

Ю.Л. Матвеев

ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ И ПОТОКИ АТМОСФЕРНЫХ ПРИМЕСЕЙ

На основе соотношений, предсказываемых теорией подобия, выполнен физический и количественный анализ влияния метеорологических условий на распределение концентрации примесей по высоте. Построены таблицы коэффициента газообмена для широкого диапазона метеоусловий и свойств земной поверхности. Под влиянием этих факторов коэффициент газообмена и турбулентный поток загрязняющих атмосферу веществ могут изменяться в десятки раз.

Среди современных исследований по проблеме загрязнения и контроля окружающей среды важное место занимает анализ особенностей распределения загрязняющих веществ при различных метеорологических условиях. Некоторые физические и количественные аспекты подобного анализа обсуждаются в настоящей статье.

Известно, что большая часть антропогенных примесей сосредоточена в приземном слое атмосферы – до высоты в несколько сотен метров. Поэтому ограничимся анализом тех соотношений, которые получены в работе [1] на основе приложения теории подобия к проблеме загрязнения атмосферы.

Исходя из уравнений движения, притока тепла и переноса примесей в приземном слое и путем обобщения теории на случай неравновесной стратификации, получаем следующие выражения для концентрации примеси (q), температуры воздуха (T) и скорости ветра (c):

$$q(z) = q_1 + q_* \ln(\eta/\eta_1); \quad (1)$$

$$T(z) = T_2 + T_* \ln(\eta/\eta_2) - \gamma_a(z - z_2); \quad (2)$$

$$c(z) = (u_*/\chi) \ln(\eta/\eta_0). \quad (3)$$

Здесь q_* и T_* – масштабы (характерные значения) изменения q и T в пределах приземного слоя, связанные с турбулентными потоками примесей $Q_q(0)$ и тепла $Q_T(0)$ соотношениями

$$q_* = -Q_q(0)/(\chi \rho_1 u_*); \quad T_* = -Q_T(0)/(\chi c_p \rho_1 u_*); \quad (4)$$

η – новая независимая переменная, связанная с высотой z соотношением

$$\eta = \exp(z/L_*) - 1; \quad (5)$$

q_1 и T_2 – концентрация примеси и температуры воздуха на уровнях z_1 и z_2 соответственно; u_* – динамическая скорость, связанная со скоростью ветра c_1 на уровне z_1 выражением

$$u_* = \chi c_1 / \ln(\eta_1/\eta_0), \quad (6)$$

η_1 , η_2 и η_0 – значения η при z_1 , z_2 и z_0 соответственно (z_0 – параметр шероховатости); L_* – масштаб приземного слоя атмосферы (Монина – Обухова):

$$L_* = \frac{u_*^2 T_2}{\chi^2 g T_*} = - \frac{c_p \rho_1 u_*^3 T_2}{\chi g Q_T(0)}; \quad (7)$$

$\chi = 0,38$ – постоянная; ρ_1 – плотность воздуха на z_1 ; g – ускорение свободного падения.

Если формулу (2) записать для некоторой высоты z_3 , на которой измерена температура T_3 , и найденный отсюда масштаб T_* вставить в соотношение (7), то с учетом (6) придем к следующему выражению для масштаба L_* :

$$\frac{z_1}{L_*} = \frac{\ln^2(\eta_1/\eta_0)}{\ln(\eta_3/\eta_2)} B, \quad (8)$$

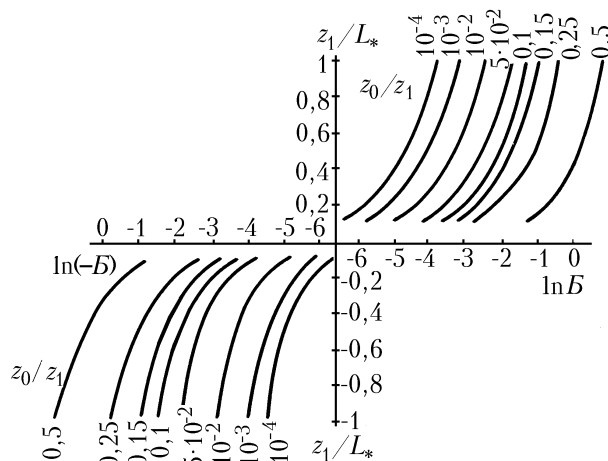
где введен безразмерный параметр B , представляющий собой конечно-разностный аналог числа Ричардсона:

