

УДК 551.501.42

Оптические характеристики стратосферного аэрозоля Западной Сибири по результатам лидарного мониторинга в 2010–2021 гг.

В.Н. Маричев[✉], Д.А. Бочковский, А.И. Елизаров*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 21.04.2022 г.;
после доработки 2.06.2022 г.;
принята к печати 15.07.2022 г.

Проанализированы долговременные ряды наблюдений вертикальной стратификации аэрозоля, описываемой отношением рассеяния, и вертикального распределения коэффициентов аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм над Томском (интервал высот 15–50 км). Экспериментальные данные получены из регулярных измерений, выполненных на лидарном комплексе станции высотного зондирования атмосферы Института оптики атмосферы СО РАН за 2010–2021 гг. На основе накопленного экспериментального материала выявлены региональные особенности внутри- и межгодовой изменчивости аэрозольной компоненты стратосферы Западной Сибири и предложена оптико-аэрозольная модель атмосферы, лучше соответствующая реалиям для этого региона, чем известные модели.

Ключевые слова: стратосфера, аэрозоль, коэффициент обратного аэрозольного рассеяния, лидар; stratosphere, aerosol, aerosol backscatter coefficient, lidar.

Введение

Аэрозоль является одним из важных климатообразующих факторов системы «атмосфера–Земля», поскольку играет значительную роль в радиационных процессах в атмосфере. Эти процессы исследуются на основе расчетов ослабления оптической радиации, распространяющейся в атмосфере, для которых нужна информация об оптических характеристиках атмосферного аэрозоля. Получение такой информации возможно путем проведения регулярных измерений с последующим анализом и обобщением данных долговременных наблюдений. Для организации и проведения измерений необходимы современные эффективные методы и технические средства. Среди них особо следует выделить лидарные технологии исследования окружающей среды.

В ИОА СО РАН мониторинг аэрозольной компоненты стратосферы осуществлялся с помощью лидарного комплекса. Накоплены ряды наблюдений за 2010–2021 гг. В этот период не наблюдалось мощных вулканических извержений, которые могли бы оказать заметное влияние на поведение аэрозольной компоненты стратосферы Северного полушария, включая регион Западной Сибири, кроме промежутка с августа по октябрь 2019 г.,

когда в стратосфере над Томском были зарегистрированы слои аэрозоля от извержения вулкана Райкоке и лесных пожаров Сибири [1, 2]. Эти данные были исключены из анализа. Поэтому имелась возможность выявить особенности вертикально-временной изменчивости содержания фоновых аэрозоля, а также его общего содержания в стратосфере Западной Сибири за достаточно длительное время.

Цель настоящей работы – обработка и анализ результатов мониторинга аэрозольной компоненты в стратосфере Западной Сибири, на основании которых создана оптико-аэрозольная модель стратосферного аэрозоля выбранного региона для разных сезонов года.

Аппаратура, условия проведения мониторинга, определяемые параметры

Измерения проводились на лидарном комплексе, в качестве передатчика использовался лазер фирмы LOTIS LS-2137U-UV3 на АИГ:Nd³⁺ с излучением на длинах волн $\lambda = 532$ и 355 нм, энергией импульсов 400 и 200 мДж с частотой генерации 10 Гц. Обратнорассеянное атмосферой оптическое излучение поступало на телескоп системы Ньютона с приемным зеркалом диаметром 1 м и фокусным расстоянием 2 м. Световые сигналы принимались по двум каналам в соотношении 10 и 90% (ближняя и дальняя зона приема соответственно) для уменьшения динамического диапазона. Разделенные

* Валерий Николаевич Маричев (marichev@iao.ru); Дмитрий Андреевич Бочковский (moto@iao.ru); Алексей Игоревич Елизаров (alex@iao.ru).

оптические сигналы поступали на фотосенсорные модули (фирма Hamamatsu), где преобразовывались в электрические сигналы в режиме счета фотонов. Далее производилась их регистрация в счетчике фотонов с дальнейшей передачей данных в компьютер для накопления и обработки.

Зондирование проводилось в ночное время суток. В диапазоне высот от 10 до 60 км с вертикальным разрешением сигнала (длина строка) 192 м. Единичная серия (продолжительность) измерений составляла 10 мин. За одну ночь проводилось 12 серий измерений в течение 2 ч.

