

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 551.521, 551.510.4

## Прямые радиационные эффекты дымового аэрозоля в районе ст. Тикси (Российская Арктика): предварительные результаты

Т.Б. Журавлева<sup>1</sup>, И.М. Насртдинов<sup>1</sup>, А.А. Виноградова<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

<sup>2</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН  
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 3

Поступила в редакцию 11.10.2018 г.

Представлены модельные оценки среднесуточных прямых радиационных эффектов дымового аэрозоля в солнечном диапазоне спектра, полученные с использованием данных наблюдений на ст. Тикси в период аномально высокой концентрации черного углерода (BC) в приземном слое атмосферы (июль 2014 г.). Приведены результаты сопоставления полученных данных с радиационным воздействием аэрозоля, характерного для типичных летних условий данного региона. Показано, что среднемесячные значения радиационных эффектов, обусловленные вариабельностью оптических характеристик фонового аэрозоля, с одной стороны, и кратковременными выносами BC от лесных пожаров в район наблюдений – с другой, сопоставимы по величине.

*Ключевые слова:* солнечное излучение, метод Монте-Карло, черный углерод, радиационные эффекты аэрозоля, фоновый и дымовой аэрозоль, Арктика; solar radiation, Monte Carlo method, black carbon, radiation effect of aerosol, background and smoke aerosol, Arctic.

### Введение

Арктика является регионом, где в течение последних десятилетий температура увеличивается быстрее по сравнению со средней температурой планеты в целом [1]. Хотя рост температуры связан преимущественно с парниковыми газами, такие короткоживущие климатообразующие составляющие атмосферы, как аэрозоль и тропосферный озон, также оказывают существенное влияние на климат Арктики [2]. Особый интерес представляет вклад в климатические изменения черного углерода (black carbon, BC) вследствие его существенного влияния на прямые и косвенные радиационные эффекты в этом регионе [3–5].

Изменения многих характеристик арктического аэрозоля носят выраженный сезонный характер [4]. Наблюдаемая зимой и ранней весной высокая концентрация аэрозольных частиц (арктическая дымка) обусловлена преимущественно аэрозольно-газовыми выносами антропогенного происхождения с территорий умеренных широт Северного полушария [6]. Повышение содержания BC поздней весной и летом связано в основном с пожарами в зонах бореальных лесов Сибири и Северной Америки [7–10].

Модельные оценки также свидетельствуют о том, что среднегодовая концентрация частиц BC вблизи подстилающей поверхности и столбе атмосферы определяется главным образом антропогенными источниками, а в летние месяцы значительно увеличивается под влиянием пожарных эмиссий [11].

В отличие от оптических и радиационных свойств арктической дымки исследования характеристик дымового аэрозоля не столь многочисленны. Примерами подобных исследований являются результаты, полученные во время прохождения дымовых шлейфов на станциях, расположенных на арктическом побережье или близлежащих островах Норвегии (Ny-Alesund, июль 2015 г. [12]) и Аляски (Barrow, июнь – июль 2004 г. [13]).

Наблюдательная сеть на территории Российской Арктики представлена в основном метеорологическими станциями. Примером уникального пункта наблюдений, на котором выполняются расширенные по номенклатуре измерения свойств атмосферы и ее состава, является международная Гидрометеорологическая обсерватория (ГМО), расположенная вблизи пгт Тикси (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/iasoa/stations/tiksi>; [14]). Помимо стандартных метеопараметров и радиационных потоков, с 2010 г. в Тикси проводятся измерения концентрации BC, а также коэффициентов рассеяния и поглощения в приземном слое атмосферы. Здесь же базируется входящий в сеть AERONET солнечный фотометр CE-318,

\* Татьяна Борисовна Журавлева (ztb@iao.ru); Ильмир Мансурович Насртдинов (wizard@iao.ru); Анна Александровна Виноградова (anvinograd@yandex.ru).

функционирование которого обеспечивает восстановление оптических и микрофизических характеристик аэрозоля в столбе атмосферы (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov>).

В работе представлены модельные оценки среднесуточных прямых радиационных эффектов (ПРЭ) дымового аэрозоля в солнечном диапазоне спектра, полученные с использованием данных наблюдений на ст. Тикси в конце июля 2014 г. — в период аномально высокой концентрации ВС [15] и повышенных замутнений атмосферы. Приведены результаты сопоставления полученных данных с ПРЭ фонового аэрозоля, оптические характеристики которого задавались на основе измерений в приземном слое атмосферы в летний период 2013–2014 гг. [16].

## 1. Исходные данные

Подробное описание комплекса научного оборудования, действующего на ГМО Тикси (71,6° с.ш., 128,9° в.д.), представлено А.П. Макштасом и его коллегами [14]. В настоящей работе из множества измеряемых характеристик мы будем использовать данные о концентрации ВС в приземном слое атмосферы, об оптических характеристиках аэрозоля и о потоках суммарной солнечной радиации.

Концентрация ВС в приземном воздухе (далее — [BC]) в ГМО Тикси непрерывно измеряется с 2009 г. аэталометром AE31 (<ftp://ftp1.esrl.noaa.gov/psd3/arctic/tiksi/aerosol/aethalometer>). Измерения коэффициентов аэрозольного рассеяния (450, 550 и 700 нм) и поглощения (370, 470, 520, 590, 660, 880, 950 нм) проводятся нефелометром TSI 3563 и аэталометром A31 соответственно (<http://www.ebau.nilu.no>). Анализ коэффициентов рассеяния и поглощения в сопоставлении с данными наблюдений на шести других арктических сайтах приведен в [16]. Для оценки радиационных эффектов аэрозоля мы использовали также результаты восстановления оптических характеристик и влагосодержания  $W$  в столбе атмосферы по данным AERONET-наблюдений (уровень 2.0).

Широкополосные потоки суммарной солнечной и длинноволновой радиации измеряются пиранометром Kipp&Zonen CM22 и пиргелиометром Eppley PIR. Помимо суммарной радиации, на ст. Тикси выполняются измерения потоков прямого, а также восходящего и нисходящего диффузного солнечного излучения. Все радиационные измерения проводятся на высоте 2 м над поверхностью Земли. Данные о потоках излучения представлены на сайте <https://www.esrl.noaa.gov/psd/iasoa/stations/tiksi>.

## 2. Оптические характеристики аэрозоля

Основная трудность при численных оценках ПРЭ связана с высокой степенью неопределенности в задании оптических характеристик аэрозоля, необходимых для решения уравнения переноса излучения (УПИ). Аккуратная параметризация входных

параметров УПИ (коэффициентов рассеяния и ослабления и индикатрисы рассеяния излучения аэрозольными частицами) для арктического региона в целом проблематична ввиду редкой сети постов, на которых выполняются многолетние наземные наблюдения, а также высоких значений среднего балла облачности (особенно летом), что ограничивает возможности получения необходимой информации из спутниковых данных. При оценках ПРЭ в локальном масштабе могут быть использованы результаты *in situ* наземных и самолетных измерений аэрозольных характеристик, а также наземных фотометрических наблюдений (см., например, [16, 17]). Однако при использовании данных сети AERONET следует иметь в виду, что относительно надежное восстановление рассеивающих характеристик аэрозоля имеет место в условиях, когда аэрозольная оптическая толщина (АОТ) на длине волны  $\lambda = 440$  нм удовлетворяет неравенству  $\tau_{440} \geq 0,4$  и зенитный угол Солнца (SZA) превышает  $50^\circ$  [18].