$$B = \frac{gz_1(T_3 - T_2) - \gamma_a(z_3 - z_2)}{T_2 c_1^2}. \quad (9)$$

Если высоты z_2 , z_1 и z_3 выбрать так, чтобы $z_2 = z_1/n$ и $z_3 = nz_1$ (где n – любое число), то правая часть (8) окажется зависящей, кроме B , только от z_1/L_* и z_0/z_1 ; вошедшие в η_3 , η_2 и η_0 отношения z_3/L_* , z_2/L_* и z_0/L_* следует представить в виде

$$z_3/L_* = n z_1/L_*; \quad z_2/L_* = z_1/(n L_*); \quad z_0/L_* = (z_0/z_1)(z_1/L_*).$$

Результаты расчета z_1/L_* при различных z_0/z_1 и $n = 2$ (т.е. $z_3 = 2z_1$ и $z_2 = z_1/2$) изображены на рисунке.



Зависимость z_1/L_* от B и z_0/z_1

Показательно-логарифмические формулы (1) – (3) отражают особенности распределения по высоте метеорологических величин (скорости ветра, температуры воздуха, массовой доли водяного пара) и концентрации примесей.

Вспользуемся разложением экспоненты в ряд

$$\eta = \exp(z/L_*) - 1 = z/L_* + z^2/(2L_*^2) + z^3/(6L_*^3) + \dots \quad (10)$$

На малых высотах при любых значениях параметров B и z_* распределение q и c , равно как и T , описывается логарифмическими формулами (законами):

$$q(z) = q_1 + q_* \ln(z/z_1), \quad (11)$$

$$c(z) = (u_*/\chi) \ln z/z_0, \quad (12)$$

в которые переходят (1) и (3), если в правой части (4) сохранить лишь первое (линейное) слагаемое.

При сохранении трех членов в разложении (10) формулы (1) и (3) принимают вид¹

$$q(z) = q_1 + q_* \left(\ln(z/z_1) + \frac{z-z_1}{2L_*} + \frac{z^2-z_1^2}{6L_*^2} \right); \quad (13)$$

$$c(z) = \frac{u_*}{\chi} \left(\ln(z/z_0) + \frac{z-z_0}{2L_*} + \frac{z^2-z_0^2}{6L_*^2} \right). \quad (14)$$

Анализ данных наблюдений показал, что для описания профиля скорости ветра при стратификации, существенно отличающейся от равновесной (когда $|L_*| \sim 5 \div 50$ м), в правых частях (13) и (14) следует учитывать не только первое и второе слагаемые (в этом случае формулу называют линейно-логарифмической), но также и третье (квадратичное) слагаемое.

Профили $q(z)$, $c(z)$ и $T(z)$ практически (погрешность менее 5%) совпадают с логарифмическими до высоты $z_* = 0,1 |L_*|$. При дальнейшем увеличении высоты эти профили все более отклоняются от логарифмического. Скорость ветра растет при увеличении z более быстро, чем $\ln z$, при устойчивой ($B > 0$, $L_* > 0$) и менее быстро – при неустойчивой ($B < 0$, $L_* < 0$) стратификации приземного слоя.

За последние десятилетия выполнен анализ многочисленных данных градиентных измерений c и T в различных районах земного шара. Этот анализ показал, что с помощью формулы (14) и более общих формул (2) и (3) с высокой точностью аппроксимируются экспериментальные данные. На этом основании можно заключить, что и формула (1) со столь же высокой точностью описывает распределение q по высоте.

