

П.К. Куценогий, Н.С. Буфетов, Е.И. Киров, С.И. Шуйский

ДИНАМИКА СУТОЧНЫХ И СЕЗОННЫХ ЦИКЛОВ АЭРОЗОЛЕОБРАЗОВАНИЯ В АТМОСФЕРЕ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ В НОВОСИБИРСКОЙ ОБЛАСТИ

Приведены результаты летней комплексной экспедиции 1994 г. по изучению суточной динамики изменения концентрации атмосферного аэрозоля. Измерения проводились одновременно в трех точках Новосибирской области. Сравнение результатов измерений в различных точках позволяет сделать выводы о естественных циклах суточной динамики и об антропогенном ее искажении. Сравнение результатов летних измерений с результатами измерений в другие сезоны позволяет сделать выводы относительно сезонной вариации концентрации атмосферного аэрозоля.

I. Введение

Огромна роль атмосферного аэрозоля (АА) для климата Земли как в глобальном, так и в локальном масштабе. Это связано с тем, что частицы АА активно влияют на перенос радиации в атмосфере, поглощая и рассеивая солнечную и тепловую радиацию, и служат ядрами конденсации облаков и туманов.

Важнейшими параметрами атмосферного аэрозоля являются концентрация и спектр размеров. Последние исследования показали регулярность в изменениях концентрации и спектра размеров частиц атмосферного аэрозоля. Кроме суточных циклов аэрозольной концентрации, связанных с антропогенной деятельностью (часы пик движения автотранспорта и т.д.), существуют естественные суточные и сезонные циклы концентрации атмосферного аэрозоля естественного происхождения, обусловленные процессами превращения газ–частица и перемешиванием приземного слоя атмосферы.

Однако существующие экспериментальные данные носят отрывочный характер и не достаточны для создания количественной модели, описывающей данные циклы. Получение систематических и полных данных по наблюдаемым суточным и сезонным циклам аэрозольной концентрации и разработка модели, описывающей данные циклы, являются конечной целью наших исследований.

Данная работа имеет задел — исследования, выполненные в 1990—1993 гг. в районе оз. Байкал и Новосибирской области в рамках проекта «Аэрозоли Сибири» [1]. Во время последующих длительных измерений у поверхности земли наблюдались явно выраженные суточные и сезонные циклы изменения концентрации субмикронной фракции аэрозоля естественного и антропогенного происхождения. Динамика аэрозольной концентрации может быть в общем объяснена с помощью известных теорий образования аэрозоля.

II. Характеристика точек наблюдения

Наблюдения производились в нескольких точках в Новосибирской области.

1. Первая точка, в которой проводились регулярные наблюдения динамики суточного изменения аэрозольной концентрации, находилась на восточной границе Новосибирского научного центра — Академгородка СО РАН. Оборудование располагалось в здании Института химической кинетики и горения СО РАН. Отбор производился с высоты около 6 м над поверхностью земли с 3-го этажа здания института. Поскольку наблюдались в основном характеристики аэрозольных частиц в интервале размеров 0,1–1 мкм, не было необходимости заботиться об изокинетичности отбора и минимизации диффузионных потерь частиц в заборных шлангах.

2. Вторая точка наблюдений находилась в 12 км к востоку от Академгородка, около поселка Ключи в дачной местности. Данная точка отбора может быть охарактеризована как «пригородная».

3. Третья точка отбора расположена на юго-западе Новосибирской области, около оз. Чаны на стационаре Биологического института СО РАН приблизительно в 500 км от первых двух. Это значит, что наблюдения охватывали процессы регионального масштаба.

III. Измерительная техника

Концентрация аэрозольных частиц измерялась в терминах полного светорассеяния аэрозольными частицами, измеренного нефелометром. Нефелометр – это прибор, измеряющий интегральное светорассеяние от аэрозольных частиц, попадающих в засвеченный счетный объем. Для измерений использовался серийный прибор ФАН-А, выпускаемый Загорским приборостроительным заводом. Источником света служила галогенная лампа накаливания мощностью 40 Вт. Изображение спирали лампы фокусировалось в счетный объем, светорассеяние наблюдалось под углом 45° фотоумножителем ФЭУ-85. После лампы свет проходил через желто-зеленый корректирующий светофильтр. Величина сигнала прибора впредь будет даваться в относительных единицах, где в качестве масштаба используется рэлеевское светорассеяние чистого воздуха, измеренное тем же прибором.

