

А. М. МХИТАРЯН

БУДУЩИЙ ВОДНЫЙ БАЛАНС ОЗЕРА СЕВАН И ИЗМЕНЕНИЕ ЕГО АКТИВНОЙ ОТДАЧИ

Как известно, в процессе деятельности человека происходит изменение составляющих водного и теплового балансов подстилающей поверхности [1—5, 7—8, 13, 16, 18, 19]. Одной из задач гидрометеорологической науки является исследование этого изменения. Еще более важно заранее вычислить те изменения, которые произойдут при осуществлении проектных мероприятий. В частности, следует прогнозировать режим работы проектируемых водосемов. Подобные работы по изменению климата в микро- и, даже, в макромасштабе рассмотрены в [2—5, 7, 13, 16, 18, 19 и др.].

В настоящей статье рассматривается задача об изменении испарения и других составляющих водного баланса оз. Севан в связи с уменьшением его глубины, поскольку в будущем, после понижения уровня озера на 20 м по сути дела мы будем иметь новый водоем с другими характеристиками. Следует отметить, что прогноз водного баланса оз. Севан при понижении его уровня на 50 м по старой схеме был дан В. К. Давыдовым [4]. В дальнейшем, в работах [7, 9, 11—13, 19] этот вопрос был пересмотрен в связи с необходимостью сохранения уровня озера на высокой отметке, близкой к естественным условиям. В результате был составлен новый водный баланс [7, 13] озера при стоянии его уровня на 20 м ниже естественного. Вопрос изменения испарения с поверхности озера и зависимости от уменьшения его глубины рассмотрен в работах [7, 13, 18, 19], в которых были получены частные решения задачи. Благодаря тому, что озеро Севан хорошо изучено, в работах [7—15, 18—20 и др.] удалось на его примере получить ряд важных закономерностей и особенностей процессов влаго- и теплообмена в горных условиях, локальной циркуляции, режима радиации, ее поглощения, температурного режима, испаряемости и т. д.

Активной отдачей озера будем называть то количество воды, которое можно выпустить из озера при его неизменном уровне. Известно [4], что в естественных условиях активная отдача равнялась бытовому стоку реки Раздан у ее истока, т. е. 65 млн. м³ в год или 46 мм слоя воды на зеркале озера, хотя В. К. Давыдов принял соответственно 50 и 30 для средних многолетних условий. По тем же расчетам подземный сток из озера составлял 85 млн. м³/год, расчетная же величина для средних многолетних условий была принята равной 60 млн. м³/год.

Прежде чем перейти к самому водному балансу, рассмотрим вопрос об изменении испарения с поверхности озера в связи с уменьшением его глубины. Как известно, испарение (E) можно определить по следующим формулам:

$$E = a_1 (1 + bv)(e_0 - e_2) \quad (1)$$

$$E_s = a_s v (e_0 - e_2) \left(1 + A \frac{T_3 - T_2}{v^2}\right) \quad (2)$$

$$E_n = \frac{R - B}{\left(1 + a_2 \frac{T_3 - T_2}{e_0 - e_2}\right)L} \quad (3)$$

$$E_n = h_{ap} - h_p \quad (4)$$

полученным по экспериментальным данным испарителей (E_i), по методам турбулентной диффузии (E_s), теплового баланса (E_t) и водного баланса (E_n).

Здесь v , e_2 , T_2 — скорость ветра, влажность и температура воздуха на некоторой высоте, например, на высоте 2 м; e_0 — влажности насыщения, рассчитанная по температуре поверхности воды T_3 ; R — радиационный баланс водной поверхности; B — накопление тепла в водной толще; L — скрытая теплота парообразования; h_{ap} , h_p — суммарные приход и расход воды; a_0 , a_1 , a_2 , b , A — известные параметры.

Формулы (1)–(4) показывают, что изменения испарения связаны с изменением условий турбулентного обмена, влажности и температуры воздуха, скорости ветра, температуры воды, альбедо водной поверхности, накопления тепла в воде и т. д. Если исходить из теории турбулентной диффузии, прологарифмировать и продифференцировать формулу (2), получим

$$\frac{\partial E}{E} = \frac{\partial v}{v} + \frac{\partial(e_0 - e_2)}{e_0 - e_2} + \frac{A \partial(T_3 - T_2)}{1 + A \Delta T / v^2} \quad (5)$$

где ∂ обозначает приращение соответствующей величины.

Используя разложение формулы Магнуса

$$e_0 - e_2 \approx D + b_1 (T_3 - T_2) \dots \quad (6)$$

и вводя обозначения $\Delta T_3 = T_3 - T_2$, $\Delta e = e_0 - e_2$, окончательно получим

$$\frac{\partial E}{E} = \frac{\partial D}{\Delta e} + c_1 \frac{\partial v}{v} + b_1 c_2 \frac{\partial(T_3 - T_2)}{\Delta e} \quad (7)$$

$$c_1 = 1 - \frac{2A \Delta T}{v^2 + A \Delta T}, \quad c_2 = 1 + \frac{A \Delta e}{b_1 (v^2 + A \Delta T)} \quad (8)$$

Здесь D — дефицит влажности воздуха на высоте 2 м; $b_1 = 0.066 e^{-T_2}$, где $e_m(T_2)$ — максимальная упругость пара при температуре воздуха.

Таким образом, относительное изменение испарения вследствие, например, уменьшения глубины подоса складывается из относительного изменения скорости ветра непосредственно и, из-за изменения условий турбулентного обмена, из относительного изменения дефицита

влажности воздуха, а также из относительного изменения разности температур вода-воздух непосредственно и из-за изменения условий турбулентного обмена.

