

МЕТОДЫ И СИСТЕМЫ АВТОМАТИЗАЦИИ
ОБРАБОТКА ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

УДК 551.510.42

Р.Ф. Рахимов

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГРУБОДИСПЕРСНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ ПО СПЕКТРУ РАЗМЕРОВ
ПРИ АДВЕКЦИИ В ТУРБУЛИЗИРОВАННОМ ВОЗДУШНОМ ПОТОКЕ

Обсуждается методика численного моделирования перераспределения грубодисперсных аэрозолей по спектру размеров при их адвекции в турбулизованном воздушном потоке. Представлены модельные оценки пространственного изменения спектра размеров аэрозольных частиц под воздействием фактора гравитационного оседания.

Взаимное проникновение воздушных масс с различных акваторий Мирового океана и климатических зон суши формирует в атмосфере региональное многообразие состояний оптической погоды, изменяющееся от сугубо аридных типовых образований до океанических. Если для построения глобальной (фоновой) оптической модели атмосферной дымки, учитывая масштаб представления, в качестве основы вполне приемлемы данные о светорассеивающих свойствах океанической дисперсной компоненты [1], то для детализации возможных региональных отклонений от нее необходимы обоснованные методики априорной оценки пропорций смешения разнородных аэрозолей, особенно грубодисперсной фракции. Кинетическая модель, разработанная Г.В. Розенбергом [5] для вторичных аэрозолей, испытывает существенные затруднения при прогнозе состояния грубодисперсной фракции, поступающей в атмосферу практически в виде сформированных частиц.

Очевидно, в процессах дальнего переноса аэрозолей важную роль в видоизменении спектра размеров играет фактор гравитационного оседания частиц. В данной статье в продолжение к предыдущим исследованиям [1, 2], анализируется вопрос о деформациях спектра размеров грубодисперсных частиц при их адвекции в турбулизованном воздушном потоке.

Методика аналитической аппроксимации экспериментально измеренных гистограмм спектра размеров частиц атмосферной дымки в своей эволюции претерпела несколько этапов, начиная с целостной, линейной (в двойном логарифмическом масштабе, распределение Парето), через квадратичную (логнормальное распределение) к структурно-фракционному (суперпозиции многих мод):

$$f(R, z, t) = \frac{d\Phi}{dR} = AR^{-\nu} \sum_{i=1}^{\kappa} M_i \exp \{b_i |\ln(R/R_i)|^2\}, \quad (1)$$

где A , M_i , b_i , R_i , ν – варьируемые параметры.

Причем в зависимости от содержания решаемой задачи для описания дисперсной структуры дымки применяется разнообразная номенклатура переменных, в частности не только спектральное распределение счетной $n(R)$, но поверхностной $s(R)$ или объемной $v(R)$ концентраций. Различие между ними заключается в том, что максимумы распределения по указанным признакам (модальные радиусы R_i) существенно разнесены по шкале размеров R и могут быть оценены по интегральным признакам дисперсной структуры отдельных фракций при соответствующем априорном выборе вида аппроксимирующей функции (1) или конкретном значении параметра ν по формуле:

$$R_i^{(\nu)} = (3V_i)^{2/3} / [(4\pi N_i)^{1/6} \cdot S_i^{1/2}] \cdot [(4\pi N_i)^{1/3} (3V_i)^{2/3} S_i]^{3-\nu}. \quad (2)$$

Параметр дисперсности b_i , и нормирующий множитель F_i , определяются аналогично из соотношений:

$$b_i = 1 / \{ \ln [(3V_i)^{4/3} (4\pi N_i)^{2/3} S_i^2] \}; \quad (3)$$

$$F_i = A \cdot M_i = S_i / \sqrt{16\pi^3 / b_i}. \quad (4)$$

В процессе переноса и перераспределения аэрозольных частиц в атмосфере одновременно происходит как разрушение «старой» локальной подструктуры, так и синтез новой. Взаимосвязанное един-

ство процессов разрушения предыдущей локальной структуры и синтез новой качественно аналогичной, по-видимому, в значительной степени обусловлено спецификой механизма турбулентного перемешивания, а именно столкновением разномасштабных турбулентных вихрей, несущих в себе целостные отдельные структурные элементы дисперсного состава дымки — фракции.

