

Уб
778

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 95

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВОДОЕМОВ

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

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1963

АННОТАЦИЯ

Сборник содержит научные работы, выполненные в ГГО и других учреждениях Гидрометеорологической службы (ЦГМО, ВГМО) и посвященные различным сторонам метеорологического режима водоемов (измерению метеорологических характеристик, методике наблюдений, тепловому балансу и испарению). Материалы сборника представляют интерес для метеорологов, гидрологов и специалистов смежных наук.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ТЕПЛООБМЕНЕ В ВОДЕ

В статье рассматривается вопрос о теплообмене между поверхностью воды и ниже лежащими слоями. Выведена подробная формула для величины теплообмена между поверхностью и ниже лежащими слоями и дана оценка влияния на величину теплообмена теплопроводности, нестационарности и проникающей радиации. Рассматривается изменение величины теплообмена в воде с глубиной, а также приводится зависимость разности температур поверхностных слоев воды толщиной 2 и 5 см от теплопроводности воды.

Из сопоставления уравнения теплового баланса для очень тонкого поверхностного слоя воды

$$R_d = LE + P + B \quad (1)$$

и уравнения для деятельного слоя водоема, в котором происходит поглощение всей солнечной радиации (при отсутствии горизонтального обмена),

$$R = LE + P + B_T + B_H \quad (2)$$

можно получить следующее соотношение между теплообменом в воде B и изменением теплосодержания B_T :

$$B = B_T - S(1 - A) + B_H \quad (3)$$

В формулах (1), (2), (3) приняты следующие обозначения: R_d — баланс длинноволновой радиации; LE — затрата тепла на испарение; P — турбулентный теплообмен; B — теплообмен между водной поверхностью и ниже лежащими слоями; R — радиационный баланс; B_T — изменение теплосодержания деятельного слоя воды глубиной H ; B_H — теплообмен между деятельным слоем и ниже лежащими слоями; S — падающая на поверхность солнечная радиация; A — альbedo водной поверхности. В уравнении (3) величиной B_H можно пренебречь, так как для безледоставного периода на водоемах глубиной более 10 м она обычно мала.

С другой стороны,

$$B = R_d - LE - P \quad (4)$$

При принятой системе знаков в течение безледоставного периода, как правило, LE — величина положительная, R_d — отрицательная. Величина P положительная и близка к нулю. Исключение может быть только весной, когда над водоемом наблюдаются небольшие отрицательные значения P .

Таким образом, на основании уравнения (4) B должно быть отрицательной величиной. Это означает, что в период, когда наблюдается зна-

чительная солнечная радиация, теплообмен между водной поверхностью и ниже лежащими слоями направлен к водной поверхности, которая поэтому имеет более низкую температуру, чем ниже лежащие слои воды. Этот факт характеризует существенную особенность термического режима воды. Если поверхность суши в этот период, являясь источником тепла для приземного воздуха, имеет максимальную температуру, которая постепенно убывает с глубиной, то максимальная температура для водоема должна наблюдаться не на поверхности, а на некоторой глубине. Величина этой глубины зависит от взаимного влияния теплопроводности воды и проникающей солнечной радиации, поэтому характерные вертикальные профили температуры для воды и почвы в период нагревания водоема должны иметь вид, изображенный на рис. 1.

При сильно развитой турбулентности в воде слой, где наблюдается обратный градиент температуры, может оказаться очень тонким, а иногда под влиянием волнения он может разрушиться. Однако последнее

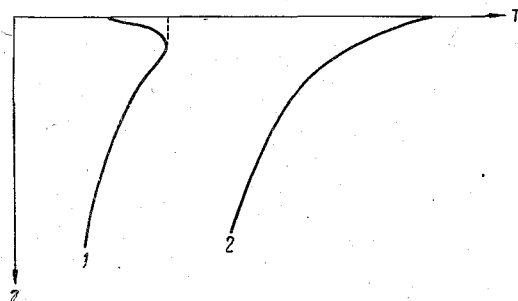


Рис. 1. Характерные вертикальные профили температуры для воды (1) и почвы (2).

может наблюдаться только как кратковременное нестационарное явление. В тех случаях, когда мощность указанного слоя незначительна, что, по-видимому, характерно для водоемов суши, измерение температурного профиля в слое обратного градиента очень трудоемко. Более того, в этом случае температура поверхностного слоя воды, измеряемая обычными термометрами, не равна температуре поверхности воды, определяющей тепло- и влаго-

обмен водоема с атмосферой. Экспериментально это различие можно обнаружить с помощью специально изготовленных термопар или радиометров. Данные об этом приводятся, например, в работах [2] и [3]. Действительно, как показывают пока еще не многочисленные измерения температуры поверхности воды с помощью термопар и радиометров, эта температура ниже температуры ниже лежащих слоев воды. В работе [3] указывается, что максимальная температура воды наблюдалась на глубине около 2 см.

Из вышесказанного следует, что температура поверхности воды, которая определяет испарение и турбулентный теплообмен на поверхности водоема, может отличаться от температуры, которую принимают за температуру поверхности при измерениях обычными термометрами. Первую величину, в отличие от второй, можно условно назвать температурой испарения и теплообмена.

Поскольку эта величина определяется теплообменом между поверхностью и ниже лежащими слоями воды, рассмотрим более подробно указанный теплообмен. Прежде всего, как показывает формула (3), для средних условий значение B однозначно определяется изменением тепло- содержания и поглощенной радиацией. В качестве примера на рис. 2 приведен годовой ход величин B и B_T для оз. Севан. Этот рисунок характеризует типичные условия водоемов суши, поскольку по изменению величины B_T легко прослеживается изменение температуры водоема: в период нагревания водоема $B_T > 0$, в период охлаждения $B_T < 0$. Поэтому B_T является наглядным показателем изменения величины и знака изменения температуры водоема. Иными свойствами обладает величина B .

Она, как видно на рис. 2, в течение всего года имеет один и тот же знак. Формально величина B соответствует случаю охлаждения водоема, поэтому она качественно может характеризовать изменения температуры водоема только в период его охлаждения. В период нагревания водоема величина не характеризует изменения температуры и отражает факт малого поглощения солнечной радиации в тонком, мономолекулярном поверхностном слое воды. Это обуславливает то обстоятельство, что величина B для периода нагревания водоема имеет тот же знак, что и для периода его охлаждения. Как видно на рис. 2, величина B имеет годовой ход, аналогичный годовому ходу изменения теплосодержания водоема. При этом максимальные значения B относятся к периоду, когда тепло- и влагообмен водоема с атмосферой очень мал. В этот период в некоторых случаях величина B может оказаться положительной. Последнее

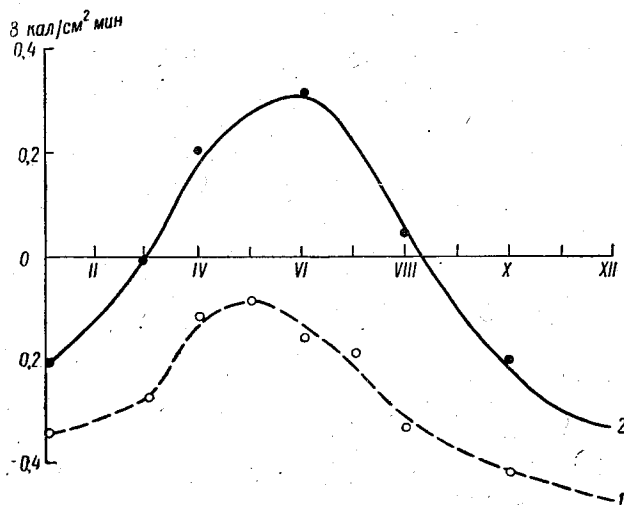


Рис. 2. Годовой ход величин B (1) и B_T (2) для оз. Севан.

обстоятельство легко может быть пояснено с помощью анализа уравнения

$$B = R_d - LE - P.$$

Если на водной поверхности наблюдается конденсация, что возможно в весенний период, характеризующийся инверсиями температуры в при-водном слое, то величины LE и P будут отрицательными, поэтому B может иметь положительное значение. При наиболее часто наблюдаемых условиях на водоемах B отрицательная величина, поэтому в период нагревания водоема теплообмен в воде по мере изменения глубины меняет знак. По материалам наблюдений за сентябрь 1960 г. на Цимлянском водохранилище мы рассчитали изменение с глубиной величины B . При этом значения B на поверхности получены по формуле (4), а на любой глубине в слое H — по формуле

$$B_h = B - c_v \int_0^h \frac{\partial T}{\partial t} dz + \int_0^t S(1-A)(1 - e^{-\alpha H}) dt,$$

где α — коэффициент поглощения радиации водой; h — глубина, для которой рассчитывается B . Остальные обозначения прежние.

Полученное изменение теплообмена в воде с глубиной в дневное время представлено на рис. 3.

Ночью наблюдается несколько иное изменение величины B с глубиной (рис. 4). Как видно на рисунке, ночью B с увеличением глубины постепенно убывает по абсолютной величине, имея все время отрицательное значение. Профиль теплообмена на рис. 3 относится к периоду нагре-

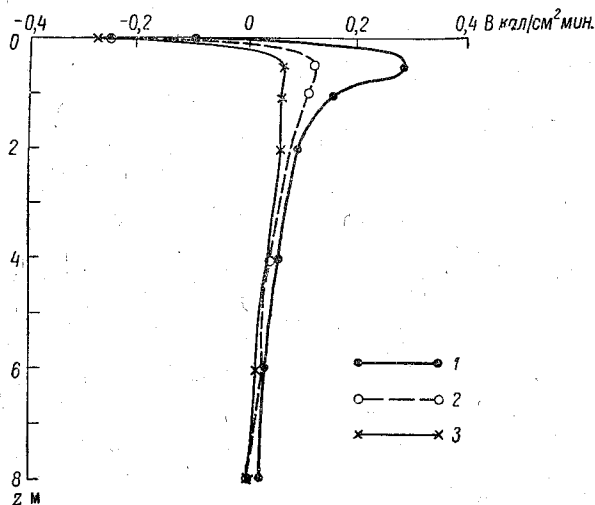


Рис. 3. Изменение теплообмена в воде с глубиной в дневное время. Цимлянское водохранилище, 1960 г.

1 — 9/IX; 2 — 10/IX; 3 — 20/IX.

вания водоема, а на рис. 4 — к периоду охлаждения. Характерные вертикальные профили теплообмена для периодов нагревания и охлаждения, помещенные на рис. 5, получены по материалам наблюдений на оз. Севан. Анализ экспериментального материала позволяет сделать за-

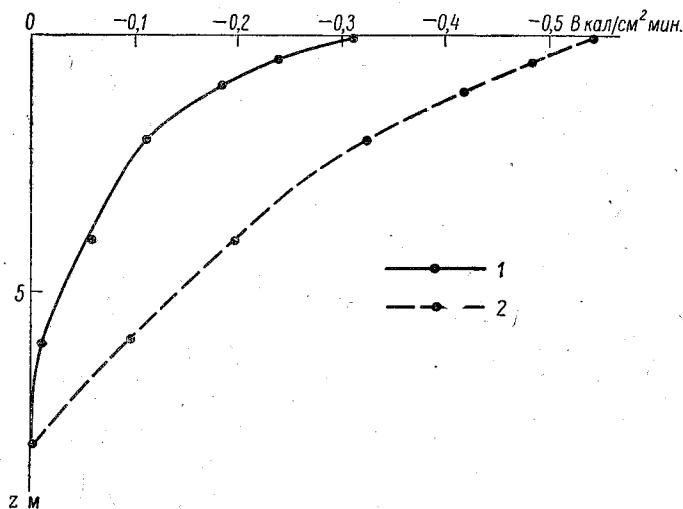


Рис. 4. Изменение B с глубиной в ночное время. Цимлянское водохранилище, 1960 г.

1 — ночь с 9 на 10/IX; 2 — ночь с 20 на 21/IX.

ключение о том, что величина B в период нагревания водоема характеризуется вертикальной изменчивостью (рис. 5) даже для глубоких водоемов. После изменения знака и достижения положительного максимума на некоторой глубине величина B быстро уменьшается и на глубине 10—20 м становится очень малой величиной. В период охлаждения водоема величина B по абсолютному значению монотонно уменьшается с глубиной и на глубинах несколько бóльших, чем в период нагревания, также приближается к нулю. Для мелких водоемов их ложе является границей малых значений B , особенно в период нагревания.

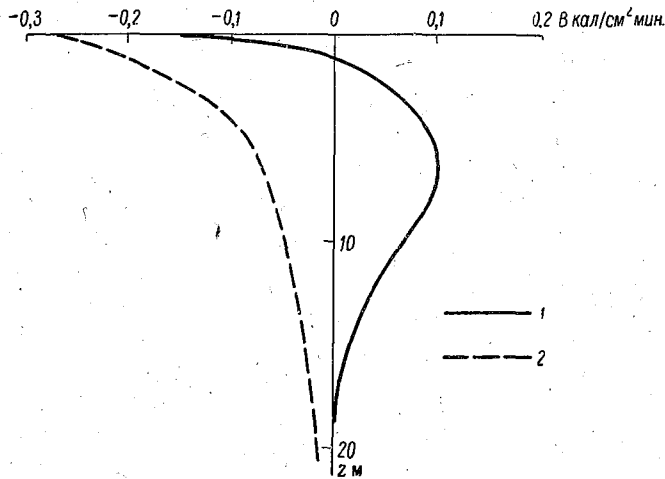


Рис. 5. Характерные вертикальные профили теплообмена для периодов нагревания (1) и охлаждения (2) для оз. Севан.

Выведем более подробную формулу для величины B . Если уравнение теплопроводности, следуя Д. Л. Лайхтману, умножить на произвольную функцию $F(z)$ и проинтегрировать по z от 0 до H , то мы получим следующее выражение:

$$\int_0^H \frac{\partial T}{\partial t} F(z) dz = F(z) k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_0^H - \int_0^H k \frac{\partial T}{\partial z} \frac{dF}{dz} dz - F(z) R \Big|_0^H + \int_0^H R \frac{dF}{dz} dz. \quad (4')$$

Выберем функцию $F(z)$ такой, чтобы она удовлетворяла условиям:

$$k \frac{dF}{dz} = \text{const}, F(H) = 0 \text{ и } F(0) = 1.$$

Тогда из выражения (4') при постоянном по глубине k получаем следующую формулу для B :

$$B = \frac{\lambda}{H} (T_0 - T_H) + c_v \int_0^H \left(1 - \frac{z}{H}\right) \frac{\partial T}{\partial t} dz - S(1-A) [1 - \overline{\varphi(z)}], \quad (5)$$

где $\overline{\varphi(z)} = \frac{1}{H} \int_0^H \varphi(z) dz$ — среднее значение функции $\varphi(z)$, описывающей

изменение с глубиной проникающей в воду радиации.

Таким образом, структура формулы для величины B более сложна, чем для теплообмена водоема с атмосферой. В последнем случае величина P , описывающая теплообмен водоема с атмосферой, в принципе определяется первым членом формулы (5). Влияние членов формулы (5) на величину теплообмена между поверхностью воды и ниже лежащими слоями будет различным в зависимости от изменения вертикальной мощности водоема и величины солнечной радиации. Если первый член формулы (5) описывает влияние теплопроводности, то два других члена характеризуют влияние нестационарности и проникающей радиации.

Запишем уравнение (5) в несколько ином виде, заменив $\varphi(z)$ следующим соотношением:

$$\varphi(z) = \frac{1 - e^{-aH}}{aH}.$$

Тогда

$$B = \frac{\lambda}{H} [T(0) - T(H)] - S(1 - A) \left[1 - \frac{1 - e^{-aH}}{aH} \right] + \\ + c_v \int_0^H \left(1 - \frac{z}{H} \right) \frac{\partial T}{\partial t} dz. \quad (6)$$

Все члены уравнения (6), за исключением $\frac{\lambda}{H} [T(0) - T(H)]$, могут быть получены на основании наблюдений за составляющими теплового баланса над водной поверхностью и распределением температуры в воде.

В настоящее время определение теплопроводности воды λ представляет значительную трудность. Поэтому непосредственно определить величину теплообмена из уравнения (6) с достаточной точностью не представляется возможным. Однако она может быть получена как остаточный член из уравнения теплового баланса для тонкого поверхностного слоя воды. Необходимые при этом величины испарения и турбулентного теплообмена с воздухом могут быть определены диффузионным методом. Найдя таким образом значения теплообмена, поток тепла за счет тепло-

проводности $\frac{\lambda}{H} [T(0) - T(H)]$ можно получить как остаточный член из уравнения (6), так как остальные члены этого уравнения легко определяются из непосредственных наблюдений. Применяв изложенную методику, мы рассчитали величины теплообмена и потоки тепла, определяющие эти величины, для двух вышеуказанных водоемов. В табл. 1 и 2 помещены результаты расчета. Для Цимлянского водохранилища приводим величины потоков тепла, средние за день (в кал/см²мин.), а для оз. Севан — средние за месяц (в ккал/см²месяц). Данные табл. 1 и 2 показывают, что, как правило, все вышеперечисленные факторы, определяющие теплообмен между поверхностью и ниже лежащими слоями, имеют один порядок, поэтому при решении задач тепло- и влагообмена для поверхности воды ни одним членом уравнения (6) пренебрегать нельзя.

Таблица 1

Соотношение величины теплообмена в воде и факторов, его определяющих, в сентябре 1960 г. на Цимлянском водохранилище (кал/см² мин.)

Член уравнения (6)	9/IX	10/IX	12/IX	19/IX	20/IX	21/IX
B	-0,47	-0,39	-0,45	-0,64	-0,34	-0,36
$\frac{\lambda}{H} [T(0) - T(H)]$	-0,13	-0,13	-0,13	-0,88	-0,27	-0,13
$-S(1-A) \left[1 - \frac{1-e^{-\alpha H}}{\alpha H} \right]$	-0,49	-0,41	-0,40	-0,60	-0,39	-0,33
$c_v \int_0^H \left(1 - \frac{z}{H} \right) \frac{\partial T}{\partial z} dz$	0,15	0,13	0,08	0,84	0,32	0,10

Таблица 2

Соотношение величины теплообмена в воде и факторов, его определяющих, в безледоставный период 1957—1958 гг. на оз. Севан (кал/см²месяц)

Член уравнения (6)	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
B	-4,2	-3,8	-7,6	-11,2	-12,7	-15,4	-15,6	-17,7	-18,4
$\frac{\lambda}{H} [T(0) - T(H)]$	-3,0	-1,6	-9,1	-8,4	-7,9	-9,0	-9,5	-13,4	-14,4
$-S(1-A) \left[1 - \frac{1-e^{-\alpha H}}{\alpha H} \right]$	-3,2	-4,1	-4,8	-5,0	-4,9	-4,0	-3,1	-1,9	-1,4
$c_v \int_0^H \left(1 - \frac{z}{H} \right) \frac{\partial T}{\partial t} dz$	2,0	1,9	6,3	2,2	0,1	-2,4	-3,0	-2,4	-2,6

Роль того или иного фактора в формировании теплообмена между поверхностью и ниже лежащими слоями в различные периоды разная. Из табл. 1 видно, что в дневное время большую роль в формировании теплообмена играет проникающая радиация. Это справедливо и для среднемесячных величин в весенний период (табл. 2). В летний и осенний периоды основную роль в формировании теплообмена в воде играет ее теплопроводность.

С изменением глубины водоема члены уравнения (5) меняются по-разному. Предположим, что $h \rightarrow 0$. Тогда

$$\left[1 - \overline{\varphi(z)} \right] \rightarrow 0 \text{ и } \int_0^H \left(1 - \frac{z}{H} \right) \frac{\partial T}{\partial t} dz \rightarrow 0.$$

Однако первый член уравнения (5) может при этом не стремиться к нулю вследствие того, что $T_0 - T_H$ имеет значение, отличное от нуля. Даже при небольшом значении этой разности произведение ее и $\frac{\lambda}{H}$ мо-

жет иметь вполне определенное, характерное для природных условий значение. Формально это обстоятельство выражается в том, что

$$\lim_{H \rightarrow 0} \frac{\lambda (T_0 - T_H)}{H} \neq 0.$$

Физически это означает, что при некотором, по-видимому, небольшом значении H формула (5) может быть заменена выражением

$$B = \frac{\lambda}{H} (T_0 - T_H). \quad (7)$$

Выясним, для каких значений H справедлива последняя формула. Для этого используем те же экспериментальные материалы, полученные экспедицией ГГО на Цимлянском водохранилище. На основании этих материалов по формуле (6), применяя вышеизложенную методику, можно рассчитать составляющие теплообмена водной поверхности с ниже лежащими слоями для различных глубин. Результаты этих расчетов помещены в табл. 3 и 4. Таблица 3 относится к случаю нагревания водоема, табл. 4 — к случаю охлаждения. В таблицах члены уравнения (5) обозначены через B_α , B_T , B_R соответственно.

Таблица 3

Нагревание водоема

$$S(1 - A) = 0,61 \text{ кал/см}^2\text{мин.}, B = -0,33 \text{ кал/см}^2\text{мин.}$$

Член уравнения (5)	Глубина (м)										
	0	0,01	0,05	0,1	0,4	1	2	3	4	5	10
B_T	0,00	0,002	0,005	0,01	0,03	0,06	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14
$-B_R$	0,00	0,00	-0,12	-0,23	-0,30	-0,39	-0,49	-0,52	-0,55	-0,57	-0,61
B_α	-0,33	-0,33	-0,21	-0,11	-0,06	0,00	0,06	0,08	0,10	0,12	0,14

Таблица 4

Охлаждение водоема

$$S(1 - A) = 0,20 \text{ кал/см}^2\text{мин.}, B = -0,94 \text{ кал/см}^2\text{мин.}$$

Член уравнения (5)	Глубина (м)										
	0	0,01	0,05	0,1	0,4	1	2	3	4	5	10
B_T	0,00	0,00	-0,004	-0,005	-0,02	-0,08	-0,15	-0,20	-0,25	-0,29	-0,37
B_R	0,00	0,00	-0,04	-0,05	-0,09	-0,13	-0,16	-0,17	-0,18	-0,19	-0,20
B_α	-0,94	-0,94	-0,90	-0,89	-0,83	-0,73	-0,63	-0,57	-0,51	-0,46	-0,37
B'_α	-0,94	-0,94	-0,94	-0,94	-0,92	-0,86	-0,79	-0,74	-0,69	-0,65	-0,57

Данные табл. 3 показывают, что для периода нагревания водоема стационарный режим теплообмена в воде наблюдается в слое толщиной всего несколько сантиметров. Только для этого слоя формула (7) может характеризовать теплообмен между поверхностью и ниже лежащими слоями. Для характеристики величины B с помощью измерений в других слоях необходимо учитывать два других члена формулы (5), т. е. необходимо принимать во внимание влияние проникающей солнечной радиа-

ции и влияние изменения теплосодержания. В период охлаждения водоема слой стационарного режима теплообмена несколько больше по величине и при малых значениях солнечной радиации (значение B_{α}^1 в табл. 4 соответствует случаю, когда $S(1-A)=0$) он равен уже десяткам сантиметров. В этом случае формула (7) справедлива в пределах верхнего почти метрового слоя водоема.

Материал, использованный нами для оценки членов уравнения (5), позволил проверить справедливость формулы (3), которая получена в предположении, что $B_H \approx 0$ при $H \geq 10$ м. Оказалось, что величины B , вычисленные по формуле (3) и по уравнению (1), близко совпадают.

В заключение кратко рассмотрим вопрос о величине разности температур в поверхностном слое водоема. Эта разность на основании формулы (7) может быть определена из следующего уравнения:

$$T_0 - T_H = \frac{BH}{\lambda}, \quad (8)$$

т. е. разность зависит (при фиксированном H) от величины теплообмена B и коэффициента теплопроводности воды λ . На рис. 6 приведены ре-

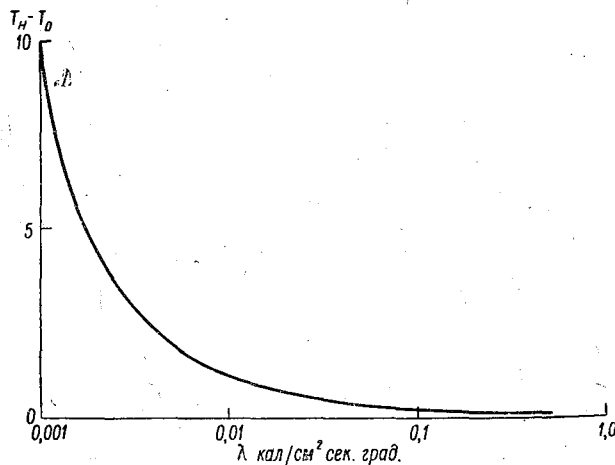


Рис. 6. Зависимость $T_H - T_0$ от λ .

зультаты расчета величины $T_H - T_0$ в зависимости от различного значения λ . При расчете принято, что $B = -0,3$ кал/см²мин. и $H = 2$ см. Из данных рис. 6 можно заключить, что величина $T_H - T_0$ изменяется от 10° при молекулярном значении λ в указанном слое до 0,01° при $\lambda = 1$ кал/см²сек. град., что характерно для турбулентного теплообмена. В табл. 5 приведена зависимость $T_H - T_0$ от λ в слое воды толщиной 5 см, полученная по материалам наблюдений на Цимлянском водохранилище 10/IX 1960 г. Из табл. 5 следует, что при данных условиях в слое 5 см с изменением λ от молекулярного значения до 0,1 кал/см²сек. град. $T_H - T_0$ находится в пределах 0,1—4,1°.

Таблица 5

Зависимость $T_H - T_0$ от λ	
λ кал/см ² сек. град.	0,00136 0,005 0,01 0,1 0,5 1,0
$T_H - T_0$ град.	4,10 1,10 0,60 0,10 0,01 0,00

В настоящее время значения λ в условиях естественных водоемов не только для поверхностного слоя, где λ изменяется в широких пределах — от молекулярных значений до значений, характерных для турбулентного режима, но и для других слоев известны недостаточно. Результаты теоретического расчета разности температур, приведенные на рис. 6, относятся к широкому диапазону λ .