Для корректности выводов по результатам измерений нефелометра необходимо оценить интервал размеров частиц, дающих наибольший вклад в показания прибора. Сначала, используя данные по спектральной чувствительности прибора, было рассчитано относительное светорассеяние аэрозольными частицами в зависимости от размера. В качестве масштаба бралось рэлеевское рассеяние света чистым воздухом без аэрозольных частиц. Расчеты проводились по теории Ми с использованием программы ВНМЕ, изложенной в [2]. Комплексный показатель преломления, используемый в расчетах, был взят из [3] и соответствовал так называемым «пылеобразным» частицам. Действительная часть комплексного показателя преломления равнялась 1,53, а мнимая – $8 \cdot 10^{-3}$. Результаты вычислений могут быть описаны следующим образом. В области размеров аэрозольных частиц $r < 0,1$ мкм светорассеяние зависит от размера частиц, равного r^6 , что соответствует рэлеевскому приближению. Для частиц с $r > 1$ мкм светорассеяние асимптотически приближается к зависимости от размера r^2 , что соответствует геометрическому приближению. Однако в среднем интервале 0,2–1 мкм зависимость светорассеяния от радиуса имеет вид $r^{1,5}$.

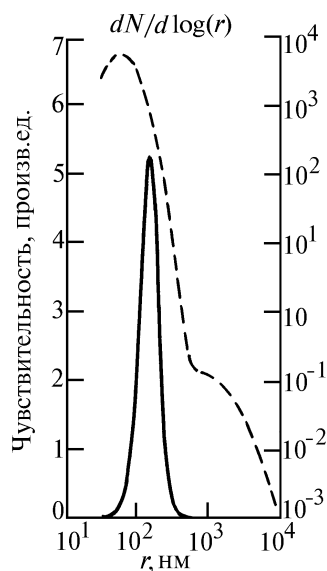


Рис. 1. Амплитуда сигнала нефелометра в зависимости от размера частиц

Для удобства вычислений мы использовали следующую эмпирическую зависимость светорассеяния от радиуса:

$$f(r) = [1 + (r/R)^{1,5}] / [1 + (R/r)^6],$$

где $R = 0,16$ мкм. Данная аналитическая зависимость приближает наши результаты расчетов по теории Ми с точностью 13% в интервале размеров $0,01 \div 2$ мкм.

Чтобы определить, какому интервалу размеров аэрозольных частиц соответствуют показания нефелометра, необходимо взвесить типичное распределение аэрозольных частиц по размерам с полученной выше чувствительностью нефелометра в зависимости от размера частиц. Распределение по размерам для континентального аэрозоля (рис. 1) было взято из [4] и соответствует чистому континентальному с примесью промышленного (городского) аэрозолю. На рис. 1 также показано это распределение (штриховая линия), взвешенное с функцией чувствительности нефелометра. Видно, что основной вклад в сигнал данного прибора дают частицы в районе 0,1 мкм. Такой вывод не изменится при использовании в расчетах других спектров размеров аэрозольных частиц в атмосфере.

IV. Результаты и обсуждение

Результаты измерения среднесуточного хода концентрации субмикронных частиц в терминах аэрозольного светорассеяния для различных времен года в Академгородке представлены на рис. 2. Как видно, для данных суточных ходов в летний период характерны два максимума с более выраженным вечерним максимумом. В зимний период средняя концентрация возрастает, а суточный ход становится более сглаженным.

