

УДК 551.551

АНОМАЛЬНОЕ СЕЛЕКТИВНОЕ ПОГЛОЩЕНИЕ ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ ПРИ МАССОВЫХ ЛЕСНЫХ ПОЖАРАХ НА АЛЯСКЕ В ИЮЛЕ–АВГУСТЕ 2019 г.

© 2023 г. Г. И. Горчаков^{а, *}, В. М. Копейкин^а, Р. А. Гущин^а, А. В. Карпов^а, Е. Г. Семутникова^б, О. И. Даценко^а, Т. Я. Пономарева^с

^аИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

^бМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Физический факультет, ГСП-1, Ленинские горы, 1, стр. 2, Москва, 119991 Россия

^сГидрометеорологический научно-исследовательский центр России, Большой Предтеченский переулок, д.13, стр. 1, Москва, 123376 Россия

*e-mail: gengor@ifaran.ru

Поступила в редакцию 10.03.2023 г.

После доработки 10.07.2023 г.

Принята к публикации 28.08.2023 г.

По данным мониторинга оптических и микрофизических характеристик дымового аэрозоля на станциях AERONET во время массовых лесных пожаров летом 2019 г. на Аляске обнаружено аномальное селективное поглощение дымового аэрозоля в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне спектра от 440 до 1020 нм. При аномальном селективном поглощении мнимая часть коэффициента преломления дымового аэрозоля достигала 0.315 на длине волны 1020 нм. Предложена степенная аппроксимация спектральных зависимостей мнимой части коэффициента преломления при аномальном селективном поглощении с показателями степени от 0.26 до 2.35. Показано, что при аномальном селективном поглощении применимы известные степенные аппроксимации спектральных зависимостей аэрозольных оптических толщин ослабления и поглощения с показателями Ангстрема от 0.96 до 1.65 для аэрозольной оптической толщины ослабления и от –0.89 до 0.97 для аэрозольной оптической толщины поглощения, которая достигала 0.72. Альбеда однократного рассеяния на длине волны 440 нм варьировало в пределах от 0.62 до 0.96. В распределении частиц дымового аэрозоля по размерам при аномальном селективном поглощении доминировала тонкодисперсная фракция частиц. Отмечено сходство оптических и микрофизических характеристик фракции частиц дымового аэрозоля с аномальным селективным поглощением с обнаруженной методом электронной микроскопии в дымовом аэрозоле фракции “смоляных шариков” (tar balls), которые, по видимому, возникают при конденсации (полимеризации) паров терпенов и их кислородосодержащих производных. Сопоставлены экстремальные значения представленных на сайте AERONET аэрозольного радиационного форсинга на верхней границе атмосферы для аномального селективного поглощения и при пожарах в саванне.

Ключевые слова: крупномасштабные лесные пожары, дымовой аэрозоль, оптические и микрофизические характеристики, аномальное селективное поглощение, мнимая часть коэффициента преломления, аэрозольная оптическая толщина ослабления, аэрозольная оптическая толщина поглощения, альбеда однократного рассеяния, распределение частиц по размерам, аэрозольный радиационный форсинг

DOI: 10.31857/S0002351523060044, EDN: OSLKSW

1. ВВЕДЕНИЕ

Оптические свойства дымового аэрозоля, возникающего при различного рода массовых пожарах, были изучены в совместном эксперименте

Статья подготовлена на основе устного доклада, представленного на IV Всероссийской конференции с международным участием “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”, посвященной памяти академика А.М. Обухова (Москва, 22–24 ноября 2022 г.).

ИФА РАН и НИФХИ им. Л.Я. Карпова [Голицын и др., 1988]. В XXI веке на территории России неоднократно возникали массовые лесные и лесоторфяные пожары, что приводило к крупномасштабным задымлениям европейской территории России (ЕТР) и Сибири. В 2002 г. нами было выполнено исследование задымления московского региона при лесоторфяных пожарах [Горчаков и др., 2004]. Определены радиационные и температур-

ные эффекты задымления [Мохов и Горчакова, 2005]. Подробно исследовано задымление московского региона летом 2010 г. и задымление Сибири в 2012 г. [Chubarova et al., 2011; Gorchakov et al., 2014; Kozlov et al., 2014; Панченко и др., 2016; Горчаков и др., 2011; Zhuravleva et al., 2017; Виноградова и др. 2016; Kononov et al., 2015]. Оценены эмиссии углеродсодержащих газов и аэрозолей [Бондур и Гинзбург, 2012]. Выполнено исследование дисперсного состава дымового аэрозоля [Аршинов и Белан, 2011]. Изучено крупномасштабное задымление Северной Евразии в июне 2016 г., когда благодаря восточному переносу воздушных масс образовавшаяся при массовых лесных пожарах Сибирская дымная мгла распространилась на ЕТР и дальше на многие страны Европы [Горчаков и др., 2018; Горчаков и др., 2019; Gorchakov et al., 2018]. Отметим, что общая площадь задымленной территории составила около 20 млн км².

Изучена эволюция оптических и микрофизических характеристик (ОМХ) при дальнем переносе дымового аэрозоля [Kononov et al., 2015; Kononov et al., 2019].

При потеплении климата [Ju et al., 2021], увеличивается частота и длительность погодных аномалий, включая волны тепла. Летом 2019 г. на Аляске были зарегистрированы рекордные значения температуры воздуха (<http://www.rp5.ru>). Превышение климатической нормы температуры воздуха наблюдались до июля 2019 г. почти каждый день в течении 12 месяцев (<http://www.ncdc.noaa.gov>). В Анкоридже температура воздуха достигала 32°C. Экстремально жаркая и засушливая погода способствовала возникновению массовых лесных пожаров (более 700 локальных пожаров на площади 3600 км²) и крупномасштабному задымлению Аляски в июне 2019 г. [Masson-Delmotte et al., 2018].

Анализ данных мониторинга ОМХ дымового аэрозоля на станциях AERONET [Holben et al., 1998], расположенных на Аляске, показал, что летом 2019 г. в диапазоне спектра от 440 до 1020 нм, наблюдалось аномальное селективное поглощение дымового аэрозоля, которое отличается большими значениями мнимой части показателя преломления κ вещества дымового аэрозоля в указанном диапазоне длин волн света. При этом максимальное значение κ на длине волны 1020 нм составило 0.315, что намного превышает наблюдаемые на Аляске значения κ , обусловленные присутствием черного углерода (black carbon или BC) в частицах дымового аэрозоля [Eck et al., 2009].

Целью настоящей работы является анализ вариаций ОМХ дымового аэрозоля при аномальном селективном поглощении.

2. УСЛОВИЯ ИЗМЕРЕНИЙ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В работе использованы данные мониторинга и восстановления ОМХ дымового аэрозоля (уровень L1.5) в видимой и ближней областях спектра на длинах волн $\lambda = 440, 675, 870$ и 1020 нм, в том числе, аэрозольной оптической толщины (АОТ) ослабления (экстинкции) τ_{ex} , АОТ поглощения τ_{ab} , альбедо однократного рассеяния $\omega = \tau_{sc}/\tau_{ex}$, где $\tau_{sc} = \tau_{ex} - \tau_{ab}$ — АОТ рассеяния, действительной (n) и мнимой (κ) части коэффициента преломления, функции распределения частиц по размерам (радиусам r) $dV(r)/d \ln r$, где $V(r)$ — накопленный объем частиц для 22 интервалов радиусов с центрами интервалов от 0.05 до 15 мкм, а также параметров функции распределения: модальные радиусы распределения объемов частиц по размерам тонкодисперсной (r_m^f) и грубодисперсной (r_m^c) фракций аэрозоля и максимальных значений $dV(r)/d \ln r$ (v_m^f и v_m^c) для указанных фракций.

Мониторинг ОМХ дымового аэрозоля осуществлялся на станциях AERONET Bonanza Creek (64°45' N, 148°32' W), Kluane Lake (61°02' N, 138°24' W), NEON_DEJU (63°32' N, 145°45' W), NEON_BONA (65°09' N, 147°30' W), NEON_TOOL (68°04' N, 149°22' W) и NEON_HEAL (63°53' N, 149°13' W) или сокращено, (табл. 1, табл. 2) BZC, KNL, NND, NNB, NNT и NNH.

О погоде летом 2019 г. на Аляске можно судить по данным измерений приземной литературы в аэропорту Фэрбанкса. На рис. 1 показан временной ход температуры воздуха (1 — данные измерений через 6 час, 2 — среднесуточные температуры).

Повышенная температура воздуха на Аляске летом 2019 г. и в предшествующие месяцы способствовала возникновению пожароопасной обстановки и множественным очагам пожаров в лесах Аляски [Masson-Delmotte et al., 2018]. На рис. 2 показано пространственное распределение пожаров в июле 2019 г. (<http://www.firms.modaps.eosdis.nasa.gov>).