Существование указанной разности температур, как мы уже отмечали выше, подтверждено прямыми измерениями. Величина этой разности, впервые теоретически вычисленная по формуле (8), оказалась изменяющейся в широких пределах в зависимости от возможного диапазона значений коэффициента теплопроводности λ . Если бы появилась возможность определения реальных значений последней величины, то тем самым были бы определены реальные значения разности температур. Однако нам кажется, что более перспективный путь состоит в измерении температуры поверхности радиационным методом и затем в определении величины λ , так как знание ее очень важно для количественного описания термического режима поверхностных слоев водоема. Этот метод определения величины λ с принципиальной стороны является наиболее объективным. Необходимо иметь в виду, что определение величины λ из уравнения теплопроводности на основании измерения вертикального профиля температуры воды связано с большими трудностями; таким путем нельзя определить даже порядок величины λ для поверхностного слоя. Поэтому предлагаемый выше метод определения λ для поверхностного слоя водоема, как нам представляется, заслуживает внимания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Метеорологический режим оз. Севан. Под ред. М. П. Тимофеева. Гидрометеиздат, Л., 1960.
2. Ewing G., Mc-Alister E. D., On the thermal boundary layer of the ocean. Science, vol. 131, No 1340, 1960.
3. Малевский-Малевиц С. П. Об измерении температуры поверхности воды. См. настоящий сб.

Т. В. КИРИЛЛОВА, Л. В. НЕСИНА

О РАСЧЕТЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ВОДОЕМОВ

В статье рекомендуется методика расчета испарения и турбулентного теплообмена по данным метеорологических наблюдений на береговых станциях и приводится некоторая оценка возможных ошибок расчета.

При расчетах составляющих теплового баланса водоемов часто возникают серьезные затруднения, вызванные отсутствием метеорологических данных, характеризующих условия открытой части водоема. Если же в качестве таких данных использовать результаты наблюдений береговых станций, то трудно оценить величины возникающих при этом ошибок.

В настоящей работе предлагается методика расчета испарения и турбулентного теплообмена по данным метеорологических наблюдений на береговых станциях и дается некоторая оценка возможных ошибок расчета.

При отсутствии систематических наблюдений за радиационным балансом над водной поверхностью величина последнего может быть рассчитана на основании актинометрических наблюдений на береговых станциях и измеренных значений альбедо водной поверхности по следующей формуле [1]:

$$R = R' + Q' (A' - A) + 4\delta\sigma T_0^3 (T_n' - T_n). \quad (1)$$

Для расчета по формуле (1) необходимо знать радиационный баланс R' и суммарную радиацию Q' на берегу, альбедо суши A' и альбедо водной поверхности A , температуру поверхности суши T_n' и температуру поверхности воды T_n . Температура поверхности воды T_n измеряется или рассчитывается по данным наблюдений за метеорологическими элементами на береговой станции [2].

Для определения затрат тепла на испарение LE и турбулентного теплообмена P используются формулы:

$$LE = \frac{(R - B) \Delta e}{\Delta e + 0,64 \Delta t} \text{ [кал/см}^2 \text{ сутки]}, \quad (2)$$

$$P = \frac{(R - B) \Delta t}{\Delta t + 1,56 \Delta e} \text{ [кал/см}^2 \text{ сутки]}, \quad (3)$$

где B — изменение теплосодержания водоема; Δt — разность температур поверхности воды и воздуха; Δe — разность между максимальной упругостью водяного пара (при температуре поверхности) и влажностью воздуха.

Величина изменения теплосодержания B в формулах (2) и (3) определяется на основании измерений вертикального профиля температуры воды при гидрологических разрезах и рейдах. Как показывают формулы (2) и (3), для расчетов испарения и турбулентного теплообмена нужно знать температуру и влажность над водохранилищем. Имея данные метеорологических наблюдений на береговых станциях, указанные выше величины рассчитывают с помощью трансформационных функций [1]

$$\left. \begin{aligned} F_t &= 1 - \frac{1,50}{x^n} \\ F_e &= 1 - \frac{1,33}{x^n} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

по формулам

$$\left. \begin{aligned} T_x &= T + (T_n - T) F_t \\ e_x &= e + (e_n - e) F_e \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

где T_x и e_x — температура и влажность воздуха над водной поверхностью; T и e — температура и влажность воздуха на береговой станции; T_n и e_n — температура поверхности воды и влажность при температуре поверхности соответственно.

Следует указать, что применение формул (4) и (5) невозможно для водоемов, расположенных в условиях сложной орографии.

По вышеизложенной методике рассчитаны составляющие теплового баланса для приплотинной части Цимлянского водохранилища за теплый период 1959 г. В качестве исходных данных для расчета приняты метеорологические наблюдения на станции Цимлянской гидрометеорологической обсерватории (ЦГМО). Расчет производился по средним месячным значениям температуры и влажности воздуха и средним суточным суммам R и B . Наибольшую трудность представило получение среднего месячного значения температуры поверхности воды, поскольку наблюдения при гидрологических разрезах и рейдах недостаточны для определения надежного среднего месячного значения T_n . В данном случае нашли наиболее правильным использовать ежедневные наблюдения за температурой поверхности воды в фиксированной точке поста Цимлянского, расположенной на расстоянии 200 м от берега при глубине, близкой к средней глубине приплотинной части водохранилища.

Трансформационные функции F_t и F_e определялись за каждый срок наблюдений по данным о направлении ветра и соответствующей длине пробега воздушного потока над водохранилищем. Средние месячные значения получены осреднением за все сроки наблюдений. Значения F_t и F_e можно определять и по средним за месяц данным о повторяемости направлений ветра по всем румбам. В табл. 1 приведены значения функций F_t и F_e для станции ЦГМО при различных направлениях ветра.

Результаты расчета составляющих теплового баланса представлены на рис. 1.

Вопрос о точности расчета составляющих теплового баланса является очень важным. До настоящего времени этому вопросу недостаточно уделялось внимания не только применительно к условиям водоемов, но и применительно к обычным условиям суши.

Прежде всего следует иметь в виду, что из уравнения теплового баланса

$$R - B = Lb\Delta q + a\Delta T \quad (6)$$

вытекают следующие обязательные условия, невыполнение которых исключает возможность расчета испарения и турбулентного теплообмена в некоторых случаях:

- 1) если $\Delta T > 0, \Delta q > 0$, то должно быть $(R - B) > 0$;
- 2) если $\Delta T < 0, \Delta q < 0$, то должно быть $(R - B) < 0$;
- 3) если $\Delta T < 0, \Delta q > 0$, то при $|Lb\Delta q| > |a\Delta T|$ должно быть $(R - B) > 0$, при $|Lb\Delta q| < |a\Delta T|$ должно быть $(R - B) < 0$;
- 4) если $\Delta T > 0, \Delta q < 0$, то при $|Lb\Delta q| > |a\Delta T|$ должно быть $(R - B) < 0$, при $|Lb\Delta q| < |a\Delta T|$ должно быть $(R - B) > 0$.

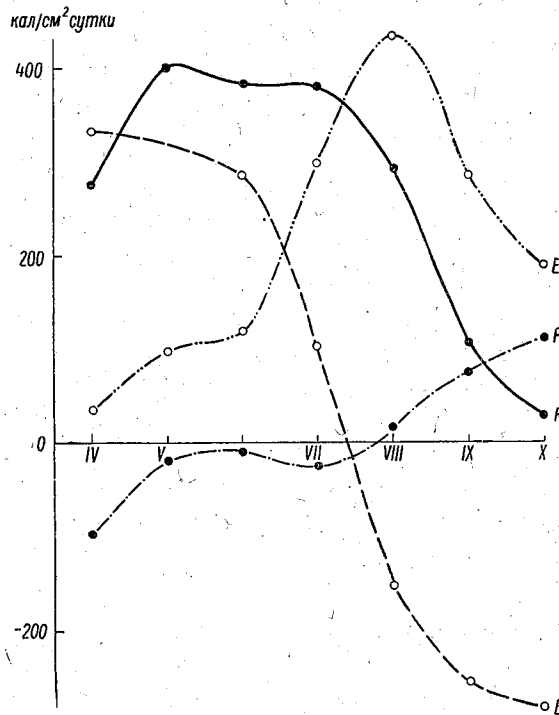


Рис. 1. Результаты расчета составляющих теплового баланса.

Причиной невыполнения указанных выше неравенств может быть неправильное осреднение исходных данных (например, разный период осреднения), систематические ошибки в методике измерения, адвекция и др.

Таблица 1

Параметр расчета	C	ССВ	СВ	ВСВ	В	ВЮВ	ЮВ	ЮЮВ	Ю	ЮЮЗ
x	3000	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F_t	0,40	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F_e	0,33	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Параметр расчета	ЮЗ	ЗЮЗ	З	ЗСЗ	СЗ	ССЗ
x	18 000	38 500	18 000	10 000	6 500	6 500
F_t	0,50	0,56	0,50	0,47	0,45	0,45
F_e	0,44	0,48	0,44	0,40	0,38	0,38

Таким образом, прежде чем приступить к расчетам составляющих теплового баланса, необходимо проверить справедливость вышеуказанных неравенств для всех случаев при конкретных значениях ΔT , Δe и $R - B$.

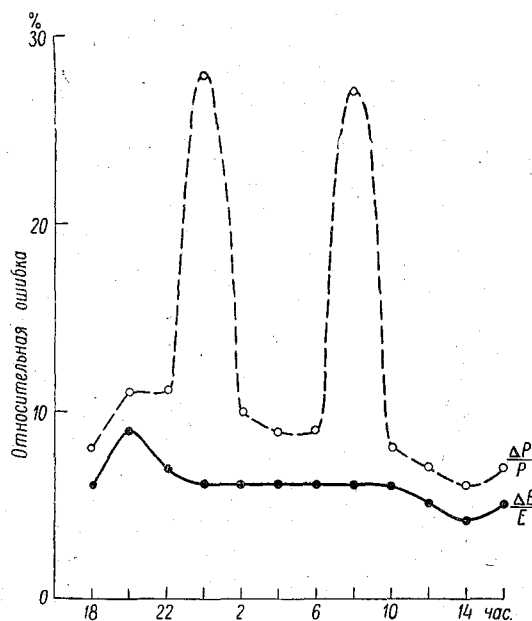


Рис. 2. Результаты расчета $\frac{\Delta E}{E}$ и $\frac{\Delta P}{P}$ по данным экспедиционных наблюдений на Цимлянском водохранилище за июль 1954 г.

Оценку относительных ошибок расчета при применении формул (2) и (3) можно произвести по следующим формулам в зависимости от величин погрешностей разностей $R - B$, ΔT и Δe :

$$\frac{\Delta E}{E} = \left\{ \left| \frac{\Delta R}{R - B} \right| + \left| \frac{\Delta B}{R - B} \right| + \left| \left(\frac{1}{\Delta e} - \frac{1}{\Delta e + 0,64 \Delta t} \right) \Delta (\Delta e) \right| + \left| \frac{0,64 \Delta (\Delta t)}{\Delta e + 0,64 \Delta t} \right| \right\}, \quad (7)$$

$$\frac{\Delta P}{P} = \left\{ \left| \frac{\Delta R}{R - B} \right| + \left| \frac{\Delta B}{R - B} \right| + \left| \left(\frac{1}{\Delta T} - \frac{1}{\Delta T + 1,56 \Delta e} \right) \Delta (\Delta T) \right| + \left| \frac{1,56 \Delta (\Delta e)}{\Delta T + 1,56 \Delta e} \right| \right\}. \quad (8)$$

Зададим возможные погрешности исходных величин: $\Delta (\Delta e) = 0,1$ мб, $\Delta (\Delta T) = 0,1^\circ$, $\Delta R = \Delta B = 0,03$ кал/см²мин. при принятой методике производства наблюдений.

Рассчитаем ошибки $\frac{\Delta E}{E}$ и $\frac{\Delta P}{P}$ в отдельные часы суток при использовании средних месячных значений исходных данных. При этом можно принять, что среднее арифметическое значение температуры воздуха (а соответственно влажности и т. п.) за месяц будет иметь среднюю

квадратичную ошибку $\frac{\varepsilon}{\sqrt{n}}$ (ε — квадратичная ошибка измерения температуры в срок наблюдения, n — число сроков наблюдения).

На рис. 2 представлены результаты расчета $\frac{\Delta E}{E}$ и $\frac{\Delta P}{P}$ по данным экспедиционных наблюдений на Цимлянском водохранилище за июль 1954 г. Относительная ошибка в определении испарения изменяется мало в течение суток и равна примерно 6%. Ошибка в определении турбулентного теплообмена больше — около 10%. Дважды за сутки, когда малы значения Δt , относительная ошибка в определении P превышает 25%.

На рис. 3 представлены величины ошибок $\frac{\Delta E}{E}$ за каждый месяц теплого сезона. Исходными данными для расчета являются также наблюдения на Цимлянском водохранилище в 1959 г. Бросается в глаза заметное уменьшение величин ошибок от весны к осени.

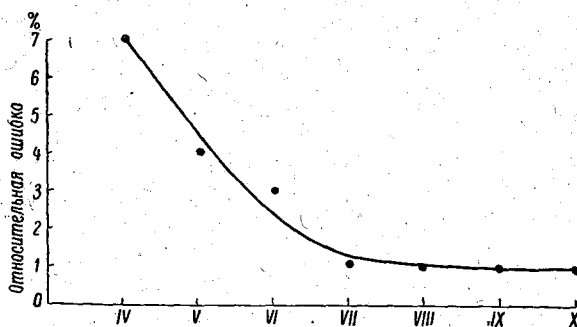


Рис. 3. Величины ошибок $\frac{\Delta E}{E}$ за каждый месяц теплого сезона.

Если рассчитать относительные ошибки расчета по данным единичных измерений, то их величины получаются очень большими. Для условий, когда значения $R - B$ и Δt соответствуют наименьшей относительной ошибке в определении испарения, $\frac{\Delta E}{E} \leq 20\%$ при $\Delta e \geq 8$ мб. Соответственно при значениях $R - B$ и Δe , соответствующих наименьшей относительной ошибке в определении турбулентного обмена, $\frac{\Delta P}{P} \leq 20\%$ при $\Delta t \geq 0,8^\circ$.

Все вышесказанное имеет отношение к расчетам составляющих теплового баланса и для суши и для водоемов. Можно, однако, предположить, что при расчетах составляющих теплового баланса водоемов ошибки расчета будут возрастать.

Попробуем оценить, насколько увеличится величина относительной ошибки при расчете испарения по предложенной выше методике.

Для этого необходимо знать величины ошибок в определении радиационного баланса, температуры и влажности (а следовательно, и Δt и Δe) над водоемом при использовании вышеизложенной методики.

На основании данных непосредственных наблюдений на водохранилищах, а также наблюдений на оз. Севан [1] можно оценить средние за летние месяцы ошибки в определении радиационного баланса, темпера-

туры и влажности воздуха следующими величинами: $\frac{\Delta R}{R} = 0,05$, $\Delta e = 0,5$ мб, $\Delta t = 0,2^\circ$.

Используя данные наблюдений на Цимлянском водохранилище, получим для летних месяцев величины ошибок (табл. 2) при расчете испарения по формуле (2).

Таблица 2

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Относительная ошибка (%) . . .	67	35	23	10	6	6	12
Отношение месячной суммы испарения к сезонной сумме (%) . . .	2,5	6,5	8,0	21,0	30,0	19,5	2,5

Данная оценка является приближенной, поскольку оценку ошибок ΔR , Δe и Δt нельзя считать точной. Однако несомненно то, что в весенний период относительные ошибки расчета велики, а начиная с июля они составляют 5—10%.

Если говорить о величинах испарения за весь летний период, то большие относительные ошибки расчета для весны не так существенны, поскольку весной наблюдаются наименьшие величины испарения. Действительно, как следует из данных второй строки табл. 2 в августе испарение в 10 раз больше, чем в апреле.

ЛИТЕРАТУРА

1. Метеорологический режим оз. Севан. Под ред. М. П. Тимофеева. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
2. Тимофеев М. П. О методике расчета температуры водоемов. Метеорология и гидрология, № 12, 1958.

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ВОДОЕМОВ С ПОМОЩЬЮ ЛОДКИ

В статье описывается оборудование моторной лодки для наблюдений за составляющими теплового баланса водоемов, разбираются достоинства и недостатки примененной аппаратуры и приводятся некоторые данные о метеорологическом режиме и составляющих теплового баланса водоема в осенний период, полученные по наблюдениям с лодки.

Метеорологические наблюдения на водной поверхности производятся обычно с катеров или более крупных судов, что связано с довольно значительными ошибками. Представляет интерес использование для наблюдений обычной моторной лодки. В этом случае погрешности в наблюдениях, вызванные искажением воздушного потока лодкой, значительно меньше из-за малых размеров лодки и могут быть сведены к минимуму путем рационального размещения приборов.

До настоящего времени наблюдения на лодках производились, но, как правило, по ограниченной специальной программе. Так, например, Д. Л. Грищенко проводил на лодке актинометрические наблюдения [1].

Для получения составляющих теплового баланса водной поверхности наблюдения должны быть более полными и должны включать измерения следующих элементов: 1) скорости ветра на нескольких уровнях; 2) температуры и влажности воздуха; 3) температуры воды в поверхностном слое и на глубинах; 4) суммарной отраженной и проникающей радиации и радиационного баланса.

Задачей исследований было оборудовать лодку обычными, применяющимися в полевых условиях метеорологическими приборами, испытать их в специфических условиях и сделать выводы о их пригодности, а также о всех необходимых исправлениях и переделках.

На оборудованной таким образом лодке осенью 1961 г. в течение 11 дней по определенной программе были проведены наблюдения за метеорологическими элементами, в результате которых можно сделать выводы: 1) о работе выбранной измерительной аппаратуры и 2) о метеорологическом режиме и значениях составляющих теплового баланса водоема в осенний период.

Очевидно, что эти выводы могут быть лишь предварительными.

В наблюдениях принимали участие ст. инженер Н. В. Серова, мл. научн. сотрудники С. П. Малевский-Малевич и А. С. Зайцев, а также ст. техник И. И. Голышева.

1. Результаты испытаний аппаратуры

Для наблюдений была использована металлическая лодка с подвесным мотором. Длина лодки 4,63 м, ширина 1,26 м, грузоподъемность 400 кг.

Расположение приборов на лодке определялось ориентацией ее во время наблюдений по отношению к направлению ветра (нос лодки направлен навстречу ветру).

1. Скорость ветра. Измерение скорости ветра производилось при помощи контактных анемометров, установленных на уровнях 0,5, 1, 2 и 4 м и присоединенных к релейным счетчикам контактов РС2. Измерение сводилось к определению разности в показаниях счетчиков за 10-минутный интервал времени.

Анемометры на уровнях 0,5 и 1 м были закреплены на трубках, расположенных жестко под прямым углом. Вертикальная трубка проходит через муфту со стопорным винтом, позволяющую изменять положение крепления в зависимости от осадки лодки.

Анемометр на высоте 2 м располагался на мачте в носовой части. Для перемещения мачты в вертикальном направлении (при уточнении уровня анемометра) нижний конец мачты имеет винтовую нарезку и соответствующую направляющую трубку.

В кормовой части лодки установлена мачта для крепления анемометра на высоте 4 м.

В наблюдениях за скоростью ветра не обнаружено систематических ошибок. Такие ошибки можно было бы ожидать вследствие искажения потока при обтекании корпуса лодки в показаниях двух нижних анемометров (0,5 и 1 м). Но при анализе профилей ветра резких отклонений не было. Очевидно, что корпус лодки, если и оказывает какое-то влияние на показания анемометров, то очень небольшое. Для экспериментального определения ошибок желательно при дальнейших испытаниях провести параллельные наблюдения на лодке наблюдения за ветром на плоту (понтоне), где искажения потока минимальны.

На показаниях верхнего анемометра могла сказываться качка лодки, поскольку наблюдения проводились и при волнении (до 3 баллов). Однако бортовая качка исключалась благодаря ориентации лодки по ветру и имела место лишь килевая качка. При ней анемометр совершал колебания параллельно потоку, причем при движении анемометра навстречу потоку он завышал скорость ветра на величину Δu , а при движении по потоку занижал ее на ту же величину Δu . Таким образом, при килевой качке суммарные искажения в показаниях верхнего анемометра были минимальными.

2. Температура и влажность воздуха. Температура и влажность воздуха измерялись дистанционным методом — электросихрометром системы Н. В. Кучерова с термометрами сопротивления в винипластовой оправе [2].

Кронштейн с сихрометром укреплялся на 2-метровой мачте в носовой части лодки. Термометры находились на высоте 1,5 м над водной поверхностью; длина кронштейна 1 м. Нижнее кольцо кронштейна имеет стопорный винт. Устойчивое положение сихрометра на определенном уровне осуществляется при помощи специального кольца, жестко закрепленного тремя болтами. Смачивание производилось обычным способом. Влияние корпуса лодки на результаты наблюдений должно было быть незначительным.

Перед началом наблюдений термометры были тщательно отградуированы.

Измерение сопротивления термометров проводилось при помощи равновесного моста Уитстона типа Р333 с точностью $\pm 0,05$ ом. Так как изменение сопротивления термометра на 1 ом соответствует изменению температуры примерно на 1° , то, принимая во внимание возможные дополнительные погрешности, точность показаний термометров была около $\pm 0,1^\circ$. Подтверждением достаточной точности измерений может служить тот факт, что в тех случаях, когда относительная влажность воздуха была равна 100% (при тумане, дожде), показания как сухого, так и смоченного термометра были совершенно одинаковыми.

3. Температура воды. Температура воды на разных глубинах (10 см, 1, 3, 5 и 10 м) измерялась термометрами сопротивления. Эти термометры помещены в металлические или винипластовые футляры, а провода, идущие от термометров к измерительному мосту, заключены в резиновые трубки, концы которых надеты на футляры термометров. Термометры были связаны в общий пучок на расстоянии друг от друга, соответствующем указанным выше глубинам, и спускались в воду по специальному желобу, закрепленному с левого борта лодки ближе к корме. Сопротивление термометров также измерялось мостом типа Р333.

Температура верхнего слоя воды измерялась также обычным родниковым термометром.

Описанная конструкция термометров сопротивления оказалась неудобной для применения на лодке.

В дальнейшем система измерения должна быть несколько изменена. Сохранив в качестве датчика термометр сопротивления, следует заменить пучок термометров одним термометром, малоинерционным, соединяемым с измерительным пультом сплошным кабелем и опускаемым постепенно до нужной глубины при помощи лебедки.

Точность измерения температуры воды была примерно такой же, как и температуры воздуха, т. е. $\pm 0,1^\circ$. Такая точность мала для воды из-за малых градиентов температуры в ней и должна быть повышена до $\pm 0,05^\circ$.

4. Актинометрические наблюдения. Актинометрические приборы были закреплены на кардановом подвесе, расположенном на конце 2-метровой стрелы. Другая такая же стрела, направленная в противоположную сторону, предназначалась для приборов некоторых специальных наблюдений. В данном случае эта стрела использовалась для проведения испытания приборов, измеряющих температуру поверхности воды радиационным методом.

Суммарная и отраженная радиация измерялась двумя походными альбедометрами, один из которых был обращен приемной поверхностью вверх. Измерение радиационного баланса должно было проводиться параллельно двумя термоэлектрическими балансомерами. Однако по техническим причинам такие параллельные отсчеты удалось провести лишь в двух случаях. В основном измерение баланса производилось одним балансомером. Проникающая радиация измерялась подводным пиранометром. Лебедка для спуска подводного пиранометра крепилась в кормовой части лодки.

Показания всех актинометрических приборов отсчитывались по гальванометру ГСА-1.

Испытания показали, что расположение актинометрических приборов удачно. Техника наблюдений проста. Требуется лишь некоторые доработки. Наибольшим недостатком этого узла является малая виброустойчивость гальванометра ГСА-1, вследствие чего данные наблюдений даже при незначительном волнении становятся недостаточно надежными. Не-

обходимо в дальнейшем заменить гальванометр ГСА-1 другим, более устойчивым при качке.

Неудачной оказалась также конструкция кардановых подвесов. В дальнейшем следует груз перенести выше, ближе к осям вращения.

Подводный пиранометр очень тяжел, что создает определенные неудобства при применении на лодке (крен лодки, необходимость создания противовесов). Следует значительно облегчить его вес, что вполне возможно осуществить без изменений основных параметров прибора. Из-за несовершенства этой установки измерение проникающей радиации было проведено лишь два раза и эти данные недостаточно надежны.

5. Методика наблюдений. Наблюдения на лодке по всем элементам производились последовательно в течение 30 минут, причем они начинались с актинометрических измерений, затем измерялась температура воды и заканчивались наблюдения отсчетами по психрометру. Данные о скорости ветра получались для трех 10-минутных интервалов и затем осреднялись за весь получасовой срок наблюдений.

Практика наблюдений показала, что на лодке должны находиться два наблюдателя. Один наблюдатель производит отсчеты по приборам, второй, сидящий на корме, спускает термометры для измерения температуры воды и подводный пиранометр и управляет мотором лодки при ее движении.

Первичная обработка наблюдений (получение значений метеорологических элементов) производится в получасовой промежуток между сериями.

И. Некоторые данные о метеорологическом режиме и составляющих теплового баланса водоема в осенний период по наблюдениям с лодки

Наблюдения с лодки проводились на оз. Красавица под Зеленогорском с 1 по 11/IX 1961 г. Озеро Красавица представляет собой узкий водоем овальной формы, большая ось которого ориентирована с востока на запад. Наблюдения производились примерно в одной и той же точке озера, в средней его части, на расстоянии около 100 м от северного берега, напротив метеорологической площадки озерной станции Государственного гидрологического института. Глубина в месте наблюдений 11—12 м.

Было произведено 19 выездов на озеро — 2 утренних, 10 дневных и 7 вечерних, в результате чего проведено 49 получасовых серий наблюдений при различных условиях погоды и при различном волнении на озере (до 3 баллов).

В большинстве случаев ветер дул вдоль водоема. Лишь в одном случае ветер был направлен непосредственно с суши (северный), в четырех случаях наблюдался северо-северо-западный ветер. Таким образом, большинство результатов наблюдений можно считать характерным для условий водоема.

Скорость ветра изменялась от 0 до 7 м/сек. По данным наблюдений за ветром были построены профили скорости ветра. По профилям, удовлетворяющим логарифмическому закону, были определены величины шероховатости z_0 . Среднее значение этой величины равно 10^{-3} м.

