

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 551.521.3

Оценки радиационного форсинга аэрозоля для трех районов Мирового океана

И.М. Насртдинов, Т.Б. Журавлева, С.М. Сакерин*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 13.03.2013 г.

Представлены результаты численного моделирования радиационного форсинга аэрозоля для трех районов Мирового океана: прибрежной зоны Антарктиды, Японского моря и «Моря мрака». При моделировании радиационного воздействия аэрозоля для отдельных районов океана использовались результаты судовых измерений аэрозольной оптической толщи и влагосодержания атмосферы. Данные об альbedo однократного рассеяния и факторе асимметрии индикатрисы представлены по модельным (прибрежная зона Антарктиды – модель ОРАС) и многолетним наблюдениям на фотометрических станциях AERONET (Японское море – ст. Noto и Море мрака – ст. Cape Verde). Расчеты показали, что выхолаживающий эффект аэрозоля над Японским морем/Морем мрака на границах атмосферы увеличивается примерно на порядок по сравнению с чистой атмосферой вблизи Антарктиды. При этом среднесуточные значения радиационного форсинга аэрозоля изменяются следующим образом: на уровне подстилающей поверхности от $-2,3$ (Антарктика) до $-30,3/-32,6$ Вт/м² (Японское море/Море мрака), на уровне верхней границы атмосферы от $-1,9$ до $-16,1/-18$ Вт/м². Полученные оценки находятся в удовлетворительном согласии с результатами других авторов.

Ключевые слова: аэрозоль, радиационный форсинг аэрозоля над океаном, численное моделирование; aerosol, radiative forcing of aerosol over ocean, numerical simulation.

Введение

Атмосферный аэрозоль является одним из основных факторов, определяющих характеристики климата [1, 2]. Для количественного описания влияния его радиационных эффектов в настоящее время широко используется радиационный форсинг аэрозоля (РФА), коротковолновая составляющая которого рассчитывается как разность притоков солнечного излучения на верхней границе атмосферы Φ_t и на уровне подстилающей поверхности Φ_s , вычисленных с учетом и без учета аэрозоля (см., например, [3–6]).

Для получения достоверных оценок РФА с учетом региональных особенностей необходимо располагать надежной информацией о спектральных характеристиках атмосферы и подстилающей поверхности – аэрозольной оптической толщине (АОТ, τ_λ^a , где λ – длина волны) атмосферы, альbedo однократного рассеяния (АОР) и индикатрисе рассеяния излучения аэрозольными частицами (или ее фактора асимметрии), альbedo подстилающей поверхности (ПП), влагосодержании атмосферы W и т.д. [5]. Источником этих данных являются результаты, полученные различными методами измерений (спутниковых, са-

молетных, наземных, судовых) и расчетов в глобальных СТ (Chemical Transport)-моделях, а также их комбинацией.

Моделирование радиационных эффектов аэрозоля над океаном имеет ряд особенностей. В сравнении с континентальными районами объективно существует дефицит информации относительно характеристик аэрозоля: измерения проводятся в эпизодических морских экспедициях, а спутниковые данные имеют только в узком диапазоне спектра и менее надежны. Обзоры исследований АОТ атмосферы в морских районах, выполненных российскими и зарубежными учеными, приведены, например, в работах [7–9]. Начиная с 2006 г. данные судовых измерений АОТ в различных районах Мирового океана стали обобщаться на интернет-сайте Maritime Aerosol Network (MAN, http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/maritime_aerosol_network.html [10, 11]). Отметим, что наиболее полная информация по спектральному диапазону измерений АОТ (0,34–4 мкм) и количеству данных получена в результате исследований, выполненных в последние 20 лет сотрудниками ИОА СО РАН [8, 12–15 и др.].

В отличие от информации об АОТ, данные об индикатрисе и альbedo однократного рассеяния аэрозоля над океаном представлены в еще меньшей степени. В последнее десятилетие широкое распространение получила сеть солнечных фотометров AERONET [16],

* Ильмир Мансурович Насртдинов (wizard@iao.ru); Татьяна Борисовна Журавлева (ztb@iao.ru); Сергей Михайлович Сакерин (sms@iao.ru).

