

УДК 631.432

МЕТЕОРОЛОГИЯ

А. М. Мхитарян, А. С. Акопян

О регулировании влажности почвы

(Представлено академиком АН Армянской ССР Г. С. Давтяном 30/X 1972)

Для регулирования влажности почвы и обеспечения устойчивых и высоких урожаев необходимо разработать простой и оперативный метод, который был бы достаточно обоснован физически и позволил бы путем небольшого количества простых измерений быстро реагировать на изменения влажности почвы и произвести ее регулирование. Кроме того, в схеме такого регулирования необходимо предусмотреть параметры, измерения которых можно было бы легко автоматизировать.

Физически наиболее обоснованным является метод теплового баланса, методика климатологических расчетов составляющих которого в настоящее время хорошо разработана. Метод позволяет эффективно исследовать процессы влаго- и теплообмена в системе «почва-растение-воздух».

Поэтому методику определения влагообеспеченности растений и регулирования влажности авторы разработали, исходя из совместного решения уравнений переноса влаги и тепла и теплового баланса подстилающей поверхности.

Напишем уравнение теплового баланса естественных подстилающих поверхностей в общем случае в виде

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

Здесь R —радиационный баланс; LE —затрата тепла на испарение; P —турбулентный теплообмен с атмосферой; B —поток тепла в почву.

Когда подстилающая поверхность достаточно увлажнена, уравнение (1) принимает следующий вид:

$$LE_0 \approx R_0, \quad (2)$$

поскольку из условия достаточного увлажнения почвы следует, что $E \rightarrow E_0$, при этом $P_0 \rightarrow 0$, $B_0 \rightarrow 0$. Здесь E_0 —испаряемость.

Согласно (2) М. Е. Бudyko⁽¹⁾ была установлена испаряемость.

Однако в ряде исследований было показано, что в горных условиях

при достаточном увлажнении почвы невозможно весь радиационный баланс израсходовать на испаряемость, часть тепла неизбежно расходуется на турбулентный теплообмен с атмосферой. Связано это с рядом обстоятельств и, прежде всего, с большой суточной амплитудой температуры воздуха и ее падением с высотой местности.

Для примера по данным ряда станций был рассчитан радиационный баланс увлажненной территории (R_0). Величина испаряемости обусловлена величиной R_0 , которая меньше радиационного баланса водной поверхности, но больше радиационного баланса поверхности сухой оголенной почвы.

При расчете R_0 предполагается, что поверхность почвы достаточно увлажнена. В этом случае температура поверхности почвы и водной поверхности принимается почти одинаковой.

Величина альбедо увлажненной территории, покрытой растительностью, несколько меньше соответствующей величины альбедо сухой оголенной поверхности почвы и больше, чем альбедо водной поверхности. При расчете R_0 величина альбедо, в зависимости от почвенно-геологических и климатических условий, принята равной 0,18—0,20.

Расчеты показывают, что правильнее вместо выражения (2) для горных условий написать следующее соотношение

$$LE_0 = \beta_0 R_0, \quad (3)$$

причем β_0 проявляет изменчивость как по высоте местности, так и внутри года. Так, например, в среднем за март—октябрь имеем $\beta_0 = 1,0$ в Дебедашене (452 м над ур. м.), 0,92—в Иджеване и Ереване, агро, 0,73—в Ленинакане, 0,69—0,73—на Севане, ГМО, в Мартуни, Яныхе и Арагаце, в/г, на высоте более 3 км над уровнем моря.

На рис. 1 изображен годовой ход средней величины β_0 . Рисунок показывает, что средняя величина отношения LE_0/R_0 изменяется в сравнительно узких пределах—от 0,71 в марте до 0,91 в сентябре и в среднем за вегетационный период для всей территории республики составляет 0,80. Это говорит о том, что в горных условиях, действительно, при достаточном увлажнении почвы теплообмен с атмосферой существенно положительная величина.