В качестве параметра, описывающего вертикальную стратификацию аэрозоля, взято отношение аэрозольного рассеяния

$$R(H) = \frac{\beta(H)}{\beta_m(H)} = \frac{\beta_m(H) + \beta_a(H)}{\beta_m(H)} = 1 + \frac{\beta_a(H)}{\beta_m(H)},$$

где H — текущая высота; $\beta_m(H)$, $\beta_a(H)$ — коэффициенты молекулярного и аэрозольного обратного рассеяния света. $R(H)$ определяется из лидарных сигналов по методике, представленной в [3, 4]. Суть методики заключается в калибровке лидарных сигналов на высоте, где нет аэрозоля (более 30 км). На этой высоте определяется константа, которая связывает, согласно уравнению лазерного зондирования, лидарный сигнал с коэффициентами обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния. Зная константу, по трассе зондирования рассчитывают пространственное распределение параметра R .

Например, выполнение условий $R(H) = 1$ означает отсутствие на этих высотах аэрозоля, а $R(H) > 1$ — наличие аэрозоля. По значению $R(H)$ определяется вертикальное распределение вклада аэрозольного рассеяния по отношению к молекулярному. Отметим, что при вычислении параметра R возникает некоторая неопределенность, вызванная заданием $\beta_m(H)$ на высоте калибровки значением, взятым из модели атмосферы. Тем не менее указанный параметр позволяет отследить высотное распределение аэрозольной компоненты по отношению к молекулярной атмосфере. Далее при использовании формулы

$$[R(H) - 1] \beta_m(H) = \beta_a(H)$$

неопределенность устраняется за счет сокращения в формуле взятого из модели $\beta_m(H)$, и точность расчета $\beta_a(H)$ определяется только погрешностями измерений.

Контроль за временной динамикой содержания аэрозоля во всем слое стратосферы проводился с помощью оптического параметра B — интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния, определяемого по формуле

$$B = \int_{H_1}^{H_2} \beta_a(H) dH,$$

где $H_1 = 10$ км, $H_2 = 30$ км.

Следует отметить, что введенные оптические параметры R и B в мировой практике лидарного мониторинга атмосферы применяются при одночас-

отном зондировании [5, 6]. Они позволяют исследовать пространственно-временную динамику аэрозольной компоненты, в том числе на качественном уровне выявить особенности внутригодовой изменчивости аэрозольного стратосферного слоя.

Параметр $\beta_a(H)$ используется для определения объемного аэрозольного коэффициента рассеяния света $\alpha(H)$ согласно соотношению

$$\beta_a(H) = g(H) \alpha(H),$$

где $g(H)$ — индикатриса обратного светорассеяния (иначе — лидарное отношение).

С помощью оптического параметра $\alpha(H)$ рассчитывается ослабление распространяющейся в атмосфере оптической радиации.

Статистическая обработка лидарных данных

Используемая для анализа первичная информация состояла из массива данных, содержащих сигналы обратного рассеяния на $\lambda = 532$ нм, накопленных в отдельные ночи, со следующим распределением по годам: 2010 г. — 123, 2011 г. — 148, 2012 г. — 134, 2013 г. — 88, 2014 г. — 81, 2015 г. — 80, 2016 г. — 77, 2017 г. — 68, 2018 г. — 79, 2019 г. — 60, 2020 г. — 52, 2021 г. — 64. Прием лидарных сигналов велся в режиме счета фотонов с накоплением по $6 \cdot 10^4$ запускам в атмосферу лазерных импульсов.

Перед началом статистической обработки данных были выявлены и устранены значения, содержащие грубые погрешности. Такие погрешности возникают в результате ошибок при измерениях и могут быть обнаружены и исключены при повторных измерениях. Невозможность проведения таких измерений может вызывать сложности при интерпретации экспериментальных данных. В ходе обработки было выявлено, что некоторые значения из ряда наблюдений заметно отличаются от других. Такие значения были исключены на основании экспертной оценки.

В рамках настоящей работы анализируется массив данных, состоящий из 1054 измерений. Поэтому при экспертной оценке возникают определенные трудности, в том числе значительные временные затраты. Кроме этого часть данных было сложно проанализировать вручную, не прибегая к статистической обработке. Поэтому для автоматизации процесса была разработана программа, позволяющая оценивать и устранять грубые погрешности с помощью статистического критерия. Для быстрого приближенного определения грубых ошибок в ряду измерений использовался критерий «трех сигм». Согласно этому критерию считается, что результат, возникающий с вероятностью меньше 0,003, маловероятен и его можно отбросить при отклонении от математического ожидания больше, чем на три значения оценки среднеквадратического отклонения ряда измерений. В результате обработки из исходного массива данных, состоящего из 1054 рядов, остался 951 ряд. Кроме этого, для дальнейшей обработки принято решение использовать значения из диапазона высот 14,016 ÷ 59,904 км.

Для каждого ряда наблюдений на основании расчета средних значений и среднеквадратических отклонений были оценены границы доверительного интервала.

Результаты мониторинга стратосферного аэрозоля

На рис. 1 (цв. вкладка) приведены среднемесячные профили отношения рассеяния $R(H)$ каждого года за 2010–2021 гг.