которая позволяет восстанавливать оптические и микрофизические характеристики аэрозоля на основе измерений прямой и рассеянной радиации на альмукантарате Солнца [17]. Однако для описания характеристик аэрозоля над океаном репрезентативными можно считать данные лишь небольшого числа островных станций AERONET (например, в Атлантике их 2–3) [10]. Кроме того, восстановление альbedo однократного рассеяния аэрозоля (Level 2.0) возможно лишь в условиях сильной замутненности атмосферы ($\tau_{0,44}^a \geq 0,4$) и в ограниченном спектральном интервале (0,44–1,02 мкм) [17]. В связи с этим для исследования оптических и микрофизических характеристик аэрозоля, газового состава атмосферы, процессов облакообразования над океаном проводятся различные комплексные эксперименты, такие как TARFOX (Северная Атлантика, [18, 19]), INDOEX (Индийский океан [20, 21]), SHADE (западное побережье Сахары [22]), ACE-1 (Южный океан [23]), ACE-Asia (северо-запад Тихого океана [24]) и др.

Другой особенностью расчета РФА над океаном являются невысокие значения и небольшой диапазон спектральной, сезонной и пространственной изменчивости альbedo морской поверхности. Независимо от скорости ветра, зенитного угла Солнца и концентрации хлорофилла [25–27] альbedo морской поверхности согласно данным измерений спутникового сканера MODIS [6] не превосходит значения 0,1. Вместе с тем при интегрировании по зенитному углу Солнца влияние анизотропии поверхности океана на радиационные характеристики аэрозоля существенно уменьшается [5, 25].

В обзорной работе [5] приведены оценки РФА над океаном, полученные с использованием модельных представлений и спутниковых данных об аэрозоле. Показано, что над акваторией Мирового океана (60° ю.ш. – 60° с.ш.) медианное среднегодовое значение РФА, рассчитанное с использованием 11 различных массивов спутниковых данных (с учетом различий в методах восстановления аэрозольных характеристик), составляет $(-5,5 \pm 0,21)$ и $(-8,8 \pm 0,67)$ Вт/м² на уровне верхней границы атмосферы и подстилающей поверхности. В то же время аналогичные характеристики, полученные на базе 5 различных моделей, составили $(-3,5 \pm 0,64)$ и $(-4,8 \pm 0,8)$ Вт/м² соответственно. Такие расхождения РФА, обусловленные, в частности, различием входных параметров радиационных расчетов, свидетельствуют о необходимости более детального учета пространственно-временного распределения характеристик аэрозоля.

Целью данной работы является оценка коротковолновой составляющей радиационного форсинга аэрозоля с использованием накопленного в ИОА СО РАН экспериментального материала (спектральные зависимости АОТ, влагосодержание атмосферы) для трех районов океана: 1) вблизи Антарктиды (~100 миль от побережья); 2) Японское море и 3) Море мрака (вблизи Западной Африки). Атмосфера в первом районе является очень чистой, в то время как два других находятся под воздействием мощных выносов континентального аэрозоля.

1. Характеристики рассматриваемых районов

Несмотря на однородность (в сравнении с суши) распределения источников морского аэрозоля и относительно малую его концентрацию, диапазон изменчивости средних значений АОТ атмосферы над океаном превышает один порядок [7–9, 11–13 и др.]. Большая пространственно-временная изменчивость АОТ над океаном обусловлена выносами континентального аэрозоля. К наиболее известным относятся муссонные переносы азиатского аэрозоля (антропогенного и пылевого) в акватории Японского и Желтого морей (см., например, [15, 28, 29]) и мощные пассатные выносы сахарской пыли в Северной Атлантике [7–9 и др.]. Таким образом, Море мрака и Японское море можно рассматривать в качестве регионов, над акваториями которых радиационные эффекты аэрозоля максимальны. Другим предельным случаем – с минимальными радиационными эффектами аэрозоля – являются районы Южного океана вблизи Антарктиды.

Рассмотрим более подробно оптические характеристики аэрозоля в трех выделенных районах океана.

Прибрежная зона Антарктики. Высокоширотные районы Южного океана и Антарктида наиболее удалены от источников природного и антропогенного аэрозоля. Результаты наших судовых измерений вблизи Антарктиды во время 51–57-й РАЭ (Российская антарктическая экспедиция) и сопоставление с данными на ст. Мирный (66°33' ю.ш., 93°01' в.д.) показали, что аэрозольное замутнение в Антарктиде сохраняется самым низким на планете и характеризуется слабой сезонной изменчивостью [30, 31]. Значения АОТ в последние 15 лет варьировались в узком диапазоне значений: например, $\tau_{0,55}^a = 0,017 \div 0,038$ при среднем значении 0,028, а в ИК-диапазоне 1,2–2,14 мкм $\tau_{ИК}^a = 0,01–0,02$ [32–34]. Поэтому значения АОТ, полученные в этом регионе, характеризуют глобальный фоновый уровень аэрозоля.