Следует отметить, что величины E , u , c_1 , c_2 относятся к естественным или начальным условиям, поэтому известны. Для определения δE необходимо оценить лишь изменения δD , δu и $\delta \Delta T_0$. Если считать, что при уменьшении глубины водоема изменения дефицита влажности, скорости ветра и условий турбулентного обмена по сравнению с изменениями температуры поверхности воды малы, то вместо (7) получим приближенную оценку

$$\frac{\delta E}{E} \approx b_1 \frac{\delta (T_0 - T_2)}{e_0 - e_2} \quad (9)$$

использованную автором в [7, 13].

Для оценки влияния изменения температуры воды на испарение по (9) рассмотрим уравнение притока тепла в воде с учетом поглощенной радиации, конвективного теплообмена с атмосферой, турбулентного теплообмена в воде, горизонтального перераспределения тепла течениями, а также источников тепла и нестационарности процесса. Это уравнение имеет вид

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{S_0 (1 - A_0) \alpha e^{-\alpha z}}{c_p} + \varepsilon \quad (10)$$

Здесь T , c , ρ — температура, удельная теплоемкость и плотность воды; t — время; оси направлены: x — по течению, z — вертикально вниз; u , w — составляющие скорости; α , k — коэффициенты поглощения и турбулентного обмена; S_0 , A_0 — суммарная радиация и альбедо; ε — приток тепла в единицу объема за единицу времени.

Принтегрируем уравнение (10) по z от нуля по всей глубине водоема, считая, что последняя зависит от времени по известному, заранее заданному закону

$$H = H(t) \quad (11)$$

Обозначая средние по всей глубине величины теми же буквами с черточкой сверху, получим

$$\begin{aligned} \frac{dH\bar{T}}{dt} - T_H \frac{dH}{dt} + H\bar{u} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} + \bar{w} (T_H - T_0) - k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_0^H + H\bar{\varepsilon} + \\ + \frac{S_0 (1 - A_0)}{c_p} (1 - e^{-\alpha H}) \end{aligned} \quad (12)$$

Здесь T_0 и T_H — температура воды на поверхности и у дна.

При этом мы использовали обозначение

$$\bar{T}(x, t) = \frac{1}{H(t)} \int_0^{H(t)} T(x, z, t) dz \quad (13)$$

Кроме того, $e^{-\alpha H} \ll 1$ для глубоких водоемов.

Согласно определению, имеем

$$B = -c_p \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) \Big|_{z=0}, \quad B_H = -c_p \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) \Big|_{z=H} \quad (14)$$

где B , B_H — потоки тепла у поверхности и у дна. Пренебрегая потоком тепла у дна и учитывая уравнение теплового баланса

$$LE + P + B = R - S_0 (1 - A_0) \quad (15)$$

из (12) получим

$$c_p \left[\frac{\partial H T}{\partial t} + H u \frac{\partial T}{\partial x} - \bar{w} (T_0 - T_H) \right] = R - (LE + P) + c_p T_H \frac{dH}{dt} + c_p H \bar{u} \quad (16)$$

В этом уравнении имеются две неизвестные величины T_0 и T . Для замыкания задачи введем следующую дополнительную зависимость между ними, установленную экспериментальным путем

$$T(x, t) = \mu(x, t) T_0(x, t) \quad (17)$$

где μ — известная функция. Подставляя (17) в (16), получим уравнение, из которого определяется температура поверхности воды T_0 . Это уравнение имеет вид

$$c_p \left[\frac{\partial \mu H T_0}{\partial t} + H u \frac{\partial T_0}{\partial x} - \bar{w} T_0 \right] = R - (LE + P) + c_p \left(H \bar{u} - \bar{w} T_H + T_H \frac{dH}{dt} \right) \quad (18)$$

Чтобы несколько упростить решение, положим, что μT_0 , т. е. T , зависит от x по линейному закону с небольшим горизонтальным градиентом $\Gamma(t)$, т. е.

$$\mu T_0 = T(x, t) = \bar{T}_0(t) + x \Gamma(t) \quad (19)$$

Это означает, что глубина водоема вдоль господствующего течения мало меняется.

Подставляя (19) в (18), получим

$$\frac{\partial \mu H T_0}{\partial t} - \bar{w} T_0 = \frac{1}{c_p} [R - (LE + P)] + H \bar{u} - \left(\bar{w} - \frac{dH}{dt} \right) T_H - \bar{u} H \Gamma \quad (20)$$

После несложного преобразования уравнению (20) можно придать следующий окончательный вид:

$$\frac{\partial T_0}{\partial t} + f(x, t) T_0 = F(x, t) \quad (21)$$

Здесь введены следующие обозначения:

$$f(x, t) = \frac{1}{\mu H} \left(\frac{\partial \mu H}{\partial t} - \bar{w} \right) \quad (22)$$

$$F(x, t) = \frac{1}{\mu H} \left[H \bar{u} - \left(\bar{w} - \frac{dH}{dt} \right) T_H - \bar{u} H \Gamma + \frac{1}{c_p} (R - LE - P) \right]$$

Уравнение (21) должно быть решено при следующих начальных условиях:

$$t = t_0, \quad T_0 = T_{00}(x), \quad \mu = \mu_0(x), \quad H = H_0(x) \quad (23)$$

Легко убедиться, что решение уравнения (21) при условиях (23) имеет вид

$$T_0 = e^{-\int_{t_0}^t f dt} \left[T_{00} + \int_{t_0}^t \left(F(x, \tau) e^{\int_{t_0}^{\tau} f dz} \right) d\tau \right] \quad (24)$$

В случае, когда можно положить $\omega = \text{const}$ по времени, например, $\omega = 0$, из (20) можно получить

$$\tau \frac{\partial T_0}{\partial \tau} + m(x) T_0 = \Phi(x, \tau) \quad (25)$$

Здесь мы, во-первых, перешли к новой переменной

$$\mu H = \tau, \quad \mu_0 H_0 = \tau_0, \quad t - t_0 = \frac{\tau}{\tau_0}, \quad \frac{\partial}{\partial t} = \frac{\tau_0}{t_0} \frac{\partial}{\partial \tau} \quad (26)$$