Как показывают модельные оценки [1–3], не теряя адекватности прогнозируемого оптического образа объекта, вместо реально измеренной гистограммы спектра размеров можно использовать информацию об интегральных признаках дисперсной структуры отдельных фракций, полагая, что внутри каждой из них частицы распределены априори по логнормальному закону.

Постулируя качественную устойчивость формы распределения частиц отдельной фракции, задача о пространственных деформациях дисперсной структуры первичных аэрозолей, возникающих при их перемешивании в приземном слое вблизи источника, может быть сведена к решению системы дифференциальных уравнений, описывающих изменение интегральных признаков спектра размеров в пространстве двух переменных

$$U(z) \frac{\partial N_i(x, z)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} D(z) \frac{\partial N_i(x, z)}{\partial z} - W_{in}(R_i) \frac{\partial N_i(x, z)}{\partial z}, \quad (5)$$

где $N_i(x, z)$ — счетная концентрация аэрозольных частиц в некоторой точке с горизонтальными и вертикальными координатами x и z ; W_{in} — средняя скорость упорядоченного вертикального движения частиц, включая стоковское оседание в гравитационном поле, причем оцениваемое для средневзвешенного (по спектру счетной концентрации) размера частиц i -и фракции. Ось X совпадает с направлением вектора средней скорости ветра.

Вертикальные профили горизонтальной составляющей скорости воздушного потока $U(z)$ и коэффициента турбулентного обмена $D(z)$ в данной постановке определялись в виде линейной зависимости от высоты, а именно:

$$U(z) = U_0 z; \quad D(z) = D_0 z. \quad (6)$$

Решение (1) с граничными условиями:

а) вертикальное распределение счетной концентрации в набегающем турбулентном потоке

$$N_i(x, z)|_{x=0} = N_{i0} \exp(-\beta z^2), \quad (7)$$

б) горизонтальное распределение на уровне $z = 0$

$$N_i(x, z)|_{\substack{z=0 \\ x>0}} = N_{i1}(x), \quad (8)$$

в) на уровне $z \rightarrow \infty$

$$N_i(x, z)|_{z \rightarrow \infty} \neq \infty \quad (9)$$

имеет вид [6]:

$$N_i(x, z) = N_{i0} \zeta^{1-p} \exp(-\beta \zeta^2 z^2) \{1 - \Gamma(p, \zeta^2 z^2)\} + \frac{\alpha^p}{\Gamma(p)} \left(\frac{z}{2}\right)^{2p} \int_0^x \frac{N_{i1}(\xi)}{(x-\xi)^{1+p}} \exp\left[-\frac{\alpha z^2}{4(x-\xi)}\right] d\xi, \quad (10)$$

где $p = \frac{W_{in}}{2D_0}$; $\alpha = \frac{U_0}{D_0}$; $\Gamma(p, x)$ — неполная Гамма-функция; $\zeta = \alpha/(\alpha + 4\beta x)$.

Скорость оседания аэрозольных частиц в гравитационном поле Земли зависит от размера R_i , плотности материала ρ и вязкости воздуха η (косвенно от высоты z , на которой они находятся):

$$W_{in} = 2\rho g R_{in}^2 C_{ki} / 9\eta. \quad (11)$$

Так как для аэрозольных частиц в приземном слое число Кнудсена $Kn = l/R$, (l — длина свободного пробега молекул) варьируется от 0,1 до 1000, то в (11) необходимо учитывать поправку Каннингема

$$C_{ki} = 1 + Kn(1,257 + 0,4 \exp[-1,1/Kn]). \quad (12)$$

Уравнение (5), по сути, является условием баланса потоков для счетной концентрации. Очевидно, что аналогичные уравнения (с соответствующими граничными условиями) могут быть записаны и для $S_i(x, z)$, $V_i(x, z)$. Но поскольку модальные радиусы распределения интегральных признаков находятся в соотношениях $R_{iv} > R_{is} > R_{in}$, то различаются и средневзвешенные (по данному признаку) значения скорости стоковского оседания частиц $W_{iv} > W_{is} > W_{in}$, определяющие параметрически решение (1)–(6) соответственно для $V_i(x, z)$, $S_i(x, z)$, $N_i(x, z)$.

