

УДК 551.510.42

ИЗМЕРЕНИЯ ВЫСОТЫ И РАЗМЕРА ЧАСТИЦ ПОСТ-ВУЛКАНИЧЕСКОГО АЭРОЗОЛЯ НА ОСНОВЕ ПОЛЯРИМЕТРИИ СУМЕРЕЧНОГО НЕБА

© 2021 г. О. С. Угольников¹, *, И. А. Маслов¹

¹Институт космических исследований РАН, Москва, Россия

*ougolnikov@gmail.com

Поступила в редакцию 28.02.2020 г.

После доработки 12.04.2020 г.

Принята к публикации 29.05.2020 г.

Измерения интенсивности и поляризации фона сумеречного неба проведены в период “пурпурных зорь” после извержения вулкана Райкоке летом 2019 г. Зафиксировано увеличение яркости и уменьшение поляризации, особенно в заревом сегменте. Используя развитые ранее методы, было найдено высотное распределение и средний радиус аэрозольных частиц. Медианный радиус логнормального распределения (0.11 мкм) типичен для фоновых условий или слабых извержений, при этом аэрозоль находился в большей степени в верхней тропосфере и вблизи тропопаузы, нежели в стратосфере. Сравнение с существующими спутниковыми данными после похожих извержений (Касаточи и др.) около 10 лет назад показали близость свойств аэрозоля, что подтверждает вулканическую природу явления “пурпурных зорь” в 2019 г.

DOI: 10.31857/S0023420621020096

1. ВВЕДЕНИЕ

Стратосферный аэрозоль является объектом экспериментальных и теоретических исследований с момента своего открытия [1]. Он появляется при температурах и давлениях, не допускающих кристаллизацию водяного пара, имея другой химический состав, установленный в аэростатных измерениях [2]. Сульфатные частицы могут формироваться из диоксида серы SO_2 вулканического происхождения, если он достигает стратосферы, химические процессы описаны в работе [3]. Это объясняет увеличение концентрации и размеров частиц после крупных извержений наподобие вулканов Эль-Чичон в 1982 г. и Пинатубо в 1991 г. [4].

Рассеяние солнечного света частицами аэрозоля порождает оптические явления, которые могут наблюдаться в сумерки, когда стратосфера еще освещена Солнцем, а тропосфера уже погружена в тень Земли. Эффект “пурпурной зари” был замечен после извержения вулкана Кракатау в 1883 г. [5], задолго до непосредственного открытия аэрозольных частиц в стратосфере. Рассеяние света частицами описывается теорией Ми, оно не имеет избытка в красной спектральной области, пока размер частиц не превосходит 0.3 мкм. Пурпурный цвет зари — результат поглощения солнечной радиации в полосах Шапю озона (желто-зеленая область) и релеевского ослабления (в основном, в фиолетовой и синей области).

Однако, в вулканически-спокойные периоды концентрация аэрозоля не падает до нуля. Фоновые аэрозольные частицы изучались непосредственно в аэростатных экспериментах [6]. Имея тот же химический состав, они появляются на высоте около 20 км и имеют средний радиус около 0.1 мкм, в то время как поствулканический аэрозоль наблюдается чуть ниже (кроме случая крупных извержений), а его частицы после крупных извержений больше [7]. Эффект “пурпурной зари” также наблюдался и в вулканически-спокойные периоды [8].

Источником невулканических сульфатных аэрозольных частиц может быть карбонилсульфид OCS [9]. Имея большой порог диссоциации и окисления, OCS требует большего потока ультрафиолетового излучения Солнца для образования сульфатных частиц, что объясняет разницу высот фонового и вулканического аэрозоля [10]. Аэростатные измерения, проводимые в течение нескольких десятилетий [6], не показали заметных трендов количества фонового аэрозоля, однако его вертикальная оптическая толщина начала возрастать в 2000-х гг., после того, как стратосфера очистилась от продуктов извержения вулкана Пинатубо [11]. Рассматривалась возможность антропогенных причин этого явления, так как концентрация OCS в атмосфере увеличилась по сравнению с доиндустриальной эпохой [13]. Однако, рост уровня аэрозоля мог быть связан и с извержениями вулканов средней мощности в 2000-х гг. [14].