В июле-августе 2019 г. АОТ ослабления на длине волны (τ_{ex}^{440}) в задымленной атмосфере Аляске достигала 4.5. Сравнительно часто наблюдались большие значения мнимой части коэффициента преломления. При этом некоторые спектральные зависимости κ существенно отличались от зависимостей $\kappa(\lambda)$, зарегистрированных при массовых пожарах на Аляске в 2004 и 2005 гг.

Восстановление оптических и микрофизических характеристик аэрозоля по данным AERONET сводится к решению некорректной обратной задачи. Алгоритм решения данной обратной задачи описан в [Dubovik and King., 2000]. Первые

Таблица 1. Оптические и микрофизические характеристики дымового аэрозоля

№	Станция	Дата	Время	τ_{ex}^{440}	β_{ex}	τ_f^{440}	τ_{ab}^{440}	β_{ab}	n_{440}	κ_{440}	ω_{440}	r_m^f , мкм	v_m
1	NNH	11.07.19	21:04	4.30	1.50	4.24	0.33	1.20	1.59	0.0154	0.92	0.194	0.34
2	KNL	10.07.19	19:21	4.53	1.80	4.28	0.24	1.46	1.59	0.011	0.95	0.194	0.40
3	BZC	11.07.19	02:27	1.58	1.69	1.56	0.06	1.27	1.46	0.0063	0.96	0.148	0.196
4	BZC	10.07.19	17:33	1.66	1.80	1.61	0.032	1.28	1.49	0.0031	0.98	0.148	0.21
5	MGI	24.08.22	14:04	0.52	1.67	0.48	0.065	1.08	1.55	0.023	0.88	0.148	0.046
6	BZC	09.07.19	01:00	3.09	1.63	3.07	0.25	1.43	1.55	0.018	0.92	0.148	0.20
7	BZC	12.07.19	00:00	3.15	1.24	3.11	0.08	1.69	1.50	0.0039	0.98	0.255	0.22
8	KNL	07.07.19	04:06	0.33	1.79	0.32	0.0035	1.46	1.44	0.0015	0.99	0.255	0.037
9	MGI	16.08.22	14:05	1.00	1.92	0.97	0.167	1.51	1.60	0.041	0.83	0.148	0.095

Таблица 2. Оптические и микрофизические параметры дымового аэрозоля (продолжение)

№	Станция	Дата	Время	τ_{ex}^{440}	β_{ex}	τ_f^{440}	τ_{ab}^{440}	β_{ab}	n_{440}	κ_{440}	α	ω_{440}	r_m^f , мкм	v_m
11	NND	10.07.19	15:45	1.91	0.96	1.90	0.72	0.24	1.58	0.134	1.02	0.62	0.148	0.154
12	BZC	6.07.19	1:31	0.10	1.15	0.095	0.016	0.05	1.59	0.037	1.25	0.84	0.194	0.009
13	BZC	6.07.19	0:59	0.093	1.23	0.087	0.018	0.49	1.58	0.044	0.74	0.81	0.194	0.008
14	KNL	16.07.19	18:21	0.20	1.08	0.19	0.029	0.21	1.58	0.031	0.90	0.85	0.194	0.016
15	BZC	5.07.19	21:59	0.116	1.35	0.11	0.018	0.78	1.57	0.034	0.33	0.84	0.194	0.009
16	KNL	14.07.19	22:21	0.73	1.42	0.71	0.072	0.61	1.54	0.021	0.71	0.87	0.194	0.078
17	BZC	23.07.19	17:53	0.57	1.16	0.54	0.032	-0.89	1.51	0.0043	2.35	0.96	0.255	0.04
18	NNB	22.07.19	21:58	0.426	1.48	0.396	0.05	0.62	1.47	0.0177	0.39	0.88	0.148	0.039
19	NNT	7.08.19	15:54	0.335	1.21	0.334	0.014	0.11	1.51	0.0067	1.16	0.96	0.255	0.026
20	BZC	9.07.19	1:29	3.09	1.65	3.08	0.20	0.97	1.51	0.0132	0.26	0.93	0.194	0.32
21	BZC	18.07.19	19:01	0.70	1.54	0.54	0.028	0.83	1.41	0.0035	0.34	0.96	0.148	0.02

оценки “неопределенности восстановления” параметров аэрозоля были получены в [Dubovik et al., 2000]. В частности, показано [Dubovik et al., 2000], что погрешность определения мнимой части коэффициента преломления для дымового аэрозоля при АОТ ослабления больше 0.4 составляет 30%. Для используемой в настоящее время версии V3 оценки “неопределенности восстановления” представлены в [Sinyuk et al., 2020], где много внимания уделено анализу влияния погрешностей измерения оптических характеристик аэрозоля на результаты восстановления альbedo однократного рассеяния. Из четырех станций AERONET, для которых в [Sinyuk et al., 2020] получены вышеуказанные оценки, для нас представляют интерес результаты анализа для станций Mongu (Mongu_Inn в настоящее время), поскольку они относятся к дымовому аэрозолю. В частности, для длины волны 440 нм при среднем значении $\omega_{440} = 0.85$ неопределенность восстановления альbedo однократного рассеяния достигала примерно ± 0.03 , а для длины волны 1020 нм ($\omega_{1020} = 0.765$) примерно

равна ± 0.06 (при значениях аэрозольной оптической толщины ослабление больше 0.4).

Поглощательную способность аэрозоля можно характеризовать величиной $\zeta = 1 - \omega = \tau_{ab}/\tau_{ex}$. Поскольку $\Delta\zeta = \Delta\omega$ то, следовательно, при значениях ω порядка 0.5 в случаях аномального селективного поглощения относительная неопределенность восстановления ζ будет заметно меньше, чем для типичной ситуации при пожарах в саванне (Mongu или Mongu_Inn). В [Sinyuk et al., 2020] показано, что неопределенности восстановления при АОТ ослабления меньше 0.4 заметно возрастают.

3. ПОГЛОЩАТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ (ПСДА)

Данные мониторинга и восстановления спектральных зависимостей ОМХ на станциях AERONET включают три характеристики поглощательной способности тропосферного аэрозоля: альbedo однократного рассеяния, которое

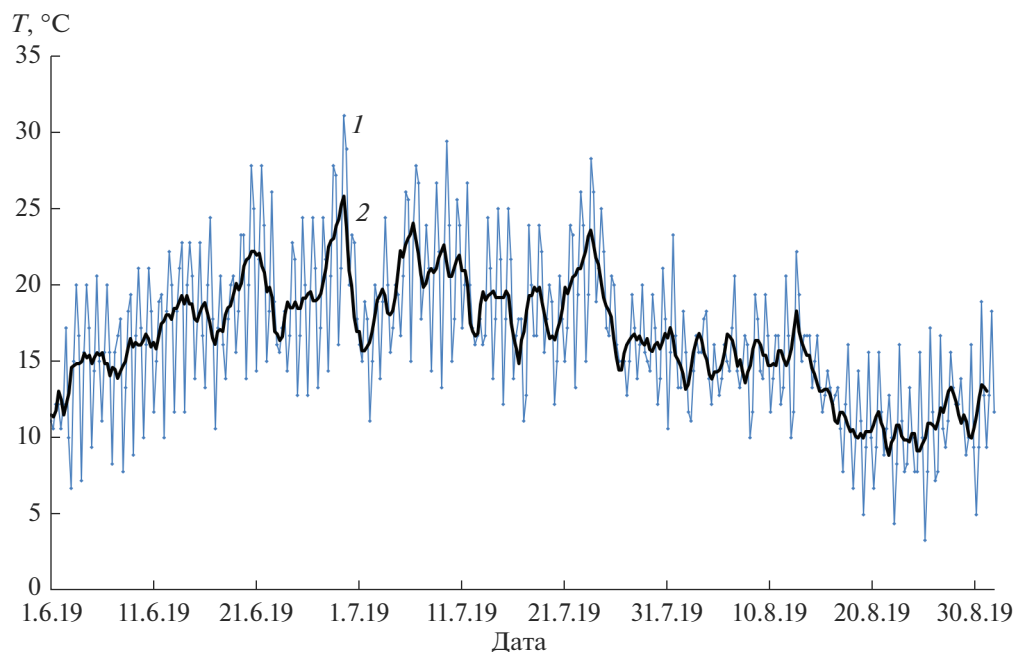


Рис. 1. Температура воздуха в аэропорту Фэрбанкса (1 – часовые средние, 2 – среднесуточные значения).