Температура воздуха постепенно понижалась от $18,1^\circ$ в 13 часов 1/IX до $11,3^\circ$ в 13 часов 11/IX. Минимальная температура во время наблюдений была $2,7^\circ$ в 7 часов 6/IX.

Температура воды понизилась от $16,4$ до $13,0^\circ$ (в поверхностном слое). В первые два дня в дневные часы температура воды была не-

сколько ниже температуры воздуха. Во все остальные дни разность температур воды и воздуха круглые сутки была положительной, но небольшой по величине; лишь в утренние часы, когда температура воздуха была низкой, эта разность становилась довольно значительной (например, $11,6^\circ$ в 7 часов 6/IX).

Облачность в большинстве случаев была переменной и лишь в отдельные дни — сплошной.

По данным наблюдений были получены составляющие теплового баланса озера для каждой серии. Радиационный баланс измерялся непосредственно. Величины затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен рассчитывались диффузионным методом. Теплообмен в воде вычислялся как остаточный член, так как изменения температуры воды

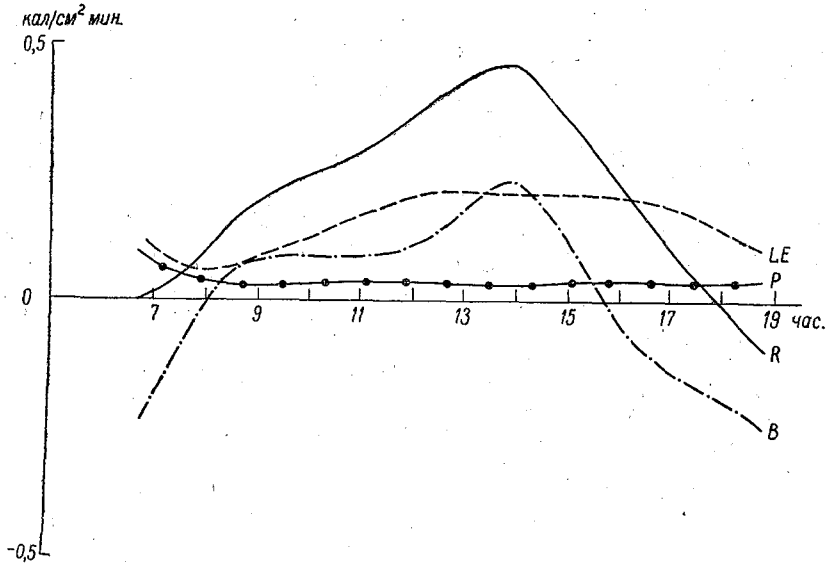


Рис. 1. Ход составляющих теплового баланса в светлое время суток. R — радиационный баланс; LE — затрата тепла на испарение; P — затрата тепла на турбулентный теплообмен; B — теплообмен в воде.

от одной серии до другой были очень небольшими. Оказалось возможным вычислить теплообмен в воде лишь за весь срок наблюдений, т. е. с 1 по 11/IX, а затем получить среднюю величину теплоотдачи за этот срок: $-0,16$ кал/см²мин.

На рис. 1 представлен ход составляющих теплового баланса озера за светлое время суток, осредненных по срокам за весь период наблюдений. Средние величины за время с положительным радиационным балансом (7—18 часов) равны: $R=0,20$ кал/см²мин., $LE=0,15$ кал/см²мин., $P=0,04$ кал/см²мин., $B=0,00$ кал/см²мин.

Величина турбулентного теплообмена P примерно постоянна в течение дня и мала по величине.

Нагревание воды происходит лишь с 8 до 16 часов, в остальное время суток потоки тепла в воде B отрицательны. В среднем за время с 7 до 18 часов теплообмен в воде близок к нулю. Если принять среднюю теплоотдачу за ночные часы равной примерно $0,24$ кал/см²мин., то средний поток тепла за сутки будет близок к величине, рассчитанной по изменению теплосодержания воды, т. е. $-0,16$ кал/см²мин.

Наибольшая доля радиационного баланса (77%) расходуется, как и следовало ожидать, на испарение с поверхности озера. Наибольшее испарение отмечается в дневные часы, когда поверхность воды нагревается приходящей солнечной радиацией, и ночью, когда температура воды выше температуры воздуха. Минимум испарения наблюдается в утреннее и вечернее время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грищенко Д. Л. К вопросу о методике актинометрических наблюдений на море. Метеорология и гидрология, № 5, 1954.
2. Глазова Е. Ф. Измерение влажности воздуха термометрами сопротивления. Тр. ГГО, вып. 103, 1960.

М. Д. ДВОРКИНА, С. П. МАЛЕВСКИЙ-МАЛЕВИЧ

ИЗ ОПЫТА ЭКСПЛУАТАЦИИ ПЛАВУЧЕЙ УСТАНОВКИ ВОЛГОГРАДСКОЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

В статье описывается конструкция плавучей гидрометстанции, рассматривается программа и методика выполняемых на последней наблюдений. В качестве примера приведены результаты расчета составляющих теплового баланса за восемь декад 1960 г. (в период с августа по октябрь).

Летом 1960 г. на Волгоградском водохранилище с целью получения гидрометеорологических характеристик для открытой части водохранилища начала свою работу плавучая гидрометстанция (ПГМС) Волгоградской гидрометеорологической обсерватории (ВГМО).

Это оригинальное сооружение представляет собой понтон, состоящий из шести металлических сигарообразных труб диаметром 0,8 м, соединенных между собой сверху и снизу швеллерной рамой. Длина понтона 32 м, ширина 9 м, грузоподъемность составляет около 30 т.

Понтон покрыт деревянным палубным настилом, имеет леерное ограждение вдоль бортов высотой 0,7 м и фальшборт высотой 0,4 м, который в носовой части соединяется с волноломным барьером высотой 1,2 м. Высота палубы над водой составляет 0,5 м в носовой части и 0,15 м в кормовой.

В кормовой части понтона построен деревянный дом длиной 7 м, шириной 6 м и высотой 2,5 м, где имеется рабочая комната с радиорубкой, две жилые комнаты и подсобные помещения.

Станция выводилась в водохранилище путем буксировки и устанавливалась в заданном месте при помощи одного носового якоря типа Холла весом 250 кг с якорь-тросом диаметром 22 мм, что позволяло ей свободно перемещаться под действием ветра.

Станция освещалась с помощью ветрового двигателя ВЭ-2М2, соединенного с аккумуляторами.

Радиосвязь поддерживалась при помощи радиостанции ПАРКС-0,08, питание которой подавалось от стационарного мотора Л-3/2 с генератором постоянного тока напряжением 24 в.

Систематические наблюдения на плавучей станции были организованы в открытой части Волгоградского водохранилища между г. Дубовкой и с. Рахинкой в 30 км выше плотины Волжской ГЭС имени XXII съезда КПСС и проводились в 1960 г. в период с августа по ноябрь, а в 1961 г. с апреля по ноябрь.

В программу работ станции были включены:

1) наблюдения за температурой и влажностью воздуха на высоте 2 м над водной поверхностью, за скоростью и направлением ветра на высоте 9 м над водой, за осадками;

- 2) актинометрические наблюдения за прямой, суммарной, рассеянной, отраженной радиацией и радиационным балансом;
- 3) визуальные наблюдения за облачностью, видимостью, атмосферными явлениями;
- 4) визуальное определение степени волнения и состояния поверхности водохранилища;
- 5) несистематическое определение высоты волны и периода по одиночной и максимально-минимальной вехе.

В 1961 г. эпизодически проводились также специальные наблюдения за вертикальным профилем скорости ветра, температуры и влажности воздуха и за проникающей радиацией. Все стандартные наблюдения проводились круглосуточно в соответствии с действующими наставлениями и руководствами в основные климатологические и актинометрические сроки, а также дополнительно в каждый нечетный час с информацией в оперативный отдел ВГМО.

Схема расположения измерительных приборов представлена на рис. 1. Все необходимые приборы и установки были размещены в носовой части станции так, чтобы они наиболее правильно отражали условия открытой водной поверхности. Актинометрические приборы — походный альбедометр в карданном подвесе, пиранометр приемной поверхностью вниз, два балансомера — были размещены на специальной стойке 3 (рис. 1) со стрелой длиной 3,4 м, изготовленной по типу стрелы, описанной в работе [1]. На карданном столике был установлен актинометр, подключенный постоянно к гальванометру, и второй гальванометр, к которому поочередно подключались все другие актинометрические приборы.

Температура и влажность воздуха определялись вначале аспирационным психрометром, а затем с помощью психрометрических термометров, установленных в психрометрической будке, укрепленной на специальной стойке 4 на высоте 2 м над водой. Проводилась также непрерывная регистрация температуры и влажности воздуха при помощи термографа и гигрографа, установленных в будках Селянинова на стойке 2. Скорость ветра вначале измерялась при помощи датчика от ДМС-Н-53, установленного на крыше дома на мачте 1 высотой 6 м, что составляло 9 м над водой, и путем регистрации самописцем ветра М-12, датчик которого находился на мачте 8, укрепленной в центре палубы также на высоте 9 м над водой. В 1961 г. ДМС была снята и на ее месте установлен датчик самописца М-12.

Направление ветра определялось при помощи судового компаса и выпела.

Осадки измерялись при помощи осадкомера Третьякова 5. При проведении наблюдений за вертикальным профилем температуры и влажности воздуха были использованы аспирационные психрометры, подвешивавшиеся на специальной стойке 6 на высотах 0,25; 0,5; 1; 2 м над водой при тихой погоде. Отсчеты производились наблюдателем, находящимся на крайней левой сигаре.

Вертикальный профиль скорости ветра изучался при помощи пяти электроконтактных анемометров, два из которых устанавливались на высоте 4 и 8 м над водой на мачте 7, а остальные — на высотах 0,5; 1; 2 м на стойке 6.

Как указывалось, носовая часть плавучей станции всегда находилась с наветренной стороны. При изменении направления ветра на 180° , что наблюдалось при слабых ветрах (не более 4—5 м/сек.), разворот станции происходил в течение 20—30 минут. При больших скоростях резких из-

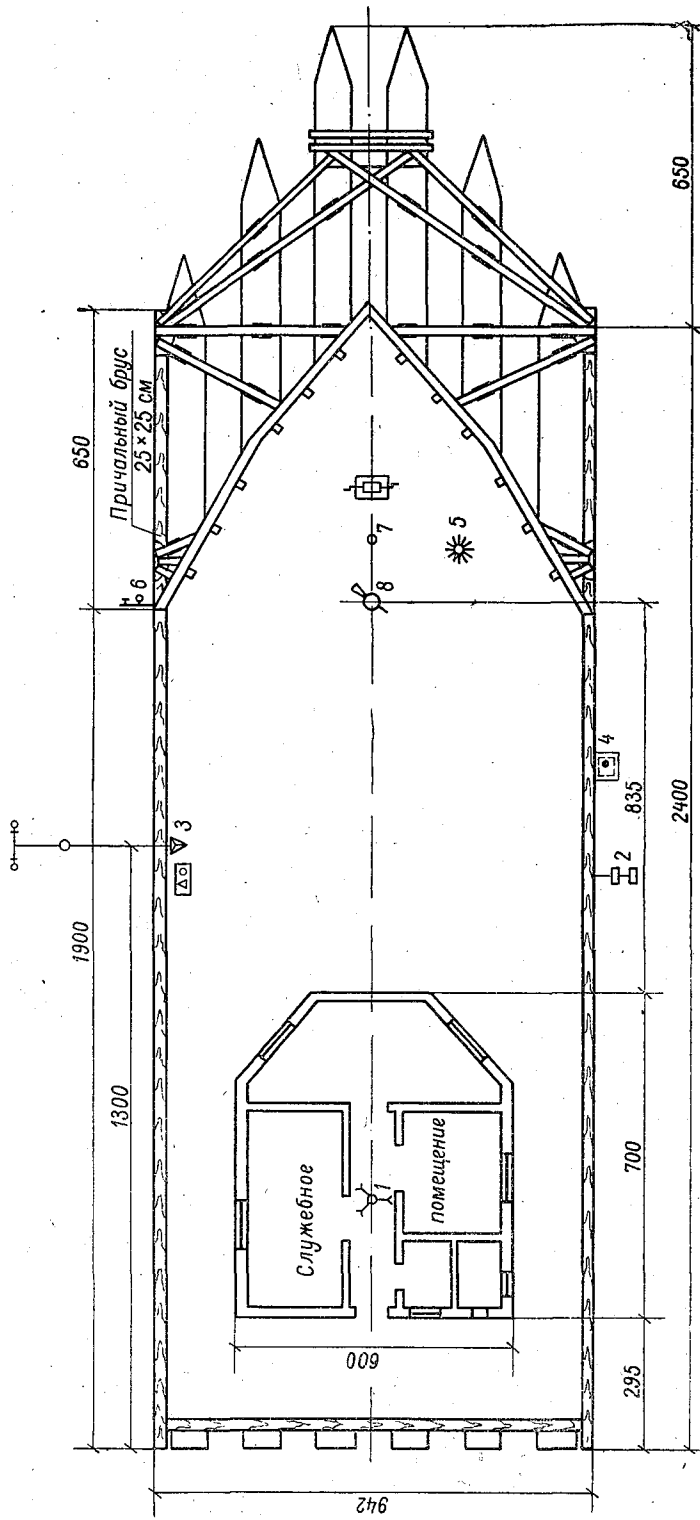


Рис. 1. Схема расположения приборов на ПГМС.

менений в направлении ветра не наблюдалось и станция перемещалась вслед за изменением ветрового потока.

За время работы станции установлено, что она достаточно устойчива.

Станция удобна для рационального размещения приборов и оборудования и для постановки как стандартных, так и специальных наблюдений, направленных на изучение гидрометеорологического режима водоема. Она являлась важным информационным звеном в период навигации, давая необходимые для обслуживания судоходства сведения о фактической погоде в открытой части водохранилища.

Анализ результатов наблюдений, полученных на ПГМС, показал, что наблюдения за температурой и влажностью воздуха, производимые по психрометрическим термометрам в будке, вполне надежны при любой качке, максимальным же и особенно минимальным термометрами можно пользоваться при волнении не более 3 баллов. Запись на лентах термографа и гигрографа при малейших колебаниях станции получается некачественной (отдельные произвольные засечки, расплывчатая линия). Применение на станции для регистрации скорости ветра самописца М-12 вполне оправдано.

При наличии карданных установок актинометрические наблюдения были достаточно точны при волнении до 3—4 баллов.

В качестве примера приведем расчет составляющих теплового баланса по данным плавучей гидрометстанции за период с 20/VIII по 10/XI 1960 г. в среднедекадных величинах для приплотинной части Волгоградского водохранилища.

Для сравнения приведем результаты расчетов радиационного баланса, затрат тепла на испарение и турбулентного теплообмена Волгоградского водохранилища по данным береговых метеорологических станций в пересчете их на условия открытой части водоема по формулам, рекомендованным в работе [2].

Согласно этой методике, значения температуры и влажности воздуха над водной поверхностью определяются по соответствующим значениям этих характеристик над сушей при помощи трансформационных функций F_t и F_e , величины которых зависят от пути, пройденного воздушной массой над водной поверхностью:

$$F_t = 1 - \frac{1,33}{x^n}, \quad (1)$$

$$F_e = 1 - \frac{1,50}{x^n}. \quad (2)$$

В нашем примере ввиду отсутствия данных о направлении ветра в отдельные промежутки времени вычислялись средние значения F_t и F_e для всего периода наблюдений в предположении, что $x = 11,2$ км (половина расстояния от плавучей станции до станции Волжский Порт). Полагая показатель степени n равным $1/13$, получим средние значения этих функций: $\bar{F}_t = 0,35$ и $\bar{F}_e = 0,27$.

Изменение теплосодержания воды рассчитывалось по температуре поверхности в предположении изотермического распределения температуры во всей толще воды. Для исследуемого периода времени это предположение обычно соответствует реальным условиям. Температура поверхности района плавучей станции определялась как среднее между значениями температуры, измеренными на станциях Волжский Порт и Дубовка.

Величина изменения теплосодержания воды вычислялась по формуле

$$B = \frac{W\Delta T}{F\tau}, \quad (3)$$

где W — объем водной массы на участке плотина ГЭС — с. Горно-Водяное по среднему уровню; F — площадь водохранилища по среднему уровню на участке плотина ГЭС — с. Горно-Водяное; ΔT — изменение температуры воды за декаду.

Результаты произведенных расчетов всех составляющих теплового баланса (в кал/см² сутки) представлены в табл. 1.

Таблица 1

Месяц	Декада	R	R'	LE	LE'	P	P'	B	Δ	Δ'
VIII	3	265	259	402	390	10	3	-149	2	15
IX	1	224	246	336	385	5	5	-144	27	0
	2	122	148	385	409	98	98	-360	-1	1
	3	73	99	450	469	143	156	-522	2	-4
X	1	68	97	282	306	92	95	-306	0	2
	2	47	51	174	192	56	43	-180	-3	-4
	3	4	-2	198	253	173	142	-396	29	-1
XI	1	-7	-12	265	288	262	227	-504	-16	-23

В табл. 1 приняты следующие обозначения: R — радиационный баланс по непосредственным измерениям с плавучей станции; R' — радиационный баланс, пересчитанный с условий суши по методике, предложенной в работе [2]; LE и P — величины затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен, рассчитанные по данным наблюдений с плавучей станции; LE' и P' — затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен, рассчитанные по наблюдениям береговых станций; B — величина изменения теплосодержания воды;

$$\Delta = R - LE - P - B; \quad \Delta' = R' - LE' - P' - B'.$$

По данным, приведенным в табл. 1, величины $\bar{\Delta}$ и $\bar{\Delta}'$ равны соответственно 5 и -2 кал/см² сутки. Величины относительных ошибок расчетов $\frac{\Delta}{R}$ не могут характеризовать точность примененной методики, так как величины радиационного баланса в большинстве случаев весьма малы. Однако абсолютные величины ошибок позволяют сделать вывод об удовлетворительной точности результатов расчетов составляющих теплового баланса, полученных обоими способами — как по результатам метеорологических наблюдений, проведенных непосредственно с плавучей станции, так и по данным береговых наблюдений, пересчитанных на условия водохранилища.

Волгоградской гидрометеорологической обсерваторией в дальнейшем будут продолжены работы на ПГМС по усовершенствованию установок и оборудования, по использованию новых приборов и улучшению качества наблюдений с целью получения наиболее надежных значений метеорологических элементов над водной поверхностью и выяснения особенностей гидрометеорологического режима Волгоградского водохранилища.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рутковская В. А., Чуковенко П. В. Радиационная установка для наблюдений на водоемах. Метеорология и гидрология, № 6, 1959.
2. Кириллова Т. В., Несина Л. В. О расчете составляющих теплового баланса водоемов. См. настоящий сб.

Т. В. КИРИЛЛОВА, В. Н. ТЕРВИНСКИЙ, И. И. ЧЕСТНАЯ

О НАБЛЮДЕНИИ ЗА ОБЛАЧНОСТЬЮ НАД ВОДОХРАНИЛИЩАМИ

В статье предлагается методика специальных наблюдений за облачностью с помощью зарисовок, сообщаются результаты таких наблюдений на Цимлянском водохранилище за летний период 1961 г.

Одним из вопросов исследований метеорологического режима водохранилищ является количественная оценка облачности над акваторией водохранилищ. Это важно, в частности, при расчетах составляющих теплового баланса. Обычно используются данные наблюдений на береговых станциях и делается предположение о равенстве количества облачности в прибрежных районах и в центральной части водохранилища. Однако справедливость такого предположения не подтверждена, а возможная при этом ошибка не оценена.

Попытка решить данный вопрос была сделана в период экспедиционных работ ГГО и ЦГМО на Цимлянском водохранилище в сентябре 1960 г. Затем наблюдения были продолжены в 1961 г. на нескольких метеорологических станциях водохранилища.

Количественная оценка облачности при наблюдениях дополнялась зарисовками расположения наблюдаемой облачности на небосводе. Для зарисовок использовались специальные бланки. На бланке для каждой станции наносится контур береговой линии (в масштабе 1 см = 5 км) так, чтобы место наблюдений находилось в центре круга. Контуром береговой линии круг зарисовок делится на две части соответственно площадям, занимаемым водохранилищем и сушей в пункте наблюдений. Форма бланка представлена на рис. 1. В кольцо, образованное внутренней и внешней окружностями, заносится облачность, наблюдаемая ниже 30° над горизонтом. Во внутренний круг зарисовывается облачность, расположенная в зенитном угле 60°.

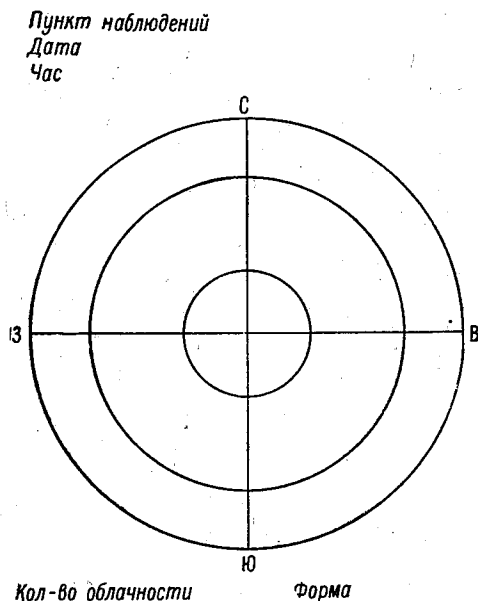
При наблюдениях на бланк цветными карандашами наносится расположение облачности на небосводе. Для зарисовки облаков различных ярусов используются карандаши разного цвета: для облаков верхнего яруса — красного цвета, для облаков среднего яруса — зеленого, для облаков нижнего яруса — синего. Части круга, закрашенные одним цветом, должны соответствовать количеству видимой наблюдателю облачности соответствующего яруса. Заштрихованная площадь всего круга соответствует 10 баллам.

Для обработки зарисовок облачности используется сетка-шаблон. Сетка построена таким образом, что площадь круга делится на 100 равных клеток (рис. 2). Эти клетки не являются точными проекциями оди-

наковых клеток, воображаемых на небесном своде, но приближенно могут считаться таковыми.

При обработке сетка накладывается на бланк зарисовок и производится подсчет числа клеток, занятых облачностью отдельно над водой и над сушей. При этом может оказаться, что число клеток, занятых облаками, не соответствует количеству баллов, записанному при наблюдениях. Тогда число клеток над водой и сушей увеличивается или уменьшается так, чтобы число их соответствовало баллам облачности. Результаты подсчета клеток заносятся в таблицу.

Для дальнейшей обработки нужно знать, какая часть местности, входящей в поле наблюдения стан-



Примечание:

Верхний ярус - красный Подпись
Средний ярус - зеленый набл.
Нижний ярус - синий

Рис. 1. Форма бланка для зарисовки облачности.

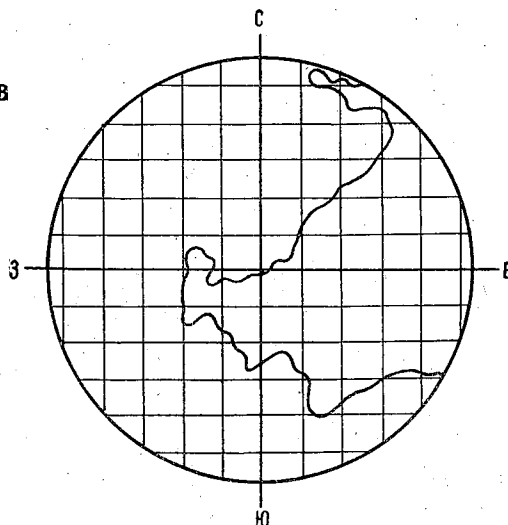


Рис. 2. Сетка-шаблон для обработки зарисовок облачности.

ции, занята водой и какая часть — сушей. Для каждой станции подсчитывается число клеток, приходящихся на воду (a) и на сушу (b).

Закрытость неба облаками над водой S_v и сушей S_c определяется по формулам:

$$\left. \begin{aligned} S_v &= \frac{N_v \cdot 100}{a} \\ S_c &= \frac{N_c \cdot 100}{b} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

где N_v и N_c — соответственно количество баллов над водой и над сушей. Средняя облачность за какой-либо период равна:

$$\bar{S}_v = \frac{100 \sum_{n} N_v}{an}, \quad \bar{S}_c = \frac{100 \sum_{n} N_c}{bn},$$

где n — число случаев.

В 1961 г. наблюдения проводились в мае — октябре три раза в месяц в три срока наблюдений (7, 13 и 19 часов) на станциях Нижнечирская.

Красноярская и в ЦГМО. Значения *a* и *б* для каждой из указанных станций даны в табл. 1

Таблица 1

Станция	<i>a</i>	<i>б</i>
ЦГМО	34	66
Красноярская	43	57
Нижнечирская	45	55

В табл. 2 представлены результаты обработки наблюдений, осредненные по всем срокам и дням каждого месяца.

Таблица 2

Станция	IV		V		VI		VII		VIII		IX	
	с	в	с	в	с	в	с	в	с	в	с	в
ЦГМО	89	62	80	76	45	41	49	53	54	50	96	76
Красноярская	100	100	47	46	49	51	52	56	92	60	77	81
Нижнечирская	—	—	18	0	62	69	65	51	—	—	75	78

Примечание: с — суша, в — водоем.

В табл. 3 даны отношения количества облачности над суши к количеству облачности над водоемом за отдельные месяцы и в среднем за теплый период года.

Таблица 3

Станция	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Период
ЦГМО	1,43	1,05	1,10	0,93	1,08	1,26	1,14
Красноярская	1,00	1,02	0,96	0,93	1,53	0,95	1,06
Нижнечирская	—	—	0,90	1,27	—	0,97	1,05

Из данных табл. 3 можно сделать вывод, что за период апрель—сентябрь количество облачности над водохранилищем меньше, чем над прилегающими районами суши, в среднем за теплый период года на 5—10%.

Учитывая приближенный характер зарисовок, было бы очень желательно хотя бы в двух пунктах водохранилища производить фотографирование неба с целью исключения субъективных ошибок в оценке количества облачности над водохранилищем и прилегающими к нему районами суши.