Тропические вулканы (Рабаул в 2006 г., Набро в 2011 г.) могут вызывать глобальный эффект за счет циркуляции Брюера–Добсона. В случае вулкана Набро выбросы могли достигать стратосферы за счет муссонного переноса [15]. Вулканы северного полушария (Касаточи в 2008 г., пик Сарычева в 2009 г., Эйяфлатлайокуддль в 2010 г.) создают заметный эффект в высоких северных широтах. Так как тропопауза там располагается существенно ниже, чем в тропиках (11–12 км), среднее по силе извержение может привести к проникновению значительного количества диоксида серы в стратосферу.

Вопрос о причинах роста уровня стратосферного аэрозоля в первое десятилетие XXI века должен был решаться в следующее десятилетие, которое оказалось более вулканически-спокойным. Некоторое уменьшение вертикальной оптической толщины аэрозоля было отмечено уже в начале 2010-х гг. [16, 17]. Поляризационные измерения фона сумеречного неба [18] показали негативный тренд оптической толщины на протяжении восьми лет, фактически подтверждающая вулканическую природу изменений в 2000-х гг..

Извержение вулкана Райкоке (48.3° N, 153.3° E) на Курильских островах (Россия) 21.VI.2019 г. создало самый сильный стратосферный эффект в северном полушарии после извержения Набро в 2011 г. В соответствии с данными Глобальной программы вулканизма [19], выбросы достигли высот около 13 км. Высота тропопаузы над вулканом на основе спутниковых данных EOS *Aura*/MLS о температуре [20] составляла 12 км. После распространения облака SO₂ над северным полушарием во второй половине лета и осенью 2019 г. наблюдались эффекты “пурпурной зари”. Для того, чтобы подтвердить их вулканическую природу, необходимы измерения высоты и размеров частиц аэрозоля и их сравнения с эпохами похожих извержений типа Касаточи и пика Сарычева. В настоящей работе это делается на основе поляризационного анализа фона неба и методики, развитой в [18] для анализа стратосферного аэрозоля.

2. НАБЛЮДЕНИЯ

Измерения интенсивности и поляризации фона сумеречного неба производилась широкоугольной поляризационной камерой, описанной в [21, 22] и установленной в Подмоскowie (55.2° N, 37.5° E). Диаметр поля зрения камеры 140°, условия наблюдения ограничивают зенитное расстояние рассматриваемых точек солнечного вертикала ζ значениями $\pm 50^\circ$. Наблюдения проводятся в спектральной полосе с эффективной длиной волны 540 нм и шириной по уровню половины максимума, равной 90 нм. Камера включается до захода Солнца и продолжает работать до утра. Точное положение камеры, кривизна поля и прозрачность

атмосферы контролируется по положениям звезд на изображениях ночного неба.

Плохие погодные условия лета 2019 г. ограничили число наблюдений, настоящая работа базируется на анализе безлунных утренних сумерек 10.IX.2019 и 12.IX.2019 и их сравнению с аналогичными утренними данными осени 2018 г.

На рис. 1 показана геометрия однократного рассеяния света во время сумерек. Избыток яркости в заревом сегменте может появляться по двум причинам. Во-первых, там меньше высота тени Земли, и более плотные слои атмосферы дольше освещены Солнцем. Разница эффективных высот тени увеличивается в темные сумерки, и этот фактор сильнее всего сказывается для явлений в верхних слоях атмосферы наподобие серебристых облаков [23–25]. Во-вторых, аэрозольные частицы имеют преимущественное направление рассеянного излучения под малыми углами к направлению приходящего излучения, что создает избыток яркости в заревом сегменте. Оба эффекта хорошо заметны, если построить зависимость отношения интенсивности фона неба в симметричных точках солнечного вертикала $I(\zeta)/I(-\zeta)$ от зенитного расстояния Солнца z . На рис. 2 показаны такие зависимости для вулканически-чистой стратосферы в 2018 г. и во время периода “пурпурных зорь” в 2019 г. (полужирные линии). Асимметрия яркости в темные сумерки присутствует в обоих случаях (правая часть рис.), в то время как аэрозольный эффект в левой части рис. появляется в 2019 г.

Эффекты аэрозольного рассеяния также заметны на зависимости поляризации фона неба от зенитного расстояния Солнца, показанной на рис. 3 для зенита ($\zeta = 0^\circ$). В светлые ясные сумерки в случае фонового стратосферного аэрозоля фон характеризуется высокой поляризацией, достигающей 0.8. Осенью 2019 г. поляризация заметно меньше в течение всего периода сумерек, включая темную фазу, когда тропосфера и стратосфера погружены в тень Земли. Как мы увидим далее, это связано с многократным рассеянием света, в частности, на частицах стратосферного аэрозоля. Суммарный эффект от аэрозольного рассеяния уменьшает поляризацию фона неба в зените на восходе Солнца примерно до 0.5.