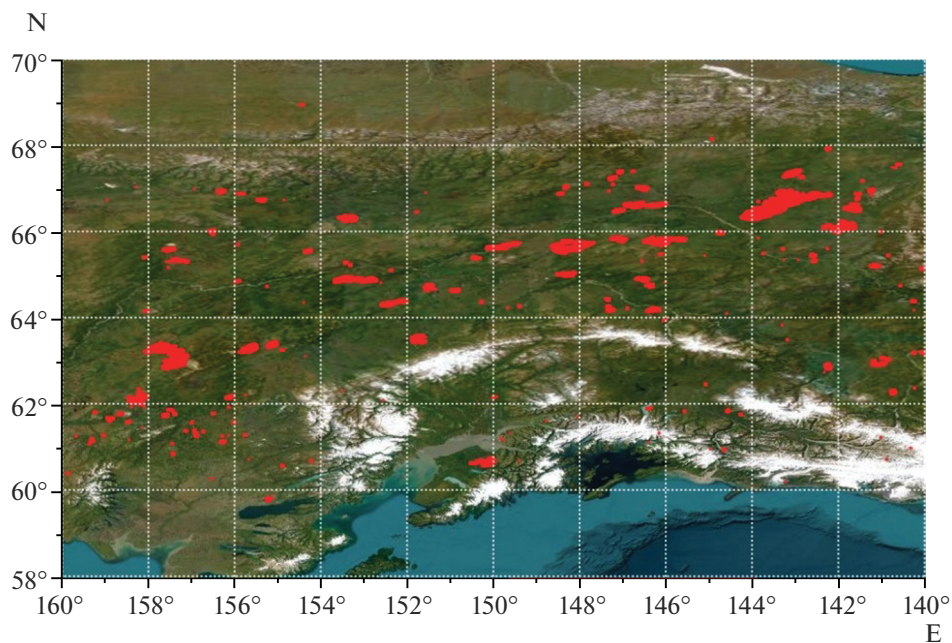


Рис. 2. Пространственное распределение пожаров на Аляске в июле 2019 г.

наиболее часто используется для характеристики поглощательной способности аэрозоля [Dubovik et al., 2002] АОТ поглощения и мнимая часть коэффициента преломления, которая формально не зависит от вариаций распределения частиц по размерам. Поэтому зависимость $k(\lambda)$ представля-

ет наибольший интерес при исследованиях изменчивости ПСДА дымового аэрозоля.

3.1. Мнимая часть коэффициента преломления. Мнимая часть коэффициента преломления вещества дымового аэрозоля в задымленной атмосфере Аляски в большинстве случаев слабо зависит от

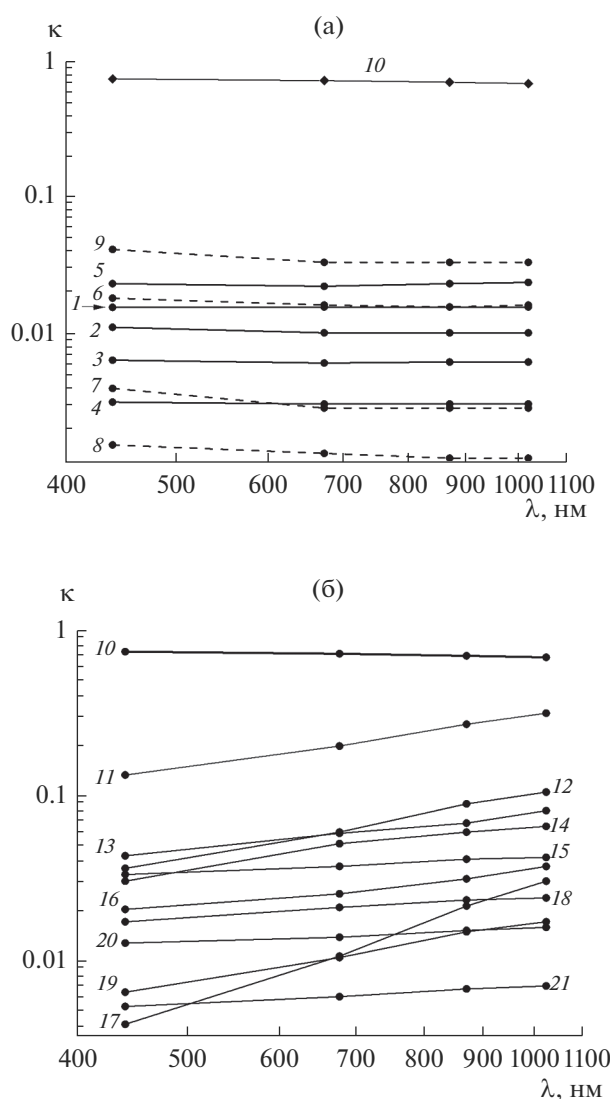


Рис. 3. (а) Мнимая часть коэффициента преломления при содержании в частицах дымового аэрозоля черного углерода (1–5) и при совместном содержании коричневого и черного углерода (6–9) по данным мониторинга летом 2019 г. на Аляске (1–4, 6–8) и в саванне в августе 2022 г. (5 и 9) и для черного углерода (10). (б) Мнимая часть коэффициента преломления дымового аэрозоля в случаях аномального селективного поглощения дымового аэрозоля (11–21) и для черного углерода (10).

длины волны как по данным 2005 г., так и по данным 2019 г. (спектры 1–4 на рис. 3а, для которых OMX приведены в табл. 1). Максимальные наблюдаемые значения k_{440} для этого типа спектров в 2004–2005 гг. достигали 0.017, а в 2019 г. – 0.020. На рис. 3а и 3б также показана (спектр 10) зависимость от длины волны мнимой части коэффициента преломления для черного углерода (сажи) [Зуев и Креков, 1986].

В [Eck et al., 2009] с целью сравнения с ПСДА в бореальных лесах Аляски приведены данные

мониторинга OMX при пожарах в саванне (на станции AERONET Mongu), включенная в число четырех станций, для которых оценены неопределенности оценок восстановления (версия V3) OMX [Sinyuk et al., 2020]. Аналогично в нашей работе приведены данные мониторинга на станции Mongu Inn (MGI) с координатами 15°16' S и 23°08' E (спектр 5 на рис. 3а). Максимальное значение $k_{440} = 0.043$ для данного типа спектров при пожарах в саванне оказалось больше, чем на Аляске при лесных пожарах.

Отметим, что при лесных пожарах в Канаде значение k в диапазоне длин волн 440–1020 нм на станции AERONET Fort_McMurray (56.75° N, 111.48° W) оказались равными 0.057–0.050 (09.06.23 в 15:33) и 0.50–0.41 (06.06.23 в 16:26).

В ряде случаев летом 2019 г. на Аляске (спектры 6–8 на рис. 3а) наблюдались повышенные по сравнению с k_{1020} значения k_{440} , что обусловлено заметным вкладом коричневого углерода (BrC) [Feng et al., 2013; Горчаков и др., 2016; Горчаков и др., 2017] в суммарное поглощение дымового аэрозоля. Во время пожаров в саванне этот вклад может быть существенно выше: $k_{440} = 0.040$ (спектр 9 на рис. 3а) при $k_{1020} = 0.025$.

В [Eck et al., 2009] представлены (на рисунке) зависимости $k(\lambda)$ в задымленной атмосфере Аляски при АОТ ослабления больше 0.4. Оказалось, что для этих спектров k_{440} в среднем примерно в 2 раза больше k_{1020} , а вклад BrC на длине волны 675 нм составляет 0.25–0.30 от вклада BrC на длине волны 440 нм. Наибольшее число случаев обнаружения (уровень L 1.5) коричневого углерода в июле 2019 г зафиксировано на станциях Bonanza_Creek (8 из 74) и Klauane_Lake (4 из 29). При лесных пожарах в Канаде (03.06.23 в 22:26) наблюдалось экстремальное проявление BrC: значения k на длинах волн 440, 675, 870 и 1020 нм составляли 0.27, 0.16, 0.13 и 0.08, соответственно, при АОТ ослабления 0.57 на длине волны 440 нм.

При анализе вариаций $k(\lambda)$ для летнего сезона 2019 г. на Аляске были обнаружены случаи аномального селективного поглощения дымового аэрозоля, когда наблюдалось существенное увеличение k с ростом длины волны (рис. 3б, табл. 2). В частности, согласно данным мониторинга на станции Bonanza_Creek в июле 2019 г. число таких случаев оказалось равным 16 при общем числе случаев восстановления OMX 74 (уровень L1.5), а на станции Klauane_Lake – 4 случая из 29 (в сумме около 25%). Единичные случаи обнаружения аномального поглощения имели место и на других станциях AERONET.

В случаях аномального селективного поглощения наблюдаемые в диапазоне длин волн 440–1020 нм значения k могут намного превышать указанные величины при поглощении электромагнитных волн в видимой и ближней областях

спектрах черным и коричневым углеродом (до 0.315 на длине волны 1020 нм по данным измерений 10.07.2019 в 15:45 на станции NEON_DEJU).

Зависимости κ от длины волны при аномальном селективном поглощении можно охарактеризовать отношением $\eta = \kappa_{1020}/\kappa_{440}$, которое для 10 спектров представленных на рис. 3б (см. также табл. 2) варьирует в пределах от 1.24 до 2.86. Исключением является спектр 17 (табл. 2), для которого $\eta = 7.2$.