и, кроме того, ввели новые обозначения

$$m(x) = 1 - \frac{\omega t_0}{\tau_0} \quad (27)$$

$$\Phi(x, \tau) = \frac{t_0}{\tau_0} [\mu H F(x, t)]_{t=t_0, \tau=\tau_0}$$

Решение уравнения (25) в этом случае при начальных условиях

$$\tau = \tau_0, \quad T_0 = T_{00}, \quad \mu = \mu_0, \quad H = H_0 \quad (28)$$

имеет следующий вид:

$$T_0 = \left(\frac{\tau}{\tau_0} \right)^{-m} \left[T_{00} - \int_{\tau_0}^{\tau} \Phi(x, \tau) \left(\frac{\tau}{\tau_0} \right)^m d\tau \right] \quad (29)$$

В некоторых случаях правая часть уравнения (27) может быть представлена в виде

$$\Phi(x, \tau) = B_0(x) \left(\frac{\tau}{\tau_0} \right)^{-n} \quad (30)$$

В этом случае интеграл в правой части (29) легко берется, и решение принимает вид

$$T_0 = \left(\frac{\tau}{\tau_0} \right)^m \left\{ T_{00} - \frac{B_0}{m-n} \left[1 - \left(\frac{\tau}{\tau_0} \right)^{m-n} \right] \right\} \quad (31)$$

При $\omega = 0$ из (27) имеем $m = 1$, кроме того, при $n = \Gamma = 0$ несколько упрощается вид функции $\Phi(x, \tau)$. Тогда вместо (31) получим

$$T_0 = \frac{\mu_0 H_0}{\mu H} \left\{ T_{00} - \frac{B_0}{1-n} \left[1 - \left(\frac{\mu_0 H_0}{\mu H} \right)^{n-1} \right] \right\} \quad (32)$$

Наконец, если расчетный период достаточно большой и можно приближенно положить

$$B = R - (LE + P) \approx 0, \quad \tau = 0, \quad T_H \approx \text{const} \quad (33)$$

то легко получается более простое решение

$$T_0 = T_{00} \frac{\nu_0 H_0}{\mu H} + \frac{T_H}{\mu H} (H - H_0) \quad (33)$$

Это последнее использовано автором в работах [7, 13].

Анализ, приведенный ниже, показал, что точность этого решения недостаточна, поэтому следует исходить из (31) или, в крайнем случае, из (32).

Для получения решения уравнения (20), зависящего от $H(t)$ в явном виде, перейдем к переменной H . Учитывая (11), вместо (21) получим

$$H \frac{\partial T_0}{\partial H} + \bar{f}(x, H) T_0 = \bar{F}(x, H), \quad (34)$$

причем $T_0 = T_0(x, H)$, кроме того, $\partial H / \partial t = H'$ и

$$\bar{f}(x, H) = 1 + \frac{H}{\mu} \frac{\partial \mu}{\partial H} - \frac{\bar{w}}{\mu H}, \quad (35)$$

$$\bar{F}(x, H) = \frac{1}{\mu H} \left[H \bar{w} - \left(\bar{w} - \frac{dH}{dt} \right) T_H - \mu H \Gamma + \frac{1}{c_p} (R - LE - P) \right]$$

Уравнение (34) является аналогом (25) и при начальном условии (28) имеет решение, отличное от решения (29), так как теперь $\bar{f}$ существенно зависит от переменной интегрирования H .

Это решение имеет вид

$$T_0 = e^{\frac{H}{\mu} \frac{d\mu}{dH}} \left[T_{00} + \int_{H_0}^H \left(\bar{F} e^{\int \frac{dH}{H}} \right) \frac{dH}{H} \right] \quad (36)$$

и будет использовано для дальнейших расчетов.

Подчеркнем еще раз, что T_{00} — температура поверхности воды при естественных условиях до понижения урония, т. е. при $H = H_0$ и $\mu = \mu_0$. Для производства расчетов необходимо знать значения величин μ_0 и $\mu(x, t)$ или $\mu(x, H)$, а также зависимость (11).

Предположим, что понижение урония происходит по линейному закону с интенсивностью 1 м в год, т. е.

$$H = H_0 - \gamma t, \quad \gamma = -\partial H / \partial t \quad (37)$$

где $\gamma = 1$ м/год, а t измеряется годами.

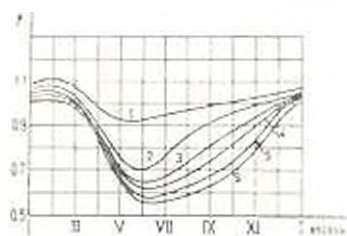
Ниже, в табл. 1, приведен годовой ход величин E , T_0 , ν_2 , ΔT_0 , Δe , c_1 , c_2 , μ , входящих в расчетные формулы (7) и (36), относящихся к озеру Севан в естественных условиях. В шести последних строках приведены значения величины $\mu(H, t)$, причем в качестве индексов указаны глубины в метрах. Таблица и фиг. 1 и 2 показывают, что μ имеет явно выраженный годовой ход и достаточно изменяется по H