*Дымовой аэрозоль.* Из представленных в [15] результатов анализа [BC] в теплый период (июнь — сентябрь) 2012–2014 гг. следует, что наибольшее среднее значение ( $\sim 140$  нг/м<sup>3</sup>) наблюдалось в июле 2014 г., тогда как модальные значения, характеризующие наиболее типичные условия, в течение всего указанного срока мало отличались друг от друга ( $\sim 10$ – $20$  нг/м<sup>3</sup>). Высокое среднее значение [BC] в июле 2014 г. было обусловлено прохождением над пунктом наблюдения нескольких дымовых шлейфов с аномально большими значениями концентраций ВС с максимумом  $\sim 4100$  нг/м<sup>3</sup>, зафиксированным 30–31.07.2014 г. (рис. 1). Повышенные значения [BC] были следствием переноса загрязнений с восточного направления, где в этот период имели место не столь сильные, но достаточно близко расположенные к пгт Тикси пожары; там же располагаются несколько антропогенных источников ВС.

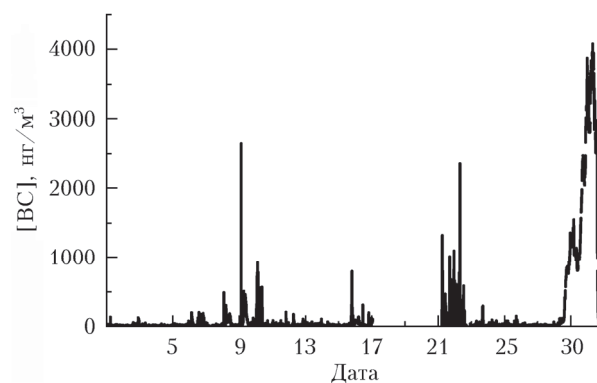


Рис. 1. Концентрация ВС в приземном воздухе на ст. Тикси в июле 2014 г.

Для задания оптических характеристик дымового аэрозоля мы использовали данные AERONET-наблюдений 30 и 31.07.2014 г.

Измерения АОТ 30 июля проводились практически в течение всего дня (04:30–21:00), кроме интервала  $\sim 16:00$ – $18:00$  (рис. 2, а). Диапазон изменения  $\tau_{500}$  был сравнительно небольшим, а показатель

Ангстрема  $\alpha$  (440–870 нм) варьировал от  $\sim 1,55$  до  $\sim 1,75$ . Средние за день значения этих характеристик составили соответственно  $\tau_{500} = 0,76$  и  $\alpha = 1,68$  (табл. 1). Высокие значения  $\alpha$  свидетельствуют о доминирующем вкладе мелкодисперсной фракции аэрозоля в  $\tau_{500}$  при горении растительности в отсутствие каких-либо других источников и близки к величине показателя Ангстрема в период дымной мглы 2012 г. в г. Томске:  $\alpha = 1,58$  [19].

Таблица 1

Средние значения оптических характеристик аэрозоля и влагосодержания атмосферы  $W$  ( $\text{г}/\text{см}^3$ ) по данным AERONET-наблюдений в ГМО Тикси 30 и 31.07.2014 г.

Дата	$\tau_{500}$	$\alpha$	$\Lambda$	$g_{440}/g_{1020}$	$W$
30 июля, 04:30–21:00	0,76	1,68	0,86	0,674/0,54	1,6
31 июля, 04:30–11:00	0,8	1,4			
31 июля, 11:30–18:00	1,32	1,2	0,88	0,77/0,58	1,6

Результаты восстановления АОТ 31 июля можно условно разделить на два временных промежутка, отличающихся диапазонами изменения аэрозольной оптической толщи, показателя Ангстрема и их средними значениями: в первой половине дня  $\tau_{500} = 0,8$ ,  $\alpha = 1,4$ , а в полуденное и вечернее время  $\tau_{500} = 1,32$ ,  $\alpha = 1,2$  (табл. 1, рис. 2, б). Отметим, что после

12:30 измерения АОТ выполнялись с 1–2-часовыми промежутками, а после 18:00 не проводились вообще в связи с появлением над пунктом наблюдения сплошной облачности нижнего яруса (рис. 2, б, з).

Количество атмосферных ситуаций, для которых удалось восстановить альbedo однократного рассеяния аэрозоля (АОР)  $\Lambda$ , было крайне ограниченным: 30 июля – 3, а 31 июля – 2 ситуации (до 09:00). Согласно полученным результатам спектральная зависимость АОР в интервале 440–1020 нм выражена слабо (вариации  $\Lambda$  с изменением длины волны не превышали 0,03), а средние по спектру значения альbedo однократного рассеяния равнялись 0,86 (30 июля) и 0,88 (31 июля). С точки зрения спектральных особенностей и величины АОР данные наблюдений AERONET и результаты самолетного зондирования северо-восточных районов Сибири в период интенсивных лесных пожаров летом 2012 г. совпали:  $\Lambda(550 \text{ нм}) = 0,88$  [20].

Уменьшение показателя Ангстрема 31 июля по сравнению с 30 июля свидетельствует о возрастании вклада в  $\tau_{500}$  грубодисперсной фракции аэрозоля, что также коррелирует с увеличением фактора асимметрии (ФА) индикатрисы рассеяния излучения  $g$  (см. табл. 1). В то же время представленные на сайте сети AERONET результаты показывают, что вклад мелкодисперсной фракции в  $\tau_{500}$  30 и 31 июля оставался неизменно высоким и равным  $\sim 0,98$ .

