

УДК 551.521:551.510.7

РАДИАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ В РЕГИОНЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Л.Г. Сverdlik

Проанализирована сезонная и межгодовая изменчивость радиационных свойств атмосферного аэрозоля, основанная на данных измерения солнечным фотометром глобальной сети AERONET. Приведены оценки чувствительности радиационного воздействия на различных уровнях атмосферы к вариациям оптических параметров аэрозоля и альbedo поверхности. Выполнено сравнение радиационного форсинга основных типов аэрозоля, характерных для региона Северного Тянь-Шаня.

Ключевые слова: атмосферный аэрозоль; солнечная радиация; фотометр; оптическая толща; альbedo одно-кратного рассеяния; альbedo поверхности; радиационный форсинг; скорость нагрева/охлаждения.

ТҮНДҮК ТЯНЬ-ШАНЬ АЙМАГЫНДАГЫ АТМОСФЕРАЛЫК АЭРОЗОЛДУН РАДИАЦИЯЛЫК КАСИЕТТЕРИ

AERONET дүйнөлүк тармагынын күн фотометринин ченөө маалыматтарына негизделген атмосфералык аэрозолдун радиациялык касиеттеринин сезондук жана жыл арасындагы өзгөргүчтүүлүгүнө талдоо жүргүзүлдү. Атмосферанын ар түрдүү деңгээлдериндеги радиациялык таасиринин аэрозолдун оптикалык параметрлеринин жана жер бетинин альбедосунун вариацияларына болгон сезгичтүүлүгүнүн баалоолору көрсөтүлдү. Түндүк Тянь-Шань аймагына мүнөздүү аэрозолдун негизги түрлөрүнүн радиациялык таасири салыштырылды.

Түйүндүү сөздөр: атмосфералык аэрозоль; күн радиациясы; фотометр; оптикалык калыңдык; бир жолку чачыроо альбедосу; жер бетинин альбедосу; радиациялык форсинг; жылытуу / муздатуу ылдамдыгы.

RADIATION PROPERTIES OF ATMOSPHERIC AEROSOL IN NORTHERN TIEN SHAN REGION

L.G. Sverdlik

The seasonal and interannual variability of radiation properties of atmospheric aerosol, based on measurement data of AERONET global sunphotometers network is analyzed. Estimates of radiation forcing sensitivity at various levels of atmosphere to variations in optical parameters of aerosol and surface albedo are given. Comparison of radiation forcing of the main aerosol types typical to the Northern Tien Shan region is carried out.

Keywords: atmospheric aerosol; solar radiation; photometer; optical depth; single scattering albedo; surface albedo; radiation forcing; heating/cooling rate.

Введение. Атмосферные аэрозоли играют важную роль в формировании радиационного баланса Земли [1], непосредственно рассеивая и поглощая солнечную радиацию и изменяя количество, микрофизические и радиационные свойства облаков. Эти эффекты проявляются в изменении интенсивности солнечной радиации, рассеянной обратно в космос, поглощенной атмосферой и достигающей поверхности земли, оказывая влияние на циркуляционные процессы и изменение

тепловой структуры атмосферы, гидрологический цикл и скорости осаждения частиц, что приводит к климатическим изменениям [2]. Однако вследствие сильной изменчивости свойств (концентрации, размера, состава) и неравномерности распределения источников эмиссии частиц остаются существенные неопределенности в оценке влияния аэрозоля на климат [3]. Даже несмотря на достигнутые в последнее десятилетие успехи в снижении этой неопределенности на глобальном уровне [4],

исследования аэрозольного влияния на климатические изменения в региональном масштабе остаются недостаточными, что в полной мере относится к Центральнoазиатскому региону. С точки зрения оценок радиационного воздействия аэрозоля, которое количественно характеризуется радиационным форсингом на различных уровнях в атмосфере, регион представляет интерес вследствие подверженности региональному и трансграничному переносу минеральной пыли ближневосточных и азиатских пустынь, европейского антропогенного загрязнения и дыма от лесных и торфяных пожаров на территории России [5, 6]. Результатом влияния этих факторов, имеющих явно выраженный сезонный характер [7], и наличия местных источников аэрозоля является присутствие в атмосфере сложной смеси различных частиц аэрозоля (загрязнение + пыль, пыль + дым), суммарный аэрозольный форсинг которой, как правило, отличается от эффекта отдельных компонентов [8]. Это вызывает необходимость получения объективной информации не только о вариациях полной аэрозольной нагрузки атмосферы, но также об особенностях состава частиц, определяющих тип атмосферного аэрозоля.