Таблица 1

Годовой ход исходных величин													
м-цы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
исл.													
E	61	47	37	21	19	46	77	97	106	103	85	66	765
T_{03}	2.6	1.6	1.5	3.4	7.3	13.1	17.0	18.1	16.9	13.4	10.1	5.7	9.2
v_z	3.9	4.0	3.7	3.3	2.9	3.0	3.4	3.3	3.3	3.3	3.6	3.9	3.5
ΔT_0	5.1	4.0	2.9	0	0	0.5	1.0	1.7	3.1	3.8	5.5	6.0	2.8
Δc	3.7	3.2	2.5	1.5	1.5	3.7	5.5	7.1	8.0	7.5	5.9	4.2	4.6
c_1	0.68	0.76	0.80	1.0	1.03	0.94	0.91	0.84	0.73	0.68	0.62	0.64	0.80
c_2	1.35	1.29	1.25	1.14	1.15	1.23	1.21	1.27	1.33	1.40	1.36	1.32	1.27
μ_{10}	1.08	1.12	1.06	0.98	0.92	0.93	0.95	0.96	0.98	1.0	1.02	1.04	1.0
μ_{30}	1.05	1.08	1.03	0.91	0.76	0.70	0.76	0.83	0.90	0.94	0.97	1.01	0.91
μ_{46}	1.04	1.06	1.01	0.88	0.71	0.66	0.67	0.74	0.81	0.87	0.92	0.99	0.86
μ_{63}	1.03	1.04	1.0	0.86	0.68	0.61	0.62	0.65	0.73	0.80	0.88	0.97	0.82
μ_{75}	1.02	1.03	0.99	0.84	0.66	0.58	0.59	0.62	0.68	0.74	0.83	0.95	0.79
μ_{18}	1.01	1.02	0.98	0.83	0.63	0.55	0.55	0.58	0.63	0.69	0.78	0.92	0.76

в фиксированный месяц. При уменьшении глубины от 75 до 18 м величина μ в среднем за год увеличивается от 0.76 до 1.0.

Минимальное значение μ наступает в мае при $H=18$ м, а июне — при $H=30$ м и июле — для более глубоких вертикалей. Максимум имеет место в зимние месяцы. Важно отметить, что $d\mu/dt$ обращается в нуль в мае — июле, затем увеличивается, достигая наибольшего значения в летние месяцы. Затем $d\mu/dt = 0$ во второй раз в феврале, весной эта величина отрицательна. Для



Фиг. 1. Годовой ход величин μ и T/T_0 для разных вертикалей оз. Севан: 1—18 м; 2—30; 3—46; 4—55; 5—63 и 6—75 м.

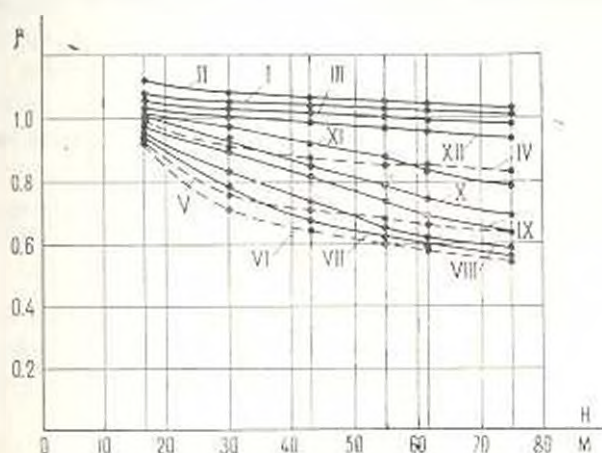
расчетов c_1 и c_2 по (8) необходимо было вычислить величину параметра турбулентности A . Для этого использована работа автора [14], согласно которой при увеличении скорости ветра от 3 до 4 м/сек величина A увеличивается от 0.52 до 0.58. Для этих значений μ можно в среднем положить $A = 0.55$. В случае, когда $A = 0$, т. е. когда не учитывается температурная неоднородность, получаем $c_1 = c_2 = 1$ [7, 13]. Соотношения

(8) и табл. 1 показывают, что в действительности c_1 и c_2 отличаются от единицы, причем $c_1 = 1$ при $\Delta T_0 = 0$ (апрель) и $c_1 = 1.04$ при $\Delta T_0 < 0$ (май), во все остальные месяцы $c_1 < 1$. Это означает, что во всех случаях, когда приподный слой атмосферы стратифицирован неустойчиво, учет стратификации приводит к уменьшению роли изменений ветра и изменениях испарения, причем если изменения скорости ветра в изменениях испарения без учета стратификации определяются коэффициентом $c_1 = 1$, то учет стратификации приводит к $c_1 \neq 1$, причем в

среднем за год это отличие составляет 20% , т. е. $c_1 = 0.80$. Минимальное значение $c_1 = 0.63-0.65$ имеет место зимой.

По этой причине учет стратификации приводит к уменьшению приращения испарения при одном и том же ev .

Иное влияние оказывает учет стратификации на c_2 . Здесь $c_2 > 1$ в течение всего года, причем наибольшее значение имеет место в кон-



Фиг. 2. Зависимость $c_1 = c_1(H)$ в различные месяцы.

це лета и начале осени, наименьшее — весной. В среднем за год $c_2 = 1.23$ и неучет стратификации приводит к приуменьшению роли изменений температуры на изменения испарения. Таким образом, анализ показывает, что условия турбулентного обмена должны быть учтены, тем более, что уменьшение глубины по-разному влияет на изменения температуры поверхности воды в течение года. Этого не было сделано в [7], где просто было принято $c_1 = c_2 = 1$.

Расчетное соотношение (7) можно представить в следующем удобном для анализа виде:

$$\frac{\delta E}{E} = c_0 \delta D + c_1 \delta v + c_2 \delta (T_0 - T_w) \quad (38)$$

$$c_0 = 1/\Delta e, \quad c_1 = c_1/v, \quad c_2 = c_2 b_1/\Delta e \quad (39)$$

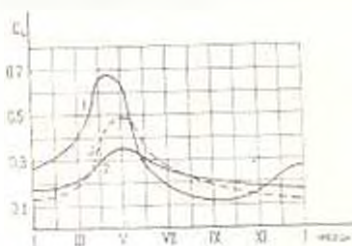
Значения этих коэффициентов c_i приведены ниже в табл. 2 и представлены на фиг. 3.