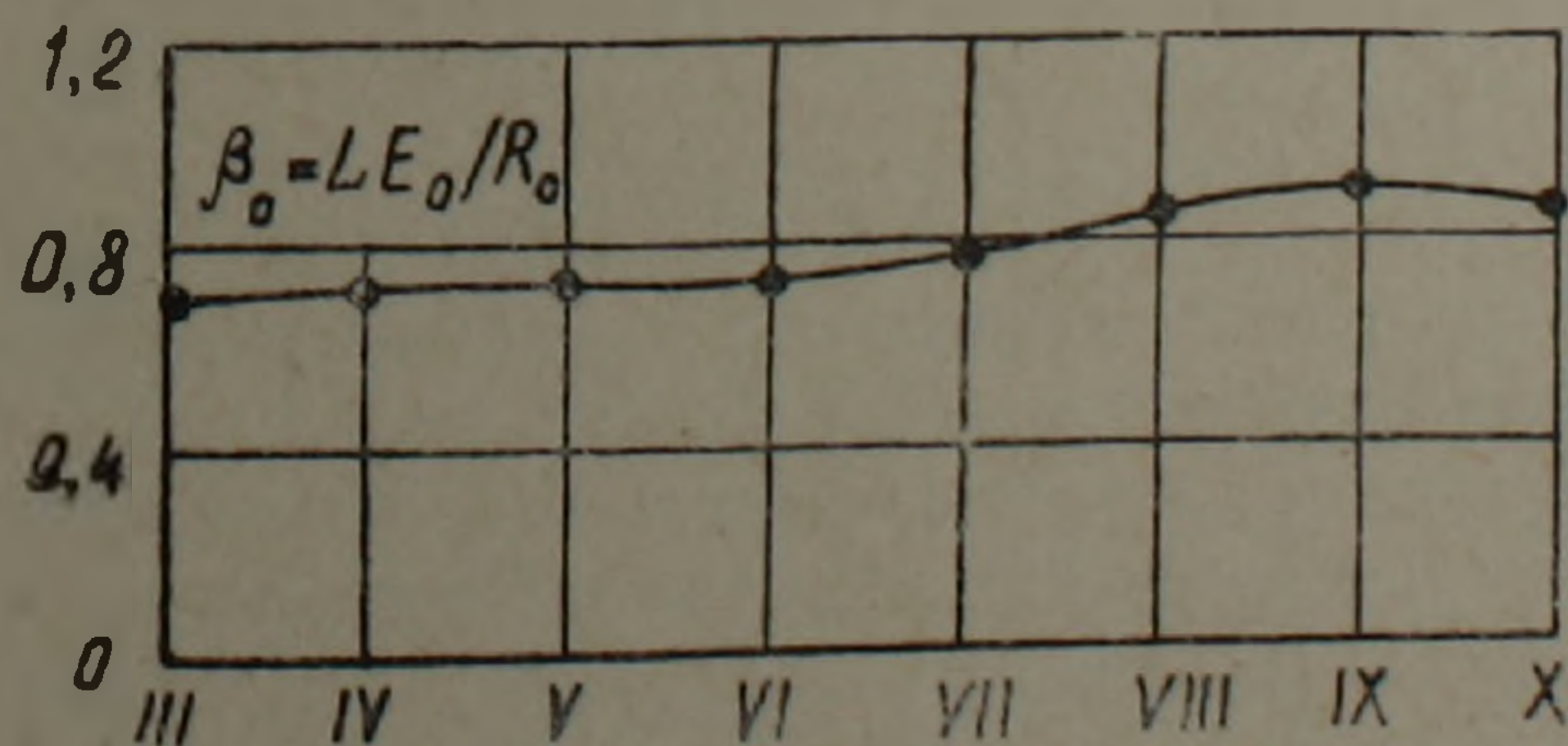


Рис. 1. Годовой ход средней величины β_0

Далее, вычитая из уравнения теплового баланса увлажненной поверхности уравнение (1), получаем

$$\Delta R = L\Delta E + \Delta P + \Delta B, \quad (4)$$

где обозначены $\Delta R = R_0 - R$, $\Delta E = E_0 - E$, $\Delta P = P_0 - P$, $\Delta B = B_0 - B$.

Опыты показывают, что теплообмен в почве как при орошении, так и без орошения мал, следовательно, их разность ΔB является малой величиной более высокого порядка. Действительно, расчеты, основанные на опытных данных, показывают, что ΔB составляет не более 1% R .