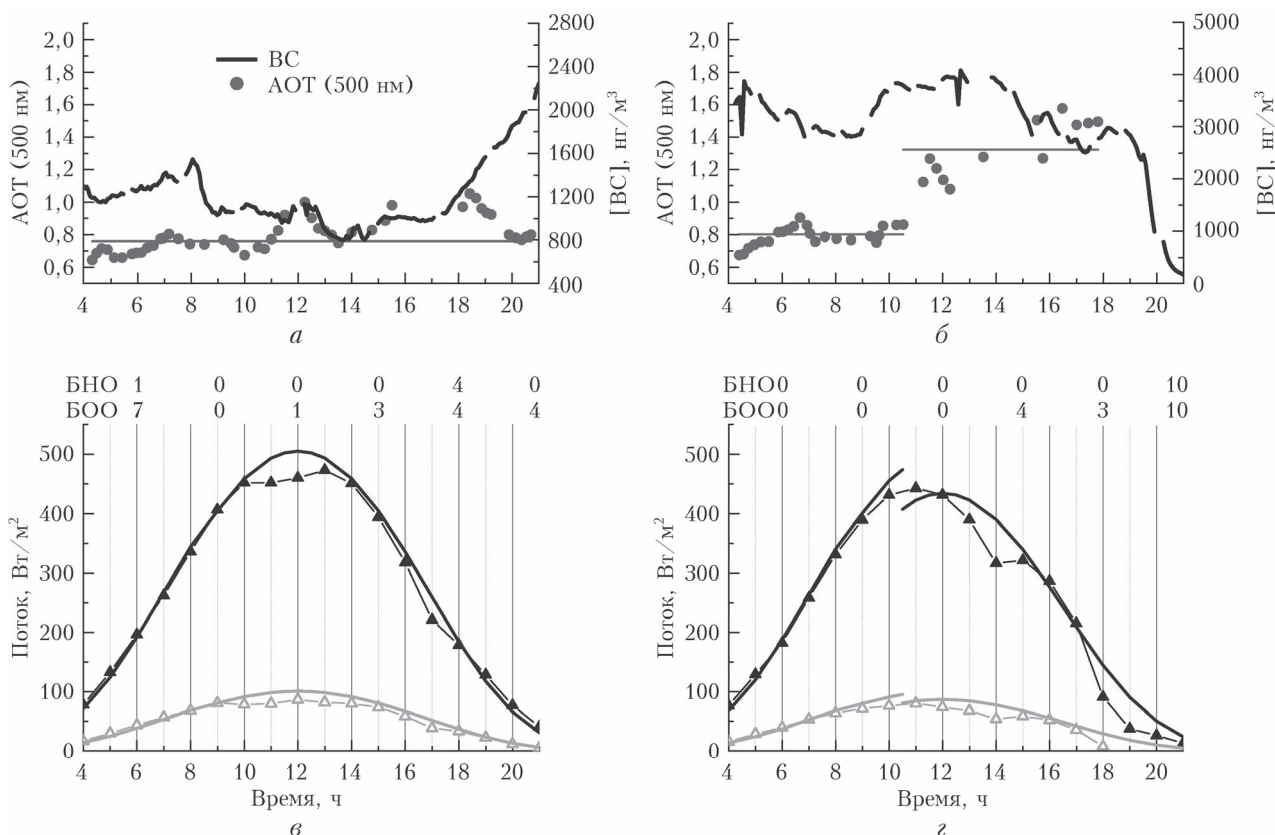


Рис. 2. Изменения концентрации ВС в приземном воздухе, АОТ (500 нм); измеренные (кривые с треугольниками) и расчетные (сплошные кривые) потоки суммарной нисходящей (черные кривые) и восходящей (серые кривые) солнечной радиации на уровне подстилающей поверхности 30 (а, в) и 31 (б, з) июля 2014 г. БНО, БОО – баллы нижней и общей облачности

Одно из возможных объяснений этой ситуации – присутствие оптически тонких кристаллических облаков, которые, возможно, не фиксировались наблюдателем [21].

**Фоновый аэрозоль.** В качестве оптических характеристик фонового аэрозоля будем использовать данные, полученные на ст. Тикси в течение летних месяцев 2010–2014 гг. (табл. 2).

Таблица 2

**Модальные значения АОТ (500 нм) и средние значения показателя Ангстрема  $\alpha$  (440–870 нм) и общего влагосодержания  $W$  (г/см<sup>2</sup>) в различные периоды наблюдений (Тикси, 2010–2014 гг.)**

Дата	Количество дней измерений	$\tau_{500}$	$\alpha$	$W$
Июнь – август 2010–2014 гг.	202	0,084	1,5	1,47
Июль 2010–2014 гг.	87	0,080	1,52	1,66
Июль 2014 г.	19	0,080	1,37	1,62

Очевидно, что ввиду низких значений АОТ в летний период корректное восстановление индикатрисы и альbedo однократного рассеяния аэрозоля по данным AERONET-наблюдений невозможно. Для описания радиационных эффектов не может быть также использована модель Arctic пакета OPAC [22], которая описывает состояние арктической дымки. С учетом этих обстоятельств для задания оптических характеристик фонового аэрозоля мы будем использовать данные [16], основанные на наземных измерениях коэффициентов поглощения, рассеяния, а также доле рассеяния в направлении «назад».

Выполненное в [16] обобщение результатов позволяет оценить величину среднемесячных значений АОР и ФА в шести различных арктических районах на станциях: Alert (Канада), Barrow (Аляска), Pallas (Финляндия), Summit (Гренландия), Тикси (Россия), Ny-Alesund (Норвегия), и выявить региональные особенности этих характеристик. Альbedo однократного рассеяния на ст. Тикси отличается от АОР в остальных пунктах наблюдения, поскольку его значение увеличивается с ростом коэффициента рассеяния до определенных значений последнего ( $\sim 0,005 \text{ км}^{-1}$ ), а затем начинает уменьшаться. Это означает, что высокие замутнения в Тикси обусловлены эмиссиями недавно сформированного («свежего») дыма. Кроме того, в ГМО Тикси наблюдается наиболее выраженный сезонный ход АОР: медианные значения  $\Lambda_{500}$  равны 0,86 и 0,96 зимой и летом соответственно (2013–2014 гг.). Изменчивость ФА в пяти из перечисленных пунктов, кроме ст. Summit, идентична и характеризуется максимальными значениями зимой и минимальными летом. На ст. Тикси значение медианы  $g_{550}$  в летний период равнялось  $\sim 0,56$  при минимуме в июле ( $g_{550} \sim 0,52$ ).

Отметим, что в работе [17] с использованием сведений о химическом составе аэрозоля и данных [22] получены модельные оценки оптических характеристик аэрозоля для летних фоновых условий на раз-

личных арктических станциях, в том числе Тикси:  $\tau_{500} = 0,085$ ,  $\alpha = 1,6$ ,  $\Lambda_{500} = 0,977$ . Рассчитанные величины АОР и АОР находятся в хорошем соответствии с экспериментальными результатами, полученными непосредственно на ст. Тикси, тогда как значение параметра Ангстрема немного завышено (см. табл. 2).

### 3. Потоки солнечного излучения: измерения и расчеты

Для оценки ПРЭ аэрозоля будем использовать радиационный код [23]. Диапазон длин волн (200–1000 нм) был разбит на 30 полос, в пределах каждой из которых потоки излучения рассчитывались для оптических характеристик аэрозоля и коэффициентов рэлеевского рассеяния, соответствующих середине интервала, а функция пропускания аппроксимировалась конечным рядом экспонент. При формировании множества входных параметров применялся подход, сочетающий возможности использования экспериментальных и модельных данных.

Адекватность данного кода применительно к расчетам широкополосных потоков солнечного излучения в фоновых условиях рассматривалась в ходе проведения замкнутых радиационных экспериментов, которые выполнялись в летних условиях 2010–2012 гг. на территории обсерватории ИОА РАН «Фоновая» вблизи г. Томска [24]. Показано, что среднее значение и медиана абсолютных различий измеренных ( $F_{\text{meas}}^{\downarrow}$ ) и модельных ( $F_{\text{calc}}^{\downarrow}$ ) потоков суммарной радиации составляют 12,6 и 17,5 Вт/м<sup>2</sup> соответственно.

