

МЕТЕОРОЛОГИЯ

Г. Т. Никогосян

О закономерностях изменения составляющих
 теплового баланса малых водоемов с высотой местности

(Представлено академиком АН Армянской ССР И. В. Егиазаровым 26/VI 1967)

Изучению теплового баланса и определению его составляющих посвящены многочисленные исследования (¹⁻⁸). Имеются карты этих составляющих для земной поверхности. Нужно отметить, что данных наблюдений по составляющим теплового баланса для горных районов, особенно для водоемов, имеется в очень ограниченном количестве. Кроме того, в связи со сложностью горного рельефа, методика определения составляющих теплового баланса не может быть принята для всех горных районов. По этой причине на мировых картах горные районы отмечены в виде белых пятен.

Как известно, составляющие теплового баланса закономерно изменяются по географической широте. В горных условиях эти изменения происходят как по широте, так и по высоте местности, но по высоте это изменение намного интенсивнее. Для небольших горных территорий, как, например, Армянская ССР, изменениями составляющих теплового баланса по широте практически можно пренебречь. Здесь основную роль играет высота местности.

При изучении теплового баланса малых водоемов необходимо также изучить метеорологический режим и измерять отдельные составляющие теплового баланса окружающей водоем суши, так как тепловой баланс малых водоемов определяется не только характеристиками самого водоема, но и окружающей территории.

Уравнение теплового баланса для деятельного слоя воды можно представить в виде:

$$R = LE + P + B + B_r, \quad (1)$$

где R — радиационный баланс водной поверхности; LE и P — затраты тепла на испарение и теплообмен водной поверхности с атмосферой; B — изменение теплосодержания воды; B_r — теплообмен водной массы с ложем водоема.

Радиационный баланс можно определить по формуле (⁹)

$$R = Q(1 - A_0) - I_0(1 - cn^m) - 4f\sigma T^3(T_0 - T_2). \quad (2)$$

Здесь Q — суммарная радиация; A_0 — альбедо водной поверхности; I_0 — эффективное излучение при безоблачном небе; c — некоторый

коэффициент; n — облачность в долях единицы; f — относительная излучательная способность поверхности; σ — постоянная Стефана-Больцмана; $\bar{T}$ — некоторая средняя температура по абсолютной шкале; T_0 — температура поверхности воды; T_2 — температура воздуха на высоте 2 м.

Существуют и другие методы определения R , на которых здесь останавливаться не будем, так как нас интересует изменение R с высотой. Для этой цели удобно использовать формулу (2). Для определения элементов, входящих в (2), использованы материалы многолетних наблюдений на метеорологических станциях Ереван-агро, Ленинакан, Севан-озерная ГМО, Мартуни и Кочбек.

Значение альбедо водной поверхности для безледоставного периода принято равным 0,1 (^{4, 7, 8}), а в ледоставный период — от 0,4 до 0,85.

Обработка материалов наблюдений указанных выше станций показала, что значение коэффициента c в условиях Армянской ССР несколько больше табличного — 0,68 (⁶) и возрастает с высотой местности. В частности для Араратской равнины $c = 0,76$ и, с увеличением высоты местности на 1 км, возрастает примерно на 0,04.

Э. М. Шихлинским (⁹) и другими авторами установлено, что в горных условиях Армянской ССР и Азербайджанской ССР значение $m = 1,3 \div 1,5$.

Значения I_0 взяты из таблицы по температуре и влажности воздуха (⁶). Результаты расчетов сведены в табл. 1.

Таблица 1

Составляющие радиационного баланса, ккал/см² год

Наименование станции	Высота, км	Q	$Q(1 - A_0)$	$I_0 (1 - cn^m)$	$4f\sigma\bar{T}^3 (T_0 - T_2)$	R
Ереван-агро	0,94	142,2	124,5	45,0	5,0	74,5
Ленинакан	1,52	137,8	118,5	40,0	7,0	71,5
Севан-ГМО	1,92	145,4	117,6	41,0	7,6	69,0
Мартуни	1,94	149,2	120,0	44,1	7,9	68,0
Кочбек	2,4	152,4	110,0	39,5	6,5	64,0

Таблица показывает, что суммарная радиация с высотой местности увеличивается. Это, по-видимому, связано с увеличением прозрачности атмосферы и пропускной способности солнечной радиации облаками.