На основании этого, а также учитывая, что в равнинных условиях величины P_0 мала, в работе (2) уравнению (4) был придан вид:

$$L\Delta E = \Delta R + P. \quad (5)$$

Поскольку ΔR изменяется в пределах 10—20% от P , было найдено возможным уравнение (4) заменить приближенно следующим основным соотношением

$$L\Delta E = \beta P. \quad (6)$$

Безразмерный коэффициент β изменяется в пределах от 1,0 до 1,15—1,20 и проявляет некоторую сезонную изменчивость.

Как уже говорилось, в горных условиях уравнение (2) заменяется более точным для этих условий уравнением (3), т. е. здесь $P_0 > 0$. Поэтому в условиях горных территорий вместо (5) будем иметь

$$L\Delta E = \Delta R + P - P_0, \quad (7)$$

и поскольку в этих условиях и ΔR и P_0 положительны, а в уравнение (7) они входят с разными знаками, то имеет место известная их компенсация.

Отсюда следует, что исходное для регулирования влажности почвы уравнение (6) в горных условиях будет выполняться даже лучше, чем в равнинных. При этом следует отметить, что с высотой ΔR уменьшается, а P_0 , наоборот, увеличивается.

Подставляя значение P из уравнения

$$P = c_p \rho D (T_n - T_2), \quad (8)$$

получаем окончательно

$$L\Delta E = c_0 (T_n - T_0) = c_0 \Delta T, \quad (9)$$

где $c_0 c_p \rho D$ — проявляет некоторую изменчивость в зависимости от времени и высоты местности.

Далее построены зависимости средней месячной температуры воздуха от высоты местности для влажных и сухих районов. По этим графикам определены средние месячные температуры воздуха по высотным зонам двух выделенных районов — сравнительно сухого и сравнительно влажного.

Имея значения T_2 , легко по формуле

$$T_n - T_2 = (a_0 - 1) T_2 + b_0 \tag{10}$$

рассчитать значения ΔT по тем же зонам указанных районов, используя данные табл. 1.

Таблица 1

Значения коэффициентов формулы $T_n = a_0 T_2 + b_0$ и коэффициента корреляции (r)

Величины	Месяцы					Среднее за год
	V	VI	VII	VIII	IX	
a_0	1,22	1,21	1,10	1,12	1,02	1,13
b_0	1,60	2,60	4,60	3,40	3,50	1,20
r	0,99	0,98	0,97	0,98	0,97	0,99

На рис. 2 показана зависимость коэффициента $c_0(H, t)$ от высоты местности (H) для тех же относительно влажных и относительно сухих районов, для месяцев май—сентябрь.

И, наконец, на рис. 3 изображена зависимость средних месячных затрат тепла на дефицит испарения от среднего месячного вертикального градиента температуры для тех же относительно влажных и относительно сухих районов за март-октябрь.

Как показывает рис. 2, коэффициент c_0 формулы (9) имеет выраженный сезонный ход для всех высотных поясов обоих районов и

