

УДК 551.510

## ДИНАМИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

А. М. Мхитарян, А. С. Саакян

Определение коэффициента турбулентного обмена в  
горных условиях

(Представлено академиком АН Армянской ССР Г. С. Давтяном 31/X 1972)

Турбулентному влаго- и теплообмену в приземном слое воздуха в равнинных условиях и над водной поверхностью посвящено большое количество работ (1, 2, 4, 6, 7, 9 и др.). Этот вопрос рассмотрен и в монографиях (6, 8, 10 и др.). В условиях горных территорий вопросы обмена изучены сравнительно слабо. Объясняется это прежде всего тем, что характеристики турбулентного влаго-и теплообмена в приземном слое воздуха проявляют изменчивость с высотой местности. Кроме того, отсутствуют надежные данные наблюдений (3).

Если обозначить через  $u$ ,  $E$ ,  $P$  скорость ветра, испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой,  $k$ ,  $c_p$ ,  $\rho$ ,  $T$ ,  $q$  — коэффициент температуропроводности, удельную теплоемкость, плотность, температуру и удельную влажность воздуха, через  $v_*$  — динамическую скорость, и, согласно определению приземного слоя, положить постоянными потоки количества движения, тепла и влаги, то можно написать:

$$k \frac{\partial u}{\partial z} = v^2 = \text{const}, \quad (1)$$

$$P = -c_p \rho k \frac{\partial T}{\partial z} = \text{const}, \quad (2)$$

$$E = -\rho k \frac{\partial q}{\partial z} = \text{const}. \quad (3)$$

Как известно, при равновесных или близких к ним условиях стратификации приземного слоя атмосферы распределение по вертикали метеорологических элементов носит логарифмический характер. Легко убедиться, что если исходить из представлений полуэмпирической теории турбулентности, т. е. положить

$$v_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} = l \frac{du}{dz}, \quad l = \kappa z, \quad (4)$$

легко получить следующие формулы:

$$u = \frac{v_*}{\alpha} \ln \frac{z}{z_0}, \quad k = \alpha v_* z, \quad \frac{k_1}{u_1} = \frac{\alpha^2 z_1}{\ln(z_1/z_0)}. \quad (5)$$

Здесь  $z_0$  — параметр шероховатости;  $l$  — длина пути смещения,  $\alpha$  — постоянная,  $\tau_0$  — касательное напряжение.

Вводя коэффициент интегрального обмена по формуле

$$D = \left( \int_{z_0}^z \frac{dz}{k(z)} \right)^{-1}, \quad (6)$$

на основании (5) легко получаем

$$D = \frac{\alpha v_*}{\ln(z/z_0)}, \quad \frac{D}{u} = \frac{\alpha^2}{\ln^2(z/z_0)}. \quad (7)$$

Формулы (5) и (7) могут быть использованы для определения  $k$  и  $D$  в горных условиях. Действительно, полагая  $z = 1$  м и принимая характерные значения для водной поверхности  $z_{0w} = 10^{-4}$  м и поверхности суши  $z_{0c} = 10^{-2}$  м, получаем (индексами „с“ и „в“ снабжены соответствующие величины над поверхностью суши и воды):

$$\begin{aligned} \frac{k_{1w}}{u_{1w}} &= 0,0172, & \frac{k_{1c}}{u_{1c}} &= 0,0344, \\ \frac{D_{1w}}{u_{1w}} &= 0,00185, & \frac{D_{1c}}{u_{1c}} &= 0,00742. \end{aligned} \quad (8)$$

Беря значения  $u_{1w}$  и  $u_{1c}$  по натурным данным, легко рассчитать  $D_{1w}$  и  $D_{1c}$ .

Обратимся теперь к уравнению теплового баланса подстилающей поверхности. Известно, что оно имеет вид:

$$R = LE + P + B. \quad (9)$$

Здесь:  $R$  — радиационный баланс,  $L$  — скрытая теплота испарения,  $B$  — теплообмен с нижележащими слоями.

Подставляя в это уравнение соотношения для определения влаго- и теплообмена, имеющие вид:

$$E = D \rho \Delta q = 0,622 \frac{\rho}{p} D \Delta e, \quad P = c_p \rho D \Delta T, \quad (10)$$

где  $\Delta T = T_0 - T_1$ ,  $\Delta e = e_0 - e_1$ ,  $e_1$  — упругость пара в мб,  $p$  — атмосферное давление в мб,  $e_0$  — упругость насыщения при температуре  $T_0$ , легко получим

$$D = \frac{R - B}{c_p \rho \Delta T + 0,622 \frac{\rho}{p} L \Delta e}. \quad (11)$$

Эту формулу также можно использовать для расчетов коэффициента интегрального обмена  $D$ .