Однако полученная выше оценка уже позволяет дать некоторые качественные объяснения того, что суммарная радиация над водохранилищем в ряде случаев больше, чем над суши, в то время как меньшим значениям альbedo водной поверхности по сравнению с альbedo поверхности суши должны соответствовать и меньшие значения суммарной радиации.

ОБ ИЗМЕНЕНИИ СКОРОСТИ ВЕТРА ПОД ВЛИЯНИЕМ ВОДОЕМОВ

Для правильной характеристики изменения скорости ветра необходимо учитывать влияние изменения шероховатости и турбулентного обмена и влияние горизонтальных градиентов температуры.

В статье рассматривается качественная схема изменения скорости ветра под влиянием водоема с учетом взаимного влияния различных факторов и дается количественная оценка этих изменений за счет каждой из вышеуказанных причин.

Влияние ограниченных водоемов на ветер в основном сводится к изменению его скорости. Это изменение обуславливается по крайней мере двумя факторами: изменением величины внутреннего трения и наличием температурных контрастов между сушей и водоемом. Первый фактор имеет две стороны, хотя и взаимосвязанные, но несколько отличающиеся друг от друга. Внутреннее трение воздуха над сушей и внутреннее трение над водоемом различаются, с одной стороны, за счет различий в гидродинамических свойствах подстилающей поверхности — воды и суши, с другой стороны, за счет различий в процессах турбулентного обмена количеством движения в нижних слоях воздуха. Последний процесс также зависит от гидродинамических свойств подстилающей поверхности, но он определяется в большей степени и характером устойчивости воздуха. Гидродинамические свойства подстилающей поверхности с определенным приближением характеризуются параметром шероховатости z_0 . При равновесных условиях эта величина является, по существу, единственным параметром, обуславливающим при данной скорости ветра интенсивность турбулентного обмена количеством движения. Поэтому изменение скорости ветра под влиянием водоема при равновесных условиях над сушей и над водоемом определяется изменением параметра шероховатости z_0 , поскольку последний в первом приближении характеризует изменение внутреннего трения при переходе воздуха с суши на воду. В этом случае качественная картина изменения скорости ветра очевидна: так как при переходе с суши на воду параметр шероховатости, как правило, заметно уменьшается, скорость ветра у водной поверхности будет увеличиваться. Поэтому при переходе воздуха с суши на водоем скорость ветра несколько увеличивается и возникают отрицательные (нисходящие) вертикальные движения. Последние являются простым следствием сохранения массы воздуха при движении, которое выражается уравнением неразрывности.

Более сложная картина имеет место при неравновесных условиях над сушей и водоемом. Обычно в этом случае и наблюдаются горизонтальные градиенты температуры, создающие соответствующие градиенты давления. Последние могут обуславливать различные по знаку из-

менения скорости ветра при переходе воздуха с суши на водоем. Кроме того, изменение внутреннего трения в этом случае зависит не только от изменения параметра шероховатости z_0 . Поэтому для правильного описания процесса необходимо учитывать влияние изменения шероховатости и турбулентного обмена и влияние горизонтальных градиентов температуры. Если все указанные факторы действуют в одном направлении, т. е. одинаковым образом изменяют скорость ветра, то изменения последней могут оказаться большими, чем для случая, когда «знаки» воздействий различны. Поэтому изменения ветра под влиянием водоема при различных метеорологических условиях даже для одного и того же водоема могут быть разными. Например, при равновесных условиях скорость ветра над водоемом обычно увеличивается. При неравновесных условиях, хотя вследствие изменения z_0 скорость ветра увеличивается, под влиянием соответствующего горизонтального градиента температуры это увеличение скорости может уменьшиться и даже изменить знак. Такие условия в течение года могут наблюдаться весной, а в течение суток — днем, т. е. в периоды, когда над водоемом образуются инверсии (над сушей — неустойчивые градиенты) и градиент температуры направлен с водоема на сушу. В этом случае увеличение скорости ветра под влиянием изменения z_0 может быть сильно ослаблено влиянием градиента давления и изменения турбулентного трения. Иногда вместо увеличения скорости ветра возможно ее уменьшение.

В период неустойчивых условий над водоемом, что обычно наблюдается в течение года осенью или весной (для незамерзающих водоемов) и в течение суток ночью, указанные факторы действуют одинаковым образом, и поэтому в это время можно ожидать значительного увеличения скорости ветра под влиянием водоема. Приведенный выше физический анализ процесса изменения скорости ветра под влиянием водоема в настоящее время может быть подтвержден данными наблюдений за изменением скорости ветра над водоемами главным образом Европейской территории СССР. Действительно, А. П. Браславский и З. А. Викулина, обобщившие результаты наблюдений за изменением ветра в основном в летний период, т. е. при равновесных условиях, впервые показали, что скорость ветра под влиянием водоема увеличивается примерно на одну и ту же величину для различных по размеру водоемов. Последнее объясняется тем, что под влиянием шероховатости изменение вертикального профиля скорости ветра происходит в береговой полосе на расстоянии около 1 км от уреза. Так как обычно водоемы суши характеризуются большими размерами, для них характерен примерно одинаковый эффект изменения ветра. При эмпирических исследованиях изменения ветра пользуются следующим коэффициентом:

$$k = \frac{u_B}{u_C},$$

где u_B , u_C — скорость ветра (обычно на высоте 2—10 м) над водой и над сушей соответственно.

Было установлено, что для ограниченных водоемов характерно $k = 1,15 \div 1,20$.

В дальнейших исследованиях [1, 2, 3] на основе анализа материалов наблюдений было установлено, что величина k заметно зависит от фактора устойчивости, что выражается в ее суточной и годовой изменчивости [1].

В работе [2] сделана попытка эмпирическим путем вывести формулу для расчета изменения ветра в зависимости от изменения коэффициента

турбулентности k . Для количественного описания изменения скорости ветра необходимо решить следующее уравнение:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \int_0^z \frac{\partial u}{\partial x} dz = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial u}{\partial z} \right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y_x}, \quad (1)$$

являющееся комбинацией уравнения движения и уравнения неразрывности. При этом величина $\frac{\partial p}{\partial y}$ должна быть заданной функцией $\frac{\partial T}{\partial y}$, т. е. должна определяться из уравнения притока. Если воспользоваться известным соотношением между скоростью ветра и барическим градиентом, то для «термического» члена уравнения (1) можно получить следующее выражение:

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y_x} = - \frac{g}{T} \int_0^z \frac{\partial T}{\partial x} dz, \quad (2)$$

но

$$\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{1}{u} \cdot \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T}{\partial z},$$

поэтому получаем

$$u \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \int_0^z \frac{\partial u}{\partial x} dz = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial u}{\partial z} \right) - \frac{g}{T} \int_0^z \frac{1}{u} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) dz. \quad (3)$$

Введя характерные значения всех величин, входящих в уравнение (3), запишем его в безразмерном виде

$$u' \frac{\partial u'}{\partial x'} - \frac{\partial u'}{\partial z'} \int_0^1 \frac{\partial u'}{\partial x'} dz' = \frac{Lk_0}{u_0 H^2} \cdot \frac{\partial}{\partial z'} \left(k' \frac{\partial u'}{\partial z'} \right) + \\ + \frac{k_0 L g}{u_0^3 H} \cdot \frac{g'}{T'} \int_0^1 \frac{1}{u'} \cdot \frac{\partial}{\partial z'} \left(k' \frac{\partial T'}{\partial z'} \right) dz'. \quad (4)$$

Здесь L , H , u_0 , k_0 — характерные горизонтальные и вертикальные масштабы и характерные значения скорости ветра и вертикального коэффициента турбулентности.

В уравнении (4) члены левой части равны примерно единице, члены правой части могут иметь разное значение в зависимости от значения

безразмерных комбинаций $\frac{Lk_0}{u_0 H^2}$ и $\frac{k_0 L g}{u_0^3 H}$. Если выполняются условия:

$$\frac{Lk_0}{u_0 H^2} > 1, \quad \frac{k_0 L g}{u_0^3 H} > 1, \quad (5)$$

то членами левой части уравнения (4) можно приближенно пренебречь. Тогда изменение скорости ветра будет описываться уравнением

$$0 = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{g}{T} \int_0^z \frac{1}{u} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) dz. \quad (6)$$

Если принять $k_0 = 0,1$ м²/сек., $H = 10$ м, $u_0 = 5$ м/сек., то условия (5) выполняются для $L > 3$ км.

Таким образом, можно ожидать, что изменения скорости ветра под влиянием изменения шероховатости и трения происходят главным образом в сравнительно узкой прибрежной полосе водоема. По-видимому, влияние фактора горизонтальной термической неоднородности и турбулентного обмена распространяется на большие расстояния от берега.

В отечественной литературе имеются две работы, посвященные теоретическому исследованию ветра. Первая работа [4] посвящена изучению изменения ветра под влиянием изменения трения подстилающей поверхности. Для оценки указанных изменений автор этой работы рассматривает равновесные условия и, кроме того, использует предположение о малости изменений скорости ветра по сравнению с величиной установившейся скорости ветра под влиянием новой подстилающей поверхности. В указанной постановке нелинейное уравнение задачи

$$u \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \int_0^z \frac{\partial u}{\partial x} dz = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (7)$$

являющееся частным случаем уравнения (1), заменяется линейным уравнением, которое приближенно решается методом М. Е. Швеца [5].

Наиболее существенным выводом работы [4] является вывод о том, что изменения скорости ветра охватывают только узкую прибрежную полосу.

Во второй работе [6] в качестве основного уравнения также используется уравнение (7) и метод М. Е. Швеца для получения приближенного решения, без линеаризации уравнения. Используя и другие более общие предположения, авторы приходят к следующим основным выводам. Изменение скорости ветра над водной поверхностью под влиянием изменения шероховатости и турбулентного обмена наиболее существенно в прибрежной полосе шириной в несколько сотен метров. При этом в случае теплой адвекции, как уже было отмечено ранее, изменения ветра оказываются незначительными.

До настоящего времени влияние горизонтальной термической неоднородности на изменение скорости ветра применительно к условиям водоемов не подвергалось количественному анализу. Между тем известно, что в природных условиях этот эффект иногда является существенным. Можно, например, указать на бризовую циркуляцию в прибрежной части водоемов, образование которой связано с указанной термической неоднородностью. Для полного анализа вопроса необходимо было получить решение уравнения (1), воспользовавшись при этом хотя бы соотношением (2). Однако в настоящее время не существует возможности получить сравнительно простое и пригодное для практических целей решение уравнения (1). Поэтому мы прежде всего попытаемся оценить величину градиентного ветра, который возникает за счет горизонтального градиента температуры. Эта величина может быть определена из уравнения

$$u = \frac{g}{2\omega_z T} \int_0^z \frac{\partial T}{\partial x} dz.$$

Если величину $\frac{\partial T}{\partial x}$ взять из простейшей формулы, описывающей изменение T [7], то для оценки u получаем следующее соотношение:

$$u = \frac{(1-2n) g (T_n - T_1) b^{2n}}{2\omega_z T \Gamma(n) b x^{2n}} \Gamma \left[\frac{1}{2}, L, (1-n) \right]. \quad (8)$$

Здесь введены обозначения:

$$b = \frac{(1-2n)^2 z_1^{\frac{1-4n}{1-2n}}}{\frac{k_1}{u_1}},$$

\bar{T} — средняя температура (по абсолютной шкале), которая может быть принята равной $\bar{T} = 273^\circ$; $\Gamma \left[\frac{1}{2L}, (1-n) \right]$ — неполная гамма-функция, т. е.

$$\Gamma \left[\frac{1}{2L}, (1-n) \right] = \int_0^{\frac{1}{2L}} e^{-\tau} \tau^{-n} d\tau.$$

Таким образом, величина скорости ветра, образующегося за счет горизонтального градиента $\frac{\partial T}{\partial x}$ на высоте z (при расчете принято $z = 2$ м), может быть определена по формуле

$$u = A (T_n - T_1),$$

где значение A определяется уравнением (8).

Как показывают вычисления, A является функцией x и z и ее значение слабо зависит от фактора устойчивости. На рис. 1 приведен график зависимости функции A от x для высоты 2 м над водной поверхностью. На рисунке приведены значения $10A$ в м/сек.град. Поэтому эти значения соответствуют величинам скорости ветра, возникающим под влиянием начального скачка температур $(T_n - T_1)$ воздуха, равного 10° . Под влиянием такого перепада температур, как показывает рис. 1, при переходе воздушного потока с суши на водоем возможно изменение скорости ветра на 0,5—1,0 м/сек. и более. При этом при холодной адвекции $(T_n - T_1 > 0)$ скорость увеличивается, а при теплой адвекции $(T_n - T_1 < 0)$ скорость уменьшается. Поэтому это изменение скорости ветра в течение суток и года будет различным по знаку и величине.

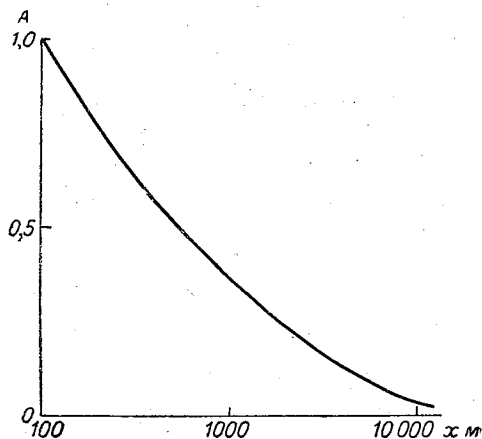


Рис. 1. Зависимость A от x .

Приведенная выше приближенная оценка величины изменения скорости ветра за счет горизонтальной неоднородности показывает, что этот эффект, по-видимому, по величине равен эффекту изменения шероховатости подстилающей поверхности, хотя последний имеет всегда один и тот же знак.

Качественная схема изменения скорости ветра под влиянием водоема с учетом взаимного влияния различных, определяющих этот процесс факторов может быть пояснена следующими простыми соображениями.

Скорость ветра u на некоторой (небольшой) высоте над водоемом, очевидно, всегда можно представить в следующем виде:

$$u = u_c + \Delta u = u_c + \Delta u_1 + \Delta u_2 + \Delta u_3,$$

где u_c — скорость ветра на суше, а Δu — изменение скорости ветра под влиянием водоема. Величина Δu приближенно может быть представлена как сумма трех величин, каждая из которых определяется различными эффектами.

Конечно, все факторы, определяющие изменение скорости ветра, действуют одновременно и зависят друг от друга, поэтому такое рассмотрение имеет в основном качественный характер. Однако оно полезно, так как позволяет нарисовать общую картину сложного процесса изменения скорости ветра.

Если под величиной Δu_1 понимать изменение скорости, обусловленное шероховатостью, то эта величина обычно положительна. Предположим, что Δu_2 — изменение скорости ветра за счет изменения турбулентного обмена. Приближенно можно принять, что усиление турбулентного обмена должно увеличивать скорость ветра, ослабление — уменьшать. Поэтому при равновесных условиях величина $\Delta u_2 < 0$, поскольку турбулентный обмен над водной поверхностью ослабляется. Однако первый эффект оказывается более значительным, так как скорость ветра обычно увеличивается. По этой причине, а также вследствие того, что барический градиент в данном случае под влиянием водоема не изменяется, изменение скорости ветра можно характеризовать главным образом изменением шероховатости. Приблизительную оценку этого эффекта можно получить следующим образом [10]. Как мы видели [4, 6], изменение скорости ветра в основном охватывает начальный участок движения воздуха — от уреза до 200—500 м над водоемом. Кроме того, вертикальное распределение скорости ветра при равновесных условиях хорошо описывается формулой

$$u = u_1 \frac{\ln \frac{z}{z_0}}{\ln \frac{z_1}{z_0}},$$

где z_0 — параметр шероховатости подстилающей поверхности. Поскольку на высоте пограничного слоя над водоемом скорости ветра одинаковы,

то для определения величины $k = \frac{u_1}{u_{1c}}$ можно написать формулу

$$k = \frac{u_1}{u_{1c}} = \frac{\ln \frac{\delta}{z_0} \ln \frac{z_1}{z_0}}{\ln \frac{z}{z_0} \ln \frac{\delta}{z_0}}, \quad (10)$$

где z_0 — параметр шероховатости для суши; δ — высота пограничного слоя на таком удалении от уреза водоема, на котором в основном прекращается изменение скорости ветра. На основании (10) вычислены значения

$\frac{u_1}{u_{1c}} = k$ для высоты $z_1 = 2$ м при различных значениях z_0 и z_0' . Эти

данные помещены в табл. 1. Вычисления выполнены для $\delta = 200$ м. Результаты вычисления мало зависят от конкретного значения δ , по-

скольку величина $\frac{\delta}{z_0} > 10^3$.

Таблица 1

z_0	z_0'							
	10^{-1}	$5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	10^{-2}	$5 \cdot 10^{-3}$	10^{-3}	$5 \cdot 10^{-4}$	10^{-4}
$5 \cdot 10^{-2}$	1,10	1,00						
10^{-2}	1,35	1,20	1,15	1,00				
$5 \cdot 10^{-3}$	1,45	1,30	1,20	1,05	1,00			
10^{-3}	1,60	1,40	1,30	1,15	1,10	1,00		
$5 \cdot 10^{-4}$	1,65	1,45	1,35	1,20	1,15	1,05	1,00	
10^{-4}	1,75	1,55	1,40	1,30	1,20	1,10	1,05	1,00
10^{-5}	1,85	1,65	1,50	1,35	1,30	1,15	1,10	1,05

Указанный в табл. 1 диапазон изменения величин z_0' и z_0 , по-видимому, характеризует возможные значения этих параметров как для суши, так и для водной поверхности. Можно отметить, что только за счет изменения параметра шероховатости скорость ветра под влиянием водоема может увеличиться на 50—60%. Поскольку характерные значения $z_0' \approx 10^{-2}$ м, а $z_0 \approx 10^{-3} \div 10^{-4}$ м, характерное увеличение скорости ветра, по-видимому, около 10—20%. Эта оценка совпадает с упоминавшимся уже изменением ветра в условиях водоемов. Так как средние условия для теплого периода года близки равновесным условиям, то приведенные в табл. 1 данные в первом приближении могут быть приняты за средние величины изменения скорости ветра под влиянием водоема. В период инверсий над водоемом и сверхадиабатических градиентов реальное изменение скорости ветра может заметно отличаться от величин, приведенных в табл. 1.

В указанных случаях формула (10), строго говоря, не может быть применена, так как реальный профиль ветра, как было указано выше, заметно отличается от логарифмического. Прежде чем переходить к неравновесным условиям, отметим одно любопытное обстоятельство. Данные табл. 1 показывают, что влияние изменения шероховатости заметно уменьшается вместе с уменьшением этой величины. Например, при уменьшении z_0 и z_0' на порядок скорость ветра увеличивается на разную величину. Если $z_0' = 10^{-1}$ м, $z_0 = 10^{-2}$ м, то $k = 1,35$; при $z_0' = 10^{-3}$ м, $z_0 = 10^{-4}$ м $k = 1,10$, а при $z_0' = 10^{-4}$ м и $z_0 = 10^{-5}$ м скорость ветра практически не изменяется.

Поскольку вертикальный профиль ветра с хорошим приближением может быть описан с помощью степенной формулы, для определения величины $\frac{u_1}{u_{1c}}$ при неравновесных условиях можно написать следующее уравнение:

$$k = \frac{u_1}{u_{1c}} = \left(\frac{\delta}{z_1} \right)^{p_1 - p}, \quad (11)$$

где p_1 характеризует условия суши, а p — условия водоема. При этом величины p_1 и p являются функциями шероховатости поверхности (суши и водоема) при равновесных условиях и параметра устойчивости $\frac{\Delta T}{u_1^2}$. Для практического использования формулы (11)

удобны графики, приведенные в работе [1], которые позволяют быстро получить значение величины p при различных значениях параметра ше-

роховатости z_0 и параметра устойчивости $\frac{\Delta T}{u_1^2}$. Для примера вычислим значения $k = \frac{u_1}{u_{1c}}$ при $z_0' = 10^{-2}$ м, $z_0 = 10^{-4}$ м и $\frac{\Delta T}{u_1^2}$ от $-1,0$ до $1,0$.

Результаты вычисления приведены в табл. 2.

Таблица 2

$\frac{\Delta T}{u_1^2} (z_0 = 10^{-4} \text{ м})$	$\frac{\Delta T}{u_1^2} (z_0' = 10^{-2} \text{ м})$				
	-1,0	-0,5	0,00	0,5	1,0
-1,0	—	—	1,15	1,05	0,90
-0,5	—	—	1,25	1,15	0,95
0,0	1,80	1,65	1,30	1,20	1,00
0,5	2,00	1,80	1,45	—	—
1,0	2,20	2,00	1,60	—	—

Данные табл. 2 показывают, что если при равновесных условиях $\frac{u_1}{u_{1c}} = 1,30$, то в зависимости от условий устойчивости над сушей и водоемом эта величина может изменяться от 0,90 до 2,20. Если над сушей существует сильная инверсия ($\frac{\Delta T}{u_1^2} = -1,0$), а над водоемом — сильная неустойчивость ($\frac{\Delta T}{u_1^2} = 1,0$), то можно ожидать особенно значительного усиления ветра при переходе воздушного потока с суши на водоем ($\frac{u_1}{u_{1c}} = 2,20$). Наоборот, если над сушей наблюдается сильная неустойчивость ($\frac{\Delta T}{u_1^2} = 1,0$), а над водоемом — инверсия ($\frac{\Delta T}{u_1^2} = -1,0$), то скорость ветра может заметно не увеличиваться или даже возможно ее уменьшение ($\frac{u_1}{u_{1c}} = 0,90 \div 0,95$). Поэтому наибольшее усиление ветра под влиянием водоема следует ожидать в ночное время (в течение суток) и в осенне-зимний период (в течение года).

Понятно, что этот эффект особенно заметен при общих одинаковых условиях, и особенно при постоянстве общего барического градиента. Для иных значений z_0' и z_0 также можно легко рассчитать соответствующие таблицы, показывающие изменения скорости ветра под влиянием водоема. Для оценки изменения ветра необходимы данные о параметре шероховатости для суши z_0' и для водоема z_0 , а также о параметре устойчивости $\frac{\Delta T}{u_1^2}$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шпак И. С. Изменение метеорологических элементов при натекании воздушного потока на водоем. Сб. работ Цимлянской ГМО, вып. 1, 1958.
2. Тараканов Г. Г. К вопросу об изменении скорости ветра при переходе с суши на водную поверхность. Тр. ЛГМИ, вып. 8, 1958.

3. Григорьев А. И. О некоторых особенностях прогнозирования ветра на ограниченных водоемах. Тр. ЦИП, вып. 42, 1956.
4. Гандин Л. С. К вопросу о трансформации профиля ветра. Тр. ГГО, вып. 33, 1952.
5. Швец М. Е. О приближенном решении некоторых задач геофизики и аэрогидромеханики. Тр. ГГО, вып. 19, 1950.
6. Дмитриев А. А. и Соколова И. Н. Схема оценки изменений скорости и профиля ветра при переходе с суши на море. Тр. Морск. гидрофиз. ин-та, т. IV, 1954.
7. Тимофеев М. П. Трансформация воздуха над водоемами. Метеорология и гидрология, № 6, 1955.
8. Тимофеев М. П. Степенная формула для профиля ветра. См. настоящий сб.
9. Зайцев А. С. Трансформация поля ветра при изменении турбулентного обмена. См. настоящий сб.
10. Метеорологический режим, озера Севан. Под ред. М. П. Тимофеева. Гидрометеориздат, Л., 1960.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ПОЛЯ ВЕТРА ПРИ ИЗМЕНЕНИИ ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМЕНА

В статье решается задача о трансформации поля ветра при резком изменении турбулентного обмена. По полученным формулам для скорости ветра проведены расчеты, результаты которых представлены графически.

Исследование трансформации воздушных масс под влиянием изменения свойств подстилающей поверхности является важной прикладной задачей метеорологии. Достаточно указать, например, что формирование микроклимата над небольшими водоемами и вблизи лесных полос, образование адвективных туманов связаны с трансформацией метеорологических элементов при изменении свойств подстилающей поверхности. Известно немало исследований, посвященных вопросам трансформации полей температуры и влажности воздуха, при этом скорость воздушного потока принималась неизменной в пространстве. Однако при переходе с одной поверхности на другую с существенно иными термическими и динамическими характеристиками меняется и распределение ветра в пространстве. В настоящее время вопрос трансформации ветра еще мало исследован.

Основными теоретическими работами по данному вопросу являются работы Л. С. Гандина [2] и А. А. Дмитриева и И. Н. Соколовой [7].

В первой из указанных работ автор решает задачу трансформации ветра при изменении напряжения турбулентного трения. Во второй работе решается задача трансформации ветра при переходе с суши на море при учете изменения турбулентного обмена и шероховатости подстилающей поверхности. Необходимо отметить, что в указанных работах задача решается приближенным методом М. Е. Швеца [8].

Как показывают расчеты [2], влияние изменения шероховатости на воздушный поток меньше, чем влияние изменения турбулентного обмена. В настоящей работе решается задача трансформации поля ветра при изменении турбулентного обмена. Задача ставится так, что в области $x > 0$ (где x — горизонтальная координата вдоль потока) резко меняется турбулентный обмен в приземном слое атмосферы. Примером такого явления могут служить процессы трансформации скорости воздушного потока при прохождении лесных полос. Решение может быть использовано и для оценки изменения скорости ветра вблизи подстилающей поверхности при переходе с воды на сушу и в обратном направлении.

Будем считать процесс установившимся во времени и учитывать адвекцию воздуха только вдоль одной из горизонтальных координат (оси x). Тогда для приземного слоя атмосферы, если пренебречь членами

второго порядка малости, уравнения движения сводятся к следующему:

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

где x и z — горизонтальная и вертикальная координаты; u — скорость ветра вдоль оси x ; $k(z)$ — коэффициент турбулентности. Искомое решение должно удовлетворять следующим граничным условиям:

$$u(z, x)|_{x=0} = u^0(z) = u_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{n_1}, \quad (2)$$

$$u(z, x)|_{z=0} = 0, \quad (3)$$

$$u(z, x) \Big|_{\substack{x > 0 \\ z \rightarrow \infty}} = u^0(z) \Big|_{z \rightarrow \infty} \quad (4)$$

Граничные условия определяют начальное распределение ветра, прилипание потока на поверхности и тот факт, что на достаточно большом удалении от поверхности отклонения от начального распределения равны нулю, т. е. поток остается нетрансформированным. Такая модель близка к действительным условиям, если рассматривается явление небольших масштабов.

