Известия АН СССР
ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ
И ОКЕАНА
Том 23 • № 6
1987

УДК 551.510.42

О ВРЕМЕННОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЭРОЗОЛЯ В НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЕ

БЕЛАН Б. Д., ЗАДДЕ Г. О., ПХАЛАГОВ Ю. А.,
РАССКАЗЧИКОВА Т. М.

Рассматриваются результаты самолетного зондирования профиля концентрации аэрозоля до высоты 3 км в разных воздушных массах и его временна́я трансформация в условиях неизменной воздушной массы. Обнаружено, что накопление аэрозоля в чистой воздушной массе над лесной зоной (юг Западной Сибири) первоначально идет только в нижних слоях атмосферы и лишь по истечении четырех суток происходит его интенсивный вынос в вышележащие слои. Установлено, что скорость накопления аэрозоля в приземном слое максимальна в условиях, когда пришедшая масса еще достаточно чиста. Показано, что образовавшийся аэрозоль имеет фотохимическое происхождение. Результаты аналогичных исследований в аридной зоне, где подстилающая поверхность представляет собой каменистую полупустыню с минимумом растительности (Восточный Казахстан), показали, что в этих условиях накопление аэрозоля в чистой воздушной массе происходит равномерно по всем высотам, вплоть до $H=2{,}5$ км.

Как известно [1], атмосферный аэрозоль — один из основных факторов, определяющих ослабление электромагнитного излучения видимого и инфракрасного диапазона, распространяющегося в атмосфере. В то же время многие стороны динамики аэрозоля в атмосфере остаются малоисследованными. Особенно это касается временно́й изменчивости вертикального распределения аэрозоля, представление о которой составлено на основании редких эпизодических измерений. В связи с этим в настоящей работе на основе анализа данных самолетного зондирования атмосферного аэрозоля, в течение ряда лет проводившегося в ИОА СО АН СССР, представлены усредненные вертикальные профили концентрации аэрозоля для различных воздушных масс и рассмотрена их временна́я трансформация внутри одной и той же воздушной массы.

Счетная концентрация аэрозоля (N) измерялась фотоэлектрическим счетчиком АЗ-5 ($r \geqslant 0{,}2$ мкм) с борта самолета ИЛ-14. При этом счетчик АЗ-5 был модернизирован с учетом рекомендаций, изложенных в [2]. Забор воздуха осуществлялся прямым наддувом в тонкостенную трубку, параметры которой (диаметр 8 мм, толщина стенок 0,5 мм) определялись по условиям, изложенным в [3]. Заборник располагался в передней части самолета, перед винтами. Изокинетичность отбора обеспечивалась подбором сечений выходного отверстия воздуховодного тракта и соответствующего динамического перепада давления на входе заборной трубки и на выходе обтекателя, установленного на фюзеляже самолета и включенного в воздуховодный тракт после счетчика АЗ-5. При необходимости (изменение скорости полета самолета) расход воздуха регулировался при помощи ротаметра. Концентрация аэрозоля измерялась через каждые 100 м по вертикали при подъеме и спуске самолета. Учитывая временну́ю задержку в определении концентрации аэрозоля, обусловленную скоростью прососа воздуха через счетчик АЗ-5, скоро-

