

ОПТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И БАЗЫ ДАННЫХ ОПТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ
ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

УДК 551.510.413: 551.508.856

**Результаты определения аэрозольных характеристик
средней атмосферы методом двухволнового лидарного
зондирования и их сопоставление с измерениями
метеорного радиоэхо**

В.А. Коршунов¹, Д.С. Зубачев¹, Е.Г. Мерзляков¹, Ch. Jacobi^{2*}

¹ НПО «Тайфун» Росгидромета
249038, г. Обнинск Калужской обл., ул. Победы, 4, Россия

² Institute for Meteorology, University of Leipzig
Stephan str. 3, 04103 Leipzig, Germany

Поступила в редакцию 10.04.2014 г.

В течение года в г. Обнинске проводилось лидарное зондирование аэрозоля средней атмосферы в диапазоне высот от 30 до 65 км. Использование двухволнового зондирования на длинах волн 355 и 532 нм позволило разделить вклады рэлеевского и аэрозольного рассеяния в принимаемых сигналах. В диапазоне высот от 60 до 65 км отмечено повышенное содержание аэрозоля. Проведено сопоставление среднемесячных данных лидарных аэрозольных измерений в Обнинске с измерениями количества метеорного радиоэхо в Обнинске и г. Kollm (Германия). Обнаружено соответствие временного хода двух видов измерений, что указывает на метеорное происхождение аэрозоля. Рассматриваются возможные физические механизмы появления наблюдаемого аэрозоля.

Ключевые слова: средняя атмосфера, лидар, метеорный аэрозоль, метеорная дымка, метеорное радиоэхо; middle atmosphere, lidar, meteoritic dust, meteor smoke, meteor radio echo.

Введение

Аэрозольные частицы, присутствующие в верхней стратосфере и мезосфере, имеют преимущественно метеорное происхождение. Несмотря на незначительную массовую концентрацию аэрозоля средней атмосферы (АСА), этот тип аэрозоля играет заметную роль в ряде атмосферных физико-химических процессов и, в частности, выступает в качестве ядер конденсации при образовании серебристых облаков, участвует в гетерогенных реакциях в мезосфере и в образовании полярных стратосферных облаков. Исследование аэрозольных характеристик средней атмосферы, особенно в экспериментальном плане, связано со значительными трудностями, и многие вопросы остаются до конца не решенными [1].

Большое значение имеют исследования оптических свойств АСА, в том числе для интерпретации дистанционных измерений в средней атмосфере. Известен ряд экспериментальных фактов, указывающих на возможность заметных оптических проявлений АСА. К ним относятся результаты ранних исследо-

ваний по АСА, выполненных с помощью сумеречных, ракетных и других измерений [2].

В работах, проведенных с помощью специализированного лидара [3], регистрировались кратковременные всплески обратного рассеяния от отдельных метеорных следов, при этом увеличение сигнала по сравнению с рэлеевским происходило в десятки раз. В известной работе [4] наблюдались аэрозольные следы от кометы Беннета. Свидетельства оптических проявлений укрупненных метеорных частиц или сажевого аэрозоля в средней и верхней стратосфере представлены в [5, 6]. В то же время согласно современным теориям и моделям метеорного аэрозоля (так называемой метеорной дымки — далее МД) [7–9] аэрозоли МД существуют в виде наночастиц и в таких концентрациях, что не могут быть зафиксированы в экспериментах по рассеянию.

В последнее время опубликованы новые данные по спутниковым измерениям коэффициентов ослабления в средней атмосфере [10, 11], а также результаты лидарных измерений [12–14], демонстрирующие присутствие аэрозоля в средней атмосфере. Указанные лидарные измерения проведены на одной длине волны, и при этом не всегда возможно однозначное разделение вклада температурных флуктуаций и аэрозольного рассеяния. Применение двухволнового зондирования позволяет в определенной степени снять этот недостаток.

* Владимир Алексеевич Коршунов (korshunov@typhoon.obninsk.ru); Дмитрий Сергеевич Зубачев (zubachev@typhoon.obninsk.ru); Евгений Геннадьевич Мерзляков (eugmer@rpatyphoon.ru); Christoph Jacobi (jacobi@rz.uni-leipzig.de).

В настоящей статье рассматривается метод определения аэрозольных характеристик средней атмосферы с помощью двухволнового лидарного зондирования. Приводятся результаты натурных измерений и их сравнение с данными радиолокационных измерений метеорных следов в верхней мезосфере.