Анализ показал, что в случаях аномального селективного поглощения спектры $\kappa(\lambda)$ с удовлетворительной точностью аппроксимируются степенными функциями

$$\kappa(\lambda) = A\lambda^\alpha, \quad (1)$$

где A и α – параметры аппроксимации. Для шести спектров (11–14, 16 и 19 в табл. 2) параметр α находится в диапазоне 0.71–1.25, а для четырех (15, 18, 20 и 21) в диапазоне 0.26–0.39. В случае спектра 17 (табл. 2) $\alpha = 2.35$.

В [Sinyuk et al., 2020] оценкам погрешностей восстановления мнимой части коэффициента преломления уделено мало внимания. Из представленных в [Sinyuk et al., 2020] данных видно, что при АОТ ослабления на длине волны 440 нм на станции AERONET GSFC погрешность восстановления κ варьирует примерно от 0.003 до 0.006. Отметим, что на станции NEON_DEJU 10.07.2019 в 15:45 значения κ на длинах волн 440, 675, 870, 1020 нм были равны 0.134, 0.184, 0.270, 0.315 при оптических толщинах ослабления 1.91, 1.24, 1.00 и 0.89, соответственно. Указанные величины κ намного превышают неопределенности восстановления [Sinyuk et al., 2020] (см. раздел 2). Следует отметить, что для получения достаточно точных оценок неопределенностей необходимо выполнить численные эксперименты с использованием ресурсов AERONET.

“Типичные” значения мнимой части коэффициента преломления дымового аэрозоля оценены по данным измерений на 10 станциях AERONET [Sayer et al., 2014]. Для большинства станций на спектральных зависимостях $\kappa(\lambda)$ заметны проявления коричневого углерода.

Таким образом, обнаружено аномальное селективное поглощение дымового аэрозоля в видимой и ближней инфракрасной областях спектра ($\lambda = 440$ –1020 нм), которое отличается большими значениями мнимой части коэффициента преломления (до 0.315) и, быстрым ростом κ с увеличением длины волны. Отношение $\kappa_{1020}/\kappa_{440}$ достигает 7.2. Предложена степенная аппроксимация спектральных зависимостей κ с показателем степени, который меняется в случаях аномального селективного поглощения от 0.26 до 2.35.

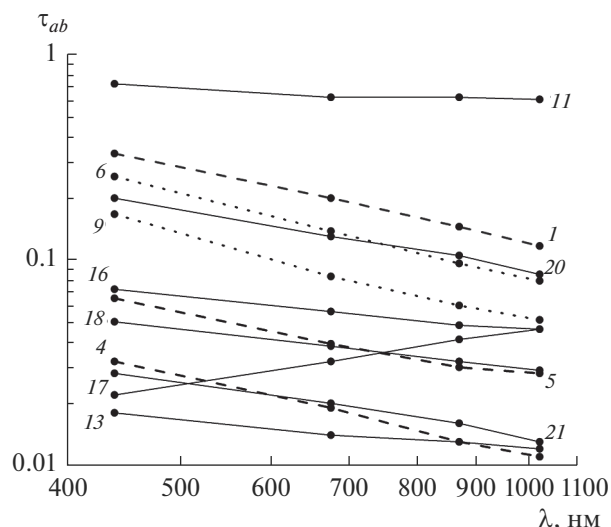


Рис. 4. Аэрозольная оптическая толщина поглощения при содержании в частицах дымового аэрозоля черного углерода (1, 4, 5) коричневого и черного углерода (6, 9) и в случаях аномального селективного поглощения дымового аэрозоля (11, 13, 16–18, 20, 21).

3.2. Аэрозольная оптическая толщина поглощения. Спектральные зависимости АОТ поглощения в большинстве случаев аппроксимируются степенными функциями

$$\tau_{ab}(\lambda) = \tau_0 \left(\frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^{\beta_{ab}}, \quad (2)$$

где τ_0 , λ_0 и β_{ab} – параметры аппроксимации. Параметр β_{ab} (показатель Ангстрема для АОТ поглощения) по данным AERONET определяется для диапазона спектра 440–870 м. Для дымового аэрозоля указанная аппроксимация с удовлетворительной точностью применима в диапазоне от 440 до 1020 нм.

Из теории рассеяния следует, что для малых сферических частиц при слабой зависимости κ от длины волны света коэффициент поглощения и, следовательно, АОТ поглощения длины волны как λ^{-1} , т.е. показатель Ангстрема равен единице [Bohren and Huffman, 2008; Bergstrom et al., 2002]. При увеличении размеров частиц β_{ab} увеличивается, достигая 1.3 и больше [Bergstrom et al., 2002].

Как указано выше, в табл. 1 приведены ОМХ дымового аэрозоля для случаев, когда ПСДА определяется наличием в частицах дымового аэрозоля черного углерода (1–5) или одновременно черного и коричневого углерода (6–9). Спектральные зависимости АОТ поглощения для спектров 1, 4 и 5, а также для спектров 6 и 9 показаны на рис. 4. В случаях, когда поглощение дымового аэрозоля определяется черным углеродом, β_{ab} в среднем равен 1.26 (максимальное значение 1.46), а при совместном присутствии

коричневого и черного углерода в среднем 1.52 (максимум 1.69). Отметим, что в случае спектра 7 ($\beta_{ab} = 1.69$) наблюдаются заметные отклонения формы распределения частиц по размерам от типичной (см. выше). Минимальное значение β_{ab} (1.08) было зарегистрировано при пожарах в саванне.

Значения показателя Ангстрема для АОТ поглощения при аномальном селективном поглощении дымового аэрозоля в большинстве случаев заметно отличаются от предыдущих (табл. 2). Для 7 случаев (11, 13, 15, 17, 18, 20 и 21) спектральные зависимости АОТ поглощения показаны на рис. 4.

В четырех случаях (спектры 11, 12, 14 и 19) зарегистрированы спектры с малыми значениями β_{ab} от (0.05 до 0.24), а в 3 случаях значения β_{ab} оказались близкими по порядку величины (от 0.78 до 0.97 для спектров 15, 20 и 21) к значению $\beta_{ab} = 1.08$, зарегистрированному при пожарах в саванне на станции AERONET Mongu Inn, когда поглощение дымового аэрозоля определялось черным углеродом. К промежуточной группе относятся спектры 13, 16 и 18 ($\beta_{ab} = 0.49, 0.61$ и 0.62).

23.07.2019 в 17:53 на станции AERONET Bonanza_Creek был зарегистрирован уникальный спектр (№ 17 в табл. 2) поглощения с отрицательным значением $\beta_{ab} = -0.89$ (когда τ_{ab} увеличивалось с ростом длины волны света).

Максимальные значения АОТ поглощения достигали 0.72 на длине волны 440 нм и 0.61 на длине волны 1020 нм.

Таким образом, оказалась, что спектральные зависимости АОТ поглощения при аномальном селективном поглощении дымового аэрозоля, как правило, существенно отличаются от соответствующих спектральных зависимостей при наличии в частицах дымового аэрозоля черного и коричневого (в сочетании с черным) углерода (1.08–1.69). Показатель Ангстрема для АОТ поглощения при аномальном селективном поглощении меняется в широких пределах (примерно от +1 до –0.9) и в среднем меньше значения показателя Ангстрема для случаев поглощением черным и коричневым углеродом (в диапазоне 440–1020 нм). Погрешности восстановления АОТ поглощения в значительной степени определяются “неопределенностями восстановления” альbedo однократного рассеяния.

3.3. Альbedo однократного рассеяния. Согласно приведенным в [Dubovik et al., 2002] данным AERONET альbedo однократного рассеяния для дымового аэрозоля при лесных пожарах менялось в Бразилии в пределах $(0.94–0.90) \pm 0.02$ и в пределах $(0.94–0.91) \pm 0.02$ в США/Канаде. Согласно [Sayer et al., 2014] “типичные” значения ω для 10 станций AERONET варьирует в пределах 0.87–

0.95 на длине волны 440 нм и в пределах 0.67–0.71 на длине волны 1020 нм.

При массовых лесных пожарах на Аляске в 2004 и 2005 гг. [Eck et al., 2009] альbedo однократного рассеяния $\omega(\lambda)$ на длинах волн от 440 до 1020 нм ($\tau_{ex} > 0.4$) варьировало в сравнительно узких пределах примерно от 0.95 до 0.98. В 2019 г. без учета случаев аномального селективного поглощения диапазон изменения оказался шире (0.92–0.98). При пожарах в саванне (станция Mongu Inn) в августе 2022 г. ω менялась в пределах 0.65–0.88.

По данным [Sinyuk et al., 2020] неопределенность восстановления ω при АОТ ослабления на длине волны 440 нм при АОТ меньше 0.2 возрастает до 0.1 и больше.