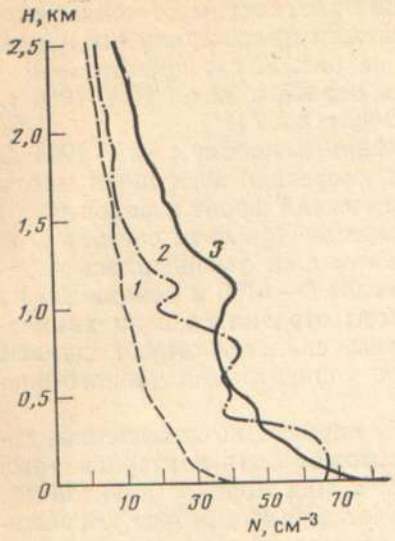

Рис. 1

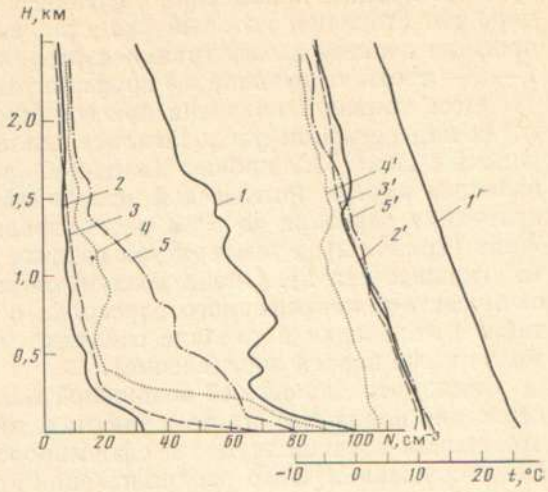

Рис. 2

Рис. 1. Вертикальный профиль концентрации аэрозоля над югом Западной Сибири в разных воздушных массах: *1* — арктический воздух, *2* — умеренный теплый воздух, *3* — умеренный холодный воздух

Рис. 2. Трансформация вертикального профиля концентрации аэрозоля (кривые *1—5*) и температуры воздуха (кривые *1'—5'*) над югом Западной Сибири: *1* — умеренный теплый воздух, зондирование проведено 12.V 1984 г. в 17.30; *2—5* — арктическая воздушная масса, зондирование 13.V 1984 в 15.30 (*2*) и 22.30 (*3*); 15.V 1984 в 17.00 (*4*), 16.V 1984 в 18.20 (*5*)

подъемность самолета задавалась 2—3 м/с, для более детальной проработки вертикального профиля концентрации аэрозоля. Набор высоты и снижение самолета производились в районе с радиусом 20—30 км, а полученные данные усреднялись для центральной точки этого района. К настоящему времени только для района Томска получено более 200 профилей счетной концентрации аэрозоля, что, несмотря на невысокие точностные характеристики счетчика АЗ-5, позволяет делать некоторые выводы.

Прежде всего рассмотрим среднее распределение концентрации аэрозоля по высоте внутри разных воздушных масс, полученное для юга Западной Сибири (рис. 1). Здесь кривая *1* представляет среднее вертикальное распределение счетной концентрации аэрозоля в арктической воздушной массе, *2* — в умеренном теплом воздухе и кривая *3* — в умеренном холодном воздухе. Для построения кривых *1—3* использовано соответственно 21, 13 и 32 отдельных профиля $N(H)$.

Из рис. 1 видно, что самой чистой является арктическая воздушная масса. Наиболее загрязненной для $H>1$ км является умеренная холодная воздушная масса. Для умеренного теплого воздуха характерна почти неизменная концентрация аэрозоля в слое 0—200 м, что, по-видимому, связано с ослаблением турбулентного выноса аэрозоля с подстилающей поверхности в условиях устойчивой стратификации, которая возникает при натекании теплого воздуха на холодную поверхность. Загрязненность умеренного холодного воздуха выше 1 км, превышающая содержание аэрозоля в других массах, обусловлена, вероятно, накоплением аэрозоля в стационарных условиях, так как для данного региона этот тип воздушной массы возникает, как правило, из арктического воздуха при трансформации его в системе сибирского антициклона. Кривая *3* очень похожа на средний вертикальный профиль счетной концентрации аэрозоля, полученный нами для антициклонических условий [4].

Для подтверждения этого предположения рассмотрим на конкретном примере процесс накопления аэрозоля в свежем арктическом воздухе по мере его старения, который представлен на рис. 2, где кривые *1—5* — профили счетной концентрации аэрозоля в период с 12 по 16.V 1984 г., *1′—5′* — соответствующие им профили температуры $T(H)$.