Одним из наиболее информативных методов исследования радиационных характеристик атмосферного аэрозоля является пассивное оптическое дистанционное зондирование с использованием солнечных фотометров [9]. Примером успешного применения техники фотометрических измерений может служить Аэрозольная Автоматизированная Сеть NASA AERONET (AErosol RObotic NETwork) [10], измерения в рамках которой осуществляются на идентичных приборах и обрабатываются по единой методике, предоставляя достаточно точные значения основных параметров, определяющих степень аэрозольного влияния на радиационные потоки солнечного излучения.

В настоящей статье приведены результаты обработки данных фотометрических измерений, выполненных в 2009-2015 гг. на станции «Иссык-Куль» (AERONET), включающие аэрозольную оптическую толщину на длине волны 500 нм (AOD_{500}), альбедо однократного рассеяния (SSA) и параметр асимметрии индикатрисы рассеяния (ASY). А также радиационный форсинг аэрозоля (DF) и эффективность радиационного форсинга (DF_E) на различных уровнях атмосферы. На основании этих данных были исследованы сезонные особенности и межгодовые вариации радиационного форсинга; его зависимость от оптических параметров аэрозоля и альбедо поверхности (S_A), а также выполнены оценки DF основных типов атмосферного аэрозоля в регионе Северного Тянь-Шаня.

Методика расчета радиационного форсинга. Измерения солнечными фотометрами CIMEL прямой ($F_{BOA, Direct}^-$) и рассеянной ($F_{BOA, Diffuse}^-$) солнечной радиации, выполняемые в рамках глобального проекта AERONET, обеспечивают восстановление спектральных оптических свойств аэрозоля во всем столбе атмосферы, которые используются для расчетов широкополосных радиационных потоков в диапазоне длин волн $DI = 0.2-4.0$ мкм. Вычисление радиационного баланса (NF), представляющего разность нисходящих (F^-) и восходящих (F) потоков солнечного излучения с учетом (F^A) и без учета аэрозоля (F^{NA}), позволяет определить радиационный форсинг (DF) на верхней (TOA) и нижней (BOA) границе атмосферы [11]:

$$NF_{TOA} = F \downarrow_{TOA} - F \uparrow_{TOA}$$

$$NF_{BOA} = F \downarrow_{BOA} - F \uparrow_{BOA} = \\ = F \downarrow_{BOA, Direct} + F \downarrow_{BOA, Diffuse} - F \uparrow_{BOA}$$

$$\Delta F_{TOA} = NF_{TOA}^A - NF_{TOA}^{NA} = F \uparrow_{TOA}^{NA} - F \uparrow_{TOA}^A$$

$$\Delta F_{BOA} = NF_{BOA}^A - NF_{BOA}^{NA} = \\ = (F \downarrow_{BOA}^A - F \downarrow_{BOA}^{NA}) \times (1 - S_A),$$

где S_A – альбедо поверхности, или отношение радиационного потока, отраженного от поверхности земли к нисходящему потоку.

В расчетном модуле AERONET, применяемом для вычисления радиационных параметров, также реализован учет эффектов, обусловленных молекулярным рассеянием и поглощением газами (H_2O , CO_2 , и O_3). Оценка содержания водяного пара, являющегося основным парниковым газом в атмосфере Земли, производится по восстановленным значениям с использованием канала 940 нм, а ежемесячные значения общего содержания озона основаны на данных Спектрометра НАСА (TOMS) с 1978 по 2004 годы. Другие профили газообразной атмосферы определены по модели стандартной атмосферы [12].

Коротковолновый радиационный форсинг в пределах атмосферы

$$\Delta F_{ATM} = \Delta F_{TOA} - \Delta F_{BOA}.$$

Отношение аэрозольного радиационного воздействия к оптической толщине на длине волны λ , называемое эффективностью радиационного форсинга (DF_E), позволяет оценить чувствительность DF к изменению поглощающих и рассеивающих свойств частиц, а также других факторов:

$$\Delta F_{E(TOA, BOA)} = \Delta F_{(TOA, BOA)} / AOD(\lambda).$$

Сезонные и межгодовые изменения радиационного форсинга. Результаты многолетней

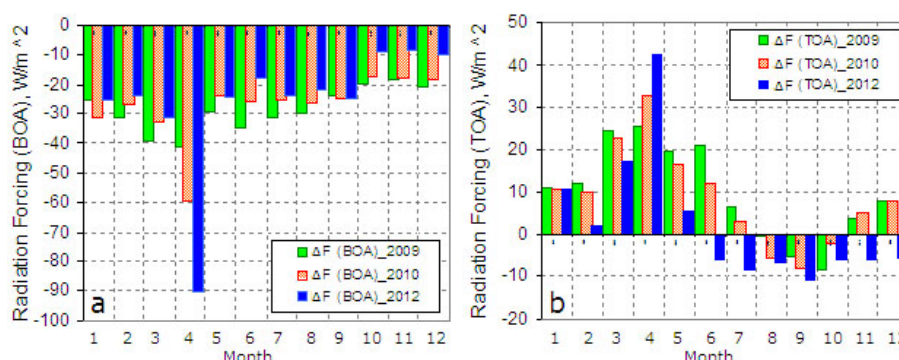


Рисунок 1 – Межгодовая изменчивость среднемесячных значений радиационного форсинга (DF) на нижней (BOA) и верхней (TOA) границе атмосферы в 2009, 2010 и 2012 гг.