Таблица 2

Годовой ход коэффициентов c_i

м-цы век	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
c_1	0.27	0.32	0.40	0.67	0.65	0.28	0.18	0.14	0.12	0.13	0.15	0.24	0.29
c_1/v	0.17	0.18	0.21	0.30	0.36	0.31	0.27	0.25	0.22	0.20	0.17	0.16	0.23
c_2	0.12	0.14	0.18	0.39	0.51	0.32	0.26	0.22	0.18	0.15	0.13	0.12	0.23

Так как все коэффициенты c_i положительны, то каждый из них соответственно и точности равен относительному изменению испарения, в случаях: 1) $\delta D = 1$ мб, $\delta v = \delta \Delta T_a = 0$; 2) $\delta v = 1$ м/сек, $\delta D = \delta \Delta T_a = 0$; 3) $\delta \Delta T_a = 1^\circ \text{C}$, $\delta D = \delta v = 0$, т. е. в среднем за год при увеличении дефицита влажности воздуха на 1 мб и неизменных v и ΔT_a испарение увеличится на 29%, во втором и третьем случаях — на 23%.



Фиг. 3. Годовой ход коэффициентов: 1 — c_0 ; 2 — c_1 ; 3 — c_2 .

Данные таблиц и графиков достаточны для всех расчетов. Так как последние должны быть произведены для будущего уровня озера на 20 м ниже естественного, то укажем, что при спуске уровня озера на 20 м площадь его зеркала сократится лишь на 13.4% (190 км²) и станет равной 1226 км². Из вековых запасов вод озера будет сработано 26.5 млрд. м³, т. е. почти 46%. Средняя глубина М. Севана уменьшится с 50.9 до 38.5 м, Б. Севана — с 37.7 до 21.6 м, всего озера — с 41.3 до 26 м.

При этом больших изменений в ветровом режиме озера не произойдет. Расширение прибрежной ровной полосы приведет к некоторому росту скорости ветра, а понижение по вертикали подного зеркала приведет к небольшому дополнительному расширению струи, за счет чего скорость несколько уменьшится.

Незначительны будут также изменения элементов местной циркуляции, которая и без того в бассейне озера слабо развита, за исключением некоторых периодов. Все это приводит к выводу, что рост скорости ветра в течение года не будет меняться, а величина этого роста будет незначительной (порядка нескольких процентов от величины самой скорости), не выходящей за пределы точности измерения и определения величины скорости ветра над озером. Но отметим, что даже небольшое увеличение скорости ветра должно быть учтено, так как величина испарения прямо пропорциональна скорости ветра.

Малы будут, по-видимому, изменения дефицита влажности воздуха над озером (δD). Сравнение годового хода величины D за 1927—1934 гг. и 1957—1964 гг. показывает, что дефицит влажности в зимние месяцы несколько уменьшился (0.1—0.3 мб), а летом — несколько увеличился. Табл. 2 показывает, что $c_0 > c_1$, поэтому два первых фактора формулы (38) в значительной степени компенсируют друг друга в холодную часть года и суммируются в остальное время. Это приводит к тому, что испарение летом увеличивается больше, чем зимой уменьшается. Более существенным оказывается изменение температурного режима. Для расчетов последнего мы воспользовались данными табл. 1 и 2, фиг. 1 и 2 и результатами работ [7, 13]. Интегралы (36) вычислены численным методом. Результаты расчетов сведены в табл. 3.

Таблица 3

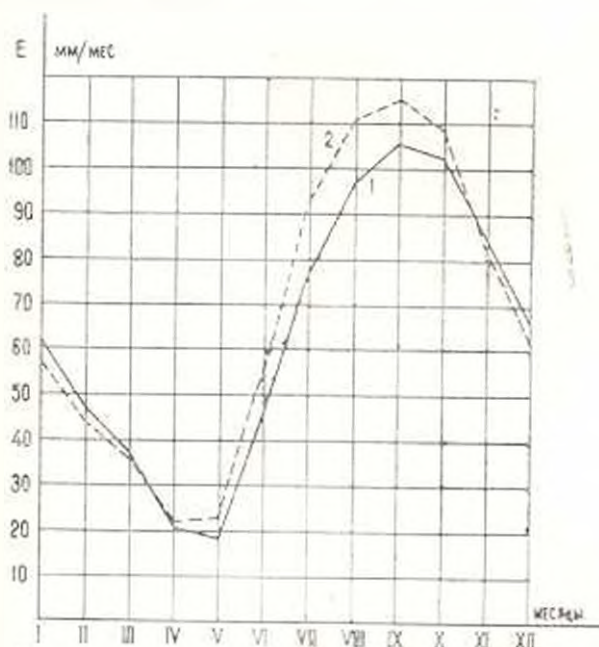
Прогноз испарения с поверхности озера Сенан при спуске его уровня на 20 м

вкл. \	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
$c_0 \Delta D$	-0,05	0,06	-0,04	0,03	0	0,03	0,02	0,02	0	0	-0,02	0,04	-0,02
$c_1 \Delta t$	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
T_0	2,0	1,1	1,3	3,5	7,5	13,5	17,6	18,6	17,2	13,6	9,8	5,1	9,3
ΔT_0	4,8	3,7	2,7	0,1	0	0,8	1,5	2,1	3,4	4,0	5,3	5,6	2,84
ΔT_0	-0,4	-0,3	0,1	0,1	0,2	0,3	0,5	0,4	0,3	0,2	-0,2	-0,4	0,06
$c_0 \Delta T_0$	-0,05	-0,04	-0,02	0,04	0,10	0,10	0,13	0,09	0,05	0,03	-0,03	-0,05	0,03
$\Delta E E$	-0,06	-0,07	-0,02	0,06	0,15	0,17	0,20	0,15	0,09	0,06	-0,04	-0,05	0,06
$E \frac{\Delta E}{E}$	57	44	37	22	24	56	93	112	116	109	82	63	815

В последней строке приведена величина испарения (E') в новых условиях. Для расчетов использована формула (38) и значение испарения в естественных условиях (E), приведенное в табл. 1, причем

$$E' = E + \Delta E = E \left(1 + \frac{\Delta E}{E} \right) \quad (40)$$

Результаты расчета испарения для сравнения представлены на фиг. 4, где пунктиром показан годовой ход испарения в новых условиях. График хорошо иллюстрирует особенности тех изменений, анализ которых был приведен выше.