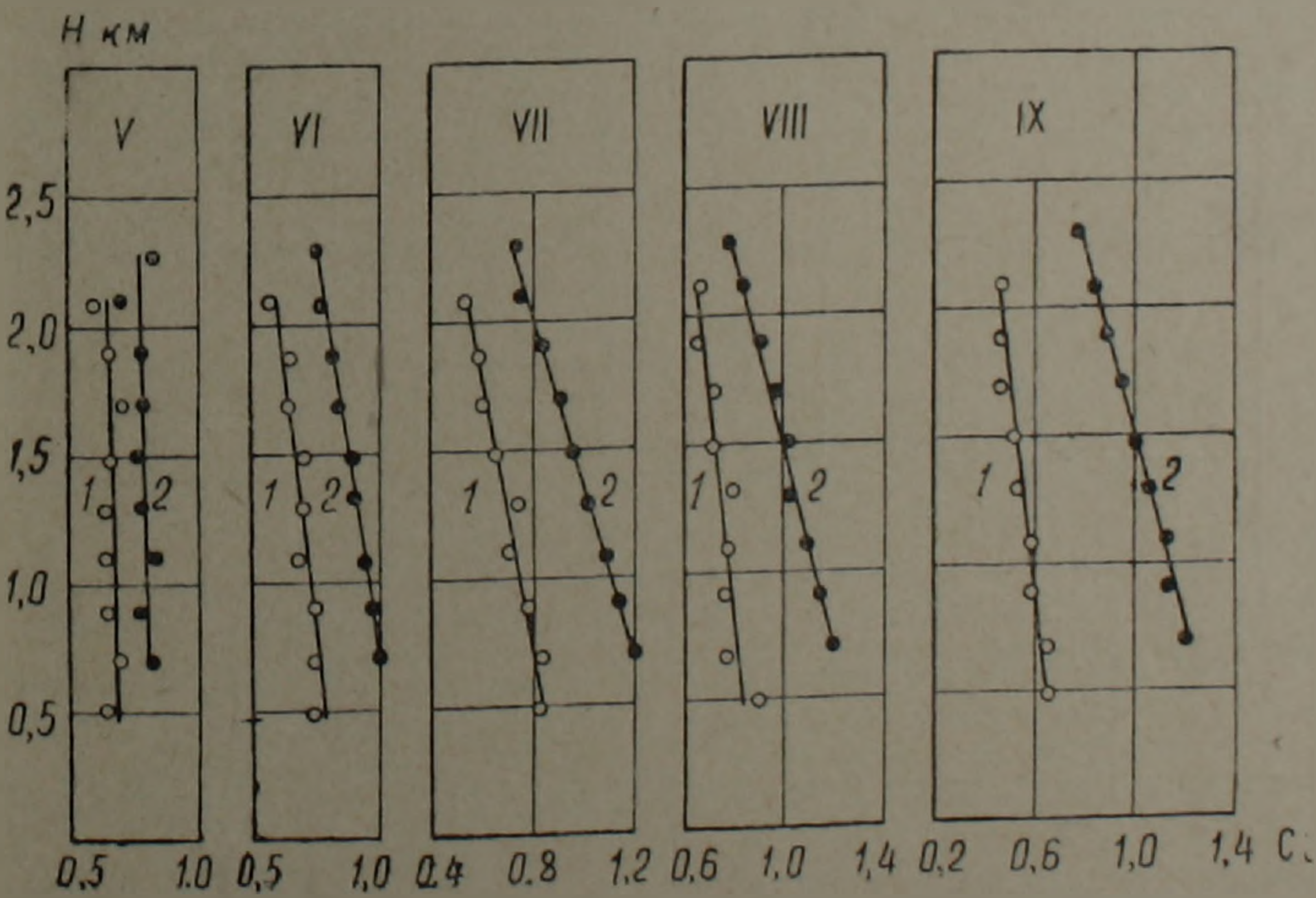


Рис. 2. Зависимость коэффициента $c_0 = L \Delta E / \Delta T$ от высоты местности: 1—влажные районы; 2—сухие районы

проявляет четко выраженную зависимость от высоты местности. Особенности этих зависимостей хорошо видны на рисунках.

Особый интерес представляют графики на рис. 3, которые показывают существование тесной связи (9), причем эта связь прямая для всех месяцев вегетационного периода (март—октябрь) для обоих районов—и относительно влажного, и относительно сухого, причем