По разбросу среднемесячных профилей отношения рассеяния видно, что наибольшая нестабильность аэрозольной стратификации стратосферы проявляется в период с ноября по март. Причем она наблюдается в нижней стратосфере в слое 15–35 км с возрастанием амплитуды разброса сверху вниз. В мае–августе содержание аэрозоля относительно низко в нижней стратосфере и он практически отсутствует в слое 30–50 км. В апреле начинается убывание аэрозольной компоненты, а в сентябре–октябре – возрастание.

На рис. 2 (цв. вкладка) представлен высотный ход среднемесячных профилей аэрозольного коэффициента обратного рассеяния, усредненных за весь период наблюдений 2010–2020 гг. Виден значительный разброс между «лидарными» профилями $\beta_a(H)$ в нижнем слое стратосферы 15–30 км (до одного порядка). Для сравнения на рисунке показаны модельные профили $\beta_a(H)$, взятые из [7–9].

Оптико-метеорологическая модель атмосферы [7] и оптико-локационная модель континентального аэрозоля [8] разработаны в ИОА СО РАН и предназначены для моделирования лидарных измерений и расчета распространения радиации в атмосфере. В моделях даны оптические характеристики аэрозольного и молекулярного рассеяний в интервале высот 0–30 км (модель [7]) и 0–100 км (модель [8]) для длин волн от УФ- до ИК-диапазона, включая представленные на рис. 2 профили $\beta_a(H)$ для $\lambda = 530$ нм. Модель [9] создана в военно-воздушной исследовательской лаборатории Кембриджа. В ней также представлены оптические характеристики аэрозольного и молекулярного рассеяния от 0 до 100 км на длинах волн УФ-, видимого и ИК-диапазонов, в том числе профиль $\alpha(H)$ на более близкой к 532 нм длине волны 514 нм.

Поскольку в модели [9] приведено только вертикальное распределение объемного коэффициента рассеяния света $\alpha(H)$, для расчета коэффициента обратного рассеяния использовалось лидарное отношение $g(H)$ из модели [8]. Сразу необходимо отметить сходство высотного хода $\beta_a(H)$, предлагаемое моделями [7, 8]. При сравнении профилей из рис. 2 видно, что в слое 15–20 км модельные профили [7, 8] близки к «лидарным» профилям холодного периода года. Далее в слое 20–25 км модельные профили пересекают все семейство «лидарных» профилей от максимальных значений холодного периода года до минимальных теплого. На уровне 30 км проявляется синхронный минимум измеренных в пери-

од апрель–август профилей $\beta_a(H)$ и модельных. На высоте более 35 км модельный профиль [8] находится выше «лидарных» профилей и монотонно возрастает с высотой. Сравнение с третьей моделью [9] показывает, что в слоях 15–30 и 40–50 км значения этой модели соответствуют высотному ходу «лидарных» профилей для холодного периода года. А в интервале высот 30–40 км модельные значения $\beta_a(H)$ заметно превышают значения $\beta_a(H)$, полученные в лидарных измерениях.

На рис. 3 (цв. вкладка) показаны профили коэффициентов объемного аэрозольного рассеяния света $\alpha(H)$, полученных из лидарных измерений на $\lambda = 532$ нм, в сравнении с модельными профилями на $\lambda = 530$ и 514 нм. Результаты сравнения высотного хода профилей аналогичны выводам, сделанным по рис. 2.

В таблице в численном виде приведено вертикальное распределение коэффициента обратного рассеяния, рассчитанное по сезонам года по результатам лидарных измерений за 2010–2021 гг.

Для наглядности на рис. 4 (цв. вкладка) на графиках показаны высотные профили сезонного хода коэффициентов обратного рассеяния.

Проанализируем поведение вертикального распределения $\beta_a(H)$ по сезонам. Для зимы значения усредненного профиля практически во всем интервале высот (15–47 км) в 1,5–2 раза выше его среднеквадратичного отклонения. Весной высотное распределение $\beta_a(H)$ превышает и $\sigma(H)$. Летом, исключая нижний слой 15–19 км, значения $\beta_a(H)$ в среднем в 2–4 раза превышают среднеквадратичное отклонение $\beta_a(H)$. Этот факт свидетельствует о некоей стабилизации аэрозольной компоненты: в этот период устанавливается относительно низкое содержание аэрозоля в нижней стратосфере и наблюдается почти полное его отсутствие в слое 30–50 км. Для осени по сравнению с летом среднеквадратичное значение коэффициента обратного рассеяния несколько возрастает. Из сезонной вариации профилей $\beta_a(H)$ следует, что зима – период высокой нестабильности аэрозольной компоненты, летом она стабилизируется, а весна и осень – переходные периоды, приводящие к ее стабилизации и дестабилизации.