В настоящей работе свойства аэрозоля, формирующего эффект “пурпурной зари”, восстанавливаются на основе метода [18], развитого на случай переменного размера частиц. Метод базируется на численном интегрировании однократного рассеяния и использовании эмпирических свойств многократного рассеяния. Результаты могут показать, насколько происхождение аэрозоля может быть связано с извержением вулкана Райкоке.

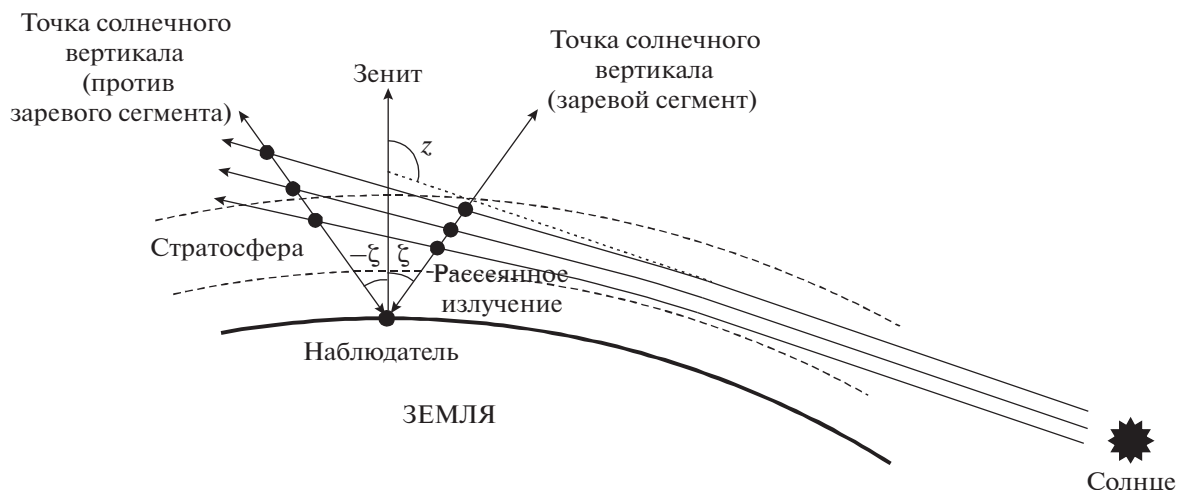


Рис. 1. Геометрия однократного рассеяния света в период сумерек.

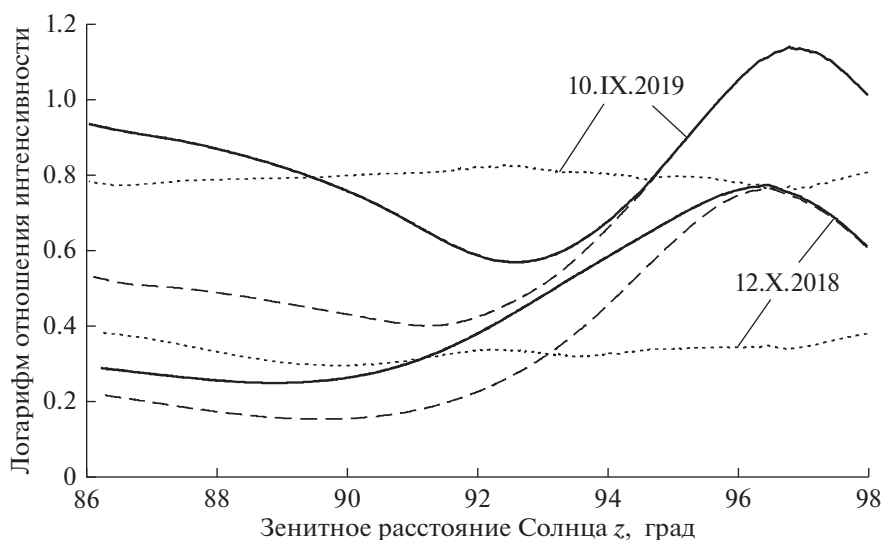


Рис. 2. Логарифм отношения интенсивности в симметричных точках солнечного вертикала ($\zeta = 45^\circ$) для всего фона неба (I , полужирные линии), без однократного аэрозольного рассеяния (I_C , пунктирные линии) и для многократного рассеяния (I_M , мелкий пунктир) во время сумерек осенью 2018 и 2019 г.