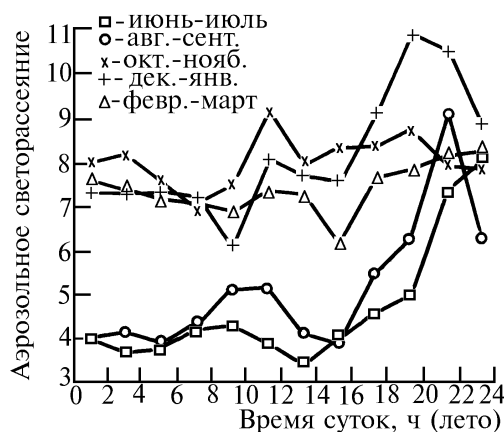


Рис. 2. Среднесуточный ход светорассеяния аэрозольными частицами ($\sigma - 1$) в зависимости от сезона в Академгородке

Укажем причины, оказывающие влияние на концентрацию субмикронных частиц, и величину измеряемого светорассеяния.

1. Образование субмикронных частиц в процессах конверсии типа газ-частица. Данные процессы, как правило, носят фотоиницированный характер и напрямую связаны с величиной солнечного излучения. Отсюда и рост концентрации частиц в дневное время суток по сравнению с ночным.

2. Обмен воздушными массами между приземным слоем, где в основном идут процессы аэрозолеобразования, и более высокими слоями атмосферы с более низкой концентрацией аэрозоля. Данные процессы ведут к уменьшению концентрации аэрозоля в середине летнего дня, когда интенсивность такого обмена наибольшая.

3. Обводнение аэрозольных частиц при увеличении влажности воздуха, приводящее к увеличению размера частиц и, как следствие, к увеличению эффективности светорассеяния частицами.

В зимнее время по сравнению с летом значительно уменьшается интенсивность вертикального перемешивания атмосферы, а значит, частицы накапливаются в приземном слое, что ведет к увеличению среднего значения аэрозольного светорассеяния (рис. 3). Кроме того, летом перемешивание имеет явно выраженную суточную динамику, следовательно, зимой его влияние на суточную динамику аэрозольной концентрации должно заметно ослабляться.

Для подробного исследования суточной динамики светорассеяния в летний период в июне 1994 г. была проведена комплексная экспедиция по изучению характеристик атмосферного

аэрозоля Новосибирской области. Измерения проводили параллельно в Академгородке, Ключах и около оз. Чаны. Данные измерения были направлены на то, чтобы выявить естественные циклы изменения счетной концентрации и их изменение под воздействием умеренной антропогенной активности.

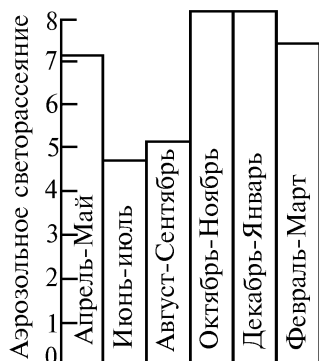


Рис. 3. Усредненные величины светорассеяния в зависимости от сезона



Рис. 4. Результаты измерений июня 1994 г.

На рис. 4 показаны усредненные за один месяц суточные циклы светорассеяния аэрозольных частиц, измеренные на всех трех измерительных площадках. Из рис. 4 видно, что концентрация и ее динамика, измеренные в Ключах и около оз. Чаны, очень сходны (в увеличенном масштабе на рис. 5). В то же время суточный ход светорассеяния, измеренный в Академгородке, несколько отличается от двух других, особенно для вечерних часов. Сходство суточных ходов для станций Ключи и оз. Чаны поразительно (рис. 5), если учесть, что данные измерения проводились на расстоянии 450 км друг от друга. Поэтому можно говорить, что для оз. Чаны и пос. Ключи речь идет о «чистой» ситуации и естественной суточной динамике концентрации аэрозоля.