При наличии веществ с аномальным селективным поглощением в частицах дымового аэрозоля летом 2019 г. ω_{440} изменялся в диапазоне от 0.62 до 0.96. Минимальные значения $\omega_{440} = 0.62$ и $\omega_{1020} = 0.32$ наблюдались на станции NEON_DEJU 10.07.2019 (табл. 2), когда АОТ ослабления на длине волны 440 нм достигала 1.91 и 0.89 на длине волны 1020 нм (спектр 11 в табл. 2). При этом значения ω и $1-\omega$ значительно больше приведенных в разделе 2 неопределенностей восстановления ($\Delta\omega$).

4. АЭРОЗОЛЬНАЯ ОПТИЧЕСКАЯ ТОЛЩИНА ОСЛАБЛЕНИЯ

Степень замутненности атмосферы определяется аэрозольной оптической толщиной ослабления. Примеры наблюдаемых летом 2019 г. на Аляске значений АОТ ослабления или τ_{ex} на длине волны 440 нм приведены в табл. 1 и 2, а примеры соответствующих спектральных зависимостей показаны на рис. 5.

Спектральные зависимости АОТ ослабления аппроксимируются с удовлетворительной точностью степенными функциями

$$\tau_{ex}(\lambda) = \tau_* \left(\frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^{\beta_{ex}}, \quad (3)$$

где τ_* , λ_0 и β_{ex} – параметры аппроксимации. Показатель Ангстрема β_{ex} , как правило, определяется по данным измерений в диапазоне длин волн 440–870 нм. Более точными для дымового аэрозоля являются параболические аппроксимации (в логарифмических координатах) [Gorchakov et al., 2014].

В табл. 1 приведены значения показателя Ангстрема для АОТ ослабления в случаях, когда поглощение дымового аэрозоля определялось черным углеродом случаи (1–5), а также совместно черным и коричневым углеродом (6–9). Случаи 5 и 9 относятся к пожарам в саванне (станция AERONET Mongu Inn). Видно, что β_{ex} меняется, как

правило, в пределах от 1.50 до 1.92. Исключением является спектр 7, когда β_{ex} оказался равным 1.24.

Спектры АОТ ослабления в случаях аномального селективного поглощения оказались более пологими: в большинстве случаев показатель Ангстрема β_{ex} был меньше 1.50 (табл. 2). Минимальное значение β_{ex} , зарегистрированное 10.07.2019 в 15:45 на станции NEON_DEJU, оказалось равным 0.96.

5. ФУНКЦИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЧАСТИЦ ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ ПО РАЗМЕРАМ

На сайте AERONET представлены усредненные по толще атмосферы функции распределения частиц аэрозоля по радиусам r в диапазоне от 0.05 до 15 мкм. На рис. 6 распределение объемов по размерам в относительных единицах для дымового аэрозоля представлено по данным мониторинга на станциях AERONET (уровень L1.5) на территории Аляски во время крупномасштабных задымлений в июле 2019 г., а также (для сравнения) распределения, зарегистрированные при массовых пожарах в саванне (Mongu_Inn) в августе 2022 г. На наблюдаемых распределениях (рис. 9) отчетливо выделяются тонкодисперсная (субмикронная) и грубодисперсная фракции (modes) аэрозоля. Нетрудно видеть, что в дымовом аэрозоле доминирует, в том числе, по вкладу в τ_{ex}^{440} (табл. 1 и 2), тонкодисперсная фракция с модальными радиусами примерно 0.15 до 0.25 мкм, что согласуется с опубликованными ранее результатами [Eck et al., 2009]. При малых содержаниях дымового аэрозоля в толще атмосферы в суммарный объем частиц аэрозоля может вносить заметный вклад фракция грубодисперсного аэрозоля. Модальные радиусы для тонкодисперсной фракций дымового аэрозоля при отсутствии и при наличии аномального селективного поглощения попадают в интервал изменения r_m^f от 0.15 до 0.26 мкм. Максимальные значения $r_m^f = 0.255$ мкм получены для спектров 7, 8, 17 и 19 (табл. 1 и 2).

Таким образом, согласно данным AERONET (версия 3, уровень L1.5) в распределении частиц дымового аэрозоля летом 2019 г. на Аляске как при наличии, так и при отсутствии аномального селективного поглощения доминировала фракция тонкодисперсного аэрозоля. Модальные радиусы функции распределения $dV(r)/d \ln r$ для тонкодисперсной фракции варьировали, как правило, в пределах от 0.15 до 0.26 мкм.

Отметим, что в случае спектра 17 АОТ ослабления для тонкодисперсной фракции на длине волны 440 нм намного превышает АОТ для грубодисперсной фракции, как в большинстве случаев. Однако суммарный объем частиц грубодисперсной фракции аэрозоля для спектра 17 согласно

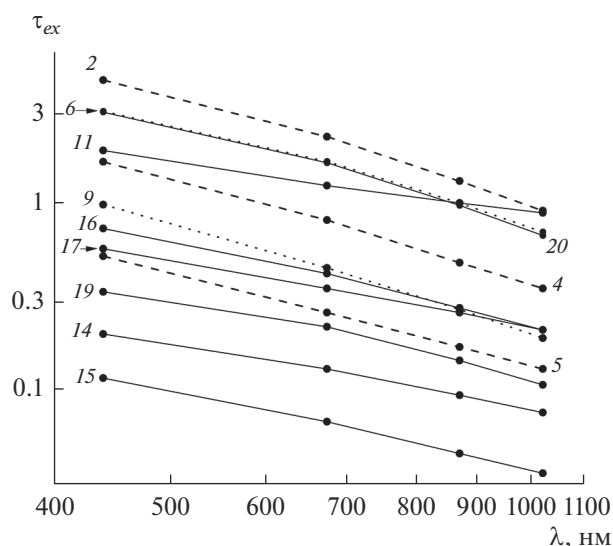


Рис. 5. Аэрозольная оптическая толщина ослабления при содержании в частицах дымового аэрозоля черного углерода (2, 4, 5), коричневого и черного углерода (6, 9) и в случаях аномального селективного поглощения дымового аэрозоля (11, 14–17, 19, 20).

данным AERONET на 22% больше объема частиц тонкодисперсной фракции.

Результаты решения обратной задачи восстановления микроструктуры аэрозоля, свидетельствуют о том, что в большинстве случаев частицы дымового аэрозоля, в том числе, при аномальном селективном поглощении являются сферическими, что свидетельствует о образовании частиц при конденсации паров летучих органических соединений.

6. О ПРИРОДЕ АНОМАЛЬНОГО СЕЛЕКТИВНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ

В монографии [Грин и Лейн, 1986] (стр. 365) указано, что “дым, выделяющейся при сгорании топлива состоит, главным образом, из сажи, смолы и золы. Частицы сажи или копоти образуют черный дым. Мелкие частицы жидких или полужидких смолистых веществ обладают желтым или коричневым оттенком”. Указанный оттенок цвета дыма свидетельствуют о селективном поглощении дымового аэрозоля.

Летом 2002 г. в Шатурском районе при лесотравяных пожарах в Московской обл. нами были собраны аэрозольные пробы, которые имели желтый цвет, что можно объяснить наличием смолистых веществ в частицах дымового аэрозоля.

Выполненный нами лабораторный эксперимент показал, что при возгонке канифоли возникает аэрозоль, образующийся при сборе аэрозольных проб на кварцевый волокнистый фильтр

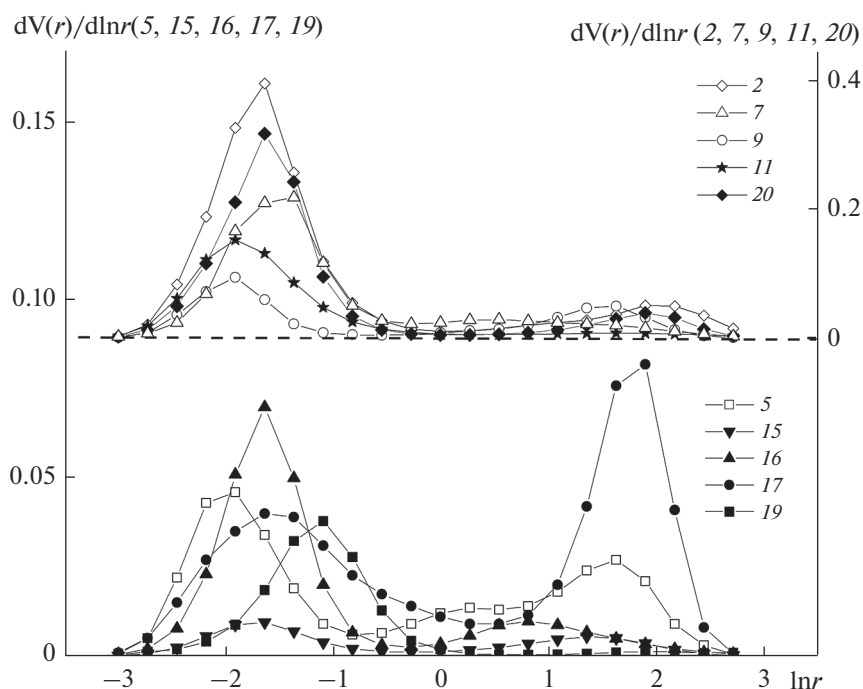


Рис. 6. Функция распределения объемов частиц по размерам при содержании в частицах дымового аэрозоля черного углерода (2, 5), коричневого и черного углерода (7, 9) и в случаях аномального селективного поглощения дымового аэрозоля (11, 15–17, 19, 20).