Годовое значение альбедо с высотой местности увеличивается за счет увеличения продолжительности ледоставного периода. В теплый период года — IV — X месяцы, его можно принять постоянным и равным 0,1. Уменьшение поглощенной радиации — $Q(1 - A_0)$ объясняется увеличением альбедо с высотой местности.

Эффективное излучение при безоблачном небе — I_0 с высотой местности почти не меняется. Значение эффективного излучения за счет разности температур вода—воздух — $4f\sigma\bar{T}^3 (T_0 - T_2)$ как для всего

года, так и безледоставного периода увеличивается до высоты около 1500 м, далее уменьшается.

Наконец, табл. 1 показывает, что радиационный баланс водной поверхности с высотой местности уменьшается.

В теплый период (IV — X месяцы) $Q(1 - A_0)$ увеличивается с высотой местности, а разность $\Delta T = T_0 - T_2$ — увеличивается до высоты около 1500 м, а потом уменьшается (фиг. 1), но эти изменения происходят таким образом, что R незначительно уменьшается.

В холодный же период года обе величины уменьшаются с высотой, но так, что опять имеет место уменьшение R .

На фиг. 2 представлена зависимость R от высоты местности (H), которая хорошо описывается формулой

$$R = 10 \frac{141,2 - H^2}{75} \quad (3)$$

Затраты тепла на испарение и теплообмен с атмосферой могут быть определены по формулам

$$LE = c_1 \frac{p}{p} v_2 (e_0 - e_2) \left(1 + A \frac{\Delta t}{v_2^2} \right), \quad (4)$$

$$P = c_2 \rho v_2 (T_0 - T_2) \left(1 + A \frac{\Delta t}{v_2^2} \right). \quad (5)$$

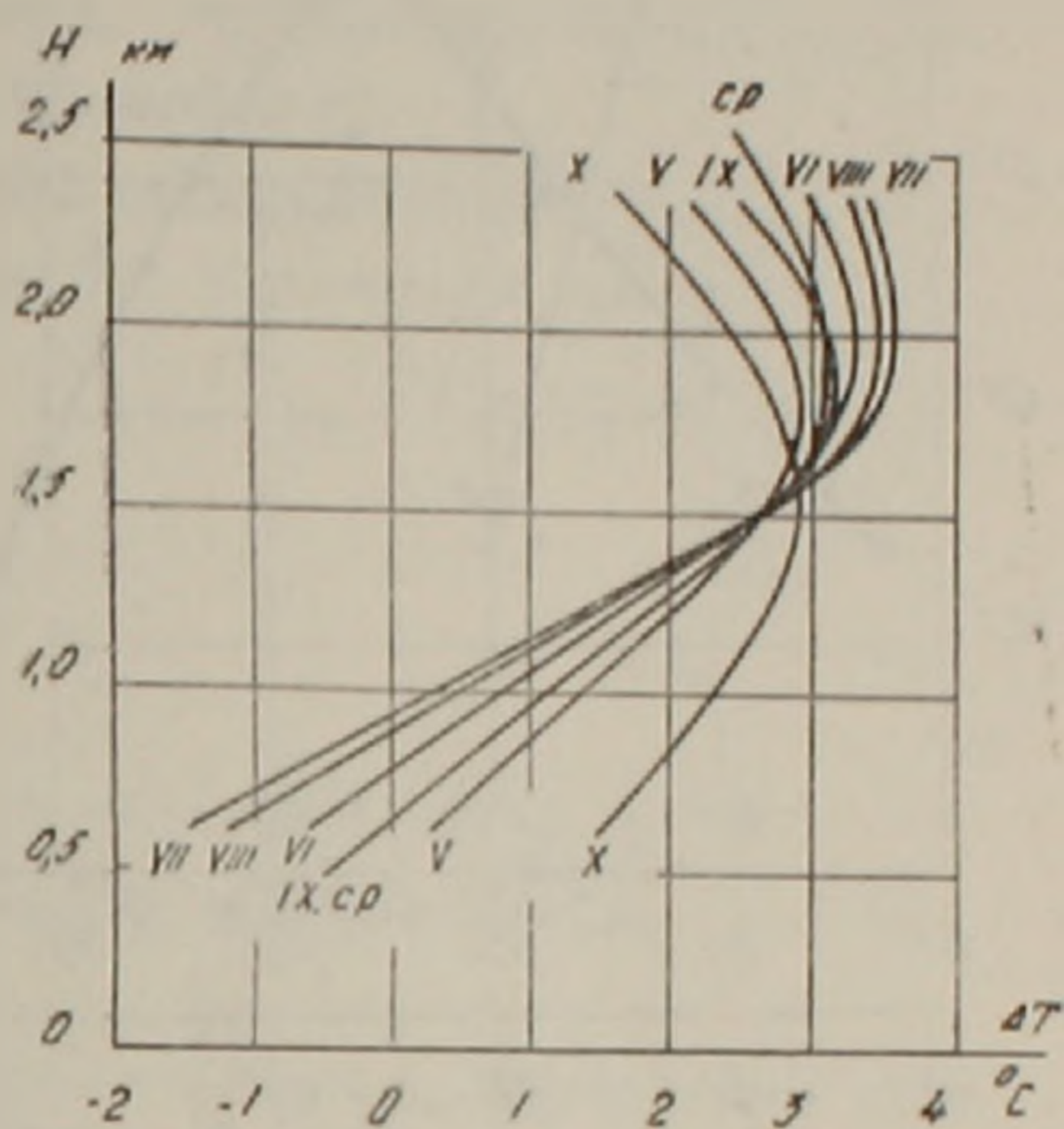
Здесь c_1, c_2 — коэффициенты; ρ, p — плотность и давление атмосферы; v_2 — скорость ветра на высоте 2 м; e_0, e_2 — максимальная упругость водяных паров, соответствующая температуре поверхности воды, и упругость водяных паров на высоте 2 м.