Результаты расчета по формуле (1) безразмерного отношения

$$\beta = \frac{q(z) - q_1}{q_*} = -\chi \rho_1 u_* \frac{q(z) - q_1}{Q_q(0)}$$

приведены для нескольких значений L_*/z_1 в табл. 1. При обычно наблюдаемом положительном потоке примеси ($Q_q(0) > 0$) концентрация ее убывает с высотой: $q(z) < q_1$ при $z/z_1 > 1$. Однако скорость уменьшения q с высотой существенно различна при устойчивой ($L_* > 0$) и неустойчивой ($L_* < 0$) стратификации атмосферы.

Т а б л и ц а 1

L_*/z_1	Отношение $10^2\beta$								
	z/z_1								
	0,25	0,5	2	5	10	20	40	100	200
10	-142	-72	74	182	279	411	623	1225	2225
25	-141	-70	71	169	249	340	457	718	1120
∞	-139	-69	69	161	230	300	369	460	530
-25	-137	-68	67	153	213	264	301	322	324
-10	-135	-67	64	142	189	221	233	235	235

При $L_* > 0$ концентрация убывает с высотой значительно быстрее, чем при $L_* < 0$: при $z/z_1 = 100$ отношение β достигает 12,25 при $L_*/z_1 = 10$ и равно лишь 2,39 при $L_*/z_1 = -10$.

Через посредство параметров L_* и u_* разность $q_1 - q(z)$ довольно сложно зависит от скорости ветра, вертикального градиента температуры ($\gamma = -\partial T/\partial z$) и параметра шероховатости (z_0).

Оценим разность $q_1 - q(z)$ для двух значений c_1 в предположении, что все другие параметры (Q_T , Q_q , z_0) одни и те же. Пусть при слабом ветре (c'_1) масштаб L_*/z_1 близок к 10 (при $B > 0$). Если скорость ветра возрастает до c''_1 , превосходящей c'_1 в 5 раз, то L_* согласно (6) и (7) возрастает примерно в 125 раз. При таком $L_*/z_1 \approx 1250$ распределение q по высоте описывается логарифмической формулой (11).

¹Для этого нужно η записать в виде: $\eta = x(1+x/2+x^2/6)$, где $x = z/L_*$. Воспользовавшись при малом $y = x/2+x^2/6$ представлением $\ln(1+y) \approx y$, получаем $\ln \eta = \ln x + x/2 + x^2/6$.

Приведем значения отношения $b = (q_1 - q)' / (q_1 - q)''$ разностей $q_1 - q$ при c_1' и $c_1'' = 5c_1'$:

z/z_1	0,25	0,5	2	5	10	25	100	200
b	5,17	5,23	5,43	5,72	6,14	7,34	13,5	21,2

При возрастании скорости ветра разность $q_1 - q$ увеличивается быстрее, чем отношение β .

Согласно (6) увеличение параметра шероховатости z_0 влияет на β и b в ту же сторону, что и рост c_1 . Приводим значения отношения $a = (q_1 - q)' / (q_1 - q)''$ разности $q_1 - q$, отвечающие $z_0'/z_1 = 10^{-2}$ и $z_0''/z_1 = 0,25$:

z/z_1	0,25	0,5	2	5	10	25	100	200
a	3,43	3,51	3,60	3,80	4,08	4,87	8,95	14,1

Зависимость разности $q_1 - q$ от γ , оказывающего определяющее влияние на поток тепла $Q_T(0)$, а через него на L_*/z_1 , непосредственно следует из данных табл. 1. Так, если при некотором $\gamma' < \gamma_a$ (устойчивая стратификация: $Q_T(0) < 0$) масштаб $L_*/z_1 = 10$, а при другом $\gamma'' > \gamma_a$ ($Q_T(0) > 0$) масштаб $L_*/z_1 = -10$, то отношение $(q_1 - q)' / (q_1 - q)''$ изменяется от 1,08 при $z/z_1 = 0,25$ до 9,31 при $z/z_1 = 200$.

Нетрудно видеть, что все отмеченные закономерности объясняются влиянием турбулентного обмена на перенос и распределение примеси по высоте. В обсуждаемой модели зависимость коэффициента турбулентности k_z от высоты описывается формулой

$$k_z = \chi u_* L_* (1 - \exp(-z/L_*)). \quad (15)$$

При устойчивой стратификации ($B > 0$, $\gamma > \gamma_a$) на фиксированной высоте k_z тем больше, чем больше L_* и u_* .