Здесь кривая *1* получена при зондировании атмосферы 12.V 1984 г., когда над регионом располагалась теплая умеренная воздушная масса. В ночь с 12 на 13.V прошел холодный арктический фронт и район работ оказался внутри арктической воздушной массы. При этом счетная концентрация аэрозоля во всем рассматриваемом слое уменьшилась в 5—7 раз (кривая *2*), а температура воздуха в слое 0—1400 м понизилась на 15° (кривые *1* и *2*). Смена воздушной массы отразилась и на химическом составе атмосферного аэрозоля, о чем свидетельствуют данные табл. 1 (прочерки в таблице означают, что концентрация данного элемента ниже порога определения).

Видно, что для свежей воздушной массы характерно повышенное содержание ионов Na^+ на всех высотах, что может быть критерием того, что данная воздушная масса сформировалась над морской акваторией. Подтверждением этого предположения является также резкое уменьшение концентрации ионов K^+ в пришедшей воздушной массе и рост концентрации ионов SO_4^{2-}, что характерно для морского аэрозоля [5]. Значительное повышение концентрации таких типично почвенных элементов, как Si и Fe, характерно лишь для фронтальной зоны и обусловлено, по всей вероятности, выносом аэрозоля местных источников за счет усиления интенсивности турбулентности в зоне фронта.

Несмотря на то что после прохождения фронта (т. е. после 12.V) концентрация практически всех элементов, приведенных в табл. 1, уменьшалась, счетная концентрация частиц начала резко возрастать, о чем свидетельствуют данные рис. 2. Зондирования, проведенные 13 и 15.V (см. кривые *3*, *4* и *3′*, *4′*), показывают, что в условиях развитой конвекции, когда градиенты температуры близки к сухоадиабатическим ($\gamma = 1°/100$ м), происходит быстрое обогащение аэрозолем самых нижних слоев воздуха. Причем этот процесс проходил на фоне понижающейся температуры воздуха (кривые *3′* и *4′*).

Через четыре дня (16.V 1984 г.) концентрация аэрозоля в приземном слое практически достигла уровня, который наблюдался в умеренном теплом воздухе (кривая *1*) и только после этого началось интенсивное заполнение аэрозолем вышележащих слоев воздуха, когда за сутки верхняя граница аэрозольного слоя поднялась с 400 до 1400 м (кривая *5*). Обнаруженная закономерность трансформации профиля концентрации аэрозоля в условиях неизменной воздушной массы представляется очень интересной и требует некоторых количественных оценок с тем, чтобы в дальнейшем ответить на вопрос о механизмах генерации и выноса частиц. Оценим прежде всего скорость генерации аэрозоля в самых нижних слоях атмосферы, поскольку именно здесь первоначально наблюдается рост концентрации частиц в свежей воздушной массе.

Эти данные представлены в табл. 2 и получены в предположении, что наблюдается линейное изменение счетной концентрации во времени, т. е.

$$R = \frac{dN}{dt} = \frac{N_2 - N_1}{t_2 - t_1}, \qquad (1)$$

где R — скорость поступления аэрозоля, N_2 и N_1 — концентрация частиц в конечный t_2 и начальный t_1 момент времени соответственно.

Из этих данных следует, что скорость поступления (генерации) аэрозоля в приземном слое максимальна, когда воздушная масса еще достаточно чистая, а по мере ее старения скорость генерации аэрозоля существенно снижается.