Процесс адвекции «новых» частиц повышенной концентрации, по аналогии с [3], рассматривался с учетом их смешения с фоновым уровнем «старых», интегральные признаки которых распределены горизонтально однородно, но с экспоненциальным профилем спада по высоте. При этом использованы данные, ранее апробированные в [1] в качестве исходных фоновой оптической модели. По спектральному составу адвектируемые аэрозольные частицы и фоновые родственны между собой, то есть условные векторы (N_{ia}, S_{ia}, V_{ia}) и (N_{if}, S_{if}, V_{if}) совпадают по направлению, но различаются по длине.

С целью оценить значимость фактора гравитационного оседания в изменениях дисперсного состава различных фракций аэрозоля в качестве первого приложения предлагаемой модели рассмотрим процесс их адвекции в турбулентном потоке над поверхностью, не имеющей источников, т.е. $N_{i1}(x) = S_{i1}(x) = V_{i1}(x) = 0$. Поворот геострофического ветра в приземном слое не учитывался.

Систематизированные в табл. 1 данные характеризуют деформации спектра размеров аэрозольных частиц в поперечном срезе турбулентного потока по координате Z (высоте) в точке $x = 200$ м. Аналогично в табл. 2 представлены данные о продольном (вдоль потока) распределении аэрозолей по координате X на высоте $z = 60$ м. Текущие значения координат указаны в первой колонке таблиц (в десятках метров по z , в километрах по x). Значения модальных радиусов R_i даны в микрометрах.

Расчетные данные табл. 1, 2 получены в предположении, что плотность материала частиц всех трех фракций одинакова и равна среднему значению [7] $\rho = 2,7 \text{ г/см}^3$. В точке $x = 0$ в соответствии с граничными условиями задачи для $z = 10$ м значения интегральных признаков адвектируемых частиц превосходят фоновый уровень на три порядка.

Таблица 1

Вертикальное изменение параметров трехфракционной модели (1)

z	R_1	R_2	R_3	b_1	b_2	b_3	F_1	F_2	F_3
0,10	0,033	0,239	2,33+0	1,50+0	1,50+0	1,56+0	1,24+3	1,24+3	1,23+3*
0,35	0,033	0,239	2,39+0	1,50+0	1,50+0	1,50+0	7,48+2	7,49+2	7,50+2
0,60	0,033	0,239	2,41+0	1,50+0	1,50+0	1,48+0	2,56+2	2,56+2	2,57+2
0,85	0,033	0,239	2,41+0	1,50+0	1,50+0	1,48+0	5,14+1	5,14+1	5,16+1
1,10	0,033	0,239	2,40+0	1,50+0	1,50+0	1,49+0	7,87+0	7,87+0	7,89+0

*Здесь и далее $1,23 + 3 = 1,23 \cdot 10^3$.

Таблица 2

Горизонтальное изменение параметров трехфракционной модели (1)

x	R_1	R_2	R_3	b_1	b_2	b_3	F_1	F_2	F_3
0,05	0,033	0,239	2,40+0	1,50+0	1,50+0	1,49+0	1,91+2	1,91+2	1,92+2
2,55	0,033	0,239	2,34+0	1,50+0	1,50+0	1,55+0	8,35+1	8,35+1	8,26+1
5,05	0,033	0,239	2,33+0	1,50+0	1,50+0	1,56+0	4,65+1	4,65+1	4,58+1
7,55	0,033	0,239	2,32+0	1,50+0	1,50+0	1,57+0	3,27+1	3,27+1	3,21+1
10,05	0,033	0,239	2,31+0	1,50+0	1,50+0	1,58+0	2,55+1	2,55+1	2,50+1

Как показывают оценки, под воздействием фактора гравитационного оседания претерпевает существенные деформации только спектр размеров грубодисперсной фракции ($R > 1,0$ мкм), в то время как частицы микродисперсией ($R < 0,1$ мкм) и аккумулятивной ($0,1 < R < 1,0$ мкм) фракций переносятся в турбулентном потоке практически без качественных изменений дисперсного состава, варьируется лишь интегральное содержание, что вполне естественное явление для процесса диффузии примеси повышенной концентрации. Причем даже на расстоянии $x = 10$ км от источника наблюдается не только количественное превышение над фоновым уровнем грубодисперсных аэрозолей, но и существенные качественные деформации спектра размеров.