3. ВОССТАНОВЛЕНИЕ СВОЙСТВ АЭРОЗОЛЯ

Процедура восстановления свойств аэрозольной компоненты похожа на подробно описанную и использовавшуюся в [18]. Пусть $I(\zeta, z)$ и $P(\zeta, z)$ – измеренные значения интенсивности и поляризации (первой и нормализованной второй компоненты вектора Стокса) фона неба, z – зенитное расстояние Солнца, ζ – зенитное расстояние точки солнечного вертикала, положительное в области зари и отрицательное в противоположной части неба (см. рис. 1). Для тех же значений z и ζ теоретические значения интенсивности однократного молекулярного и аэрозольного рассеяния мы обозначаем как $J_{0R}(\zeta, z, A_i)$ и $J_{0A}(\zeta, z, r_0, A_i)$. Здесь мы предполагаем

распределение аэрозольных частиц по размерам логнормальным с медианным радиусом r_0 и шириной распределения $\sigma = 1.6$ [4, 26–28]:

$$f(r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\zeta r} \exp\left(\frac{-\ln^2(r/r_0)}{2\zeta^2}\right); \quad \zeta = \ln \sigma. \quad (1)$$

Параметры A_i равны отношению коэффициентов аэрозольного и молекулярного ослабления на высотах h_i . Эти высоты определены с шагом 5 км и равны 5, 10, ..., 60 км. Так как аэрозоль ослабляет солнечное излучение до рассеяния, интенсивность молекулярного рассеяния J_{0R} также зависит от параметров A_i . Поляризация молекулярного и

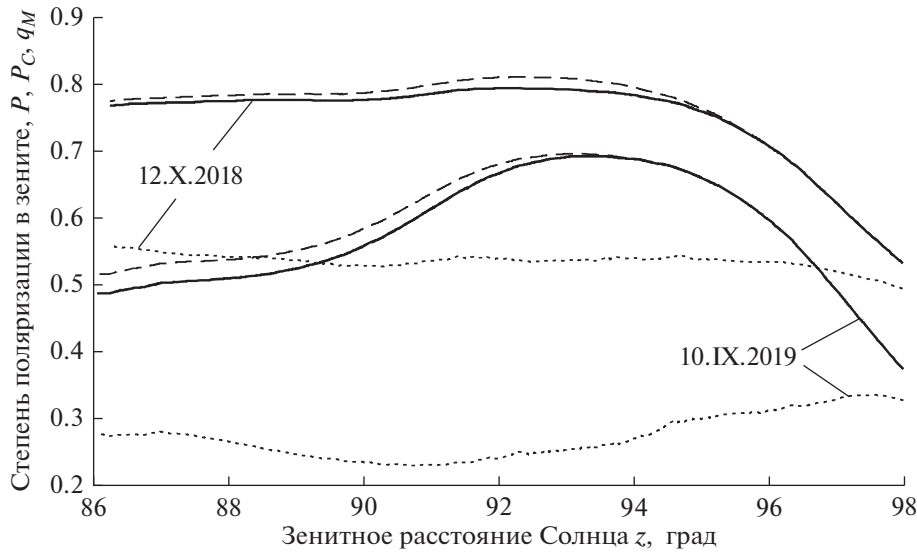


Рис. 3. Степень поляризации в зените для всего фона неба (P , полуштриховые линии), без однократного аэрозольного рассеяния (P_C , пунктирные линии) и для многократного рассеяния (q_M , мелкий пунктир) во время сумерек осенью 2018 и 2019 гг.

аэрозольного рассеяния $p_0(z - \zeta)$ и $p_A(z - \zeta, r)$ определяются законом Релея и теорией Ми соответственно. Угол однократного рассеяния равен $z - \zeta$, влияние рефракции на эту величину пренебрежимо мало (однако, рефракция существенно влияет на траекторию распространения излучения). Коэффициент преломления сульфатной частицы берется равным 1.44 [29].