Таблица 1

Элементный состав атмосферного аэрозоля (мкг/м³) над югом Западной Сибири

Высота, м	Дата, май 1984	Na^+	K^+	NH_4^+	SO_4^{2-}	Si	Fe
600	11	0,08	1,30	0,04	—	0,14	0,13
	12	1,13	0,19	0,05	2,264	1,32	0,15
	16	0,75	0,03	—	—	0,06	0,01
1500	11	0,02	1,16	0,10	—	0,07	0,31
	12	0,14	0,27	—	0,556	0,95	0,12
	13	0,64	0,04	—	—	0,29	0,02
2100	11	0,16	0,59	0,07	—	0,17	0,04
	12	0,62	0,50	0,06	—	9,02	0,32
	13	0,43	0,43	0,06	2,714	0,21	0,02
	16	0,63	0,01	—	—	0,07	0,01

Таблица 2

Скорость поступления аэрозоля в приземный слой атмосферы над югом Западной Сибири в мае 1984 г.

Период	15.30—22.30 13.V 1984	22.30 13.V 1984	17.00 15.V 1984
R, $\frac{\text{частица}}{\text{см}^3\cdot\text{ч}}$	5,71	0,46	

Далее оценим общее количество аэрозольных частиц, находившееся в воздухе до прохождения фронта и в его тылу. Для этого подсчитаем количество частиц аэрозоля в вертикальном столбе воздуха сечением 1 см² по формуле

$$\hat{N} = \int_0^{H_0} N(H)\,dH. \qquad (2)$$

Высоту интегрирования примем равной 1,5 км, так как выше (рис. 2) особых изменений в концентрации аэрозоля в тылу фронта не происходило. Результаты расчетов в виде гистограммы представлены на рис. 3, откуда видно, что при смене воздушной массы общее количество аэрозоля в слое 0—1,5 км уменьшилось с $10{,}9\cdot10^7$ см$^{-2}$ до $2{,}1\cdot10^7$ см$^{-2}$, т. е. в 5 раз, а затем начало нарастать со средней скоростью $1{,}18\cdot10^7$ см$^{-2}$/сут и достигло за 4 сут величины $6{,}72\cdot10^7$ см$^{-2}$, что свидетельствует о достаточной стабильности аэрозоля.

Поскольку речь идет о частицах с $r \geqslant 0{,}2$ мкм, то наблюдаемый прирост концентрации аэрозоля естественно объяснить увеличением числа субмикронных частиц.

Это обстоятельство, а также установленный выше факт максимальной скорости генерации аэрозоля в приземном слое в условиях относительно чистой воздушной массы позволяют предположить, что в первоначально чистой воздушной массе, длительное время находящейся в данном регионе, идет накопление аэрозоля, имеющего главным образом фотохимическое происхождение. Именно поэтому химический анализ аэрозоля (см. табл. 1) и не показал увеличения концентрации указанных в таблице элементов. О преимущественном образовании фотохимического аэрозоля в чистых воздушных массах свидетельствуют, в частности, данные работ [6, 7], а наши данные показывают, кроме того, что фотохимические процессы интенсивнее протекают в приземном слое атмосферы (хотя это и не исключает поступления аэрозоля с поверхности почвы).

Что касается механизма выноса аэрозоля из приземного слоя в

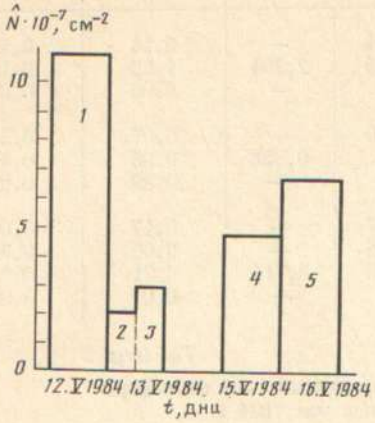

Рис. 3

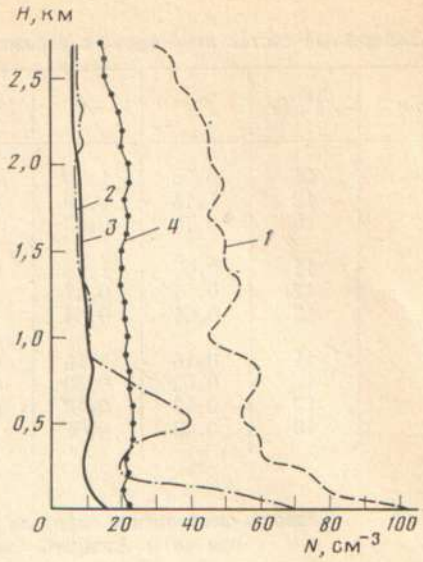

Рис. 4

Рис. 3. Динамика числа частиц в вертикальном столбе атмосферы сечением в 1 см^2 в период измерений