Фиг. 4. Годовой ход испарения: 1 — естественных условиях; 2 — при спуске уровня озера на 20 м

Рассмотрим теперь очень кратко остальные составляющие водного баланса озера [7], уравнение которого напишем в следующем виде:

$$h_a = h_{\text{пр}} - h_p \quad (41)$$

$$h_{\text{пр}} = Q' + r', \quad h_p = E' + q' \quad (42)$$

Здесь Q' и r' — приток воды в озеро и осадки на его зеркало в новых условиях; E' и q' — испарение с поверхности озера и подземный отток в тех же условиях; h_a — активная отдача озера, определение которой являлось нашей целью. Все величины имеют одну и ту же размерность — или млн. м³ в месяц или мм/мес слоя на зеркало.

Величина стока с бывшей водосборной площади не изменится, может быть произойдет перераспределение между его поверхностными и подземными составляющими. Сток с вышедшей из-под вод озера территории можно рассчитать [7, 23 и др.], исходя из годового количества осадков прибрежной части, величина которых не превышает 390 мм/год. Осадки теплой части года почти целиком испаряются [7, 13, 17, 18], остальные осадки порядка 70 мм почти полностью попадают в озеро. С территории 190 км² это составит примерно 15 млн. м³/год. Такой же результат получается в результате расчета по другим методам.

Вопрос изменения осадков рассмотрен в ряде работ [4, 5, 7 и др.]. Однако, новые дополнительные данные настоятельно требуют пересмотреть результаты работы [7] по определению осадков, так как за последние годы проведены большие работы в ГГО и ГГИ, которые показывают, что жидкие осадки недоулавливаются сетевым прибором и величина поправки изменяется от 5 до 15% в зависимости от скорости ветра и других факторов. Исходя из этого, величина осадков на акваторию озера теперь нами уточнена и принята равной 370 мм/год вместо 340, принятой в [7]. Годовой ход при этом оставлен почти без изменений.

С учетом всего этого можно теперь составить будущий водный баланс озера Севан по месяцам. (В работе [7] даны лишь годовые величины составляющих баланса).

Табл. 4 показывает, что активная отдача озера (h_a) составит 150 мм/год или округленно 180 млн. м³ в год. На фиг. 5 представлен годовой ход прихода (1) и расхода (2) водного баланса озера в мм слоя на его зеркало в новых условиях.

Активная отдача озера заштрихована. Таким образом, активная отдача озера поверхностным путем в новых условиях более, чем в три раза превышает его активную отдачу в естественных условиях (50–60 млн. м³ в год).

В среднем ежегодно можно будет из озера выпустить 180 млн. м³ воды при новом неизменном его уровне.

Эта величина из года в год будет меняться, причем в отдельные маловодные годы активная отдача озера будет отрицательной ве-

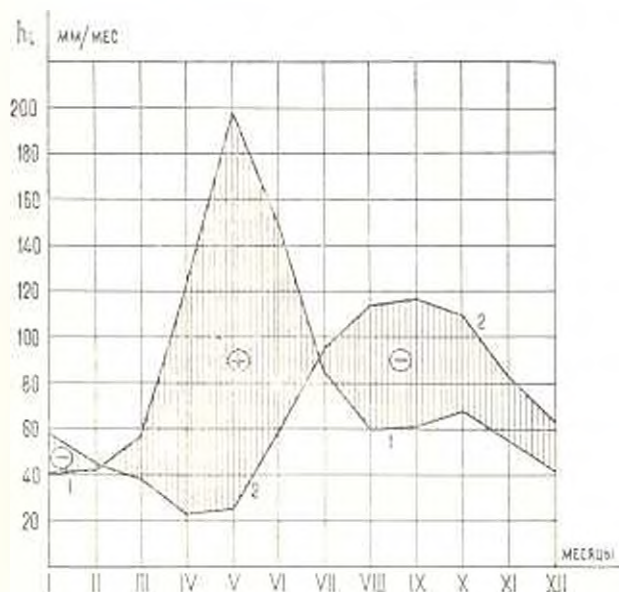
Таблица 4

Водный баланс озера Севан при спуске его уровня на 20 м ($F=1226 \text{ км}^3$)

м-цы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
век.													
В миллионах кубических метров													
Q'	15	15	27	43	73	71	48	37	38	42	29	15	453
h_{np}	35	37	43	108	169	111	55	37	37	40	38	37	747
E'	50	52	70	151	242	182	103	74	75	82	67	52	1200
q'	70	54	45	27	29	69	114	138	142	134	101	77	1000
h_p	1	1	1	1	2	3	2	2	2	1	1	1	18
h_d	71	55	46	28	31	72	116	140	144	135	102	78	1018
h_a	-21	-3	24	123	211	110	-13	-66	-69	-53	-35	-26	182

В миллиметрах слоя на зеркало озера

r'	12	12	22	35	60	58	39	30	31	35	24	12	370
Q'	29	30	35	88	138	91	45	30	30	33	31	30	610
h_{np}	41	42	57	123	198	149	84	60	61	68	55	42	980
E'	57	44	37	22	24	56	93	112	116	109	82	63	815
q'	1	1	1	1	1	2	2	2	1	1	1	1	15
h_p	58	45	38	23	25	58	95	114	117	110	83	64	830
h_d	-17	-3	19	100	173	91	-11	-54	-56	-42	-28	-22	150



Фиг. 5. Годовой ход приходной (1) и расходной (2) частей водного баланса озера Севан при спуске его уровня на 20 м. Заштрихована активная отдача озера.

личной, попуски из озера будут прекращены и произойдет некоторое падение его уровня.