В связи с тем что физико-химический состав минеральной пыли достаточно разнороден, были выполнены модельные оценки процесса горизонтального переноса грубодисперсной фракции с разной плотностью аэрозольного вещества, табл. 3.

При этом предполагалось, что в набегающем потоке содержатся три разнородные по плотности фракции, условно имеющие плотности, характерные для воды $\rho = 1,0 \text{ г/см}^3$; $i = 1$, частиц морской соли $\rho = 2,18 \text{ г/см}^3$; $i = 2$, а также железорудных пород минеральной пыли $\rho = 6,9 \text{ г/см}^3$; $i = 3$, но имеющие одинаковые параметры логнормального распределения в точке $x = 0$. Данные представлены для высоты $z = 10$; 35; 85; 110 м.

Если для водных капель деформации спектра незначительны (см. 2, 5 и 8-ю колонки таблиц), то для частиц морской соли (3, 6 и 9-я колонки данных) на высотах, прилежащих к поверхности, наблюдается заметное сужение спектра (см. увеличение параметра b_2 , 6-я колонка, $z = 10$ м). Для железорудных минералов эти деформации существенны на всех рассмотренных высотах.

Таблица 3

Горизонтальное изменение параметров модели (1)

x	R_1	R_2	R_3	b_1	b_2	b_3	F_1	F_2	F_3
$z = 10$ м									
0,05	4,675	4,535	3,81+0	1,56+0	1,64+0	2,43+0	1,17+3	1,16+3	1,15+3
2,55	4,389	3,963	2,56+0	1,73+0	2,11+0	1,21+1	4,65+1	4,47+1	5,53+1
5,05	4,366	3,933	2,74+0	1,75+0	2,13+0	4,51+0	2,49+1	2,37+1	1,77+1
7,55	4,365	3,943	2,94+0	1,75+0	2,10+0	2,95+0	1,76+1	1,66+1	1,04+1
10,05	4,371	3,966	3,13+0	1,74+0	2,07+0	2,35+0	1,39+1	1,31+1	7,64+0
$z = 35$ м									
0,05	4,833	4,883	5,07+0	1,48+0	1,46+0	1,40+0	4,32+2	4,36+2	4,56+2
2,55	4,576	4,330	3,27+0	1,61+0	1,78+0	3,68+0	4,59+1	4,48+1	4,48+1
5,05	4,538	4,258	3,18+0	1,64+0	1,83+0	3,73+0	2,49+1	2,42+1	2,28+1
7,55	4,524	4,235	3,22+0	1,64+0	1,85+0	3,31+0	1,77+1	1,71+1	1,49+1
10,05	4,518	4,230	3,29+0	1,65+0	1,85+0	2,92+0	1,40+1	1,35+1	1,11+1
$z = 85$ м									
0,05	4,804	4,825	4,95+0	1,49+0	1,48+0	1,42+0	4,45+0	4,46+0	4,48+0
2,55	4,714	4,617	4,07+0	1,54+0	1,59+0	2,08+0	3,88+1	3,85+1	3,83+1
5,05	4,666	4,517	3,79+0	1,56+0	1,65+0	2,42+0	2,31+1	2,28+1	2,22+1
7,55	4,642	4,470	3,68+0	1,58+0	1,68+0	2,54+0	1,68+1	1,65+1	1,58+1
10,05	4,629	4,445	3,65+0	1,58+0	1,70+0	2,55+0	1,35+1	1,32+1	1,24+1
$z = 110$ м									
0,05	4,761	4,729	4,57+0	1,51+0	1,53+0	1,61+0	2,56+0	2,55+0	2,50+0
2,55	4,754	4,704	4,35+0	1,52+0	1,55+0	1,83+0	3,36+1	3,35+1	3,39+1
5,05	4,703	4,596	4,01+0	1,54+0	1,61+0	2,13+0	2,15+1	2,13+1	2,11+1
7,55	4,678	4,543	3,87+0	1,56+0	1,64+0	2,29+0	1,61+1	1,59+1	1,54+1
10,05	4,662	4,512	3,80+0	1,57+0	1,66+0	2,36+0	1,30+1	1,28+1	1,23+1

Расчетные данные, представленные в табл. 4, типизированы по значению параметра β в соотношении (7), регламентирующего исходное вертикальное распределение концентрации частиц в набегающем турбулентном потоке. Значения параметра β указаны в заголовках каждой таблицы.

