных частях водоема.

Перейдем к анализу процессов трансформации масс воздуха в переходные периоды года — весенний и осенний. Переходные периоды интересны тем, что в это время имеют место значительные контрасты в режиме температуры и влажности водоема и суши. Весной при относительно низких температурах воды водоема могут наблюдаться высокие температуры воздуха над сушей, осенью имеет место обратное соотношение.

Рассмотрим результаты экспедиционных исследований в первую очередь над относительно крупными водоемами, где процесс

трансформации выражен более отчетливо, а затем над сравнительно мелкими водоемами, где на трансформацию воздуха накладывается ряд других факторов, учесть которые не всегда удается.

В октябре — ноябре 1960 г. было проведено несколько полетов на самолете ЛИ-2 по маршруту Волхов — Новая Ладога — Сухо, маяк. Подробно результаты исследования трансформации в рассматриваемый период изложены в работе [3], в настоящей статье приведем только основные итоги работы.

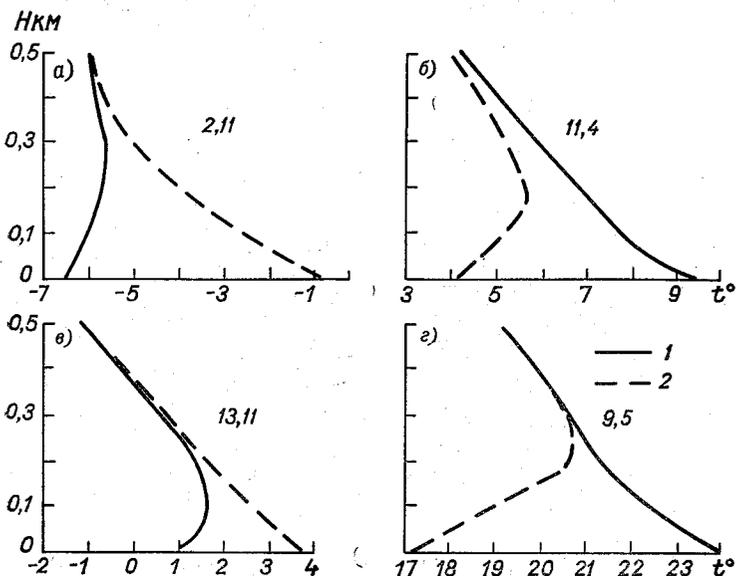


Рис. 3. Типовые профили температуры воздуха.

а — Ладожское озеро, б — оз. Балхаш, в — Куйбышевское водохранилище, г — Цимлянское. 1 — берег, 2 — водоем.

В этот период над относительно теплой водной поверхностью (Сухо, маяк) во всех случаях наблюдались сверхадиабатические значения  $\gamma$ , часто близкие к 2—3° в нижнем слое 100 м, неустойчивое состояние над озером распространялось до высоты 200—300 м. Над сушей  $\gamma=0,3\div 0,5^\circ$ , а в некоторых случаях развивалась инверсия температуры. Типовая стратификация дана на рис. 3 а. Здесь интересно отметить, что, несмотря на неустойчивое состояние воздуха над озером, турбулентность в районе Сухо, маяк или отсутствовала, или была слабой (1 балл); над береговой зоной и в районе Волхова, несмотря на устойчивость, наблюдалось усиление турбулентного состояния, причем часто на верхней границе инверсионного слоя.

Температура воздуха в районе г. Новой Ладоги, лежащего на берегу Ладожского озера, резко колебалась в зависимости от на-

правления ветра и практически была средней между температурами воздуха над Волховом и Сухо, маяк. Средние величины изменения температуры воздуха  $\Delta_1 T$  на пути длиной 60 км (расстояние между Сухо, маяк и Волховом) при теплой адвекции на уровне 2 м составили 6,5°, на уровне 200 м — всего 2,0°, при холодной адвекции — соответственно 4,0 и 1,0°. На высоте 400 м различия в температурах воздуха были близки к нулю или находились в пределах точности метода.

Таблица 1  
Значения  $\Delta_1 T$  между станциями Сухо, маяк и Новая Ладога

Адвекция	Дата	Высота, км						
		0,0	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
Теплая	18 X	4,0	2,7	1,6	0,8	0,4	0,1	0,0
	1 XI	4,6	3,2	2,3	1,4	0,5	0,2	0,0
Холодная	25 X	2,8	2,0	1,7	1,2	0,4	0,2	0,1
	2 XI	4,0	3,0	2,4	1,2	0,4	0,1	0,0
Средняя		3,8	2,7	2,0	1,2	0,4	0,1	0,0

Изменение температуры воздуха на разных уровнях над озером дано в табл. 1.

Интересным является то, что  $\Delta_1 T$  при холодной и теплой адвекции имеет в некоторых случаях примерно одинаковые значения. Вызвано это, очевидно, резким изменением температуры воды между глубоководной частью Ладожского озера к северу от Сухо, маяк и мелководной его частью между Сухо, маяк и Новой Ладогой.

Следующая серия исследований условий трансформации была проведена с 9 по 17 IV 1967 г. в районе оз. Балхаш.

Подробный разбор особенностей стратификации пограничного слоя в этом районе был сделан в работе [4]. Здесь приведем только краткие выводы.

Значительные контрасты между температурой суши и водоема в районе оз. Балхаш наблюдались только в дневные часы, ночью разность температур была мала. Типовая стратификация над оз. Балхаш дана на рис. 3 б. Над озером в дневное время имеет место инверсия температуры, развивающаяся до высоты 150—200 м с повышением температуры до 3—3,5° при ветре с озера и до 1,5° при ветре с суши. Более мощная инверсия при ветре с озера обусловлена, очевидно, более продолжительным временем прохождения воздуха над холодным водоемом. Над сушей в полуденные часы наблюдалось неустойчивое состояние до 100—150 м.

Средние изменения температуры воздуха  $\Delta_1 T$  на пути 25 км на высоте 2 м составляют при ветре с суши 5,3°, при ветре с озера 6,0°. Уровень, до которого распространялась трансформация воздуха под влиянием водоема, равнялся при ветре с суши приблизи-

тельно 400 м, при ветре с озера — всего 150—200 м. Сопоставим изменение величин  $A_x$ , отнесенное к единице расстояния (в нашем случае за единицу принято 10 км).

Значения  $A_x$  вычислены по формуле

$$A_x = \frac{\Delta T_z}{\Delta_0 T}$$

для оз. Балхаш и Ладожского озера.

Коэффициент  $A$  дает возможность, зная разность между  $T_{II}$  и  $T_0$  и распределение температуры воздуха по высоте  $T_z$  над начальной точкой движения воздуха, хотя бы ориентировочно определить величину  $T_{z,x}$  на разных расстояниях от начальной точки движения  $x$  в пределах до 50—60 км и на разных высотах  $z$  до уровня 200—300 м, считая линейным изменение  $T_{z,x}$  на расстоянии  $x$ .

Таблица 2

Средние значения  $A$  в береговой зоне Ладожского озера и оз. Балхаш

Водоем	Адвекция	Высота, км								x км	$\Delta_0 T$
		0,0	0,05	0,1	0,15	0,2	0,3	0,4	0,5		
Ладожское озеро	Теплая	0,14	0,10	0,07	0,06	0,04	0,02	0,01	0,0	60	8,2°
	Холодная	0,12	0,09	0,08	0,07	0,05	0,03	0,01	0,0	60	6,6°
оз. Балхаш	Теплая	0,29	0,21	0,16	0,11	0,08	0,04	0,03	0,00	25	7,3°
	Холодная	0,25	0,12	0,05	0,02	0,01	0,0	0,0	0,0	25	9,9°

Над оз. Балхаш значения коэффициента  $A$  получились большими, чем над Ладожским озером, особенно при теплой адвекции, когда в прогревом воздухе, перемещающемся с суши, имеет место интенсивное турбулентное перемешивание (табл. 2).

На рис. 4 приведены значения  $A$  для некоторых водоемов, рассчитанные по той же методике. Как видно, величины  $A$ , только

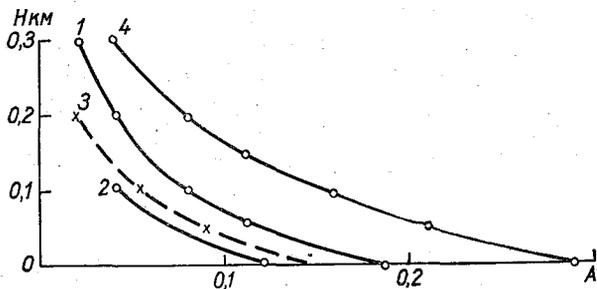


Рис. 4. Значения  $A = \frac{\Delta T_z}{\Delta_0 T}$  для некоторых водоемов.

1 — Ладожское озеро (июль), 2 — Карское море, 3 — Кольский залив, 4 — оз. Балхаш.

над оз. Балхаш, резко отличаются от величин  $A$  над другими водоемами. Величины  $A$  для Ладожского озера в летний и осенний периоды меняются в сравнительно небольших пределах. Относительно близки между собой значения  $A$  для Карского моря (август) и Кольского залива (январь—февраль). При полетах над оз. Балхаш были получены некоторые характеристики трансформации поля влажности в береговой зоне.

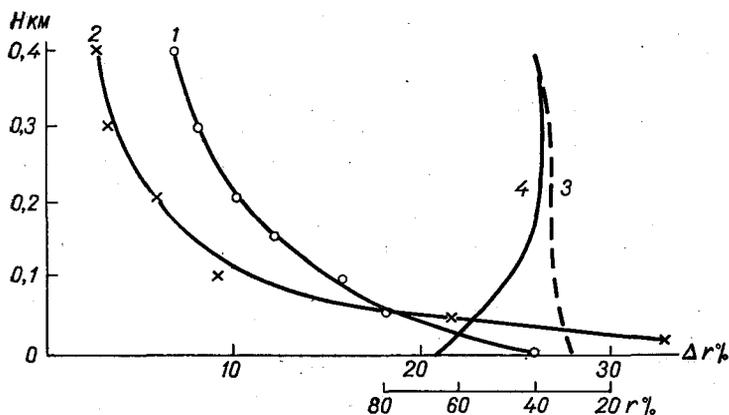


Рис. 5. Распределение  $r$  и  $\Delta r = r_c - r_b$  над оз. Балхаш.  
1 — холодная адвекция, 2 — теплая адвекция, 3 — суша, 4 — водоем.

На рис. 5 даны профиль относительной влажности  $r$  над оз. Балхаш и сушей при теплой адвекции в слое 0,4 км и изменение относительной влажности  $\Delta r$  при переходе с суши на водоем для теплой и холодной адвекции.

Следует отметить, что изменение удельной влажности в массе воздуха, перемещающегося с суши на водоем и обратно, сравнительно невелико, в то время как относительная влажность изменяется в значительно больших пределах. Это указывает на то, что процесс испарения влаги с водной поверхности происходит сравнительно слабо (теплая адвекция). Наличие же относительно сухой почвы на берегах оз. Балхаш также не увеличивает содержания влаги в воздухе, хотя прогрев воздуха идет относительно быстро.

Очевидно, инверсия температуры в массе воздуха, движущегося на водоем с суши (теплая адвекция), ослабляет турбулентное перемешивание, и изменение относительной влажности идет медленнее. Рассмотрим условия трансформации воздуха над искусственными водоемами. К ним отнесены такие водохранилища, как Цимлянское и Куйбышевское, над которыми также проводилось аэрологическое зондирование.

Характерной особенностью такого типа водоемов является их

относительно небольшая ширина при значительной длине, извилистом фарватере и обычно резко меняющихся глубинах.

Над этими водохранилищами отмечается так называемый береговой эффект, который часто деформирует процесс трансформации. Под береговым эффектом будем подразумевать процесс наложения (или вторжения) на поток воздуха, движущегося вдоль водохранилища, воздуха, перемещающегося с берега. В этом случае, используя принятую нами методику и аппаратуру, при ширине водоема 3—5 км уже с высоты 10—20 м практически нельзя уловить заметных различий в температуре и влажности воздуха над водоемом и сушей.

Только на широких участках таких водоемов удается более или менее отчетливо проследить процесс трансформации.

Цимлянское водохранилище. Исследования здесь проводились в мае 1963 г. с помощью вертолета МИ-1, оборудованного электрметеорографом и механическим метеорографом. Все полеты совершались над южной, наиболее широкой частью водохранилища (шириной до 25 км), прилегающей к плотине Цимлянской ГЭС.

Горизонтальное зондирование проводилось по маршруту Цимлянское ГМО — пос. Приморский на высотах 10, 30, 50 и 100 м, вертикальное зондирование — над сушей и водоемом на высоте до 1 км.

Период наблюдений характеризовался сравнительно большими контрастами температур воды и воздуха над сушей. Например, в 15 час. 9 V 1963 г. температура воздуха над сушей была 24,9°, температура почвы 34°, а температура воды в 2 км от берега — около 6°.

Разбор отдельных случаев трансформации воздуха в рассматриваемом районе сделан в работе Д. А. Коновалова [5]. В настоящей статье дадим только некоторые обобщающие результаты исследований. По данным вертолетного зондирования было установлено, что при движении воздуха на пути около 25 км над водоемом в период с 6 по 10 V 1963 г. охлаждение воздуха часто достигало 5—6° и распространялось до высоты 200 м, но особенно заметное его охлаждение наблюдалось до 50 м.

Над водоемом отмечалась инверсия температуры в слое до 200 м до 2—3° и повышение относительной влажности внизу на 25—30%.

Перейдя на сушу на противоположном берегу водоема, воздух на пути около 10 км полностью восстанавливал свои свойства, т. е. вместо инверсии снова имели место сверхадиабатические величины вертикального градиента температуры и относительная влажность достигала начальных значений.

Переход воздуха на водоем сопровождался значительным ослаблением турбулентного обмена, а при движении воздуха на сушу в нем развивалась интенсивная турбулентность, в результате чего восстановление первоначальных характеристик воздушной массы происходило на пути, примерно в 2 раза меньшем, чем охлаждение над водоемом.

На рис. 3 г приведены типичные профили температуры воздуха над водоемом и суши в Цимлянске. Но значительные колебания размеров водоема по разным румбам, большие различия в физико-географическом строении подстилающей поверхности в районе водоема, резко меняющиеся глубины водоема, а следовательно, и разные температуры поверхности воды создают большие контрасты в процессах трансформации движущегося над водоемом воздуха.

Более четкие характеристики процесса трансформации получаются при изучении движения воздуха с водоема на сушу.

Таблица 3

Рост температуры воздуха  $\Delta_1 T^\circ$ , уменьшение относительной влажности  $\Delta r\%$  на пути  $x = 8$  км над сушией (5—9 V 1963 г.), Цимлянское водохранилище

Элемент	Высота, м				Число случаев
	10	30	50	100	
$\Delta_1 T^\circ$	3,4	1,9	1,4	0,5	4
$\Delta r\%$	19	12	9	3	4
$A$ $\Delta_0 T = 15^\circ$	0,29	0,15	0,12	0,04	

В табл. 3 приведены величины повышения температуры и уменьшения относительной влажности при движении воздуха на пути около 8 км над сушией и значения коэффициента  $A$  в полуденные часы.

Процесс трансформации в нижнем слое (до 20—30 м над сушией) идет весьма интенсивно, и величины абсолютного повышения температуры здесь получились значительно большими, чем при охлаждении воздуха над водоемом. Судя по ходу коэффициента  $A$ , с уровня 50 м интенсивность процесса трансформации весьма близка к средним его значениям над другими водоемами (табл. 2 и рис. 4).

Куйбышевское водохранилище. Над водоемом аэрологические исследования условий трансформации проводились дважды: с 29 V по 3 VI 1964 г. и с 30 X по 13 XI 1966 г.

В 1964 г. полеты над Куйбышевским водохранилищем проводились над относительно широкой частью водоема в районе Ульяновского плёса примерно по той же программе, что и над Цимлянским водохранилищем. Вертолет был оборудован электрометеорографом и механическим метеорографом. Горизонтальные полеты совершались по направлению ветра от точки ПОМ (пункт открытого моря) на сушу в район контрольного пункта (КП). В момент пересечения береговой линии, КП или ПОМ на ленте электрометеорографа производилась засечка, и по ней определялись все метеорологические характеристики.

Температура воздуха в рассматриваемый период менялась в относительно больших пределах, температура воды — в пределах от 13 до 15°; часто имели место сравнительно большие контрасты термического режима вода — воздух.

Распределение  $t^\circ$  и  $r\%$ .

Н м	29 V, 11 час.						1 VI,	
	ПОМ		Урез воды		КП		ПОМ	
	$t$	$r$	$t$	$r$	$t$	$r$	$t$	$r$
15	15,2	—	16,1	80	16,1	77	18,2	75
30	15,9	77	16,1	77	16,3	77	19,8	69
50	15,6	80	16,0	80	15,6	83	20,5	51
100	15,3	81	15,1	83	15,1	83	19,7	50

Ввиду небольшого числа зондирований над Куйбышевским водохранилищем в мае — июне 1964 г. приведем не средние данные, а результаты отдельных полетов по горизонтали.

Наиболее четко условия трансформации были выявлены при двукратном зондировании 1 VI. В этот день наблюдалась облачность 4—9 баллов кучевых форм, ветер западный 10—12 м/сек., температура воздуха 24—25°, температура воды 14°. Полет совершался по направлению ветра от ПОМ на восток над водоемом на расстоянии 16—17 км от берега и далее в глубь суши на 8—10 км до КП, где производился разворот, набор высоты и начинался полет в обратном направлении.

Полет 29 V в 11 час. интересен тем, что происходил при ветре с суши (юго-восточного направления). Отмечалась облачность 9—10 баллов, относительно низкая температура воздуха — всего 17—18° и температура воды 14°. Результаты горизонтального зондирования даны в табл. 4.

Для более наглядного представления условий трансформации масс воздуха над Куйбышевским водохранилищем при западном ветре 10 м/сек. приведены данные за 1 VI (табл. 5).

Таблица 5

Изменение температуры воздуха  $\Delta_1 T$  с высотой между контрольными точками над Куйбышевским водохранилищем 1 VI 1964 г.

Участок	Элемент	Высота, м							
		15	30	50	100	15	30	50	100
ПОМ — берег	$\Delta_1 T^\circ$	—1,19	—2,4	—1,7	—0,6	—2,9	—1,6	—0,8	—0,1
	$\frac{\Delta_1 T^\circ}{x}$	—0,12	—0,15	—0,10	—0,04	—0,18	—0,10	—0,05	—0,01
Берег — КП	$\Delta_1 T^\circ$	3,7	0,8	0,1	—0,7	2,6	1,1	0,2	—0,6
	$\frac{\Delta_1 T^\circ}{x}$	0,46	0,10	0,013	—0,09	0,32	0,14	0,03	—0,08

## над Куйбышевским водохранилищем

12 час.				1 VI, 16 час.					
Урез воды		КП		ПОМ		Урез воды		КП	
<i>t</i>	<i>r</i>	<i>t</i>	<i>r</i>	<i>t</i>	<i>r</i>	<i>t</i>	<i>r</i>	<i>t</i>	<i>r</i>
16,3	77	19,0	55	25,5	69	22,6	72	25,2	48
17,4	71	18,2	61	25,2	54	23,6	54	24,7	46
18,8	74	18,9	66	25,2	40	24,4	41	24,6	48
19,1	68	18,4	61	24,7	44	24,6	42	24,0	42

Над водоемом развилась инверсия температуры над точкой ПОМ до высоты 50 м, над берегом высота инверсии увеличилась до 100 м, над сушей на расстоянии 8 км инверсия исчезла и наблюдалось неустойчивое состояние воздуха.

Данных об интенсивности трансформации воздуха при его движении от западного берега до центра водоема (точка ПОМ) нет, но на отрезке пути от точки ПОМ до восточного берега на расстоянии 16—17 км продолжалось охлаждение воздуха с максимумом  $\Delta_1 T$  на уровне 15 м (ниже измерения отсутствовали) и некоторым уменьшением  $\Delta_1 T$  с высотой.

При переходе на сушу на пути около 8 км имел место значительный прогрев масс воздуха вследствие интенсивного развития турбулентного перемешивания. Следует отметить, что при переходе воздуха на сушу понижение температуры на высоте 100 м по сравнению с температурой над берегом при общем нагреве воздуха снизу можно объяснить только наличием турбулентного перемешивания с установлением  $\gamma = 1 \div 1,2^\circ$  и переносом тепла также сверху вниз.

Из табл. 5 также следует, что над сушей интенсивность прогрева воздуха на 1 км пути в самом нижнем слое примерно в 2 раза больше, чем интенсивность охлаждения воздуха над водоемом.