Наконец, для расчетов  $D$  можно непосредственно использовать последнюю из формул (10), т. е.

$$D = \frac{P}{c_p \rho \Delta T} \quad (12)$$

Если условия стратификации приземного слоя воздуха отличны от равновесных, то вместо формулы (5) получим (3)

$$u = \frac{v_*}{z\varepsilon} \left[ \left( \frac{z}{z_0} \right)^\varepsilon - 1 \right], \quad k = z v_* z_0^{1+\varepsilon} z^{1-\varepsilon}; \quad \frac{k_1}{u_1} = \frac{z_0^2 z_0^{2\varepsilon} \varepsilon z_1^{1-\varepsilon}}{z_1^\varepsilon - z_0^\varepsilon}, \quad (13)$$

где  $\varepsilon$  — характеризует условия стратификации.

Перейдем теперь к расчетам коэффициента  $D$  в горных условиях Армянской ССР.

Расчеты проведем сначала по методу турбулентной диффузии, используя формулу (12). Подставляя значение  $P$  из (9) в (12), получаем

$$D = \frac{R - (LE + B)}{c_p \rho \Delta T} \quad (14)$$

Для  $LE$  и  $B$  были использованы значения, полученные А. С. Акопяном (3)\*.

На шести станциях Армянской ССР ведутся актинометрические наблюдения. Эти станции охватывают интервал высот от 0,94 до 2,4 км. Прибавляя расчетные актинометрические данные станций Дебедашен и Арагац, высокогорная (в. г.) (5), получим данные восьми станций, охватывающих интервал высот, куда входит почти вся территория Армянской ССР.

Нужно отметить, что  $T_0$  измеряется не на всех станциях и с недостаточной точностью. Поэтому, во избежание случайных ошибок и для определения  $T_0$  на любой высоте по известному значению  $T_2$ , было получено уравнение связи для отдельных месяцев и в среднем за год в виде

$$T_0 = aT_2 + b \quad (15)$$

с использованием всех имеющихся данных фактических наблюдений.

Результаты расчетов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Значения коэффициентов формулы (15) и коэффициента корреляции  $r$

	V	VI	VII	VIII	IX	Среднее за год
$a$	1,22	1,21	1,10	1,12	1,04	1,13
$b$	1,6	2,6	4,6	3,4	3,3	1,2
$r$	0,99	0,98	0,97	0,98	0,98	0,99

\* См. также научный отчет Ереванского отдела ЗагНИИ\*МН за 1971 г. по теме: «Метеорологическое обоснование сроков и норм полива в горных условиях».

В дальнейших расчетах использованы  $\Delta T$ , рассчитанные по формуле:

$$\Delta T = (a-1)T_2 + b. \quad (16)$$

Таким образом были получены значения  $D$  по данным восьми станций, для мая по сентябрь. Результаты приведены в табл. 2 и показаны на рис. 1 черными точками. Из рис. 1 видно, что значения  $D$  с высотой увеличиваются, причем выше высоты 2,4 км — со сравнительно большим градиентом.