С целью линеаризации исходного уравнения введем новую функцию $\tilde{u} = u^2$, и тогда уравнение (1) примет следующий вид:

$$\frac{\partial \tilde{u}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \frac{k}{u} \cdot \frac{\partial \tilde{u}}{\partial z}. \quad (5)$$

Предполагая, что

$$\frac{k}{u} = F_1(x) F_2(z), \quad (6)$$

можно записать

$$\frac{1}{F_1(x)} \frac{\partial \tilde{u}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} F_2(z) \frac{\partial \tilde{u}}{\partial z}. \quad (7)$$

В области $x > 0$ изменение турбулентного обмена считается заданным. Тогда можно записать, что

$$F_2(z) = \frac{k_1}{u_1} \left(\frac{z}{z_1} \right)^{1-2n}, \quad (8)$$

где $\frac{k_1}{u_1}$ — отношение коэффициента турбулентности к скорости ветра на уровне z_1 и n — параметр стратификации, характерные для области $x > 0$.

Введем координаты:

$$\eta = \frac{z}{z_1}; \quad \xi = \frac{k_1}{u_1} \frac{1}{z_1^2} \int F_1(x) dx. \quad (9)$$

Тогда исходное уравнение и граничные условия запишутся в виде:

$$\frac{\partial \tilde{u}}{\partial \xi} = \frac{\partial}{\partial \eta} \eta^{1-2n} \frac{\partial \tilde{u}}{\partial \eta}, \quad (10)$$

$$\tilde{u}(\eta, \xi) \Big|_{\xi=0} = \tilde{u}^0(\eta) = u_1^2 \eta^{2n_1}, \quad (11)$$

$$\tilde{u}(\eta, \xi) \Big|_{\eta=0} = 0, \quad (12)$$

$$\tilde{u}(\eta, \xi) \Big|_{\substack{\xi > 0 \\ \eta \rightarrow \infty}} = \tilde{u}^0(\eta) \Big|_{\eta \rightarrow \infty} \quad (13)$$

Таким образом, задача сводится к решению уравнения (10) при граничных условиях (11), (12), (13). Если искать решение для отклонений скорости

$$f(\eta, \xi) = \tilde{u}(\eta, \xi) - \tilde{u}^0(\infty), \quad (14)$$

где $u^0(\infty)$ — значение квадрата скорости ветра в области $x > 0$ на достаточно большой высоте, то исходное уравнение для функции $f(\eta, \xi)$ будет иметь вид (10), а граничные условия будут следующими:

$$f(\eta, \xi) \Big|_{\xi=0} = \tilde{u}^0(\eta) - \tilde{u}^0(\infty) = f^0(\eta), \quad (15)$$

$$f(\eta, \xi) \Big|_{\eta=0} = -\tilde{u}^0(\infty), \quad (16)$$

$$f(\eta, \xi) \Big|_{\substack{\xi > 0 \\ \eta \rightarrow \infty}} = 0. \quad (17)$$

Для отыскания решения, удовлетворяющего поставленным краевым условиям, воспользуемся предложенным Г. А. Гринбергом [3] методом решения краевых задач. Этот метод был использован Д. Л. Лайхманом [1] при решении задачи трансформации поля температуры и влажности воздуха. Решение уравнения будем искать в виде

$$f(\eta, \xi) = \int_0^{\infty} Y(\lambda, \xi) \eta^n J_{\frac{2n}{2n+1}} \left(\frac{2\lambda}{2n+1} \eta^{\frac{1+2n}{2}} \right) d\lambda, \quad (18)$$

где $Y(\lambda, \xi)$ — некоторая функция;

$J_{\frac{2n}{2n+1}} \left(\frac{2\lambda}{2n+1} \eta^{\frac{1+2n}{2}} \right)$ — функция

Бесселя.

Далее, воспользовавшись интегралом Ганкеля [4], можно найти, что

$$Y(\lambda, \xi) = \frac{2}{1+2n} \int_0^{\infty} f(\eta, \xi) \eta^n J_{\frac{2n}{2n+1}} \left(\frac{2\lambda}{2n+1} \eta^{\frac{1+2n}{2}} \right) d\eta. \quad (19)$$

На основании (10) и граничных условий (15), (16), (17) можно получить дифференциальное уравнение для функции $Y(\lambda, \xi)$, решив которое; найдем выражение для функции $Y(\lambda, \xi)$. Поскольку в работе [1] достаточно подробно изложен путь решения подобной задачи, укажем только окончательный вид функции $Y(\lambda, \xi)$, полученный после решения дифференциального уравнения:

$$Y(\lambda, \xi) = \frac{2}{1+2n} e^{-\lambda^2 \xi} \int_0^{\infty} \nu^n f^0(\nu) J_{\frac{2n}{2n+1}} \left(\frac{2\lambda}{2n+1} \nu^{\frac{1+2n}{2}} \right) d\nu + \\ + \frac{2}{1+2n} \left(\frac{\lambda}{2n+1} \right)^{\frac{2n}{2n+1} - 1} \cdot \frac{f(0)}{\lambda \Gamma \left(\frac{2n}{2n+1} \right)} (1 - e^{-\lambda^2 \xi}), \quad (20)$$

где $\Gamma \left(\frac{2n}{2n+1} \right)$ — гамма-функция.

Выполнив интегрирование в (20) и воспользовавшись (18), нетрудно найти выражение для функции $f(\eta, \xi)$.

Выполнив переход от $f(\eta, \xi)$ к $\tilde{u}(\eta, \xi)$, получим, что

$$\begin{aligned} \tilde{u}(\eta, \xi) &= u_1^2 \eta^n (2n+1)^{\frac{4n_1+1}{2n+1}} \cdot \frac{\Gamma\left(1 + \frac{2n_1}{2n+1}\right)}{\Gamma\left(\frac{2n-2n_1}{2n+1}\right)} \times \\ &\times \int_0^\infty \lambda^{-\frac{4n_1+1}{2n+1}} J_{\frac{2n}{2n+1}}\left(\frac{2\lambda}{2n+1} \eta^{\frac{1+2n}{2}}\right) e^{-\lambda^2 \xi} d\lambda. \end{aligned} \quad (21)$$

Решив интеграл в (21), после некоторых преобразований получим окончательное выражение для функции $\tilde{u}(\eta, \xi)$:

$$\begin{aligned} \tilde{u}(\eta, \xi) &= \frac{u_1^2 \eta^{2n} \xi^{p_1-p} (1+2n)^{1+2p_1} \Gamma(1+p_1)}{2\Gamma(1+p)} \times \exp\left[-\frac{\left(\frac{2}{2n+1}\right)^2 \eta^{1+2n}}{4\xi}\right] \times \\ &\times {}_1F_1\left[1+p_1; 1+p; \frac{\left(\frac{2}{2n+1}\right)^2 \eta^{1+2n}}{4\xi}\right], \end{aligned} \quad (22)$$

где ${}_1F_1(\alpha; \gamma; z)$ — вырожденная гипергеометрическая функция;

$$p = \frac{2n}{2n+1}; \quad p_1 = \frac{2n_1}{2n+1}.$$

Для малых значений аргумента $\left(\frac{2}{2n+1}\right)^2 \eta^{1+2n} \frac{1}{4\xi}$ при практических расчетах по формуле (22) можно использовать для функции ${}_1F_1(\alpha; \gamma; z)$ выражение в виде ряда [4]

$$\begin{aligned} &{}_1F_1\left[1+p_1; 1+p; \frac{\left(\frac{2}{2n+1}\right)^2 \eta^{1+2n}}{4\xi}\right] = \\ &= 1 + \frac{(1+p-p_1) \left(\frac{2}{2n+1}\right)^2 \eta^{1+2n}}{1!(1+p) 4\xi} + \dots \end{aligned} \quad (23)$$

Для значений аргумента $\left(\frac{2}{2n+1}\right)^2 \eta^{1+2n} \frac{1}{4\xi} \ll 1$ при расчетах достаточно первых двух членов ряда. Для значений аргумента, больших единицы, удобно функцию ${}_1F_1(\alpha; \gamma; z)$ представить в виде асимптотического разложения для больших аргументов. Указанное разложение нетрудно найти, если учесть связь функции ${}_1F_1(\alpha; \gamma; z)$ с функциями Уиттекера $W_{\lambda, \mu}$ [4], для которых известно асимптотическое разложение для больших значений аргументов. Из-за громоздкости окончательный вид функции $\tilde{u}(\eta, \xi)$ для больших аргументов не приводится.

По полученным формулам (22) и (23) были проведены расчеты трансформации скорости ветра при различных изменениях турбулентного обмена в области $x > 0$. На рис. 1 приведены результаты расчетов для следующих случаев изменения турбулентного обмена: переход от инверсии к развитой турбулентности — кривая 1 — и к безразличному равновесию — кривая 2 (увеличение турбулентного обмена); переход от развитой турбулентности к инверсии — кривая 3 (уменьшение обмена). Для различных условий устойчивости принимались следующие характеристики обмена [6]: инверсия — $n=0,25$, $\frac{k_1}{u_1}=0,01$ м; безразлич-

ное равновесие — $n = 0,14$, $\frac{k_1}{u_1} = 0,04$ м; неустойчивое состояние — $n = 0,10$, $\frac{k_1}{u_1} = 0,08$ м. При расчетах принималось $F_1(x) = 1$.

Как показывают расчеты, при увеличении турбулентного обмена (кривые 1 и 2 рис. 1) скорость ветра в области $x > 0$ вблизи поверхности увеличивается. При увеличении обмена $\frac{u_1}{\bar{u}_1} > 1$ (u_1 — скорость ветра на высоте 1 м в области $x > 0$, \bar{u}_1 — скорость ветра на высоте 1 м при $x = 0$).

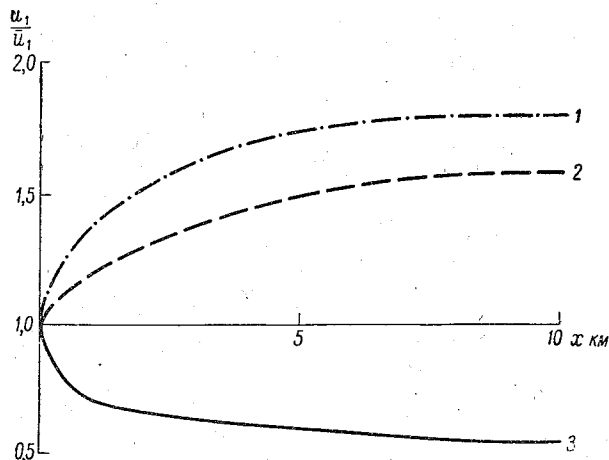


Рис. 1.

На рис. 1 видно, что изменение скорости ветра тем больше, чем больше изменение турбулентного обмена. Кривая 3 рис. 1 иллюстрирует случай уменьшения обмена. Величина $\frac{u_1}{\bar{u}_1} < 1$, т. е. в области $x > 0$ происходит ослабление ветра вблизи поверхности. Необходимо отметить следующую особенность трансформации ветра, а именно наиболее значительные изменения скорости потока происходят на расстояниях 2—3 км, а далее с увеличением x скорость ветра изменяется незначительно. Подобная закономерность трансформации ветра отмечалась и в работах [2] и [7], но только область максимальных изменений ветрового потока, полученная авторами, была несколько меньше (200—500 м).

В заключение выражаю глубокую благодарность проф. Д. Л. Лайхтману за руководство в работе и ценные указания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лайхтман Д. Л. Трансформация воздушной массы под влиянием подстилающей поверхности. Метеорология и гидрология, № 1, 1947.
2. Гандин Л. С. К вопросу о трансформации профиля ветра. Тр. ГГО, вып. 33, 1952.
3. Гринберг Г. А. Новый метод решения некоторых краевых задач для уравнений математической физики, допускающих разделение переменных. Изв. АН СССР, сер. физ., № 2, 1946.
4. Рыжик И. М. и Градштейн И. С. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. Физматгиз, М., 1957.
5. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1961.
6. Тимофеев М. П. О методике определения компонент теплового баланса подстилающей поверхности. Тр. ГГО, вып. 27 (89), 1951.
7. Дмитриев А. А. и Соколова И. Н. Схема оценки изменений скорости и профиля ветра при переходе с суши на море. Тр. Морского гидрофиз. ин-та, № 4, 1954.
8. Швец М. Е. О приближенном методе решения некоторых задач геофизики и аэрогидромеханики. Тр. ГГО, вып. 19 (81), 1950.

ФОРМИРОВАНИЕ ВЕТРОВОГО РЕЖИМА НАД ЦИМЛЯНСКИМ ВОДОХРАНИЛИЩЕМ

В статье анализируются материалы наблюдений за скоростью ветра на Цимлянском водохранилище за период 1952—1957 гг. Сделаны выводы о закономерностях суточного и годового хода переходного коэффициента k

$$\left(k = \frac{v_v}{v_c}\right).$$

Материалом для данной статьи послужили результаты специальных наблюдений на Цимлянском водохранилище в период с 1952 по 1957 г. Наблюдения производились на островных станциях 1, 2, 3 и 4 (рис. 1),

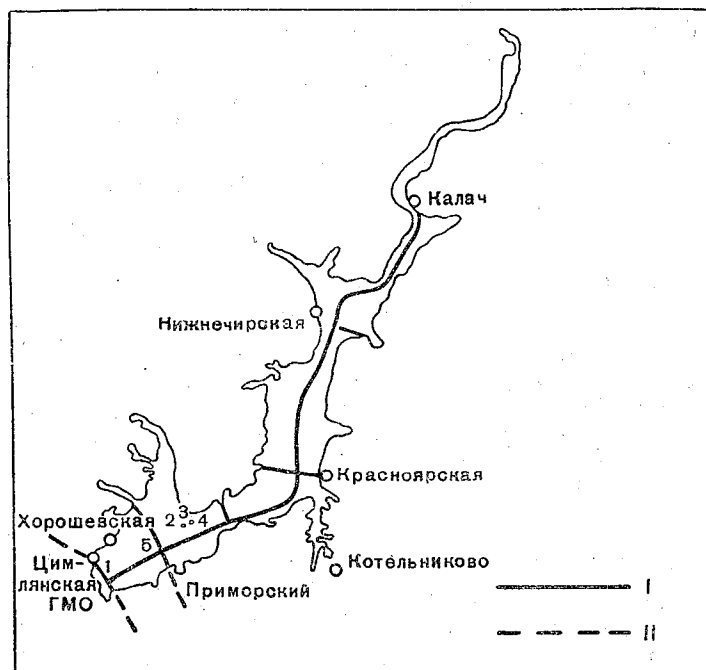


Рис. 1. Карта-схема Цимлянского водохранилища.

I — продольные и поперечные разрезы по водохранилищу на катере;
II — метеорологические съемки по берегам; 1, 2, 3 и 4 — островные гидрометеорологические станции; 5 — радиоавтоматическая дистанционная метеорологическая станция (РАДОС).

на катерах при поперечных и продольных гидрометеорологических разрезах по водохранилищу и при проведении специальных суточных станций. Всего использовано около 1800 случаев наблюдений.

При западных ветрах наблюдения на водохранилище сопоставлялись с данными гидрометстанции Цимлянской обсерватории, гидрометстанции Хорощевская, а при восточных ветрах — с данными гидрометстанций Красноярская и пункта Приморский.

Известно [1, 2, 5, 6, 8], что скорость ветра при переходе с суши на водную поверхность существенно меняется. Рекомендация авторов названных работ о применении одного какого-то переходного коэффициента независимо от сезона года не подтверждается фактическим материалом наблюдений на Цимлянском водохранилище. Этот переходный коэффициент имеет суточный и сезонный ход.

По материалам наблюдений за шесть лет средняя величина переходного коэффициента k , равного отношению средней скорости ветра над водохранилищем v_v к средней скорости ветра над сушей v_c , за летний период равна 1,23. Наблюдениями охвачен весь летний период — с июня по сентябрь включительно. Коэффициент 1,23 является средней климатологической величиной, он вычислен без учета времени суток, скорости ветра и соответствующей стратификации атмосферы над сушей и над

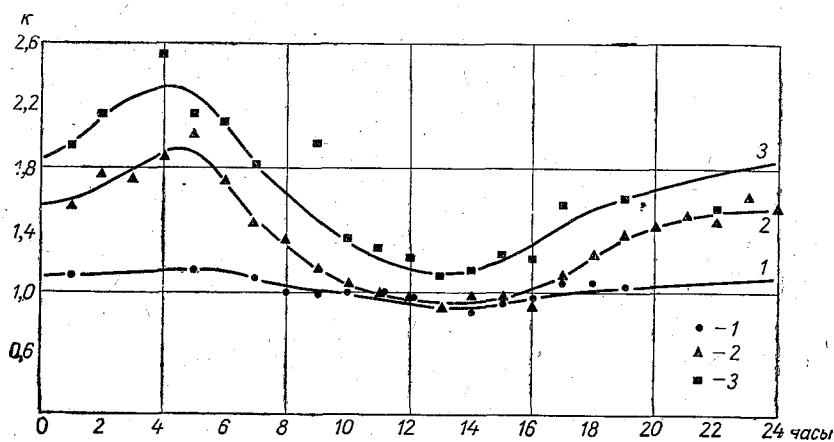


Рис. 2. Суточный ход переходного коэффициента k .
1 — весной; 2 — летом; 3 — осенью.

водохранилищем и поэтому не может быть применен для получения расчетной скорости ветра за сутки или за отдельный срок наблюдений.

С 1954 г. для исследования скорости ветра над водохранилищем применялись контактные анемометры с круглосуточной записью на лентах. Путем сравнения записей анеморумбографа Цимлянской обсерватории с записями на островных и суточных станциях мы смогли определить суточный ход переходного коэффициента.

При сравнении скоростей ветра соблюдались следующие условия. Рассматривались случаи устойчивых западных ветров (с ЮЗ до ССЗ) продолжительностью не менее 24 часов. Кратковременные западные ветры, связанные с прохождением фронтальных разделов и внутримассовыми процессами, не принимались во внимание.

Приборы, измеряющие скорость ветра, были установлены на различных высотах. Для приведения их показаний к высоте 10 м использовались рекомендации работы И. С. Шпака [5].

За четыре года выбрано 763 почасовых случая наблюдений за скоростью ветра. Средняя скорость ветра и почасовые величины переходного коэффициента k помещены в табл. 1. По данным табл. 1 построен график суточного хода за летний период (рис. 2).

Таблица 1

Почасовые величины переходного коэффициента и средней скорости ветра над сушей и над водохранилищем

Часы	1	2	3	4	5	6	7	8
Число случаев	38	27	29	35	28	27	40	30
Средняя скорость ветра над сушей (м/сек.)	3,5	3,5	3,5	3,3	3,2	3,6	3,7	3,7
Средняя скорость ветра над водохранилищем (м/сек.)	5,4	6,1	6,0	6,1	6,4	6,1	5,3	4,9
Переходный коэффициент	1,54	1,74	1,71	1,85	2,00	1,70	1,43	1,32
Часы	9	10	11	12	13	14	15	16
Число случаев	33	37	39	34	41	28	30	32
Средняя скорость ветра над сушей (м/сек.)	4,2	4,8	5,1	5,6	5,5	5,9	5,8	6,0
Средняя скорость ветра над водохранилищем (м/сек.)	4,8	5,0	5,0	5,4	4,9	5,7	5,6	5,4
Переходный коэффициент	1,14	1,04	0,98	0,96	0,89	0,97	0,97	0,90
Часы	17	18	19	20	21	22	23	24
Число случаев	34	28	38	26	30	25	26	28
Средняя скорость ветра над сушей (м/сек.)	5,6	5,2	4,2	4,1	3,7	4,0	3,5	3,6
Средняя скорость ветра над водохранилищем (м/сек.)	6,2	6,4	5,7	5,8	5,5	5,8	5,6	5,5
Переходный коэффициент	1,10	1,23	1,36	1,41	1,49	1,45	1,60	1,53

Максимальное суточное значение переходного коэффициента отмечается перед восходом солнца, минимальное — около 13—14 часов. Такой суточный ход переходного коэффициента объясняется температурной стратификацией приземного и приводного слоя воздуха. В ночное время летом, как правило, над водохранилищем устанавливаются сверхадиабатические градиенты в нижнем слое воздуха, в то время как над сушей наблюдается инверсия. После восхода солнца происходит смена неустойчивого равновесия атмосферы над водохранилищем устойчивым, а над сушей — устойчивого равновесия неустойчивым.

В дневное время над водохранилищем создаются инверсионные условия, а над сушей — большие сверхадиабатические градиенты температуры воздуха. К ночному времени различие в условиях сглаживается, происходит постепенная смена условий стратификации атмосферы и величина переходного коэффициента растет до восхода солнца.

Следует отметить, что скорость ветра над открытыми водоемами увеличивается как вследствие изменения условий шероховатости подстилающей поверхности, так и в результате соответствующего изменения стратификации атмосферы над водоемом. Это положение в полной мере

соответствует выводам работы Шпака [5]. Он, характеризуя температурную стратификацию разностью $t_B - t_n$, получил, что переходный коэффициент возрастает пропорционально увеличению разности $t_B - t_n$.

С рис. 2 можно снять почасовые значения переходного коэффициента k . Средний суточный коэффициент k для всего летнего периода равен 1,35.

В весеннее и осеннее время, очевидно, переходные коэффициенты иные, так как условия нагревания подстилающей поверхности в это время значительно отличаются от условий нагревания летом.

Весной в течение суток поверхность воды значительно холоднее воздуха и над водохранилищем наблюдается постоянная инверсия, особенно глубокая в дневное время. Над сушей в это время наблюдаются сверхадиабатические градиенты температуры воздуха. В таких условиях, естественно, скорость ветра при переходе с суши на водоем уменьшается. В отдельных случаях, когда наблюдаются ночные заморозки, над сушей может образоваться инверсия, а над водохранилищем ее может и не быть. В таких случаях ночью происходит небольшое усиление ветра над водохранилищем.

За весенний период выбрано 280 случаев наблюдений на водохранилище. Под весенним периодом понимали период с момента вскрытия водохранилища примерно до конца мая, когда происходит значительный прогрев воды.

Средняя скорость ветра и переходный коэффициент за весенний период помещены в табл. 2

Таблица 2

Почасовые величины переходного коэффициента и скорости ветра над сушей и над водохранилищем за весенний период

Часы	1	5	7	8	9	10	11	12
Число случаев	34	1	58	10	8	3	6	6
Средняя скорость ветра над сушей (м/сек.)	6,2	7,5	6,1	6,0	5,8	4,4	3,5	3,9
Средняя скорость ветра над водохранилищем (м/сек.)	6,8	8,5	6,6	5,9	5,7	4,4	3,4	3,7
Переходный коэффициент	1,10	1,13	1,08	0,98	0,98	1,00	0,99	0,95
Часы	13	14	15	16	17	18	19	
Число случаев	64	8	8	9	12	7	46	
Средняя скорость ветра над сушей (м/сек.)	6,4	4,4	4,8	5,4	5,0	3,4	5,2	
Средняя скорость ветра над водохранилищем (м/сек.)	5,9	3,8	4,5	5,2	5,3	3,6	5,3	
Переходный коэффициент	0,92	0,86	0,94	0,96	1,06	1,06	1,02	

Недостатком данных за весенний период является то, что наблюдения проводились преимущественно в основные сроки и редко в ночное время. Данные табл. 2 также нанесены на рис. 2.

На рис. 2 видно, что весной в ночное время происходит незначительное увеличение скорости ветра над водохранилищем с максимумом перед

восходом солнца. В дневное время переходный коэффициент меньше 1,00, минимум отмечается в 13—14 часов, затем коэффициент увеличивается. По кривой графика также можно снять почасовые величины переходного коэффициента k . Средний суточный коэффициент \bar{k} для всего весеннего периода равен 1,03.

В 1954 и 1956 гг. ранней весной были проведены наблюдения за скоростью ветра над водохранилищем, покрытым льдом. Снежный покров по берегам водохранилища уже сошел. Из 89 наблюдений выведен средний переходный коэффициент, равный 0,96. Таким образом, после схода снежного покрова на суше, но при наличии льда на водохранилище скорость ветра с переходом с суши на водохранилище уменьшается, так как над льдом наблюдается инверсия а над сушей — большие температурные градиенты.

В осеннее время при охлаждении воды и перед ледоставом на водохранилище, очевидно, переходные коэффициенты будут другими, чем весной и летом. Тепло, аккумулированное за лето водой, сохраняется длительное время. Поверхность воды становится теплее воздуха и поверхности суши, особенно при ночном выхолаживании. Над водохранилищем создаются сверхадиабатические температурные градиенты, над сушей — инверсия. В таких условиях происходит большое усиление скорости ветра при переходе воздуха с суши на водохранилище, особенно в ночное время. Создаются благоприятные условия для развития большого ветрового волнения, что фактически наблюдается осенью. В силу этих причин мы имеем мало натуральных наблюдений за ветром в осеннее время: за осенний период выбрано 127 случаев наблюдений. Результаты этих наблюдений и значений переходного коэффициента k помещены в табл. 3.

Таблица 3

Почасовые величины переходного коэффициента и средней скорости ветра над сушей и над водохранилищем за осенний период

Часы	1	2	4	5	6	7	9	10
Число случаев	11	3	2	3	2	7	3	6
Средняя скорость ветра над сушей (м/сек.)	3,1	2,3	2,1	2,2	2,6	3,2	1,8	3,3
Средняя скорость ветра над водохранилищем (м/сек.)	6,0	4,9	5,3	4,7	5,4	5,8	3,5	4,4
Переходный коэффициент	1,93	2,13	2,52	2,14	2,08	1,81	1,94	1,33

Часы	11	12	13	14	15	16	17	19	22
Число случаев	16	13	21	7	9	4	9	8	3
Средняя скорость ветра над сушей (м/сек.)	4,4	5,2	5,4	4,7	4,7	4,2	3,6	3,4	2,4
Средняя скорость ветра над водохранилищем (м/сек.)	5,6	6,3	5,9	5,3	5,8	5,1	5,6	5,4	3,6
Переходный коэффициент	1,27	1,21	1,09	1,13	1,23	1,21	1,56	1,59	1,5

Величины переходного коэффициента из табл. 3 также нанесены на рис. 2.