Над Куйбышевским водохранилищем, как и над другими водоемами, имеют место инверсия температуры над холодной водой и слой с неустойчивым состоянием воздуха над сушей с величинами  $\gamma = 1,8^\circ$  в слое до 100 м и  $\gamma = 0,92^\circ$  в слое 100—200 м. Средняя температура воздуха над водоемом была приблизительно  $-3^\circ$ . Анализ результатов горизонтального зондирования в осенний период 1966 г. не позволяет выделить четкие условия трансформации. Это было вызвано значительным изменением методики полетов, совершавшихся в основном вдоль водоема и в первую очередь с целью определения составляющих радиационного баланса.

По имеющимся отдельным измерениям можно только ориентировочно судить о величине понижения температуры воздуха при

переходе с суши на водоем. Эти величины имеют следующие значения:

Высота, м . . . . .	50	100	200
$\Delta_1 T^\circ$ . . . . .	1,1	0,7	0,5

В заключение отметим наличие значительных пульсаций температуры воздуха, отмеченных на записях электрометеорографа только над водоемом Цимлянского водохранилища и над водоемом и сушей в районе оз. Балхаш в самых широких слоях атмосферы.

Характеристика условий, при которых развивались пульсации температуры, приведена в табл. 6.

Таблица 6

Средние значения  $\sigma_t$ ,  $\tau$  сек.,  $\lambda$  м,  $\gamma^\circ/100$  м и значения  $\sigma_t^{\circ} \max$  в береговой зоне оз. Балхаш

H м	Озеро						Суша					
	$\sigma_t^\circ$	$\sigma_t^{\circ} \max$	$\tau$ сек.	$\lambda$ м	$\gamma^\circ/100$ м	$n$	$\sigma_t^\circ$	$\sigma_t^{\circ} \max$	$\tau$ сек.	$\lambda$ м	$\gamma^\circ/100$ м	$n$
20	0,30	0,82	0,72	18	-2,4	173	0,37	0,92	0,80	20	1,2	220
50	0,58	1,10	0,52	13	-2,2	46	0,37	1,03	0,99	25	1,1	102
100	—	—	—	—	—	—	0,50	1,30	0,97	24	1,1	34

Здесь  $\sigma_t^\circ$  — средние отклонения пульсаций температуры воздуха от ее средней величины на данной площадке,  $\sigma_t^{\circ} \max$  — максимальные величины  $\sigma_t^\circ$ ,  $\tau$  — период пульсаций в секундах,  $\lambda = \tau v$  — горизонтальная составляющая длины волны,  $v$  — скорость вертолета,  $\gamma$  — вертикальный температурный градиент в  $^\circ/100$  м,  $n$  — число переломных точек на записи пульсаций температуры.

Таблица 6 составлена по данным шести полетов на 14 площадках, где были зарегистрированы пульсации температуры воздуха.

Следует прежде всего отметить наличие пульсаций температуры воздуха над озером при инверсии температуры как при тепловой, так и при холодной адвекции.

При подъемах 14 IV в 9 час. 30 мин. и 14 час. пульсации температуры были настолько значительны, что улавливались даже механическим метеорографом, причем по электрометеорографу  $\sigma_t$  составляло 0,37 и 0,30 $^\circ$ , а по механическому 0,62 и 0,92 $^\circ$ , соответственно периоды пульсаций  $\tau$  были 0,93 и 0,67 сек. и 52 и 57 сек. Таким образом, на фоне микропульсаций с  $\lambda = 20 \div 25$  м имели место мезомасштабные пульсации с  $\lambda = 1,6 \div 1,7$  км и с величинами  $\sigma_t$ , в 2—3 раза большими. Повторяемость значительных пульсаций температуры ( $\sigma_t \leq 0,5^\circ$ ) составила на уровне 20 м над озером 17%, над сушей 25%, на уровне 50 м над озером 49%, над

сушей 29%. Следует отметить, что по измерениям в районе пос. Воейково и в г. Советске Тульской области, в слое 100—500 м повторяемость  $\sigma_t = 0,5^\circ$  составила всего 2%, т. е. такие большие значения пульсаций здесь практически не встречались. Аналогичные измерения над Цимлянским водохранилищем были проведены Д. А. Коноваловым [5] в мае 1963 г. Здесь на уровне 10 м над водоемом были зарегистрированы пульсации температуры  $\sigma_t = 1,25^\circ$ , т. е. еще большие, чем над оз. Балхаш, причем на уровне 30 м (следующая высота полета) эти пульсации уже отсутствовали.

В настоящее время еще нет окончательного объяснения физических условий возникновения столь больших пульсаций температуры, но поскольку они наблюдаются на сравнительно малых высотах, причиной их образования в первую очередь должна быть термическая неоднородность подстилающей поверхности. Полеты над оз. Балхаш совершались в условиях, когда часть водоема, покрытая загрязненным битым льдом, примыкала к открытой части, что уже при значительной высоте солнца в этот период года должно создавать большие контрасты температур воздуха по горизонтали. Пульсации температуры над сушей также должны быть обусловлены термическими контрастами отдельных участков подстилающей поверхности.

В заключение приведем краткие итоги выполненной работы.

Все приведенные ниже положения будут относиться к процессам трансформации воздуха при квазистационарных условиях в береговой зоне водоемов и к слою толщиной не более 200—300 м.

Под квазистационарными условиями будем понимать наличие однородной воздушной массы без фронтальных разделов, маломеняющееся в слое до 300—400 м направление ветра, отсутствие бризовой и других местных циркуляций, равномерное распределение температуры воды по водоему.

Слой 200—300 м взят исходя из того, что выше редко имеют место квазистационарные условия и что, кроме того, используемая аппаратура не могла обеспечить надежной точности измерений разностей температур и влажности по горизонтали, так как разности на высотах 400—500 м обычно находились в пределах погрешности метода.

В полуденные часы переходных периодов года над незамерзающими водоемами размерами не менее 15—20 км при указанных выше условиях всегда имеют место максимальные различия в термическом режиме и режиме влажности над сушей на расстоянии 8—10 км от берега и примерно центральной частью небольших водоемов. Весной над холодным водоемом развивается инверсия температуры в среднем до высоты 200—300 м, а осенью над теплым водоемом формируется слой воздуха с неустойчивым состоянием до уровня 100—150 м. Над сушей распределение температуры имеет обратный ход. В зависимости от направления ветра зона максимума разности температур водоем — суша может смещаться ближе к подветренному берегу.

Распределение относительной влажности имеет более сложный характер, но над водоемом она всегда в нижних 150—200 м несколько выше, чем над сушей, разность между относительной влажностью у водной поверхности и поверхности суши может достигать в среднем до 20—30%, причем чем суше воздух, перемещающийся на водоем, тем интенсивнее происходит рост относительной влажности. Поскольку рост абсолютной влажности в массах воздуха, смещающегося на водоем, невелик, процесс испарения с поверхности водоема в переходные периоды года значительно ослаблен.

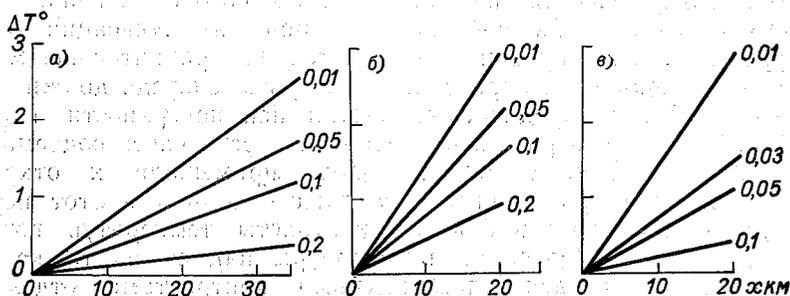


Рис. 6. Условия трансформации воздуха над водоемами.  
 а — Ладожское озеро (осень), б — оз. Балхаш, в — Цимлянское водохранилище.

Процесс трансформаций воздуха над водоемом при прочих равных условиях протекает примерно вдвое медленнее, чем над сушей, в основном за счет интенсивности турбулентного обмена над сушей в полуденные часы.

В первом приближении можно ориентировочно подсчитать температуру воздуха  $T_{x,z}$  на расстоянии  $x$  от берега в пределах до 50—60 км и на высоте  $z$  до уровня 200—300 м по соотношению

$$T_{x,z} - T_z = A(T_{\Pi} - T_0),$$

где величина коэффициента  $A$  может быть взята из таблиц и графиков, приведенных в данной статье. Все наши расчеты относятся к условиям, когда  $T_{\Pi} - T_0 \geq 5^\circ$ , при меньших значениях  $\Delta_0 T$  процесс трансформации не изучался.

На рис. 6 приведены для некоторых водоемов значения  $\Delta_1 T = T_{x,z} - T_z$  для разных высот  $z$  в зависимости от пути движения воздуха над водоемом  $x$  при  $T_{\Pi} - T_0 = 5^\circ$ . Если  $\Delta_1 T > 5^\circ$ , то нужно пропорционально увеличить  $\Delta_1 T$ . Графики построены в предположении прямой пропорциональности величины  $\Delta_1 T$  и длины пути при перемещении воздуха с суши на водоем. В первом приближении принято допущение, что трансформация в слое до 200 м происходит одновременно на всех высотах, но абсолютные значения  $\Delta_1 T$  будут для каждой высоты и водоема свои.

В среднем условия трансформации на разных водоемах, приведенные к  $\Delta_0 T = 5^\circ$ , сравнительно мало отличаются между собой.

Например, при  $x=20$  км на уровне 100 м над Ладогой  $\Delta_1 T=0,7^\circ$ , над Балхашем  $\Delta_1 T=1,5^\circ$ , над Цимлянским водохранилищем  $\Delta_1 T=0,4^\circ$ , над Куйбышевским водохранилищем  $\Delta_1 T=0,7^\circ$ . Над Ладогой летом  $\Delta_1 T=0,8^\circ$ , над Карским морем  $\Delta_1 T=0,6^\circ$ . Выделяются только данные для оз. Балхаш, что, очевидно, связано, как указано выше, с неустойчивым состоянием воздуха над сушей и интенсивным его перемешиванием в нижнем слое 100 м.

В работе также отмечается наличие сравнительно интенсивных пульсаций температуры.

В период проведения исследований по данной теме не изучался ветровой режим, поэтому этот вопрос в работе не затронут.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Тимофеев М. П. О трансформации воздуха над водоемами. Метеорология и гидрология, № 6, 1955.
2. Воронцов П. А. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1960.
3. Воронцов П. А. О трансформации пограничного слоя в береговой зоне над Ладожским озером в осенний период. Тр. ГГО, вып. 206, 1967.
4. Воронцов П. А., Селицкая В. И. О стратификации пограничного слоя в береговой зоне оз. Балхаш. Тр. ГГО, вып. 226, 1968.
5. Коновалов Д. А. Некоторые особенности трансформации воздушного потока над Цимлянским водохранилищем в весенний период. Тр. ГГО, вып. 167, 1965.

Т. В. КИРИЛЛОВА, С. П. МАЛЕВСКИЙ-МАЛЕВИЧ, Л. В. НЕСИНА

## О РАСЧЕТЕ ИСПАРЕНИЯ С ВОДОЕМОВ ЗА БЕЗЛЕДОСТАВНЫЙ ПЕРИОД

Известно, что при проведении систематических метеорологических, гидрологических и актинометрических наблюдений на замкнутых малопроточных водоемах можно определить величины испарения с водной поверхности методом теплового баланса. При благоприятных обстоятельствах, определяемых гидрометеорологическими условиями, этот метод может быть принят в качестве условного эталона, так как метод не имеет принципиальных недостатков.

В то же время применение метода теплового баланса ограничивается определенными минимальными интервалами осреднения исходных данных, не позволяющими применять его для определения испарения или турбулентного потока тепла за малые промежутки времени и тем более интенсивности этих потоков. Причиной этого являются большие погрешности определения потока тепла в воде за малые промежутки времени.

Помимо этого, определение искомых потоков из уравнения

$$LE + P = R - B,$$

где  $LE$  — затраты тепла на испарение,  $P$  — турбулентный теплообмен с атмосферой,  $B$  — затраты тепла на прогревание водной массы,  $R$  — радиационный баланс, с последующим разделением их при помощи отношения

$$\frac{P}{LE} = \frac{c_p}{L} \frac{\Delta T}{\Delta q}$$

делает невозможным применение метода при  $R=B$ , так как в этом случае потоки  $LE$  и  $P$  могут быть равны нулю или между собой, но иметь противоположные знаки.

В случае близких величин  $R$  и  $B$  метод теплового баланса может дать большие относительные погрешности расчета  $LE$  и  $P$

и в таких условиях тоже не может быть рекомендован. Для иллюстрации точности расчета  $LE$  методом теплового баланса при различных метеорологических условиях приведем расчет относительной ошибки  $\frac{\Delta E}{E}$  для разных месяцев года (рис. 1).

Применимость метода теплового баланса можно проиллюстрировать также определением отношения Боуэна для крупных озер и водохранилищ на основании измерений градиентов температуры и влажности. Приведем расчет отношения  $\frac{c_p}{L} \frac{\Delta T}{\Delta q}$  на основании данных измерений на Куйбышевском и Новосибирском водохранилищах и оз. Балхаш:

Период . . . . .	Вскрытия	Весна	Лето	Осень	Замерзания
Отношение Боуэна	-1,0	-0,2	0,1	0,4	1,0

На основании рис. 1 и полученных данных можно сделать вывод о непригодности метода теплового баланса для расчета  $P$  и  $LE$  в период вскрытия водоема и весной. Другие соображения заставляют отказаться от применения этого метода и в период замерзания (наличие температурно-неоднородной поверхности водоема, трудности учета тепла фазовых переходов и оценки величины  $B$ , невозможность проведения систематических наблюдений на водоеме в это время).

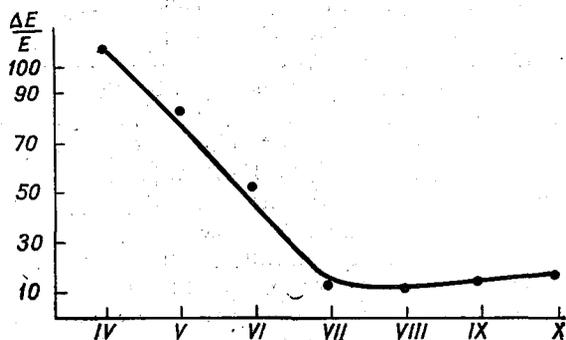


Рис. 1. Относительная ошибка расчета испарения методом теплового баланса.

Все сказанное заставляет для определения сумм испарения с водной поверхности за весь сезон использовать метод, основанный на представлениях турбулентной диффузии для расчетов в весенний период и в период замерзания. Из ряда предложенных в разное время схем расчетов воспользуемся методом Р. С. Бортковского и Э. К. Бютнер [1, 2], разработанным на основании современных представлений о механизме динамического и теплового взаимодействия водной поверхности с атмосферой.

Использование коэффициентов теплообмена (числа Стэнтона), полученных авторами указанного метода для разных скоростей ветра и условий термической стратификации, позволяет рассчитать потоки  $LE$  и  $P$  на основании измененной температуры поверхности воды, температуры и влажности воздуха и скорости ветра на одном уровне.

Прежде чем применять метод Бортковского — Бютнер, в тех случаях, когда невозможно использовать метод теплового баланса, необходимо провести сравнение этих методов в таких условиях, где тепловой баланс позволяет достоверно определить величины потоков  $LE$  и  $P$ .

Таблица 1

Расчет	$P$	$LE$
	кал/см <sup>2</sup> мин.	
По данным срочных наблюдений с последующим осреднением за месяц . . . . .	0,039	0,245
По средним месячным данным . . . . .	0,023	0,257
По данным, осредненным за четыре постоянных срока измерений . . . . .	0,023	0,252
По средним декадным данным . . . . .	0,036	0,259

Для сравнимости результатов расчетов по двум упомянутым методам были использованы данные измерений за пять месяцев с плавучей станции ПОМ-1, установленной на Куйбышевском водохранилище (июнь — октябрь 1966 г.). Метод, связанный с применением коэффициента теплообмена, требует расчета потоков по срочным наблюдениям с последующим осреднением данных. Как показали М. И. Будыко и Л. С. Гандин [3], для условий океана в силу малой изменчивости градиентов температуры и влажности можно использовать осредненные данные измерений для подобных расчетов. Для условий водохранилища, когда величины  $\Delta t$  могут значительно изменяться в пределах сравнительно небольшого интервала времени, необходимо проверить возможность использования осредненных данных. Такая проверка была выполнена на основании наблюдений в течение месяца (август), когда изменчивость градиентов температуры была максимальной (от 11 до  $-6^\circ$ ).

Результаты расчетов потоков с использованием срочных наблюдений и данных, осредненных различным образом, представлены в табл. 1.

Из таблицы видно, что для величины  $P$  наиболее близкими к результатам расчетов по срочным измерениям оказались результаты, полученные с осреднением данных за декаду. Что же касается величины  $LE$ , то ее относительные изменения при различных способах осреднения меньше ввиду малой изменчивости и постоянного знака величины  $\Delta e$ . Декадный интервал осреднения исходных данных был использован в дальнейших расчетах.

В табл. 2 приведены значения  $LE$  и  $P$ , рассчитанные по методу Бортковского — Бютнер и по методу теплового баланса за те месяцы, для которых целесообразно использовать последний.

Видим, что эти методы дают близкие результаты. Из пяти месяцев, за которые проведены расчеты по обоим методам, расхождения величин  $P$  составляют до 30% (при этом сами величины  $P$  малы), расхождения величин  $LE$  (представляющих наибольший интерес) лишь в одном месяце (июль) составляют 30%, а в остальные месяцы  $\pm 10\%$ .

Таблица 2

	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Метод Бортковского—Бютнер							
$P$	-0,008	0,025	0,007	0,036	0,059	0,042	0,115
$LE$	0,042	0,174	0,157	0,259	0,193	0,108	0,108
Метод теплового баланса							
$P$	—	0,017	0,008	0,024	0,047	0,040	—
$LE$	—	0,160	0,206	0,277	0,175	0,121	—

Таким образом, в тех случаях, когда применять метод теплового баланса, обладающего наименьшими принципиальными погрешностями, невозможно или нецелесообразно, расчет  $LE$  и  $P$  для условий малопроточных водоемов с той же приблизительно точностью можно производить по методу Бортковского — Бютнер.

Сочетание двух указанных выше методов расчета позволяет получить суммарную величину испарения за весь безледоставный

Таблица 3

Месяц	$R$	$B$	$LE$	$P$
IV	8,3	8,3	0,0	0,0
V	9,9	9,5	0,6	-0,2
VI	11,3	7,7	3,4	0,2
VII	11,4	3,6	7,5	0,3
VIII	8,9	-4,8	12,6	1,1
IX	3,4	-9,6	10,3	2,7
X	0,3	-10,6	8,1	2,8
XI	-1,3	-7,3	3,1	2,9
1—5 XII	-0,5	-2,1	0,6	1,0

период. Как пример приведем составляющие теплового баланса поверхности Куйбышевского водохранилища за безледоставный период 1966 г. (табл. 3). Величины составляющих  $LE$  и  $P$  за период с июня по октябрь получены по материалам наблюдений на плавучей станции методом теплового баланса. Расчет значений составляющих теплового баланса за остальные месяцы производился с использованием диффузионного метода.

Известно, что годовая сумма изменения теплосодержания воды близка к нулю. По данным табл. 3, расхождение сумм аккумулярованного тепла водохранилищем и израсходованного составляет примерно 10% суммарной за безледоставный период величины радиационного баланса. Можно полагать, что погрешность определения значений  $LE$  и  $P$  за безледоставный период также состав-

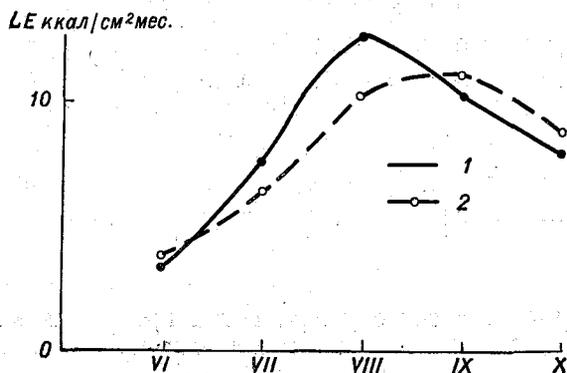


Рис. 2. Сравнение значений  $LE$ , полученных по наблюдениям над водной поверхностью (1) и над сушей (2).