Расчеты показывают, что отношение ρ/p по высоте практически не меняется. Скорость ветра несколько увеличивается, а разность $\Delta e = e_0 - e_2$ за безледоставный период уменьшается, отношение $A \frac{\Delta T}{v_2^2}$ — несколько уменьшается. Как уже говорилось выше, значение $(T_0 - T_2)$ для безледоставного и годового периода увеличивается до высоты около 1500 м, а потом постепенно уменьшается. В результате интенсивность LE за безледоставный период с высотой местности уменьшается, а P — увеличивается до высоты около 1500 м, далее уменьшается.

Представляет интерес вопрос об изменении соотношения между P и LE с высотой

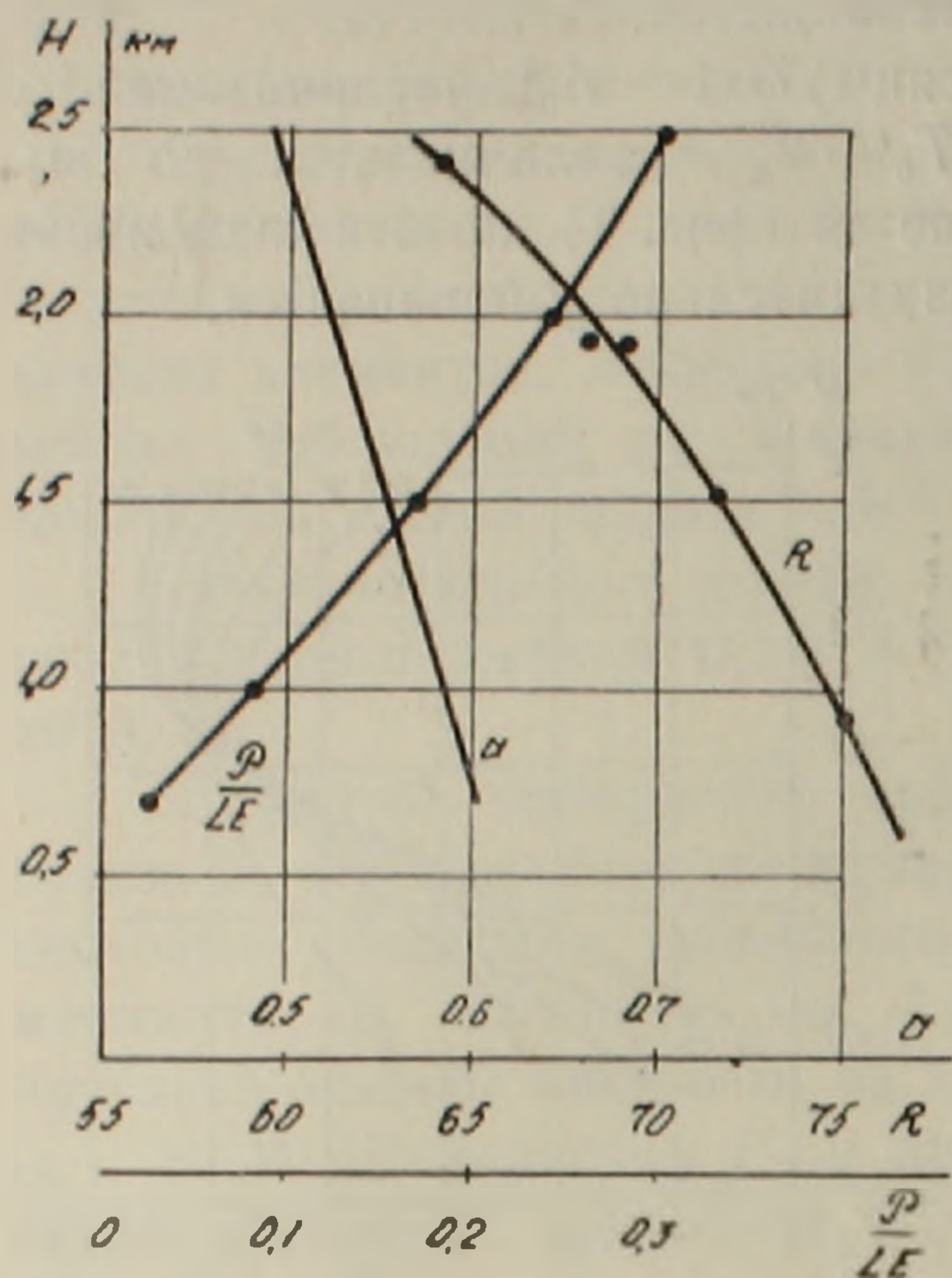
$$\frac{P}{LE} = \frac{\rho \cdot c_p}{0,622 L} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e} = a \frac{\Delta T}{\Delta e}. \quad (6)$$

Изменение величины a с высотой показано на фиг. 2.