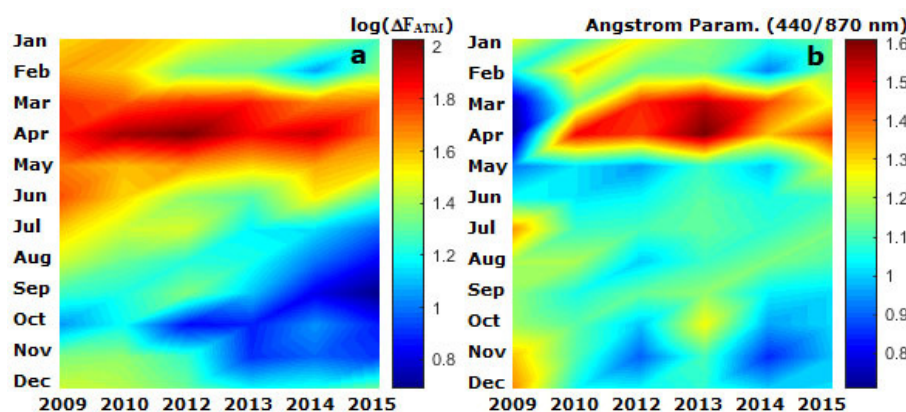


Рисунок 2 – Распределение среднемесячных значений DF_{ATM} и параметра Ангстрема (440/870 нм) в период с 2009 по 2015 г.

изменчивости средних за месяц величин радиационного форсинга на нижней (DF_{BOA}) и верхней (DF_{TOA}) границе атмосферы в 2009, 2010 и 2012 гг., показаны на рисунке 1.

На нижней границе атмосферы в течение всех годовых циклов наблюдался отрицательный радиационный форсинг с наибольшими значениями, обусловленными высокими AOD в апреле (от -42.0 до -90.3 Вт/м²), и минимальными в период низкой аэрозольной нагрузки в октябре – декабре (от -8.4 до -20 Вт/м²). Значения DF_{ATM} , которые характеризуют поглощение солнечного излучения в пределах атмосферы, были положительными, что предполагает нагревание атмосферы, и их величина увеличивалась в период интенсивных пылевых бурь, достигая 132.8 Вт/м² в апреле 2012 г. Важная особенность представленных результатов и основное отличие от данных многих других измерительных станций сети *AERONET*, заключались в наблюдаемых на протяжении всего первого полугодия положительных значениях DF_{TOA} (рисунок

1, b). Отрицательные значения DF_{TOA} в конце лета и осенью не превышали -11.0 Вт/м².

Среднегодовые величины DF и DF_E на различных уровнях атмосферы, представленные в таблице 1, показали тенденцию снижения, особенно отчетливо проявившуюся с 2009 по 2014 г. (рисунок 2, a), что, вероятно, связано с уменьшением количества и интенсивности выносов в регион крупнодисперсного пылевого аэрозоля (рисунок 2, b) [7]. Сокращение поглощенной аэрозолем радиации в пределах атмосферы составило $\sim 45\%$.

Для сравнения на станции *SACOL (AERONET)* в Китае типичные уровни DF на поверхности изменялись в пределах от -24.9 до -97.4 Вт/м². Большинство значений DF_{TOA} были отрицательными и значения варьировали от 15.5 до -42.8 Вт/м². Аэрозольный радиационный форсинг в атмосфере во время выносов пыли изменялся в диапазоне от 12.5 до 97.2 Вт/м² [9]. На станции *Gosan* (Корея) средние значения аэрозольного радиационного форсинга составляли: -27.6 ± 9.2 (BOA), -15.8 ± 4.4 (TOA),

Таблица 1 – Среднегодовые ($\pm$ СКО) значения радиационного форсинга DF ($Вт/м^2$) и эффективность форсинга DF_E ($Вт/м^2$) на поверхности (BOA), верхней границе атмосферы (TOA) и в атмосфере (ATM) с 2009 по 2015 г.