Методика двухволновых измерений

Лидарное уравнение для средней атмосферы в пренебрежении аэрозольным ослаблением, которое мало, можно записать в следующем виде:

$$\ln F(\lambda, h) = \ln \beta_R(\lambda, h) + \ln R(\lambda, h) - 2\tau(\lambda, h, h_k) + \Phi_1(\lambda), \quad (1)$$

где $F(\lambda, h)$ – сигнал на длине волны λ в произвольных единицах, скорректированный на квадрат расстояния; h – высота; $\beta_R(\lambda, h)$ – коэффициент рэлеевского обратного рассеяния; $R(\lambda, h) = [\beta_a(\lambda, h) + \beta_R(\lambda, h)]/\beta_R(\lambda, h)$ – отношение обратного рассеяния; $\beta_a(\lambda, h)$ – коэффициент аэрозольного обратного

рассеяния; $\tau(\lambda, h, h_k) = \int_h^{h_k} \alpha_R(\lambda, h') dh'$, $\alpha_R(\lambda, h)$ –

коэффициент рэлеевского ослабления; h_k – конечная точка трассы зондирования; $\Phi_1(\lambda)$ – некоторая константа. Дальнейшее обсуждение проведем для пары длин волн 355 и 532 нм.

Рассмотрим разность логарифмов сигналов, скорректированную на рэлеевское ослабление: $\Delta_F(h) = \ln F(355, h) - 2\tau(355, h, h_k) - [\ln F(532, h) - 2\tau(532, h, h_k)]$. Величины $\tau(\lambda, h, h_k)$ малы и их можно рассчитать в рамках какой-либо из известных моделей атмосферы.

Из лидарного уравнения (1) следует, что $\Delta_F(h) = \ln R(355, h) - \ln R(532, h) + \Phi_2$. Величина Φ_2 является калибровочной константой, которую зададим из условия, что в некоторой опорной точке h_m величина $\ln R(355, h_m) - \ln R(532, h_m)$ известна. Калиброванная разность логарифмов сигналов $\Delta(h) = \Delta_F(h) - \Phi_2$ удовлетворяет уравнению

$$\Delta(h) = \ln R(355, h) - \ln R(532, h) \quad (2)$$

с граничным условием $\Delta(h_m) = \ln R(355, h_m) - \ln R(532, h_m)$. Если в опорной точке предполагается отсутствие аэрозоля, то $R(355, h_m) = R(532, h_m) = 1$ и $\Delta(h_m) = 0$.

Из лидарного уравнения (1) следует, что высотные флуктуации сигнала могут быть связаны как с вариациями рэлеевского коэффициента обратного рассеяния $\beta_R(\lambda, h)$, так и с присутствием аэрозольных слоев, когда $R(\lambda, h) > 1$. Двухволновое зондирование позволяет при определенных предположениях об оптических параметрах аэрозоля разделить эти два эффекта. Для того чтобы разрешить уравнение (2) относительно величин $R(355, h)$ и $R(532, h)$, зададим между ними априорную связь

$$R(355, h) - 1 = C[R(532, h) - 1], \quad (3)$$

где

$$C = \frac{\beta_R(532) \beta_a(355)}{\beta_R(355) \beta_a(532)}.$$

В общем случае C можно считать зависящим от h , но для сокращения записи в дальнейших соотношениях эта зависимость будет опущена. В случае рэлеевских частиц $C = 1$, для большинства реальных аэрозольных ансамблей с более крупными частицами $C < 1$. Для оценки C можно взять известные данные лидарных измерений. Зондирование аэрозольных следов от Челябинского метеорита в [15] дало величину $\beta_a(355)/\beta_a(532)$ около 1 с оценкой эффективного радиуса частиц 0,15 мкм. В [16] по данным поляризационных измерений даны оценки эффективного радиуса в разных слоях аэрозольного облака от другого крупного болида, составившие 0,41 и 0,92 мкм. На наличие микронных частиц метеорного происхождения в диапазоне высот 30–40 км указывали данные измерений экстинкции, приведенные в [5]. В наших оценках будем исходить из предположения, что наблюдаемые в рассеянии метеорные частицы лежат в субмикронном и микронном диапазонах размеров. Полагая, что отношение $\beta_a(355)/\beta_a(532)$ может изменяться в достаточно широком диапазоне от 0,5 до 2, получим интервал изменения для параметра C от 0,1 до 0,4.

Уравнение (2) вместе с соотношением (3) и приведенным выше определением отношения обратного рассеяния R образуют систему уравнений, которая имеет следующее решение:

$$R(532, h) = (1 - C)/[\exp(\Delta(h)) - C]. \quad (4)$$

При малых $|\Delta(h)|$ (4) переходит в

$$R(532, h) - 1 = \Delta(h)/(C - 1). \quad (5)$$

Величина $(1 - C)^{-1}$ является коэффициентом перехода от разности логарифмов сигналов Δ к $R - 1$ и в соответствии с указанным выше диапазоном варьирования C будет изменяться в пределах $1,35 \pm 0,25$.

Поскольку $C < 1$, а $R(532, h) \geq 1$, то из (5) следует, что $\Delta(h) \leq 0$ и максимально в области, где аэрозоль отсутствует, либо его относительное количество минимально. Это означает, что при определении калибровочной константы Φ_2 точку привязки h_m можно находить по максимуму $\Delta_F(h)$ на некотором заранее заданном интервале поиска. При зашумленном сигнале предварительно можно провести дополнительное скользящее усреднение $\Delta_F(h)$. При этом в Φ_2 вводится поправка на смещение $\Delta_F(h)$ из-за шумовой компоненты сигнала. Данный способ калибровки назовем калибровкой с варьированием точки (интервала) привязки.