Поток примеси $Q_q = -\rho k_z (\partial q / \partial z)$, с одной стороны, сохраняет в приземном слое постоянное значение (по высоте), а с другой – это значение определяется тем количеством примесей, которые поступают вблизи земной поверхности из различных источников. Отсюда следует, что увеличение интенсивности турбулентного обмена (чему способствует рост c_1 , z_0 и γ , при этом c_1 и z_0 оказывают на k_z двойное влияние в одну сторону – через u_* и L_*) сопровождается уменьшением – $\partial q / \partial z$: концентрация примеси понижается с высотой тем медленнее, чем больше c_1 , z_0 и γ .

При неустойчивой стратификации ($B < 0$, $\gamma > \gamma_a$), когда $L_* < 0$, на данной высоте k_z также возрастает при увеличении L_* (т.е. при уменьшении L_* по модулю). Поэтому и здесь концентрация примеси убывает с высотой тем медленнее, чем больше γ . Однако зависимость распределения q от c_1 и z_0 при $\gamma > \gamma_a$ не столь однозначна, как при $\gamma < \gamma_a$. При $\gamma > \gamma_a$ ($L_* < 0$) рост c_1 и z_0 через u_* ведет к увеличению k_z , а через L_* – к уменьшению k_z . Так, если при $L_*/z_1 = -10$ и $c_1' = 1$ м/с скорость ветра возрастает до $c_1'' = 5$ м/с, то k_z на высоте 10 м увеличивается почти в 5 раз под влиянием u_* и уменьшается в 1,72 раза под влиянием L_* , т.е. в итоге k_z возрастает в 2,9 раза. Введенное выше отношение $b = (q_1 - q)' / (q_1 - q)''$ принимает следующие значения при $c_1'' = 5 c_1'$ и $L_*/z_1 = -10$:

z/z_1	0,2	0,5	2	5	10	25	100	200
b	4,86	4,82	4,65	4,40	4,11	3,52	2,55	2,22

Представим турбулентный поток примесей $Q_q(0)$ в следующем виде:

$$Q_q(0) = -\rho_1 \alpha_q c_1 (q_3 - q_2), \quad (16)$$

где q_3 и q_2 – концентрации примесей на уровнях z_3 и z_2 ; c_1 – скорость ветра на z_1 ; α_q – коэффициент газообмена.

При распределении $q(z)$ и $c(z)$ по высоте, описываемом формулами (1) и (3), для α_q получаем соотношение

$$\alpha_q = \frac{\chi^2}{\ln(\eta_3/\eta_2) \ln(\eta_1/\eta_0)}, \quad (17)$$

где, как и выше, η_3 , η_2 , η_1 и η_0 – значения переменной η при z_3 , z_2 , z_1 и z_0 , при этом $z_3 = nz_1$; $z_2 = z_1/n$.

Коэффициент газообмена $10^4 \alpha_q$ ($n = 2; z_3 = 2z_1; z_2 = 0,5z_1$)

z_1/L_*	z_0/z_1							
	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	$5 \cdot 10^{-2}$	0,1	0,15	0,25	0,50
1	64,7	84,7	123	179	226	267	351	648
0,8	71,9	94,5	137	203	257	310	405	811
0,6	80,1	106	154	232	293	358	468	893
0,4	89,6	119	172	264	340	410	545	1057
0,2	101	134	197	304	389	470	640	1258
0,1	107	142	204	319	409	500	692	1301
0,05	109	146	218	337	436	529	708	1437
0,025	110	149	223	343	446	542	739	1475
0	113	151	226	348	452	549	751	1503
-0,025	115	153	230	354	460	559	766	1536
-0,05	116	155	234	360	469	570	782	1571
-0,1	120	160	241	374	486	593	815	1646
-0,2	127	171	258	402	525	641	885	1804
-0,4	144	193	294	465	619	749	1046	2172
-0,6	163	220	337	540	711	879	1239	2628
-0,8	185	250	384	628	830	1032	1470	3183
-1,0	211	286	444	720	974	1218	1756	3889