	ΔF_{BOA}	ΔF_{TOA}	ΔF_{ATM}	$\Delta F_{E(BOA)}$	$\Delta F_{E(TOA)}$
2009	-28.7 ± 7.5	9.8 ± 11.2	38.5 ± 17.7	-265.8 ± 48.0	101.2 ± 105.2
2010	-27.5 ± 11.2	8.8 ± 11.6	36.2 ± 21.2	-261.8 ± 45.6	88.4 ± 102.2
2012	-25.9 ± 21.6	2.4 ± 15.2	28.2 ± 35.8	-223.0 ± 37.5	-8.8 ± 115.5
2013	-23.1 ± 10.4	3.5 ± 12.9	26.6 ± 21.8	-219.3 ± 44.9	33.3 ± 101.1
2014	-21.6 ± 9.0	-0.5 ± 8.8	21.1 ± 15.1	-232.4 ± 54.2	32.7 ± 99.1
2015	-20.8 ± 8.6	0.6 ± 9.9	21.4 ± 16.4	-201.8 ± 35.9	11.4 ± 96.3

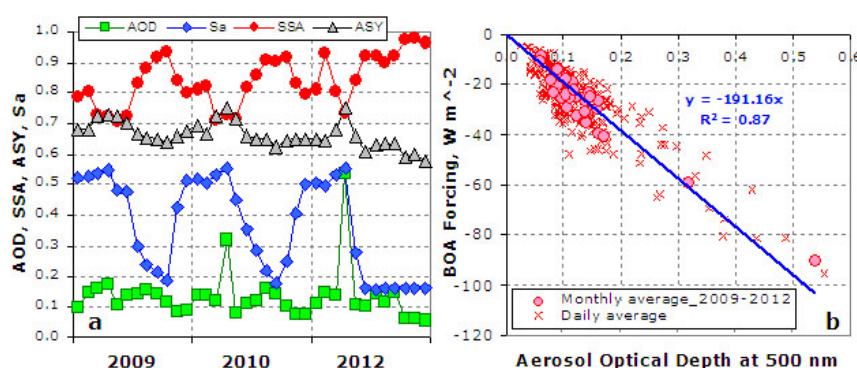


Рисунок 3 – Временные ряды среднесуточных значений AOD , SSA , ASY и S_A (a) и зависимость среднесуточных и среднесуточных значений аэрозольного радиационного форсинга на нижней границе атмосферы (BOA) от AOD (b)

и $11,8 \pm 5,8$ $Вт/м^2$ (ATM) [11]. Наибольшие отличия от рассматриваемых данных проявлялись на верхней границе и в пределах атмосферы.

Зависимость радиационного форсинга от оптических параметров аэрозоля и альbedo поверхности. Настоящая статья ограничена исследованием изменчивости прямого аэрозольного радиационного форсинга в безоблачных условиях, для расчета которого необходимо наличие информации о нескольких основных параметрах, входящих в уравнение переноса солнечного излучения: AOD , SSA , ASY и S_A . Среднесуточные значения этих параметров, имеющих хорошо выраженную сезонную зависимость, приведены на рисунке 3, а.

Чувствительность аэрозольного радиационного форсинга к изменениям AOD и ASY существенно выше на поверхности земли, чем на верхней границе атмосферы или в атмосфере [13]. При этом определяющую роль в вариациях DF_{BOA} играла аэрозольная оптическая толщина, на что указывает очень высокий коэффициент корреляции ($R^2 = 0.87$) между этими параметрами (рисунок 3, b), т. е. 87 % изменчивости DF_{BOA} было обусловлено изменениями AOD .

Радиационный форсинг на верхней границе атмосферы представляет особый интерес, поскольку

он суммирует полное воздействие солнечного излучения на баланс энергии системы атмосфера-поверхность Земли ($DF_{TOA} = DF_{ATM} + DF_{BOA}$). В отличие от DF_{BOA} радиационный форсинг на TOA принимал как положительные, так и отрицательные значения. Положительные значения DF_{TOA} соответствуют уменьшению уходящей коротковолновой радиации на TOA и увеличению поглощения в пределах атмосферы и на поверхности земли, и, наоборот, в зависимости, главным образом, от двух параметров: альbedo поверхности и альbedo однократного рассеяния. Поскольку сезонные изменения S_A и SSA были хорошо коррелированными ($R^2 = 0.73$) и происходили практически в противофазе, их влияние на DF_{TOA} проявлялось еще более отчетливо и нашло отражение, как показано на рисунке 4, в высокой корреляции между DF_{TOA} и S_A (SSA), характеризующейся значениями $R^2 = 0.74$ ($R^2 = 0.82$).