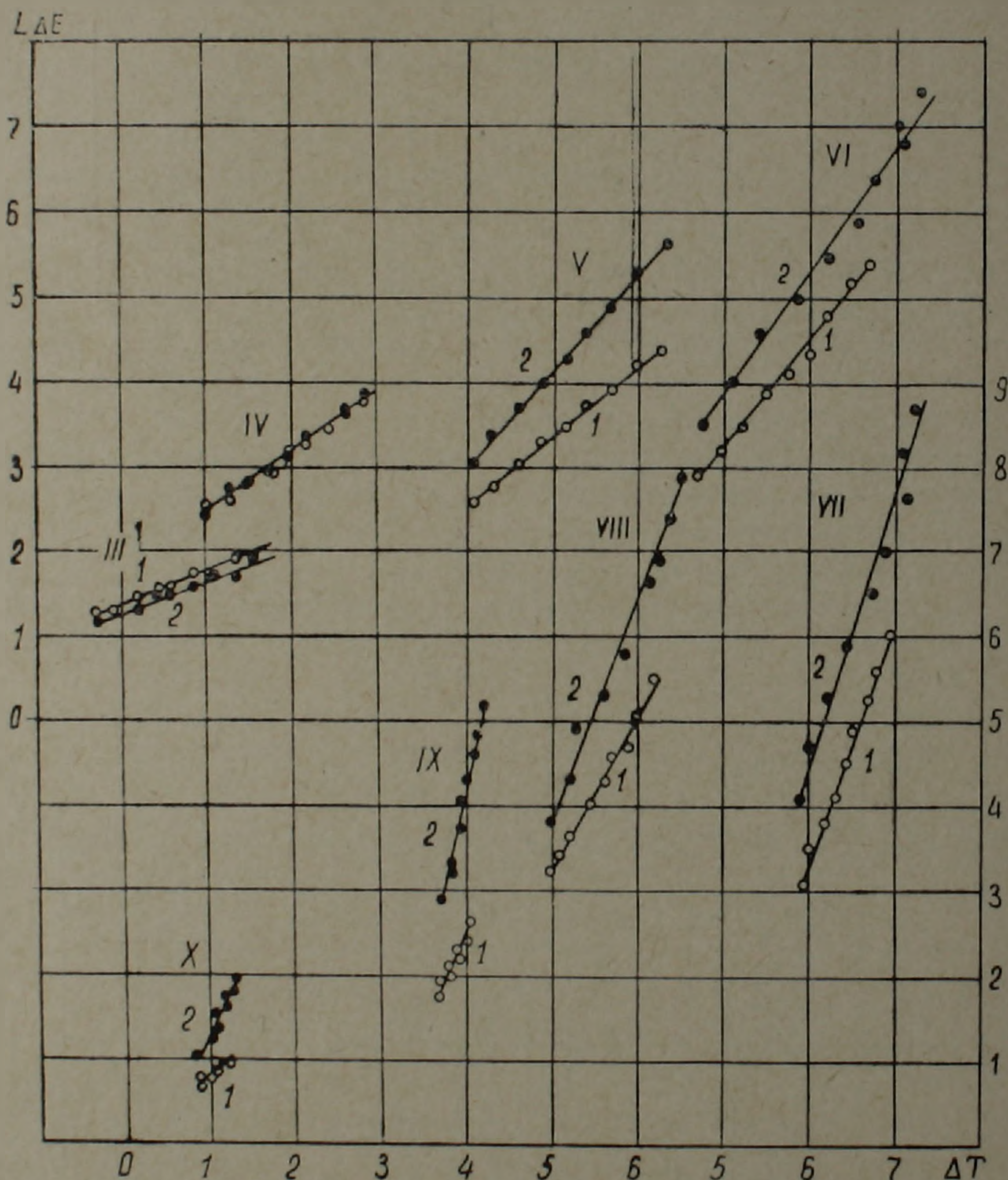


Рис. 3. Зависимость средних месячных затрат тепла на дефицит испарения от среднемесячного вертикального градиента температуры

зависимость применима в пределах $0,3 \leq \Delta T \leq 7,3$ в сухих районах и $0,3^\circ \leq \Delta T \leq 6,9^\circ$ —во влажных. При этом во всех зонах и за весь период март—октябрь минимальное значение s_0 находится в диапазоне $0,5-0,8$ —во влажном районе и $0,7-0,9$ —в сухом. Соответственно максимальное значение s_0 изменяется в пределах $1,3-2,5$ и $1,5-3,0$.

Доказав существование тесной связи (9), теперь мы можем утверждать, что условие $\Delta E=0$ равносильно условию $\Delta T=0$. Действительно, как показали исследования М. И. Будыко, М. Г. Санояна, Н. С. Мосненко, М. С. Коганова и др., вертикальное распределение температуры воздуха вблизи подстилающей поверхности при достаточном увлажнении последней очень близок к условию $\Delta T=0$ в некоторых случаях имеет место даже обратная стратификация, т. е. $\Delta T<0$. В зависимости от характерного размера орошаемого поля в практике встречаются все три случая: ΔT незначительно меньше нуля, например, для оазисов, $\Delta T \approx 0$ — для полей средних размеров и ΔT несколько больше нуля для больших орошаемых массивов.