Теоретические вычисления поля однократного рассеяния для каждой даты наблюдений проводятся с учетом молекулярного и аэрозольного рассеяния, рефракции и поглощения озоном в полосах Шапю на основе спутниковых профилей температуры и концентрации озона по данным EOS *Aura*/MLS [20, 30]. Величины релеевского и аэрозольного однократного рассеяния, зафиксированные во время наблюдений, равны

$$\begin{aligned} J_R(\zeta, z, A_i) &= J_{0R}(\zeta, z, A_i)(K_1 + K_2 \zeta^2); \\ J_A(\zeta, z, r_0, A_i) &= J_{0A}(\zeta, z, r_0, A_i)(K_1 + K_2 \zeta^2). \end{aligned} \quad (2)$$

Значения параметров K_1 и K_2 изначально неизвестны. На них влияет чувствительность камеры, ее плоское поле и возможные неточности измерений прозрачности атмосферы по изображениям звезд на кадрах ночного неба. Вычитая поле однократного рассеяния из полного фона, мы получаем интенсивность и поляризацию многократно рассеянной компоненты:

$$\begin{aligned} j_M &= I - J_R - J_A; \\ q_M &= \frac{IP - J_R p_R - J_A p_A}{I - J_R - J_A}. \end{aligned} \quad (3)$$

Эмпирическое свойство многократного рассеяния, установленное на основе измерений в темные сумерки [21, 22, 31, 32], заключается в равенстве градиентов интенсивности и поляризации в симметричных точках солнечного вертикала:

$$\begin{aligned} \frac{d \ln j_M(\zeta, z)}{dz} &= \frac{d \ln j_M(-\zeta, z)}{dz}; \\ \frac{dq_M(\zeta, z)}{dz} &= \frac{dq_M(-\zeta, z)}{dz}. \end{aligned} \quad (4)$$

Как и в работе [18], мы используем это свойство как критерий для процедуры поиска значений величин r_0 , A_i , K_1 и K_2 по методу наименьших квадратов:

$$\begin{aligned} \sum_z \sum_{\zeta} \left(\frac{d \ln j_M(\zeta, z)}{dz} - \frac{d \ln j_M(-\zeta, z)}{dz} \right)^2 + \\ + \left(\frac{dq_M(\zeta, z)}{dz} - \frac{dq_M(-\zeta, z)}{dz} \right)^2 = \min. \end{aligned} \quad (5)$$

Задача решается итерационным методом. На каждом этапе сначала определяются значения K_1 и K_2 на основе измерений в темные сумерки ($96^\circ < z < 99^\circ$) при малом вкладе однократного аэрозольного рассеяния. После этого находятся все остальные неизвестные величины. Для фиксации аэрозольного рассеяния вблизи тропопавзы в рассмотрение необходимо включить нижний слой с высотой 5 км, соответствующий величине A_1 , и расширить интервал рассматриваемых зенитных расстояний Солнца до $86^\circ < z < 98^\circ$ (в работе [18] нижний рассматриваемый слой имел

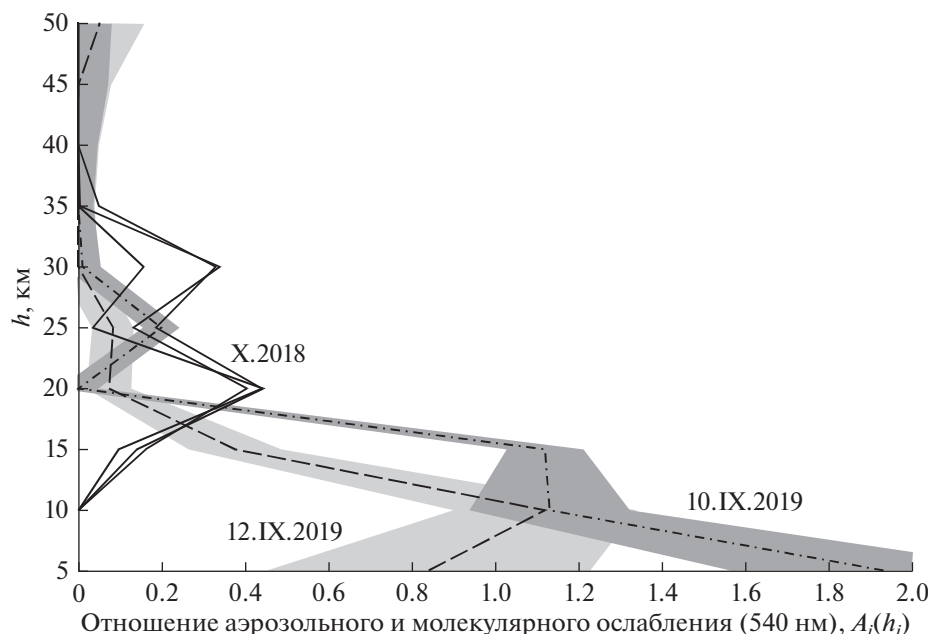


Рис. 4. Вертикальные профили отношения аэрозольного и молекулярного ослабления в 2018 г. (сплошные линии) и в 2019 г. (пунктир и штрих-пунктир с областями погрешностей).