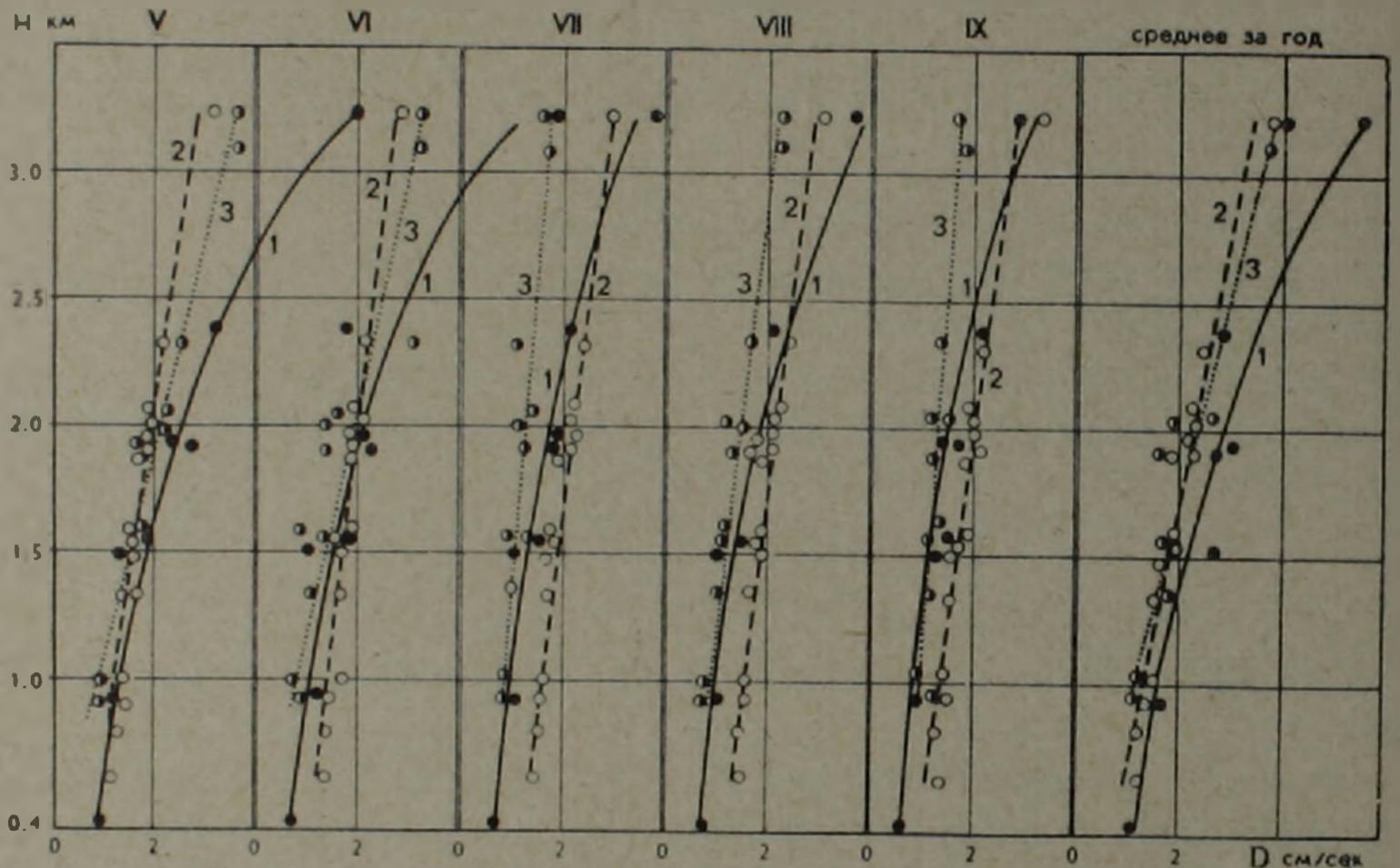


Рис. 1. Зависимость интегрального коэффициента диффузии от высоты местности 1—по формуле (14); 2—по формуле (11); 3—по формуле (7)

Таблица 2

Результаты расчетов  $D$  по формуле (15)

№ п/п	Станции	$H$ , км	V	VI	VII	VIII	IX	Среднее за год
1	Дебедашен	0,45	0,93	0,72	0,67	0,57	0,51	0,98
2	Ереван, агро	0,94	1,16	1,15	1,10	1,01	0,76	1,40
3	Калинино	1,51	1,46	1,10	1,05	1,00	1,23	1,67
4	Ленинакан	1,56	1,90	1,81	1,66	1,50	1,45	2,66
5	Севан, ГМО	1,92	2,84	2,18	1,85	1,71	1,69	2,63
6	Мартуни	1,94	2,42	2,10	2,04	1,82	1,35	3,01
7	Кочбек	2,39	3,20	1,90	2,16	2,13	2,19	2,74
8	Арагац, в. г.	3,23	6,01	5,94	2,70	3,69	2,93	5,55

По данным табл. 2 построена зависимость коэффициента диффузии от высоты местности ( $H$ ) в виде:

$$D = D_0 e^{aH}, \quad (17)$$

значения параметров которой приведены в табл. 3.

По формуле (17) и данным табл. 3 проведены кривые, показанные на рис. 1 под номером 1.

Коэффициенты уравнения (17)

	V	VI	VII	VIII	XI	Среднее за год
$D_0$	0,64	0,53	0,60	0,43	0,47	0,81
$c$	0,69	0,69	0,53	0,65	0,59	0,60
$r$	0,93	0,94	0,93	0,97	0,96	0,95

Такие же расчеты проводились для среднегодовых значений  $D$  на тех же станциях по формуле

$$D = \frac{R - LE}{c_p \rho \Delta T}, \quad (18)$$

где  $R$  и  $LE$ —годовые суммы радиационного баланса и затрат тепла на испарение,  $\Delta T$ —было рассчитано по формуле (16), где  $T_2$  и  $T_0$ —среднегодовые значения температур воздуха и поверхности почвы,  $a$  и  $b$  соответствующие коэффициенты в последнем столбце табл. 1.