Ввиду отсутствия надежных экспериментальных данных об альbedo однократного рассеяния Λ_λ и факторе асимметрии индикатрисы аэрозольного рассеяния $\langle \mu \rangle_\lambda$ в расчетах потоков солнечного излучения (по аналогии с другими авторами [35 и др.]) использовали данные модели ОРАС (тип аэрозоля – Antarctic, [36]). Согласно [36] в спектральном интервале 0,37–1,0 мкм $\Lambda_\lambda = 1$, а фактор асимметрии имеет слабовыраженный спектральный ход и $\langle \mu \rangle_\lambda \approx 0,78$. Согласно полученным нами предварительным оценкам [37] при $\tau_{0,55}^a = 0,05$ вариации Λ_λ и $\langle \mu \rangle_\lambda$ в пределах 0,05 оказывают менее существенное влияние на потоки суммарной радиации по сравнению с изменениями АОТ ($\pm 0,015$).

Средние спектральные зависимости АОТ, АОР и фактора асимметрии для этого региона представлены на рис. 1, 2.

Японское море. По многолетним данным спутниковых (MODIS), сетевых (SKYNET, AERONET) наблюдений и результатов наших экспедиционных измерений известно, что наиболее высокие значения

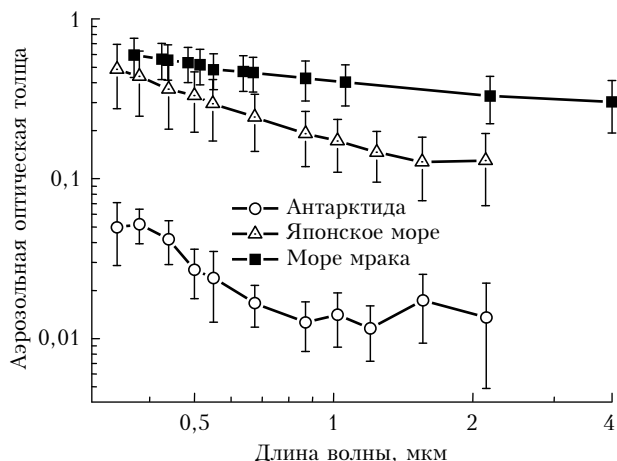


Рис. 1. Спектральные зависимости АОР по данным наших судовых измерений в трех районах океана

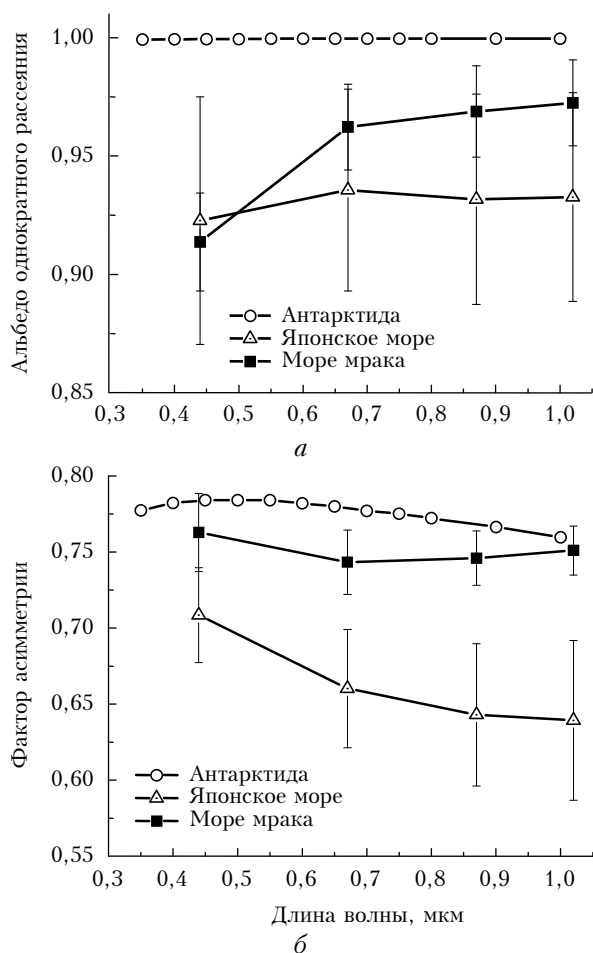


Рис. 2. Спектральные зависимости АОР аэрозоля (а) и фактор асимметрии индикатрисы рассеяния (б) по данным: модели OPAC (Антарктида), станций AERONET Noto (Японское море, май–апрель) и Cape Verde (Море мрака, март)