ляет 10% суммы радиационного баланса. В том случае, когда материалы гидрометеорологических наблюдений на водоеме отсутствуют, необходимые параметры для расчета составляющих теплового баланса водной поверхности могут быть получены по материалам наблюдений на суше [4, 5, 6].

О надежности средних месячных величин составляющих теплового баланса, полученных на основании наблюдений метеостанций на суше, можно судить, сравнивая их с соответствующими значениями составляющих, рассчитанных по наблюдениям над водной поверхностью. На рис. 2 приведены результаты такого сравнения. В течение безледоставного периода знак разности сопоставляемых величин изменяется. Поэтому суммарные величины испарения за период, для которого производилось сравнение, близки между собой (700 мм по наблюдениям над водной поверхностью и 671 мм по наблюдениям на суше).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бортковский Р. С., Бютнер Э. К. О методах определения турбулентных потоков количества движения и тепла над морем. Тр. ГГО, вып. 226, 1968.
2. Бортковский Р. С., Бютнер Э. К. Расчет коэффициента теплообмена над морем. Физика атмосферы и океана, № 5, 1969.
3. Будыко М. И., Гандин Л. С. Об определении турбулентного теплообмена между океаном и атмосферой. Метеорология и гидрология, № 11, 1966.
4. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеоздат, Л., 1963.
5. Несина Л. В. Изменение метеорологического режима при создании водоемов. Тр. ГГО, вып. 167, 1965.
6. Несина Л. В. Расчет составляющих теплового баланса проектируемых водоемов. Тр. ГГО, вып. 206, 1967.

Л. А. ГУЩИНА

## НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЫБИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В ПЕРЕХОДНЫЕ ПЕРИОДЫ ГОДА

Рассмотрены два периода: период замерзания — от даты появления первых ледовых явлений до даты установления устойчивого ледяного покрова — и период вскрытия — от даты появления закраин до даты полного очищения водохранилища ото льда.

Средняя продолжительность периода замерзания за 1947—1967 гг. 24 дня, наибольшая 48 дней (1950 г.) и наименьшая 8 дней (1954 г.). Средняя продолжительность периода вскрытия за эти же годы 27 дней, наибольшая 37 дней (1961 г.), наименьшая 20 дней (1952, 1963 гг.).

Для характеристики метеорологического режима Рыбинского водохранилища в периоды его замерзания и вскрытия были использованы наблюдения островной станции Молога (1947—1951 гг.), озерной станции Мыс Рожновский (1951—1967 гг.), береговых станций Брейтово (1950—1967 гг.), Рыбинск, ГМО, Пошехонье-Володарск, Череповец (1947—1967 гг.) и Гаютино (1950—1964 гг.). Кроме того, использовались материалы наблюдений на рейдовых вертикалях и гидрометеорологических разрезах. При этом данные станций Молога и Мыс Рожновский представляют условия над водной поверхностью.

**Температура воздуха.** В осенний период при появлении первых ледовых явлений и до установления ледостава средняя суточная температура воздуха над центральными районами водохранилища составляет  $-2,9^{\circ}$ , над побережьем — от  $-3,1$  до  $-3,9^{\circ}$ . Наименьшая разность температур воздуха над водохранилищем и побережьем наблюдается в дневные часы (табл. 1).

В период образования ледовых явлений средняя суточная температура воздуха над акваторией водохранилища на  $1,5-2^{\circ}$  выше, чем над побережьем. Однако при затоке теплых воздушных масс с юга и запада, наоборот, над водохранилищем температура воздуха значительно ниже, чем над побережьем (табл. 2).

В период вскрытия водохранилища температура воздуха над его акваторией около  $4^{\circ}$ , над побережьем  $5,1-5,8^{\circ}$ . Наибольшая

разность между температурой воздуха над акваторией и побережьем наблюдается днем и вечером. В отдельные весенние дни эта разность достигает 5—10° и более. Кроме того, распределение температуры воздуха над акваторией не одинаково. Наиболее низкие ее значения наблюдаются в центральной части водохранилища, наиболее высокие — у уреза воды, где больше сказывается влияние суши (табл. 3 и 4).

Таблица 1

**Средняя суточная, максимальная и минимальная температура воздуха (град.) за период от даты появления первых ледовых явлений до даты установления устойчивого ледяного покрова на Рыбинском водохранилище (1947—1965 гг.)**

Станция	Часы				Средняя температура		
	1	7	13	19	максимальная	минимальная	суточная
Мыс Рожновский . . . . .	-3,0	-3,4	-2,4	-2,8	-0,8	-4,9	-2,9
Рыбинск, ГМО . . . . .	-3,4	-3,8	-2,2	-3,0	-0,7	-5,5	-3,1
Брейтово . . . . .	-3,6	-3,9	-2,0	-3,2	-0,7	-6,0	-3,2
Пошехонье-Володарск . . . . .	-4,3	-4,7	-2,7	-3,8	-1,2	-6,6	-3,9
Череповец . . . . .	-4,2	-4,5	-3,0	-4,0	-1,7	-6,5	-3,9

Минимальная температура воздуха над водохранилищем в период замерзания в среднем на 0,6—1,7° выше, а в период вскрытия на 0,2—1,1° ниже, чем над побережьем. Максимальная же тем-

Таблица 2

**Температура воздуха (град.) над Рыбинским водохранилищем и его побережьем в период появления ледовых явлений при ветре с суши**

Дата	Время		Температура воздуха		Температура поверхности воды	Скорость ветра над водной поверхностью, м/сек.
	час.	мин.	над водохранилищем	над побережьем		
4 XI 1956	14	20	1,7	3,3	0,3	3
30 X 1959	9	00	4,7	5,8	0,5	6
	13	30	2,9	9,5	0,7	5
27 X 1962	13	00	1,4	3,6	0,8	10

пература чаще всего над водохранилищем значительно ниже, чем над прилегающей сушей.

Суточная амплитуда температуры воздуха над акваторией водохранилища на 1—3° (в отдельные дни более 3°) ниже суточной амплитуды температуры воздуха над побережьем.

**Средняя суточная, максимальная и минимальная температура воздуха (град.) от даты вскрытия до даты полного очищения от ледовых явлений на Рыбинском водохранилище (1947—1965 гг.)**

Станция	Часы				Средняя температура		
	1	7	13	19	суточная	максимальная	минимальная
Мыс Рожновский . . . . .	2,6	2,6	5,4	5,0	3,9	8,0	0,8
Рыбинск, ГМО . . . . .	3,7	4,1	8,5	7,1	5,8	10,4	1,9
Брейтово . . . . .	3,3	3,8	7,4	6,4	5,2	9,8	1,8
Пошехонье-Володарск . . . . .	2,8	3,6	8,5	6,9	5,4	10,3	1,0
Череповец . . . . .	2,9	3,3	7,9	6,2	5,1	9,6	1,3

Как в летний период года, так и в переходные периоды разность между температурой воздуха над акваторией водохранилища и его побережьем существенно зависит от температуры воды, температуры окружающей суши и от направления воздушного потока относительно берега. Так, например, в период появления ледовых явлений и установления ледостава на водохранилище в 1952—1954 гг. температура воздуха составляла за 1 час на наветренном берегу (Брейтово)  $-2,4^{\circ}$ , на подветренном (Гаютино)  $+1,9^{\circ}$ , а за 13 час., наоборот,  $+3,5$  и  $+2,4^{\circ}$  соответственно. Температура поверхности воды в этот период была  $1,0-0,1^{\circ}$ .

В период вскрытия водохранилища, когда происходит интенсивный прогрев поверхности суши и воздуха над ней, а температура воды еще низкая, температура воздуха на подветренном берегу ниже, чем на наветренном. Например, в 1952—1953 гг. темпе-

Таблица 4

**Температура воздуха (град.) за 13 час. над Рыбинским водохранилищем и его побережьем в период вскрытия при ветре с суши**

Дата	Температура воздуха		Температура поверхности воды по ст. Мыс Рожновский
	над водохранилищем	над побережьем	
19 IV 1953	8,8	17,6	0,4
5 V 1955	8,7	14,4	1,3
19 IV 1956	8,0	14,3	0,2
29 IV 1957	10,5	20,7	0,8
30 IV 1957	6,9	21,9	0,5
18 IV 1958	2,8	10,0	0,0
15 IV 1960	5,0	15,3	0,0
23 IV 1962	5,7	12,7	0,5

ратура воздуха на наветренном берегу (Брейтово) составила за 1 час  $+2,4^{\circ}$ , а на подветренном (Гаютино)  $+1,4^{\circ}$ , за 13 час. соответственно  $+14,2$  и  $+9,5^{\circ}$ .

**Влажность воздуха.** Упругость водяного пара над водной поверхностью и побережьем в период замерзания водохранилища составляет 4,1—4,2 мб, в период вскрытия ее значения над аквато-

Таблица 5

Влажность воздуха от даты появления первых ледовых явлений до даты установления устойчивого ледяного покрова на Рыбинском водохранилище (1947—1965 гг.)

Станция	Часы				Средняя су- точная темпе- ратура
	1	7	13	19	
Упругость водяного пара, мб					
Мыс Рожновский . . . . .	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2
Рыбинск, ГМО . . . . .	4,1	4,1	4,2	4,2	4,2
Брейтово . . . . .	4,1	4,1	4,2	4,1	4,2
Относительная влажность, %					
Мыс Рожновский . . . . .	83	85	81	81	82
Рыбинск, ГМО . . . . .	84	85	79	82	82
Брейтово . . . . .	84	85	79	82	82
Недостаток насыщения, мб					
Мыс Рожновский . . . . .	0,8	0,7	0,9	0,9	0,8
Рыбинск, ГМО . . . . .	0,8	0,7	1,0	0,8	0,8
Брейтово . . . . .	0,7	0,7	1,0	0,8	0,8

рий в среднем на 0,2—0,4 мб (в отдельные годы на 0,5—1,0 мб) меньше, чем над побережьем. Наибольшая разница наблюдается вечером (табл. 5 и 6).

Суточный ход упругости водяного пара осенью выражен очень слабо, весной суточная амплитуда ее составляет 0,5—0,6 мб над побережьем и 0,3—0,4 мб над водохранилищем.

Относительная влажность воздуха над водохранилищем и побережьем в период замерзания составляет 82%, в период вскрытия—74—78%. Причем если осенью относительная влажность над акваторией несколько меньше (за исключением дневных часов), чем над побережьем, то весной, наоборот, над водохранилищем она на 3—4% больше. Наибольшая разница отмечается в дневные часы. Суточный ход относительной влажности ярко выражен в период вскрытия водохранилища, когда суточная амплитуда ее

Таблица 6

Влажность воздуха от даты появления закраин до даты полного очищения от ледовых явлений на Рыбинском водохранилище (1947—1965 гг.)

Станция	Часы				Средняя суточная температура
	1	7	13	19	
Упругость водяного пара, мб					
Мыс Рожновский . . . . .	6,4	6,5	6,8	6,7	6,6
Рыбинск, ГМО . . . . .	6,8	6,9	7,1	7,3	7,0
Брейтово . . . . .	6,5	6,7	6,9	7,1	6,8
Относительная влажность, %					
Мыс Рожновский . . . . .	83	83	72	74	78
Рыбинск, ГМО . . . . .	82	80	64	69	74
Брейтово . . . . .	82	80	65	72	75
Недостаток насыщения, мб					
Мыс Рожновский . . . . .	1,4	1,4	2,9	2,7	2,1
Рыбинск, ГМО . . . . .	1,5	1,7	5,2	3,5	3,0
Брейтово . . . . .	1,5	1,7	4,2	3,1	2,6

составляет 11% над открытой частью водохранилища и 18—25% над побережьем.

Недостаток насыщения над водной поверхностью и побережьем в период замерзания в среднем составляет 0,8 мб, весной — 2,1—3,0 мб. Наибольшая разность между недостатком насыщения над водной поверхностью и побережьем отмечается днем.

Разность между влажностью воздуха над акваторией водохранилища и его побережьем зависит от температуры поверхности

Таблица 7

Средние значения метеорологических элементов в период вскрытия Рыбинского водохранилища за 13 час. (1950—1951 гг.)

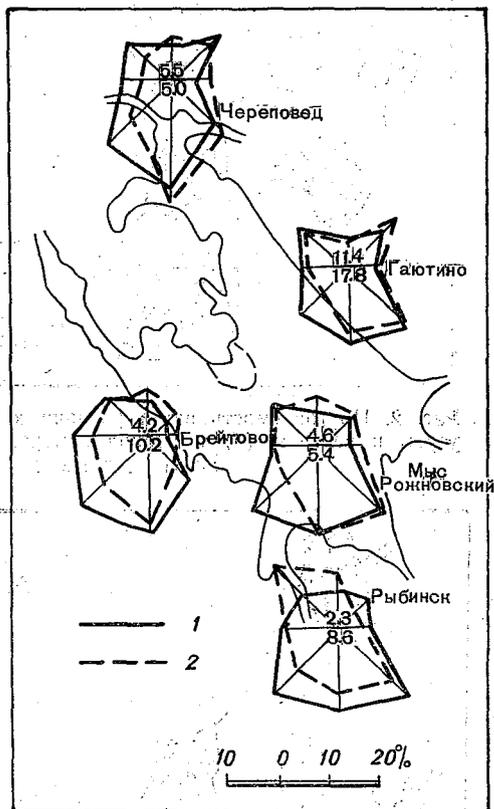
Станция	Температура воздуха, град.	Упругость водяного пара, мб	Относительная влажность, %	Недостаток насыщения, мб
Молога . . . . .	7,6	7,4	70	3,4
Гаютино . . . . .	9,1	7,7	68	4,3
Брейтово . . . . .	12,0	8,0	58	7,3

воды и окружающей суши, от температуры воздуха над водохранилищем и суши, от направления ветра по отношению к береговой станции.

Примером могут служить данные наблюдений за 1950—1951 гг. при юго-западных и западных ветрах за 13 час., когда по отношению к ст. Брейтово ветер дует с суши, а к ст. Гаютино — с водоема.

Рис. 1. Повторяемость (%) ветра различных направлений в периоды замерзания (1) и вскрытия (2) Рыбинского водохранилища (1951—1965 гг.)

В центре розы ветров повторяемость штилей в процентах: в числителе — в период замерзания, в знаменателе — в период вскрытия.



Для водной поверхности использовались наблюдения по ст. Молога (табл. 7).

**Ветер.** В районе водохранилища в период замерзания преобладают преимущественно ветры южной четверти — от юго-восточного до юго-западного. Восточные ветры наблюдаются редко (рис. 1).

В период вскрытия преобладающими ветрами являются юго-восточные и южные. В то же время на береговых станциях наблюдается увеличение повторяемости ветров, дующих с водоема на сушу или вдоль долин рек и оврагов.

Если в осенний период повторяемость направлений ветра в течение суток почти одинакова, то весной на побережье наблюдается ярко выраженная бризовая циркуляция: ночью преобладают

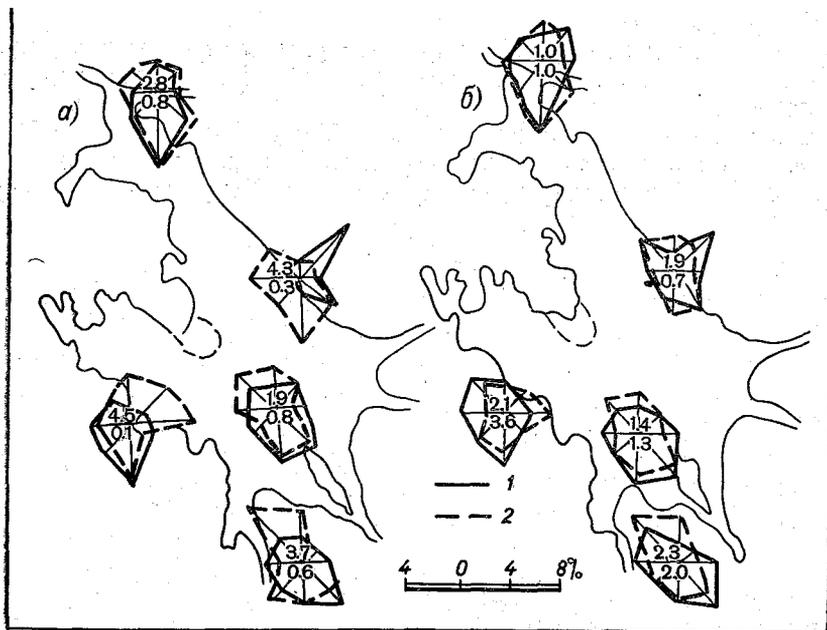


Рис. 2. Повторяемость ветра различных направлений ночью и днем (а), утром и вечером (б) в период замерзания Рыбинского водохранилища. 1 — за 1 и 7 час., 2 — за 13 и 19 час.

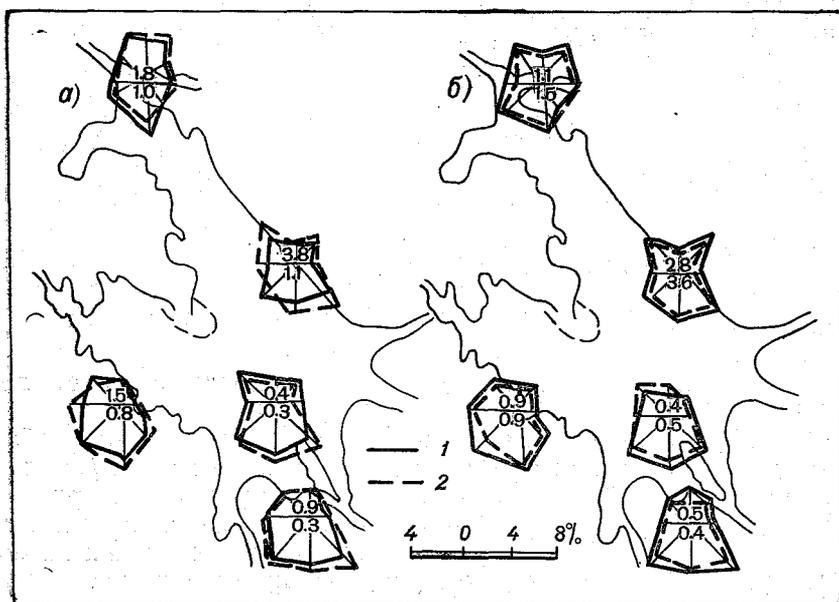


Рис. 3. Повторяемость ветра различных направлений ночью и днем (а), утром и вечером (б) в период вскрытия Рыбинского водохранилища. 1 — за 1 и 7 час., 2 — за 13 и 19 час.

ветры, дующие с суши на водоем, днем — с водоема на сушу (рис. 2 и 3).

Число случаев со штилем больше всего наблюдается в период вскрытия водохранилища.

Средняя скорость ветра в переходные периоды года изменяется

Таблица 8

Средняя скорость ветра (м/сек.) по направлениям в период вскрытия Рыбинского водохранилища (1951—1965 гг.)

Станция	Направление ветра							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
1 час								
Мыс Рожновский . . . . .	4,3	3,9	3,8	4,8	4,6	4,4	5,4	4,6
Рыбинск, ГМО . . . . .	3,4	3,5	3,8	3,1	2,8	3,5	3,3	3,2
Брейтово . . . . .	3,4	4,1	3,3	3,3	3,3	4,0	3,4	4,2
Гаютино . . . . .	4,4	4,2	4,4	4,7	4,5	3,9	6,0	3,6
Череповец . . . . .	3,9	3,6	3,5	5,7	5,4	4,4	4,3	4,2
7 час.								
Мыс Рожновский . . . . .	5,4	3,8	3,9	4,9	4,4	4,9	5,2	5,5
Рыбинск, ГМО . . . . .	3,6	3,6	3,9	3,8	3,6	3,6	4,2	4,3
Брейтово . . . . .	4,1	4,2	3,7	3,7	3,8	4,0	4,5	3,8
Гаютино . . . . .	5,2	4,7	3,8	4,2	4,5	3,7	5,6	4,1
Череповец . . . . .	3,8	3,7	3,8	5,8	5,5	3,7	4,7	4,8
13 час.								
Мыс Рожновский . . . . .	4,5	3,8	4,8	5,7	5,3	4,8	4,9	4,9
Рыбинск, ГМО . . . . .	4,0	4,7	5,4	5,6	5,7	5,6	4,7	4,4
Брейтово . . . . .	4,2	3,5	4,5	5,8	5,7	5,9	6,6	6,3
Гаютино . . . . .	6,6	5,7	5,6	5,1	4,8	3,9	4,6	5,4
Череповец . . . . .	4,6	4,6	4,8	6,7	5,9	5,8	4,6	4,8
19 час.								
Мыс Рожновский . . . . .	2,3	3,8	3,8	4,0	4,7	4,5	4,6	4,5
Рыбинск, ГМО . . . . .	3,2	3,7	4,4	4,1	3,1	3,5	3,5	3,2
Брейтово . . . . .	3,6	3,2	2,7	3,4	3,1	4,1	4,2	4,0
Гаютино . . . . .	4,4	5,0	4,1	3,6	4,3	4,5	3,6	3,5
Череповец . . . . .	3,7	4,7	4,0	4,8	4,8	3,9	3,6	3,9
Среднее за четыре срока								
Мыс Рожновский . . . . .	4,1	3,8	4,1	4,8	4,8	4,6	5,0	4,9
Рыбинск, ГМО . . . . .	3,6	3,9	4,4	4,2	3,8	4,0	3,9	3,8
Брейтово . . . . .	3,8	3,8	3,6	4,0	4,0	4,5	4,7	4,6
Гаютино . . . . .	5,2	4,9	4,5	4,4	4,5	4,0	4,9	4,2
Череповец . . . . .	4,0	4,2	4,0	5,8	5,4	4,4	4,3	4,4

в пределах 3,7—6,7 м/сек. осенью и 2,9—4,5 м/сек. весной. Скорость ветра над водной поверхностью в среднем на 15—45% больше, чем над побережьем.