В настоящем разделе обсуждаются различия между экспериментальными и рассчитанными значениями потоков солнечного излучения в шлейфах дымов лесных пожаров в районе пгт Тикси. На этапе предварительных исследований мы ограничимся сравнением суммарной нисходящей и восходящей радиации вблизи подстилающей поверхности (ПП) для условий повышенной замутненности атмосферы 30 и 31.07.2014 г. Заметим, что в конце июля на широте ГМО Тикси Солнце не заходит за горизонт (полярный день длится 86 сут: с 10 мая по 3 августа), минимальный SZA  $\approx 53^\circ$ .

При сравнении экспериментальных и расчетных потоков излучения при фиксированном SZA рассматривались абсолютные различия  $\Delta F^{\downarrow(\uparrow)}(z=0, \text{SZA}) = F_{\text{calc}}^{\downarrow(\uparrow)}(z=0, \text{SZA}) - F_{\text{meas}}^{\downarrow(\uparrow)}(z=0, \text{SZA})$  в сопоставлении с неопределенностью, обусловленной ошибками измерений и расчетов радиации  $ErF^{\downarrow(\uparrow)} = (\Delta_{\text{calc}} F^{\downarrow(\uparrow)} + \Delta_{\text{meas}} F^{\downarrow(\uparrow)})^{1/2}$ , а также относительные различия  $\delta F^{\downarrow(\uparrow)}(\text{SZA}) = 100\% \cdot \Delta F^{\downarrow(\uparrow)}(\text{SZA}) / F_{\text{meas}}^{\downarrow(\uparrow)}(\text{SZA})$ . Анализируя результаты, будем иметь в виду, что в безоблачных условиях основной причиной отличий расчетных и измеренных потоков является погрешность определения АОР, а для диффузной радиации при умеренных и повышенных замутнениях существенную роль играет погрешность восстановления



АОР аэрозоля [24–26]. Необходимость получения точной информации относительно АОР наиболее актуальна в ситуациях, когда основной вклад в суммарную радиацию дает диффузное излучение: для рассматриваемого диапазона АОР вклад рассеянного излучения превышает 50% для  $SZA > 60^\circ$ . При вычислении  $ErF^\downarrow$  слагаемое  $\Delta_{\text{calc}}F^\downarrow$  оценивалось с использованием результатов [25]: отклонение в определении АОР в 0,02 приводит к изменению прямого и диффузного излучения в диапазонах 20–40 и 5–20 Вт/м<sup>2</sup> соответственно; следствием неопределенности в задании АОР (0,1) и ФА (0,05) являются отклонения в диффузной радиации в интервале 10–20 и 5 Вт/м<sup>2</sup>. Погрешность измерения суммарной радиации не превышает ~1% (<http://www.kippzonen.com/Download/45/Instruction-Sheet-Pyranometers>).

Сопоставление  $F_{\text{meas}}^{\downarrow(\uparrow)}$  и  $F_{\text{calc}}^{\downarrow(\uparrow)}$  выполнено для ситуаций, в которых измерения потоков, АОР и влагосодержания выполнялись квазисинхронно (время между измерениями потоков и характеристиками атмосферы не превышало 15 мин). Состояние общей и нижней облачности контролировалось наблюдателем один раз в 3 ч. Потоки измерялись непрерывно в течение суток и усреднялись в пределах каждой минуты. Для моделирования потоков излучения использованы средние значения оптических характеристик дымового аэрозоля, представленные в табл. 1. Радиационные расчеты для 31 июля в до- и послеполуденные часы выполнялись с использованием двух различных средних значений АОР, характерных для каждого из этих периодов. Альbedo подстилающей поверхности полагалось независимым от длины волны и рассчитывалось на основе данных измерений  $A_s(SZA) = F_{\text{meas}}^{\uparrow}(SZA)/F_{\text{meas}}^{\downarrow}(SZA)$  с последующим усреднением в течение суток:  $A_s = 0,2$ .

Сравнение экспериментальных и модельных значений суммарной радиации показало, что в первой половине дня 30 и 31 июля (с 04:00 до 10:00 по местному времени,  $56 < SZA < 80^\circ$ ) при отсутствии облаков значения  $|\Delta F^\downarrow|$  и  $|\delta F^\downarrow|$  не превышали в большинстве случаев 10 Вт/м<sup>2</sup> и 3% соответственно (см. рис. 2, в, з). Поскольку  $|\Delta F^\downarrow|$  не превосходит неопределенности, обусловленной ошибками измерений и неточностью входных параметров  $ErF^\downarrow$ , можно считать радиационный код [23] пригодным для моделирования суммарной радиации в условиях дымовых лесных пожаров. Различие восходящих потоков излучения  $F_{\text{calc}}^{\uparrow}$  и  $F_{\text{meas}}^{\uparrow}$  на уровне ПП определяется разницей между  $F_{\text{calc}}^{\downarrow}$  и  $F_{\text{meas}}^{\downarrow}$ :  $|\delta F^{\uparrow}|$  не превышает 3% (см. рис. 2, в, з).

Завышение модельных значений суммарной радиации относительно экспериментальных данных, достигающее 50 Вт/м<sup>2</sup>, наблюдалось 30 июля в 12:00 ( $\delta F^\downarrow \approx 10\%$ ) и 31 июля в 18:00 ( $\delta F^\downarrow \approx 60\%$ ) и связано с появлением на небосводе частичной облачности (предположительно верхнего яруса). Во второй половине дня 30 июля (18:00–21:00,  $SZA \sim 72 \div 85^\circ$ ) небосвод был также частично покрыт облаками, в том числе нижнего яруса (см. рис. 2, в). При переходе от полуденных к вечерним наблюдениям вклад прямого излучения  $S$  в суммарную радиацию уменьша-

ется от ~40 до 15% и соотношение между  $F_{\text{calc}}^{\downarrow}$  и  $F_{\text{meas}}^{\downarrow}$  определяется в основном диффузными компонентами. По всей видимости, в указанных атмосферных условиях появление облаков стало причиной возрастания потока рассеянной радиации, что в конечном итоге и привело к соотношению  $F_{\text{meas}}^{\downarrow} > F_{\text{calc}}^{\downarrow}$  ( $\delta F^\downarrow \approx -10\%$ ).

В заключение отметим, что в этом разделе приведены предварительные итоги сопоставления результатов измерений и численного моделирования. Имеющийся набор данных и возможности радиационного кода [23] позволяют выполнить сравнение расчетных и экспериментальных значений потоков восходящей и нисходящей солнечной радиации (в последнем случае – суммарной, прямой и диффузной) в более полном объеме. Кроме того, использованные нами оценки неопределенности в расчетах потоков излучения, обусловленные неточностью в задании оптических характеристик аэрозоля, получены преимущественно для условий слабого и умеренного аэрозольного замутнения. Более тщательная проверка адекватности радиационного кода [23] применительно к расчетам широкополосных потоков солнечного излучения является предметом дальнейших исследований.