Обычно при привязке лидарных сигналов считается, что рассеяние в точке калибровки является чисто рэлеевским. В настоящее время имеются данные спутниковых измерений SAGE II, с использованием

которых можно оценить характерные значения $R(532) - 1$ на высотах, где обычно проводится привязка сигналов. Воспользуемся результатами работы [11], в которой приведены средние за 2002–2005 гг. значения коэффициента ослабления $\alpha_a(h)$ на длине волны 525 нм в интервале высот от 30 до 40 км для широтного пояса от 40 до 75° с.ш. Для расчета $R - 1$ воспользуемся соотношением $R - 1 = \beta_a/\beta_R = [\alpha_a/\alpha_R]\chi_R/\chi_a$, где χ_R и χ_a – лидарные отношения (определяемые здесь как отношения коэффициентов ослабления и обратного рассеяния) для рэлеевского и аэрозольного рассеяния. Лидарное отношение $\chi_a(h)$ возьмем по данным работы [17], в которой проведены расчеты оптических характеристик смешанного сульфатно-метеорного аэрозоля в интервале 30–40 км. Из результатов оценок (табл. 1) видно, что превышение обратного рассеяния над рэлеевским составляет около 2,5%.

Таблица 1
Оценки $R - 1$ на основе данных спутниковых измерений [11]

h , км	α_a/α_R	χ_a	$R - 1$
30	0,13	46	0,023
35	0,09	29	0,025
40	0,10	33	0,024

Чтобы не возвращаться далее к вопросам калибровки, приведем данные обработки наших лидарных измерений, в процессе которой использовалась калибровка с варьiruемой в интервале высот 26–48 км точкой привязки h_m и заданием $\Delta(h_m) = 0$. При задании параметра $C = 0,25$ в среднем за все время измерений (исключая февраль–апрель 2013 г., когда присутствовали аэрозольные следы от Челябинского метеорита) были получены значения $R(532, h) - 1 = 0,027, 0,024$ и $0,024$ для высот 30, 35 и 40 км. Эти значения достаточно хорошо соответствуют оценкам, приведенным в табл. 1, что можно рассматривать как некоторое независимое подтверждение выбранной схемы калибровки.

Характеристика измерений

Зондирование средней атмосферы в диапазоне высот от 30 до 70 км проводилось с помощью лидара АК-3, разработанного в НПО «Тайфун». Максимальная энергия излучения передатчика лидара при одновременной работе на длинах волн 355 и 532 нм составляла 110 и 280 мДж при частоте повторения 10 Гц. В приемной части лидара использовалось параболическое зеркало диаметром 635 мм. Лидар снабжен устройством механической отсечки ближней зоны. Регистрация сигналов производится четырехканальной системой регистрации в режиме счета фотонов. На длине волны 355 нм имеются два приемных канала с высоким и низким пропусканием, на длине волны 532 нм – каналы с поляризацией, параллельной и перпендикулярной поляризации зондирующего излучения. Перед началом натурных экс-

периментов было проведено тщательное исследование шумовых характеристик приемников, которое подтвердило, что они соответствуют известной теории пуассоновских шумов.

В работе рассматриваются результаты измерений, выполненных в течение промежутка времени с мая 2012 г. по июнь 2013 г. Зондирование проводилось в ночных условиях при отсутствии облачности на трассе зондирования. Расстояние полного открытия поля зрения приемного телескопа составляло 26 км. Время одного измерения 30 мин при исходном пространственном усреднении 0,15 км. Если позволяли погодные условия, то измерения выполнялись, как правило, в течение всей ночи. Количество ночей и число часов измерений по отдельным периодам показаны в табл. 2.

Таблица 2

Распределение измерений по отдельным периодам

Период измерений	Количество ночей измерений	Число часов измерений
05–08.2012 г.	12	21
09–11.2012 г.	9	42
12.2012 г. – 02.2013 г.	26	96
03–06.2013 г.	35	187

Измерения радиоэхометеорных следов проводились в г. Kollm (Германия) (51,3° с.ш., 13° в.д.) с помощью метеорного УКВ-радар. Рабочая частота 36,2 МГц, длительность импульса 13 мкс, эффективная мощность 6 кВт. Детально радар описан в работе [18]. Метеорные следы детектировались в основном в слое 80–100 км с максимумом около 90 км со всех возможных направлений. Радар (в г. Kollm) определяет угловые координаты метеорного следа и расстояние до него. В наших исследованиях использовалось полное число метеорных радиоэхоза сутки без разделения по высотам.

Метеорный УКВ-радар, расположенный в Обнинске (55° с.ш., 36° в.д.), является собственной разработкой ИЭМ НПО «Тайфун». Зондирование проводилось в четырех направлениях: север, восток, юг и запад [19]. Рабочая частота 33,6 МГц, длительность импульса 100 мкс. Разрешение по высоте отсутствует. Максимальная мощность радара составила около 4 кВт. Использовалось суммарное по четырем направлениям число зарегистрированных радиоэхоза от метеорных следов.