В период замерзания наибольшие скорости ветра отмечаются при северном и северо-западном направлениях. Однако по данным ст. Череповец наибольшие скорости ветра наблюдаются при юго-восточном, южном и юго-западном направлениях (табл. 8).

Таблица 9

**Суточный ход скорости ветра (м/сек.) над Рыбинским водохранилищем в период его вскрытия**

Станция	Часы								Среднее
	0	3	6	9	12	15	18	21	
Мыс Рожновский	5,0	4,8	4,4	4,4	3,9	4,0	3,9	4,6	4,4
Брейтово . . . . .	4,1	4,0	4,3	4,6	4,9	4,1	4,1	3,7	4,2

Примечание. В данном случае взяты дни, когда ветер на ст. Мыс Рожновский дул только с водохранилища.

По данным повторяемости различных скоростей ветра по направлениям над водохранилищем в период вскрытия наиболее часто отмечаются ветры скоростью 1—7 м/сек. (80% всех случаев). На ветры скоростью 8—10 м/сек. приходится около 14%, еще реже наблюдаются скорости более 10 м/сек. (около 1,5%). Сильные ветры (более 15 м/сек.) за рассматриваемый период отмечались всего 3 раза, что составляет 0,2% всех случаев.

В период замерзания водохранилища на скорости ветра 1—7 м/сек. приходится 58%, 8—10 м/сек.—около 31% и более 10 м/сек.—около 10% всех случаев. Скорости ветра более 15 м/сек. отмечались в 1,5% всех случаев.

Суточное изменение скорости ветра наиболее значительно на побережьях, в открытой части водохранилища оно мало (табл. 9). Суточная амплитуда скорости ветра в среднем составляет по данным ст. Мыс Рожновский осенью 0,3 м/сек., весной 0,8 м/сек., по данным ст. Молога 0,3 и 0,2 м/сек., по береговым станциям 0,3—0,6 и 1,2—2,5 м/сек. соответственно. Максимум скорости ветра над побережьем отмечается днем, а над водохранилищем осенью — в вечерние часы, весной — утром и днем.

**Облачность.** Среднее количество общей облачности в период замерзания водохранилища как над водной поверхностью, так и над побережьем одинаково — 8,6 балла. Количество нижней облачности по данным озерной станции на 0,2 балла меньше, чем по данным береговых станций.

В период вскрытия водохранилища количество общей облачности составляет по озерной станции 6 баллов, по береговым 6,2 балла, а количество нижней облачности — соответственно 3,6 и 4,2 балла.

Уменьшение облачности над озерной частью водохранилища

(особенно днем) объясняется влиянием бризовой циркуляции и связанной с ней инверсией температуры [1].

Суточный ход общей облачности над акваторией и побережьем водохранилища в рассматриваемый период почти одинаков. Однако в суточном ходе нижней облачности в период вскрытия имеются некоторые различия: наибольшее значение ее над водохранилищем отмечается ночью, над побережьем — днем.

### ВЫВОДЫ

1. В период замерзания — от даты появления ледовых явлений до установления ледостава на водохранилище — температура воздуха над его акваторией на  $0,2—1,0^{\circ}$  выше, скорость ветра на 15—45% больше, а количество нижней облачности на  $0,2—0,4$  балла меньше, чем над прилегающим побережьем. Влажность воздуха и количество общей облачности над водохранилищем и побережьем почти одинаковы.

2. В период вскрытия — от даты появления закраин до полного очищения ото льда — над водохранилищем температура воздуха на  $1—2^{\circ}$  ниже, упругость водяного пара и количество облачности несколько меньше, а относительная влажность на 3—4% и скорость ветра на 15—35% больше, чем над побережьем.

3. Температура и влажность воздуха в переходные периоды над побережьем и у прибрежной полосы над водой, так же как и в летний период, зависят от направления воздушного потока (с водоема на сушу и, наоборот, с суши на водоем).

### ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, части I и II. Гидрометеоздат, Л., 1952.

М. В. КУНЯВСКАЯ, М. Я. КУНЯВСКИЙ  
(Обская ГМО)

## АЛЬБЕДО ПОВЕРХНОСТИ НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В ПЕРИОД ВСКРЫТИЯ

Расчет теплового баланса водоемов требует натуральных определений или расчетов величин радиационного баланса, одной из основных расходных составляющих которого является отраженная коротковолновая радиация.

Радиационный баланс водохранилищ и методика определения его составляющих за безледоставный период в последнее время освещены в литературе достаточно полно. В частности, для Новосибирского водохранилища такие расчеты, выполнены в работах [2, 5].

Радиационный баланс водохранилищ в период разрушения ледяного покрова изучен слабо, причем наименее изученной составляющей радиационного баланса является отраженная радиация.

Производство наблюдений над отраженной радиацией и альбедо в этот период представляет значительные трудности, так как наблюдения должны проводиться непосредственно на разрушающемся ледяном покрове, когда выход на лед становится опасным.

При отсутствии наблюдений над радиационным балансом, но при наличии данных о величине альбедо разрушающегося льда и других составляющих баланса на суше, прилегающей к водохранилищу, радиационный баланс водохранилища может быть рассчитан по формуле

$$R = R' + Q'(A'_k + A_k) + 4\delta\sigma T_p^3(T'_p - T_0), \quad (1)$$

где  $R'$ ,  $Q'$ ,  $A'_k$  — соответственно радиационный баланс, суммарная радиация и альбедо суши,  $T'_p$  — температура поверхности почвы,  $A_k$ ,  $T_0$  — альбедо и температура поверхности водохранилища.

В последние годы для измерения альбедо в труднодоступных районах все чаще используются вертолеты [3]. Методика актино-

метрических наблюдений с вертолета изложена в работе С. П. Малевского-Малевича [6]. Однако из-за сложности и большой стоимости этих работ, а также вследствие затруднений с арендой вертолетов в весенний период, когда они заняты на сельскохозяйственных и других работах, актинометрические наблюдения с вертолета еще не получили широкого распространения.

В Обской гидрометеорологической обсерватории (ГМО) весной 1968 г. были проведены наблюдения над альбедо разрушающегося льда непосредственно над ледяной поверхностью. Наблюдения проводились на высоте 1 м над поверхностью льда с лодки или катера с помощью походного альбедометра и гальванометра ГСА-1.

Одновременно на берегу и островной гидрометеостанции Лысая Гора (в 20 км от места наблюдений) измерялась прямая и рассеянная радиация. На ст. Лысая Гора измерялось также альбедо льда у берега.

Наблюдения были начаты 14 IV, когда снег на льду растаял, но лед был сухой и выдерживал человека. При сильном ударе лед рассыпался на отдельные столбикообразные кристаллы. Когда у берегов водохранилища образовались закраины, наблюдения проводились с лодки. Наблюдатель на лодке либо подходил к краю ледяного поля, либо проходил между ледяными полями в разводе и надежно закреплял лодку за льдину. Толщина льда была около 40—45 см, а цвет преимущественно серый, различных оттенков — бело-серый, серо-белый, серый.

С увеличением притока солнечной радиации лед становился хрупким и лодка с трудом проходила между льдинами. Когда льда на водохранилище осталось мало, наблюдения проводились с катера.

К 9 V лед сохранился только в озерной части водохранилища и дрейфовал под воздействием ветра. Некоторые льдины были еще достаточно крепкими и катер с трудом пробивался среди них. Толщина таких льдин достигала 30—35 см.

Наблюдения проводились в сроки 9 час. 30 мин., 12 час. 30 мин., 15 час. 30 мин. Всего было проведено 102 наблюдения. Результаты наблюдений приведены в табл. 1, при этом величина альбедо рассчитывалась как среднее значение из данных за 3 срока.

Из таблицы видно, что альбедо разрушающегося льда изменяется в широких пределах — от 8 до 36%. По нашим наблюдениям, альбедо гладкого кристаллического льда от момента замерзания до февраля составляет в 12 час. 30 мин. 15—28%. П. П. Кузьмин для морского льда дает среднюю величину альбедо 30%. Н. П. Писякова для озерного серого льда получила альбедо 15—32% в зависимости от высоты солнца. Зная величины альбедо для различных стадий разрушения ледяного покрова, можно рассчитать радиационный баланс, а также величину поглощенной радиации. По данным о поглощенной радиации можно определить изменения прочности ледяного покрова, что крайне важно для начального периода навигации, когда судам приходится плавать при наличии значительного количества льда на акватории водохранилища.

Но определить альbedo поверхности водохранилища непосредственными наблюдениями в период разрушения ледяного покрова не представляется возможным. Среднее альbedo всего водохранилища или величину альbedo отдельных его участков нам удалось рассчитать, используя данные табл. 1.

Таблица 1

Альbedo разрушающегося льда Новосибирского водохранилища в период вскрытия в 1968 г.

Характеристика льда	Наблюдавшиеся разновидности льда	Альbedo, %		Число случаев
		пределы измерения	среднее значение	
Лед бело-серый, крепкий, выдерживает человека	Белый со слабым сероватым оттенком, сплошной . . . . .	33—39	36	4
	Бело-серый, пористый, губчатый, с проталинами . . . . .	26—29	27	10
	Бело-серый, пористый, иногда с наледью после заморозка или с трещинами . . . . .	20—24	22	7
Лед серо-белый, разрушающийся, слабый, пропитан водой	Серо-белый, серый, сырой, светлый с проталинами, густая ледяная каша . . . . .	16—19	18	13
	Серый, пропитанный водой, отдельные небольшие слабые льдины, пропитанные водой, грязные кристаллы . . . . .	10—14	12	23
Лед темный, разрушающийся и разрушенный	Разрушенный, вода со льдом, мутная вода . . . . .	5—10	8	45
Всего . . . . .				102

Основная трудность состояла в определении, с некоторым приближением, площадей водохранилища, занятых льдом, который находился в различной стадии разрушения.

Для этих целей были использованы картограммы ледовой обстановки, составленные по результатам авиаразведок, которые проводятся Обской ГМО ежегодно в периоды вскрытия и замерзания водохранилища.

По картограммам можно оценить характер покрова водохранилища и площади, занятые льдом в различной стадии разрушения. На рис. 1 в качестве примера приведена картограмма ледовой обстановки 23 IV 1968 г.

По картограммам и таблицам зависимости площадей отдельных участков водохранилища от его уровня определялись площади, занятые льдом с различными характеристиками, в процентах от общей площади водохранилища. Результаты подсчетов площадей и их альbedo приведены в табл. 2.

По значениям  $A_k$  из табл. 2 по формуле (1) рассчитаны на дату авиаразведки радиационный баланс  $R$  и количество радиации  $P$ , поглощенной льдом (табл. 3). При этом мы предполагали, что температура поверхности льда  $T_0=0^\circ$ .

Величина поглощенной радиации  $P$  рассчитывалась по формуле

$$P = Q(1 - A_k) \text{ ккал/см}^2 \text{ сутки.} \quad (2)$$

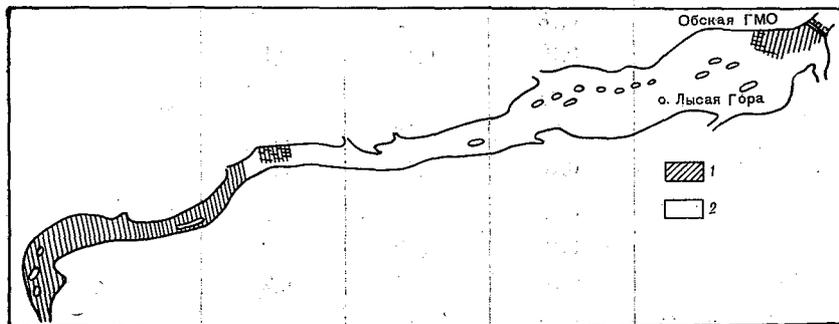


Рис. 1. Картограмма ледовой обстановки на Новосибирском водохранилище 23 апреля 1968 г.  
1 — лед, 2 — вода.

Из табл. 3 видно, что при расчетах  $R$  и  $P$  в период вскрытия за определенный отрезок времени и для всего водохранилища нельзя пользоваться величиной  $A_k$ , измеренной в одной точке, так как альbedo существенно изменяется во времени и по площади водохранилища; это может привести к большой ошибке.

Таблица 2

Площади акватории Новосибирского водохранилища, покрытые различным льдом, и их альbedo

Дата	Бело-серый крепкий лед		Серо-белый, разрушающийся слабый лед, пропитанный водой		Разрушающийся темный лед, вода со льдом, мутная вода		Общая площадь водохранилища $F \text{ км}^2$
	$F \%$	$A_k$	$F \%$	$A_k$	$F \%$	$A_k$	
15 IV	90	35	5	18	5	10	1002
17 IV	85	35	5	18	10	10	1026
23 IV	70	27	3	18	27	10	1047
26 IV	10	27	60	18	30	10	1071
30 IV	10	27	70	18	20	10	1040
5 V	5	27	65	18	30	10	1066
7 V	5	27	50	18	45	8	1079

Таблица 3

Дата	$A_k$	$R$ ккал/см <sup>2</sup>	$P$ ккал/см <sup>2</sup> сутки	$T_2 м$
15 IV	0,35	0,20	0,32	
	0,18	0,28	0,40	
	0,10	0,32	0,44	
17 IV	0,35	0,09	0,12	7,3
	0,18	0,12	0,15	
	0,10	0,14	0,16	
23 IV	0,27	0,17	0,19	0,6
	0,18	0,19	0,21	
	0,10	0,21	0,23	
26 IV	0,27	0,19	0,20	1,5
	0,18	0,22	0,22	
	0,10	0,24	0,24	
30 IV	0,27	0,19	0,20	4,5
	0,18	0,22	0,22	
	0,10	0,24	0,24	
5 V	0,27	0,34	0,48	4,4
	0,18	0,40	0,54	
	0,10	0,45	0,59	
7 V	0,27	0,44	0,47	8,0
	0,18	0,50	0,53	
	0,08	0,56	0,60	

## ЛИТЕРАТУРА

1. Кириллова Т. В., Мыльникова А. Я. Радиационный баланс Волгоградского водохранилища. Метеорология и гидрология, № 9, 1965.
2. Кириллова Т. В., Кунявская М. В. Суммарная радиация и альbedo Новосибирского водохранилища. Тр. ГГО, вып. 206, 1967.
3. Кириллова Т. В., Малевский-Малевич С. П. Об измерении альbedo моря с вертолета. Тр. ГГО, вып. 150, 1964.
4. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеониздат, 1965.
5. Кунявская М. В., Кунявский М. Я., Суслова М. В. Тепловой баланс Новосибирского водохранилища. Тр. ГГО, вып. 206, 1967.
6. Малевский-Малевич С. П. О методике актинометрических наблюдений с вертолета. Тр. ГГО, вып. 167, 1965.

## СУММАРНАЯ РАДИАЦИЯ И АЛЬБЕДО БРАТСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Братское водохранилище имеет весьма сложное очертание и широтную протяженность около 600 км. Несмотря на такую большую протяженность водохранилища, актинометрические наблюдения проводились лишь на двух береговых метеорологических станциях: Братск, обсерватория и Балаганск. Над водной поверхностью наблюдения проводились в приплотинной части водохранилища в 1963 г. с плота, а в 1964—1967 гг. на плавучей станции Братск. В 1967 г. на ст. Балаганск актинометрические наблюдения были прекращены.

Ограниченное число пунктов наблюдений исключает возможность получения подробной актинометрической характеристики территории Братского водохранилища. В связи с этим возникает необходимость использовать другой, расчетный, путь получения сведений о величине и изменчивости составляющих радиационного баланса.

Прежде чем приступить к расчету составляющих радиационного баланса для станций, не имеющих актинометрических наблюдений, апробированными методами, основанными на данных об облачности, температуре воды, температуре и влажности воздуха, представляет интерес проверить расчетные формулы на материале станций, проводивших актинометрические наблюдения. С этой целью сначала были обобщены все имеющиеся в наличии данные непосредственных измерений радиации.

Для производства актинометрических наблюдений использовались стандартные актинометрические приборы. Все приборы регулярно проверялись на местах в соответствии с методикой, принятой на сети станций.

Для установки приборов на плавучей станции Братск использовалась специальная выносная стрела длиной 4 м, снабженная карданным устройством. Приемные поверхности приборов находились на высоте 1,5 м над дежательной поверхностью. Все наблюдения проводились синхронно по местному среднему солнечному

времени в основные актинометрические сроки. На плавучей станции приборы не затенялись теневым экраном.

Для выяснения различий суммарной радиации над водой и сушей и зависимости альбедо от высоты солнца были проведены учащенные наблюдения.

Таблица 1

Суммарная радиация по данным наблюдений (ккал/см<sup>2</sup> месяц)

Станция	VI	VII	VIII	IX	X
1963 г.					
Братск, обсерватория . . . . .			2,7 <sup>1</sup>		
Плот . . . . .			3,0		
Разность . . . . .			0,3		
1964 г.					
Братск, обсерватория . . . . .				8,1	3,8
Братск, плавучая станция . . . . .				8,4	3,8
Разность . . . . .				0,3	0,0
1965 г.					
Братск, обсерватория . . . . .			10,9	6,9	4,2
Братск, плавучая станция . . . . .			11,9	8,0	4,3
Разность . . . . .			1,0	1,1	0,1
1966 г.					
Братск, обсерватория . . . . .	10,8 <sup>1</sup>	13,1	11,9	7,6	3,1
Братск, плавучая станция . . . . .	11,8	16,9	13,9	8,6	3,2
Разность . . . . .	1,0	3,8	2,0	1,0	0,1
1967 г.					
Братск, обсерватория . . . . .				2,2 <sup>1</sup>	4,0
Братск, плавучая станция . . . . .				2,6	4,2
Разность . . . . .				0,4	0,2

<sup>1</sup> В 1963 г. использованы наблюдения с 4 по 12 VIII, в 1966 г.—с 11 по 30 VI, в 1967 г.—с 21 по 30 IX.

**Суммарная радиация.** В табл. 1 представлены величины суммарной радиации в ккал/см<sup>2</sup> над водой и сушей за безледоставные периоды 1963—1967 гг.

Во все месяцы суммарная радиация на водохранилище выше, чем на берегу. Величина разности для того или иного месяца различна. Очевидно, это объясняется иным характером облачности на водохранилище.

В качестве примера на рис. 1 приводится график дневного хода суммарной радиации над водой и сушей за 28 VII 1966 г. Наблю-

дение проведено при устойчивой безоблачной погоде, при штиле и слабом волнении. Из графика ясно видно различие, наблюдаемое между суммарной радиацией над водой и сушей.

Одной из характеристик радиационного режима является возможная сумма радиации, т. е. радиация при безоблачном небе.

По данным наблюдений в ясные и малооблачные дни для станций Братск, ГМО и Балаганск были подсчитаны возможные

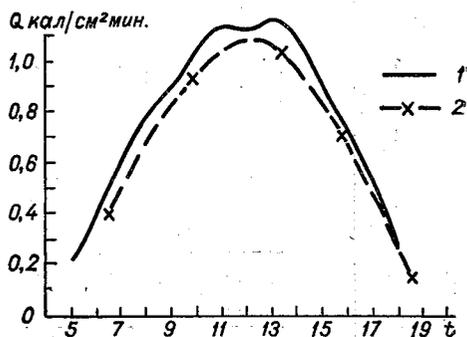


Рис. 1. Дневной ход суммарной радиации 28 VII 1966 г.  
1 — над водой, 2 — над сушей.