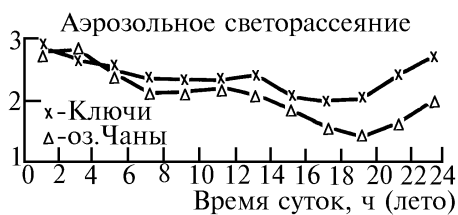


Рис. 5. В увеличенном масштабе рис. 4 для пос. Ключи и оз. Чаны



Рис. 6. Усреднение выбранных значений для лета и зимы в Академгородке

Для Академгородка наблюдались дни, когда среднесуточное значение аэрозольного светорассеяния не превосходило средних за месяц значений для Ключей и оз. Чаны. Если выбрать такие дни и построить усреднение по ним, то его суточная динамика будет иметь вид, как на рис. 6. Подобные дни можно назвать фоновыми, когда вследствие переноса масс из относительно чистых районов антропогенное влияние минимизировано. Насколько можно видеть из рис. 6, динамика в фоновые дни в Академгородке похожа на среднесуточную динамику на фоновых станциях с более явно выраженными провалами концентрации в 7:00 и 12:00–16:00.

Наблюдаемый суточный ход можно качественно объяснить, исходя из известных представлений об основных путях образования и трансформации аэрозольных частиц. Нижеизложенное объяснение будет затем использоваться для построения численной модели, описывающей суточный ход аэрозольной концентрации.

Прежде чем перейти к детальному рассмотрению формы суточного хода аэрозольного светорассеяния, необходимо сделать еще несколько комментариев относительно достоверности полученных данных. Из рис. 2–6 видно, что относительная амплитуда усредненных суточных колебаний невелика, а кроме того, существует неопределенность при нахождении самой величины светорассеяния. Данная неопределенность складывается из погрешностей измерения прибора и случайных колебаний светорассеяния в атмосфере. Опуская регулярные погрешности прибора, приводящие к постоянному завышению или занижению измеряемых значений, можно показать, что случайные ошибки составляют лишь проценты от измеряемой величины и не могут влиять на достоверность выводов по суточному ходу. Иное дело флуктуации аэрозольной концентрации, составляющие величину порядка 20% для интервала размеров, в котором проводятся измерения, и сравнимые с амплитудой суточного изменения светорассеяния. Однако при вычислении величины стандартного отклонения данных возникают сложности. Например, при усреднении данных не все из них можно считать независимыми друг от друга.

Интересный пример можно видеть на рис. 5. Амплитуда вариаций данных для каждого из измеренных средних суточных ходов достаточно велика при вычислении по известной формуле для стандартного отклонения. Однако если каждую из усредненных кривых считать независимым измерением (что так и есть на самом деле), то относительная вариация данных будет невелика.

V. Основные принципы построения модели, описывающей суточную динамику аэрозольной концентрации

Разобьем условно весь интервал размеров аэрозольных частиц с $r < 1$ мкм на 6 подынтервалов.

№ подынтервала	Радиусы, нм	Время жизни, сут	Относительная амплитуда суточных колебаний, %	Вклад в светорассеяние, %	Амплитуда суточных колебаний, %
1	1–3	0,02–0,15	100	0	0
2	3–10	0,15–1,4	100–50	0	0
3	10–30	1,4–5,9	50–15	0	0
4	30–100	5,9–9,4	15–10	13	2–1
5	100–300	9,4–9,9	10	81	8
6	300–1000	9,9–9,4	10–15	5	1
	> 1 мкм	< 9	> 15	1	0

В таблице приведены радиусы выбранных интервалов размеров для оценок, среднее для нижней тропосферы время жизни частиц в данных интервалах в зависимости от радиусов [3], исходя из времени жизни – возможные величины суточных вариаций концентрации, вклад в светорассеяние для типичного вида спектра размеров континентального аэрозоля и возможная амплитуда суточных колебаний светорассеяния, обусловленная частицами того или иного интервала размеров.