Альbedo поверхности в значительной мере определяло радиационный баланс и распределение приходящего от Солнца излучения между атмосферой и поверхностью. Эффект высоких значений альbedo поверхности ($S_A > 0.27$) значительно усиливался в присутствии сильно поглощающих

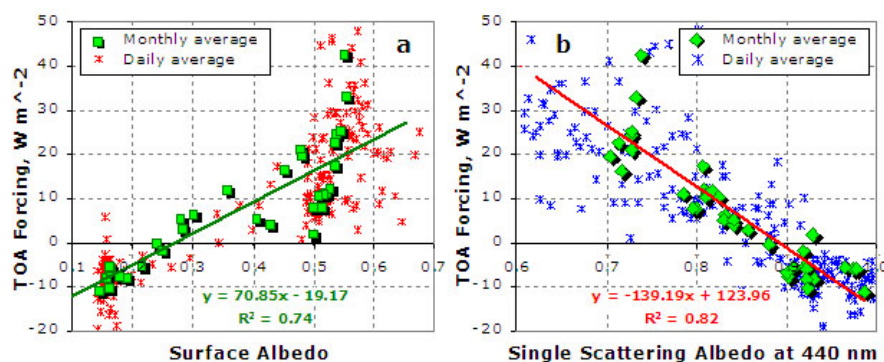


Рисунок 4 – Зависимости среднесуточных и среднемесячных значений аэрозольного радиационного форсинга на верхней границе атмосферы (TOA) от альбедо поверхности (a) и SSA на длине волны 440 нм (b)

аэрозолей ($SSA_{440} < 0.885$), увеличивая поглощение аэрозоля [14] и, таким образом, радиационный форсинг на TOA и в атмосфере, поскольку происходило поглощение как нисходящей радиации, так и отраженной от поверхности восходящей коротковолновой радиации (рисунок 4, а). При этом уменьшение аэрозольного рассеяния обратно в космическое пространство способствовало более высокому положительному аэрозольному форсингу на TOA [15]. Относительно высокая средняя величина альбедо поверхности, равная $S_A = 0.35 \pm 0.16$, была обусловлена особенностями ландшафта в регионе исследования и наличием областей, имеющих различные оптические свойства, включая водную поверхность и прибрежные участки (~ 0.1), почву и песок ($0.2-0.4$), растительность и лес ($0.12-0.32$), снег и лед ($0.5-0.8$). Определяемые сезонными изменениями снежного и растительного покрова, значения S_A , усредненные на длинах волн инверсии данных измерений *AERONET* (440, 675, 870 и 1020 нм) [5], изменялись в широких пределах – от 0.4 до 0.7 в период с ноября по март и от 0.1 до 0.4 – с апреля по октябрь.

Следующим ключевым параметром при определении эффектов аэрозольного радиационного воздействия является альбедо однократного рассеяния. Так, например, изменение SSA от 0.8 до 0.9, может часто изменять признак прямого влияния на TOA , в зависимости от альбедо земной поверхности и высоты аэрозольных слоев [16]. Проведенный анализ экспериментальных данных показал, что критическое значение альбедо однократного рассеяния (SSA_c), являющееся границей раздела между положительным или отрицательным DF_{TOA} , составило на длине волны 440 нм $SSA_c = 0.885$ (рисунок 4, b). Более низкие относительно этого уровня SSA приводили к положительному форсингу (нагреванию) на верхней границе

атмосферы и наблюдались в случаях преобладания в атмосфере сильно поглощающего пылевого аэрозоля или смеси пылевых частиц и сажи/дыма. Отрицательные значения DF_{TOA} (охлаждение) были обусловлены доминированием в атмосфере тонкодисперсных частиц слабо поглощающего сульфатного или смешанного аэрозоля ($SSA > 0.885$) [8]. При этом уменьшение или увеличение альбедо однократного рассеяния на 10 % вызывало значительное изменение DF_{TOA} , составляющее примерно ± 12 Вт/м². В отличие от полученных региональных значений SSA_c , для расчета прямого радиационного форсинга часто используется величина $SSA_{Cglob} = 0.85$, разделяющие тенденции глобального охлаждения ($SSA > 0.85$) и глобального нагревания ($SSA < 0.85$) [17]. Однако важно отметить, что значения $SSA < 0.85$ наблюдаются только в сильно загрязненных областях [2], тогда как более распространены измеряемые значения $SSA < 0.985$ [17].