При малых значениях параметра $\beta = 0,002$ для тяжелой фракции грубодисперсных частиц с $\rho = 6,9 \text{ г/см}^3$ происходит существенное сужение спектра (параметр b_3 изменяется от 1,30 до 2,9) и смещение моды в область малых размеров (R_3 уменьшается от 5,29 до 3,47 мкм). Повышение значений R_3 в конце трассы обусловлено доминированием фоновых частиц в смеси.

При увеличении высотного градиента экспоненциального спада концентрации частиц ($\beta = 0,01$; 0,10) модельные оценки указывают на возможность формирования на различных расстояниях от начальной вертикали поступления частиц (для $z = 60$ м это $x = 100 - 500$ м) устойчивых зон повышенной концентрации аэрозольных частиц (см. изменение параметров F_i).

Горизонтальное изменение параметров модели (1) на высоте $z = 10$ м

x	R_1	R_2	R_3	b_1	b_2	b_3	F_1	F_2	F_3
$\beta = 0,002$									
0,05	4,851	4,925	5,29+0	1,47+0	1,44+0	1,30+0	5,24+1	5,29+1	5,56+1
2,55	4,659	4,502	3,73+0	1,57+0	1,66+0	2,54+0	4,30+1	4,24+1	4,18+1
5,05	4,615	4,412	3,52+0	1,59+0	1,72+0	2,88+0	2,42+1	2,38+1	2,29+1
7,55	4,595	4,375	3,47+0	1,60+0	1,74+0	2,89+0	1,74+1	1,69+1	1,58+1
10,05	4,585	4,357	3,48+0	1,61+0	1,75+0	2,77+0	1,38+1	1,34+1	1,21+1
$\beta = 0,010$									
0,05	4,850	4,927	5,37+0	1,47+0	1,44+0	1,26+0	5,11+0	5,15+0	5,37+0
2,55	4,682	4,554	3,95+0	1,56+0	1,63+0	2,15+0	1,08+1	1,07+1	1,02+1
5,05	4,664	4,552	3,95+0	1,56+0	1,64+0	2,06+0	7,03+0	6,91+0	6,33+0
7,55	4,664	4,527	4,03+0	1,56+0	1,64+0	1,94+0	5,63+0	5,53+0	4,97+0
10,05	4,668	4,540	4,11+0	1,56+0	1,63+0	1,85+0	4,91+0	4,82+0	4,30+0
$\beta = 0,100$									
0,05	4,783	4,778	4,78+0	1,50+0	1,51+0	1,49+0	2,81+0	2,81+0	2,78+0
2,55	4,745	4,694	4,47+0	1,52+0	1,55+0	1,67+0	3,50+0	3,48+0	3,36+0
5,05	4,749	4,704	4,53+0	1,52+0	1,54+0	1,62+0	3,11+0	3,09+0	2,99+0
7,55	4,753	4,713	4,56+0	1,52+0	1,54+0	1,60+0	2,97+0	2,96+0	2,86+0
10,05	4,756	4,720	4,58+0	1,52+0	1,53+0	1,59+0	2,90+0	2,89+0	2,80+0

Модельные оценки, представленные в табл. 1–4 и в виде изолиний на рис. 1–3, показывают, что спектр размеров грубодисперсной фракции приобретает сложную пространственную структуру как по концентрации (рис. 1, σ –3, σ), так и по характерному размеру частиц (рис. 1, a –3, a).

В приземном слое аэрозольные частицы помимо стоксовского оседания могут вовлекаться в упорядоченное движение вверх, под воздействием конвективных потоков тепла, и наоборот, в зависимости от типа подстилающей поверхности приобретать также фиктивную составляющую в направлении вниз как следствие процесса оседания.