Наибольший среднеквадратичный разброс значений $\beta_a(H)$ наблюдается в нижних и верхних слоях стратосферы. Первый факт может быть обусловлен значительной динамикой аэрозольной компоненты на этих высотах, включая появление циррусов. Второй – малыми значениями $\beta_a(H)$.

Временная динамика наполнения стратосферы фоновым аэрозолем (обработанные данные приведены с 2016 г.), выраженная через B , представлена на рис. 5.

На рис. 5 видны как общие, так и отличительные особенности временного поведения аэрозольного наполнения стратосферы для разных лет. Так, в 2016–2017 гг. в мае–августе отмечалось незначительное содержание аэрозоля ($B \leq 0,2 \cdot 10^{-3}$ ср⁻¹). В 2018 г. минимальное содержание регистрировалось

Вертикальное распределение коэффициентов обратного рассеяния света на $\lambda = 532$ нм и его стандартное отклонение

H, км	Зима		Весна		Лето		Осень	
	$\beta_{\text{об}}, \text{км}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$	$\sigma, \text{км}^{-1}$	$\beta_{\text{об}}, \text{км}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$	$\sigma, \text{км}^{-1}$	$\beta_{\text{об}}, \text{км}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$	$\sigma, \text{км}^{-1}$	$\beta_{\text{об}}, \text{км}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$	$\sigma, \text{км}^{-1}$
15	1,10E-04	5,94E-05	4,66E-05	3,73E-05	1,65E-05	1,92E-05	7,90E-05	6,38E-05
16	9,47E-05	4,69E-05	4,28E-05	3,12E-05	1,59E-05	1,69E-05	6,80E-05	5,10E-05
17	7,64E-05	3,63E-05	3,68E-05	2,39E-05	1,50E-05	1,33E-05	5,52E-05	3,86E-05
18	6,33E-05	2,87E-05	3,19E-05	1,89E-05	1,41E-05	1,04E-05	4,66E-05	3,05E-05
19	5,12E-05	2,27E-05	2,64E-05	1,49E-05	1,21E-05	8,01E-06	3,83E-05	2,45E-05
20	4,13E-05	1,88E-05	2,20E-05	1,20E-05	1,04E-05	5,96E-06	3,13E-05	1,94E-05
21	3,39E-05	1,57E-05	1,89E-05	9,63E-06	9,46E-06	4,15E-06	2,64E-05	1,56E-05
22	2,54E-05	1,26E-05	1,41E-05	7,96E-06	6,89E-06	3,08E-06	1,99E-05	1,24E-05
23	1,96E-05	1,05E-05	1,08E-05	6,58E-06	4,98E-06	2,48E-06	1,50E-05	9,90E-06
24	1,56E-05	8,34E-06	8,61E-06	4,97E-06	4,06E-06	1,88E-06	1,22E-05	7,59E-06
25	1,16E-05	6,97E-06	6,21E-06	3,95E-06	2,67E-06	1,55E-06	9,19E-06	5,89E-06
26	9,09E-06	5,59E-06	5,02E-06	3,37E-06	2,27E-06	1,29E-06	7,04E-06	4,88E-06
27	7,09E-06	4,45E-06	3,73E-06	2,55E-06	2,15E-06	1,08E-06	5,82E-06	3,32E-06
28	5,13E-06	3,58E-06	2,43E-06	2,10E-06	1,20E-06	7,85E-07	3,87E-06	2,69E-06
29	4,00E-06	2,83E-06	1,87E-06	1,73E-06	8,59E-07	5,49E-07	2,91E-06	1,98E-06
30	2,88E-06	2,14E-06	1,17E-06	1,23E-06	4,80E-07	4,12E-07	2,03E-06	1,56E-06
31	2,39E-06	1,72E-06	1,02E-06	8,99E-07	5,96E-07	3,13E-07	1,70E-06	1,24E-06
32	1,96E-06	1,30E-06	9,75E-07	6,61E-07	7,29E-07	2,41E-07	1,41E-06	9,00E-07
33	1,54E-06	1,01E-06	8,51E-07	5,36E-07	6,53E-07	2,02E-07	1,09E-06	6,65E-07
34	1,38E-06	7,93E-07	9,43E-07	4,31E-07	7,97E-07	1,72E-07	1,03E-06	5,40E-07
35	1,02E-06	5,90E-07	7,15E-07	3,59E-07	6,22E-07	1,56E-07	7,16E-07	3,80E-07
36	8,63E-07	4,57E-07	6,52E-07	3,04E-07	5,99E-07	1,41E-07	6,51E-07	2,83E-07
37	5,65E-07	3,55E-07	4,34E-07	2,45E-07	4,00E-07	1,24E-07	4,03E-07	2,42E-07
38	4,51E-07	3,03E-07	3,73E-07	2,20E-07	3,48E-07	1,01E-07	3,44E-07	2,11E-07
39	4,04E-07	2,47E-07	3,51E-07	1,95E-07	3,27E-07	9,18E-08	3,20E-07	1,84E-07
40	3,52E-07	2,08E-07	3,13E-07	1,68E-07	2,90E-07	8,80E-08	2,90E-07	1,60E-07
41	3,00E-07	1,78E-07	2,79E-07	1,52E-07	2,64E-07	7,53E-08	2,69E-07	1,36E-07
42	2,07E-07	1,51E-07	2,01E-07	1,36E-07	1,78E-07	6,71E-08	1,80E-07	1,22E-07
43	1,62E-07	1,18E-07	1,63E-07	1,19E-07	1,43E-07	6,23E-08	1,43E-07	1,00E-07
44	1,27E-07	1,00E-07	1,37E-07	9,87E-08	1,09E-07	5,40E-08	1,20E-07	7,90E-08
45	1,26E-07	9,65E-08	1,35E-07	8,01E-08	1,09E-07	4,67E-08	1,21E-07	6,83E-08
46	8,04E-08	6,77E-08	8,82E-08	6,17E-08	6,79E-08	3,79E-08	7,83E-08	5,60E-08
47	7,14E-08	5,98E-08	7,90E-08	5,03E-08	6,14E-08	2,55E-08	7,25E-08	4,30E-08
48	4,00E-08	4,59E-08	4,59E-08	3,24E-08	3,01E-08	1,60E-08	4,10E-08	2,95E-08
49	3,42E-08	4,78E-08	3,28E-08	2,14E-08	2,42E-08	1,29E-08	3,24E-08	3,41E-08
50	6,27E-09	1,07E-08	5,82E-09	3,37E-09	3,58E-09	1,69E-09	5,44E-09	7,38E-09