Результаты измерений и их обсуждение

Предварительная обработка сигналов обратного рассеяния лидара включала коррекцию нелинейности регистрации (на участках трассы, где это необходимо), стыковку сигналов в каналах с разным пропусканием и вычитание фона, который определялся как средняя величина сигнала на последнем участке трассы, где полезный сигнал был пренебрежимо мал. Затем проводилось скользящее усреднение сигналов в пределах семи исходных стробов

(1,05 км). После этого для каждого отдельного измерения в интервале высот от 30 до 65 км определялась калиброванная разность логарифмов сигналов $\Delta(h)$ согласно рассмотренной выше методике.

Погрешность определения $\delta(\Delta(h))$ находилась методом Монте-Карло. Для этого проводилась достаточно большая серия испытаний, в которых исходные сигналы варьировались в соответствии с пуассоновским распределением с дисперсией, равной числу накопленных в каждом стробе фотоотчетов, и последующим полным проведением расчета в каждом испытании. По результатам испытаний находился среднеквадратический разброс результатов, характеризующий погрешность измерений. Как правило, значения $\Delta(h)$ были невелики и наблюдались на фоне сильных шумов, особенно на конечном участке трассы. Поэтому для получения более надежных данных результаты усреднялись по достаточно большому числу измерений. При этом с учетом независимости погрешностей единичных измерений погрешность среднего $\delta_{\text{ср}}(h)$ находилась как $[\sum \delta_i(h)^2]^{1/2} / N$, где $\delta_i(h)$ – погрешность i -го измерения. Суммирование проводилось по N независимым измерениям.

В качестве примера приведены результаты двух измерений $R(h)$ с усреднением за всю ночь: 16–17 мая 2012 г. (рис. 1, *а*) и 19–20 декабря 2012 г. (рис. 1, *б*). В мае 2012 г. аэрозоль наблюдался в виде непрерывного сплошного слоя, нарастающего (в единицах R) с высотой и заполняющего весь интервал от 35 до 65 км. В декабре аэрозоль концентрировался в отдельных слоях. Выделяются слои на 50, 57,5 и 62,5 км, измеряемые на уровне не менее 3σ .

На рис. 2 представлены среднемесячные значения $R(532, h) - 1$ за весь период измерений. В двух случаях из-за недостаточного числа измерений были взяты данные за 2 мес. Величина $R(532, h) - 1$ равна отношению аэрозольного и рэлеевского коэффициентов обратного рассеяния $\beta_a(\lambda, h) / \beta_R(\lambda, h)$ и служит мерой аэрозольного наполнения атмосферы. Расчет $R(532, h)$ проводился по формуле (4) с заданием $C = 0,25$. Результаты измерений представлены в черно-белой цветовой гамме. Для увеличения контраста шкала величин $R(532, h) - 1$ разбита на пять градаций: $< 0,02$; $0,02-0,05$; $0,05-0,08$; $0,08-0,11$ и $0,11-0,14$. Погрешность измерений, оцененная согласно приведенной выше методике, в среднем составляет 0,005, 0,012 и 0,019 на высотах 30–50, 60 и 65 км.

Из рис. 2 видно, что слои повышенного рассеяния наблюдаются преимущественно в нижней мезосфере на высотах от 60 до 65 км. Среднее фоновое значение $R(532, h) - 1$ на высотах до 60 км не превышает 0,05. Аэрозольный слой на высотах 35–40 км в феврале 2012 г. связан с падением Челябинского метеорита. Из-за большого пространственного и временного усреднения на рис. 2 этот слой выражен сравнительно слабо. Детальное описание его характеристик по данным измерений в Обнинске и в некоторых других пунктах лидарного зондирования дано в [15].