высоту 10 км, а интервал зенитных расстояний Солнца $-90^\circ < z < 98^\circ$).

Изначально рассматривается модель с постоянным медианным радиусом частиц r_0 . В табл. 1 (левая колонка значений) приведены значения r_0 , полученные для осенних сумерек 2018 и 2019 гг. Они близки к 0.1 мкм, в согласии с результатами аэростатных экспериментов [4, 6] и приближенного анализа цвета и поляризации сумеречного неба [27, 28] в фоновых условиях. Близкая величина (0.08 мкм) берется как априорная в спутниковом лимбовом анализе эксперимента OSIRIS [26].

На рис. 4 приведены вертикальные профили отношения аэрозольного и молекулярного ослабления, восстановленные на основе описанного анализа (величины A_i). Осенью 2018 г. мы видим типичный слой Юнге в стратосфере. Дополнительное аэрозольное рассеяние появляется в верхней тропосфере и вблизи тропопаузы осенью

2019 г. Оно распространяется выше в стратосферу не столь значительно, профиль от 10.IX.2019, вероятно, представлен двумя отдельными слоями.

Для более точной оценки размера частиц аэрозоля в нижнем слое (5–15 км) в 2019 г. необходимо запустить процедуру с фиксированным значением $r_0 = 0.1$ мкм в более высоких слоях (от 20 км). Результаты представлены в правой колонке табл. 1. Медианный радиус нижней фракции оказывается совсем ненамного большим (0.11 мкм), разница меньше погрешности определения величины r_0 описанным выше методом. Та же величина 0.11 мкм получается из поляризационного анализа сумеречного неба после извержения вулкана Рабаул в 2006 г. [33].

На рис. 2 и 3 приведены характеристики “чистого” фона неба (логарифм отношения яркостей в симметричных точках вертикала и поляризация в зените, пунктирные линии), получаемые при

Таблица 1. Медианный радиус частицы r_0 для логнормального распределения с шириной $\sigma = 1.6$, восстановленный как общий для всех высот и отдельно для высот 5–15 км в предположении $r_0 = 0.1$ мкм выше

Дата (утренние сумерки)	Медианный радиус (общий для всех слоев)	Медианный радиус на 5–15 км (фиксированное значение $r_0 = 0.1$ на больших высотах)
12.X.2018	0.102 ± 0.011	—
17.X.2018	0.113 ± 0.023	—
20.X.2018	0.091 ± 0.019	—
10.IX.2019	0.111 ± 0.012	0.110 ± 0.011
12.IX.2019	0.101 ± 0.025	0.107 ± 0.024

вычитании поля однократного аэрозольного рассеяния:

$$\ln \frac{I_C(\zeta, z)}{I_C(-\zeta, z)} = \ln \frac{I(\zeta, z) - J_A(\zeta, z)}{I(-\zeta, z) - J_A(-\zeta, z)}; \quad (6)$$

$$P_C(0, z) = \frac{I(0, z)P(0, z) - J_A(0, z)P_A(0, z)}{I(0, z) - J_A(0, z)}.$$

Аналогичные характеристики многократно рассеянного фона ($\ln j(\zeta, z)/j(-\zeta, z)$ и $q_M(0, z)$) показаны на тех же рис. мелким пунктиром. Видно, что многократное рассеяние сохраняет почти постоянное отношение яркостей в симметричных точках вертикали и поляризацию в течение сумерек, вполне удовлетворяя критерию (4). Увеличение количества аэрозоля влияет на свойства многократного рассеяния, уменьшая его поляризацию и усиливая асимметрию яркости в течение всего периода сумерек. Именно многократное рассеяние с участием аэрозоля является основной причиной уменьшения поляризации фона неба. Данный эффект объясняет корреляцию величины поляризации в светлый и темный период сумерек, несмотря на то, что однократное рассеяние происходит в совершенно разных слоях атмосферы [34].