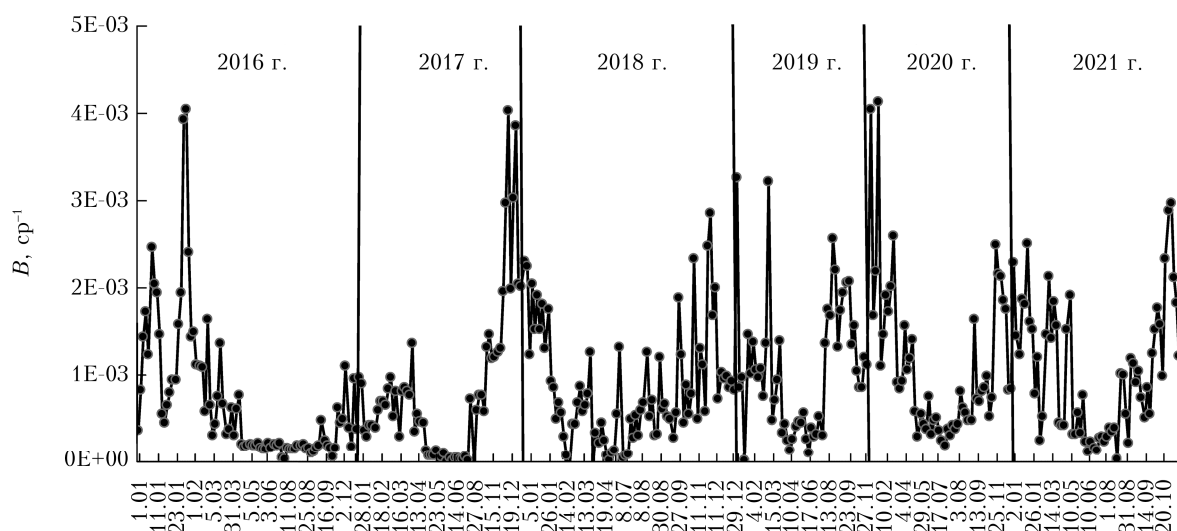


Рис. 5. Временной ход интегрального коэффициента обратного рассеяния над Томском в диапазоне высот 10–30 км

в короткий период в мае–июне, а в 2019–2021 гг. оно колебалось в пределах $0,2–0,5 \cdot 10^{-3} \text{ ср}^{-1}$ в апреле–июле.

Максимальное аэрозольное наполнение стратосферы, как видно из рис. 5, происходит в зимние

месяцы и неравномерно распределено по годам. Наиболее слабое по сравнению с остальными годами наполнение наблюдалось зимой 2016/2017 гг.