суммы радиации. Подсчет суточных сумм возможной радиации производился по методике, использованной в работе [4]. За каждый месяц были построены графики среднего за месяц суточного хода суммарной радиации при безоблачном небе и методом трапеций подсчитаны соответствующие площади.

Результаты подсчета представлены в табл. 2.

Сравнивая результаты расчета возможных сумм радиации с рекомендуемыми в работе [1] для этих широт, получаем, что наши суммы возможной радиации хорошо согласуются с табличными данными. В среднем за год расхождения не превышают 0,1 ккал/см<sup>2</sup> для Братска и 0,4 ккал/см<sup>2</sup> для Балаганска и имеют разный знак в различные месяцы.

В табл. 3 даны месячные величины суммарной радиации.

На основании данных табл. 2 и 3 были рассчитаны средние значения коэффициента ослабления радиации облачностью  $k$  по формуле

$$Q = Q_0(1 - kn), \quad (1)$$

где  $Q_0$  — суммарная радиация при безоблачном небе;  $Q$  — суммарная радиация при действительных условиях облачности;  $n$  — степень общей облачности.

Полученные коэффициенты представлены в табл. 4.

Среднее значение коэффициента  $k$  за 1963—1965 гг. оказалось равным 0,54 для Братска и 0,44 для Балаганска. Сравнение рассчитанных значений коэффициента  $k$  с величинами  $(1 - k)$ , приведенными в работе [1], показало, что полученные значения меньше расходуемых для наших широт.

Сумма возможной радиации (ккал/см<sup>2</sup>)

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Братск												
1963	3,3	5,1	10,9	15,5	—	—	21,4	17,4	11,7	8,6	—	1,6
1964	2,7	6,4	11,4	16,7	21,5	22,8	21,4	18,3	13,3	8,2	2,7	1,7
1965	2,6	5,8	12,2	17,0	21,1	21,2	21,3	17,2	10,3	8,2	3,7	1,7
Среднее . . . . .	2,9	5,8	11,5	16,4	21,3	22,0	21,2	17,6	11,8	7,3	3,6	1,7
По литературным данным . . . . .	2,7	5,2	10,9	16,3	21,3	22,6	22,0	17,4	11,8	8,3	3,2	2,0
Разность:												
ккал/см <sup>2</sup> . . . . .	0,2	0,6	0,6	0,1	0,0	-0,6	-0,8	0,2	0,0	-1,0	0,4	-0,3
проценты . . . . .	6,9	10,3	5,2	0,6	0,0	-2,7	-3,8	1,1	0,0	13,7	11,1	-17,6
Балаганск												
1963	4,3	6,3	12,5	16,6	21,3	—	21,5	18,5	13,1	8,3	4,0	2,2
1964	3,3	7,5	13,1	—	21,5	22,2	20,7	19,0	14,3	9,0	4,1	—
1965	9,5	7,4	14,7	19,0	23,1	21,9	21,5	—	12,9	9,2	4,6	2,5
Среднее . . . . .	3,7	7,1	13,4	17,8	22,0	22,0	21,2	18,8	13,4	8,8	4,2	2,4
По литературным данным . . . . .	3,3	6,0	11,9	16,8	21,6	22,8	22,2	17,9	12,7	8,1	4,4	2,6
Разность:												
ккал/см <sup>2</sup> . . . . .	0,4	1,1	1,5	1,0	0,4	-0,8	-1,0	0,9	0,7	0,7	-0,2	-0,2
проценты . . . . .	18,8	15,5	11,2	5,6	1,8	-3,6	-4,7	4,8	5,2	8,0	-4,8	-8,3

Наблюдается большая изменчивость  $k$  от месяца к месяцу. При расчете суммарной радиации впоследствии мы использовали средние месячные значения коэффициента  $k$ .

На основании полученных средних значений коэффициента  $k$  и возможных сумм радиации были рассчитаны месячные величины

Таблица 3

Суммарная радиация по данным наблюдений

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Братск												
1963	1,9	3,4	8,1	10,1	12,5	14,0	14,0	11,2	7,4	3,4	1,9	1,0
1964	1,6	4,1	8,0	12,0	14,8	15,2	14,6	12,0	8,1	3,8	1,9	1,1
1965	1,6	3,7	8,3	12,1	15,8	14,6	14,6	10,9	6,9	4,2	1,5	1,1
Балаганск												
1963	2,7	4,6	9,5	12,4	15,7	14,4	16,3	11,0	8,0	4,6	2,5	1,6
1964	2,3	5,2	10,4	13,4	16,2	16,9	16,0	10,9	9,2	5,8	2,6	1,6
1965	2,4	5,1	10,6	14,7	15,6	15,6	15,9	11,0	7,5	5,6	2,8	1,6

суммарной радиации при действительных условиях облачности за 1966—1967 гг.; средний балл общей облачности был взят из метеорологических таблиц. В табл. 5 представлены наблюдаемые и рассчитанные величины суммарной радиации.

Из таблицы следует, что рассчитанные данные, за исключением отдельных месяцев, имеют хорошую согласованность с наблюдаемыми величинами, что указывает на возможность применения расчетного метода для определения величин суммарной радиации для

Таблица 4

Величины коэффициента  $k$

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Братск												
1963	0,82	0,47	0,46	0,49	—	—	0,49	0,51	0,52	0,78	—	0,50
1964	0,65	0,88	0,43	0,41	0,46	0,43	0,55	0,56	0,79	0,67	0,40	0,43
1965	0,59	0,58	0,60	0,45	0,38	0,41	0,49	0,53	0,43	0,68	0,73	0,50
Среднее . .	0,69	0,64	0,50	0,45	0,42	0,42	0,51	0,53	0,58	0,71	0,56	0,48
Балаганск												
1963	0,70	0,40	0,36	0,30	0,34	—	0,31	0,54	0,51	0,54	0,45	0,35
1964	0,43	0,95	0,29	—	0,30	0,30	0,30	0,54	0,62	0,45	0,47	—
1965	0,44	0,46	0,50	0,38	0,43	0,34	0,34	—	0,56	0,50	0,49	0,45
Среднее . .	0,52	0,60	0,38	0,34	0,36	0,32	0,32	0,54	0,56	0,50	0,47	0,40

Наблюденные и рассчитанные величины суммарной радиации, (ккал/см<sup>2</sup>)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Братск												
1966 г.												
Наблюденная . . . .	1,6	3,1	8,1	12,8	12,9	15,4	13,1	11,9	7,6	3,1	1,3	1,1
Рассчитанная . . . .	1,4	2,8	7,6	11,6	14,1	15,8	13,6	12,0	8,0	3,5	1,7	1,0
Разность:												
ккал/см <sup>2</sup>	0,2	0,3	0,5	1,2	-1,2	-0,4	-0,5	-0,1	-0,4	-0,4	-0,4	0,1
проценты	12,5	9,7	6,2	9,4	10,0	2,6	3,8	8,4	5,3	12,9	30,8	9,1
1967 г.												
Наблюденная . . . .	1,8	3,9	7,6	12,4	13,0	15,5	13,8	8,8	6,4	4,0	1,8	1,1
Рассчитанная . . . .	1,6	3,7	7,6	12,8	14,7	15,8	14,0	10,2	6,7	3,4	2,1	1,2
Разность:												
ккал/см <sup>2</sup>	0,2	0,2	0,0	-0,4	-1,7	-0,3	-0,2	-1,4	-0,3	0,6	-0,3	-0,1
проценты	11,1	5,1	0,0	3,2	13,1	1,9	1,4	15,9	4,7	15,0	16,7	9,1
Балаганск, 1966 г.												
Наблюденная . . . .	2,4	4,5	9,5	13,4	14,4	17,3	13,3	12,6	8,7	3,8	2,5	1,6
Рассчитанная . . . .	2,3	3,3	9,5	13,1	14,7	16,7	15,9	11,7	9,1	5,3	2,6	1,6
Разность:												
ккал/см <sup>2</sup>	0,1	1,2	0,0	0,3	-0,3	0,6	-2,6	0,9	-0,4	-1,5	-0,1	0,0
проценты	4,2	26,7	0,0	2,2	2,1	3,5	19,5	7,1	4,6	40,0	4,0	0,0

других пунктов водохранилища, где непосредственные измерения составляющих радиационного баланса отсутствуют. Несмотря на удовлетворительную согласованность рассчитанных величин суммарной радиации с наблюдаемыми, значения коэффициентов  $k$  нуждаются в проверке на большем материале наблюдений.

Используя полученные значения  $Q_{\text{возм}}$  и  $k$  для ст. Братск, обсерватория, мы подсчитали величины суммарной радиации для плавучей станции Братск. Результаты расчета представлены в табл. 6.

За исключением отдельных месяцев, рассчитанные величины имеют хорошую согласованность с наблюдаемыми.

По формуле (1) были рассчитаны величины суммарной радиации для ст. Подволочное (табл. 7), расположенной между Балаганском и Братском. Величины возможной радиации для данной широты определялись по табл. 2, величины  $k$  — по табл. 4.

Из данных табл. 7 следует, что полученные величины суммар-

Таблица 6

Наблюдаемые и рассчитанные величины суммарной радиации (ккал/см<sup>2</sup>).  
Братск, плавучая станция

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1964 г.								
Наблюденная . . . . .							8,4	3,8
Рассчитанная . . . . .							8,1	3,6
Разность:								
ккал/см <sup>2</sup> . . . . .							0,3	0,2
проценты . . . . .							3,6	5,3
1965 г.								
Наблюденная . . . . .						11,9	8,0	4,3
Рассчитанная . . . . .						11,4	6,8	4,2
Разность:								
ккал/см <sup>2</sup> . . . . .						0,5	1,2	0,1
проценты . . . . .						4,2	15,0	2,3
1966 г.								
Наблюденная . . . . .	9,5	14,2	13,9	17,5	9,9	13,9	8,6	3,2
Рассчитанная . . . . .	7,8	12,3	14,5	15,8	13,4	12,3	8,1	3,7
Разность:								
ккал/см <sup>2</sup> . . . . .	1,7	1,9	-0,6	1,7	3,5	1,6	0,5	-0,5
проценты . . . . .	17,9	13,4	4,3	9,7	20,7	11,5	5,8	15,6
1967 г.								
Наблюденная . . . . .								4,2
Рассчитанная . . . . .								3,8
Разность:								
ккал/см <sup>2</sup> . . . . .								0,4
проценты . . . . .								11,9

ной радиации для ст. Подволочное, за исключением отдельных месяцев, не выходят за пределы величин суммарной радиации для станций Братск, обсерватория и Балаганск.

**Альбедо.** Альбедо водной поверхности, определяя соотношение падающей и отраженной радиации, является одной из важнейших характеристик радиационного режима.

Таблица 7

Рассчитанные величины суммарной радиации. Подволочное

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1963	2,3	4,0	9,5	12,0	15,4	15,4	14,8	10,7	6,9	4,3	2,3	1,4
1964	2,1	5,3	8,9	12,5	16,0	16,3	14,8	11,3	8,1	4,8	2,2	1,4
1965	2,1	4,8	10,2	13,3	16,3	16,0	14,6	10,6	7,2	4,7	2,3	1,6
1966	2,2	3,7	9,6	13,7	15,6	17,2	14,8	11,3	8,6	4,6	2,1	1,5

## ОБ УТОЧНЕНИИ МЕТОДИКИ РАСЧЕТА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК НАД ВОДОЕМОМ ПО ДАННЫМ БЕРЕГОВЫХ МЕТЕОСТАНЦИЙ

Для решения многих практических задач необходимо вычислять метеорологические параметры над водоемом по данным береговых метеостанций. Потребность в указанных расчетах возникла уже давно, но и до настоящего времени задача остается весьма актуальной.

В последние годы в ГГО была разработана методика, которая позволяет производить пересчет метеорологических характеристик «с суши на воду», используя имеющийся на каждом водохранилище минимум стандартных измерений.

Методика разработана на основе решения уравнений тепло- и влагопередачи со степенными коэффициентами в простейшей его форме, учитывающей лишь адвективный и турбулентный члены. Уравнения, записанные в такой форме, достаточно хорошо описывают условия на ограниченных водоемах [2]:

$$u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T}{\partial z}; \quad (1)$$

$$u \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (2)$$

где  $u$  — средняя скорость ветра;  $T$  — температура над водоемом;  $q$  — удельная влажность;  $k$  — коэффициент турбулентного обмена;  $x$  и  $z$  — горизонтальные и вертикальные координаты.

Ограниченность водоема здесь понимается в том смысле, что учет адвективного члена в уравнениях (1) и (2) нужен лишь для замкнутых расстояний от берега.

Решения уравнений (1) и (2) при заданных характеристиках турбулентного режима во внутреннем пограничном слое над водоемом приводятся к чрезвычайно простой расчетной формуле.

Для температуры, например,

$$T_x = T_{2c} + (T_{пв} - T_{2c}) F_l, \quad (3)$$

где  $T_{2c}$  — температура на высоте 2 м над сушей;  $T_x$  — температура на  $z=2$  м над водой;  $T_{пв}$  — температура поверхности воды;  $F_t$  — известная функция, рассчитываемая по заданному расстоянию от берега до пункта наблюдений над водоемом  $x$ ,

$$F_t = 1 - \frac{1,33}{\left(\frac{x}{2}\right)^n}.$$

Параметр  $n$  имеет три эмпирических значения в зависимости от стратификации воздуха над водоемом.

В течение ряда лет проводилась проверка указанной методики на водохранилищах. Было установлено, что средние месячные и средние декадные величины температуры и влажности могут быть рассчитаны над водоемом по данным береговой станции с достаточной степенью точности [2, 3]. В отчетах по проверке этой методики, присланных с водохранилищ, разность между измеренными  $T_{2в}$  и рассчитанными  $T_x$  значениями температур над водоемом обычно не превышает  $1-1,5^\circ$ .

Таким образом, эта методика вполне удовлетворяет практическим запросам, по крайней мере в летнее время и для средних декадных величин.

Цель настоящей работы — развить и обобщить теорию трансформации воздушной массы, перемещающейся с суши на водную поверхность, и выяснить на основании этой теории возможности уточнения или изменения методики М. П. Тимофеева для переходных сезонов.

Очевидно, что пути уточнения теории, лежащей в основе формулы (3), могут быть весьма разнообразны.

Нашей задачей был учет лишь одного дополнительного процесса: изменения турбулентного режима в воздушном потоке, перемещающемся на водную поверхность. Это позволяет уменьшить число параметров схемы, требующих экспериментального задания, и получить, таким образом, более общий метод расчета. В общем случае для расчета характеристик пограничного слоя над водой требуется задание профилей метеорологических элементов над сушей. Однако оценки показали, что возможно свести используемые для расчета данные к минимуму: стандартным наблюдениям над водоемом.

Не усложняя уравнений (1) и (2), мы добавили к системе этих уравнений уравнение движения

$$u \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z} \quad (4)$$

и уравнение баланса энергии турбулентности

$$u \frac{\partial b}{\partial x} - k \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 - \frac{g}{T} \frac{\partial T}{\partial z} \right] = Ds + Df. \quad (5)$$

Здесь и ниже использованы следующие обозначения:  $b$  — кинети-

ческая энергия турбулентности;  $Df$  — диффузия энергии турбулентности;  $Ds$  — диссипация энергии турбулентности в тепло.

Это дало нам возможность при соответствующих граничных условиях и использовании известных гипотез для замыкания системы (1) — (4), кроме решений для  $T$  и  $q$ , получить выражения для  $u$  и  $k$ .

При этом все указанные характеристики рассчитываются лишь по внешним параметрам натекающего на воду воздушного потока.

Постановка задачи и метод ее решения описаны в [4].

При получении расчетных формул следует иметь в виду следующее. В подавляющем большинстве случаев требуется рассчитать температуру и влажность на высоте 2 м над водой для больших расстояний от берега — около 10—15 км. Для таких расстояний высота внутреннего пограничного слоя достигает сотни метров и такие, например, детали решения, как уточнение граничных условий на границе пограничного слоя  $z = \delta$  или учет адвективного и диффузионного членов, в уравнении (4) теряют смысл.

Поэтому здесь для расчетов использован простейший вариант решения системы (1) — (5).

Для температуры воздуха на высоте 2 м над водой получен такой алгоритм решения:

$$\begin{aligned} \sigma_t &= \frac{T_{2B} - T_{пв}}{T_\delta - T_{пв}} = \sigma_0 + \sigma_1; \\ \sigma_0 &= \gamma v_{0*} \psi(y); \\ \sigma_1 &= \gamma u_1 - \frac{\gamma v_{0*}^2}{\delta F(\delta)} \left[ \Phi_2(y) - \frac{\Phi_2(y_\delta) \psi(y)}{\psi(y_\delta)} \right]; \\ u_1 &= \frac{v_{0*}}{F(\delta)} \left[ \frac{M}{\gamma} \bar{\Phi}_1(y) - \frac{v_{0*}}{\delta} \bar{\varphi}_2(y) - r \psi(y) \right]; \\ r &= \frac{1}{\psi(y_\delta)} \left[ \frac{M}{\gamma} \bar{\Phi}_1(y_\delta) - \frac{v_{0*}}{\delta} \bar{\Phi}_2(y_\delta) \right]; \quad \gamma = \frac{1}{\ln \frac{z_0}{z}}; \\ z &= \frac{v_{0*}}{\gamma} \frac{(1 - y^4)}{y}; \quad v_{0*} = \frac{1}{\gamma \psi(y_\delta)}; \quad \delta = \frac{v_{0*}}{\gamma} \frac{(1 - y_\delta^4)}{y_\delta}; \\ M &= \frac{y + (\gamma - 1)v_{0*}}{(y\psi - 1)\delta}; \\ \psi(y) &= \left( \frac{1}{y} - \frac{1}{y_0} \right) - \ln \frac{(y+1)(y_0-1)}{(y_0+1)(y-1)} + (\text{arctg } y - \text{arctg } y_0); \\ \bar{\Phi}_1(y) &= \int_{y_0}^y \frac{\varphi_1(1+3y^4)}{y^2(1-y^4)} dy; \quad \Phi_1 = \int_{y_0}^y \frac{\psi \left( \psi - \frac{1}{y} \right) (1+3y^4)}{y^2} dy; \\ \bar{\Phi}_2(y) &= \int_{y_0}^y \frac{\varphi_2(1+3y^4)}{y^2(1-y^4)} dy; \quad \Phi_2 = \int_{y_0}^y \frac{\psi(1+3y^4)}{y^3} dy; \end{aligned}$$

$$\Phi_2(y) = \int_{y_0}^y \frac{\varphi_1(y)(1+3y^4)}{(1-y^4)y^2} dy; \quad \Phi_1(y) = \int_{y_0}^y \frac{\psi^2(y)(1+3y^4)}{y^2} dy;$$

$$F(\delta) = \frac{v_{0*}}{v_{0*} - y_\delta} \left[ \frac{M}{\gamma} \left( \varphi_1 + \frac{\bar{\varphi}_1}{\psi} \right) - \frac{v_{0*}}{\delta} \left( \varphi_2 + \frac{\bar{\varphi}_2}{\psi} \right) \right].$$

Такое же решение может быть записано для влажности, так как уравнения и граничные условия для температуры и влажности совершенно идентичны.