На рисунке видно, что суточный ход коэффициента осенью точно совпадает с ходом в летнее время, но величина переходного коэффициента

значительно больше, чем летом. Максимальная величина k достигает 2,3, она отмечается в момент восхода солнца. Минимальное значение k бывает днем и составляет 1,10. Таким образом, осень — самое опасное для судоходства время, так как ветер, слабый на суше, с переходом на водохранилище приобретает значительную скорость и в большинстве случаев его скорость превышает предел допуска плавания судов.

Средний суточный коэффициент k для всего осеннего периода равен 1,65.

Зная переходные коэффициенты для трех сезонов года, мы можем построить график годового хода этого коэффициента. Для построения графика годового хода необходимо знать средние даты схода и установления снежного покрова, ледостава и вскрытия водохранилища. За шесть лет существования водохранилища мы вывели эти средние даты для района приплотинной части (табл. 4).

Таблица 4

Средние даты схода и установления снежного покрова, ледостава и вскрытия Цимлянского водохранилища (приплотинная часть водохранилища)

Сход снежного покрова	Вскрытие водохранилища	Установление снежного покрова	Ледостав на водохранилище
28/III	8/IV	5/XII	22/XII

На основании средних дат построен график годового хода переходного коэффициента на Цимлянском водохранилище для приплотинного участка (рис. 3).

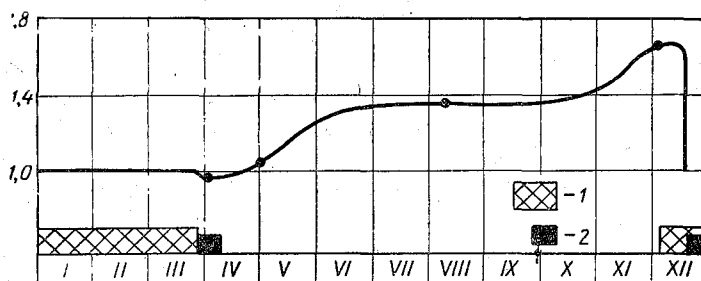


Рис. 3. Годовой ход переходного коэффициента k .

1 — снежный покров; 2 — лед.

В зимнее время, когда водохранилище и окружающая суша покрыты снегом, условия подстилающей поверхности одинаковы по нагреву и шероховатости (принимая во внимание степную часть окружающей территории), поэтому есть все основания считать, что переходный коэффициент равен 1,00. Ранней весной после схода снежного покрова на берегах водохранилища, но при наличии льда на нем (это продолжается в среднем около 10 дней) резко меняются условия подстилающей поверхности. Над сушей создаются большие температурные градиенты, а над водохранилищем преобладает инверсия. Скорость ветра в таких условиях при переходе с суши на водохранилище уменьшается. С постепенным прогревом воды к лету одновременно увеличивается шероховатость поверхности суши и сглаживаются контрасты температур поверхности суши и поверхности воды. В этих условиях переходный коэффи-

циент k постепенно увеличивается. В летнее время коэффициент меняется мало, осенью же он значительно увеличивается.

Эти величины переходного коэффициента справедливы и для других участков водохранилища, но весной и осенью периоды резких изменений k могут сдвигаться в зависимости от ледовой обстановки. Например, вскрытие водохранилища в северной части может произойти на 10 дней раньше, чем на приплотинном участке, а ледостав может наблюдаться раньше более чем на месяц.

Для практического использования переходных коэффициентов составлена табл. 5, в которой приведены округленные и осредненные значения этого коэффициента.

Таблица 5

Значения переходного коэффициента для расчета скорости ветра над Цимлянским водохранилищем

Период	За весь период	Ночь	Утро	День	Вечер
Зима. Снежный покров на суше и водохранилище	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Весна. После схода снежного покрова на суше и до момента вскрытия водохранилища	0,9	1,1	1,0	0,8	1,0
Лето. С июня и примерно до конца октября	1,3	1,6	1,4	1,0	1,5
Осень. С конца октября до момента ледостава на водохранилище	1,6	2,0	1,6	1,2	1,7

Данные табл. 5 могут быть использованы синоптиками при прогнозировании скорости ветра над водохранилищем, если дан прогноз скорости ветра над сушей. При этом предполагается, что правильный суточный ход скорости ветра и температуры воздуха не нарушен.

Для определения суточного хода скорости ветра над водохранилищем в летнее время обработаны записи контактных анемометров на островных станциях за 1954 и 1955 гг. Эти записи сравнены с записью анеморумбографа гидрометстанции Цимлянской ГМО.

Так же как и выше, рассматривались случаи устойчивых западных ветров (с ЮЗ до ССЗ) продолжительностью не менее 24 часов. В этих случаях на гидрометстанции Цимлянской обсерватории ветер был направлен с суши на водохранилище, а на островных станциях — с водохранилища на сушу. Получено 26 суток с ежечасными наблюдениями.

График рис. 4 дает представление о суточном ходе скорости ветра над водохранилищем и над сушей в летнее время.

Максимальная скорость ветра над водохранилищем наблюдается перед восходом солнца, минимальная — в период 7—10 часов утра. Над сушей максимум скорости ветра отмечается в период 13—15 часов, минимум — перед восходом солнца.

В весеннее и осеннее время года суточный ход скорости ветра над водохранилищем более сглаженный.

Были обработаны материалы наблюдений за скоростью ветра за весенний и осенний периоды 1952—1955 гг. при ветрах, дующих с суши на водохранилище и с водохранилища на сушу, по тем срокам наблюдений, которые приняты для вычисления переходного коэффициента.

Для характеристик суточного хода скорости ветра нами использованы круглосуточные наблюдения по анеморумбографу, который был установлен на островной станции 1 в 1952 г. с 1 по 31/X. Использовано 28 полных суток.

Так как станция 1 окружена водой со всех сторон, ее данные хорошо характеризуют суточный ход скорости ветра над водохранилищем.

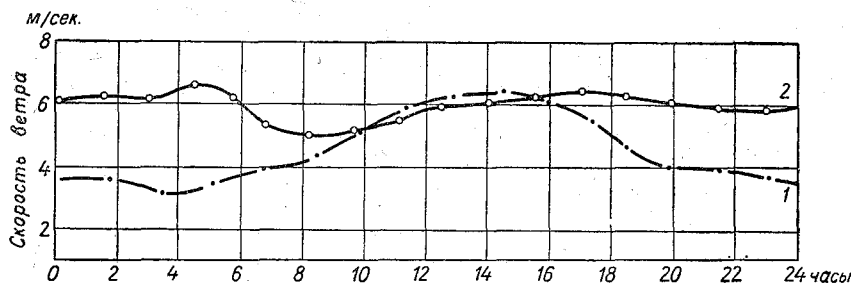


Рис. 4. Суточный ход скорости ветра по данным гидрометстанции Цимлянской ГМО (1) и островных станций 3 и 4 (2) при устойчивых западных ветрах в летний период.

По указанным материалам построены графики суточного хода скорости ветра для весны и осени (рис. 5). Минимальная скорость ветра над водохранилищем наблюдается в вечерние часы, максимальная скорость весной — в ночные часы, осенью — в дневные. Над сушей минимальная скорость ветра отмечается ночью, максимальная — днем.

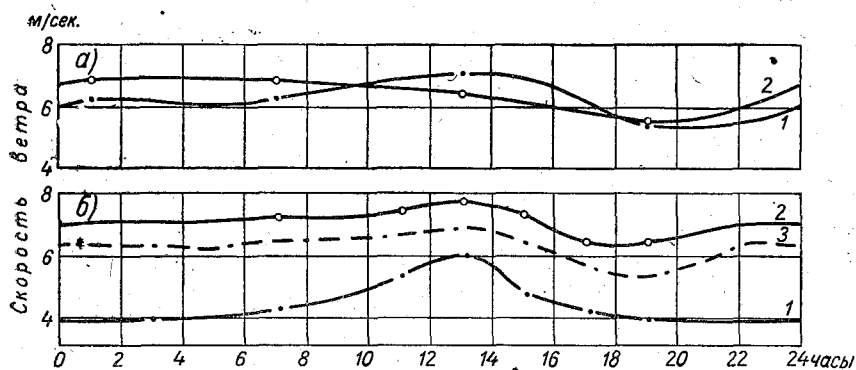


Рис. 5. Суточный ход скорости ветра весной и осенью над Цимлянским водохранилищем.

а — весной, б — осенью; 1 — над сушей; 2 — над водохранилищем; 3 — над водохранилищем по наблюдениям островной станции 1 в 1952 г. при всех направлениях ветра.

Кривая суточного хода скорости ветра, построенная по данным островной станции 1 за октябрь 1952 г. и нанесенная на график осеннего периода, очень близко совпадает с кривой 2.

Полученные кривые суточного хода скорости ветра над водохранилищем и над сушей относятся к погодным условиям, когда не нарушен правильный суточный ход температуры воздуха. При прохождении через территорию водохранилища фронтальных разделов, при усилении градиентного ветра и образовании внутримассовых гроз суточный ход скорости ветра, безусловно, будет нарушаться.

Выводы

1. Ранней весной после схода снежного покрова на суше и до момента вскрытия водохранилища с переходом воздушной массы с суши на водоем скорость ветра уменьшается в среднем на 10%.

2. Весной со времени вскрытия водохранилища и до момента нагрева поверхности воды до 15—18° скорость ветра над сушей и над водоемом в среднем одинакова ($k = 1,00$). Происходит увеличение скорости ветра в предутренние часы (перед восходом солнца) до 20% и уменьшение днем до 10% по отношению к скорости ветра над сушей.

3. Летом (примерно с июня и до конца октября) скорость ветра над акваторией водохранилища в среднем на 30% больше, чем над сушей. Значительное усиление ветра происходит в предутренние часы (до 90%) и снижение — в дневное время (k равно 1,00 и 1,10).

4. Осенью до момента ледостава над водохранилищем наблюдается значительное усиление скорости ветра — в среднем на 60%. В предутренние часы скорость ветра над водоемом может быть в два раза выше, чем над сушей. В дневное время при достаточном прогреве воздуха скорость ветра над водоемом выше, чем над сушей, на 20%.

5. Переходный коэффициент k имеет суточный и годовой ход.

6. Суточный ход скорости ветра над акваторией водохранилища обратен суточному ходу над сушей. Максимальная скорость ветра над водоемом наблюдается ночью (в предутренние часы), минимальная — днем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А. Бризы Цимлянского водохранилища. Тр. ГГО, вып. 54 (116), 1955.
2. Кокоулин П. П. и Семенов Е. Ф. Методика и результаты наблюдений за волнением на Цимлянском водохранилище за 1953—1955 гг. Сб. работ Цимлянской ГМО, вып. 1, 1958.
3. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеиздат, Л., 1950.
4. Тервинский В. Н. Ветровой режим в районе Цимлянского водохранилища. Сб. работ Цимлянской ГМО, вып. 2, 1961.
5. Шпак И. С. Изменение метеорологических элементов при натекании воздушного потока на водоем. Сб. работ Цимлянской ГМО, вып. 1, 1958.

СТЕПЕННАЯ ФОРМУЛА ДЛЯ ПРОФИЛЯ ВЕТРА

В статье рассматривается описание вертикального профиля ветра в приводном слое с помощью простой степенной формулы. Для правильного описания необходимо учитывать зависимость показателя степени p от шероховатости и фактора устойчивости, что рекомендуется делать с помощью полученной в статье формулы.

Как известно, вертикальный профиль ветра в приводном слое воздуха хорошо описывается следующими формулами:
при равновесных условиях

$$u = u_1 \frac{\ln \frac{z}{z_0}}{\ln \frac{z_1}{z_0}}; \quad (1)$$

при неравновесных условиях

$$u = u_1 \frac{z^\varepsilon - z_1^\varepsilon}{z_1^\varepsilon - z_0^\varepsilon}, \quad (2)$$

где u — скорость ветра на высоте z ; u_1 — скорость ветра на высоте z_1 (обычно $z_1 = 1$ м); z_0 — параметр шероховатости; ε — параметр устойчивости.

Наряду с указанными формулами, сравнительно широкое распространение, особенно в теоретических исследованиях, получила простая степенная формула для u :

$$u = u_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^p. \quad (3)$$

Очевидно, параметр p должен зависеть от шероховатости и устойчивости. Представляет определенный интерес установить соотношение между формулой (3) и формулами (1) и (2), т. е. установить, как изменяется параметр p в зависимости от изменения шероховатости и устойчивости.

Отметим, что возможность представления вертикального профиля ветра формулой (3) получила обоснование еще в работе Эртеля [1], впервые теоретически рассмотревшего «сопряженность» профиля ветра и коэффициента турбулентности в приземном слое.

По вопросу использования формулы (3) для описания наблюдаемого вертикального распределения ветра существует много работ. Кратко все проведенные исследования можно сформулировать следующим образом: реально наблюдаемое распределение ветра по высоте с известным приближением можно описать с помощью формулы (3) с параметром p , за-

метно зависящим от устойчивости. Численные значения p , приводимые в различных работах, заметно отличаются друг от друга. До сих пор только в работе [2] сделана попытка вывести зависимость величины p от фактора устойчивости для приводного слоя. Мы несколько обобщим результаты последней работы.

Прежде всего укажем на очевидное обстоятельство. Формула (2) обладает преимуществом общности по сравнению с формулой (3), так как первая при $\epsilon = 0$ переходит в формулу (1), в то время как вторая ни при каком значении p не превращается в (1). Однако формула (3) проще формулы (2), и если подобрать значения p таким образом, чтобы с удовлетворительной точностью описать вертикальный профиль ветра и для равновесных [когда справедлива формула (1)] и для неравновесных условий [когда необходимо пользоваться формулой (2)], то это может быть достаточным обоснованием для использования формулы (3).

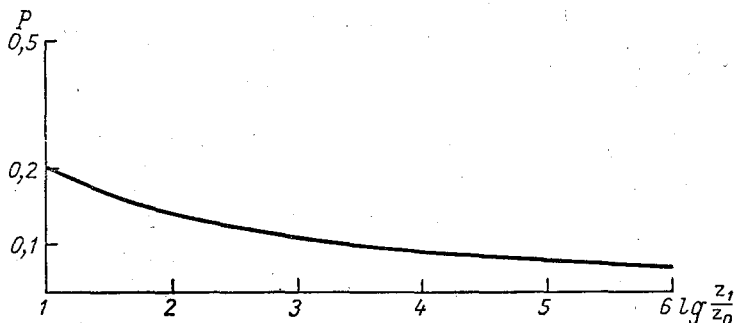


Рис. 1. Зависимость параметра p от параметра шероховатости z_0 .

В настоящее время, как уже было отмечено, применимость формулы (2) [и при $\epsilon \rightarrow 0$ формулы (1)] для описания вертикального профиля ветра обоснована многочисленными экспериментальными исследованиями как отечественных, так и зарубежных авторов, поэтому она может быть использована для установления зависимости p от шероховатости и фактора устойчивости.

Для равновесных условий, сравнивая формулы (1) и (3), легко установить зависимость p от параметра шероховатости z_0 (точнее, от величины $\frac{z_1}{z_0}$). Эта зависимость изображена на рис. 1. Как показывает график, p при изменении z_0 от 10^{-1} до 10^{-5} м изменяется от 0,25 до 0,07. Диапазон изменений z_0 соответствует обычным подстилающим поверхностям, поэтому можно утверждать, что только под влиянием изменений z_0 величина p испытывает значительные колебания.

Для установления зависимости p от фактора устойчивости мы воспользовались формулой (2) и известной зависимостью величины ϵ от $\frac{\Delta T}{u_1^2}$

[3]. Учтя данные М. И. Будыко [4] о связи между разностью температур воздуха и поверхности, мы получили следующую формулу:

$$p = p \left(\frac{z_1}{z_0} \right) \left[1 - b \frac{\Delta T}{u_1^2} \right]. \quad (4)$$

Значения величины $p \left(\frac{z_1}{z_0} \right)$ в зависимости от $\frac{z_1}{z_0}$ даны на рис. 1; вели-

чина $\frac{\Delta T}{u_1^2} = \frac{T_{\text{п}} - T_2}{u_1^2}$ является аналогом числа Ричардсона, при этом $T_{\text{п}}$ — температура поверхности воды; T_2 — температура воздуха на высоте 2 м.

Сравним формулу (4) с экспериментально полученной зависимостью p [2] для водной поверхности ($z_0 = 10^{-4}$ м)

$$p = \frac{1}{11,5} \left(1 - 0,42 \frac{\Delta T}{u_1^2} \right). \quad (5)$$

Легко видеть, что совпадение первого члена формул (4) и (5) вполне удовлетворительное. Что касается величины b , то для суши ($z_0 = 10^{-2}$ см) она оказалась равной 0,37. Последнее означает, что эта величина, по-видимому, слабо зависит от шероховатости поверхности. Поэтому если измеряется температура поверхности и температура воздуха на высоте 2 м, скорость ветра на высоте 1 м, то множитель b в формуле (4) может быть принят равным 0,4.

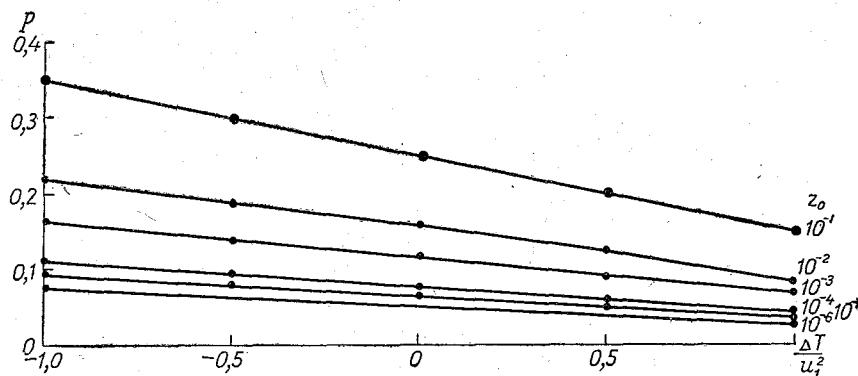


Рис. 2. Зависимость параметра p от фактора устойчивости $\frac{\Delta T}{u_1^2}$.

Формула (4) может быть использована прежде всего для описания вертикального профиля ветра в приводном слое, так как в этом случае сравнительно легко определяется величина $\frac{\Delta T}{u_1^2}$.

Оценим влияние фактора устойчивости на величину p . Если $\frac{\Delta T}{u_1^2}$ меняется от $-0,5$ до $0,8$, то значение разности в формуле (4), а значит, и величины p может изменяться почти в два раза. Этот пример показывает, что для правильного описания вертикального профиля ветра с помощью простой степенной формулы (3) необходимо учитывать зависимость p от шероховатости и фактора устойчивости. В первом приближении такая зависимость дается соотношением (4).

Приведенные выше результаты изображены графически (рис. 2). На оси ординат отложены значения p , на оси абсцисс $\frac{\Delta T}{u_1^2}$; изолинии проведены для z_0 от 10^{-4} до 10^{-6} м. Пример теоретического построения подобного графика приведен в работе [5] для $z_0 \approx 10^{-2}$ м.

Для некоторых водоемов в определенные периоды года величина $\frac{\Delta T}{u_1^2}$ очень мала и формула (4) упрощается. Это, по-видимому, относится к открытым степным водохранилищам с хорошим перемешиванием воды под влиянием ветра. Но и для таких водоемов ранней весной (сразу после таяния льда для замерзающих водоемов) и поздней осенью (или зимой для незамерзающих водоемов), когда существуют большие разности температур воды и воздуха, влияние фактора устойчивости (т. е. величины $\frac{\Delta T}{u_1^2}$) на величину p может оказаться существенным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ertel H. Beweis der Wieh Schmidtschen konjugierten Potenzformeln für Austausch und Windgeschwindigkeit in den bodennahen luftschichten. Met. Zeit., Bd. 50, H. 10, 1933.
2. Огнева Т. А. О распределении метеоэлементов над водоемами. Тр. ГГО, вып. 59, 1956.
3. Огнева Т. А. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Гидрометеоиздат, Л., 1955.
4. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеоиздат, Л., 1948.
5. Panofsky H. A., Blackadar A. K. and Veihl G. E. The diabatic wind profile. Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 86, No 369, 1960.

ОБ ИЗМЕРЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

В статье рассматривается вопрос о точности измерений температуры поверхности воды различными методами. Оцениваются величины ошибок радиационного метода измерений. Приводятся некоторые результаты наблюдений, проведенных на испарительном бассейне, характеризующие особенности вертикального профиля температуры воды в самом верхнем слое.

Температура поверхности воды является одной из основных величин, определяющих процессы тепло- и влагообмена водной поверхности с атмосферой и ниже лежащими слоями. Совершенно очевидна поэтому важность измерения этой величины с наибольшей возможной точностью. Общепринятая методика основана на измерении температуры поверхности ртутным термометром или термометром сопротивления в верхнем 10-сантиметровом слое в предположении отсутствия в нем вертикальных температурных градиентов. Однако в ряде работ [1] показано, что последнее предположение принципиально неверно, так как процессы теплоотдачи поверхностной пленки воды в атмосферу вызывают ее переохлаждение и появление отрицательных температурных градиентов в самом верхнем слое воды. Это обстоятельство значительно усложняет измерения температуры деятельной поверхности воды (под деятельной поверхностью понимаем некоторый слой, в котором поглощается длинноволновая радиация), так как трудности измерений температуры очень тонкого излучающего слоя весьма велики.

Температуру этого слоя наилучшим образом можно измерять радиационным методом с помощью прибора, улавливающего величину теплового потока от исследуемой поверхности. Однако на пути внедрения радиационных термометров (радиометров) в практику имеется ряд трудностей, связанных в основном с расчетами всех членов уравнения радиационного баланса радиометра. Если в качестве измерительного элемента радиометра применяется чувствительная термоматарея, то уравнение радиационного баланса для приемника имеет вид

$$cN = \delta_{\text{п}} E_{\text{п}} - E_{\text{пр}} + (1 - \delta_{\text{п}}) E_{\text{А}} + E_{\text{и.с}} - E_{\text{п.с}}, \quad (1)$$

где c — чувствительность измерительного прибора; N — число делений; $\delta_{\text{п}}$ — относительная излучательная способность исследуемой поверхности; $E_{\text{п}}$ — тепловое излучение деятельной поверхности; $E_{\text{пр}}$ — собственное излучение прибора; $E_{\text{А}}$ — противоизлучение атмосферы; $E_{\text{и.с}}$ — излучение слоя воздуха между прибором и исследуемой поверхностью; $E_{\text{п.с}}$ — поглощение длинноволнового излучения земли этим слоем.

При решении этого уравнения в полной форме возникают большие трудности, связанные с точным определением значения $\delta_{\text{п}}$ и величин по-

токов E_A , $E_{п.с}$ и $E_{п.с}$. Поэтому обычно температуру поверхности определяют по следующему уравнению:

$$cN = E_{п} - E_{пр}, \quad (2)$$

полагая $\delta_{п} = 1$ и $E_{п.с} = E_{п.с}$.

Как показала З. А. Логинова [2], при использовании соотношения (2) измерения температуры поверхности можно производить с точностью до 2° . Однако для точных измерений необходимо решить уравнение, записанное в форме (1).

Рассмотрим отдельно величины систематических ошибок метода радиационных измерений.

Суммарный эффект искажения теплового потока излучения земной поверхности под влиянием серого излучения исследуемой поверхности и зависимости отраженного противоизлучения атмосферы от $\delta_{п}$ выражается величиной $(1 - \delta_{п})(E_A - E_{п})$, поэтому результирующая ошибка зависит от соотношения величин E_A и $E_{п}$. Однако учитывая то обстоятельство, что поток $\delta_{п}E_{п}$ однозначно определяется температурой поверхности, а поток $(1 - \delta_{п})E_A$ зависит от ряда факторов (температурной стратификации, влажности воздуха, облачности), для оценки величин ошибок рассмотрим отдельно зависимости $\delta_{п}E_{п} = f(\delta_{п})$ и $(1 - \delta_{п})E_A = f(\delta_{п})$, хотя такое разделение и является искусственным.

1. Если в выражении $\delta_{п}E_{п}$ величину $\delta_{п}$ принять равной единице, то при истинном значении $\delta_{п} = 0,9$ ошибка в определении температуры поверхности достигнет 7° . Таким образом, если не учитывать поток $(1 - \delta_{п})E_A$, результаты измерений будут всегда занижены, причем в этом случае зависимость $\Delta T(\delta_{п})$ линейна.

2. Величина отраженного противоизлучения атмосферы $(1 - \delta_{п})E_A$ имеет временной ход и также зависит от $\delta_{п}$, причем эта зависимость обратная по отношению к $\Delta T(\delta_{п})$. Величины ошибок $\Delta T(E_A)$ равны нулю при $\delta_{п} = 1$ и возрастают до 6° для средних условий безоблачного летнего дня при $\delta_{п} = 0,9$. В суточном ходе при $\delta_{п} = 0,9$ амплитуда $\Delta T(E_A)$ при этих условиях равняется $1,5^\circ$; при значениях $\delta_{п}$, более близких к единице, абсолютные величины ошибок и величины их временных изменений соответственно уменьшаются. Таким образом, ошибки первого и второго вида влияют на показания прибора в разные стороны, поэтому величина суммарной ошибки значительно уменьшается.

Рассмотрим теперь влияние излучения слоя воздуха между исследуемой поверхностью и прибором.

Величина этого дополнительного потока и знак его зависят от соотношений величин $E_{п.с}$ и $E_{п.с}$ в формуле (1). Если исследуемая поверхность излучает поток $E_{п} = \delta_{п}\sigma T^4$, то под влиянием изменения потока в слое воздуха на чувствительный элемент прибора попадает поток

$$E = \delta_{п}\sigma T^4 + \delta_{в}(\sigma \bar{T}_в^4 - \sigma T^4), \quad (3)$$

где $\delta_{в}$ — относительная излучательная и поглощательная способность водяного пара, находящегося в воздухе.

Для расчетов второго слагаемого формулы (3) в зависимости от $T_{в}$, $T_{п}$ и влажности воспользуемся данными Дикона [3] о величинах $\delta_{в}$ и его выводом о пренебрежимо малой величине зависимости $\delta_{в}(T_{в})$. Расчеты проводились для столба воздуха высотой 1 м и сечением 1 см² для трех значений температуры поверхности (0 , 15 и 30°), двух значений относительной влажности (50 и 100%) и различных значений температуры воздуха, при которых разность $T_{п} - T_{в}$ равнялась -10 , -5 , 5 и 10° .