Максимальные значения $B \approx 4 \cdot 10^{-3} \text{ ср}^{-1}$ были зафиксированы в декабре 2017 и 2019 гг. Самый

длительный период аэрозольного наполнения с достаточно резкими колебаниями наблюдался с июля 2018 по май 2019 г. Обращает на себя внимание быстрый рост содержания аэрозоля с июня по сентябрь в 2019 г. Как показал анализ обратных траекторий переноса воздушных масс, он был вызван заносом пирокумулятивных облаков от сильных пожаров в Восточной Сибири.

Заключение

По результатам многолетних лидарных измерений вертикальной стратификации стратосферного аэрозоля в интервале высот 15–50 км получена модель вертикального распределения коэффициента обратного аэрозольного рассеяния на $\lambda = 532$ нм, усредненная для разных месяцев и сезонов года. Показано, что, за исключением нижних и верхних высот стратосферы (15–17, 49–50 км), усредненные по сезонам значения профилей $\beta_a(H)$ превышают среднеквадратичное отклонение среднемесячных профилей ансамбля кривых всего периода наблюдений 2010–2021 гг. Этот факт свидетельствует о том, что модель дает достаточно корректную оценку расчета лидарных сигналов.

Сравнение полученной на основе лидарного мониторинга модели с известными моделями [7–9] показало их значительное различие. Так, расчет лидарных сигналов по модели [7, 8] приводит к завышенным (до одного порядка) значениям на высотах 15–20 км и заниженным (в несколько раз) в интервале 25–30 км. Выше 30 км наблюдается рост превышения модельным профилем $\beta_a(H)$ «лидарного» до одного порядка на высоте 50 км. Вертикальное распределение $\beta_a(H)$ [9] на всем интервале высот соответствует максимальным значениям $\beta_a(H)$, полученным лидаром, или превосходит их. Рассчитанные по модели [9] лидарные сигналы будут иметь завышенные значения для весны, осени и особенно лета. В целом модели [7–9] позволяют давать грубую оценку при расчете лидарных сигналов.

Внутригодовое поведение оптических параметров дифференциальных $R(H)$, $\beta_a(H)$ и интегрального параметра B позволяет заметить максимальное наполнение нижней стратосферы (10–30 км) фоновым аэрозолем зимой, малое содержание (вплоть до полного отсутствия) фонового аэрозоля летом и промежуточное значение весной и осенью (с убыванием весной и с ростом осенью). В верхней стратосфере (30–50 км) фоновый аэрозоль летом практически отсутствует. Таким образом, включая подтверждение этого предыдущими многолетними измерениями, выявляется внутригодовая цикличность аэрозольного наполнения стратосферы Западной Сибири.

V.N. Marichev, D.A. Bochkovsky, A.I. Elizarov. Optical-aerosol model of the Western Siberian stratosphere based on lidar monitoring results.

In this work, the long-term series of vertical stratification of aerosol in the stratosphere are processed and analyzed with the use of the scattering ratio as an example, as well as the vertical distribution of aerosol scattering coefficients at a wavelength of 532 (altitude range 15–50 km) over Tomsk. The experimental data were received from regular measurements at the lidar station of Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, in 2010–2021. On the basis of the accumulated experimental material, regional features of the intra- and interannual variability of the stratospheric aerosol in Western Siberia were revealed. An optical-aerosol model of the atmosphere is suggested for this region, more adequate to actual conditions are compared to existing ones.

Финансирование. Проведение экспериментов и набор данных по зондированию средней атмосферы выполнены в рамках государственного задания ИОА СО РАН с использованием оборудования ЦКП «Атмосфера» при частичной финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (соглашение № 075-15-2021-661), а обработка и анализ результатов измерений при финансовой поддержке РФФИ (проект № р_а № 19-45-700008).