Если предположить, что в исключительно многоводный год произойдет совпадение наибольшего прихода водного баланса с наименьшим расходом, то, как показывают расчеты [7], уровень озера поднимется на 71 см. В год обратного неблагоприятного сочетания наименьшего прихода с наибольшим расходом произойдет падение уровня озера на 57 см. Это означает, что активная отдача озера будет меняться от -400 до $+800$ млн. м³ в год.

По данным наблюдений за последнее десятилетие (1956—1965 гг.) в 1963 многоводном году активная отдача озера составила 700 млн. м³, а в сравнительно маловодном 1961 году—300 млн. м³.

К концу 1965 г. понижение уровня озера составило 16.8 м.

Поэтому можно сделать некоторые сравнения. По данным за 39 лет (1927—1965 гг.) имеем следующую картину.

За 1927—1941 гг. (15 лет) спуск озера составил всего 110 см, активная отдача равнялась 77 млн. м³/год. За 1927—1958 гг. соответственно имеем 12.1 м и 128 млн. м³/год. За все 39 лет—16.8 и 150 млн. м³/год. За 25 лет существенных попусков (1941—1965 гг.), когда уровень озера понизился на 16.34 м, активная отдача уже составила в среднем 170 млн. м³/год. За последнее десятилетие эта величина несколько больше определенной нами нормы (180), так как 1960, 1964 и 1965 гг. оказались сравнительно многоводными, 1963 г.—выдающимся многоводным, а сравнительно маловодным был лишь 1961 г. Кроме того, в связи с большим понижением уровня озера в 1961 и 1962 гг. (2.37 м за два года), имел место некоторый дополнительный приток подземных вод за счет их статических запасов.

Важно отметить, что следует постоянно думать о пополнении водных ресурсов оз. Сенан, так как оно имеет огромное народно-хозяйственное значение для нашей республики, и не только для нашей.

Для этого в ближайшем будущем следует направить в озеро, кроме вод реки Арпы, воды других рек, и в первую очередь реки Гетик. Далее, следует развивать химико-поверхностно-активные вещества и применить их для сокращения огромных непроизводительных потерь воды на испарение. Большое значение имеет также изучение подных ресурсов облаков в бассейне озера и т. д.

Сделаем одно замечание.

Рассмотрим вопрос о теплоаккумуляции в озере в новых условиях. Согласно определению, имеем

$$B' = c_p \frac{\partial}{\partial t} \int_0^H T(x, z, t) dz = c_p \frac{\partial}{\partial t} (KH T_0) \quad (43)$$

Так как согласно решению (36) или уравнению (34)

$$H \frac{\partial T_0}{\partial H} = F - \int T_0 \quad (44)$$

то легко получим

$$B' = c_p \frac{\partial H}{\partial t} \left[\bar{F} + T_0 \left(1 - H \frac{\partial \bar{F}}{\partial H} - \bar{F} \right) \right] \quad (45)$$

Подставляя сюда значения $\bar{F}$, T_0 из (35) и (46), получим окончательно

$$B' = B + c_p [\bar{w} (T_0 - T_H) + T_H H' - H (\bar{z} - \bar{w})] \quad (46)$$

Здесь B — значение B' в естественных условиях.

Анализ (46) показывает, что накопление тепла в новых условиях будет меняться. Вода озера будет быстрее нагреваться и интенсивнее охлаждаться, озеро, почти неизмерзающее в естественных условиях, станет часто замерзающим в новых условиях.

Особенно это будет иметь место в переходный период, когда попуски летом большие и из озера выпускаются поверхностные сравнительно теплые воды. После установления нового стабильного уровня озера повторяемость явления ледостава несколько уменьшится.

В заключение приведем сравнительные данные водных балансов, составленных для уровня озера на 20 м ниже естественного.

Средний многолетний водный баланс озера Севан при спуске его уровня на 20 м

Таблица 5

Авторы	Приход				Расход			Размерность
	приток	осадки	итого	испарение	подземный сток	поверхностный сток	итого	
В. К. Давыдов	782	479	1261	1067	194	1261	1261	млн. м ³ в год
[7]	737	417	1154	956	18	170	1154	"
Настоящая работа	747	453	1200	1000	18	182	1200	"

На основании анализа полученных результатов можно сделать следующие выводы.

Приближенное решение (33), использованное в [7], приводит к переоценке роли ветра и недооценке роли турбулентного обмена, поскольку было принято $c_1 = c_2 = 1$. В самом деле имеем $c_1 = 0.62$ в ноябре и 1.0 — в апреле-мае, в среднем за год $c_1 = 0.80$; $c_2 > 1$ в течение всего года, в среднем за год $c_2 = 1.27$ (см. табл. 1).

Впервые предложена схема прогноза изменений температуры поверхности воды в зависимости от изменения глубины в явном виде.

Это решение имеет вид (36), причем здесь учтено влияние ряда факторов, отброшенных при приближенном решении (33).

Предложено наиболее полное прогностическое уравнение для предопределения температуры поверхности воды. Если решение для последнего слагаемого правой части этого уравнения значительно уточнено, для первых двух слагаемых, учитывающих относительное изменение ветра и дефицита влажности воздуха, решение построено приближенно, причем табл. 3 показывает, что испарение в целом уве-

լիցիվաբանվում է 6—7⁰, և նրանցից մեծագույնը պատկանում է 4⁰ և 5⁰ ընդհանուր քանակությանը, որոնք հանդիպում են միայն 1958 թվականին, իսկ 1959 թվականին դրանք չեն հանդիպում։

Վնասի տեմպերատուրայի փոփոխությունը նաև ունի իր օրինական շրջանը (մոտ 10⁰), որի փոփոխությունը կապված է ջրի մակերևույթի շարժման հետ։ Վնասի տեմպերատուրայի փոփոխությունը կապված է ջրի մակերևույթի շարժման հետ։ Վնասի տեմպերատուրայի փոփոխությունը կապված է ջրի մակերևույթի շարժման հետ։