Хотя определенные таким способом значения  $D$  не представляют собой среднее от значений  $D$  12-и месяцев, но могут дать общее представление об особенностях среднегодовых значений  $D$  на этих станциях. Результаты расчетов приведены в последнем столбце табл. 2.

Для мая по сентябрь и для года рассчитаны значения  $D$  также по скорости ветра ( $D_v$ ) по формуле (7) и теплового баланса ( $D_0$ )—по формуле (11).

Для одиннадцати станций, охватывающих интервал высот от 0,94 до 3,2 км, известны значения коэффициентов  $C$  и  $n$  (<sup>1</sup>) формулы  $\Delta e = Cd^n$ , где  $d$ —дефицит влажности.

Данные этих же станций были выбраны для расчета  $D_0$ . Для расчета  $D_v$  были выбраны данные всех пятнадцати станций, для которых известны значения коэффициента  $k_0$  следующей формулы (<sup>1</sup>):

$$v_2 = k_0 v_{\phi}.$$

Здесь:  $v_2$  и  $v_{\phi}$ —скорость ветра на высоте 2 м и на высоте флюгера. Значения  $D_0$  и  $D_v$  достаточно тесно ложатся на прямые

$$D = aH + b, \quad (19)$$

значения коэффициентов которых приведены в табл. 4.

Эти прямые изображены на рис. 1 под номерами 2( $D_0$ ) и 3( $D_v$ ).

Из рис. 1 видно, что в мае значения  $D_v$ ,  $D_0$  и  $D$  почти совпадают до высоты 1,5 км, выше 1,5 км расходятся, и разность с высотой увеличивается. В июне, июле, августе и сентябре значения  $D_v$  получились больше значений  $D_0$  и  $D$ , на высокогорьях значения  $D$  становятся больше значений  $D_0$  и  $D_v$ . В июне, июле и сентябре значения  $D_0$  и  $D$  почти совпадают до высоты 1,5—2 км. Вообще в низких районах значения  $D_0$  и  $D$  сравнительно ближе друг другу. При

среднегодовых расчетах близки значения  $D_{\text{в}}$  и  $D$  в пределах всей исследуемой высоты.

Таблица 4

Значения коэффициентов формулы (19)

	V	VI	VII	VIII	IX	Среднее за год
$a_6$	1,22	1,06	0,41	0,65	0,38	1,22
$b_6$	-0,21	-0,21	0,51	0,15	0,57	-0,16
$r_6$	0,99	0,88	0,94	0,94	0,93	0,95
$a_{\text{в}}$	0,71	0,64	0,60	0,65	0,75	0,94
$b_{\text{в}}$	0,60	0,75	0,97	0,83	0,56	0,32
$r_{\text{в}}$	0,94	0,98	0,99	0,98	0,97	0,97

Если сравнить значения соответствующих  $D$  для разных месяцев и для года, то заметим следующее.

1. Для  $D_{\text{в}}$  годовые значения меньше, чем среднее за 5 теплые месяцы до высоты 1 км, в интервале высот от 1 до 1,5 км приблизительно равны, выше 1,5 км годовые значения  $D_{\text{в}}$  больше месячных. Это означает, что в зимние месяцы значение  $D_{\text{в}}$  соответственно меньше, равно или больше, чем в теплые месяцы. Это можно объяснить тем, что скорость ветра на высокогорьях и в низменностях имеет обратный годовой ход, т. е. на высокогорных районах скорость ветра зимой значительно больше, чем летом, в низменностях, наоборот, максимум скорости приходится на летние месяцы. В соответствии с этим среднемесячные значения  $D_{\text{в}}$  на высокогорьях зимой получаются больше, а в низменностях—меньше, чем летом, которые и повышают или понижают среднегодовые значения  $D_{\text{в}}$ .

2. Для  $D_6$  и  $D$  среднегодовые значения получаются больше среднемесячных и в низких районах. По-видимому, это связано с тем, что в обеих формулах (11) и (14)  $\Delta T$  входит в знаменатель.

Зимой и знаменатели, и числители этих формул весьма малые величины, поэтому при расчетах можно допускать большие ошибки. Это означает, что формулы (11) и (14) для расчетов значений  $D$  в зимние месяцы, следовательно и для года, не применимы.