#### 4. Радиационные эффекты фонового и дымового аэрозоля

Мгновенные значения прямых радиационных эффектов аэрозоля в солнечном диапазоне спектра на атмосферном уровне  $z$  при заданном  $SZA$  рассчитаны на основе общепринятых формул (см., например, [19]):

$$\Phi(z, SZA) = F^{\text{net},a}(z, SZA) - F^{\text{net},R}(z, SZA), \quad (1)$$

где радиационные притоки  $F^{\text{net}}(z)$  определяются соотношением

$$F^{\text{net}}(z, SZA) = F^\downarrow(z, SZA) - F^\uparrow(z, SZA), \quad (2)$$

символы  $a$  и  $R$  соответствуют расчетам в присутствии и отсутствии аэрозоля. Значения ПРЭ в столбе атмосферы  $\Phi^{\text{col}}(SZA)$  рассчитывались как разница  $\Phi(z, SZA)$  на верхней (ВГА,  $z = 100$  км) и нижней (НГА,  $z = 0$ ) границах атмосферы.

Для характеристики среднесуточного эффекта аэрозоля  $\Phi_{\text{day}}(z)$  использована величина

$$\Phi_{\text{day}}(z) = \frac{1}{24} \int_{t_1}^{t_2} \Phi(z, SZA(t)) dt, \quad (3)$$

$t_1, t_2$  – время восхода и заката Солнца, а также эффективное значение ПРЭ:

$$\Phi_{\text{day}}^e(z) = \Phi_{\text{day}}(z)/\tau_{500}. \quad (4)$$

На рис. 3 представлены мгновенные значения ПРЭ фонового и дымового аэрозоля, рассчитанные для широты ГМО Тикси с использованием данных, приведенных в разд. 2.

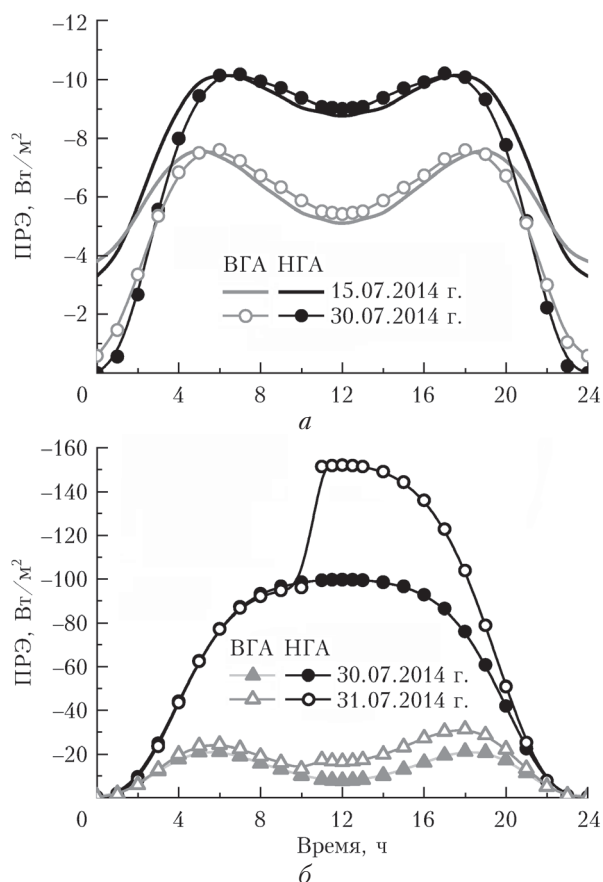


Рис. 3. Мгновенные значения ПРЭ на нижней и верхней границах атмосферы для фоновых (а) и дымовых (б) условий ГМО Тикси

Значения ПРЭ в фоновых условиях рассчитывались при неизменных входных параметрах УПИ для двух астрономических ситуаций – 15 и 30 июля (рис. 3, а). Среднесуточные значения  $\Phi_{\text{day}}$  на уровнях  $z = 0$  и  $z = 100$  км для этих дат отличаются в пределах  $1 \text{ Вт/м}^2$ , но различие эффективных значений достигает  $5\text{--}10 \text{ Вт/м}^2$  (табл. 3). Учитывая, что характеристики атмосферы и ПП были абсолют-

но идентичны, эти расхождения обусловлены величиной инсоляции на ВГА: в полдень значения  $SZA$  составляют  $50^\circ$  (15 июля) и  $53^\circ$  (30 июля).

Наши оценки  $\Phi_{\text{day}}$  находятся в хорошем согласии с результатами расчетов [17], выполненными для типичных летних условий пгт Тикси при близких значениях входных параметров УПИ: среднесуточные значения ПРЭ равны  $-9$  и  $-5,6 \text{ Вт/м}^2$  на уровнях НГА и ВГА соответственно. Сопоставление  $\Phi_{\text{day}}$  в Тикси и г. Томске в типичных для каждого района летних условиях показывает, что в Томске появление аэрозоля приводит к более сильному выхолаживанию на ПП и нагреванию в столбе атмосферы (табл. 3, 15 июля). Это обусловлено различием в АОТ и диапазонах изменения  $SZA$ : для широты г. Томска ( $56,3^\circ$  с.ш.) величина  $SZA$  в полдень составляет  $\sim 35^\circ$ , вследствие чего суточная инсоляция на ВГА больше по сравнению с Тикси. Кроме того, меньшие значения АОР аэрозоля в г. Томске способствуют увеличению поглощения солнечной радиации в столбе атмосферы.

Расчеты ПРЭ для дымовых ситуаций выполнены для значений входных параметров УПИ, соответствующих 30 и 31 июля (см. табл. 1), и астрономических условий 30 июля. Поскольку оптические характеристики аэрозоля до 12:00 30 и 31 июля отличались не существенно, расхождения мгновенных значений ПРЭ на верхней и нижней границах атмосферы не превышали в большинстве случаев  $3\text{--}5 \text{ Вт/м}^2$ . Учитывая достаточно резкое изменение атмосферной ситуации 31 июля, моделирование  $\Phi$  выполнено для двух значений АОТ, равных средним значениям в первой и второй половине дня. Сильное увеличение АОТ после 12:00 является причиной существенного возрастания мгновенных значений  $|\Phi(z = 0)|$  в послеполуденное время.

Более высокое аэрозольное замутнение 31 июля ведет к увеличению выхолаживания на верхней и нижней границах атмосферы, причем возрастание АОТ сильнее воздействует на  $\Phi_{\text{day}}(z = 0)$ . Нормированное на АОТ эффективное значение ПРЭ обусловлено в основном распределением частиц по размерам,

Таблица 3

Среднесуточный прямой радиационный эффект фонового и дымового аэрозоля,  $\text{Вт/м}^2$  (Тикси, 2014 г.)

Дата	Нижняя граница	Верхняя граница	Столб атмосферы
$\Phi_{\text{day}}/\Phi_{\text{day}}^e$ : фоновые условия			
15 июля	-8,3/-102,1	-6,1/-75,1	2,2/27,0
30 июля	-7,4/-90,9	-5,5/-68,2	1,8/22,7
15 июля (Томск)*	-12,7/-79,1	-5,03/-31,44	7,6/47,5
$\Phi_{\text{day}}/\Phi_{\text{day}}^e$ : дымовые условия			
30 июля	-61,7/-81,1	-12,4/-16,3	49,3/64,8
31 июля	-77,5/-69,8	-17,2/-16,1	60,4/53,6

\* Расчеты ПРЭ выполнены для значений параметров, указанных в [19]:  $\tau_{500} = 0,16$ ;  $\alpha = 1,46$ ;  $\Lambda_{550} = 0,925$ ;  $g_{550} = 0,7$ .