Оценка радиационного форсинга основных типов аэрозоля. Доминирующие типы атмосферного аэрозоля в регионе, включающие фоновый (*Background*); пылевой (*Dust*); дымовой или аэрозоль, образованный в результате сгорания биомассы (*Biomass Burning*); смешанный (*Mixed*); смешанный сильно поглощающий аэрозоль (*Mixed/Abs*), были определены на основе экспериментальных данных о спектральной зависимости ослабления и поглощения частиц [8]. Количественная оценка радиационного воздействия этих разновидностей аэрозоля, которая определяется особенностями состава частиц и преобладающими в них компонентами, производилась с использованием стандартного набора фотометрических данных *AERONET* (DF_{BOA} , DF_{TOA} и DF_{ATM}). Сравнительный анализ показал существенные различия усредненных значений DF на BOA и TOA , изменяющихся от -6.7 ± 2.1 и -4.4 ± 1.4 Вт/м² для

Таблица 2 – Средние ($\pm$ СКО) значения оптических параметров, альbedo поверхности, радиационного форсинга (BOA , TOA и ATM) и эффективности форсинга основных типов аэрозоля (2012 г.)

Parameter	Aerosol Type				
	Background	Dust	BB	Mixed	Mixed/Abs
AOD_{440}	0.072 ± 0.045	0.717 ± 0.726	0.138 ± 0.041	0.145 ± 0.042	0.168 ± 0.058
$EAE_{440-870}$	1.47 ± 0.24	0.31 ± 0.21	1.54 ± 0.13	1.08 ± 0.16	0.81 ± 0.21
SSA_{440}	0.983 ± 0.010	0.884 ± 0.058	0.920 ± 0.024	0.911 ± 0.045	0.685 ± 0.050
SSA_{1020}	0.971 ± 0.017	0.934 ± 0.052	0.857 ± 0.042	0.888 ± 0.055	0.786 ± 0.054
$ASYM_{440}$	0.66 ± 0.02	0.75 ± 0.05	0.69 ± 0.02	0.70 ± 0.03	0.79 ± 0.04
S_A	0.16 ± 0.01	0.49 ± 0.17	0.17 ± 0.07	0.29 ± 0.18	0.55 ± 0.01
ΔF_{BOA} (W/m ²)	-6.7 ± 2.1	-77.1 ± 53.6	-20.7 ± 5.2	-21.4 ± 7.9	-43.0 ± 10.8
ΔF_{TOA} (W/m ²)	-4.4 ± 1.4	25.5 ± 37.8	-6.2 ± 2.9	-2.9 ± 8.2	34.9 ± 10.3
ΔF_{ATM} (W/m ²)	2.3 ± 1.1	96.4 ± 83.6	14.5 ± 4.5	18.5 ± 14.1	77.9 ± 20.9
$\Delta F_{E(BOA)}$ (W m ⁻² τ^{-1})*	-189.4 ± 13.2	-170.4 ± 44.4	-213.5 ± 28.7	-203.4 ± 38.0	-316.2 ± 35.4
$\Delta F_{E(TOA)}$ (W m ⁻² τ^{-1})*	-124.6 ± 16.4	30.3 ± 77.0	-61.5 ± 25.8	-36.4 ± 68.5	249.5 ± 52.5
$\delta T/\delta t$ (K/day)	0.07 ± 0.03	2.43 ± 2.37	0.41 ± 0.13	0.52 ± 0.39	2.18 ± 0.58

Примечение. * $t = AOD$ – аэрозольная оптическая толщина.

фонового аэрозоля до -77.1 ± 53.6 и 25.5 ± 37.8 Вт/м² в условиях пылевых событий в регионе, что приводило к форсингу в атмосфере от 2.3 ± 1.1 до 96.4 ± 83.6 Вт/м², соответственно. Более высокая оптическая толщина и поглощающая способность минеральной пыли обуславливали сильное нагревание атмосферы и охлаждение поверхности земли. Увеличение скорости нагрева (dT/dt) за счет поглощения запыленной атмосферой коротковолновой солнечной радиации было весьма значительным и в среднем за год оценивалось величиной ~ 2.4 К/день. Что касается дыма от лесных пожаров, средние значения форсинга на верхней границе атмосферы и на поверхности были относительно невысокими (-6.2 ± 2.9 и -20.7 ± 5.2 на TOA и BOA , соответственно) вследствие большой удаленности исследуемого региона от области активных очагов возгорания. Скорость радиационного нагрева атмосферы в условиях доминирования дымового аэрозоля составляла ~ 0.4 К/день.

Особенности радиационного воздействия аэрозольных частиц показывают зависимости среднесуточных значений коротковолнового форсинга на BOA и TOA от аэрозольной оптической толщи. Связь между DF и изменениями AOD , которая близка к линейной зависимости ($R^2 > 0.5$), может быть интерпретирована как средняя эффективность радиационного форсинга (DF_E). Наибольшие значения фактора эффективности получены для аэрозолей, обладающих самой высокой способностью ослаблять солнечную энергию ($AOD > 0.5$, $SSA < 0.885$), таких как пылевой, дымовой и смешанный сильно поглощающий аэрозоль. Высокие

значения DF_E могут быть также связаны с низкими значениями и малым диапазоном изменения AOD [5, 8], как это имело место в случае фонового (сульфатного) аэрозоля.