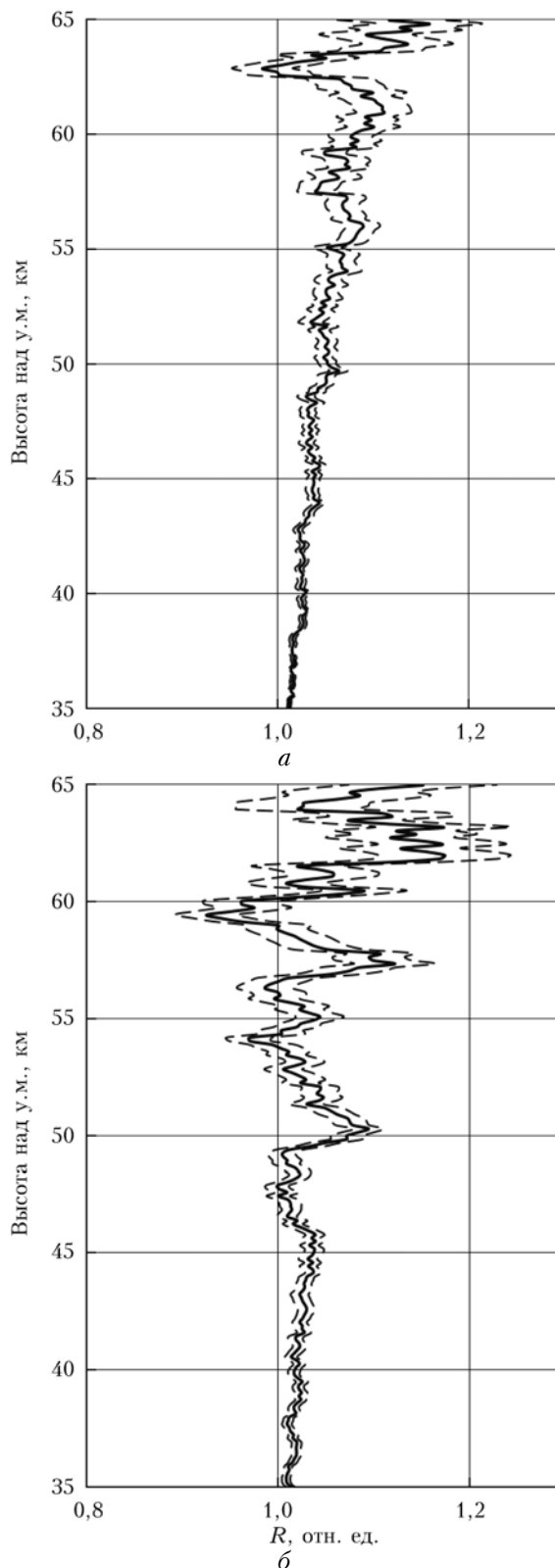


Рис. 1. Высотные профили отношения обратного рассеяния $R(h)$, измеренные в течение ночей 16–17 мая 2012 г. (*а*) и 19–20 декабря 2012 г. (*б*). Штриховые линии показывают коридор погрешностей

Полученный диапазон изменения $[R(532, h) - 1]$ в целом соответствует данным измерений на Камчатке

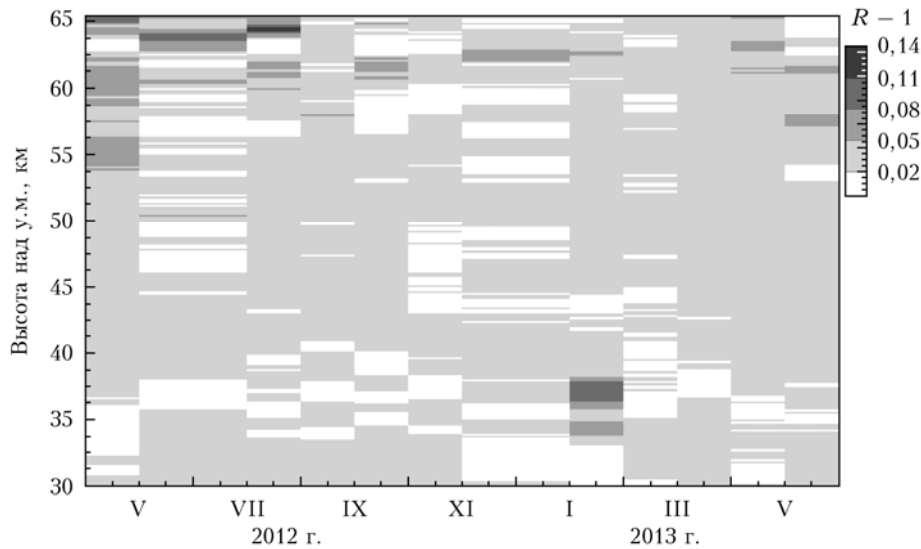


Рис. 2. Высотное распределение среднемесячных значений $R(532, h) - 1$ с мая 2012 г. по июнь 2013 г.

в 2007–2008 гг. [14], хотя слои повышенного рассеяния в интервале высот от 30 до 50 км, наблюдавшиеся в [14], в наших измерениях не проявляются. Отмеченные различия могут быть связаны как с отличием в методике измерений, так и с межгодовыми и долготными вариациями содержания аэрозоля.

Данные, представленные на рис. 2, показывают, что имеются заметные сезонные вариации в содержании аэрозоля в нижней мезосфере. Максимальное содержание аэрозоля наблюдается в летний период (май–август). Вторичный, менее выраженный максимум отмечается в зимний период. Как известно, подобный сезонный ход с максимумом в летний период наблюдается и в радиолокационных измерениях количества метеорных следов в верхней мезосфере [20, 21]. Причина заключается в неравномерности распределения потока спорадических метеоров вдоль орбиты Земли. При этом имеется определенное межгодовое смещение времени наблюдения максимума метеорных следов. В этой связи представляет интерес сопоставление временного хода лидарных и радиолокационных измерений, выполненных в одно и то же время, которое и проведено на рис. 3.