Время жизни частиц рассчитывалось из полуэмпирического выражения, данного Янике [3]:

$$\frac{1}{T} = \frac{1}{C} \left\{ \left(\frac{r}{R} \right)^2 + \left(\frac{R}{r} \right)^2 \right\} + \frac{1}{T_{\text{wet}}}, \quad (1)$$

где T – время жизни аэрозольных частиц в атмосфере; C – константа, равная 4 годам; r – радиус частиц с наибольшим временем жизни (0,3 мкм), T_{wet} – наибольшее время жизни, определяемое влажным вымыванием частиц. Параметр T_{wet} является наименее определенным и предположительно равен 10 сут в среднем для нижней тропосферы [3]. Амплитуда возможных суточных вариаций оценивалось, исходя из выражения для потенциального спада концентрации:

$$N(t) = N(0) \exp(-t/T). \quad (2)$$

Вклад каждой фракции в светорассеяние определялся, исходя из среднего спектра размеров сибирского аэрозоля, определенного в [5]. Результаты, представленные в 3-м столбце таблицы, существенно не изменяются при изменении параметров спектра размеров в разумных, имеющих физический смысл пределах.

Последний столбец таблицы отражает вклад каждой размерной фракции в относительную амплитуду суточной вариации аэрозольного светорассеяния. Основным выводом является то, что практически весь вклад в вариацию светорассеяния вносит размерная фракция 0,1–0,3 мкм. Для значения $T_{\text{wet}} = 10$ сут из формулы (1) амплитуда данной вариации будет порядка 10%.

Однако следует отметить, что значение T_{wet} , взятое из [3], является оценкой, причем средней для нижней тропосферы. Данная величина может изменяться в зависимости от погодных условий, характера подстилающей поверхности и т.д. Следует также ожидать уменьшения T_{wet} в приповерхностном подслое, т.к. более эффективными становятся удаление частиц и, следовательно, их времени жизни. При уменьшении T_{wet} до 1,5 сут величина амплитуды суточной вариации возрастает до 50%, при этом доля вклада фракции 0,1–0,3 мкм даже увеличится.

Сначала попытаемся разобраться с суточной вариацией светорассеяния в холодный период (ноябрь–март), когда затруднено вертикальное перемешивание и невелико изменение относительной влажности в течение суток [6]. В этот период для условий холодной зимы континентального климата суточное изменение коэффициента турбулентной диффузии также невелико [6].

Из результатов летней комплексной экспедиции 1994 г. видно, что для Академгородка, где проходили основные зимние измерения, возможны и погодные условия, когда атмосферный аэрозоль практически соответствует фоновому, и эпизоды с умеренным антропогенным влиянием. Для исключения данных эпизодов из результатов измерений были удалены значения для суток, когда величина суточного светорассеяния превосходила среднюю, затем оставшиеся измерения (около 50%) были вновь усреднены. Полученный среднесуточный ход представлен на рис. 6.

Первый основной вывод из рис. 6 – это наличие зимнего среднесуточного хода. Так же, как и летом, наблюдается увеличение светорассеяния в светлое время суток, что указывает на наличие фотохимического превращения газ–частица.

Второй немаловажный факт – это быстрое (в течение нескольких часов) уменьшение светорассеяния после вечернего пика до ночного уровня. Объяснить данный факт можно, если предположить дополнительный сток частиц на поверхность или вынос в более верхние слои атмосферы. Оценим сначала вклад турбулентной диффузии в вынос аэрозоля из приповерхностного слоя в более высокие слои. Из монографии Лайхтмана [6] коэффициент турбулентной диффузии в пограничном слое может быть записан в виде

$$K = k_1(h/h_0). \quad (3)$$

Так, для зимы $k_1 \approx 0,1 \text{ м}^2/\text{с}$ при $h_0 = 1 \text{ м}$ и практически не меняется с течением суток. Допустим, мы проводим измерения в приповерхностном слое толщиной H . В качестве H можно взять толщину внутреннего слоя перемешивания (ВСП), равную примерно 200–400 м. При этом

$$\frac{\partial n}{\partial t} \sim -\frac{\partial n}{\partial z} \left(K \frac{\partial n}{\partial z} \right), \quad (4)$$