Для удобства выполнения расчетов была построена номограмма, на которой безразмерное отношение разностей температур

$$\sigma_t = \frac{T_{2в} - T_{пв}}{T_\delta - T_{пв}}$$

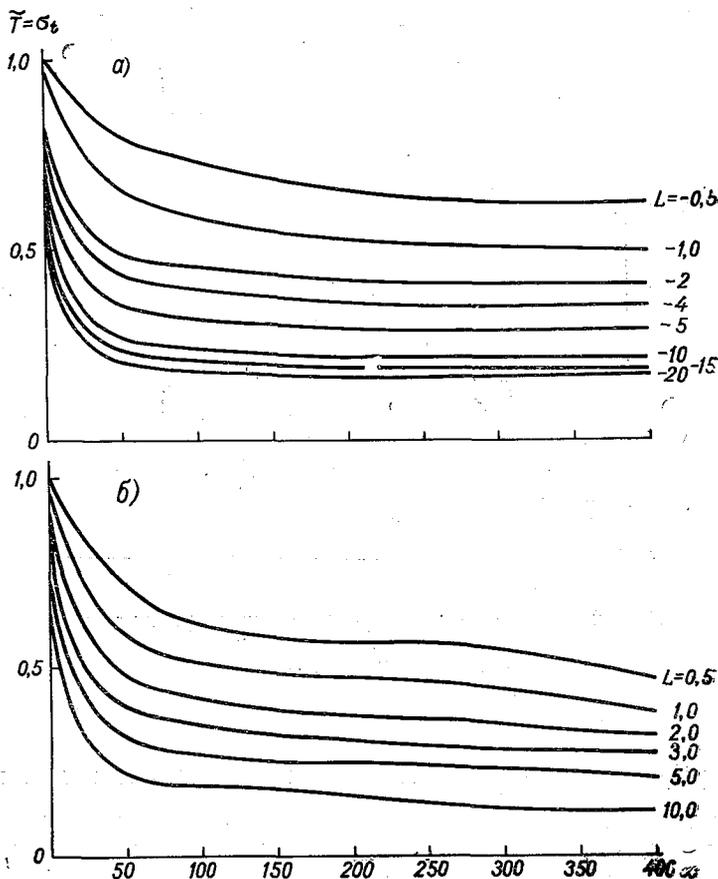


Рис. 1. Номограмма для расчета температуры воздуха над водоемом.  
а)  $T' < T_{пв}$ ; б)  $T' > T_{пв}$ .

и влажностей

$$\sigma_q = \frac{q_{2В} - q_{ПВ}}{q_{\delta} - q_{ПВ}}$$

представлено в зависимости от безразмерного расстояния  $\tilde{x} = \frac{x \lambda^2}{L}$  и некоторого масштаба длины  $L = 0,67 \frac{u_c^2}{T_{\delta} - T_{ПВ}}$ , характеризующего условия, в которых происходит трансформация (рис. 1). Изображенные на рисунке  $T$  зависимости соответствуют существующим физическим представлениям о характере изменения температуры и влажности на водоеме.

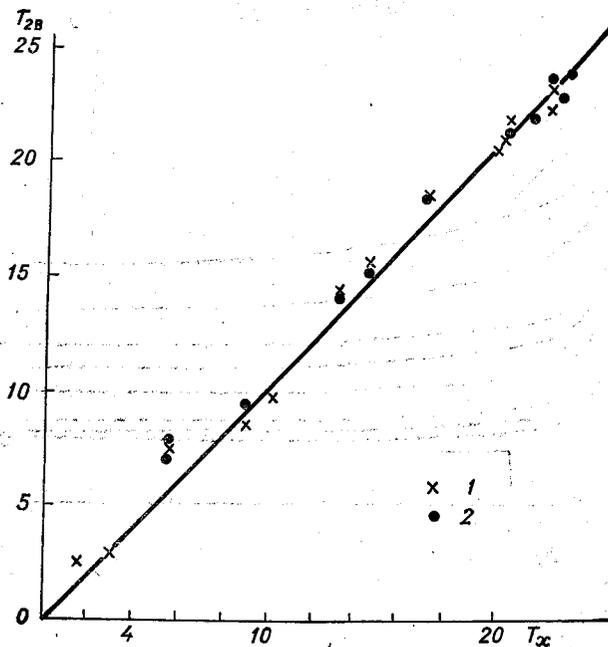


Рис. 2. Сравнение экспериментальных и рассчитанных величин (средние за декаду).

1 — по методике М. П. Тимофеева, 2 — по номограмме (рис. 1).

Из рисунка видно, что стационарное состояние над нагретым водоемом устанавливается на  $x > 300$  м, над холодным водоемом — несколько дальше. Поэтому для больших расстояний можно ограничиться одним графиком зависимости  $\sigma_t = f(L)$ .

Не имеет смысла, по-видимому, производить расчеты для  $L > 20$  м над нагретой поверхностью и  $L > 10$  м над холодной поверхностью. В этих случаях контрасты температур, обуславливаю-

щие трансформацию, настолько малы, что ошибка вычислений находится в пределах погрешности измерения.

Для выяснения условий применения расчетных методов в переходные сезоны количество экспериментальных данных для этих периодов было ограничено. Удалось использовать результаты измерений за август — ноябрь 1967 г. на Куйбышевском водохранилище, за июнь — сентябрь на Волгоградском водохранилище и данные экспедиции ГГО на оз. Балхаш. Для средних декадных данных результаты расчетов по обоим методикам совпадают с точностью до 5% (рис. 2).

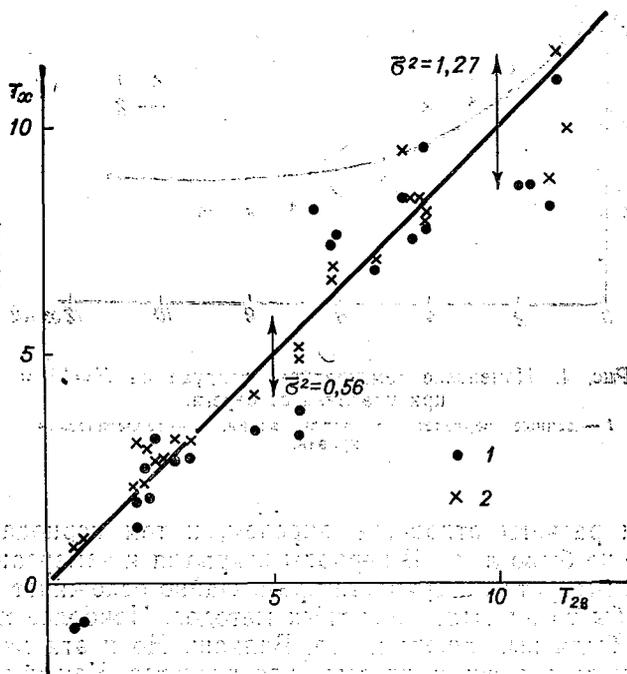


Рис. 3. Сравнение экспериментальных и рассчитанных величин (по срочным данным).

1 — по методике М. П. Тимофеева, 2 — по номограмме (рис. 1).

Следует иметь в виду, что применение номограммы (рис. 1) требует в большинстве случаев более точного задания исходных данных. Задание исходных профилей метеорологических элементов значительно повысило бы точность расчетов.

В ряде случаев результаты расчетов сравнивались с результатами измерений на водохранилищах, выполненных для очень больших расстояний от берега (12 км на Куйбышевском водохранилище). По-видимому, для таких расстояний всякая теория, связан-

ная с учетом горизонтальной неоднородности поверхности, перестает учитывать основные процессы, влияющие на формирование поля температуры и влажности. Для этих районов более целесообразно было бы применить теорию стационарного (или нестационарного) горизонтально-однородного пограничного слоя.

Было проверено также, каким образом использование\* более сложной теории сказывается на расчете температур над водохранилищем по срочным наблюдениям. Из рис. 3 видно, что для Куйбышевского водохранилища применение номограммы, помещенной на рис. 1, к расчету заметно улучшает результат.

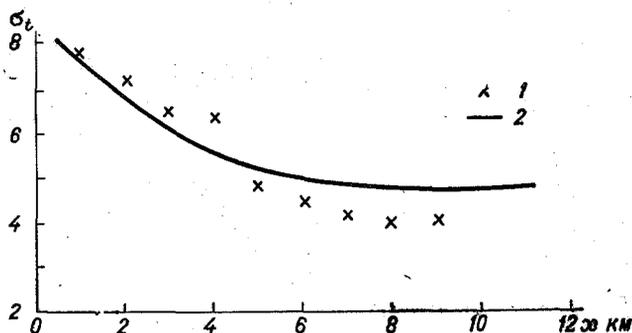


Рис. 4. Изменение температуры воздуха на  $H=15$  м при удалении от берега.

1 — данные вертолетного зондирования, 2 — теоретическая кривая.

Все эти расчеты относятся, впрочем, к тем периодам, когда на водоеме не было льда. В периоды вскрытия и замерзания водохранилища пестрота поверхности чрезвычайно осложняет применение каких бы то ни было расчетных методов. Наиболее надежные измерения были выполнены на оз. Балхаш. Но и эти данные мы не можем использовать полностью для расчетов. Как указывается в работе [5], данные наземных наблюдений нельзя считать репрезентативными для характеристики режима над водной поверхностью. Изменение температуры на высоте 15 м над водой, вызванное трансформацией воздушной массы, сравнивалось с результатами вертолетного зондирования. Согласно расчетным и измеренным величинам оказалось удовлетворительным, как, впрочем, и для температур, рассчитанных по методике М. П. Тимофеева с разными значениями эмпирических параметров (рис. 4).

Номограмма (рис. 1) требует дальнейшей экспериментальной проверки, так как малое количество использованных материалов не дает возможности сделать статистически обоснованные выводы.

Теоретические выводы данной работы могут быть использованы при организации наблюдений на водохранилищах для выбора расстояния от берега до точки наблюдения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеиздат, Л., 1963.
2. Несина Л. В. Изменение метеорологического режима при создании водоемов. Тр. ГГО, вып. 167, 1965.
3. Новожилова М. П. Расчет температуры и влажности воздуха над акваторией Новосибирского водохранилища. Тр. ГГО, вып. 206, 1967.
4. Надежина Е. Д. Об использовании уравнения баланса энергии турбулентности в задаче о трансформации воздушной массы. Тр. ГГО, вып. 187, 1966.
5. Малевский-Малевиц С. П., Симонов В. В., Снегур И. П. Особенности метеорологических условий над водоемом в период вскрытия. См. настоящий сборник.

В 1965 г. в Главной геофизической обсерватории М. П. Тимофеевым и А. С. Зайцевым была разработана методика расчета скоростей ветра над ограниченными водоемами по данным наблюдений на станции побережья.

Для проверки этой методики в 1966 г. была составлена и разослана станциям инструкция по ее применению.

Предложенная методика основана на приближенной теории трансформации ветрового потока при переходе с суши на водную поверхность. Она позволяет по стандартным гидрометеорологическим наблюдениям на суше в безледоставный период рассчитать скорость ветра над водной поверхностью на различных расстояниях от берега.

Считается, что процесс изменения скорости ветра над водоемами обусловлен двумя основными факторами: изменением турбулентного потока и дополнительным барическим градиентом, возникающим из-за различия между температурами суши и водоема.

Для обычно употребляемого в практике переходного коэффициента ветра  $K$  было получено следующее выражение:

М. П. ЧУРИНОВА

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕРКИ МЕТОДИКИ РАСЧЕТА СКОРОСТЕЙ ВЕТРА НАД ВОДОЕМАМИ

$$K = \frac{u_1(x)}{u_1(0)} = \sqrt{\Phi(x, \alpha) + \chi(x, \alpha) \frac{T_{\text{п}} - T_1}{u_1^2(0)}}$$

где  $u_1(x)$  и  $u_1(0)$  — скорости ветра на высоте 1 м над водоемом и сушей;  $T_{\text{п}}$  и  $T_1$  — температура воды и воздуха на суше;  $\Phi(x, \alpha)$  и  $\chi(x, \alpha)$  — функции, определяемые условиями турбулентного обмена над водоемом и сушей и зависящие от размера водоема.

Функция  $\Phi(x, \alpha)$  отражает влияние изменения напряжения турбулентного трения над водоемом по сравнению с сушей. Обычно эта функция положительна и по величине больше единицы. Величина и знак функции  $\chi(x, \alpha)$  определяются соотношением температуры поверхности воды и температуры воздуха на суше. Весной  $T_{\text{п}} - T_1 < 0$  и второй член уменьшает скорость ветра; в сумме это приводит к незначительным изменениям скорости ветра.

Осенью  $T_{п} - T_1 > 0$ , это приводит к значительному улучшению скорости ветра над водоемом.

Поскольку формула довольно громоздка, для облегчения расчетов была составлена номограмма, на которой величины переходного коэффициента ветра представлены в зависимости от расстояния, проходимого воздушным потоком над водоемом, и параметра

$$\frac{T_{п} - T_1}{u_1^2(0)}$$

При расчетах номограммы были приняты некоторые средние зависимости турбулентного обмена над водной поверхностью от разности температуры вода — воздух.

Предварительная проверка предлагаемой методики по материалам наблюдений на водохранилищах показала, что отклонения рассчитанной скорости ветра от наблюдаемой для декадных и средних месячных величин находятся в пределах  $\pm 1$  м/сек. При расчетах по отдельным случаям наблюдаются отклонения несколько больше. Примерно в 70—80% случаев эти отклонения находятся в пределах  $\pm 2$  м/сек.

В инструкции указывается, что для выбора опорной станции следует иметь в виду следующее: станция должна быть удалена от водоема на расстояние несколько километров, так, чтобы влияние водоема на метеорологический режим площадки станции было минимальным.

В случае, если станция находится в нескольких десятках и сотнях метров от уреза воды, наблюдения можно использовать при ветрах с берега на воду.

Для выбранной опорной станции составляется таблица значений величины пробега воздушного потока над водоемом.

Найдя по номограмме  $K$  и умножая его на скорость ветра  $u_1(0)$ , получают скорость ветра на высоте 1 м над водной поверхностью.

Ниже приводим результаты проверки предложенной методики, полученные некоторыми гидрометеорологическими обсерваториями на водохранилищах, а также рассчитанные нами по данным наблюдений.

Наиболее полные результаты проверки получены по Куйбышевскому водохранилищу. Здесь произведены расчеты по данным наблюдений за летний период (с августа по ноябрь) 1966 г.

По физико-географическим условиям водохранилище разделили на три участка: Приплотинный, Верхне-Ульяновский и Волжско-Камский.

Для первого участка расчеты производились по данным ст. Комсомольская, расположенной в 500 м от уреза воды на левом берегу. Бралась только случаи, когда ветры были северной четверти (с суши на воду). Над водной поверхностью скорость ветра измерялась АРИВом. Всего использовано 320 суточных наблюдений.

Для Верхне-Ульяновского плёса расчеты производились по данным ст. Ульяновский Учхоз, расположенной в 15—20 км от водохранилища. Учитывались ветры всех направлений. Получен-

ные расчеты сравнивались с наблюдениями плавучей станции ПОМ-1. Рассмотрено 456 случаев.

Для Волжско-Камского плёса за опорную взята станция Лаишево, расположенная в 1,5—2,0 км от уреза воды на северном побережье. В расчет принимались ветры северной четверти (с суши на водоем). Полученные результаты сравнивались с наблюдениями на пункте открытого моря (ПОМ-2). Всего было проведено 330 расчетов по срочным наблюдениям.

Всего по Куйбышевскому водохранилищу за 1966 г. было сделано 1106 сравнений.

Таблица 1

Повторяемость (%)  $\Delta u$ . Куйбышевское водохранилище

Участок	Год, месяц	$\Delta u$ м/сек.		
		$\pm 0,5$	$\pm 1,0$	$\pm 2,0$
Приплотинный . . . . .	1966, VI—VIII	35	65	85
Верхне-Ульяновский плёс . . . . .		32	53	79
Волжско-Камский плёс . . . . .		28	52	84
Верхне-Ульяновский плёс . . . . .	1967, IX—XI	29	47,5	60,5

За 1967 г. произведены расчеты скорости ветра с августа по ноябрь по декадным данным станции Ульяновский Учхоз и ПОМ-1. По этому же участку брались отдельные наблюдения, когда ветер был направлен с суши на водохранилище. Таких оказалось 38 наблюдений.

Для анализа результатов было проведено сравнение наблюдаемых  $u_n$  и рассчитанных  $u_p$  скоростей ветра. В табл. 1 приведены значения повторяемости  $\Delta u$ .

Из таблицы видно, что в летнее время повторяемость  $\Delta u = 2$  м/сек. на всех трех участках лежит в пределах 79—85%, тогда как для осенних месяцев только 60,5% случаев удовлетворяет этому условию. По-видимому, в осенний период действуют еще и другие факторы, которые формулой не учтены.

Сопоставление наблюдаемых  $u_1(0)_n$ ,  $u_1(x)_n$  и рассчитанных  $u_1(x)_p$  средних декадных скоростей ветра по материалам станций Ульяновский Учхоз и ПОМ-1 представлено на рис. 1. Для лета средние величины  $u_1(x)_n$  и  $u_1(x)_p$  близки между собой,  $\Delta u < 1,0$  м/сек. При этом в июне и июле рассчитанные скорости выше, чем наблюдаемые, а в августе средние скорости  $u_n$  и  $u_p$  близки между собой и кривые несколько раз пересекаются,  $\Delta u$  за все лето равно 1 м/сек.

В августе, октябре и ноябре  $\Delta u \leq 1$  м/сек., тогда как в сентябре в первую и вторую декады разница между наблюдаемыми и вычисленными скоростями составляет 2,5 м/сек. Это свидетельствует о том, что осенью расчет по указанной методике дает большие погрешности.

По Волгоградскому водохранилищу использованы материалы

наблюдений за 1967 г. по станциям Камышин, озерная (суша) и ПРГМС-1 (вода). Были выбраны только те случаи, когда ветер дул с суши на водохранилище (от юго-западного до северо-северо-западного и северного направлений).

По этим данным были вычислены скорости ветра над водоемом и проведено сравнение с наблюдаемыми скоростями. Сделано 230

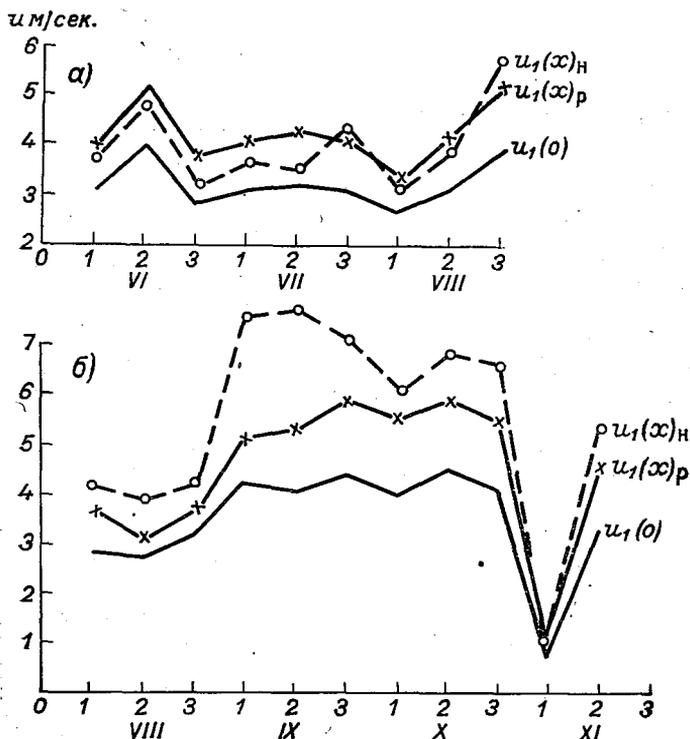


Рис. 1. Сравнение рассчитанных и наблюдаемых средних декадных скоростей ветра по данным Куйбышевского водохранилища.  
а — 1966 г., б — 1967 г.

расчетов по отдельным наблюдениям за июль — август и 125 за сентябрь. Вычислены

$$\Delta u = u_1(x)_n - u_1(x)_p.$$

В табл. 2 приведена повторяемость разности  $\Delta u$  между наблюдаемыми (ПРГМС-1) и рассчитанными (Камышин, озерная) скоростями за 1967 г.

Здесь так же, как и для Куйбышевского водохранилища, в летние месяцы повторяемость лежит в пределе, указанном в инструкции (т. е.  $\Delta u \leq 2,0$  м/сек. в 70,9% случаев), для сентября же повторяемость  $\Delta u \leq 2,0$  м/сек. всего 56,8%.

Таблица 2

Повторяемость (%)  $\Delta u$ .  
Волгоградское водохранилище

Месяц	$\Delta u$ м/сек.			
	$\pm 0,5$	$\pm 1,0$	$\pm 1,5$	$\pm 2,0$
VII и VIII	23,9	40,9	58,9	70,9
IX	17,6	36,0	48,0	56,8

Таблица 3

Повторяемость (%)  $\Delta u$ .  
Рыбинское водохранилище

	$\Delta u$ м/сек.		
	$\pm 0,5$	$\pm 1,0$	$\pm 2,0$
Средние величины:			
месячные . . . . .	56	72	100
декадные . . . . .	42	84	96
суточные . . . . .	42	67	96
Отдельные сроки . .	27	56	81

Для более наглядного сопоставления скоростей ветра, рассчитанных и наблюдаемых, отдельные случаи были сгруппированы по срокам наблюдений, а затем вычислены средние значения наблюдаемых и вычисленных скоростей ветра за июль — август и отдельно за сентябрь (рис. 2).