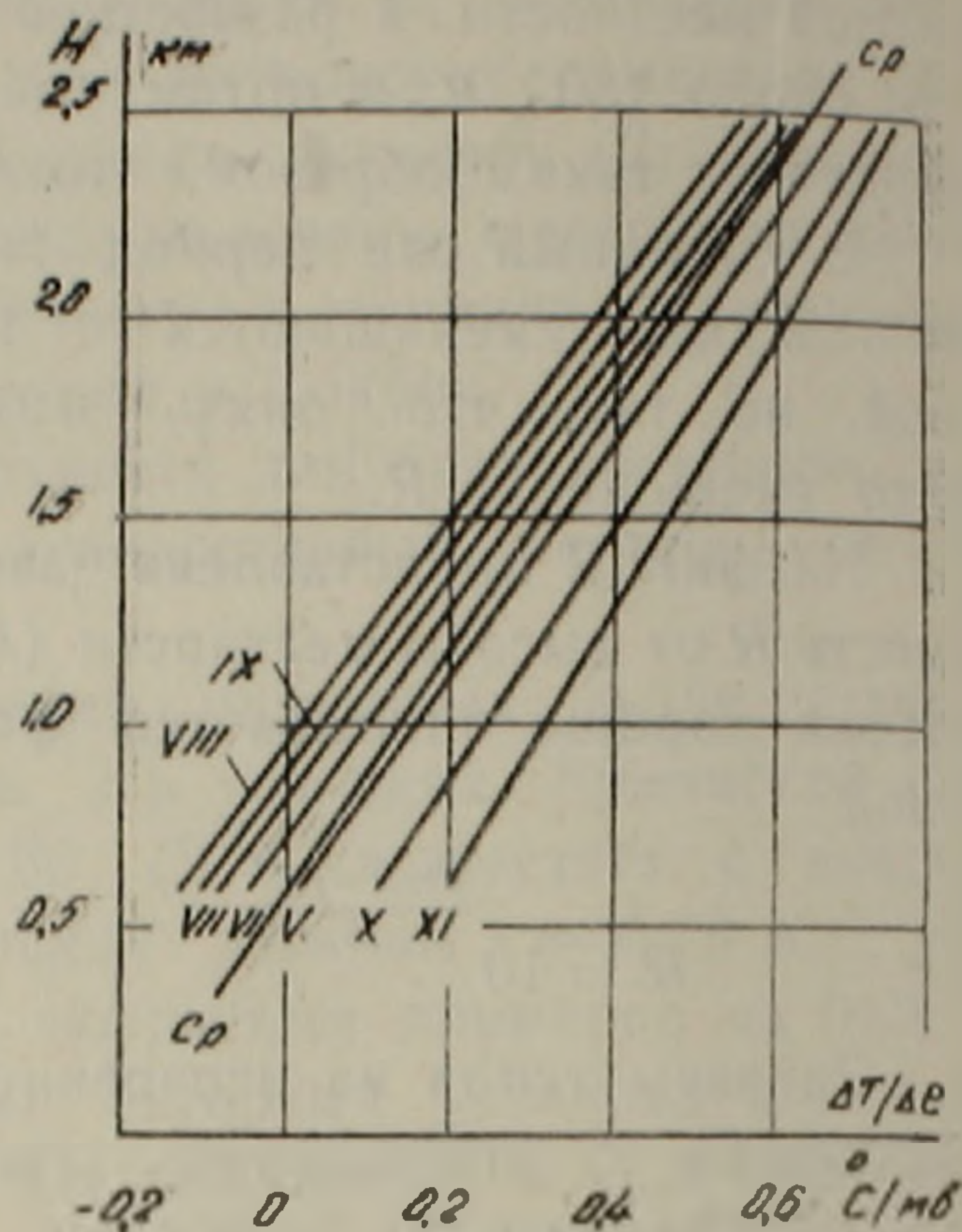


Фиг. 1. Изменение разности $\Delta T = T_0 - T_2$ с высотой местности.

Обработка материалов наблюдений на 23 испарительных станциях Армянской ССР показала, что за безледоставный период года отношение $\Delta T/\Delta e$ (фиг. 3) с высотой увеличивается.



Фиг. 2. Изменения R , P/LE и α с высотой местности.



Фиг. 3. Изменение отношения $\Delta T/\Delta e$ с высотой местности.

На фиг. 2 представлена зависимость отношения P/LE от высоты местности. Это отношение интенсивно возрастает с высотой. Так, например, если для безледоставного периода принять $B=B_r=0$, то получим, что на высоте $H=900$ м над уровнем моря, т. е. в Араратской равнине, около 95% радиационного тепла расходуется на испарение, лишь 5% — на теплообмен, в то время как на высоте 2500 м соответственно имеем 77 и 23%.

Величину B можно определить по измеренным профилям температуры воды. Если не учитывать колебания уровня, то выражение для B примет вид:

$$B = \frac{c' \rho' H_1}{\Delta \tau} (\bar{T}_k - \bar{T}_n), \quad (7)$$

где $c' \rho'$ — объемная теплоемкость воды; H_1 — глубина; $\bar{T}_k$, $\bar{T}_n$ — средняя температура всей толщи воды в конце и в начале периода $\Delta \tau$.

Годовое значение B всегда равно нулю и от высоты не зависит, так как в этот период температура воды переходит через 0°C , следовательно $\bar{T}_k = \bar{T}_n$. Для более коротких промежутков времени значение B зависит от разности $\bar{T}_k - \bar{T}_n = \Delta \bar{T}$, т. е. от амплитуды колебания температуры воды при постоянстве H_1 . Данные наблюдений по температуре воды на испарительных станциях, расположенных в разных высотных зонах Армянской ССР, показывают, что с высотой местности амплитуда колебания температуры воды и воздуха уменьшается. Так,

например, если принять $\bar{T}_n = 0$, то для ст. Мегри, расположенной на высоте 627 м над уровнем моря, $\bar{T}_k = 27^\circ\text{C}$, а для ст. Арагац в/г, расположенной на высоте 3229 м, $\bar{T}_k = 11^\circ\text{C}$. Отсюда следует, что при прочих равных условиях величина B с высотой местности уменьшается.