Рис. 4. Трансформация вертикального профиля концентрации аэрозоля в аридной зоне: *1* — умеренный теплый воздух, зондирование 23.V 1984 в 3.00; *2—4* — арктическая воздушная масса, зондирование во время прохождения фронта 26.VI 1984 в 1.00 (*2*) и 3.00 (*3*), а также на периферии циклона 27.VI 1984 в 5.00 (*4*)

вышележащие слои атмосферы то, по всей вероятности, этот вынос осуществляется за счет турбулентных потоков. Однако пока не ясно, почему в условиях развитой конвекции, которая имела место в течение всего описываемого периода, интенсивный вынос аэрозоля вверх начался только когда концентрация в приземном слое достигла 80—90 частиц/см^3.

Обращает на себя внимание и то, что концентрация аэрозоля у земли от 15 к 16.V уменьшается (рис. 2, кривые *4* и *5*). Возможно, что за счет интенсивного выноса вверх аэрозоля его содержание не успевает восстанавливаться у поверхности земли, так как не хватает мощности источника аэрозоля.

Все перечисленные закономерности относятся к югу Западной Сибири, характеризующемуся наличием больших лесных массивов, и совершенно иной характер имеет трансформация профиля концентрации аэрозоля в атмосфере аридной зоны. Такие исследования были проведены нами в июне 1984 г. в Восточном Казахстане, где подстилающая поверхность представляет собой типичную каменистую полупустыню с минимумом растительности.

На рис. 4 представлены вертикальные профили счетной концентрации аэрозоля, полученные: *1* — в умеренном воздухе 23.VI 1984 г., *2* — в период прохождения арктического холодного фронта 26.VI 1984 г.; *3* — в тылу этого фронта 26.VI 1984 г.; *4* — через сутки после прохождения фронта, 27.VI 1984 г.

Из рис. 4 видно, что, так же как и для юга Западной Сибири, смена воздушной массы приводит к резкому уменьшению концентрации аэрозоля. Причем в отличие от юга Западной Сибири здесь после прохождения фронта стратификация из ярко выраженной (кривая *1*) становится безразличной (кривая *3*). Через сутки (кривая *4*), наблюдается увеличение концентрации аэрозоля на 10 см$^{-3}$ во всем рассматриваемом слое (0—2,5 км). Такой своеобразный вид вертикального распределения $N(H)$, по-видимому, есть следствие ярко выраженной конвекции в арид-

ной зоне в летний период, когда аэрозоль конвективными потоками выносится на несколько километров вверх.

Полученные данные о трансформации профиля концентрации аэрозоля в нижней тропосфере позволяют провести ориентировочную оценку коэффициента турбулентной диффузии, представляющего самостоятельный интерес в задачах переноса аэрозоля в атмосфере. Согласно [8], при турбулентном переносе аэрозоля характерное расстояние переноса определяется по формуле

$$l=\sqrt{Dt}, \qquad (3)$$

где D — коэффициент турбулентной диффузии, t — время переноса. На основании (3) сделаны оценки коэффициента турбулентной диффузии для аэрозоля с размерами частиц $r \geqslant 0{,}2$ мкм, результаты которых приведены в табл. 3.

Таблица 3

Средние коэффициенты турбулентной диффузии в слое 0—1,5 км над югом Западной Сибири в мае 1984 г.