Список литературы

1. Гребенников В.С., Зубачев Д.С., Коршунов В.А., Сакхибгареев Д.Г., Черных И.А. Наблюдения стратосферного аэрозоля на лидарных станциях Росгидромета после извержения вулкана Райкоке в июне 2019 года // Оптика атмосф. и океана. 2020. Т. 33, № 4. С. 272–276; Grebennikov V.S., Zubachev D.S., Korshunov V.A., Sakhibgareev D.G., Chernikh I.A. Observations of stratospheric aerosol at Rosgidromet lidar stations after the eruption of the Raikoke volcano in June 2019 // Atmosf. Ocean. Opt. 2020. V. 33, N 4. P. 272–276.
2. Черемисин А.А., Маричев В.Н., Бочковский Д.А., Новиков П.В., Романченко И.И. Стратосферный аэрозоль сибирских лесных пожаров по данным лидарных наблюдений в Томске в августе 2019 г. // Оптика атмосф. и океана. 2021. Т. 34, № 11. С. 898–905; Cheremisin A.A., Marichev V.N., Bochkovskii D.A., Novikov P.V., Romanchenko I.I. Stratospheric aerosol of Siberian forest fires according to lidar observations in Tomsk in August 2019 // Atmosf. Ocean. Opt. 2022. V. 35, N 1. P. 57–64.
3. Ельников А.В., Креков Г.М., Маричев В.Н. Лидарные наблюдения стратосферного слоя аэрозоля над Западной Сибирью // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1988. Т. 24, № 8. С. 818–823.
4. Зуев В.В. Лидарный контроль стратосферы. Новосибирск: Наука, 2004. 306 с.
5. Зуев В.В., Зуев В.Е., Маричев В.Н. Наблюдения стратосферного аэрозольного слоя после извержения вулкана Пинатубо на сети лидарных станций // Оптика атмосф. и океана. 1993. Т. 6, № 10. С. 1180–1201.
6. Trickl T., Giehl H., Jäger H., Vogelmann H. 35 yr of stratospheric aerosol measurements at Garmisch-Partenkirchen: from Fuego to Eyjafjallajökull, and beyond // Atmosf. Chem. Phys. 2013. V. 13. P. 5205–5225. DOI: 10.5194/acp-13-5205-2013.
7. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1982. 200 с.
8. Ипполитов И.И., Комаров В.С., Мицель А.А. Оптико-метеорологическая модель атмосферы для моделирования лидарных измерений и расчета распространения радиации // Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1985. 144 с.
9. McClatchy R.A., Fenn R.W., Selby J.E., Volz F.E., Garing J.S. Optical properties of the atmosphere // AFCRL-71-0279. 10 May 1971. Environ. Res. Papers. N 354. 85 p.