То же самое можно сказать в отношении B_r , но так как эта величина по сравнению с другими составляющими теплового баланса мала, то ее изменение будет ничтожно малым. Обычно при расчете составляющих теплового баланса за период, продолжительностью в один месяц, и больше, B_r всегда можно пренебречь.

Изложенное выше показывает, что все составляющие уравнения (1) в той или иной степени зависят от высоты местности, причем все составляющие с высотой уменьшаются.

Ереванское отделение ЗакНИГМИ

Հ. Թ. ՆԻՈՂՈՍԱՆ

Ըստ բաժնորժյան փոքր ջրամբարների ջերմային բալանսի բաղադրիչների փոփոխման օրինաչափությունների մասին

Հայտնի է, որ ջերմային բալանսի բաղադրիչները օրինաչափ կերպով փոփոխվում են ըստ տեղանքի աշխարհագրական լայնության: Հոռնային պայմաններում այդպիսի փոփոխություններ տեղի են ունենում ինչպես տեղանքի աշխարհագրական լայնությամբ, այնպես էլ բարձրությամբ: Պետք է նշել, որ այս դեպքում փոփոխությունները ըստ բարձրության կատարվում են անհամեմատ ավելի արագ, որի պատճառով էլ ոչ մեծ տարածություն ունեցող լեռնային երկրների համար, ինչպիսին Հայաստանն է, ջերմային բալանսի բաղադրիչների փոփոխությունը ըստ լայնության կարելի է անտեսել:

Ողբերկութարանական կայանների բազմամյա տվյալների մշակումը ցույց է տալիս, որ ջրի մակերևույթի՝ T_0 և օդի՝ T_2 ջերմաստիճանների տարբերությունը (նկ. 1), ինչպես նաև մթնոլորտի հետ ջրի մակերևույթի ջերմափոխանակման՝ P և գոլորշիացման վրա ծախսվող ջերմության՝ LE հարաբերությունը (նկ. 2) ըստ տեղանքի բարձրության աճում է, իսկ ռադիացիոն բալանսի տարեկան դոմարը՝ R (նկ. 2) և խոնավությունների տարբերությունը՝ Δe (նկ. 3), ընդհակառակը, նվազում է:

Վերջապես, հաշվումները ցույց են տալիս, որ ջերմային բալանսի բոլոր բաղադրիչները այս կամ այն չափով կախված են տեղանքի բարձրությունից, ընդ որում բոլորն էլ ըստ բարձրության նվազում են:

ЛИТЕРАТУРА — Փ Ր Ա Վ Ա Ն Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

- ¹ М. Е. Берлянд, Т. Г. Берлянд, „Известия АН СССР“, сер. геофиз., № 1, 1952
² Т. Г. Берлянд, Радиационный и тепловой баланс Европейской территории СССР, Тр. ГГО, вып. 10 (72), 1948. ³ Т. Г. Берлянд и Н. А. Ефимова, Месячные карты суммарной солнечной радиации и радиационного баланса территории Советского Союза, Тр. ГГО, вып. 50, 1955. ⁴ А. П. Браславский и З. А. Викулина, Нормы испарения с поверхности водохранилищ, Гидрометеиздат, Л., 1954. ⁵ М. И. Будыко, Т. Г. Берлянд, Л. И. Зубенок, Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса, Тр. ГГО, вып. 48 (110), 1954. ⁶ М. П. Будыко, Тепловой баланс земной поверхности, Гидрометеиздат, Л., 1956. ⁷ А. М. Мхитарян, ДАН АрмССР, т. 26, № 2, (1963). ⁸ М. П. Тимофеев, Метеорологический режим водоемов, Гидрометеиздат, Л., 1963. ⁹ Э. М. Шихлинский, Радиационный баланс Азербайджана, Тр. геогр. обществе Азербайджана, Баку, 1960.