Период	15.30—22.30 13.V 1984	22.30 13.V 1984—17.30 17.V 1984	17.00 15.V 1984—18.00 16.V 1984
D, м²/с	0,41	0,47	7,11

Оценка величины коэффициента турбулентной диффузии в аридной зоне дает среднесуточное его значение, равное 70 м²/с, что на порядок выше, чем для лесной (гумидной) зоны.

Полученные оценки показывают большой разброс в величинах D, что согласуется с имеющимися немногочисленными данными по этому вопросу.

Выводы. На основании проведенных исследований обнаружены особенности трансформации вертикального профиля концентрации аэрозоля в гумидной и аридной зонах.

1. В гумидной зоне при длительном существовании в одном регионе первоначально чистой воздушной массы происходит ее обогащение аэрозолем фотохимического происхождения, образующимся преимущественно в приземном слое атмосферы, который затем (через 3—4 сут) постепенно переносится вверх.

2. В аридной зоне обогащение аэрозолем первоначально чистой воздушной массы происходит равномерно на всех высотах.

3. Получены ориентировочные оценки коэффициента турбулентной диффузии с минимальным значением 0,41 м²/с (в континентальной зоне) и максимальным — 70 м²/с (в аридной зоне).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Зуев В. Е.* Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. М.: Советское радио, 1970. 496 с.
2. *Беляев С. П., Гончаров Н. В., Дубровин М. А.* Исследование характеристик и модернизация счетчика аэрозольных частиц АЗ-5/Тр. ИЭМ. 1980. Вып. 25(93). С. 31—37.
3. *Беляев С. П., Кустов В. Т.* Погрешности отбора проб атмосферных аэрозолей//Тр. ИЭМ. 1984. Вып. 7 (112). С. 72—86.
4. *Белан Б. Д., Матвиенко Г. Г., Пхалагов Ю. А.* Вертикальное распределение аэрозоля в антициклонах//Тез. докл. III Всесоюз. совещ. по атмосферной оптике и актинометрии. Ч. 1. Томск, 1983. С. 76—78.
5. *Пхалагов Ю. А., Черкасова Т. Г.* Химический состав аэрозоля прибрежной дымки// Изв. АН СССР. ФАО. 1984. Т. 20. № 5. С. 388—393.
6. *Любовцева Ю. С.* О фотохимической и конденсационной изменчивости субмикронной фракции природного аэрозоля//Изв. АН СССР. ФАО. 1978. Т. 14. № 2. С. 229—233.
7. *Головина Е. Г., Ивлев Л. С., Сирота В. Г. и др.* Наблюдения фотохимической дымки в долине реки Обь//Метеорология и гидрология. 1985. № 11. С. 107—109.

8. *Czeplak G., Junge C.* Studies of inter-hemispheric exange in the troposphere by a diffusion model//Turbulent Diffusion in Environmental Pollution. Adv. in Geophys. 1974. V. 186. P. 57—72.

Академия наук СССР
Сибирское отделение
Институт оптики атмосферы

Поступила в редакцию
13.I.1986

TIME-DEPENDENT TRANSFORMATION OF VERTICAL AEROSOL DISTRIBUTION IN THE LOWER ATMOSPHERE

BELAN B. D., ZADDE G. O., PKHALAGOV Yu. A., RASSKAZCHIKOVA T. M.

Results of airborne sounding up to 3 km of the aerosol concentration vertical profiles are analyzed for cases of different air masses and the temporal transformation of the profiles in the same air masses. It was shown that over the forest region (on the southern part of Western Siberia) the uncontaminated arctic air masses began to accumulate aerosol only in the ground layer. Intensive transfer of the aerosol to the overlying layers occured 3—4 days later. The rate of aerosol accumulation in the ground layer was discovered to be maximum at the beginning of the accumulating process. Results of the similar studies in the desert region (on the eastern part of the Kazakh SSR) have shown that the arctic air masses were evenly enriched by aerosol at all altitudes up to $H=2.5$ km.