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе поляризационный анализ фона сумеречного неба использовался для выявления дополнительного аэрозольного рассеяния и оценки среднего размера частиц в период “пурпурных зорь” ранней осенью 2019 г. Слой аэрозоля оказался расположенным в основном в верхней тропосфере, незначительно распространяясь в стратосферу. Его положение существенно ниже слоя Юнге фонового стратосферного аэрозоля. Это можно объяснить тем, что высота выбросов вулкана Райкоке не превышала 15 км. Диоксид серы может образовывать сульфатный аэрозоль на таких высотах, тогда как окисление карбонилсульфида OCS происходит выше.

Анализ аэрозольного ослабления света после извержения вулкана Касаточи в 2008 г. по спутниковым данным CALIPSO [10] показал постепенное опускание слоя к тропопаузе и верхней тропосфере в течение нескольких месяцев после извержения. Отметим, что высота тропопаузы во время наблюдений составляла по спутниковым данным 11 км [20], что близко к найденной средней высоте аэрозоля. На этой же высоте проходят трассы транзитных самолетов к югу от Москвы в восточном направлении, тени от их инверсионных слоев часто наблюдались на фоне “пурпурной зари”.

Найденное значение высоты исключает роль вулканического аэрозоля в конденсации частиц полярных стратосферных облаков в северных

широтах зимой 2019–2020 гг. Они образуются в области глубокого температурного минимума (<190 К, выше 21 км) в условиях мощного полярного стратосферного вихря этой зимы.

Сильная зависимость поляризации рассеянного излучения от медианного размера частиц в соответствии с теорией Ми делает поляризационные измерения эффективным средством анализа микрофизических свойств аэрозоля. Значение медианного радиуса составляет 0.11 ± 0.02 мкм, что вполне соответствует слабым или средним извержениям. Наблюдательные свойства аэрозоля в целом подтверждают его связь с извержением вулкана Райкоке в июне 2019 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Junge C.E., Changnon C.W., Manson J.E. Stratospheric aerosols // J. Meteorology. 1961. V. 18. P. 81–108.
2. Rosen J.M. The boiling point of stratospheric aerosols // J. Applied Meteorology. 1971. V. 10. P. 1044–1046.
3. Weisenschein K.D., Yue G.K., Ko M.K.W. et al. A two-dimensional model of sulfur species and aerosol // J. Geophysical Research. 1997. V. 102. P. 13019–13035.
4. Deshler T., Hervig M.E., Hofmann D.J. et al. Thirty years of in situ stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41° N), using balloon-borne instruments // J. Geophysical Research. 2003. V. 108. N. 5. P. 4167–4179.
5. Clark J.E. The remarkable sunsets // Nature. 1883. V. 29. P. 130.
6. Deshler T. et al. Trends in the nonvolcanic component of stratospheric aerosol over the period 1971–2004 // J. Geophysical Research. 2006. V. 111. P. D01201.
7. Bauman J.J., Russell P.B., Geller M.A., Hamill P. A stratospheric aerosol climatology from SAGE II and CLAES measurements: 2. Results and comparisons, 1984–1999 // J. Geophysical Research. 2003. V. 108. N. 13. P. 4383–4412.
8. Lee R., Jr., Hernández-Andrés J. Measuring and modeling twilight’s purple light // Applied Optics. 2003. V. 42. P. 445–457.
9. Crutzen P.J. The possible importance of CSO for the sulfate layer of the stratosphere // Geophysical Research Letters. 1976. V. 3. P. 73–76.
10. Andersson S.M., Martinsson B.G., Vernier J.-P. et al. Significant radiative impact of volcanic aerosol in the lowermost stratosphere // Nature Communications. 2015. V. 6. P. 7692.
11. Solomon S., Daniel J.S., Neely R.R. et al. The persistently variable “background” stratospheric aerosol layer and global climate change // Science. 2011. V. 333. P. 866–870.
12. Campbell J.E., Whelan M.E., Seibt U. Smith et al. Atmospheric carbonyl sulfide sources from anthropogenic activity: Implications for carbon cycle constraints // Geophysical Research Letters. 2015. V. 42. P. 3004–3010.
13. Aydin M., Fudge T.J., Verhulst K.R. et al. Carbonyl sulfide hydrolysis in Antarctic ice cores and an atmospheric history for the last 8000 years // J. Geophysical Research. 2014. V. 119. P. 8500–8514.