Средние скорости за два месяца, объединенные по срокам наблюдений, близки между собой, т. е.  $\Delta u = u_n - u_p$  мало. Кривые

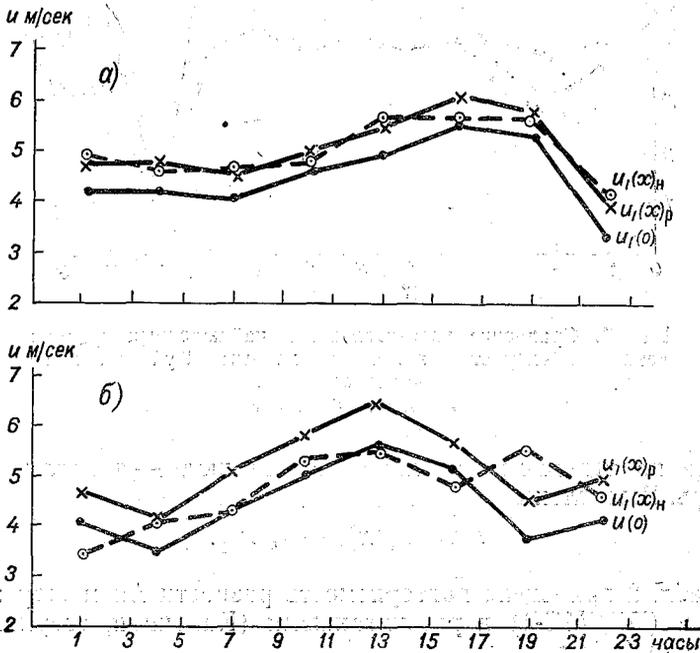


Рис. 2. Сравнение рассчитанных и наблюдаемых скоростей ветра за отдельные сроки наблюдения по данным Волгоградского водохранилища.

а — июль — август 1967 г., б — сентябрь 1967 г.

часто пересекаются и только в 16 час. расчетная скорость на 0,5 м/сек. выше наблюдаемой (рис. 2 а). Можно сделать вывод, что для Волгоградского водохранилища в летнее время выполняется условие  $\Delta u \leq \pm 1$  м/сек.

Для сентября (рис. 2 б) расхождения между наблюдаемыми и рассчитанными скоростями близки к 1 м/сек. и только за 1, 13 и 19 час.  $\Delta u$  немного выше 1 м/сек.

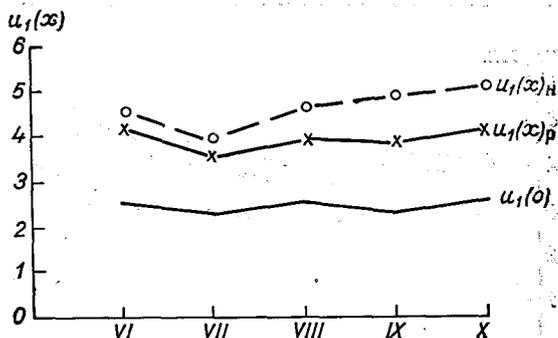


Рис. 3. Сравнение рассчитанных и наблюдаемых средних месячных скоростей ветра по данным Рыбинского водохранилища (1960—1964 гг.).

Во все сроки наблюдений рассчитанные скорости выше наблюдаемых, кроме 19 час., когда, наоборот, наблюдаемая скорость выше рассчитанной. Значения наблюдаемых скоростей ветра над водой и сушей близки, особенно с 7 до 16 час.

Проверка методики проводилась также Рыбинской ГМО по данным 1960—1966 гг. Отдельно сделаны расчеты по средним месячным, декадным и суточным данным, а также произведены расчеты по отдельным срокам наблюдений.

Средние месячные и декадные величины скорости вычислялись по ст. Кесьма, расположенной в 30 км к западу от водохранилища. Рассчитанные скорости сравнивались с наблюдаемыми на ПОМ, который расположен в центре водохранилища. Всего сделано 25 месячных, 50 декадных и 69 суточных расчетов, а также 415 расчетов для отдельных наблюдений. Вычисления (средних за сутки и в отдельные сроки) производились по данным береговых станций Пошехонье-Володарск и Брейтово, расположенных на противоположных берегах водохранилища. Скорость ветра над водохранилищем бралась по данным АРИВов ст. Борисоглебск, городок и ПОМ за 1965 и 1966 гг.

В табл. 3 представлены расчеты повторяемости  $\Delta u$  для средних скоростей.

Процент повторяемости  $\Delta u \leq 2$  м/сек. для всех средних расхождений между  $u_n$  и  $u_p$  достаточно высок.

Однако не по всем станциям Рыбинского водохранилища получаются удовлетворительные результаты. Так, например, на рис. 3 дано сравнение скоростей ветра, наблюдаемых и рассчитанных по

средним месячным данным за 1960—1964 гг. по ст. Кесьма. Рассчитанные скорости за рассмотренные месяцы ниже наблюдаемых.

По данным отчета Рыбинской ГМО, в 73% случаев наблюдаемые скорости ветра выше рассчитанных. Такого занижения рассчитанной скорости на других станциях на Рыбинском водохранилище не обнаружено.

По-видимому, на ст. Кесьма ветровой режим несколько искажается. Приведенная повторяемость в процентах средних скоростей является недостаточной. Необходимо знать процент повторяемости

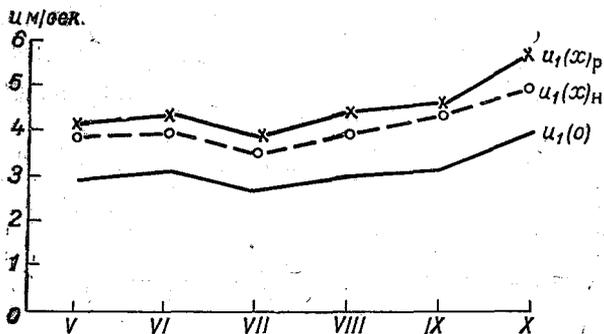


Рис. 4. Сравнение рассчитанных и наблюдаемых средних месячных скоростей ветра по данным Новосибирского водохранилища (1961—1965 гг.).

$\Delta u \leq 2$  м/сек. по отдельным наблюдениям. Что касается расчета средних скоростей ветра, то разница  $\Delta u = u_n - u_p$  меньше 1 м/сек., за исключением сентября, когда  $\Delta u = 1,1$  м/сек.

По Новосибирскому водохранилищу проверка проводилась Обской ГМО по материалам наблюдений за 1961—1965 гг. При расчетах в качестве береговой станции принимались данные ст. Обская ГМО (станция расположена на левом берегу водохранилища в районе плотины). Ветры брались без учета направления. При определении пути пробега воздушного потока над водоемом были также допущены некоторые отклонения от методики.

Рассчитанные скорости ветра сравнивались с наблюдаемыми на островной станции Лысая Гора.

На основании четырехлетних наблюдений подсчитана повторяемость  $\Delta u$  по градациям отклонений. Получены следующие результаты:

$\Delta u$ м/сек. . . . .	$\pm 0,5$	$\pm 1,0$	$\pm 1,5$	$\pm 2,0$
Повторяемость, % . . . .	13	42,1	51,8	58,4

Процент повторяемости  $\Delta u \leq 2$  м/сек. здесь довольно низок. Это можно объяснить тем, что расчет производился не по средним данным, а по срочным наблюдениям. При сравнении средних скоростей ветра видно, что во все месяцы рассчитанные скорости выше наблюдаемых (рис. 4). По величине же средние расхождения между скоростями удовлетворяют условию  $\Delta u \leq \pm 1$  м/сек. Максимальное отклонение рассчитанной скорости от наблюдаемой отмечается в октябре и составляет  $-0,8$  м/сек.

Из всего вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Методика вычисления скоростей ветра над водной поверхностью по данным наблюдений станций на суше, проверенная по материалам Куйбышевского (трех участков), Волгоградского, Рыбинского и Новосибирского водохранилищ, может быть рекомендована для расчетов средних скоростей ветра в летнее время. Отклонение рассчитанных скоростей от наблюдаемых при этом не превышает 1 м/сек.

2. Применительно к осеннему периоду данная методика нуждается в уточнении.

3. Расчеты скоростей ветра в отдельные сроки наблюдений и по отдельным наблюдениям могут производиться по разработанной методике при строгом соблюдении условий, предусмотренных инструкцией, при этом в 70—80% случаев  $\Delta u$  не превышает  $\pm 2$  м/сек.

**О ПАРАМЕТРЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ СТРАТИФИКАЦИИ ВОДЫ**

При определении температуры водной поверхности методом теплового баланса для учета термического расслоения воды используется упрощающая задача гипотеза о связи температуры водной поверхности и средней температуры слоя [1, 2, 3], а именно:

$$T_{\text{ср}} = \mu T_{\text{п}},$$

где  $\mu$  — некоторая функция, которая определяется на основании экспериментальных наблюдений над профилем температуры воды. В настоящее время сведения о величине коэффициента  $\mu$  немногочисленны. Наиболее подробные материалы о значении этого коэффициента представлены в работе [2], где дан сезонный ход  $\mu$  для водоемов различной глубины. Для определения значений  $\mu$  авторы работы [2] располагали ограниченными материалами наблюдений над распределением температуры воды по глубине. Полученные значения  $\mu$  для слоев разной мощности отождествляются со значениями  $\mu$  для водоемов с разными глубинами. Однако известно, что механизм перемешивания водной массы в водоемах с разными глубинами несколько различен и потому принятое предположение является приближенным. При этом чем больше отличаются глубины, тем яснее выражено указанное различие.

В настоящее время количество измерений температуры воды по глубинам значительно увеличилось. Появилась возможность обоснования значения параметра  $\mu$  для водоемов с различными глубинами на большем количестве материалов наблюдений. С этой целью были проанализированы материалы наблюдений над вертикальным распределением температуры воды на Рыбинском, Цимлянском и Горьковском водохранилищах, а также на озерах Псковском, Имандра, Балхаш и на небольших озерах Приуралья. Нас интересовали средние за месяц величины  $\mu$  для водоемов глубиной до 20 м, поэтому материалы наблюдений на водоемах большей глубины не рассматривались.

Обработка материалов наблюдений производилась следующим образом. Значения температуры воды на глубинах снимались с построенных для каждого наблюдения профилей температуры

(через 1 или 2 м глубины от поверхности до дна). Среднее значение температуры воды по глубине  $T_{\text{ср}}$  определялось как среднее арифметическое из этих значений. За температуру поверхности были приняты значения температуры воды на глубине 0,1 м. По известному выражению  $T_{\text{ср}} = \mu T_{\text{п}}$  рассчитывались величины  $\mu$ . Для каждого водоема рассматривались профили температуры воды единичных измерений, относящихся к определенному месяцу за ряд лет.

Таблица 1

Водоем	Глубина, м	Период осреднения (годы)	Параметр	Месяц							
				IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Рыбинское вдхр	около 5	17	$\mu$		0,98	0,92	0,94	1,0	1,0	1,0	
Цимлянское вдхр	15—18	10	$\mu$	0,96	0,90	0,92	0,94	0,97	0,98	1,0	1,0
			$n$	16	25	17	18	19	23	24	14
Горьковское вдхр	15—18	2	$\mu$		0,82	0,83	0,96	0,97	1,0	1,0	
			$n$		4	4	6	8	6	4	
Псковское озеро	8—10	10	$\mu$		0,90	0,97	0,95	0,99	1,0	1,0	1,0
			$n$		25	25	24	25	22	21	20
оз. Имандра	20	8	$\mu$			0,85	0,90	0,95	0,99	1,03	
			$n$			19	25	19	18	14	
оз. Балхаш	8—20	2	$\mu$	0,99	0,90	0,95	0,96	0,97	0,99	0,99	
			$n$	3	2	7	6	6	3	4	
Озера Приуралья	2—5		$\mu$		0,92	0,97	0,99	0,99	1,02	1,0	
			$n$		10	15	16	13	13	7	

В табл. 1 представлены полученные результаты с указанием периода, в течение которого использованы материалы наблюдений, и число случаев измерений  $n$ . По данным табл. 1, средние величины параметра  $\mu$  в течение безледоставного периода для водоемов глубиной до 20 м, как правило, находятся в пределах 0,9—1,0. Исключением является Горьковское водохранилище (май, июнь), что может быть объяснено малым числом измерений. Отклонения единичных измерений от среднего не превышают 0,1. Величины параметра  $\mu$  для озер и водохранилищ с разными глубинами в пределах 20 м существенно не отличаются. Полученные значения  $\mu$  для водохранилищ и озер глубиной 10 м и меньше не отличаются от соответствующих величин в работе [2]. Для водоемов, глубины которых более 10 м, полученные нами значения несколько выше представленных в указанной работе. Учитывая перечисленные ранее недостатки определения  $\mu$  для непроточных водоемов, указанных в работе [2], а также то, что в настоящей работе для вычисления параметра  $\mu$  использовано

значительно большее количество материалов наблюдений, можно думать, что данные табл. 1 более точные.

Средние величины  $\mu$  за месяц и декаду могут быть использованы при расчетах средних значений температуры поверхности водоемов. Средние значения  $\mu$  за более короткие промежутки времени при расчете могут привести к заметным ошибкам, поскольку, как указывалось ранее, отклонение  $\mu$  от средней величины может составить 10%. Возникает необходимость определения  $\mu$  за более

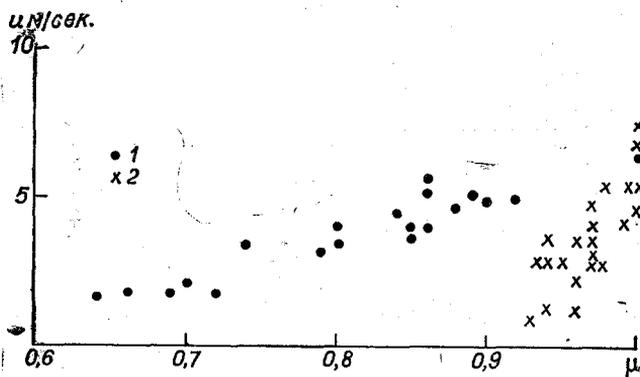


Рис. 1. Связь между скоростью ветра и параметром термической стратификации воды.

1 — оз. Красавица, 2 — Куйбышевское водохранилище.

короткие периоды времени. В этом случае можно воспользоваться распространенным способом нахождения той или иной трудно-определимой характеристики по ее связи с каким-либо элементом из комплекса стандартных гидрометеорологических наблюдений.

Поскольку одной из наиболее важных характеристик, определяющих вертикальный профиль температуры воды, является ветер, была сделана попытка найти связь между параметром  $\mu$  и скоростью ветра. В процессе анализа материалов наблюдений выяснилось, что связь между параметром  $\mu$  и скоростью ветра в момент измерения вертикального профиля температуры воды отсутствует. Масса воды обладает определенной инерцией, поэтому профиль температуры воды формируется не мгновенно, а в течение некоторого периода времени. Оказалось, что для рассматриваемых нами водоемов существует определенная связь между средней скоростью ветра за 12 час., предшествующих измерению вертикального профиля температуры воды, и параметром  $\mu$ , определенным по этому профилю. На рис. 1 приведена указанная связь для двух существенно различных по морфометрическим и гидрометеорологическим характеристикам водоемов — оз. Красавица и Куйбышевского водохранилища. Для оз. Красавица связь между  $u$  и  $\mu$  ярко выражена, причем  $\mu$  в зависимости от скорости ветра изменяется в широких пределах. Последнее не

характерно для рассматриваемых нами водоемов, так как является следствием специфических особенностей оз. Красавица, которое является небольшим, глубоким и защищенным со всех сторон.

Более характерной для представленных в настоящей работе водоемов является зависимость между  $u$  и  $\mu$ , построенная по материалам наблюдений на Куйбышевском водохранилище. Здесь пределы изменения  $\mu$  в зависимости от скорости ветра невелики. Подобные связи между  $u$  и  $\mu$  можно построить и для других водоемов, где имеются наблюдения над скоростью ветра над водной поверхностью и вертикальным профилем температуры воды. Однако они будут мало отличаться друг от друга, так как пределы изменения  $\mu$  примерно одинаковы для всех указанных выше водоемов.

Таким образом, для многих существующих в настоящее время естественных и искусственных водоемов глубиной 20 м и менее среднее значение параметра термической стратификации воды  $\mu$  в течение всего безледоставного периода находится в пределах 0,9—1,0. Исключение представляют небольшие, глубокие, защищенные от ветрового воздействия озера (типа оз. Красавица). Вследствие малой изменчивости параметра  $\mu$  для водоемов с различными морфометрическими характеристиками и климатическими условиями полученные в настоящей работе значения этого параметра могут быть использованы при расчете средних месячных и средних декадных величин температуры водной поверхности для подобных водоемов. Приближенные значения параметра  $\mu$  за короткие промежутки времени можно получить по связи его со скоростью ветра, полученной для водоема, близкого по своим гидрометеорологическим и морфометрическим особенностям исследуемому.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский Н. М. Теоретические вопросы расчета пруда-холодильника. Материалы по гидрологии, гидрографии и водным ресурсам СССР, вып. 5, 1931.
2. Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоздат, Л., 1954.
3. Тимофеев М. П. О методике расчета температуры водоемов. Метеорология и гидрология, № 12, 1958.

И. И. МЕЛЬНИКОВА, В. В. СИМОНОВ

## О ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ И МЕЛКОГО ВОДОЕМА

Вопросам метеорологического режима ограниченных водоемов посвящено большое количество работ, основные результаты которых обобщены в монографии М. П. Тимофеева [1]. В этих исследованиях уравнение теплопроводности для воды не решается, а вводится в рассмотрение параметр  $\mu$ , который полагается известным и равен отношению средней по глубине температуры воды к ее значению на поверхности водоема. Численные значения  $\mu$  определяются по полученным в предыдущие годы экспериментальным данным. Поэтому разработанная на основе этих исследований методика расчета составляющих теплового баланса и температуры поверхности водоема дает удовлетворительные результаты только в том случае, если метеорологическая обстановка в рассматриваемый и в немалой степени в предыдущий период соответствует тем условиям, при которых получены задаваемые значения  $\mu$ .

Для получения достаточно детальной картины процесса взаимодействия пограничного слоя атмосферы и водоема нужно решить полную систему уравнений, принимая какие-то гипотезы о характеристиках турбулентного обмена в воде и воздухе. В общем случае эта система является нелинейной, что практически исключает возможность получения простых аналитических выражений. Если же интересоваться в первую очередь относительным влиянием различных гидрометеорологических элементов на рассматриваемый процесс и иметь в виду, что при решении многих практических задач требуется знание лишь режимных характеристик, то в этом случае, видимо, целесообразно по возможности упростить исходную постановку задачи.

В данной работе, в частности, не учитываются адвекции и нестационарность. В уравнении движения для воды пренебрегаем силой Кориолиса и наличием в водоеме компенсационных течений, вызванных сгонно-нагонными явлениями. Решение задачи проводится при средних по пограничному слою в воздухе и по глубине в водоеме значениях коэффициентов турбулентности.

Если оси  $z$  и  $\zeta$  направить от поверхности водоема соответственно вверх и вниз, то система уравнений, учитывая вышесказанное, запишется в виде:  
для воздуха

$$\begin{aligned}
 k \frac{d^2 u}{dz^2} + l v &= 0; \\
 k \frac{d^2 v}{dz^2} - l(u - G) &= 0; \\
 k \frac{d^2 \theta}{dz^2} + \frac{1}{\rho_1 c_1} \frac{dR}{dz} &= 0; \\
 \frac{d^2 q}{dz^2} &= 0; \\
 k \left[ \left( \frac{du}{dz} \right)^2 + \left( \frac{dv}{dz} \right)^2 \right] - k \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} &= \varepsilon_1,
 \end{aligned}$$

для воды

$$\begin{aligned}
 \frac{d^2 c}{d\zeta^2} &= 0; \\
 a \frac{d^2 \vartheta}{d\zeta^2} - \frac{1}{\rho c_B} \frac{dR}{d\zeta} &= 0; \\
 a \left( \frac{dc}{d\zeta} \right)^2 + a \frac{g}{\vartheta} \frac{d\vartheta}{d\zeta} &= \varepsilon,
 \end{aligned}$$

где  $u, v, \theta, q, \varepsilon_1, \rho_1, c_1, \frac{dR}{dz}$  и  $k$  — соответственно компоненты скорости ветра, потенциальная температура, влажность, скорость диссипации энергии турбулентности в тепло, объемная теплоемкость, лучистый приток и коэффициент турбулентности в воздухе;  $c, \vartheta, \varepsilon, \rho, c_B, \frac{dR}{d\zeta}$  и  $a$  — аналогичные параметры для воды;  $G$  — геострофический ветер;  $l = 2\omega_z$  — параметр Кориолиса.