где n – концентрация аэрозоля; z – вертикальная координата. Вертикальный профиль аэрозольной концентрации может быть записан в виде [7]

$$n = n_0 \exp(-z/L), \quad (5)$$

где $L \sim 1000 \text{ м}$ [7]. Из рис. 6 видно, что после вечернего пика концентрация падает до квазистационарного ночного уровня в течение времени τ , которое составляет несколько часов. Отсюда

$$\frac{1}{\tau} \sim \frac{k_1}{1 \text{ м} L} + \frac{H k_1}{1 \text{ м} L^2} \quad (6)$$

или

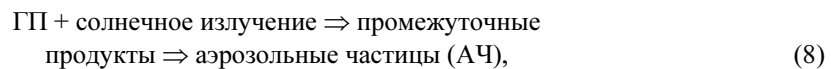
$$\tau \sim 10^3 \text{ м}^2 / k_1 \sim 10^4 \text{ с} \sim 3 \text{ ч.} \quad (7)$$

Таким образом, падение концентрации от вечернего пика к ночи может быть объяснено выносом частиц из приповерхностного слоя в более высокие слои атмосферы за счет турбулентной диффузии. Следует отметить, что концентрация частиц будет уменьшаться до того, как произойдет выравнивание градиентов концентрации по высоте, хотя бы внутри ВСП, т.е. вихри из более высоких слоев будут приносить воздушные массы с той же аэрозольной концентрацией, что и из более низких. Таким образом, изменение светорассеяния, благодаря турбулентному перемешиванию в приповерхностном слое, может быть записано как

$$\frac{\partial s}{\partial t} = -(\sigma - \sigma_0)/\tau.$$

В [7] приведено сравнение различных литературных данных по стоку частиц на поверхность в приповерхностном слое. Скорость стока оказалась не больше $10^{-2} \text{ см}^{-3}/\text{с}$ для частиц в исследуемом интервале размеров. При $n \sim 10^2 \text{ см}^{-3}$ время вымывания также находится в интервале более 10^4 с . Для выяснения того, какой из механизмов (турбулентная диффузия вверх или осаждение на препятствия подстилающей поверхности) является основным, обратимся к среднесуточному летнему ходу аэрозольной концентрации. Из рис. 6 видно, что летом падение концентрации после достижения вечернего максимума до ночного уровня происходит примерно за 7 ч против 4 зимой. Из данных, приведенных Лайхтманом [6], летом величина коэффициента турбулентной диффузии имеет явно выраженный суточный ход и равна примерно 0,05 для ночных часов, т.е. следует ожидать двукратного уменьшения скорости турбулентного выноса вверх по сравнению с зимним ночным (днем, однако, данный коэффициент выше летом, чем зимой). Этот факт является указанием на то, что турбулентная диффузия вверх является основным механизмом уменьшения счетной концентрации ночью после достижения вечернего максимума. Если бы основным механизмом, приводящим к уменьшению концентрации, являлось сухое осаждение на неровностях поверхности, то следовало бы ожидать более быстрого спада концентрации ночью летом по сравнению с зимой.

Схематически реакции в газовой фазе, приводящие к аэрозолеобразованию, можно представить в виде



где ГП – газы-предшественники аэрозольных частиц. Таких цепочек, приводящих к образованию АЧ различного химического состава, может быть великое множество. Если, однако, стадия фоторазложения инициатора является лимитирующей стадией процесса, то скорость аэрозолеобразования будет равна примерно $f(t)$ – временной зависимости интенсивности солнечного излучения. Можно записать, что масса генерируемого аэрозоля равна

$$\frac{\partial M}{\partial t} = M_0(t) \cdot f(t), \quad (9)$$

где $M_0(t)$ – коэффициент пропорциональности, также зависящий от времени. Для начальных оценок его можно принять постоянным от времени, затем рассматривать более детально при дальнейшей доработке модели.