Лидарные измерения в Обнинске представлены усредненными в интервале высот 60–65 км среднемесячными значениями $R(532, h) - 1$. Для радиолокационных измерений показано среднемесячное количество радиоэхометеорных следов, зарегистрированных в Обнинске и в г. Kollm. Результаты радиолокационных измерений даны в относительных единицах с привязкой к 1 в июне 2012 г. Отметим, что изменение численности радиоэхометеорных следов в Обнинске включает постепенное уменьшение мощности передатчика примерно в 2 раза в течение анализируемого периода. Тем не менее особенности внутригодовой изменчивости численности радиоэхо-следов хорошо прослеживаются и согласуются с данными, полученными в г. Kollm.

Из сопоставления временного хода лидарных и радиолокационных измерений, показанных на рис. 3, видно, что оба ряда измерений находятся в доста-

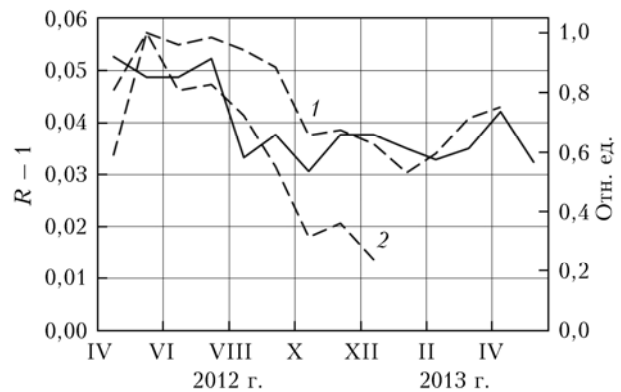


Рис. 3. Сопоставление временного хода лидарных и радиолокационных измерений. Сплошная линия – лидарные измерения (Обнинск) среднемесячных значений величины $R - 1$ (отношение коэффициентов аэрозольного и рэлеевского обратного рассеяния), усредненных по интервалу высот от 60 до 65 км. Штриховые линии – радиолокационные измерения среднемесячных значений количества метеорных радиоэхо в г. Kollm (1) и Обнинске (2). Данные радиолокационных измерений представлены в относительных единицах с привязкой к 1 в июне 2012 г.

точно хорошем соответствии. Насколько нам известно, сходство временного изменения содержания аэрозоля в нижней мезосфере и количества метеорного радиоэхо с высот около 90 км отмечается впервые. Возможное его объяснение заключается в том, что аэрозоль на высотах 60–65 км появляется в результате достаточно быстрого (с характерным временем менее 1 мес) оседания некоторой фракции метеорных частиц, которые образуются при распаде метеорных следов, наблюдаемых в радиолокационных измерениях. Отметим, что зафиксированный в рассматриваемых лидарных измерениях аэрозоль находится ниже слоя серебристых облаков (около 83 км), который также появляется в летнее время, но связан с сезонным минимумом температуры мезосферы.

Рассмотрим полученные результаты в свете известных представлений об образовании, трансформации и переносе метеорного аэрозоля в атмосфере.

Считается, что продуктом конденсации ионизированных паров метеорного следа являются частицы МД нанометрового диапазона [7, 22]. В силу малости частиц МД седиментация не играет существенной роли и их перенос в атмосфере происходит по законам общей циркуляции атмосферы. Согласно теориям и моделям, развитым в работах [7–9], аэрозоль МД поднимается в мезосфере в летний период, переносится к зимнему полюсу и опускается в стратосферу в области зимнего полярного стратосферного вихря. Максимум концентрации частиц МД в верхней стратосфере – нижней мезосфере приходится на высокие широты в зимнее и раннее весеннее время. Отсюда видно, что сезонный ход содержания частиц МД, полученный по данным моделирования, отличается от наблюдавшегося в работе временного хода метеорного аэрозоля.

Как уже отмечалось выше, из-за малости размеров и концентрации частицы МД не могут наблюдаться в рассеянии. В то же время частицы МД могут проявляться в ослаблении, поскольку являются сильно поглощающими. Проведем сравнение представленных результатов лидарных измерений с измерениями экстинкции спектрометром SOFIE на борту спутника AIM от 30 до 80 км [10], которые к настоящему времени характеризуются наивысшей чувствительностью для подобных измерений. В работе [10] измерения SOFIE сопоставлялись с данными моделирования, для чего были выполнены расчеты экстинкции по теории Ми для модельных частиц МД. Спектр размеров частиц задавался на основе данных [9] и лежал в области нанометрового диапазона. При выборе пироксена в качестве материала частиц получено хорошее согласие расчетов с данными измерений SOFIE на высотах более 50 км.

Мы провели подобные расчеты с тем же спектром частиц для высоты 60 км, взяв показатель преломления пироксена $m = 1,74 - 0,15i$, $1,706 - 0,045i$ и $1,682 - 0,017i$ [23] для длин волн 355, 532 и 1037 нм. По экстинкции были получены результаты, близкие к полученным в работе [10]. Коэффициенты же обратного рассеяния составили $\sim 10^{-4}$ от рэлеевских. Это означает, что частицы метеорной дымки нанометрового диапазона, согласующиеся с измерениями SOFIE, невозможно было бы обнаружить в лидарных измерениях, как и в других измерениях по рассеянию, на указанной высоте. В то же время представленные выше данные лидарных измерений (а также и результаты [14]) указывают на существование обратного рассеяния, более чем на два порядка превосходящего оценки рассеяния от частиц МД.