В качестве граничных условий на поверхности водоема задается склейка скоростей ( $u=c=u_{II}$ ), склейка температур ( $\theta = \vartheta = \theta_{II}$ ), условие насыщения водяного пара и уравнение теплового баланса  $F = P + LE + B$  ( $F$  — баланс длинноволновой радиации). На верхней границе пограничного слоя ( $z=H$ ) заданы температура  $\theta_H$ , влажность  $q_H$  и геострофический ветер  $G$ . На дне водоема ( $\zeta=\delta$ ) задается температура  $\vartheta_\delta$  и обращение в нуль скорости дрейфового течения. Высота пограничного слоя определяется из условия совпадения направлений фактического и геострофического ветров. Скорость дрейфового течения на поверхности находится из условия равенства касательных напряжений на границе раздела вода — воздух.

В работе, по предложению Д. Л. Лайхтмана, принимается, что суммарная диссипация энергии турбулентности в тепло — функция среднего коэффициента турбулентности и некоторого фикси-

рованного масштаба длины, которым для воздуха является высота пограничного слоя, для воды — глубина водоема.

Из анализа размерностей следует:

$$\int_0^H \varepsilon_1 dz = c_{*1} \frac{k^3}{H^3};$$

$$\int_0^{\delta} \varepsilon d\zeta = c_* \frac{a^3}{\delta^3},$$

где  $c_*$ ,  $c_{*1}$  — универсальные постоянные.

Принимается, что изменение радиации по глубине в водоеме подчиняется экспоненциальному закону

$$R(\zeta) = R_0 \exp(-\beta\zeta),$$

а по высоте в воздухе — линейному

$$R(z) = R_0 + \frac{(R_H - R_0)}{H} z.$$

Введем функцию  $\Pi = T + \frac{L}{c_1} q + \gamma_p z$  и перейдем к безразмерным переменным по формулам типа  $k = k_0 \tilde{k}$ ,  $z = z_0 \tilde{z}$  и т. д., выбрав в качестве характерных масштабов следующие:

$$k_0 = \frac{G^2}{lc_{*1}}; \quad z_0 = H_0 = \frac{G}{l\sqrt{c_{*1}}};$$

$$\Pi_0 = \theta_0 = \vartheta_0 = \frac{R_0 \sqrt{c_{*1}}}{\rho_1 c_1 G};$$

$$a_0 = v_0 = G; \quad a_0 = \frac{\delta G}{\sqrt[4]{c_* c_{*1}}} \sqrt{\frac{\rho_1}{\rho}};$$

$$\zeta_0 = \delta; \quad c_0 = G \sqrt[4]{\frac{c_*}{c_{*1}}} \left( \frac{\rho_1}{\rho} \right)^2.$$

Исходная система уравнений переписывается следующим образом:  
для воздуха

$$\tilde{k} \frac{d^2 \tilde{u}}{d\tilde{z}^2} + \tilde{v} = 0;$$

$$\tilde{k} \frac{d^2 \tilde{v}}{d\tilde{z}^2} - (\tilde{u} - 1) = 0;$$

$$\tilde{k} \frac{d^2 \tilde{\Pi}}{d\tilde{z}^2} + \frac{d\tilde{R}}{d\tilde{z}} = 0;$$

$$\tilde{k} \left[ \left( \frac{d\tilde{u}}{d\tilde{z}} \right)^2 + \left( \frac{d\tilde{v}}{d\tilde{z}} \right)^2 \right] - N\tilde{k} \frac{d\tilde{\theta}}{d\tilde{z}} = \tilde{\varepsilon}_1,$$

$$\frac{d^2 \tilde{c}}{d \tilde{\zeta}^2} = 0;$$

$$\tilde{a} \frac{d^2 \tilde{\vartheta}}{d \tilde{\zeta}^2} - \alpha_1 \frac{d \tilde{R}}{d \tilde{\zeta}} = 0;$$

$$\tilde{a} \left( \frac{d \tilde{c}}{d \tilde{\zeta}} \right)^2 + N_1 \tilde{a} \frac{d \tilde{\vartheta}}{d \tilde{\zeta}} = \tilde{\varepsilon},$$

уравнение теплового баланса

$$\tilde{k} \frac{d \tilde{\Pi}}{d \tilde{z}} + \frac{\tilde{a}}{\alpha_1} \frac{d \tilde{\vartheta}}{d \tilde{\zeta}} = \frac{F}{R_0},$$

где

$$N = \frac{g R_0}{\bar{\theta} \rho_1 c_1 l G^2};$$

$$N_1 = \frac{g R_0 \delta \rho c_{*1}}{\bar{\theta} G^2 \rho_1^2 c_1 \sqrt{c_*}};$$

$$\alpha_1 = \frac{c_1}{c_B} \sqrt[4]{\frac{c_*}{c_{*1}} \left( \frac{\rho_1}{\rho} \right)^2}.$$

Соответственно изменятся и граничные условия.

Пренебрегая при решении уравнений движения величиной скорости поверхностного течения по сравнению со скоростью геострофического ветра, после решения системы уравнений и некоторых преобразований получаем для пяти неизвестных  $\tilde{\Pi}_n$ ,  $\tilde{k}$ ,  $\tilde{a}$ ,  $\tilde{H}$ ,  $\tilde{u}_n$ ) пять уравнений:

$$\tilde{k} = 2\pi^2 \left[ 2\omega + \pi + N (\tilde{\theta}_n - \tilde{\theta}_H) \sqrt{4\pi^4(\omega + \pi)} \right];$$

$$\tilde{a} = \sqrt{\tilde{u}_n^2 - N_1 (\tilde{\theta}_n - \tilde{\vartheta}_\delta)};$$

$$\tilde{H} = \pi \sqrt{2\tilde{k}}; \quad \tilde{u}_n = \frac{\sqrt{\tilde{k}}}{\tilde{a}};$$

$$r = \frac{\tilde{k} (\tilde{\Pi}_n - \tilde{\Pi}_H)}{\pi^2} + \frac{\tilde{a} (\tilde{\theta}_n - \tilde{\vartheta}_\delta)}{\alpha_1}.$$

Здесь

$$\omega = \pi^4 N^2 (\tilde{\theta}_n - \tilde{\theta}_H)^2;$$

$$r = 1 - \frac{1 - e^{-\beta \delta}}{\beta \delta} - \frac{F}{R_0}.$$

Расчетные формулы для турбулентных потоков в размерном виде записываются следующим образом:

$$P = -k\rho_1 c_1 \left[ \frac{2(\theta_H - \theta_{\Pi})}{H} + \gamma_p \right];$$

$$LE = -kL\rho_1 \frac{q_H - q_{\max}(\theta_{\Pi})}{H};$$

$$B = \frac{a\rho c_b(\theta_{\Pi} - \theta_{\delta})}{\delta} - R_0 \left( 1 - \frac{1 - e^{-\beta\delta}}{\beta\delta} \right).$$

При безразличной стратификации в водоеме и воздухе примем, что  $u_{\Pi}/G \approx 0,03$ , а высота пограничного слоя при  $G=10$  м/сек. составляет 1500 м. Используя при этих условиях формулы для коэффициентов турбулентности в обеих средах, выражение для высоты пограничного слоя и условие непрерывности касательных напряжений на поверхности водоема, получим:

$$c_{*1} = \frac{\pi^5 G^2}{\omega_z^2 H^2};$$

$$c_* = \frac{c_{*1}}{2\pi^3} \left( \frac{\rho}{\rho_1} \right)^2 \left( \frac{u_{\Pi}}{G} \right)^4,$$

откуда  $c_{*1} \approx 10^7$ ,  $c_* \approx 10^5$ .

Если пренебречь скоростью поверхностного течения по сравнению с геострофическим ветром, то в динамическом отношении влияние суши и воды на строение прилегающих слоев воздуха

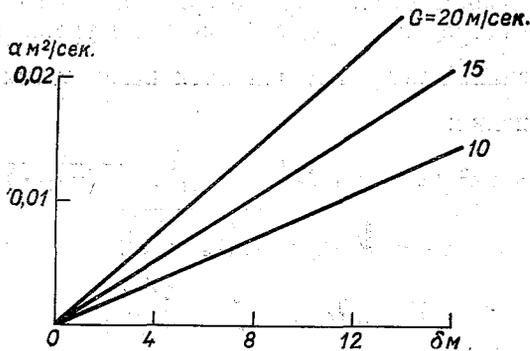


Рис. 1. Зависимость коэффициента турбулентности в воде от глубины водоема.

будет одинаковым. И над сушей, и над водой с увеличением скорости геострофического ветра растут интенсивность турбулентного обмена и высота пограничного слоя. Вместе с ветром растет и скорость поверхностного течения в водоеме, что приводит к росту коэффициента обмена в воде. Степень влияния геострофиче-

ского ветра на коэффициент турбулентности в воде зависит от глубины водоема. Пример этой зависимости приведен на рис. 1, из которого видно, что чем глубже водоем, тем сильнее меняется  $a$  с изменением  $G$ .

Очень сильно почва и вода отличаются по термическим свойствам. Увеличение приходящей солнечной энергии приводит к значительному росту температуры поверхности почвы, усилению неустойчивости и турбулентного обмена, увеличению высоты пограничного слоя и т. д. Коротковолновая радиация поверхностью водоема, в отличие от почвы, не поглощается, а увеличение приходящей солнечной энергии идет на нагревание всей водной толщи. Благодаря огромной теплоемкости воды большие колебания

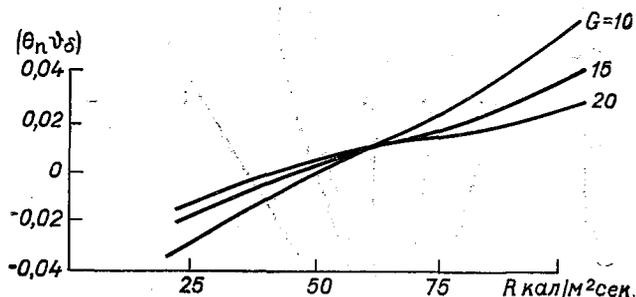


Рис. 2. Зависимость разности температур поверхность — дно водоема от величины коротковолновой радиации.

величин приходящей радиации приводят к очень малым (порядка  $0,1^\circ$ ) изменениям температуры. На строении приводного слоя атмосферы, где градиенты измеряются целыми градусами, такие малые изменения температуры поверхности воды практически не сказываются. При наличии заметного поверхностного течения слабо сказываются они и на интенсивности турбулентного обмена в воде. Поэтому при геострофическом ветре около 10 м/сек. динамические характеристики водоема мало меняются при колебаниях суммарной радиации. Подтверждением этого может служить практически полное отсутствие влияния приходящей радиации на отношение скорости поверхностного течения в водоеме к скорости геострофического ветра.

В то же время относительные изменения вертикальных градиентов температуры в воде очень велики, они могут изменяться не только по величине, но и по знаку. На рис. 2 приводится разность между температурой поверхности и дна водоема как функция интенсивности радиации при различных скоростях геострофического ветра. Как и следовало ожидать, зависимость перепада  $(\theta_n - \theta_\delta)$  от величины  $R_0$  уменьшается с ростом  $G$ . Изменение знака разности  $(\theta_n - \theta_\delta)$  не должно приводить к изменению, во всяком случае знака, потока тепла из воды, так

как остальные составляющие теплового баланса, как было сказано выше, почти не изменились. Это свидетельствует о появлении максимума температуры где-то под поверхностью водоема. Сравнение приведенных на рис. 3 кривых 1, 5 и 6 подтверждает сказанное. Кривые 2—5 на этом же рисунке показывают изменение профиля температуры в водоеме при увеличении коэффициента поглощения воды. Чем больше  $\beta$ , тем большая доля падающей на поверхность водоема радиации поглощается в верхних его слоях, вызывая более сильное их нагревание. Увеличение коэффициента поглощения вызывает качественно те же изменения

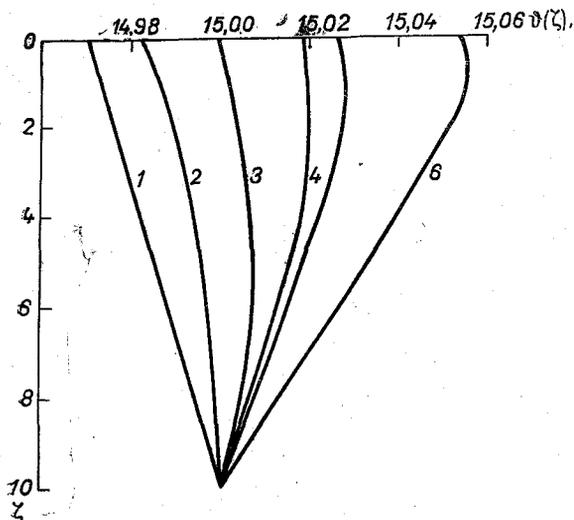


Рис. 3. Вертикальные профили температуры в воде.

- 1)  $R_0 = 25$ ,  $\beta = 1,0$ ; 2)  $R_0 = 75$ ,  $\beta = 0,1$ ; 3)  $R_0 = 75$ ,  $\beta = 0,2$ ; 4)  $R_0 = 75$ ,  $\beta = 0,5$ ; 5)  $R_0 = 75$ ,  $\beta = 1,0$ ; 6)  $R_0 = 100$ ,  $\beta = 1,0$ .

в водоеме, что и увеличение притока радиации: уменьшение коэффициента обмена, изменение знака разности температур поверхность — дно водоема, некоторое увеличение приповерхностного градиента температуры. На рис. 4 представлено изменение коэффициента турбулентности и разности  $(\theta_{\text{п}} - \theta_{\text{д}})$  в зависимости от величины  $\beta$ . Как видно из графика, увеличение  $\beta$  в 20 раз вызывает уменьшение коэффициента турбулентности менее чем на 10%. Кроме того, разности температур  $(\theta_{\text{п}} - \theta_{\text{д}})$  имеют очень малые абсолютные значения. Величины же потоков тепла из воды объясняется это огромной теплоемкостью и завышенными значениями коэффициента турбулентности у поверхности и дна водоема, которые получаются при рассмотрении среднего по глубине турбулентного обмена.

Учитывая все вышесказанное, можно, видимо, сделать некоторые ориентировочные выводы, которые относятся в первую очередь к случаям, когда скорость геострофического ветра достигает 10 м/сек. и более. Так, например, влияние коротковолновой радиации и коэффициента ее поглощения на среднюю интенсивность турбулентного обмена в водоеме и атмосфере является второстепенным фактором.

При использовании среднего по глубине коэффициента турбулентности необходимая для удовлетворения уравнения теплового обмена баланса величина потока тепла из воды обеспечивается

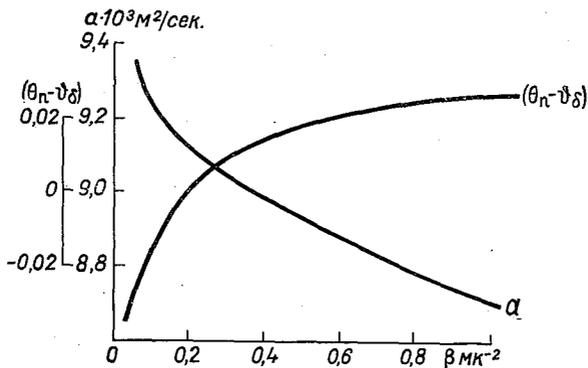


Рис. 4. Влияние параметра  $\beta$  на коэффициент турбулентности в воде и разность температур поверхность — дно водоема.

настолько незначительными вертикальными градиентами температуры, что практически в водоеме наблюдается изотермия. Отсюда — малая ошибка в расчете градиентов температуры приводит к очень большим погрешностям в расчете потоков. Положение несколько улучшится, если принять, что коэффициент турбулентности для количества движения. В то же время значительно бóльшие изменения температуры поверхности водоема практически не сказываются на величинах турбулентных потоков тепла и влаги в атмосфере и излучении воды. Поэтому при постоянном коэффициенте турбулентности и больших его значениях поток тепла в воде целесообразнее рассчитывать как остаточный член уравнения теплового баланса, а температуру поверхности считать равной температуре дна водоема.

Полученные оценки показывают, что, хотя предлагаемая методика позволяет определить весьма сглаженные характеристики, в целом она правильно отражает зависимость режима водоемов от внешних параметров. При этом она дает возможность проводить расчет по данным в свободной атмосфере, которые, как известно, довольно хорошо прогнозируются.

Кроме того, предлагаемая методика позволяет выполнить различные оценки изменения теплобалансовых соотношений при строительстве искусственных водоемов по аэроклиматическим данным, поскольку после создания водоема условия в свободной атмосфере не изменятся.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеоздат, Л., 1963.

## СОДЕРЖАНИЕ

Л. В. Несина. Об определении температуры поверхностного слоя водоемов в период вскрытия	3
С. П. Малевский-Малевиц, В. В. Симонов, И. П. Снегур. Особенности метеорологических условий над водоемом в период вскрытия	15
П. А. Воронцов, В. И. Селицкая. О трансформации воздуха в береговой зоне водоемов в переходные периоды года	24
Т. В. Кириллова, С. П. Малевский-Малевиц, Л. В. Несина. О расчете испарения с водоемом за безледоставный период	40
Л. А. Гущина. Некоторые данные метеорологического режима Рыбинского водохранилища в переходные периоды года	46
М. В. Куныавская, М. Я. Куныавский. Альбеда поверхности Новосибирского водохранилища в период вскрытия	56
Д. С. До. Суммарная радиация и альбеда Братского водохранилища	61
Е. Д. Надежина. Об уточнении методики расчета метеорологических характеристик над водоемом по данным береговых метеостанций	70
М. П. Чуринова. Результаты проверки методики расчета скоростей ветра над водоемами	78
Л. В. Несина. О параметре термической стратификации воды	86
И. И. Мельникова, В. В. Симонов. О взаимодействии пограничного слоя атмосферы и мелкого водоема	90

### Труды ГГО, вып. 271

#### МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВОДОЕМОВ

Редактор Л. В. Царькова  
Технический редактор И. К. Пелипенко  
Корректор В. С. Игнатова

Сдано в набор 9/ХП 1969 г. Подписано к печати 18/III 1970 г. Бумага 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. л. 3,25.  
Печ. л. 6,5. Уч.-изд. л. 5,91. Тираж 670 экз. М-28292. Индекс МЛ-281  
Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23.  
Заказ № 56. Цена 41 коп.

Сортавальская книжная типография Управления по печати при Совете Министров Карельской АССР,  
Сортавала, Карельская, 42.

**Об определении температуры поверхностного слоя водоемов в период вскрытия.** Несина Л. В. Труды ГГО, 1970, вып. 271, стр. 3—14.

Даны рекомендации по определению температуры поверхностного слоя воды в период вскрытия водоема. В результате анализа измерений температуры воды подо льдом в период, предшествующий вскрытию, а также специальных наблюдений над температурой воды во время вскрытия оз. Балхаш в 1967 г. сделан вывод о возможности определения начального значения температуры поверхности воды в момент освобождения ото льда по подледным измерениям температуры воды. Для определения осредненной температуры поверхности водоема в период вскрытия необходимо знать соотношение площадей чистой воды и льда. В статье представлена характеристика указанного соотношения площадей, полученная по материалам наблюдений над динамикой льда во время авиаразведок над разными водоемами.

Табл. 1. Илл. 4. Библ. 8.

УДК 551.481 : 551.508.9

**Особенности метеорологических условий над водоемом в период вскрытия.** Малевский-Малевиц С. П., Симонов В. В., Снегур И. П. Труды ГГО, 1970, вып. 271, стр. 15—23.

В работе представлены некоторые результаты наблюдений, проведенных на оз. Балхаш весной 1967 г. в период его вскрытия.

Систематические измерения проводились на оголовке косы, выдающейся в озеро (условия водоема), и на ст. Балхаш, АМСГ (условия суши). В дневное время проводились метеорологические и актинометрические измерения с вертолета и лодки.

Получены характерные значения температуры поверхности и альbedo разных видов льда. Рассчитаны средние величины радиационного баланса неоднородной поверхности озера.

На основании вертолетных данных выполнены оценки турбулентных потоков тепла для центральной части озера. Средняя величина турбулентного теплообмена поверхности озера с атмосферой составляет  $-0,03$  кал/см<sup>2</sup> мин.

Расчет отношения Боуэна по данным наблюдений показал, что затраты тепла на испарение в этих условиях равны по величине и обратны по знаку турбулентному потоку тепла.

Табл. 3. Илл. 4. Библ. 2.