Средние значения оптических и радиационных параметров основных типов аэрозоля, приведены в таблице 2.

Диаграмма средних значений аэрозольного радиационного форсинга DF на BOA , TOA и в атмосфере (ATM), и эффективности форсинга на BOA и TOA для каждого типа аэрозоля показана на рисунке 5. Необходимо отметить, что эффект высоких величин альbedo поверхности ($S_A > 0.4$) проявлялся обычно в положительных значениях форсинга на верхней границе атмосферы (TOA), причем нагревание климатической системы происходило преимущественно весной в условиях присутствия в атмосфере крупнодисперсного пылевого аэрозоля. Этот эффект был очевиден также в атмосфере и на поверхности.

Вариации суммарной солнечной радиации на поверхности земли за счет изменения содержания определенного типа частиц в атмосфере являются важной движущей силой многих метеорологических и климатических процессов, включая выпадение осадков, таяние снегов, увлажнение почвы, испарение влаги, формирование облаков, фотосинтез, растительность [12]. Представленные результаты дают основание полагать, что основным аэрозольным компонентом, оказывающим радиационное воздействие на величину приповерхностного охлаждения и нагревания атмосферы, являлась минеральная пыль. В то же время смесь крупных

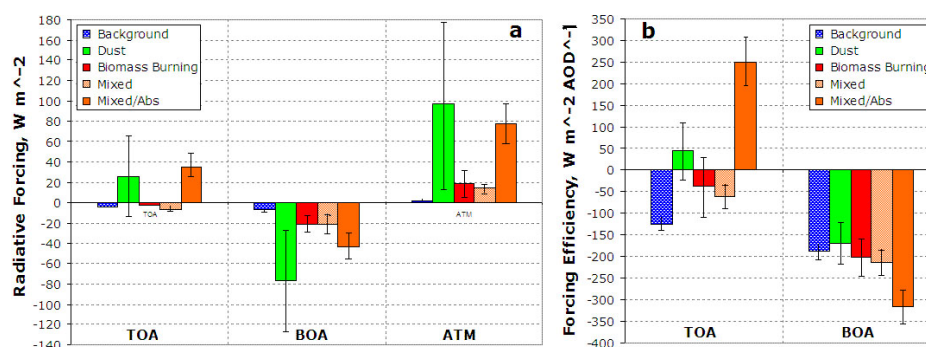


Рисунок 5 – Средние значения DF на BOA , TOA и в атмосфере (ATM) (а), и эффективности форсинга на BOA и TOA (б) для каждого типа аэрозоля. Вертикальные линии показывают ± 1 (CKO)

частиц пыли и тонкодисперсного загрязнения (дыма/сажи) оказывала сильное влияние на эффективность аэрозольного радиационного форсинга из-за значительно более низких значений SSA смешанного сильно поглощающего аэрозоля.

Закключение. Результаты расчетов коротковолновых потоков радиации на верхней (TOA) и нижней границе атмосферы (BOA), основанные на данных измерений сети *AERONET*, позволили проанализировать радиационный форсинг (DF) и эффективность радиационного форсинга аэрозоля (DF_E). Установлено, что определяющую роль в вариациях DF_{BOA} играла аэрозольная оптическая толщина. Анализ радиационного форсинга на TOA показал, что наряду с оптической толщиной аэрозоля и его поглощающей способностью, очень важно принимать во внимание альбедо поверхности. Более высокие значения альбедо поверхности ($S_a > 0.3$) играли особую роль в присутствии абсорбирующих аэрозолей ($SSA < 0.885$), увеличивая радиационный форсинг на TOA и в атмосфере, и приводя к более сильному нагреванию системы поверхность земли – атмосфера. Скорость радиационного нагрева в условиях запыленной атмосферы превышала 2.0 К/день.

Сравнение форсинга различных типов аэрозоля (континентальный фон, минеральная пыль, продукты сгорания биомассы и смешанный) показало, что средние значения DF на BOA изменялись от -77.1 ± 53.6 Вт/м² ($AOD_{440} = 0.72 \pm 0.73$) до -6.7 ± 2.1 Вт/м² для фоновая аэрозоля ($AOD_{440} = 0.07 \pm 0.05$). Соответствующие значения радиационного форсинга на TOA варьировали от -4.4 ± 1.4 Вт/м² до 25.5 ± 37.8 Вт/м². Близость источников азиатской пыли, которые с переменными уровнями эмиссии активны большую часть года, определяла сильное воздействие минеральной пыли, что проявлялось, в том числе, в смешанных составах. Сильно поглощающие

частицы пыли оказывали положительное прямое воздействие на верхней границе атмосферы, в противоположность эффекту охлаждения рассеивающих аэрозолей антропогенного происхождения, таких как сульфаты.