В расчетных оценках, представленных на рисунках, рассмотрено три варианта: доминирует конвективная компонента W_k (рис. 1), доминируют процессы сухого осаждения W_c (рис. 2) и когда обе компоненты взаимно компенсируются (рис. 3).

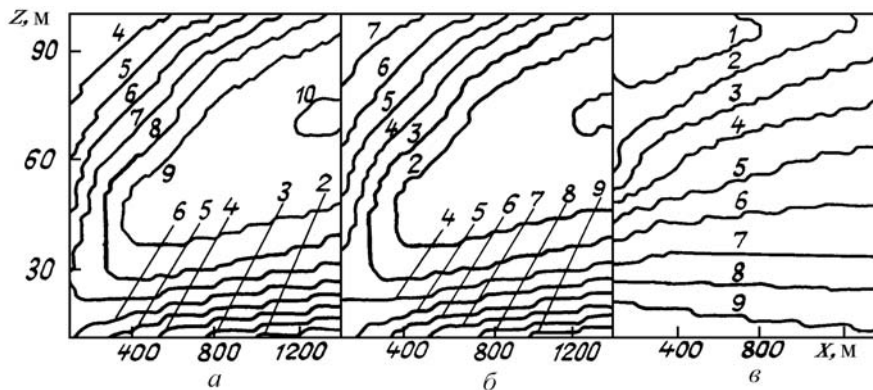


Рис. 1. Изолинии равных значений параметров спектра частиц грубодисперсной фракции при $W_k = -0,06$ м/с; $W_c = 0$; а) модального радиуса R_i мкм; б) параметра b_i ; в) параметра F_i

Как видно из рисунков, при доминировании конвективной составляющей ($W_k = -0,06$ м/с) изолинии поля концентрации (в данном случае F_i) приобретают большую однородность вдоль потока, хотя вблизи подстилающей поверхности с ростом x концентрация падает, в то время как на высотах $z > 60$ м наблюдается увеличение. Две последние тенденции более отчетливо проявляются, когда увели-

чивается скорость оседания частиц, т.е. во втором и третьем случаях. Во всех трех случаях наблюдаются «острова» косвенного укрупнения частиц грубодисперсного аэрозоля, которые совпадают по месту положения с областями увеличения дисперсности (параметра b_i) $dz = 60 \div 90$ м, $dx = 600 \div 1200$ м.