Так как при расчетах  $D$  по разным методам использовались данные не одних и тех же станций, то для представления годового хода были выбраны интервалы высот, содержащие ту или иную станцию. Анализ показал, что значения  $D$  в течение времени в низких районах мало меняются. С высотой увеличиваются как разность значений  $D$ , рассчитанных по разным способам, так и разброс точек вокруг средних кривых для  $D_6$  и  $D$ . Расчеты значений  $D_6$  и  $D$  связаны с уравнением теплового баланса. В числителях выражений (11) и (14) стоят члены  $R-B$  и  $R-(LE+B)$ . По сравнению с  $R$  величина  $B$  мала, а  $LE$  в годовом ходе монотонно возрастает до максимума в июле или в августе, затем убывает. Флуктуации  $D_6$  и  $D$  связаны с флуктуациями радиационного баланса на Арагаце, в. г.

Таковы особенности распределения коэффициента диффузии в горных условиях Армянской ССР.

Полученные результаты могут быть использованы при пространственном обобщении расчетов влаго-и теплообмена в горных условиях в различные сезоны года.

Ереванский отдел Закавказского научно-исследовательского гидрометеорологического института

Ա. Մ. ԿԵԼԵՍԻԱՆ, Ս. Ս. ՍԱՀԱԿՅԱՆ

Տուրբուլենտ փոխանակման գործակցի որոշումը լեռնային պայմաններում

Ներկա հոդվածում որոշվել են տուրբուլենտ փոխանակման գործակցի արժեքները Հայաստանի ութ օդերևութաբանական կայանների ավյալներով: Այդ կայաններից 6-ում անց են կացվում ակտինոմետրական չափումներ, ավելացվել են ևս երկուսը՝ բարձրության տեսակետից Հայաստանի ողջ տիրույթի ընդգրկելու նպատակով: Հաշվումները կատարվել են առանձին-առանձին տարվա տար ժամանակաշրջանի 5 ամիսների, ինչպես նաև միջին տարվա համար, երեք տարբեր եղանակներով:

Չնայած փոխանակման գործակցի արժեքներն որոշ չափով տարբերվում են՝ կախված հաշվման եղանակից, բոլոր դեպքերում նկատվում է որոշակի մի օրինաչափություն՝ բարձրության մեծացման հետ այդ արժեքները մեծանում են:

Հոդվածում բերված են բարձրությունից ունեցած կախման գրաֆիկները և դրանց համապատասխանող բանաձևերը: Քառու արագության միջոցով և դիֆուզիայի մեթոդով հաշվելու դեպքում կախումը գծային է, ջերմային հաշվելիզուի միջոցով հաշվելու դեպքում՝ էքսպոնենցիալ:

Անկախ հաշվարկի եղանակից, նշված գործակցի համար մոտ արժեքներ են ստացվում հունիս, հուլիս, օգոստոս ամիսներին: Բարձրության մեծացման հետ տարբեր եղանակներով հաշված՝ փոխանակման գործակցի արժեքների տարբերությունը մեծանում է:

Հիշյալ բանաձևերը հնարավորություն են տալիս հաշվելու տուրբուլենտ ջերմափոխանակությունը ծածկույթի և օդի գլխնամերձ շերտի միջև, եթե հայտնի են՝ տեղանքի բարձրությունը, օդի ջերմաստիճանն ու խտությունը:

#### ЛИТЕРАТУРА — ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

- <sup>1</sup> А. Г. Бройдо, Тр. ЛГМИ, вып. 8, 1958. <sup>2</sup> М. И. Будыко, Д. Л. Лайхтман, М. П. Тимофеев, «Метеорология и гидрология», № 9, 1952. <sup>3</sup> Влаго- и теплообмен над водоемами и сушей в горных условиях. Труды ЗаКНИГМИ, вып. 29 (35). Под редакцией А. М. Мхитаряна, Гидрометеонздат, Л., 1969. <sup>4</sup> Л. С. Гандин, Тр. ГГО, вып. 16 (73), 1949. <sup>5</sup> Р. А. Карташян, А. М. Мхитарян, Радиационный режим территории АрмССР. Труды ЗаКНИГМИ, вып. 39 (45). Гидрометеонздат, Л., 1970. <sup>6</sup> Д. Л. Лайхтман, Физика пограничного слоя атмосферы, Гидрометеонздат, Л., 1961. <sup>7</sup> А. С. Монин и А. М. Обухова, Тр. геофиз. ин-та АН СССР, вып. 24 (151), 1954. <sup>8</sup> А. М. Мхитарян, Некоторые вопросы гидродинамики пограничного слоя атмосферы. Водный и тепловой балансы водоемов, Изд. «Айастан», Ереван, 1970. <sup>9</sup> А. М. Обухова, Тр. ин-та теорет. геоф., т. 1, 1946. <sup>10</sup> М. П. Тимофеев, Метеорологический режим водоемов, Гидрометеонздат, Л., 1963.