Նշենք, որ Վնասի տեմպերատուրայի փոփոխությունը կապված է ջրի մակերևույթի շարժման հետ։ Վնասի տեմպերատուրայի փոփոխությունը կապված է ջրի մակերևույթի շարժման հետ։ Վնասի տեմպերատուրայի փոփոխությունը կապված է ջրի մակերևույթի շարժման հետ։

Վնասի տեմպերատուրայի փոփոխությունը կապված է ջրի մակերևույթի շարժման հետ։ Վնասի տեմպերատուրայի փոփոխությունը կապված է ջրի մակերևույթի շարժման հետ։

Հանձնարարություն
հիդրոմետեորոլոգիական ինստիտուտ

Ստացվել է 30 XII 1966

Ա. Մ. ՄԽԻՏԱՐՅԱՆ

ՍԵՐՈՒՆԻ ԼՃԻ ԱՊԱՐԻՆ ԶԱՆԴԱՆԻՄԻՆԻ ԵՎ ՆՐԱ ՋՐԻՆԻ ԱՆՏՐՈՒ ԱՎԵՐՏԱՆԻ ՓՈՓՈԽՈՒՄՆԵՐԸ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Նոգվածում բերվում է Սեանա լճի ջրի զոլորչիացման կառուցվածքի նրա ապագա ապագաների համար, որը լճի մակերևույթը բնականի հետ համեմատած կիցնի 20 մետրով և այլևս չի փոփոխվում։

Շրջանի ընդունելով զոլորչիացման հաշվման տարրերը կառուցվածքի նրա ապագա ապագաների համար, որը լճի մակերևույթը բնականի հետ համեմատած կիցնի 20 մետրով և այլևս չի փոփոխվում։ Շրջանի ընդունելով զոլորչիացման հաշվման տարրերը կառուցվածքի նրա ապագա ապագաների համար, որը լճի մակերևույթը բնականի հետ համեմատած կիցնի 20 մետրով և այլևս չի փոփոխվում։ Շրջանի ընդունելով զոլորչիացման հաշվման տարրերը կառուցվածքի նրա ապագա ապագաների համար, որը լճի մակերևույթը բնականի հետ համեմատած կիցնի 20 մետրով և այլևս չի փոփոխվում։

տեղ համապատասխան տողերում տրված է նրա ջրային պաշարների ակտիվ ավելցուկի հաճախությունը, որի միջին բաղադրյալ մեծությունը կազմում է 150 մմ. կամ 180 միլ խոր. մետր:

Այդ արդյունքները ներկայացված են դժ. 5-ի վրա: Վերջում ցույց է տրված, որ շերտակուտակումը կկրի յուրյ փոփոխություններ, բնական պայմաններում համարյա չստաշող լիճը համախառն կսառչի:

A. M. MKHITARIAN

THE FUTURE WATER BALANCE OF LAKE SEVAN AND THE CHANGE OF ITS ACTIVE USE

S u m m a r y

The present paper considers the calculation of future evaporation of lake Sevan when the level of the lake will decrease 20 meters compared with the natural level.

The turbulent diffusion method is the basis of this investigation.

Numerical calculations show that the water resource for active use will be 150—180 million cubic meters.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Браславский А. П., Вихулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоиздат, Л., 1954.
2. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеоиздат, Л., 1956 и сб. Тепловой и водный режим земной поверхности. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
3. Будыко М. И. Некоторые пути воздействия на климат. Метеорология и гидрология, № 2, 1962.
4. Давыдов В. К. Водный баланс озера Севан. Гимиз, А., 1938.
5. Зубян Г. Д., Полюсов Х. П. Влияние оз. Севан на количество осадков, выпадающих в его бассейне. Труды ВЭНИ АН АрмССР, вып. 1, Ереван, 1950.
6. Лайхтман Д. А. Физика пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
7. Мхитарян А. М. Испарение с поверхности оз. Севан. «Результаты комплексных исследований по севанской проблеме», т. 1. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1961.
8. Мхитарян А. М., Дагестанян М. Г. О температуре водоемов. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат. наук, 16, № 1, 1963.
9. Мхитарян А. М. Определение коэффициента турбулентного обмена по его водному и тепловому балансам. Изв. АН АрмССР, сер. техн. наук, 16, № 4, 1963.
10. Мхитарян А. М. Суточный и годовой ход температуры подстилкиней поверхности. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат. наук, 16, № 2, 1963.
11. Мхитарян А. М. О теплообмене и водоемах. Докл. АН АрмССР, т. 38, № 4, 1963.
12. Мхитарян А. М. Определение испарения с поверхности озера Севан методом теплового баланса. Докл. АН АрмССР, т. 36, № 5, 1963.
13. Мхитарян А. М. Водный и тепловой балансы водоемов и некоторые вопросы гидродинамики пограничного слоя атмосферы. Автореферат докт. диссертации, Л., 1962.

14. Мхитарян А. М. К вопросу о влиянии устойчивости стратификации на турбулентный обмен в приземном слое атмосферы. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат. наук, т. 18, № 2, 1965.
15. Мхитарян А. М., Дигестинян М. Г., Зорян Э. А., Петросян Н. А. Экспериментальные исследования трансформации излучательного потока над горным подомом. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат. наук, т. 18, № 4, 1965.
16. Мхитарян А. М., Пихчанян Г. Г., Лазарян А. Г. Об эффективности модели слоено-депрессорной инверсии. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат. наук, т. 18, № 6, 1965.
17. Пихчанян Г. Г. Испаряемость и ее изменение с высотой местности. Докл. АН АрмССР, т. 38, № 1, 1964.
18. Тимофеев М. П. Метеорологический режим озера Севан. Гидрометеонадат, А., 1960.
19. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеонадат, А., 1963.
20. Чдогва А. П. К исследованию подных ресурсов областей теплого полугодия в бассейне озера Севан. Труды ГГО, вып. 104, 1960.