желтую пленку, которая, как следует из постановки эксперимента, содержит смолистые вещества.

При исследовании морфологии индивидуальных частиц дымового аэрозоля с использованием электронной микроскопии были обнаружены углеродсодержащие (carbon-rich) частицы почти идеальной сферической формы “tar balls” [Posfai et al., 2003; Posfai et al., 2004; Hand et al., 2005], в состав которых входят высокомолекулярные карбонильные соединения (полимеры) и, в частности, гваякол и сириггол и их производные [Hoffer et al., 2004]. Более точно указанную фракцию частиц следует называть “resin balls”. Указанные частицы образуются при конденсации (полимеризации) паров органических соединений на некотором удалении (порядка 10 км) от очагов лесных пожаров [Hand et al., 2005], в которых преобладает режим пиролиза (smoldering fire). В среднем tar balls (ТВ) составляют малую долю от всех частиц дымового аэрозоля. Однако в некоторых пробах их доля достигает 94% [Hand et al., 2005]. Согласно данным электронной микроскопии, средний размер частиц фракции ТВ по результатам измерений в Венгрии равен примерно 0.1 мкм [Posfai et al., 2004], в Южной Африке — 0.15 мкм [Posfai et al., 2003] и в Йосемитском аэрозольном эксперименте (США) — 0.3 мкм [Hand et al., 2005].

Отметим, что указанные размеры нельзя непосредственно сравнивать с модальными радиусами распределения $dV(r)/d \ln r$ тонкодисперсного

дымового аэрозоля, которые получены по данным AERONET во время крупномасштабного задымления на Аляске летом 2019 г.

Вышеуказанные исследования [Posfai et al., 2003; Posfai et al., 2004; Hand et al., 2005; Hoffer et al., 2004] нашли свое продолжение в работах [Nikonov et al., 2015; Adachi et al., 2019; Girroto et al., 2018; Alexander et al., 2008; Hoffer et al., 2016; Sedlasec III et al., 2018; Li et al., 2019]. В частности, выполнение исследования образования и трансформации tar balls [Nikonov et al., 2015; Adachi et al., 2019; Sedlasec III et al., 2018; Li et al., 2019].

В [Sedlasec III et al., 2018] для ТВ получены значения массового коэффициента поглощения на длине волны 550 нм для слабо поглощающих частиц ТВ (0.22–0.47 м²/г) и сильно поглощающих частиц ТВ (3.63–3.77 м²/г).

Представляет интерес исследование процесса агрегирования ТВ [Girroto et al., 2018].

Необходимо отметить, что частицы “tar balls” имеют почти идеальную сферическую форму, в отличие от частиц сажи (черного углерода), они не имеют склонности к агрегированию.

Во время лесных пожаров в атмосферу выделяются, в частности, смолистые вещества, которые могут конденсироваться на частицах аэрозоля. При надрезе коры и верхних слоев хвойных деревьев, которых много в бореальных лесах, выделяется прозрачная жидкая смола, при перегонке ко-

торой с парами воды остается твердая смола, называемая канифолью [Чичибабин, 1957].

Смолистые вещества представляют собой терпены [Чичибабин, 1957; Seinfeld and Pandis, 1998] и их производные, в том числе, кислородосодержащие (в целом терпеноиды). Терпены могут рассматриваться как продукт “полимеризации” изопрена C_5H_8 [Seinfeld and Pandis, 1998], эмиссия, которого достигает 500 Тг/год [Seinfeld and Pandis, 1998]. К терпенам (общая формула $(C_5H_8)_n$) относятся монотерпены $C_{10}H_{16}$ ($n = 2$), сесквитерпены $C_{15}H_{24}$ ($n = 3$), которые при комнатной температуре представляемой собой “густые” жидкости [Чичибабин, 1957], и политерпены ($n \geq 4$). Канифоль представляет собой, главным образом, смесь “смоляных” кислот состава $C_{19}H_{29}COOH$ [Чичибабин, 1957]. К производным терпенов, в частности, относится гваяковая смоляная кислота $C_{20}H_{24}O_4$, содержащаяся в гваяковой смоле, что свидетельствует о роли терпеноидов в образовании tar balls [Hoffer et al., 2004]. Как известно, при повышенной температуре воздуха усиливается эмиссия терпенов хвойными растениями [Seinfeld and Pandis, 1998]. Возможно, что это явление способствовало достаточно интенсивному образованию смолистых веществ и их конденсации на частицах аэрозоля при массовых лесных пожарах летом 2019 г. на Аляске.

В некоторых работах фракцию частиц дымового аэрозоля “tar balls” называют “коричневым углеродом”. На наш взгляд, эту фракцию правильнее называть “желтым углеродом” (YelC).

7. СОПОСТАВЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКИХ КОНСТАНТ ДЛЯ АНОМАЛЬНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ С ДАННЫМИ ЛАБОРАТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК ТВ

В [Sedlasec III et al., 2018] сравниваются результаты различных исследований [Hand et al., 2005; Alexander et al., 2008; Hoffer et al., 2016; Chakrabarty et al., 2006] коэффициента преломления вещества частиц фракции ТВ дымового аэрозоля на длинах волн 550 нм [Alexander et al., 2008; Hoffer et al., 2016], 532 нм [Chakrabarty et al., 2006] и 632 нм [Hand et al., 2005]. В [Chakrabarty et al., 2006] получены оценки действительной и мнимой части коэффициента преломления: 1.80–0.007; и 1.75–0.002i для случаев слабого поглощения. По данным измерений [Hand et al., 2005] мнимая часть показателя преломления для ТВ оказалась в несколько раз больше, чем в [Chakrabarty et al., 2006]: 1.56–0.02i. Наибольшие значения мнимой части коэффициента преломления для ТВ получены в работах [Alexander et al., 2008] и [Hoffer et al., 2016]: 1.67–0.27i и 1.84–0.21i (случаи сильного поглощения).

По данным измерений на станции AERONET NEON_DEJU 10.07.2019 в 15:45:41 (спектр 11) коэффициент преломления на длинах волн 440, 675, 870 и 1020 нм принимал значения 1.58–0.134i, 1.60–0.184i, 1.60–0.27i и 1.60–0.315i, соответственно. Нетрудно видеть, что оптические константы в рассматриваемом случае на длинах волн 675 и 870 нм с удовлетворительной точностью согласуются с результатами работы [Alexander et al., 2008]. Это свидетельствует о том, что аномальное селективное поглощение в дымах Аляски с большой вероятностью обусловлено появлением в дымовом аэрозоле фракции сильно поглощающих частиц ТВ.

8. О РАДИАЦИОННЫХ ЭФФЕКТАХ ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ ПРИ АНОМАЛЬНОМ СЕЛЕКТИВНОМ ПОГЛОЩЕНИИ

Для сильно поглощающего дымового аэрозоля радиационный форсинг на верхней границе атмосферы может быть положительным [Russell et al., 2002]. Согласно данным мониторинга OMX на станции NEON_DEJU 10.07.2019 в 15:45 (спектр 11) аэрозольный форсинг на верхней границе атмосферы оказался равным +14.3 Вт/м² и –169.5 Вт/м² на нижней границе. Анализ данных мониторинга OMX для случаев крупномасштабного задымления в Южной Африке показал, что положительный радиационный форсинг на верхней границе атмосферы иногда наблюдается при пожарах в саванне. В частности, на станции AERONET Mongu_Inn 20.08.2022 в 12:43 и 23.08.2022 в 13:42 были зарегистрированы значения аэрозольного радиационного форсинга на верхней границе атмосферы +4.2 и +1.5 Вт/м², соответственно (при значениях $\tau_{440} = 0.41$ и 0.42).

Во время лесных пожаров в Канаде 03.06.2023 в 22:26, когда определяющий вклад в поглощение вносит коричневый углерод, аэрозольный радиационный форсинг на верхней границе атмосферы также оказался положительным (23.3 Вт/м²).

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С использованием данных мониторинга оптических и микрофизических характеристик дымового аэрозоля на станциях AERONET при массовых лесных пожарах в бореальных лесах Аляске летом 2019 г. обнаружено аномальное селективное поглощение дымового аэрозоля в видимой и ближней инфракрасной областях спектра (диапазон длин волн 440–1020 нм). Максимальное значение мнимой части коэффициента преломления вещества частиц дымового аэрозоля достигало 0.315 на длине волны 1020 нм, что намного превышает мнимую часть коэффициента преломления черным и коричневым углеродом на

длине волны 440 нм при массовых лесных пожарах на Аляске летом 2019 г. (0.018) и при пожарах в саванне в августе 2022 г. (0.041).