Автор выражает признательность руководителю научного проекта доктору Бренту Холбену и его группе за поддержку работы станции *AERONET* «Issyk-Kul» и обработку данных измерений Cimel-318.

Литература

1. IPCC: The Physical Science Basis, Fourth Assessment Report Summary, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, New York, 2007.
2. Ramanathan V. Atmosphere – aerosols, climate, and the hydrological cycle / V. Ramanathan, P.J. Crutzen, J.T. Kiehl, D. Rosenfeld // Science. 2001. 294. P. 2119–2124.
3. Свердлик Л.Г. Аэрозольное воздействие на перенос радиации и дистанционное лазерное зондирование оптических и микрофизических характеристик атмосферного аэрозоля / Л.Г. Свердлик // Вестник КPCY. 2005. Т. 5. № 7. С. 105.
4. Zhang X. Multi-model multi-signal climate change detection at 23 regional scale / X. Zhang, F.W. Zwiers, P.A. Stott // J. Clim. 2006. 19. P. 4294–4307.
5. Свердлик Л.Г. Результаты сравнения экспериментальных (*AERONET*) и модельных (*NAAPS*) данных изменчивости оптических свойств аэрозоля над Северным Тянь-Шанем / Л.Г. Свердлик // Наука, новые технологии и инновации. 2016. № 3. С. 3–9.
6. Свердлик Л.Г. Региональные особенности многолетней изменчивости оптических свойств атмосферного аэрозоля над Центральной Азией / Л.Г. Свердлик // Наука, новые технологии и инновации. 2016. № 9. С. 8–13.

7. Сverdlik Л.Г. Спутниковый мониторинг межгодовой и сезонной изменчивости оптических свойств атмосферного аэрозоля в Центральной Азии / Л.Г. Сverdlik // Наука, новые технологии и инновации. 2017. № 1. С. 3–8.
8. Сverdlik Л.Г. Идентификация основных типов аэрозоля по данным фотометрических измерений (AERONET) / Л.Г. Сverdlik // Наука и новые технологии. 2013. № 3. С. 3–7.
9. Liu Y. Aerosol optical properties and radiative effect determined from sky-radiometer over Loess Plateau of Northwest China / Y. Liu, J. Huang, G. Shi, T. Takamura, P. Khatrri, J. Bi, J. Shi, T. Wang, X. Wang, B. Zhang // Atmos. Chem. Phys. 2011. 11. P. 11455–11463.
10. NASA AERONET (AErosol RObotic NETwork) // URL: <http://croc.gsfc.nasa.gov/aeronet/>
11. Kim S.-W. A multi-year analysis of clear-sky aerosol optical properties and direct radiative forcing at Gosan, Korea (2001–2008) / S.-W. Kim, I.-J. Choi, S.-C. Yoon // Atmospheric Research. 2010. 95. P. 279–287.
12. Garcia O.E. Shortwave radiative forcing and efficiency of key aerosol types using AERONET data / O.E. Garcia, J.P. Diaz, F.J. Exposito, A.M. Diaz, O. Dubovik, Y. Derimian, J.-C. Roger // Atmos. Chem. Phys. 2012. 12. P. 5129–5145.
13. Горчакова И.А. Влияние аэрозоля на радиационный режим безоблачной атмосферы по данным Звенигородских аэрозольно-облачно-радиационных экспериментов / И.А. Горчакова, И.И. Мохов, А.Н. Рублев // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 4. С. 1–15.
14. Сverdlik Л.Г. Особенности радиационных свойств поглощающего аэрозоля / Л.Г. Сverdlik // Наука, новые технологии и инновации. 2014. № 4. С. 26–31.
15. Chung C.E. Aerosol Direct Radiative Forcing: A Review. Atmospheric Aerosols – Regional Characteristics / C.E. Chung // Chemistry and Physics. 2012. Chapter 14.
16. Sverdlik L.G. Comparative analysis of lidar investigations of aerosol in Central Asia and West Siberia / L.G. Sverdlik, B.B. Chen, Y.S. Balin, G.P. Kokhanenko, I.E. Penner, S.V. Samoilova // В сб.: Proceedings of SPIE. The International Society for Optical Engineering 20. Atmospheric Physics. 2014. C. 92923J.
17. Борен К. Поглощение и рассеяние света малыми частицами / К. Борен, Д. Хафмен. М.: Мир. 1986. 664 с.