14. Neely R.R., Toon O.B., Solomon S. et al. Recent anthropogenic increases in SO₂ from Asia have minimal impact on stratospheric aerosol // *Geophysical Research Letters*. 2013. V. 40. P. 999–1004.
15. Bourassa A.E., Robock A., Randel W.J. et al. Large Volcanic Aerosol Load in the Stratosphere Linked to Asian Monsoon Transport // *Science*. 2012. V. 337. P. 78–81.
16. Ridley D.A. et al. Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change // *Geophysical Research Letters*. 2014. V. 41. P. 7763–7769.
17. Kremser S. et al. Stratospheric aerosol – Observations, processes, and impact on climate // *Reviews of Geophysics*. 2016. V. 54. P. 278–335.
18. Ugolnikov O.S., Maslov I.A. Optical depths and vertical profiles of stratospheric aerosol based on multi-year polarization measurements of the twilight sky // *J. Aerosol Science*. 2019. V. 127. P. 93–101.
19. Global Volcanism Program. Report on Raikoke (Russia) / Eds. Craddock A.E., Venzke E. // *Bulletin of the Global Volcanism Network*. 2019. 44:8. Smithsonian Institution. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.BGVN201908-290250>
20. EOS MLS Science Team. MLS/Aura Level 2 temperature, version 003. Greenbelt, MD, USA: NASA Goddard Earth Science Data and Information Services Center (GES DISC). 2011.
21. Угольников О.С., Маслов И.А. Оптические свойства невозмущенной мезосферы на основе широкоугольной поляриметрии фона сумеречного неба // *Космич. исслед.* 2013. Т. 51. № 4. С. 267–273 (*Cosmic Research*. P. 235–240).
22. Ugolnikov O.S., Maslov I.A. Summer mesosphere temperature distribution from wide-angle polarization measurements of the twilight sky // *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2013. V. 105–106. P. 8–14.
23. Ugolnikov O.S., Maslov I.A., Kozelov B.V., Dlugach J.M. Noctilucent cloud polarimetry: twilight measurements in a wide range of scattering angles // *Planetary and Space Science*. 2016. V. 125. P. 105–113.
24. Ugolnikov O.S., Galkin A.A., Pilgaev S.V., Roldugin A.V. Noctilucent cloud particle size determination based on multi-wavelength all-sky analysis // *Planetary and Space Science*. 2017. V. 146. P. 10–19.
25. Ugolnikov O.S., Maslov I.A. Polarization analysis and probable origin of bright noctilucent clouds with large particles in June 2018 // *Planetary and Space Science*. 2019. V. 179. P. 104713.
26. Bourassa A.E., Degenstein D.A., Llewellyn E.J. Retrieval of stratospheric aerosol size information from OSIRIS limb scattered sunlight spectra // *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*. 2008. V. 8. P. 4001–4016.
27. Угольников О.С., Маслов И.А. Исследования фонового стратосферного аэрозольного слоя с помощью многоцветных широкоугольных измерений фона сумеречного неба // *Космич. исслед.* 2018. Т. 56. № 2. С. 97–104. (*Cosmic Research*. P. 85–93).
28. Ugolnikov O.S., Maslov I.A. Stratospheric aerosol particle size distribution based on multi-color polarization measurements of the twilight sky // *J. Aerosol Science*. 2018. V. 117. P. 139–148.
29. Russell P.B., Hamill P. Spatial variation of stratospheric aerosol acidity and model refraction index: Implication of recent results // *J. Atmospheric Science*. 1984. V. 41. P. 1781–1790.
30. EOS MLS Science Team. MLS/Aura level 2 ozone (O₃) mixing ratio V003. Greenbelt, MD, USA: Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). 2011.
31. Угольников О.С. Фотометрия и поляриметрия сумеречного неба. Проблема многократного рассеяния света в период сумерек // *Космич. исслед.* 1999. Т. 37. № 2. С. 168–175. (*Cosmic Research*. P. 159–166).
32. Угольников О.С., Маслов И.А. Многоцветная поляриметрия сумеречного неба. Роль многократного рассеяния света как функция длины волны // *Космич. исслед.* 2002. Т. 40. № 3. С. 242–251. (*Cosmic Research*. P. 224–232).
33. Угольников О.С., Маслов И.А. Исследования стратосферного аэрозольного слоя на основе поляризационных измерений сумеречного неба // *Космич. исслед.* 2009. Т. 47. № 3. С. 219–228. (*Cosmic Research*. P. 198–207).
34. Ugolnikov O.S., Maslov I.A. Detection of Leonids meteoric dust in the upper atmosphere by polarization measurements of the twilight sky // *Planetary and Space Science*. 2007. V. 55. P. 1456–1463.