Аномальное селективное поглощение дымового аэрозоля отличается значительным увеличением мнимой части коэффициента преломления с ростом длины волны (в 1.24–7.2 раза при изменении длины волны от 440 до 1027 нм).

Показано, что спектральные зависимости мнимой части коэффициента преломления с удовлетворительной точностью аппроксимируются степенными функциями с показателями степени от 0.26 до 2.35.

Проанализированы вариации аэрозольных оптических толщин ослабления и поглощения, а также альbedo однократного рассеяния при аномальном селективном поглощении дымового аэрозоля летом 2019 г. при массовых лесных пожарах на Аляске. Установлено, что аэрозольные оптические толщины ослабления и поглощения с удовлетворительной точностью аппроксимируются степенными функциями. Показатели Ангстрема для аэрозольной оптической толщины ослабления при аномальном селективном поглощении дымового аэрозоля (0.96–1.65) в среднем (1.29) заметно ниже, чем среднее значение (1.38) для случаев поглощения черным и коричневым углеродом (диапазон изменения от 1.24 до 1.92).

Показатель Ангстрема для аэрозольной оптической толщины поглощения при наличии в частицах дымового аэрозоля черного углерода или одновременно черного и коричневого углерода варьирует в пределах от 1.08 до 1.68 (среднее значение 1.38), а при аномальном селективном поглощении дымового аэрозоля показатель Ангстрема варьирует в широких пределах. Его среднее значение равно 0.365. В большинстве случаев значения показателя Ангстрема для АОТ поглощения попадают в диапазон от 0.05 до 0.97. В одном исключительном случае он равен –0.89 (увеличение АОТ поглощения с ростом длины волны).

Максимальное наблюдаемое значение аэрозольной оптической толщины поглощения на длине волны 440 нм составило 0.72.

При аномальном селективном поглощении дымового аэрозоля альbedo однократного рассеяния варьирует в пределах от 0.62 до 0.96 по сравнению с диапазоном от 0.83 до 0.99, в отсутствие аномального поглощения.

Показано, что при массовых лесных пожарах летом 2019 г. на Аляске в дымовом аэрозоле, в том числе, при аномальном селективном поглощении доминировала фракция тонкодисперсного аэрозоля.

Анализ показал, что наиболее вероятной фракцией частиц дымового аэрозоля с аномальным селективным поглощением в видимой и ближней инфракрасной областях спектра могут

быть частицы фракции ТВ, – продукт конденсации (полимеризации) терпеноидов (смолистых соединений). Повышенные концентрации ТВ в атмосферном воздухе Аляски при лесных пожарах летом 2019 г., по-видимому, обусловлены потеплением климата в Арктике, одним из эпизодов которого является температурная аномалия на Аляске летом 2019 г. и в предыдущие месяцы.

Показано, что аномальное селективное поглощение в дымах Аляски, по-видимому, обусловлено появлением в дымовом аэрозоле фракции сильно поглощающих частиц ТВ.

Установлено, что при аномальном селективном поглощении аэрозольной радиационный форсинг на верхней границе атмосферы может быть положительным.

Авторы благодарят команду AERONET за возможность использовать данные мониторинга, Г.С. Голицына за полезные советы, О.Г. Чхетiani и А.С. Гинзбурга за обсуждение результатов и анонимного рецензента за конструктивные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аршинов М.Ю., Белан Б.Д. Исследования дисперсного состава аэрозоля в периоды весенней дымки и лесных пожаров // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 6. С. 468–474.
- Бондур В.Г., Гинзбург А.С. Эмиссия углеродсодержащих газов и аэрозолей от природных пожаров на территории России по данным космического мониторинга // Доклады АН. 2016. Т. 466. № 4. С. 473–477.
- Виноградова А.А., Смирнов Н.С., Коротков В.Н. Аномальные пожары 2010 и 2012 гг. на территории России и поступление черного углерода в Арктику. // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29. № 6. С. 482–487.
- Голицын Г.С., Шукуров А.Х., Гинзбург А.С., Сутугин А.Г., Андронova А.В. Комплексное исследование микрофизических и оптических свойств дымового аэрозоля // Изв. АН СССР. Физика атмосфера и океана. 1988 Т. 24. № 3. Р. 227–233.
- Горчаков Г.И., Аникин П.П., Волох А.А., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В.М., Пономарева Т.Я., Семутникова Е.Г., Свириденков М.А., Шукуров К.А. Исследование состава задымленной атмосферы Москвы во время пожаров торфяников летом-осенью 2002 г. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 3. С. 370–384.
- Горчаков Г.И., Свириденков М.А., Семутникова Е.Г., Чубарова Н.Е., Холбен Б.Н., Смирнов А.В., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В.М., Карнов А.В., Лезина Е.А., Задорожная О.С. Оптические и микрофизические характеристики аэрозоля задымленной атмосферы московского региона в 2010 году // Доклады АН. 2011. Т. 437. № 5. С. 686–690.
- Горчаков Г.И., Васильев А.В., Веричев К.С., Семутникова Е.Г., Карнов А.В. Тонкодисперсный коричневый

- углерод в задымленной атмосфере. // Доклады Академии Наук. 2016. Т. 471. № 1. С. 91–97.
- Горчаков Г.И., Карпов А.В., Панкратова Н.В., Семутникова Е.Г., Васильев А.В., Горчакова И.А. Коричневый и черный углерод в задымленной атмосфере при пожарах в бореальных лесах // Исследования Земли из Космоса. 2017. № 3. С. 11–21.
- Горчаков Г.И., Голицын Г.С., Ситнов С.А., Карпов А.В., Горчакова И.А., Гуцин Р.А., Даценко О.И. Крупномасштабные дымки Евразии в июле 2016 г. // Доклады АН. 2018. Т. 482. № 2. С. 211–214.
- Горчаков Г.И., Ситнов С.А., Карпов А.В., Горчакова И.А., Гуцин Р.А., Даценко О.И. Крупномасштабные дымки Евразии летом 2016 г. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 3. С. 41–51.
- Грин Х., Лейн В. Аэрозоли-пыли, дымы и туманы: Л.: Химия. 1969. 427с.
- Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
- Мохов И.И., Горчакова И.А. Радиационный и температурный эффект летних пожаров 2002 г. в московском регионе // Доклады АН. 2005. Т. 400. № 4. С. 528–531.
- Панченко М.В., Журавлева Т.Б., Козлов В.С., Насртдинов И.М., Польшин В.В., Терпугова С.А., Чернов Д.Г. Оценка радиационных эффектов аэрозоля в дымовых и задымленных условиях атмосферы Сибири // Метеорология и Гидрология. 2016. № 2. С. 45–54.
- Чичибабин А.Е. Основные начала органической химии. Том II. М.: Госуд. научно-техн. изд-во химич. литературы, 1957. 767 с.
- Adachi K., Sedlacek III A.J., Kleinman L., Huble J.M., Shilling J.E., Onash T.B., Kinase T., Sakata K., Takahashi J., Buseck P.R.. Spherical tarball particles form through rapid chemical and physical changes of organic matter in biomass-burning smoke // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2019. V. 116. № 39. P. 19336–19341.
- Alexander D.T., Crozier P.A., Anderson J.R. Brown carbon spheres in East Asian outflow and their optical properties // Science. 2008. V. 321. P. 833–836.
- Bergstrom R.W., Russell P.B., Hignett P. Wavelength dependence of the absorption of black carbon particles: Predictions and results from the TARFOX experiment and implications for the aerosol single scattering albedo // J. Atm. Sci. 2002. V. 59. № 3. P. 567–577.
- Bohren C.F., Huffman D.R. Absorption and scattering of light by small particles. N.Y.: John Wiley & Sons; 2008. 232 p.
- Chakrabarty R.K., Moosmuller H., Garro M.A., Arnott W.P., Walker J., Susott R.A., Rabbitt R.E., Wold C.E., Lincoln E.N., Hao W.M. Emissions from the laboratory combustion of woodland fuels: Particle morphology and size // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. D07204.
- Chubarova N., Nezval' Y., Sviridenkov M., Smirnov A., Slutsker I. Smoke aerosol and its radiative effects during extreme fire event over Central Russia in summer 2010 // Atmos. Meas. Tech. Discuss. 2011. V. 4. P. 6351–6386.
- Dubovik O., King M.A. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2000. V.105. № D16. P. 20673–20696.
- Dubovik O., Smirnov A., Holben B.N., King M.D., Kaufman Y.J., Eck T.F., Slutsker I. Accuracy assessment of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. P. 9791–9806.
- Dubovik O., Holben B., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., King M.D., Tanré D., Slutsker I. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // J. Atm. Sci. 2002. V. 59. № 3. P. 590–608.
- Eck T.F., Holben B.N., Reid J.S., Sinyuk A., Hyer E.J., O'Neill N.T., Shaw G.E., Vande Castle J.R., Chapin F.S., Dubovik O., Smirnov A. Optical properties of boreal region biomass burning aerosols in central Alaska and seasonal variation of aerosol optical depth at an Arctic coastal site. Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2009. V. 16. № 114. D11208.
- Feng Y., Ramanathan V., Kotamarthi V.R. Brown carbon: a significant atmospheric absorber of solar radiation? // Atmospheric Chemistry and Physics. 2013 V. 13. № 17. P. 8607–8621.
- Girroto G., China S., Bhadari J., Gorkovski K., Scanalo B., Capek T., Mainovski A., Veghte D., Kalkarni G., Aiken A., Dubey M.K., Mazzoleni C. Fractal-like tar ball aggregates from wildfire smoke. Environ. Sci. Technol. Lett. 2018. V. 5. P. 360–365.
- Gorchakov G.I., Sitnov S.A., Sviridenkov M.A., Semoutnikova E.G., Emilenko A.S., Isakov A.A., Kopeikin V.M., Karpov A.V., Gorchkova I.A., Verichev K.S., Kurbatov G.A., Ponomareva T.Ya. Satellite and ground – based monitoring of smoke in the atmosphere during the summer wildfires in European Russia in 2010 and Siberia in 2012 // Int. J. Remote Sens. 2014. V. 35. № 15. P. 5698–5721.
- Gorchakov G.I., Sitnov S.A., Karpov A.V., Kopeikin V.M., Gorchakova I.A., Isakov A.A., Gushin R.A., Datsenko O.I., Ponomareva T.Ya. Siberian smoke haze over Europe in July 2016 // Proc. SPIE 10833, 24th international Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2018. 108330O. P. 1–8.
- Hand J.L., Malm W.C., Laskin A., Day D., Lee T.B., Wang C., Carrico C., Carrillo J., Cowin J.P., Collett Jr J., Iedema, M.J. Optical, physical, and chemical properties of tar balls observed during the Yosemite Aerosol Characterization Study // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2005. V. 110. D21210. P. 1–14.
- Hoffer A., Kiss G., Blazso M., Gelencser A. Chemical characterization of humic-like substances (HULIS) formed from a lignin-type precursor in model cloud water // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. Z06115.
- Hoffer A., Tóth A., Nyirő-Kósa I., Pósfai M., Gelencsér A. Light absorption properties of laboratory-generated tar ball particles // Atmos. Chem. Phys. 2016. V. 16. P. 239–246.

- Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanré D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A. AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization // Remote Sensing Environment. 1998. V. 66. № 1. P. 1–16.
- Ju J., Dunne J.P., Shevliakova E., Ginox P., Malyshevs., John J.G., Krasting J.P. Increased Risk of the 2019 Alaskan July Fires due to Anthropogenic Activity // Bulletin of the American Meteorological Society. 2021. V. 102. № 1. P. S1–S7.
- Kononov I.B., Beekmann M., Berezin E.V., Petetin H., Mielonen T., Kuznetsova I.N., Andreae M.A. The role of semi-volatile organic compounds in the mesoscale evolution of biomass burning aerosol: a modeling case study of the 2010 mega-fire event in Russia // Atmos. Chem. Phys. 2015. V. 15. P. 13269–13297.
- Kononov I.B., Beekmann M., Golovushkin N.A., Andrea M.O. Nonlinear behavior of organic aerosol in biomass burning plumes: a microphysical model analysis // Atmos. Chem. Phys. Discussions. 2019. V. 19. P. 12091–12119.
- Kozlov V.S., Yausheva E.P., Terpuogova S.A., Panchenko M.V., Chernov D.G., Shmargunov V.P. Optical – microphysical properties of smoke haze from Siberian forest fires in summer 2012 // Int. J. Remote Sens. 2014. V. 35. № 15. P. 5722–5741.
- Li C., He Q., Schade J., Passig J., Zimmermann R., Meidan D., Laskin A., Rudich Y. Dynamic changes in optical and chemical properties of tar ball aerosols by atmospheric photochemical aging // Atmos. Chem. Phys. 2019. V. 19. P. 139–163.
- Masson-Delmotte V., Zhai P., Portner H.O. et al. IPCC, 2018: Summary for Policymakers. In: Global Warming of 1.5°C. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization. 2018.
- Nikonovs T., North P.R.J., Doerr S.H. Smoke aerosol properties and ageing effects for northern temperate and boreal regions derived from AERONET source and age attribution // Atmos. Chem. Phys. 2015. V. 15. P. 7929–7943.
- Posfai M., Simonics R., Li J., Hobbs P.V., Buseck P.R. Individual aerosol particles from biomass burning in southern Africa: 1. Compositions and size distributions of carbonaceous particles. // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2003. V. 108. № D13. 8483. SAF19. P. 1–13.
- Posfai M., Gelencser A., Simonics R., Arato K., Li J., Hobbs P.V., Buseck P.R. Atmospheric tar balls: Particles from biomass and biofuel burning // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2004. V. 109. D06213.
- Russell P.B., Redemann, J., Schmid B., Bergstrom R.W., Livingston J.M., McIntosh D.M., Ramirez S.A., Hartley S., Hobbs P.V., Quinn P.K., Carrico C.M., Rood M.J., Ostrom E., Noon K.J., von Hooningen-Huene W., Remer L. Comparison of Aerosol Single Scattering Albedos Derived By Diverse Techniques in Two North Atlantic Experiments // J. Atm. Sci. 2002. V. 59. № 3. Part 2. P. 609–619.
- Sayer A.M., Hsu N.C., Eck T.F., Smirnov A., Holben B.N. AERONET-based models of smoke-dominated aerosol near source regions and transported over oceans, and implications for satellite retrievals of aerosol optical depth // Atmos. Chem. Phys. 2014. V. 14. № 20. P. 11493–11523.
- Sinyuk A., Holben B.N., Eck T.F., Giles D.M., Slutsker I., Korkin S., Schafer J.S., Smirnov A., Sorokin M., Lyapustin A. The AERONET Version 3 aerosol retrieval algorithm, associated uncertainties and comparisons to Version 2 // Atmos. Meas. Tech. 2020. V. 13. P. 3375–3411.
- Sedlasec III A.J., Buseck P.R., Adachi K., Onasch T.B., Springston S.K., Kleinman J. Formation and evolution of tar balls from Northwestern US wildfires // Atmos. Chem. Phys. 2018. V. 18. № 15. P. 11289–11301.
- Seinfeld J.H., Pandis S.N. From air pollution to climate change. N.Y.: Wiley and Sons. 1998. 1326 p.
- Zhuravleva T.B., Kabanov D.M., Nasrtdinov I.M., Russkova T.V., Sakerin S.M., Smirnov A., Holben B.N. Radiative characteristics of aerosol during extreme fire event over Siberia in summer 2012 // Atmos. Meas. Tech. 2017. № 10. P. 179–198.

Anomalous Selective Absorption of Smoke Aerosol during Forest Fires in Alaska in July–August 2019

G. I. Gorchakov^{1, *}, V. M. Kopeikin¹, R. A. Gushchin¹, A. V. Karpov¹, E. G. Semoutnikova², O. I. Datsenko¹, and T. Ya. Ponomareva³

¹Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia

²Lomonosov Moscow State University, Faculty of Physics,
GSP-1, Leninskiye Gory, 1, build. 2, Moscow, 119991 Russia

³Hydrometeorological Research Center of Russia, Bolshoi Predtechensky lane, 13, build. 1, Moscow, 123376 Russia

*e-mail: gengor@ifaran.ru

According to the monitoring data of the optical and microphysical characteristics of smoke aerosol at AERONET stations during forest fires in the summer of 2019 in Alaska, anomalous selective absorption of smoke aerosol was detected in the visible and near infrared spectral range from 440 to 1020 nm. With anomalous selective absorption, the imaginary part of the refractive index of smoke aerosol reached 0.315 at a wavelength of 1020 nm. A power-law approximation of the spectral dependence of the imaginary part of the refractive index with an exponent from 0.26 to 2.35 is proposed. It is shown that for anomalous selective absorp-

tion, power-law approximations of the spectral dependences of the aerosol optical extinction and absorption depths are applicable with an Angstrom exponent from 0.96 to 1.65 for the aerosol optical extinction depth and from 0.97 to -0.89 for the aerosol optical absorption depth, which reached 0.72. Single scattering albedo varied from 0.62 to 0.96. In the size distribution of smoke aerosol particles with anomalous selective absorption, the fine fraction of particles of condensation origin dominated. The similarity of the fraction of particles distinguished by anomalous selective absorption with the fraction of tar balls detected by electron microscopy in smoke aerosol, which, apparently, arise during the condensation of terpenes and their oxygen-containing derivatives, is noted.

Keywords: large-scale forest fires, smoke aerosol, optical and microphysical characteristics, anomalous selective absorption, imaginary part of the refractive index, aerosol extinction optical depth, aerosol absorption optical depth, single scattering albedo, particle size distribution, aerosol radiative forcing