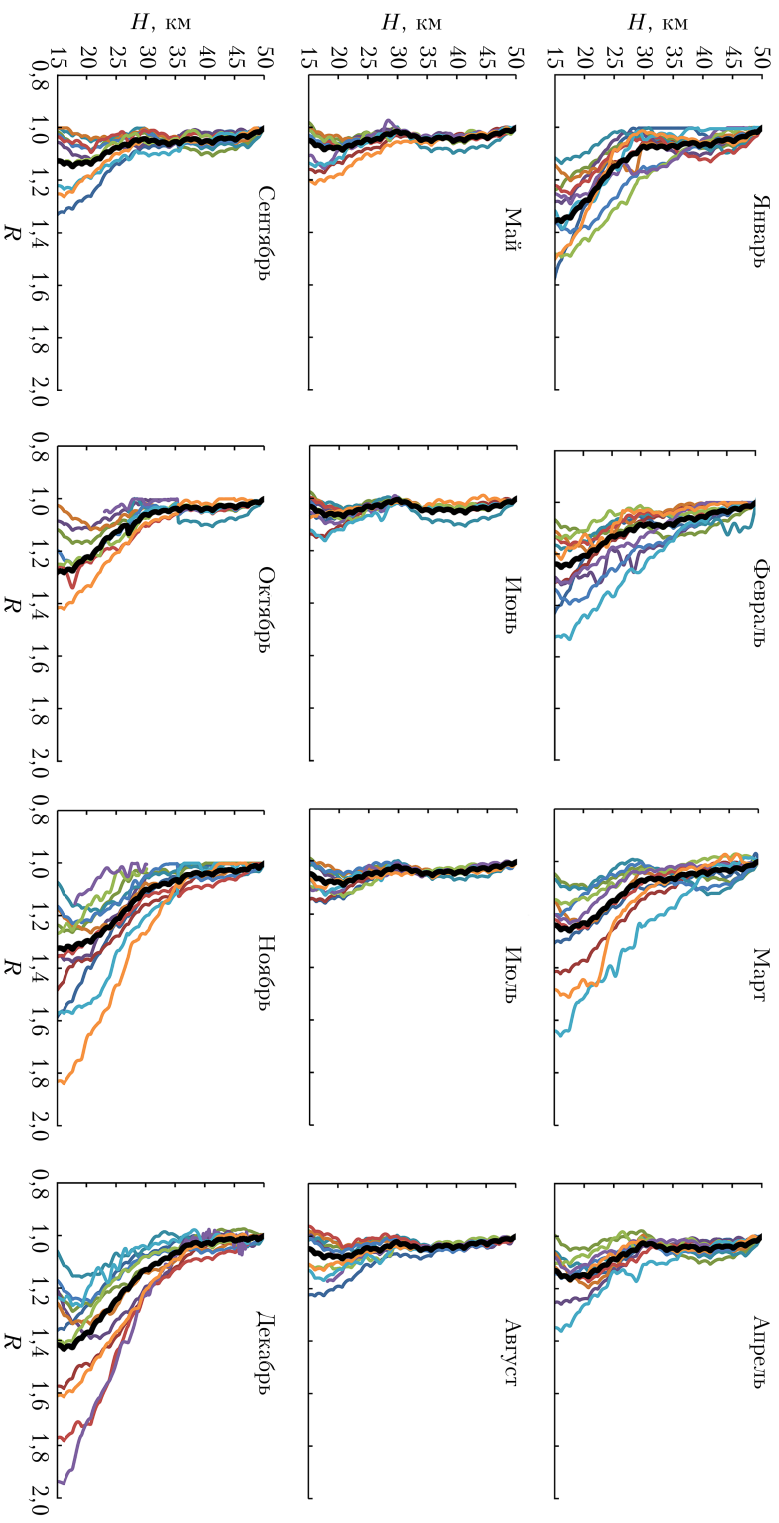


Рис. 1. Среднемесячные профили отношения рассеяния каждого года за 2010–2021 гг.: 2010 г. – темно-синий; 2011 г. – темно-красный; 2012 г. – темно-зеленый; 2013 г. – темно-фиолетовый; 2014 г. – темно-голубой; 2015 г. – темно-оранжевый; 2016 г. – синий; 2017 г. – красный; 2018 г. – зеленый; 2019 г. – фиолетовый; 2020 г. – голубой; 2021 г. – оранжевый; черная кривая – усредненный за весь период наблюдений профиль, полученный с учетом весовых коэффициентов (пропорционально количеству измерений в месяц)

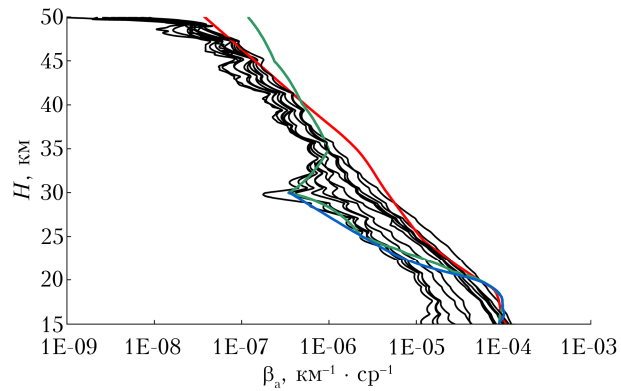


Рис. 2. Среднемесячные профили аэрозольного коэффициента обратного рассеяния, усредненные за период наблюдений 2010–2020 гг. (черные кривые); профили $\beta_a(H)$ из моделей [7] (синяя), [8] (зеленая), [9] (красная кривая)

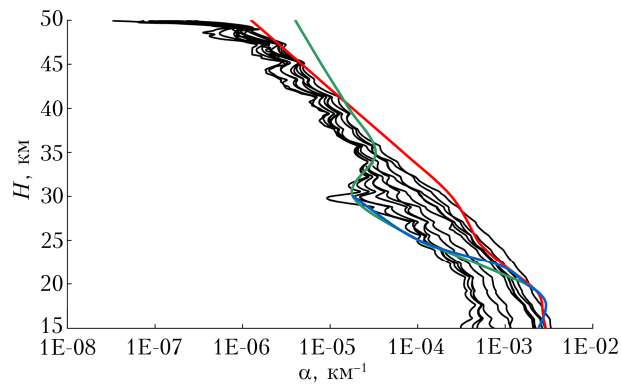


Рис. 3. Высотные среднемесячные профили коэффициентов объемного аэрозольного рассеяния (черные кривые) в сравнении с модельными [7] (синяя), [8] (зеленая), [9] (красная кривая)

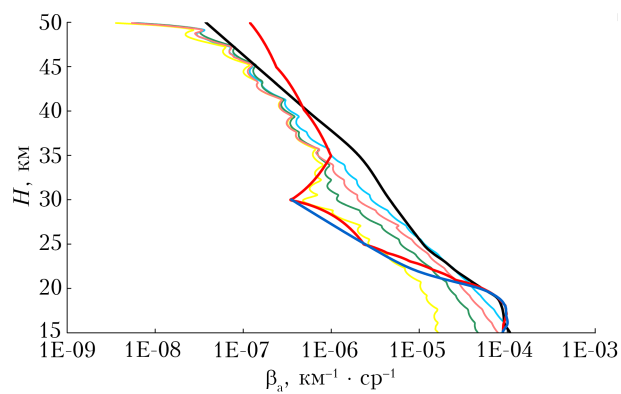


Рис. 4. Сезонное поведение вертикального распределения коэффициента обратного аэрозольного рассеяния (голубая, коричневая, зеленая и желтая кривые — зима, осень, весна, лето соответственно) с моделями [7], [8] и [9] (синяя, красная и черная кривые соответственно)