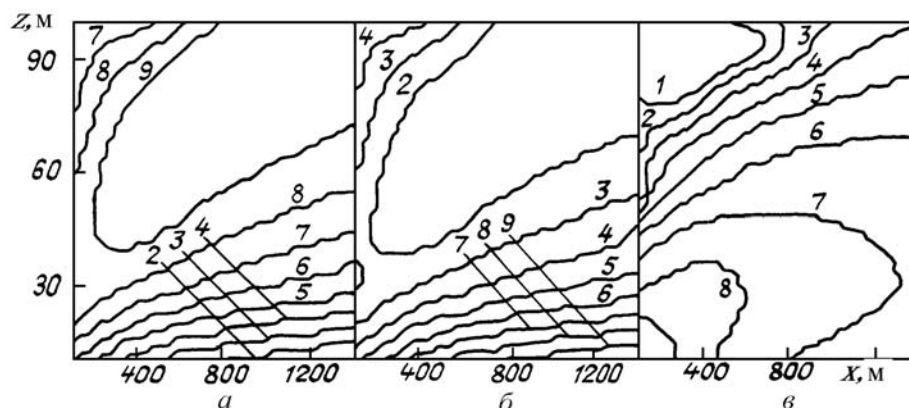


Рис. 2. То же, что и на рис. 1, для $W_c = 0,05$ м/с; $W_k = 0$

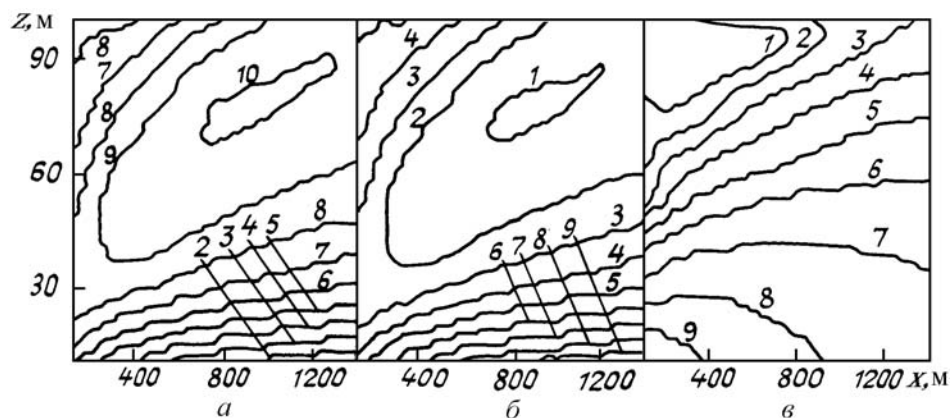


Рис. 3. То же, что и на рис. 1, для $W_c + W_k = 0$

Представленные результаты исследования позволили подробнее рассмотреть лишь некоторые особенности формирования спектра размеров частиц грубодисперсной фракции дымки, получить ряд количественных оценок, проясняющих механизм образования аномалий в пространственном распределении минеральных частиц, полезных, например, для понимания морфологии так называемых неконденсационных облаков, в составе которых доминируют частицы почвенного происхождения с $R = 1,0 \div 4,0$ мкм [8]. Причем в модельных оценках были рассмотрены только простейшие ситуации, когда переносимая компонента аэрозолей родственна по спектру размеров фоновой. Предварительные модельные оценки показывают, что при смешивании разнородных аэрозолей, когда модальный радиус и ширина моды существенно отличаются от фоновой, пространственные деформации спектра имеют сложную структуру, так как в этом случае интегральные признаки спектра в разных точках слагаются в самых разнообразных пропорциях, что и предопределяет неоднозначную динамику изменения R_i , b_i , F_i (см. соотношения (2)–(4)) даже для аккумулятивной фракции.

Для исследования механизма смешения разнородных аэрозолей необходимы конкретные численные оценки с учетом различий мощности и спектра генерации источников, а также конкретных особенностей физико-химического состава частиц, определяющих обобщенную плотность аэрозольного вещества. Традиционные подходы со строгим описанием процессов в многофазных средах наталкиваются на большие математические трудности, которые вряд ли удастся преодолеть без концептуальных упрощений. Намечающаяся тенденция редукции модельных построений, по-видимому, оправдана и является естественным развитием методологии прогнозирования оптических свойств атмосферного аэрозоля.

Метод фракционного моделирования свойств атмосферной дымки является одним из таких целесообразных компромиссов, который позволяет сочетать в себе достаточно простое описание спектра размеров, охватывающего широкое многообразие локальных состояний, с сохранением качественного единства (целостности) этих спектров.

1. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптические модели атмосферного аэрозоля. Изд. ТФ СО АН СССР. Томск, 1986. 296 с.

2. Рахимов Р. Ф. //Оптика атмосферы. 1990. Т. 3. № 4. С. 339–348.
3. Рахимов Р. Ф. //Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. № 3. С. 259–266.
4. Креков Г. М., Рахимов Р. Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1982. 198 с.
5. Розенберг Г. В. //Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1983. Т. 19. № 3. С. 241–254.
6. Ермилов С. Н. //Труды ЛГМИ. 1974. Вып. 49. С. 106–118.
7. Ивлев Л. С., Андреев С. Д. Оптические свойства атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ. 1986. 360 с.
8. Зуев В. Е., Белан Б. Д., Веретенников В. В. и др. //Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. № 7. С. 737–743.
9. Розенберг Г. В. //Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1983. Т. 19. № 1. С. 21–35.

Институт оптики атмосферы СО АН СССР,
Томск

Поступила в редакцию
15 января 1991 г.

R. F. Rakhimov. Redistribution of the Coarse Fraction Aerosols over the Size Spectrum due to the Advection in a Turbulized Air Flux.

A technique of numerical simulations of the coarse fraction aerosol redistribution over the size spectrum due to advection in a turbulized flux is discussed. Some model estimations of the spatial changes in the aerosol size spectra due to the influence of gravitational sedimentation are given in the paper.