Рассмотрим, какие физические процессы могли бы обеспечить повышение обратного рассеяния в рассматриваемой области атмосферы. Необходимым условием наблюдения частиц метеорного аэрозоля по обратному рассеянию должно быть увеличение размера частиц по сравнению с размером частиц МД. Одним из механизмов укрупнения частиц может быть магнитно-дипольное взаимодействие атомов Fe, входящего в состав вещества метеорного аэрозоля, в результате чего после абляции частиц происходит образование фрактальных агрегатов [24]. Сущест-

вование такого механизма подтверждено лабораторными исследованиями [25]. В работе [26] показано, что при образовании фрактальных структур из сильно поглощающих частиц нанометрового диапазона обратное рассеяние возрастает в десятки раз, при этом коэффициент экстинкции возрастает в значительно меньшей степени.

Не исключено также, что значительная доля входящих в атмосферу микрометеоритов изначально имеет фрактальную структуру. Такие частицы в меньшей степени подвержены абляции по сравнению с сопоставимыми по массе компактными частицами и могут «выжить» при вхождении в плотные слои атмосферы [22]. Фрактальные агрегаты с меньшей скоростью седиментируют в атмосфере. Кроме того, крупные поглощающие частицы неправильной формы могут накапливаться в стратосфере и мезосфере на различных высотах в результате фотофоретических эффектов [14, 27], а также в результате вертикального ветрового переноса аэрозолей [28, 29]. Таким образом, перечисленные выше механизмы укрупнения и накопления метеорного аэрозоля, в принципе, могли бы служить объяснением полученных нами результатов.

Заключение

В результате проведенного сопоставления данных лидарных измерений в Обнинске с измерениями радиоэхо в Обнинске и г. Kollm (Германия) обнаружено совпадение временного хода аэрозольного наполнения в слое от 60 до 65 км и количества радиоэхо от метеорных следов на высотах 80–100 км, что указывает на метеорное происхождение аэрозоля.

Полученные результаты не могут быть объяснены в рамках стандартной теории аэрозоля метеорного происхождения (метеорной дымки). В качестве наиболее вероятного механизма появления наблюдаемых аэрозольных слоев могут быть агрегация первоначальных наночастиц метеорной дымки с образованием фрактальных структур, их оседание и накопление на определенных высотах в результате фотофоретических процессов или вертикального ветрового переноса.

1. *Plane J.M.C.* Cosmic dust in the Earth's atmosphere // *Chem. Soc. Rev.* 2012. V. 41, N 19. P. 6507–6518.
2. *Микиров А.Е., Смеркалов В.А.* Исследование рассеянного излучения верхней атмосферы Земли. Л.: Гидрометеониздат, 1981. 208 с.
3. *Филиппов В.А.* Лазерно-локационные исследования метеорных следов и внутренних гравитационных волн: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Республика Казахстан. Алматы, 2010. 17 с.
4. *Kent G.S., Sandford M.C.W., Keenliside W.* Laser radar observations of dust from comet Bennett // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1971. V. 33, N 8. P. 1257–1262.
5. *Renard J.-B., Brogniez C., Berthet G., Bourgeois Q., Gaubicher B., Chartier M., Balois J.-Y., Vercaerde C., Auriol F., Francois P., Daugeron D., Engrand C.* Vertical distribution of the different types of aerosols in the stratosphere: Detection of solid particles and analysis of their spatial variability // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. D21303. DOI: 10.1029/2008JD010150.