Вначале аэрозольная масса появляется в виде очень мелких частиц, которые коагулируют с более крупными из интересующей нас фракции 0,1–0,5 мкм. Время подобной перекачки T определяется начальной концентрацией наблюдаемых частиц, константой скорости коагуляции и составляет для нормальных условий для нижней тропосферы примерно 2–3 ч. Таким образом, изменение аэрозольной массы в интересующей области размеров может быть записано как

$$\frac{\partial M}{\partial t} = M_0 f(t + T). \quad (10)$$

Данное изменение массы можно формально представить себе как изменение размеров частиц рассматриваемой фракции при постоянной счетной концентрации или как изменение

счетной концентрации при постоянном радиусе. Точное решение поставленной задачи требует решения системы коагуляционных уравнений Смолуховского, что на данном этапе развития модели пока еще невозможно, однако для оценок примем вариант изменения счетной концентрации при постоянном радиусе. Тогда для светорассеяния σ запишем

$$\frac{ds}{dt} = C_0 f(t + T) - (\sigma - \sigma_0)/\tau \quad (11)$$

для зимних условий. В данных приближениях светорассеяние σ пропорционально n . Имея суточный ход интенсивности солнечной радиации, можно нарисовать суточную динамику светорассеяния для зимы. Зная время восхода и захода солнца (для 1-го января 9:00 и 16:30 соответственно), можно приближенно записать $f(t)$ в следующем виде:

$$f(t) = f_0 \begin{cases} \sin((t-9) \pi/7,5) & \text{для } 9 < t < 16,5, \\ 0 & \text{для } 0 < t < 9; 16,5 < t < 24. \end{cases} \quad (12)$$

Используя $T = 3$ ч, $\tau = 3$ ч и $\sigma_0 = 6$ для зимних условий, получим суточный ход — см. рис. 7. На этом же рисунке показан зимний ход, который приведен на рис. 6. Видно, что приведенные формулы хорошо описывают появление вечернего пика. Однако дневное поведение светорассеяния оказывается «смазанным». Для этого существуют следующие причины.

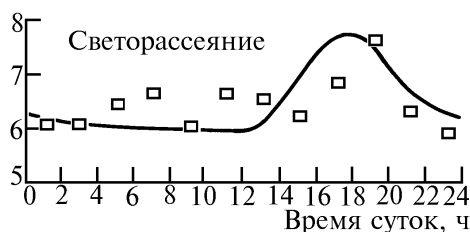


Рис. 7. Сравнение среднесуточного хода для зимы: измеренного в Академгородке и вычисленного по формулам

Во-первых, концентрации фотоактивных газов, ведущих при фоторазложении к аэрозолеобразованию, не постоянны, а также имеют суточный ход. Например, если сток подобной примеси в основном определяется фоторазложением, а скорость эмиссии не сильно изменяется с течением суток, то данная примесь будет накапливаться в приповерхностном слое, достигая максимума перед восходом солнца, — отсюда высокая скорость аэрозолеобразования сразу после восхода солнца, объясняющая наличие максимума между 10:00 и 14:00. На данный возможный вариант развития событий указывалось в [5]. В этой работе было показано с помощью измерений счетчиком ядер конденсации, что утренний пик нуклеации проявляется через 1–2 ч после восхода солнца. Однако, если перекачка аэрозольной массы из нуклеационной в аккумуляционную фракцию происходит за время порядка двух часов, то следует ожидать проявления данного пика в нефелометрических измерениях в районе 13:00.

Вышеизложенное указывает на пути развития модели, с помощью которой можно получать численные результаты. Необходимо более подробно рассмотреть механизмы реакций в газовой фазе для выявления более точной временной зависимости интенсивности аэрозолеобразования.

Изучая среднесуточный ход аэрозольного светорассеяния в Академгородке зимой и летом, необходимо отметить наличие странного пика аэрозольной концентрации в районе 5 ч утра. Данный пик, отсутствующий на более удаленных станциях, по-видимому, носит локальный характер, и для его объяснения необходимы дальнейшие исследования, включающие элементный и химический состав аэрозоля.

Несмотря на указанные недостатки, описанные предположения по суточному изменению аэрозольного светорассеяния сразу же позволяют верно описать сезонную трансформацию суточного хода от зимы к лету. Летом к указанным выше причинам изменения аэрозольной концентрации, кроме изменения характера и интенсивности источников, добавляются:

1) увеличение длины светового дня, 2) суточный ход коэффициента турбулентной диффузии, 3) суточный ход влажности.