Результаты расчета α_q при $n = 2$ приведены в табл. 2. При фиксированном z_0/z_1 коэффициент газообмена увеличивается в несколько раз при переходе от сильно устойчивой, когда $L_* \sim (5,0 \div 1,0)z_1$, к сильно неустойчивой стратификации, когда $L_* \sim -(5,0 \div 1,0)z_1$. Столь же существенно α_q зависит от параметра шероховатости: при фиксированном L_* коэффициент газообмена увеличивается примерно на порядок при росте z_0/z_1 от $10^{-4} \div 10^{-3}$ до $0,25 \div 0,50$.

Для расчета потока примеси по формуле (16) необходимы, помимо скорости ветра c_1 на уровне z_1 , данные о концентрации примеси на двух уровнях: z_3 и z_2 . В реальных условиях измерения q выполняются, как правило, только на одном уровне. В связи с этим наряду с $n = 2$ выполнен расчет α_q при $n = 50$ (табл. 3). Если при этом $z_1 = 10$ м, то $z_3 = 500$ и $z_2 = 0,2$ м. Оценки показывают, что на высоте 500 м концентрация примеси q_3 примерно на порядок меньше ее значений q_2 вблизи земной поверхности. Это означает, что с погрешностью менее 10% расчет $Q_q(0)$ можно производить лишь по измеренной на уровне z_2 концентрации q_2 :

$$Q_q(0) = \rho_1 \alpha_q c_1 q_2, \quad (18)$$

где c_1 – скорость ветра на уровне 10 м.

Таблица 3

Коэффициент газообмена $10^4 \alpha_q$ ($n = 50; z_3 = 50z_1; z_2 = 0,02z_1$)

z_1/L_*	z_0/z_1							
	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	$5 \cdot 10^{-2}$	0,1	0,15	0,25	0,50
1	2,75	3,59	5,22	7,59	9,55	11,3	14,9	27,5
0,8	3,40	4,46	6,47	9,59	12,1	14,6	19,1	38,3
0,6	4,40	5,83	8,46	12,8	16,1	19,2	25,7	49,1
0,4	6,17	8,20	11,8	18,2	23,4	28,3	37,6	72,8
0,2	10,0	13,3	19,6	30,2	38,2	46,7	63,6	125
0,1	14,0	18,5	26,6	41,6	53,4	65,2	83,8	170
0,05	16,6	22,3	33,3	51,5	66,6	80,8	108	220
0,025	18,3	24,6	36,8	56,6	73,6	89,4	122	243
0	20,0	26,7	40,0	61,6	80,0	97,2	133	266
-0,025	21,7	28,8	43,3	56,7	86,7	105	144	289
-0,05	22,9	30,6	46,3	71,2	92,7	113	155	311
-0,1	25,4	33,8	50,9	79,1	103	125	172	348
-0,2	28,6	38,5	58,1	90,5	118	144	199	406
-0,4	33,1	44,4	67,6	92,5	142	172	241	500
-0,6	36,5	49,3	75,5	121	159	197	277	588
-0,8	39,5	53,4	81,9	134	177	220	314	679
-1,0	42,2	57,4	89,1	144	196	244	352	781

Данные табл. 2 и 3 показывают, что поток примеси под влиянием метеорологических условий (термической стратификации, скорости ветра) и шероховатости земной поверхности может изменяться в десятки и даже сотни раз.

1. Матвеев Л. Т., Солдатенко С. А. Параметризация переноса загрязняющих веществ в атмосфере большого города // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. N 2. С. 204–212.

Российский государственный гидрометеорологический институт,
Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
4 декабря 1995 г.

J. L. Matveyev. Influence of Meteorological Conditions on Vertical Profiles and Flows of Atmospheric Contaminants.

Physically qualitative and quantitative analysis of meteorological conditions influence on contaminants concentration vertical distribution was conducted based on the relationships predicted by the similarity theory. The tables were constructed for the gas-exchange coefficients within wide range of meteorological conditions and the Earth surface peculiarities, which could vary the gas-exchange coefficients and turbulent flow of contaminants in the atmosphere tens times.