Таким образом, вместо трудоемких и сложных измерений и расчетов величин E_0 , E , R , P , B и других, достаточно измерять температуру воздуха на двух уровнях вблизи подстилающей поверхности и автоматизировать весь процесс полива таким образом, чтобы соблюдать условие $\Delta T=0$ или $\Delta T=\varepsilon$, где ε — малая, наперед известная величина, т. е. фактически достаточно просто и оперативно регулировать режим влажности почвы сельскохозяйственных полей.

Для поднятия урожайности сельскохозяйственных культур и обеспечения высоких и устойчивых урожаев, наряду с осуществлением других агротехнических мероприятий, следует так регулировать водный режим почвы, чтобы обеспечить выполнение условия

$$\Delta T = \varepsilon, \quad (11)$$

Величина параметра ε зависит, главным образом, от характерного размера орошаемого массива, от климатических условий, высоты данной местности и т. д. Точное определение его величины не является необходимым, достаточно поддерживать градиент температуры воздуха в некотором малом интервале.

Закавказский научно-исследовательский
гидрометеорологический институт

Ա. Մ. ՄԻԽԱԵԼՅԱՆ, Հ. Ս. ՀԱԿՈԲՅԱՆ

Հողի խոնավության կարգավորման մասին

Հողվածում առաջարկվում է հողի խոնավության կարգավորման եղանակ, որը կարևոր նշանակություն ունի ոռոգման ջրերի ապահովման օգտագործման համար:

Խոնավության ու ջերմության հոսքի և գործող շերտի ջերմային հաշվեկշռի հավասարումների համատեղ լուծման միջոցով ստացվել է, որ ոռոգման ժամկետը կարելի է որոշել 0,5 և 2 մ բարձրությունների վրա չափված օդի ջերմաստիճանների տարբերությունով:

Ջերմային հաշվեկշռի (1) հավասարումը բավականաչափ խոնավ մակերևույթի համար ընդունում է (2) տեսքը:

Այս շարք հետազոտություններով պարզված է, որ լեռնային պայմաններում խոնավ մակերևույթի համար ռադիացիոն հաշվեկշիռն ամբողջությամբ չի ծախսվում գոլորշունակության վրա: Նրա մի մասը ծախսվում է օդի հետ տուրբուլենտ ջերմափոխանակության վրա: Այդ իսկ պատճառով (2) հավասարման փոխարեն լեռնային պայմանների համար ավելի ճիշտ կլինի գրել (3) հավասարումը, որտեղ β_0 գործակիցը ցույց է տալիս, թե ռադիացիոն հաշվեկշիռն որ մասն է ծախսվում գոլորշունակության վրա: Այս գործակիցը փոխվում է $0,7-1,0$ սահմաններում: Գծ. 1-ում ցույց է տրված β_0 տարեկան ընթացքը: Խոնավ մակերևույթի ջերմային հաշվեկշիռի հավասարումից հանելով (1) հավասարումը և հաշվի առնելով, որ ջերմափոխանակությունը հողի հետ շատ փոքր մեծություն է, ստանում ենք (5) հավասարումը: Այնուհետև որոշ ձևափոխություններից հետո ստանում ենք (10) հավասարումը:

Աղյուսակ 1-ում բերված են (10) հավասարման գործակիցների տարեկան ընթացքը, իսկ գծ. 2-ում ցույց է տրված C_0 գործակցի կապը բարձրությունից և ժամանակից: Ապացուցելով (9) սերտ կապակցության գոյությունը, այժմ կարող ենք հաստատել, որ $\Delta E = 0$ պայմանը հավասարազոր է $\Delta T \approx 0$ պայմանին:

Այսպիսով, գյուղատնտեսական կուլտուրաների բարձր բերք ապահովելու համար, բացի մնացած ագրոտեխնիկական պայմաններից, անհրաժեշտ է նաև հողի խոնավությունն այնպես կարգավորել, որպեսզի ապահովել $\Delta T \approx 0$ պայմանի կատարումը:

ЛИТЕРАТУРА — ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

- ¹ М. И. Будако, Испарение в естественных условиях, Гидрометеондат, Л., 1949.
- ² А. М. Мхитарян, М. Г. Саноян, Дефицит испарения и определение сроков и норм полива сельскохозяйственных культур, Изв. с.-х. наук МСХ Арм. ССР, № 4, 1969.
- ³ А. Р. Константинов, Испарение в природе, Гидрометеондат, Л., 1963.