химическим составом, отражающими свойствами ПП, и в меньшей степени зависит от АОТ (из-за эффектов многократного рассеяния). Фактор асимметрии индикатрисы рассеяния 31 июля увеличивается по отношению к предыдущему дню (см. табл. 1). Это способствует возрастанию нисходящей и уменьшению восходящей радиации и, как следствие, ведет к уменьшению выхолаживания подстилающей поверхности, являясь, по всей видимости, основной причиной неравенства  $\Phi_{\text{day}}^e(z=0; 31 \text{ июля}) > \Phi_{\text{day}}^e(z=0; 30 \text{ июля})$ . На верхней границе атмосферы  $\Phi_{\text{day}}^e(z=100 \text{ км})$  остается практически неизменным. Увеличение АОТ приводит также к приращению поглощенной радиации в столбе атмосферы от  $\sim 49$  (30 июля) до  $\sim 60 \text{ Вт/м}^2$  (31 июля), тогда как эффективное значение поглощения падает примерно на  $10 \text{ Вт/м}^2$  (см. табл. 2).

Представленные в литературе оценки дымового аэрозоля в экстремальных ситуациях, наблюдаемых в Арктике, крайне немногочисленны. Сопоставим наши результаты с данными, полученными для 9–11.07.2015 г. на ст. Ny-Alesund (Норвегия) во время прохождения шлейфа дымов лесных пожаров с территории Аляски в высокоширотные регионы Арктики [12]. Особенность работы [12] состоит в том, что авторы рассматривают не прямые радиационные эффекты, а радиационный форсинг аэрозоля (РФА), определяемый соотношением

$$RF(z, SZA) = F_{\text{sm}}^{\text{net}}(z, SZA) - F_{\text{bg}}^{\text{net}}(z, SZA). \quad (5)$$

Радиационные притоки  $F_{\text{sm}}^{\text{net}}(z)$  и  $F_{\text{bg}}^{\text{net}}(z)$  рассчитываются по формулам (2) для дымовых (sm) и фоновых (bg) условий данного региона.

Согласно расчетам [12] максимальное мгновенное значение радиационного форсинга на поверхности в течение дымового эпизода равнялось  $\sim -147 \text{ Вт/м}^2$  ( $\tau_{530} = 1,3$ ), а среднесуточное значение  $RF_{\text{day}}(z=0)$  на пике ситуации 10.07.2015 г. составило  $\sim -85 \text{ Вт/м}^2$  при средней  $\tau_{530} = 0,72$  соответственно. Наши расчеты показали, что максимум мгновенных значений РФА на ст. Тикси оценивается как  $\sim -142,5 \text{ Вт/м}^2$  при  $\tau_{500} = 1,3$ . Наиболее сильное выхолаживание подстилающей поверхности наблюдалось 31.07.2014 г., когда среднесуточное значение РФА достигло величины  $\sim -70 \text{ Вт/м}^2$  при  $\tau_{500} = 1,06$ .

При сопоставлении данных [12] с полученными в настоящей работе следует иметь в виду, что, помимо различий оптических характеристик аэрозоля в анализируемые периоды, ст. Ny-Alesund находится севернее ст. Тикси ( $78,9^\circ$  с.ш. против  $71,6^\circ$ ). Следствием этого является различие в диапазонах изменения SZA в течение суток и, соответственно, инсоляции на ВГА. Кроме того, радиационные расчеты для ст. Ny-Alesund выполнялись с учетом горного рельефа местности с использованием определенных предположений о топографии. Тем не менее модельные мгновенные и среднесуточные значения РФА

на ст. Ny-Alesund и Тикси в период прохождения дымовых шлейфов находятся в удовлетворительном согласии.

Представленные выше результаты показывают, что при больших значениях АОТ и аномально высоких концентрациях ВС среднесуточное выхолаживание на нижней границе атмосферы существенно возрастает по сравнению с фоновыми значениями (см. табл. 3): величина ПРЭ изменяется от  $-7,4 \dots -8,3$  до  $-61,7 \dots -77,5 \text{ Вт/м}^2$ . Следствием увеличения поглощательной способности аэрозольных частиц (свежий дым) является рост поглощения в столбе атмосферы более чем в десятки раз: от  $1,8 \div 2,2$  до  $49,3 \div 60,4 \text{ Вт/м}^2$ .

Однако события такого масштаба, как наблюдаемые в Тикси в июле 2014 г., являются достаточно редкими для данного региона [15]. Возникает вопрос: насколько существенным будет их влияние на прямые радиационные эффекты аэрозоля при увеличении временного масштаба от одного дня до месяца? Корректное решение этой задачи является сложным уже потому, например, что, ограничиваясь расчетами в аэрозольно-молекулярной атмосфере, мы игнорируем влияние облаков, присутствие которых уменьшает выхолаживание поверхности и, безусловно, должно быть учтено.

Тем не менее мы приведем некоторые оценки среднесуточных значений ПРЭ ( $\Phi_m$ ), рассматривая идеализированную ситуацию. Будем считать, что в течение всего месяца облачность отсутствовала; влияние дымовых шлейфов проявлялось только в течение двух дней (30 и 31 июля); для описания фоновых условий (29 дней) использовались оценки среднесуточных значений ПРЭ, полученные для астрономических условий 15 июля. Если в течение месяца экстремальных событий не наблюдалось, то в качестве оценки типичных среднесуточных значений  $\Phi_{m, \text{bg}}$  можно использовать среднесуточные значения ПРЭ, рассчитанные для середины месяца.

Выполненное на основе предложенного подхода сопоставление среднесуточных значений ПРЭ показывает, что при прохождении дымовых шлейфов выхолаживание увеличилось с  $-8,3$  до  $-12,2 \text{ Вт/м}^2$  при  $z=0$  и с  $-6,1$  до  $-6,6 \text{ Вт/м}^2$  при  $z=100 \text{ км}$ , а поглощение в столбе атмосферы возросло с  $2,2$  до  $5,6 \text{ Вт/м}^2$ . Оценим, насколько значимыми являются полученные изменения на основе численных экспериментов. В расчетах используем данные, характеризующие вариабельность АОТ и АОР в течение месяца: 25, 50 и 75%-й квантили  $\tau_{500}$  и  $\Lambda_{550}$  равны  $\sim 0,06; 0,08; 0,1$  и  $\sim 0,94; 0,96; 0,97$  соответственно.

В табл. 4 приведены модельные значения ПРЭ, рассчитанные при изменении оптических характеристик фонового аэрозоля. Из представленных результатов видно, как небольшие вариации АОТ и АОР отражаются на среднесуточных значениях ПРЭ аэрозоля: при переходе от набора данных  $\{\tau_{500} = 0,08; \Lambda = 0,96\}$  к набору  $\{\tau_{500} = 0,1; \Lambda = 0,94\}$  величина  $\Phi_{\text{day, bg}}(z=0)$  изменяется от  $-8,3$  до  $-12,2 \text{ Вт/м}^2$ .