Таким диапазоном исходных данных, очевидно, можно ограничиться при рассмотрении обычных условий над водной поверхностью. Резуль-

таты расчетов величин поправок ΔT за счет второго слагаемого формулы (3) представлены на рис. 1. Из рис. 1 видно, что при некоторых неблагоприятных условиях (больших величинах t_n , t_b и $t_n - t_b$) вклад влияния слоя воздуха на показания прибора может быть весьма существенным. В то же время при конкретных значениях t_n и t_b изменение содержания водяного пара в воздухе не приводит к большим изменениям величины ΔT .

В табл. 1 представлен пример расчета суммарной поправки к показаниям радиометра за счет рассмотренных видов систематических ошибок при $t_b = 25^\circ$, $t_n = 20^\circ$, $f = 80\%$ и при различных величинах δ_n .

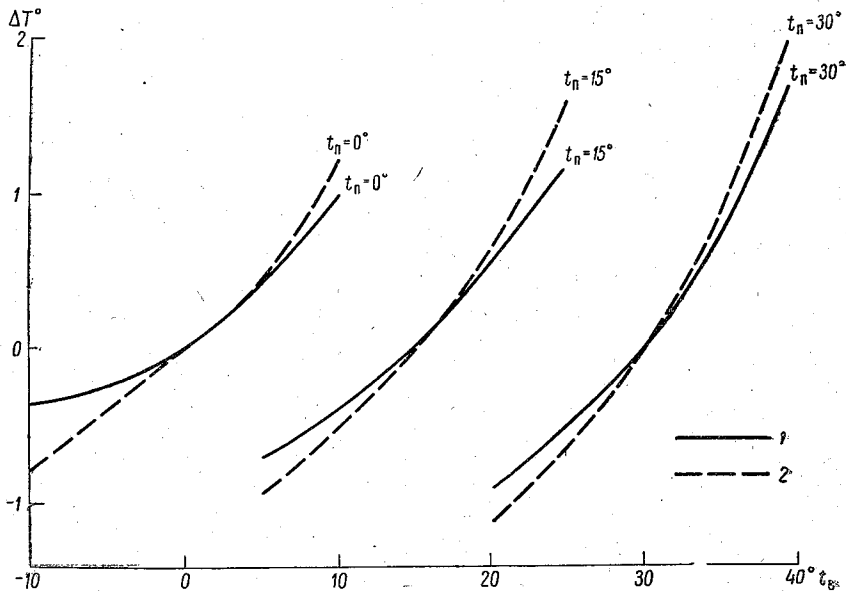


Рис. 1. Поправка к показаниям радиометра ΔT ($E_{н.с} - E_{п.с}$) при различных значениях t_n , t_b и относительной влажности f .
1 — $f = 50\%$; 2 — $f = 100\%$.

В табл. 1 в графе $\Delta T(\delta_n)$ представлены величины ошибок первого слагаемого правой части уравнения (1) в предположении $\delta_n = 1$; в графе $\Delta T(E_A)$ — ошибки за счет нагревания чувствительного элемента потоком

Таблица 1

δ_n	$\Delta T(\delta_n)$	$\Delta T(E_A)$	$\Delta T(E_{н.с} - E_{п.с})$	$\Sigma \Delta T$
1,00	0,0°	0,0°	+0,6°	+0,6°
0,95	-3,5	+3,0	+0,6	+0,1
0,90	-7,0	+6,0	+0,6	-0,4

противоизлучения атмосферы, отраженным от земной поверхности; в графе $\Delta T(E_{н.с} - E_{п.с})$ — ошибки за счет трансформации теплового излучения земли в метровом слое воздуха; $\Sigma \Delta T$ — алгебраическая сумма всех видов ошибок. Из табл. 1 видно, что для определения температуры поверхности радиационным методом с точностью до $0,1^\circ$ необходимо знать величину δ_n с точностью до $0,01$, а величины дополнительных

потоков излучения — с точностью до 0,001 кал/см²мин. Сложная задача точного определения δ_p различных поверхностей несколько упрощается для условий водной поверхности, так как в этом случае изменчивость ее, очевидно, невелика.

На испарительном бассейне озерной станции ГГИ (пос. Ильичево, Ленинградской области) осенью 1961 г. были проведены наблюдения за температурой поверхности воды двумя видами радиационных термометров конструкций В. Л. Гаевского (прибор, подобный примененному, описан в работе [4]) и Б. А. Айзенштата [5] и поплавковым ртутным термометром. Вертикальный профиль температуры воды измерялся с помощью специально изготовленных Н. В. Серовой термопар и двух термометров сопротивления, находившихся на глубинах 50 и 180 см. Общий спай всех термопар («горячий») располагался на самой поверхности воды, «холодные» спаи устанавливались на глубинах 1, 3, 5, 25 и 50 см. Зная температуру воды на глубине 50 см и градиент температуры в слое 0—50 см, можно было вычислить температуру поверхности, а затем по

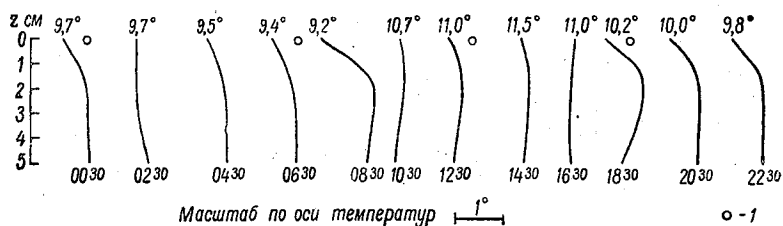


Рис. 2. Осредненные вертикальные профили верхнего 5-сантиметрового слоя воды.

1 — показания ртутного термометра в сроки 0 ч. 30 м., 6 ч. 30 м., 12 ч. 30 м., 18 ч. 30 м.

известным величинам градиентов температуры в слоях $h_0 - h$ определить температуру на глубинах h .

На рис. 2 представлены осредненные по сериям вертикальные профили температуры верхнего 5-сантиметрового слоя воды. Результаты проведенных измерений подтверждают положение о наличии отрицательных градиентов температуры в поверхностном слое воды, причем переохлаждение поверхности достигает значительных величин (в отдельных сериях наблюдений до 1,0—1,5°). В отдельные серии наблюдений отмечались случаи, когда температура поверхности была выше температуры на ближайшем к поверхности уровне наблюдений. Этот факт, однако, не позволяет сделать несомненный вывод о наличии в этих случаях положительного градиента температуры в самом верхнем слое, так как в случае малой интенсивности процесса теплоотдачи поверхностью слой отрицательных градиентов температуры (отдающий тепло поверхности) невелик по толщине, а используемая при измерениях термопара улавливает разность температур в слое толщиной не менее 1 см.

Можно предположить, что в таких случаях сохраняется распределение температуры по вертикали, соответствующее физическим соображениям о потере тепла поверхностью при процессах испарения и турбулентной теплоотдачи в атмосферу, т. е. сохраняется слой отрицательных градиентов температуры, но установить его можно, лишь используя более точные наблюдения.

Как показали расчеты, радиационным нагревом поверхностного спаи можно пренебречь. При толщине спаи 0,5 мм, величине суммарной ра-

диации 1 кал/см²мин. и коэффициенте теплопроводности воды, равном молекулярному, величина радиационного перегрева слая составляет сотые доли градуса.

На рис. 2 отмечены значения температуры поверхности воды по измерениям ртутным поплавковым термометром. Приведенные данные показывают, что ртутный термометр, осредняя температуру воды в слое, равном толщине резервуара, дает завышенные данные о температуре поверхности, причем величина завышения составляет примерно 0,5°. При расчетах составляющих теплового баланса такая погрешность наблюдений даст значительные ошибки.

При интенсивном процессе теплоотдачи поверхностью воды можно ожидать и больших величин ошибок в определении температуры поверхности по ртутному термометру. Введение постоянной поправки в показания ртутного термометра не может дать истинной температуры поверхности, так как эта величина зависит от интенсивности теплообмена поверхности с атмосферой, а величины испарения и турбулентного

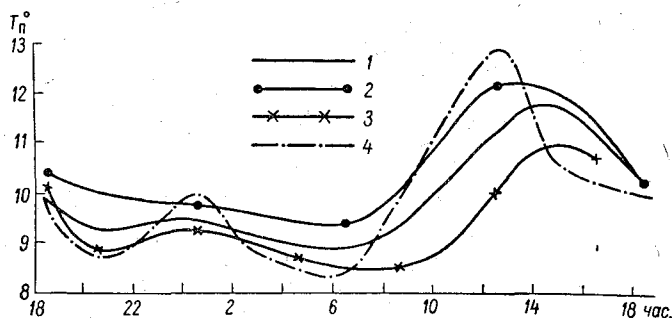


Рис. 3. Суточный ход температуры поверхности воды.
1—2/X 1961 г., пос. Ильичево.

1 — термопара; 2 — ртутный термометр; 3 — радиометр Гаевского; 4 — радиометр Айзенштата.

теплообмена в свою очередь связаны с температурой деятельной поверхности.

Можно предположить, что и термопара несколько завышает величину температуры поверхности, так как и этим прибором нельзя определить температуру излучающего слоя.

Используя данные метеорологических наблюдений и измерения профиля температуры верхнего слоя воды, можно вычислить коэффициент теплопроводности воды в самом верхнем 2-сантиметровом слое. Для этого воспользуемся следующей формулой, справедливой для тонкого поверхностного слоя водоема:

$$\lambda = \frac{HB}{T_H - T_{\text{п}}}, \quad (4)$$

где λ — коэффициент теплопроводности; H — толщина слоя; $T_{\text{п}}$ — температура поверхности; T_H — температура на глубине H .

Величина B , характеризующая теплообмен между поверхностью и ниже лежащими слоями воды, определялась из уравнения теплового баланса для поверхности испарителя.

$$B = R_{\text{д}} - LE - P,$$

где $R_{\text{д}}$ — баланс длинноволновой радиации.

Используя осредненные данные формулы (4), получим значение величины λ , равное 0,5 кал/см мин. град., т. е. коэффициент теплопроводности самого верхнего слоя примерно в 6 раз больше молекулярного коэффициента.

На рис. 3 представлен суточный ход температуры поверхности воды, определенной различными методами.

Ртутный термометр по причинам, указанным выше, систематически завывает истинную температуру поверхности (за которую мы принимаем температуру, определенную с помощью термопары); величина завышения зависит от интенсивности процесса потери тепла поверхностью.

Результаты измерений температуры поверхности радиационными термометрами на рис. 3 приведены без введения поправок на систематические ошибки, указанные выше.

Сопоставление результатов приводит к выводу о наличии значительных случайных ошибок прибора Б. А. Айзенштата, поэтому для сравнения воспользуемся данными термопары и радиометра В. Л. Гаевского.

Принимая термопару за эталонный прибор, получим, что в дневные часы наблюдения по радиометру без введения поправок занижают истинную температуру поверхности в среднем на 1° (данные наблюдений в ночные часы непригодны для анализа, так как приборы были покрыты ледяной коркой и показания их искажены).

Для дневных условий поправки на поглощение и излучение слоя воздуха в рассмотренном случае равны нулю, так как температуры воды и воздуха равны; поэтому показания радиометра отличаются от истинной температуры поверхности воды на величину $(1 - \delta_n)(E_A - E_n)$. Рассчитывая E_n по показаниям термопары, а E_A по формуле Ангстрема

$$E_A = \sigma T^4 (A_1 - B e^{-C e}), \quad (5)$$

где T и e — температура воздуха и упругость водяного пара в миллибарах на высоте 1,5 м, $A_1 = 1 - A$, A , B и C — эмпирические коэффициенты Больца и Фалькенберга ($A = 0,180$, $B = 0,250$, $C = 0,126$), находим величину δ_n , равную 0,95.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы, гл. II, § 7. Гидрометеопиздат, Л., 1961.
2. Логинова З. А. К вопросу о температуре подстилающей поверхности. Автореферат канд. диссертации, ЛГУ, 1956.
3. Deason E. L. Radiative heat transfer in the air near the ground. Austr. of scientific Research, Ser. A. vol. 3, No 2, 1950.
4. Гаевский В. Л. Исследование длинноволнового излучения атмосферы. Тр. ГГО, вып. 100, 1960.
5. Айзенштат Б. А. Радиационный метод измерения температуры деятельной поверхности. Тр. ГГО, вып. 107, 1961.

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ПОД ВЛИЯНИЕМ ВОДОЕМОВ

В настоящей статье приводится теоретическое решение вопроса об изменении температуры воздуха под влиянием водоемов. Рассматривается уравнение притока тепла с более общими и точными краевыми условиями, чем в выполненных до сих пор исследованиях.

При движении воздуха с суши на водоем происходит изменение основных метеорологических характеристик.

В выполненных до сих пор исследованиях для количественной оценки изменений температуры воздуха использовалось уравнение притока тепла, которое для условий ограниченных водоемов имеет вид

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

В настоящей работе это уравнение будет рассмотрено с более общими и точными краевыми условиями. Именно если применять уравнение теплового баланса к деятельному слою водоема, то можно получить следующее граничное условие (при $z \rightarrow 0$):

$$-c_p \rho k \frac{\partial T}{\partial z} + b(T_n - T) = A, \quad (2)$$

где

$$b = Lbu_n + 4\sigma T_0^3, \quad (3)$$

$$A = R_0 - Lbud - B_T. \quad (4)$$

При выводе условия (2) для величины испарения E была использована формула

$$E = au(q_n - q) = bu(e_n - e) \approx bu[d + n(T_n - T)];$$

u — скорость ветра; d — дефицит влажности при температуре воздуха T ; R_0 — радиационный баланс при равенстве температуры воздуха T и температуры поверхности водоема T_n .

Величина B_T для простейших условий (при отсутствии тепловых источников и горизонтального перераспределения тепла в водоеме) означает изменение теплосодержания воды.

К условию (2) необходимо присоединить начальное условие (при $x = 0$). Для степенного вертикального профиля k и u при постоянном

T_1 и при $x=0$ решение уравнения (1) при граничном условии (2) имеет вид [1]

$$T = T_1 + N \sum_{r=0}^{\infty} \frac{(-1)^r [\gamma \Gamma(n)]^r S^{rn+n}}{\Gamma(1+rn)} \left(\frac{\eta}{S}\right)^n \int_{\frac{\eta}{S}}^{\infty} \left(1 - \frac{\eta}{S\tau}\right)^{rn} e^{-\tau} \tau^{-1-n} d\tau, \quad (5)$$

где использованы обозначения:

$$N = \frac{A}{b} \frac{(1-2n)^{1-2n}}{c_p \rho \Gamma(1-n) \frac{k_1}{z_1}}; \quad \gamma = \frac{b(1-2n)^{1-2n}}{c_p \rho \Gamma(1-n) \frac{k_1}{z_1}};$$

$$n = \frac{p}{1+2p};$$

p — показатель степени в степенной формуле для k и u ;

$$S = \frac{k_1 x}{(z_1')^2 u_1}; \quad \eta = (1-2n)^2 \left(\frac{z}{z_1}\right)^{\frac{1}{1-2n}}.$$

Интеграл

$$I = \left(\frac{\eta}{S}\right)^n \int_{\frac{\eta}{S}}^{\infty} \left(1 - \frac{\eta}{S\tau}\right)^{rn} e^{-\tau} \tau^{-1-n} d\tau$$

приближенно можно выразить через ряд неполной гамма-функции $F\left[\frac{2\eta}{S}, 2(1-n)\right]$:

$$I = I_0 - \sum_{i=1}^{\eta} I_i. \quad (6)$$

При этом величины I_i определяются следующей рекуррентной формулой:

$$I_j = \frac{r_p(1-rn) \dots (j-rn)}{j+p} \left[e^{-\frac{\eta}{S}} - \left(\frac{\eta}{S}\right) I_{j-1} \right]. \quad (7)$$

Значение же I_0 дается выражением

$$I_0 = \frac{1}{p} \left\{ e^{-\frac{\eta}{S}} - \frac{\left(\frac{\eta}{S}\right)^p F\left[\frac{2\eta}{S}, 2(1-p)\right]}{\Gamma(1-p)} \right\}. \quad (8)$$

Параметр $\sigma_t = \frac{T-T_1}{T_n-T_1}$ будет равен

$$\sigma_t = \eta \frac{\sum_{r=0}^{\infty} (-1)^r [\gamma \Gamma(n) S^n]^r \sum_i^n I_i}{\sum_{r=0}^{\infty} (-1)^r [\gamma \Gamma(n) S^n]^r}. \quad (9)$$

Если рассмотреть изменение температуры воздуха над водоемом на расстояниях от берега 1 км и более, то в формуле (6) можно ограничиться первым членом, т. е. принять

$$I \approx I_0.$$

В этом случае выражение (5) также упрощается и превращается в следующее:

$$T = T_1 - N_1 F_1 \sum_{r=1}^{\infty} \frac{(-1)^r [\Gamma(n) S^2]^r}{\Gamma(nr)}, \quad (10)$$

где

$$N_1 = \frac{N}{\Gamma(n)},$$

$$F_1 = e^{-\frac{1}{2}L} - \frac{F\left[\frac{1}{L}, 2(1-n)\right]}{\Gamma(1-n)(2L)^n}. \quad (11)$$

Для параметра σ_t тогда получаем следующую формулу:

$$\sigma_t = \frac{T - T_1}{T_n - T_1} = F_1 = e^{-\frac{1}{2}L} - \frac{F\left[\frac{1}{L}, 2(1-n)\right]}{\Gamma(1-n)(2L)^n}. \quad (12)$$

Если же для уравнения (1) использовать в качестве граничного условия фиксированную температуру поверхности T_n , то

$$\sigma_t = F\left(\frac{1}{L}, 2n\right). \quad (13)$$

Таким образом, функция F_1 является аналогом функции $F\left(\frac{1}{L}, 2n\right)$, которая описывала изменения температуры воздуха при фиксированной температуре поверхности водоема [2]. Сравнение F с F_1 показывает, что $F_1 > F$, но при увеличении L (т. е. x) различия между F_1 и F уменьшаются. На рис. 1 приведены значения функций F_1 и F .

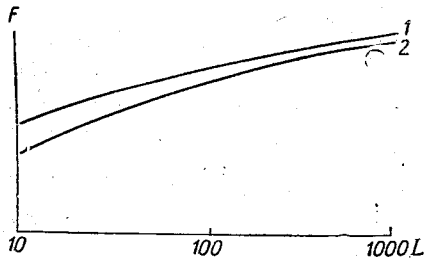


Рис. 1. Значения функций F_1 (1) и F (2).

Если при $L=10$ ($x \approx 1$ км) F_1 примерно на 30% больше F , то при $L=300$ ($x \approx 60$ км) различия между F_1 и F составляют всего 1—2%. Поэтому функция F , как правило, дает заниженные данные об изменении температуры воздуха под влиянием водоема. Однако можно ожидать,

что, на расстояниях от берега более 5 км различия в значениях параметра σ_t , вычисляемого по формулам (11) и (13), в общем невелики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тимофеев М. П. Испарение с водной поверхности в турбулентной атмосфере. Уч. зап. ЛГУ, сер. физ. наук, № 7, 1949.
2. Тимофеев М. П. Трансформация воздуха над водоемами. Метеорология и гидрология, № 6, 1955.

ИСПАРЕНИЕ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ, ПОКРЫТОЙ МОНОПЛЕНКОЙ

В статье излагается метеорологическая теория изменения испарения с водной поверхности, покрытой мономолекулярной пленкой из поверхностно-активных нерастворимых веществ. При этом рассматривается вопрос о возможном изменении величины испарения; различные свойства пленки не обсуждаются. Изложенная теория может рассматриваться как приближенное описание явления, достаточное, по-видимому, для практических целей.

Регулирование величины испарения с поверхности водоемов имеет широкое научное и прикладное значение. Например, уменьшение испарения с поверхности водоемов южной половины территории СССР на 40%, как показывают ориентировочные расчеты [1], означает получение значительных дополнительных водных ресурсов, имеющих большое народнохозяйственное значение.

Существует и другая сторона этой проблемы. Как известно, температура водоема в сильной степени влияет на величину испарения с поверхности. Эта зависимость не односторонняя, а двусторонняя, взаимная. Поэтому изменение величины испарения связано с изменением температуры поверхности воды. В частности, при уменьшении величины испарения температура поверхности водоема будет увеличиваться. Например, в отечественных [2, 3] и американских [4] опытах по регулированию испарения температура поверхности воды увеличивалась под влиянием уменьшения испарения на 20% почти на 2°. Этот эффект может иметь метеорологическое значение, особенно для больших водных поверхностей. Его значение в определенном смысле равносильно заметному увеличению радиационной энергии, поглощаемой водоемом.

Можно, например, отметить, что если уменьшить величину испарения в два раза, то повышение температуры поверхности водоема, которое можно при этом ожидать, будет примерно таким же, как при увеличении прихода радиационной энергии на 30%. Из этого примера можно понять, что значительное регулирование величины испарения с поверхности водоемов имеет большое значение не только для повышения хозяйственного использования водоемов, но и для регулирования метеорологических условий.

Для дальнейшего рассмотрения вопроса о регулировании величины испарения обратимся к формуле, определяющей величину испарения с открытой водной поверхности,

$$E = au(q_n - q) = a_x u(q_n - q_1) = b_x u(e_n - e_1) = bu(e_n - e), \quad (1)$$

которая в наиболее простой форме отражает основные закономерности испарения. Здесь b и (b_x) — характеристики турбулентного обмена; e_n — насыщенная влажность, соответствующая температуре поверхности воды; u и e — скорость ветра и влажность воздуха.

Разрабатываемые сейчас способы регулирования величины испарения с водной поверхности связаны с учетом особенностей кинетики испарения. В настоящее время эти методы получают интенсивное развитие, и поэтому необходимо более подробно осветить их метеорологическое содержание. Это тем более необходимо сделать, что между работами физико-химиков, которые предложили их на основании лабораторных опытов, и работами гидрологов и метеорологов, которые пытаются использовать эти методы для регулирования естественного испарения, пока существует некоторый разрыв. Ниже излагается метеорологическая теория изменения испарения с водной поверхности, покрытой мономолекулярной пленкой из поверхностно-активных нерастворимых веществ. Последние в настоящее время обычно применяют для изменения величины испарения. При этом мы рассматриваем только вопрос о возможном изменении величины испарения с водной поверхности, покрытой мономолекулярной пленкой.

Большой комплекс вопросов о различных свойствах пленки и их изменении со временем, о влиянии различных гидрометеорологических факторов на устойчивость пленки, и т. д. здесь не обсуждается. Мономолекулярные пленки влияют на скорость испарения с водной поверхности благодаря тому, что они определенным образом изменяют потоки молекул, характеризующие процесс испарения. Поэтому остановимся кратко на описании кинетики испарения с водной поверхности.

Величина естественного испарения определяется разностью потоков молекул, пропорциональных концентрации водяного пара у самой водной поверхности и на некотором расстоянии от нее.

Величина указанных потоков определяется так называемой скоростью испарения в вакууме

$$E_0 = \alpha e_n \sqrt{\frac{M}{2\pi RT}} = \beta e_n$$

(α — коэффициент конденсации или коэффициент аккомодации) и скоростью конденсации E_1 , равной

$$E_1 = \alpha e_s \sqrt{\frac{M}{2\pi RT}},$$

где e_s — влажность воздуха у водной поверхности.

Учитывая последние формулы и уравнение

$$E = E_0 - E_1,$$

между величинами e_n и e_s можно установить следующее соотношение:

$$\frac{e_n - e_s}{e_n} = \frac{E}{E_0}. \quad (2)$$

Поэтому для величины испарения $E = bu(e_s - e)$ получаем формулу

$$E = bu(e_s - e) = \frac{bu(e_n - e)}{1 + \frac{bu}{\beta}}. \quad (3)$$

При обычных значениях величины α (от 1 до 0,034) отношение $\frac{E}{E_0}$ имеет порядок 10^{-3} , поэтому выполняется условие $\frac{bu}{\beta} \ll 1$ и с большой точностью $e_s = e_n$.

Однако сравнительно давно лабораторными опытами было установлено [5], что при наличии поверхностно-активных пленок испарение воды заметно уменьшается. Уменьшение испарения, как отмечается в работе [5] и других, обуславливается изменением величины e_s , благодаря уменьшению скорости испарения в вакууме. При этом последняя величина уменьшается за счет изменения коэффициента конденсации α . Без пленок испарение с водной поверхности происходит таким образом, что различия между e_n и e_s незначительны, поэтому влияние величины α на величину E совершенно ничтожно.

Сейчас многочисленными исследованиями [5, 7 и др.] установлено, что под влиянием пленок, например, из цетилового спирта величина α может уменьшаться приблизительно в 2000 раз. В связи с этим член $\frac{bu}{\beta}$ в формуле (3) становится не только сравнимым с единицей, но в некоторых случаях может в несколько раз ее превышать.

Это означает, что поверхностно-активные пленки могут заметным образом уменьшать испарение с поверхности водоемов, если будет обеспечено постоянное существование пленки из соответствующих веществ (например, цетилового спирта) на поверхности водоема.

Рассмотрим изменение испарения под влиянием пленок на водной поверхности с количественной стороны. Предположим, что на водной поверхности существует мономолекулярная пленка, которая заметно изменяет величину α . Тогда изменение скорости испарения можно вычислить по формуле (3), если известно значение α при наличии пленки. Для количественной оценки эффекта возможного уменьшения испарения примем $u \approx 4$ м/сек. Тогда $bu = 6,7 \cdot 10^{-7}$ см/сек. мб, а величина β в соответствии с работой [5], подтвержденной более поздними работами, равна $1,3 \cdot 10^{-2}$ см/сек. мб.