Включение в расчет суточного хода влажности планируется в ближайшем будущем, однако уже сейчас можно отметить следующие факты. Увеличение влажности в вечерний период должно приводить к увеличению светорассеяния, которое, в свою очередь, должно спадать лишь в утренние часы, после восхода солнца и уменьшения величины относительной влажности. В наших измерениях данной зависимости не наблюдается или она замаскирована другими процессами. Функция зависимости размера частиц r от влажности f имеет монотонный характер типа [7]:

$$r = r_0(1 - f)^{-\varepsilon}.$$

Сама влажность также монотонно изменяется в течение суток со значения порядка 50% днем до 80% ночью для среднего летнего дня. Это значит, что структура пиков на фоне учета монотонной зависимости не изменится. Последнее замечание связано с тем, что нефелометр (со счетным объемом) находился во время измерений внутри помещения и имел достаточно прогретый корпус, что могло привести лишь к снижению влияния величины относительной влажности внешнего воздуха на результаты измерений. В силу вышеуказанных причин на данном начальном этапе развития модели влажность исключена из рассмотрения.

Увеличение длины светового дня летом по сравнению с зимой должно приводить к увеличению периода роста аэрозольной концентрации (более ранний утренний рост, более поздний вечерний пик). Данный факт подтвержден кривыми на рис. 6. Так как летний минимум коэффициента турбулентной диффузии ночью меньше зимнего (см. выше), то вечерний пик светорассеяния должен быть шире, чем зимой, что и наблюдается. Кроме того, широкий минимум светорассеяния летом в 12:00–16:00 четко коррелирует с дневным максимумом коэффициента турбулентной диффузии.

Таким образом, на наш взгляд, приведенная схема качественно и полуколичественно объясняет закономерности изменения концентрации субмикронного аэрозоля в течение суток. В ней обозначены также пути дальнейшего развития и усовершенствования модели с целью получения возможности численного моделирования суточной динамики концентрации субмикронного аэрозоля.

Данная работа проведена, благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Сибирского отделения РАН (гранты на проведение совместных работ с зарубежными учеными и на экспедиционные исследования).

1. Jaenicke R., Kutsenogii P.K. Measurements of atmospheric aerosol in Siberia. In: Nucleation and atmospheric aerosol. N. Fukuta and P.E. Wagner, Eds., A. Deepak Publishing, Virginia USA, 1992. P. 435–438.
2. Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 660 с.
3. Jaenicke R. J. Aerosol Physics and Chemistry. In: Landolt-Boernstein Numerical Data and Functional Relationships in Sci. and Technol. New Series V Geophys. and Space Res., 4 Meteor., (b): Physical and Chemical Properties of the Air (ed. G. Fischer). 1988. Springer. P. 391–457.
4. Whithy K. R. The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atm. Envir.* 1978. V. 12. P. 135–159.
5. Kutsenogii P.K. and Jaenicke R. // *J. Aerosol Sci.* 1994. N 25. P. 377–383.
6. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л.: ГИМИЗ, 1961.
7. Пространственная изменчивость характеристик атмосферного аэрозоля / Под ред. Ю.Д. Копытина. Новосибирск: Наука, 1989.

Институт химической кинетики и горения СО РАН,
Новосибирск

Поступила в редакцию
22 ноября 1994 г.

P.K. Kutsenogii, N.S. Bufetov, E.I. Kirov, S.I. Shuiskii. **Dynamics of 24-hour and Seasonable Cycles of Aerosol Formation in Atmosphere from Measurements in Novosibirsk Region.**

The results of summer combined research expedition of 1994 year on 24-hour dynamics of atmospheric aerosol concentration are presented. The measurements were simultaneously conducted in three points of Novosibirsk region. Comparison of the measurement results from the three points allows one to make a conclusion about existence of natural 24-hour cycles and their distortions caused by anthropogenic factors. Comparison of summer measurement results with those of other seasons indicates seasonable variability of the atmospheric aerosol concentration.