6. Renard J.-B., Berthet G., Salazar V., Catoire V., Tagger M., Gaubicher B., Robert C. In situ detection of aerosol layers in the middle stratosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37, iss. 20. L20803. DOI: 10.1029/2010GL044307.
7. Hunten D.M., Turco R.P., Toon O.B. Smoke and dust particles of meteoric origin in the mesosphere and stratosphere // *J. Atmos. Sci.* 1980. V. 37, N 6. P. 1342–1357.
8. Megner L., Siskind D.E., Rapp M., Gumbel J. Global and temporal distribution of meteoric smoke: A two dimensional simulation study // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. D03202. DOI: 10.1029/2007JD009054.
9. Bardeen C.G., Toon O.B., Jensen E.J., Marsh D.R., Harvey V.L. Numerical simulations of the three-dimensional distribution of meteoric dust in the mesosphere and upper stratosphere // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. D17202. DOI: 10.1029/2007JD009515.
10. Hervig M.E., Gordley L.L., Deaver L.E., Siskind D.E., Stevens M.H., Russell J.M., III, Bailey S.M., Megner L., Bardeen C.G. First satellite observations of meteoric smoke in the middle atmosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 3. L18805. DOI: 10.1029/2009GL039737.
11. English J.M., Toon O.B., Mills M.J., Yu F. Microphysical simulations of new particle formation in the upper troposphere and lower stratosphere // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11. P. 9303–9322. DOI: 10.5194/acp-11-9303-2011.
12. Бычков В.В., Маричев В.Н. Образование водных аэрозоль в верхней стратосфере в периоды зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // *Оптика атмосфер. и океана.* 2008. Т. 21, № 3. С. 248–255.
13. Бычков В.В., Пережогин А.С., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Маричев В.Н., Матвиенко Г.Г., Белов А.С., Черемисин А.А. Лидарные наблюдения появления аэрозолей в средней атмосфере Камчатки в 2007–2011 гг. // *Оптика атмосфер. и океана.* 2012. Т. 25, № 1. С. 87–93.
14. Черемисин А.А., Новиков П.В., Шнипов И.С., Бычков В.В., Шевцов Б.М. Лидарные наблюдения и механизм формирования структуры аэрозольных слоев в стратосфере и мезосфере над Камчаткой // *Геоманет. и аэроном.* 2012. Т. 52, № 5. С. 690–700.
15. Иванов В.Н., Зубачев Д.С., Коршунов В.А., Латшин В.Б., Иванов М.С., Галкин К.А., Губко П.А., Антонов Д.Л., Тулинов Г.Ф., Черемисин А.А., Новиков П.В., Николашкин С.В., Титов С.В., Маричев В.Н. Лидарные наблюдения стратосферных аэрозольных следов от Челябинского метеорита // *Оптика атмосфер. и океана.* 2014. Т. 27, № 2. С. 117–122.
16. Klekociuk A.R., Brown P.G., Pack D.W., ReVelle D.O., Edwards W.N., Spalding R.E., Tagliaferri E., Yoo B.B., Zagari J. Meteoritic dust from the atmospheric disintegration of a large meteoroid // *Nature (Gr. Brit.)*. 2005. V. 436, N 7054. P. 1132–1135.
17. Neely R.R., III, English J.M., Toon O.B., Solomon S., Mills M., Thayer J.P. Implications of extinction due to meteoritic smoke in the upper stratosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L24808. DOI: 10.1029/2011GL049865.
18. Hocking W., Fuller B., Vandeppeer B. Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modern digital technology // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2001. V. 63, N 2. P. 155–169.
19. Дьяченко В.А., Лысенко И.А., Портнягин Ю.И. Климатический режим ветра нижней термосферы. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1986. 114 с.
20. McKinley D.W.R. Meteor science and engineering. USA. McGraw-Hill Book Company, Inc., 1961. 301 p.
21. Бабаджанов П.Б. Метеоры и их наблюдение. М.: Наука, 1987. 175 с.
22. Kalashnikova O., Horanyi M., Thomas G.E., Toon O.B. Meteoric smoke production in the atmosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27, N 20. P. 3293–3296.
23. Dorschner J., Begemann B., Henning Th., Jäger C., Mutschke H. Steps toward interstellar silicate mineralogy. II. Study of Mg–Fe-silicate glasses of variable composition // *Astron. Astrophys.* 1995. V. 300, N 8. P. 503–520.
24. Saunders R.W., Plane J.M.C. A laboratory study of meteor smoke analogues: composition, optical properties and growth kinetics // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2006. V. 68, N 18. P. 2182–2202.
25. Saunders R.W., Plane J.M.C. A photo-chemical method for the production of olivine nanoparticles as cosmic dust analogues // *Icarus.* 2011. V. 212, N 1. P. 373–382.
26. Liu L., Mishchenko M.I., Arnott W.P. A study of radiative properties of fractal soot aggregates using the superposition T-matrix method // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2008. V. 109, N 15. P. 2656–2663.
27. Cheremisin A.A., Vassilyev Yu.V., Horvath H. Gravitophoresis and aerosol stratification in the atmosphere // *Aerosol Sci.* 2005. V. 36, N 11. P. 1277–1299.
28. Береснев С.А., Грязин В.И. Вертикальный ветровой перенос аэрозолей в стратосфере // *Оптика атмосфер. и океана.* 2007. Т. 20, № 6, С. 537–543.
29. Gryazin V.I., Beresnev S.A. Influence of vertical wind on stratospheric aerosol transport // *Meteorol. Atmos. Phys.* 2011. V. 110. P. 151–162. DOI: 10.1007/s00703-010-0114-8.

V.A. Korshunov, D.S. Zubachev, E.G. Merzlyakov, Ch. Jacobi. Results of determination of the middle atmosphere aerosol characteristics by means of two wavelengths lidar sensing and comparison with meteor radio echo measurements.

Aerosol lidar sensing of the middle atmosphere (30–65 km) was fulfilled in Obninsk within a year. Two wavelengths sensing at 355 and 532 nm enabled the separation of Rayleigh and aerosol scattering inputs to lidar signals. An increased aerosol content is found within 60–65 km range. Monthly average data of lidar sensing are compared with measurements of the meteor radio echo number in Obninsk and Kollm (Germany). The correspondence of time dependences between two kinds of data is revealed, that indicates the meteor origin of aerosol. Possible physical mechanisms responsible for the appearance of the aerosol layer observed are discussed.