Таблица 4

## Прямые радиационные эффекты фонового аэрозоля при вариациях АОТ и АОР

Оптические характеристики	Нижняя граница	Верхняя граница	Столб атмосферы
Базовый вариант $\Phi_{\text{day}}$			
$\tau_{500} = 0,08; \Lambda = 0,96$	-8,3	-6,1	2,2
$\Phi_{\text{day}}$ с учетом вариаций АОТ и АОР			
$\tau_{500} = 0,10; \Lambda = 0,96$	-11,3	-8,3	3,0
$\tau_{500} = 0,08; \Lambda = 0,94$	-8,9	-5,6	3,3
$\tau_{500} = 0,10; \Lambda = 0,94$	-12,2	-7,6	4,6

Таким образом, среднемесячные значения ПРЭ, обусловленные вариабельностью оптических характеристик фонового аэрозоля и кратковременными выносами ВС от лесных пожаров в район наблюдений, можно считать сопоставимыми по величине.

### Заключение

Получены численные оценки мгновенных и среднесуточных ПРЭ аэрозоля в солнечном диапазоне спектра для типичных летних условий ГМО Тикси и экстремальных ситуаций, обусловленных прохождением над этим регионом дымовых шлейфов в июле 2014 г. В модельных расчетах использовалась информация об аэрозольных характеристиках, полученная на основе экспериментальных данных. Сведения о спектральной зависимости АОТ, показателе Ангстрема и влагосодержании в столбе атмосферы для соответствующих периодов получены на основе фотометрических данных (AERONET). Индикатриса и альбеда однократного рассеяния аэрозоля получены на основе приземных измерений коэффициентов рассеяния и поглощения – для фоновых условий, и как результат решения обратной задачи применительно к столбу атмосферы – в задымленных ситуациях.

Радиационные расчеты выполнены с использованием развитого авторами алгоритма статистического моделирования [23]. Тестирование радиационного кода показало, что различие измеренных и модельных потоков суммарной радиации в безоблачных условиях составляет в среднем  $\sim 10 \text{ Вт/м}^2$  и не превышает неопределенности, обусловленной неточностью задания входных параметров уравнения переноса излучения и погрешностью измерений. Увеличение различий потоков вплоть до  $\sim 50 \text{ Вт/м}^2$  обусловлено появлением на небе частичной облачности, в том числе и облаков нижнего яруса. Полученные оценки подтверждают, что радиационный код [23] пригоден для расчетов нисходящей солнечной радиации не только в фоновой, но и задымленной атмосфере.

Результаты численного моделирования ПРЭ показали, что появление оптически плотного аэрозольного слоя приводит к существенному усилению выхолаживания на подстилающей поверхности: среднесуточное значение ПРЭ изменяется от  $-7,4$  до  $-61,7 \text{ Вт/м}^2$ . Увеличение поглощательной способ-

ности частиц за счет сажевой компоненты в совокупности с существенным приращением АОТ ведет к возрастанию поглощения солнечной радиации в столбе атмосферы, и его среднесуточное значение увеличивается от  $1,8$  до  $49,3 \text{ Вт/м}^2$ .

Полученные среднесуточные значения ПРЭ использованы для оценок среднемесячных значений прямых радиационных эффектов дымового аэрозоля в идеализированной ситуации, когда присутствие облаков в атмосфере полностью игнорируется. Короткие эпизоды повышенных значений концентрации ВС и АОТ приводят к увеличению ПРЭ на нижней границе атмосферы от  $-8,3$  до  $-12,2 \text{ Вт/м}^2$ , а в столбе атмосферы – от  $2,2$  до  $5,6 \text{ Вт/м}^2$ . Такие изменения сравнимы с изменчивостью ПРЭ фонового аэрозоля, обусловленной внутримесячной изменчивостью оптических характеристик при отсутствии экстремальных ситуаций. Учет облаков приведет к еще большему сближению ПРЭ в фоновых и задымленных условиях, поэтому можно ожидать, что радиационное воздействие кратковременных выносов дымов лесных пожаров не будет значительным во временных масштабах от месяца и более.

В заключение отметим, что в данной работе рассматриваются радиационные эффекты аэрозоля только в солнечной области спектра. Чтобы выявить изменения в температуре воздуха, обусловленные радиационными процессами в атмосфере для района наблюдений, в вычислительную схему должны быть включены расчеты длинноволнового излучения.

Авторы благодарны организаторам сайтов <http://aeronet.gsfc.nasa.gov> и <ftp://ftp1.esrl.noaa.gov/psd3/arctic/tiksi> за формирование информации и возможность ее свободного использования. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты № 17-05-00245, 16-01-00617) и программы Президиума РАН № 51 «Изменение климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования».

1. Shindell D., Faluvegi G. Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century // *Nat. Geosci.* 2009. V. 2, N 4. P. 294–300.
2. Quinn P.K., Bates T.S., Baum E., Doubleday N., Fiore A.M., Flanner M., Fridlind A., Garrett T.J., Koch D., Menon S., Shindell D., Stohl A., Warren S.G. Short-