Значения множителя $\frac{1}{1 + \frac{bu}{\beta}}$, показывающего, насколько уменьшается испарение в зависимости от значения α , при указанном выше значении bu , характеризующем испарение с естественных водоемов, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Значения множителя $\frac{1}{1 + \frac{bu}{\beta}}$

α	1	0,034	0,001	$2 \cdot 10^{-5}$	10^5
$\frac{1}{1 + \frac{bu}{\beta}}$ %	0	0	5	72	84

Как установлено [5, 7], пленки цетилового спирта уменьшают коэффициент конденсации до $2 \cdot 10^{-5}$, поэтому возможное уменьшение испарения с водной поверхности при наличии этой пленки равно 70% и более. Уменьшение испарения в естественных условиях может не совпадать с указанной величиной, так как подобное изменение испарения может привести к повышению температуры поверхности, что связано с увеличением испарения. Кроме того, изменение величины α под влиянием

пленки, например, из цетилового спирта зависит от температуры поверхности воды. Существуют и другие факторы, влияющие на эффективность действия пленки в естественных условиях. В настоящее время имеется многочисленная литература по использованию пленок для уменьшения испарения. Довольно подробная библиография по этому вопросу приведена в работе [1]. Имея это в виду, мы не будем останавливаться более подробно на технических вопросах.

Продолжим элементарный анализ формулы (3). Необходимо отметить, что при наличии пленки величина $E' \rightarrow 0$ при $u \rightarrow 0$ и $E' \rightarrow \beta(e_n - e)$ при $u \rightarrow \infty$, т. е. заметно отличается от величины испарения со свободной водной поверхности. При наличии пленки испарение $E' \rightarrow 0$ при $\alpha \rightarrow 0$ независимо от значения скорости ветра. Для равновесных условий ($b = 1,2 \cdot 10^{-9}$ г см⁻³/мб) изменение испарения при наличии мономолеку-

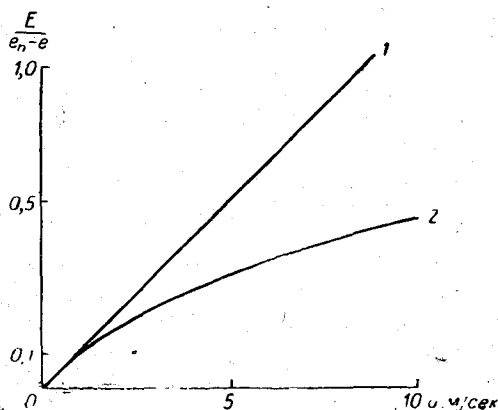


Рис. 1. Изменение испарения при наличии мономолекулярной пленки из цетилового спирта в зависимости от скорости ветра.

лярной пленки из цетилового спирта ($\alpha = 2 \cdot 10^{-5}$) в зависимости от скорости ветра изображено на рис. 1, где по оси ординат отложены значения $\frac{E}{e_n - e}$; свободной водной поверхности соответствует линия 1, поверхности, покрытой пленкой из цетилового спирта, — линия 2. Как показывает рис. 1, пленка не только уменьшает величину испарения, но и изменяет зависимость последней от скорости ветра. Поскольку уменьшение скорости испарения под влиянием пленки, как показывает формула (3), увеличивается вместе с увеличением скорости, величина скорости испарения начиная с некоторого значения u слабо зависит от скорости ветра. Значение скорости ветра, начиная с которого ослабляется зависимость E' от скорости ветра, определяется величиной члена $\frac{bu}{\beta}$, т. е. погодными условиями и природой пленки. Зависимость эффекта уменьшения испарения от условий устойчивости можно заметить и из анализа данных табл. 2, в которой приведены результаты вычисления отношения $\frac{E'}{E} = \frac{1}{1 + \frac{bu}{\beta}}$ для равновесных ($b = 1,2 \cdot 10^{-3}$ г/м³мб), инверсионных ($b = 0,6 \cdot 10^{-3}$ г/м³мб) и неустойчивых условий ($b = 3 \cdot 10^{-3}$ г/м³мб). При расчете использован коэффициент конденсации α , характерный для пленки цетилового спирта.

Как показывают данные табл. 2, влияние пленки на испарение с поверхности сильно зависит от условий устойчивости в приводном слое. Это означает, что количественный эффект пленки зависит от времени суток и сезонов года.

Т а б л и ц а 2

Условия устойчивости	Значения $\frac{E'}{E}$		
	<i>u</i> м/сек.		
	2	5	10
Равновесные	0,80	0,62	0,45
Инверсионные	0,90	0,76	0,62
Неустойчивые	0,62	0,40	0,25

Указанные расчеты произведены для фиксированной температуры поверхности воды, точнее, для фиксированного дефицита влажности $e_n - e$. В реальных условиях изменение испарения, как уже отмечено выше, должно обусловить изменение всех других метеорологических характеристик. Поэтому необходимо рассмотреть изменение метеорологических характеристик, в том числе температуры поверхности воды, при наличии пленки на водной поверхности. Для оценки этого эффекта используем теорию автора [9], описывающую зависимость величины T_n' от различных факторов. Величина T_n может быть определена по формуле

$$T_n = \alpha T_{n0} + (1 - \alpha)(M + T), \quad (4)$$

где

$$\alpha = \frac{1 - e^{-D}}{D}; \quad D = \frac{auc_p' + 4\sigma T_0^3}{\mu H c_v};$$

$$c_p' = c_p + 0,37n;$$

$$M = \frac{R_0 - Lbud}{auc_p' + 4\sigma T_0^3}; \quad n = \frac{de_n}{dT};$$

R_0 — радиационный баланс; d — дефицит влажности воздуха; a — коэффициент испарения ($b = 0,6 \cdot 10^{-3} a$).

Если водная поверхность покрыта пленкой (коэффициент конденсации при которой равен α), то температура поверхности воды T_n' может быть определена из уравнения

$$T_n' = q'T_{n0} + (T + M')(1 - q'), \quad (5)$$

где

$$q' = \frac{1 - e^{-D'}}{D'}; \quad D' = \frac{auc_p'' + 4\sigma T_0^3}{\mu H c_v} \tau;$$

$$M' = \frac{R_0 - Lbumd}{auc_p'' + 4\sigma T_0^3}; \quad (6)$$

$$c_p'' = c_p + 0,6 \cdot 10^{-3} Lmn; \quad (7)$$

$$m = \frac{1}{1 + \frac{bu}{\beta}}. \quad (8)$$

При выводе формулы (5) использовано предположение, что мономолекулярные пленки существенно не изменяют оптических свойств водоема. Опыты на оз. Севан [3] доказывают справедливость этого предположения.

Используя формулу (5), изменение температуры поверхности $T_n' - T_n = \Delta T_n$ под влиянием пленок можно выразить следующим соотношением:

$$\Delta T_n = (q' - \alpha) T_{n0} + (\alpha - q') T_1 + M\alpha - M'q' + (M_1 - M). \quad (9)$$

Первый член формулы описывает главным образом влияние глубины водоема, второй — температуры воздуха, остальные — солнечной радиации, влажности воздуха (точнее, дефицита влажности). Таким образом, температурный эффект пленки в общем случае зависит как от метеорологических условий, так и от некоторых характеристик водоема (глубина и размеры водоема). Это обстоятельство является следствием того, что в результате изменения испарения должны возникать те или иные изменения всех составляющих теплового баланса водоема. Если предположить, что изменения в теплообмене в воде невелики, то формула для ΔT_n принимает следующий вид:

$$\Delta T_n = \frac{Lbu(d + n\Delta T)}{\left(1 + \frac{\beta}{bu}\right)(c_p au + 4\sigma T_0^3)}, \quad (10)$$

где

$$\Delta T = T_n - T.$$

Можно ожидать, что последняя формула несколько преувеличивает значения ΔT_n за счет неучета изменения теплообмена в воде, хотя эта ошибка должна быть незначительной при расчете средних величин ΔT_n .

Из формулы (10) можно заключить, что ΔT_n зависит от характеристик турбулентности (a), скорости ветра (u), дефицита влажности воздуха (d), условий устойчивости (ΔT) и свойств пленки (β).

Для определения порядка величины ΔT_n по формуле (10) для равновесных условий ($a = 2 \text{ г/м}^3$) были рассчитаны значения ΔT_n для монослоя цетилового спирта ($\alpha \approx 2 \cdot 10^{-5}$). Результаты расчета изображены на рис. 2, где в координатах $\Delta T - d$ изображены изолинии для скоростей ветра u от 1 до 10 м/сек. Как показывает график, для средних условий значение ΔT_n может достигать нескольких градусов, что совпадает с данными опытов с испарителями [2, 3] и на неглубоких водоемах [5]. Из формулы (10) легко получается вывод, что для чистой воды ($\alpha = 0,034$) величина $\Delta T_n \approx 0$. С учетом формулы (10) уравнение (3), определяющее величину испарения при наличии пленки, несколько изменится:

$$E' = \frac{bu(e_n - e)}{1 + \frac{bu}{\beta}} + \Delta E', \quad (11)$$

где

$$\Delta E' = \frac{bue_n \alpha \Delta T_n}{\left(1 + \frac{bu}{\beta}\right)(235 + T_n)}$$

есть добавочное испарение из-за увеличения температуры поверхности воды на величину ΔT_n . Относительное изменение испарения за счет величины ΔT_n , равно

$$\frac{\Delta E}{E} = \frac{17,1 \Delta T_n}{235 + T_n} \cdot \frac{e_n}{e_n - e},$$

необходимо учитывать при расчетах эффективности мономолекулярных пленок; так, при $\Delta T_n > 2^\circ$ его величина может превышать 10%. Поэтому для определения изменения величины испарения $\frac{\Delta E}{E}$ под влиянием пленок с учетом изменения температуры поверхности можно написать следующее уравнение:

$$\frac{E'}{E} = \frac{1}{\left(1 + \frac{bu}{\beta}\right)} \left[1 + \frac{17,1 \Delta T_n}{235 + T_n} \cdot \frac{e_n}{e_n - e} \right] \quad (12)$$

или

$$E' = mE, \quad (13)$$

где

$$m = \frac{1}{1 + \frac{bu}{\beta}} \left[1 + n \Delta T \frac{e_n}{e_n - e} \right].$$

Таким образом, относительное изменение скорости испарения с водной поверхности определяется природой пленки (величиной β) и существ-

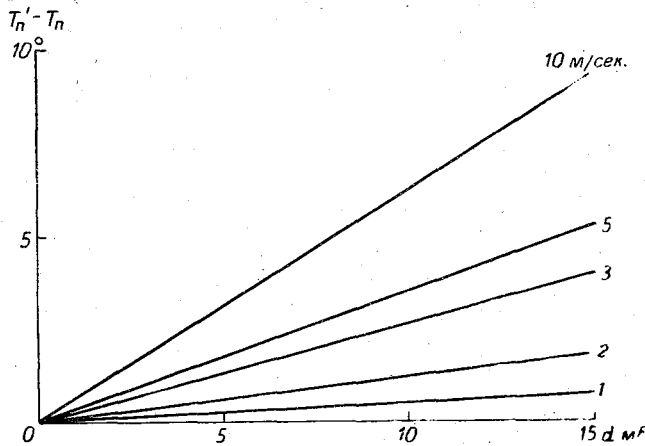


Рис. 2. Зависимость $T'_n - T_n$ от d .

венно зависит от метеорологических условий (скорости ветра, дефицита влажности, условий устойчивости и температуры поверхности воды). Изложенная выше теория изменения испарения с водной поверхности, покрытой мономолекулярной пленкой, показывает, что влияние метеорологических условий необходимо учитывать при проведении соответствующих опытов и анализе их результатов. Что касается исследования пленок, то наряду с изучением многих их свойств, важных с различных точек зрения, необходимо тщательное измерение величины коэффициента конденсации α , т. е. скорости испарения в вакууме, изменение которой в конечном итоге определяет величину $\frac{E'}{E}$. Такие измерения должны предшествовать полевым опытам на испарителях и водоемах.

В заключение кратко остановимся на выяснении соотношения между величинами e_n и e_s .

Это соотношение легко получается из уравнения (2), оно имеет вид

$$e_s = \frac{1 + \frac{bu}{\beta} \cdot \frac{e}{e_n}}{1 + \frac{bu}{\beta}} e_n = \gamma e_n. \quad (14)$$

Величина

$$\gamma = \frac{1 + \frac{bu}{\beta} \cdot \frac{e}{e_n}}{1 + \frac{bu}{\beta}}$$

зависит от природы пленки (параметр β) и от метеорологических условий (bu , e_n , e). Поскольку $\frac{e}{e_n} \leq 1$, то $m < 1$ и $e_s < e_n$, однако для чистой воды ($\alpha = 0,034$) множитель $m = 1$ с большой точностью. Для пленок из цетилового спирта величина $\frac{bu}{\beta}$ может равняться 2, поэтому значение коэффициента m может заметно отличаться от единицы. Это означает, что влажность у водной поверхности заметно меньше насыщающей (при температуре поверхности воды T_n) влажности e_n . Поэтому при построении теории испарения с водной поверхности, покрытой мономолекулярной пленкой, необходимо в явном виде учитывать различия между величинами e_s и e_n .

Для этого при решении уравнения диффузии необходимо пользоваться граничным условием, впервые предложенным автором [8]. Решение уравнения диффузии при таком граничном условии было впервые получено в работе автора [8]. Изложенная здесь теория может рассматриваться как приближенное описание явления, вполне, по-видимому, достаточное для практических целей. Приближенность же этой простой теории состоит в том, что величина e_s , строго говоря, только приближенно может рассматриваться как внешний параметр для процесса диффузии водяного пара, определяющего скорость испарения с водной поверхности в природных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Егиазаров И. В. Возможность значительной экономии водных ресурсов для народного хозяйства и мономолекулярная защитная пленка для борьбы с испарениями с поверхности водоемов, озер и водохранилищ. Изв. АН АрмССР, сер. техн. наук, т. XIII, № 3 и 6, 1960.
2. Макарова В. С., Кузнецов В. И. О влиянии мономолекулярных пленок на испарение с водной поверхности. Тр. ГГИ, вып. 91, 1961.
3. Макарова В. С., Мхитарян А. М. Опыты по применению мономолекулярных пленок в целях сокращения испарения с водной поверхности, проведенные на берегу оз. Севан. Изв. АН АрмССР, сер. техн. наук, т. XIX, № 3, 1961.
4. Harbeck G. E. Can Evaporation losses be reduced. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng., vol. 84, 1958.
5. Баранаев М. К. О влиянии поверхностных пленок нерастворимых веществ на скорость испарения воды. ЖФХ, т. IX, вып. 1, 1937.
6. Глазов Н. И. Влияние адсорбционных слоев поверхностноактивных веществ на скорость испарения воды. ЖФХ, т. XIII, вып. 1, 1939.
7. Mansfield W. W. The influence of monolayers on evaporation from water storages. Aust j. of appl. science, vol. 9, No 3, 1958.
8. Тимофеев М. П. Испарение с водной поверхности в турбулентной атмосфере. Уч. зап. ЛГУ, сер. физ. наук, № 7, 1949.
9. Тимофеев М. П. О методике расчета температуры водоемов. Метеорология и гидрология, № 12, 1958.

О СУТОЧНОМ ХОДЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА ИСПАРИТЕЛЬНОГО БАССЕЙНА И оз. СЕВАН

В статье представлено сравнение суточного хода составляющих теплового баланса испарительного бассейна, расположенного на о. Севан, и оз. Севан.

В настоящее время очень широко распространен гидрометеорологический метод определения испарения с водной поверхности, который основан на измерении испарения с поверхности испарителей, установленных в грунте. В связи с этим представляется интересным сравнение процессов тепло- и влагообмена над водоемом и над испарителем, установленным в грунте. С этой целью в настоящей статье приведены некоторые данные о сравнении суточного хода составляющих теплового баланса на оз. Севан и испарительном бассейне, установленном на площадке метеорологической станции о. Севан, расположенной у уреза озера. Синхронные наблюдения над составляющими теплового баланса на озере и бассейне были поставлены экспедицией ГГО в сентябре 1957 г. Указанные наблюдения на озере производились с плота, установленного на Малом Севане в 400 м от восточного берега острова. Методика наблюдений над составляющими теплового баланса на озере и на испарительном бассейне изложена в монографии [1], поэтому в настоящей статье мы не будем останавливаться на этом вопросе, а перейдем непосредственно к анализу полученных данных.

Радиационный баланс. Суточный ход радиационного баланса над озером (по наблюдениям с плота) и над испарительным бассейном на о. Севан представлен на рис. 1. Кривая суточного хода радиационного баланса над бассейном ничем не отличается от соответствующей кривой над озером. Однако радиационный баланс испарительного бассейна несколько отличается от радиационного баланса озера. Среднесуточная величина радиационного баланса озера составляет 346 кал/см²сутки, а испарительного бассейна 360 кал/см²сутки. Эти различия объясняются вероятно, тем, что в течение периода наблюдений температура поверхности воды в бассейне была несколько ниже, чем в озере. Это привело к несколько меньшей величине эффективного излучения, а следовательно, к несколько большей величине радиационного баланса бассейна по сравнению с озером. Среднее значение альбедо в период наблюдений равнялось 10% и в озере и в бассейне.

Изменение теплосодержания воды. На рис. 2 представлен суточный ход изменения теплосодержания воды в испарительном бассейне (кривая 1), в двухметровом слое воды в озере (кривая 2) и изменение теплосодержания озера (кривая 3). Величина изменения теплосодержания

воды в бассейне в суточном ходе следует за радиационным балансом поверхности. На нагревание воды в бассейне днем в период наблюдений уходило примерно около 80% радиационного тепла. Ночью почти все тепло, аккумулированное водной массой бассейна, расходовалось на длинноволновое излучение поверхности воды, на испарение и турбулент-

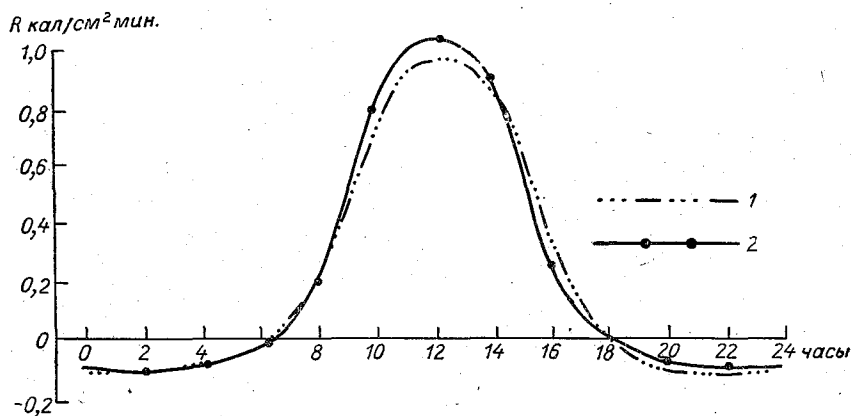


Рис. 1. Суточный ход радиационного баланса над озером (1) и над испарительным бассейном (2).

ный теплообмен поверхности воды с атмосферой. В результате среднесуточная величина изменения теплосодержания воды в испарительном бассейне очень мала. Кривая суточного хода величины изменения тепло-

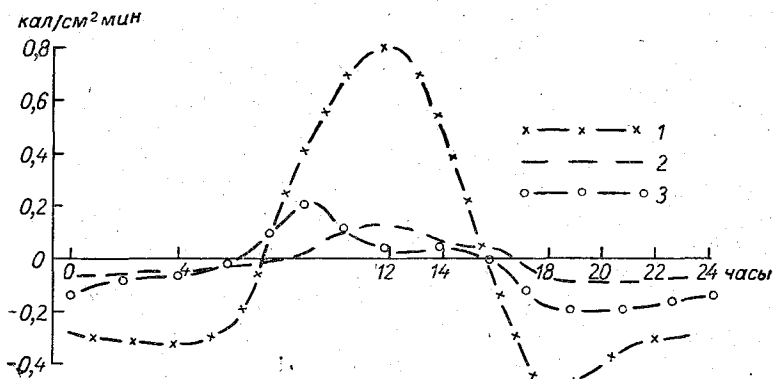


Рис. 2. Суточный ход изменения теплосодержания воды в испарительном бассейне (1), в 2-метровом слое воды в озере (2) и изменение теплосодержания озера (3).

содержания в верхнем двухметровом слое озера также ничем не отличается от кривой радиационного баланса. Однако на нагревание указанного слоя воды в период наблюдений затрачивалось всего 12—15% солнечной радиации. Кривая суточного хода изменения теплосодержания всей водной массы озера не соответствует кривой суточного хода радиационного баланса. Это объясняется, вероятно, тем, что слой теплообмена в озере более мощный, чем в бассейне.

Испарение и турбулентный теплообмен. Суточный ход всех составляющих теплового баланса на испарительном бассейне и озере представлен на рис. 3 и 4. В суточном ходе затраты тепла на испарение и турбу-

лентный теплообмен (кривые 2 и 3, рис. 3 и 4) мало меняются по величине как для озера, так и для испарительного бассейна. Испарение с поверхности испарительного бассейна в период наблюдений было в 1,5 раза меньше, чем с поверхности озера. Это можно объяснить тем, что тем-

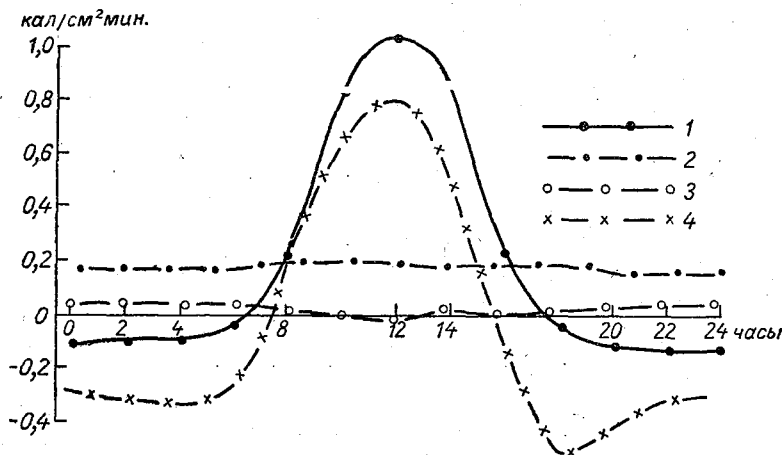


Рис. 3. Средний за период наблюдений суточный ход составляющих теплового баланса на испарительном бассейне.

1 — радиационный баланс; 2 — затрата тепла на испарение; 3 — турбулентный теплообмен с атмосферой; 4 — изменение теплосодержания воды в бассейне.

пература поверхности воды в испарителе ГГИ на плоту была все время выше, чем в испарительном бассейне на суше. Кроме того, над озером скорости ветра выше, чем над испарительным бассейном на суше.

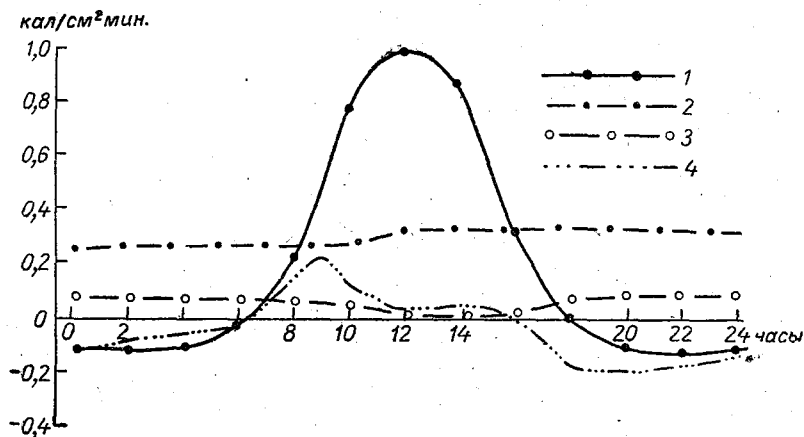


Рис. 4. Средний за период наблюдений суточный ход составляющих теплового баланса на оз. Севан.

1 — радиационный баланс; 2 — затрата тепла на испарение; 3 — турбулентный теплообмен с атмосферой; 4 — изменение теплосодержания воды в озере.

Среднесуточная величина турбулентного теплообмена, вычисленная по соотношению Боуэна, над испарительным бассейном составляла 0,014 кал/см²·мин., над испарителем на плоту 0,018 кал/см²·мин. Как видим, этот поток очень мал и составляет ничтожную часть расхода.

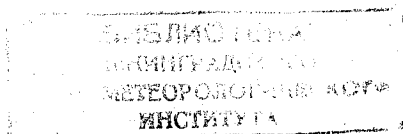
Таким образом, тепловой баланс озера заметно отличается от теплового баланса стандартного испарительного бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Метеорологический режим оз. Севан. Под ред. М. П. Тимофеева. Гидрометеоздат, Л., 1960.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
М. П. Тимофеев, Л. В. Несина. Некоторые данные о теплообмене в воде	3
Т. В. Кириллова, Л. В. Несина. О расчете составляющих теплового баланса водоемов	13
Н. В. Серова. Об определении составляющих теплового баланса водоемов с помощью лодки	19
М. Д. Дворкина, С. П. Малевский - Малевич. Из опыта эксплуатации плавучей установки Волгоградской гидрометеорологической обсерватории	25
Т. В. Кириллова, В. Н. Тервинский, И. И. Честная. О наблюдениях за облачностью над водохранилищами	30
М. П. Тимофеев. Об изменении скорости ветра под влиянием водоемов	33
А. С. Зайцев. Трансформация поля ветра при изменении турбулентного обмена	42
В. Н. Тервинский. Формирование ветрового режима над Цимлянским водохранилищем	47
М. П. Тимофеев. Степенная формула для профиля ветра	56
С. П. Малевский - Малевич. Об измерении температуры водной поверхности	60
М. П. Тимофеев. Изменение температуры воздуха под влиянием водоемов	66
М. П. Тимофеев. Испарение с водной поверхности, покрытой моноленкой	69
Л. В. Карбанова. О суточном ходе составляющих теплового баланса испарительного бассейна и оз. Севан	77



Редактор Г. Я. Русакова

Корректоры: З. А. Белкина и А. В. Хюркес

Техн. редактор Г. С. Николаева

Сдано в набор 7/1 1963 г. Подписано к печати 23/IV 1963 г. Бумага 70×108^{1/16} Бум. л. 2,5
 Печ. л. 6,85 Уч.-изд. л. 6,2 Тираж 800 экз. М-17229 Индекс МЛ-95
 Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23.
 Заказ № 82 Цена 43 коп.

Типография № 8 УЦБ и ПП ЛСНХ
 Ленинград, Прачечный пер., д. № 6.