- lived pollutants in the Arctic: Their climate impact and possible mitigation strategies // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. V. 8. P. 1723–1735.
3. *AMAP Assessment 2015: Black carbon and ozone as Arctic climate forcers.* Oslo, Norway: AMAP, 2015. 116 p.
  4. *Quinn P.K., Shaw G., Andrews E., Dutton E.G., Ruoho-Airola T., Gong S.L.* Arctic haze: Current trends and knowledge gaps // *Tellus B.* 2007. V. 59, N 1. P. 99–114.
  5. *Flanner M.G., Zender C.S., Randerson J.T., Rasch P.J.* Present-day climate forcing and response from black carbon in snow // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2007. V. 112. P. D11202. DOI: 10.1029/2006JD008003.
  6. *Sharma S., Andrews E., Barrie L.A., Ogren J.A., Lavoué D.* Variations and sources of the equivalent black carbon in the high Arctic revealed by long-term observations at Alert and Barrow: 1989–2003 // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. P. D14208. DOI: 10.1029/2005JD006581.
  7. *Stohl A., Andrews E., Burkhardt J.F., Forster C., Herber A., Hoch S.W., Kowal D., Lunder C., Mefford T., Ogren J.A., Sharma S., Spichtinger N., Stebel K., Stone R., Ström J., Tørseth K., Wehrli C., Yttri K.E.* Pan-Arctic enhancements of light absorbing aerosol concentrations due to North American boreal forest fires during summer 2004 // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. P. D22214. DOI: 10.1029/2006JD007216.
  8. *Warneke C., Froyd K.D., Brioude J., Bahreini R., Brock C.A., Cozic J., de Gouw J.A., Fahey D.W., Ferrare R., Holloway J.S., Middlebrook A.M., Miller L., Montzka S., Schwarz J.P., Sodemann H., Spackman J.R., Stohl A.* An important contribution to springtime Arctic aerosol from biomass burning in Russia // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. P. L01801. DOI: 10.1029/2009GL041816.
  9. *Matsui H., Kondo Y., Moteki N., Takegawa N., Sahu L.K., Zhao Y., Fuelberg H.E., Sessions W.R., Diskin G., Blake D.R., Wisthaler A., Koike M.* Seasonal variation of the transport of black carbon aerosol from the Asian continent to the Arctic during the ARCTAS aircraft campaign // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2011. V. 116. P. D05202. DOI: 10.1029/2010JD015067.
  10. *Evangelidou N., Balkanski Y., Hao W.M., Petkov A., Silverstein R.P., Corley R., Nordgren B.L., Urbansk S.P., Eckhardt S., Stohl A., Tunved P., Crepinsek S., Jefferson A., Sharma S., Nøjgaard J.K., Skov H.* Wildfires in northern Eurasia affect the budget of black carbon in the Arctic – a 12-year retrospective synopsis (2002–2013) // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16. P. 7587–7604.
  11. *Xu J.-W., Martin R.V., Morrow A., Sharma S., Huang L., Leitch W.R., Burkart J., Schulz H., Zannata M., Willis M.D., Henze D.K., Lee C.J., Herber A.B., Abbatt J.* Source attribution of Arctic black carbon constrained by aircraft and surface measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. P. 11971–11989.
  12. *Lisok J., Rozwadowska A., Pedersen J.G., Markowicz K.M., Ritter C., Kaminski J.W., Struzewska J., Mazzola M., Udisti R., Becagli S., Gorecka I.* Radiative impact of an extreme Arctic biomass-burning event // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P. 8829–8848.
  13. *Stone R., Anderson G., Shettle E., Andrews E., Loukatchine K., Dutton E., Schaaf C., Roman M.* Radiative impact of boreal smoke in the Arctic: Observed and modeled // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2008. V. 13. P. D14S16. DOI: 10.1029/2007JD009657.
  14. *Макитас А.П., Уттал Т., Лаурилла Т., Парамонова Н.А.* Гидрометеорологическая обсерватория Тикси (к пятилетию открытия) // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2015. № 2(104). С. 5–12.
  15. *Виноградова А.А., Туткова Т.Б., Иванова Ю.А.* Эпизоды аномально высокой концентрации черного углерода в приземном воздухе в районе станции Тикси, Якутия // *Оптика атмосф. и океана.* 2018. Т. 31, № 10. С. 837–844.
  16. *Schmeisser L., Backman J., Ogren J.A., Andrews E., Asmi E., Starkweather S., Uttal T., Fiebig M., Shama S., Eleftheriadis K., Vratolis S., Bergin M., Tunved P., Jefferson A.* Seasonality of aerosol optical properties in the Arctic // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P. 11599–11622.
  17. *Tomasi C., Kokhanovsky A., Lupi A., Ritter C., Smirnov A., O’Neill N., Stone R., Holben B., Nyeki S., Wehrli C., Stohl A., Mazzola M., Lanconelli C., Vitale V., Stebel K., Aaltonen V., de Leeuw G., Rodriguez E., Herber A.B., Radionov V., Zielinski T., Petelski T., Sakerin S., Kabanov D., Xue Y., Mei L., Istomina L., Wagener R., McArthur B., Sobolewski P., Kivi R., Courcoux Y., Larouche P., Broccardo S., Pikheth S.* Aerosol remote sensing in polar regions // *Earth-Sci. Rev.* 2015. V. 140. P. 108–157.
  18. *Dubovik O., Smirnov A., Holben B.N., King M.D., Kaufman Y.J., Eck T.F., Slutsker I.* Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2000. V. 105. P. 9791–9806. DOI: 10.1029/2000JD900040.
  19. *Zhuravleva T.B., Kabanov D.M., Nasrtdinov I.M., Rusakova 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. V. 10. P. 179–198. DOI: 10.5194/amt-10-179-2017.
  20. *Панченко М.В., Журавлева Т.Б., Козлов В.С., Насрtdинов И.М., Полькин В.В., Терпугова С.А., Чернов Д.Г.* Оценка радиационных эффектов аэрозоля в фоновых и задымленных условиях атмосферы Сибири на основе эмпирических данных // *Метеорол. и гидрол.* 2016. № 2. С. 45–54.
  21. *Smirnov A., Zhuravleva T.B., Segal-Rosenheimer M., Holben B.N.* Limitations of AERONET SDA product in presence of cirrus clouds // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2017. V. 206. P. 338–341. DOI: 10.1016/j.jqsrt.2017.12.007.
  22. *Hess M., Koepke P., Schult I.* Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1998. V. 79, N 5. P. 831–844.
  23. *Журавлева Т.Б., Кabanov Д.М., Сakerin С.М., Фирсов К.М.* Моделирование прямого радиационного форсинга для типичных летних условий Сибири. Часть 1: Метод расчета и выбор входных параметров // *Оптика атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, № 2. С. 163–172; *Zhuravleva T.B., Kabanov D.M., Sakerin S.M., Firsov K.M.* Simulation of aerosol direct radiative forcing under typical summer conditions of Siberia. Part 1. Method of calculation and choice of input parameters // *Atmos. Ocean. Opt.* 2009. V. 22, N 1. P. 63–73.
  24. *Журавлева Т.Б., Сakerin С.М., Бедарева Т.В., Кabanov Д.М., Насрtdинов И.М., Чеснокова Т.Ю.* Поток солнечной радиации в безоблачной атмосфере Западной Сибири: сравнение результатов моделирования и натурных измерений // *Оптика атмосф. и океана.* 2013. Т. 26, № 11. С. 985–994; *Zhuravleva T.B., Sakerin S.M., Bedareva T.V., Kabanov D.M., Nasrtdinov I.M., Chesnokova T.Yu.* Solar radiative fluxes in

- the clear-sky atmosphere of Western Siberia: A comparison of simulations with field measurements // *Atmos. Ocean. Opt.* 2009. V. 22, N 1. P. 985–994.
25. Wang P., Knap W.H., Munneke P.K., Stammes P. Clear-sky shortwave radiative closure for the Cabauw Baseline Surface Radiation Network site, the Netherlands // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114, N D14206. P. 1–10. DOI: 10.1029/2009JD011978.
26. García O.E., Díaz A.M., Expósito F.J., Díaz J.P., Dubovik O., Dubuisson P., Roger J.-C., Eck T.F., Sinyuk A., Derimian Y., Dutton E.G., Schafer J.S., Holben B.N., García C.A. Validation of AERONET estimates of atmospheric solar fluxes and aerosol radiative forcing by ground-based broadband measurements // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. D21207. DOI: 10.1029/2008JD010211.

*T.B. Zhuravleva, I.M. Nasrtdinov, A.A. Vinogradova.* **Direct radiation effects of smoke aerosol in the region of Tiksi station (Russian Arctic): preliminary results.**

We presented model estimates of daily average direct radiation effects of smoke aerosol in the solar spectral range obtained using observations at Tiksi station in the period of anomalously high black carbon (BC) concentration in the near-surface atmospheric layer (July 2014). These data are compared with radiation effect of aerosol characteristic for typical summer conditions in this region. It is shown that the monthly average radiation effects caused, on the one hand, by variations in optical characteristics of background aerosol and, on the other hand, by short-term outflows of BC from forest fires to the region of observations are comparable in value.