АОР над акваторией Японского моря наблюдаются в весенний период [15, 28, 38, 39]. Повышенные замутнения атмосферы в этом регионе формируются под влиянием муссонных выносов пыли (пустыни Гоби, Такла-Макан) и антропогенного аэрозоля со сто-

роны Китая. Например, по результатам наших исследований в Японском море весной 2009 г. средние значения АОР составили: $\tau_{0,55}^a = 0,31$, $\tau_{ИК}^a = 0,15$ [15].

Оптические характеристики аэрозоля в этом регионе подробно исследовались во время масштабного эксперимента ACE-Asia (Aerosol Characterization Experiments) в 2001 г., одна из целей которого состояла в уменьшении неопределенности в расчетах радиационных эффектов аэрозоля на основе комплексного анализа *in situ* измерений, спутниковых данных и моделей [24]. Измерения, выполненные в период весенних пылевых выносов над акваторией Японского моря, показали, что значения АОР аэрозоля гораздо выше ($\Lambda_{0,55} = 0,925$, рис. 2, а), нежели данные, представленные в модели OPAC для пылевого аэрозоля ($\Lambda_{0,55} = 0,885$). В то же время поглощательная способность аэрозоля увеличивается во время переноса азиатской пыли над городскими и индустриальными районами Китая за счет перемешивания с антропогенным аэрозолем [24, 40].

Поскольку для получения адекватных оценок РФА предпочтительнее учитывать сведения о спектральной зависимости радиационных характеристик аэрозоля не только в приземном слое, но в пределах всего столба атмосферы, мы использовали в расчете многолетние данные, представленные на сайте AERONET для ст. Noto (апрель–май, 2001, 2003, 2007, 2008 гг.). Учитывая, что пункт наблюдений расположен на западном побережье Японии и свободен от воздействия локальных источников, сведения о Λ_λ и $\langle \mu \rangle_\lambda$ можно распространить и на соседнюю акваторию Японского моря. Средние спектральные зависимости АОР и фактора асимметрии индикатрисы рассеяния аэрозоля по данным ст. Noto, а также результаты наших экспедиционных измерений АОР в 2009 г. [15] представлены на рис. 1, 2.

Море мрака. Из многочисленных результатов судовых и спутниковых исследований известно, что максимальные замутнения атмосферы над океаном наблюдаются в зоне пассатных выносов пыли из Сахары. Район с экстремальными значениями АОР в субтропической зоне Северной Атлантики вблизи берегов Западной Африки (10–25° с.ш., восточнее ~ 35° з.д.) получил название Море мрака [7, 29]. По данным экспедиционных измерений в марте 1995 г. [8, 12–14], средние АОР в этом районе из-за большого содержания крупных частиц принимают высокие значения во всем диапазоне спектра: $\tau_{0,55}^a = 0,48$, $\tau_{4,0}^a = 0,3$ (см. рис. 1), показатель селективности Ангретра $\alpha = 0,38$.

При проведении радиационных расчетов использовались средние значения Λ_λ и $\langle \mu \rangle_\lambda$ (см. рис. 2), восстановленные на основе многолетних измерений станции AERONET Cape Verde в 1996–2009 гг. (март). Островная станция Cape Verde расположена в зоне северного пассата в ~ 600 км западнее побережья Африки, поэтому полученные здесь данные соответствуют свойствам аэрозоля над акваторией Моря мрака.

Сопоставление оптических характеристик аэрозоля в трех выбранных районах Мирового океана показало следующее:

– АОТ вблизи Антарктиды не менее чем на порядок меньше, чем над Японским морем и Морем мрака;

– наименьшие значения Λ_λ и $\langle \mu \rangle_\lambda$ в весенний период наблюдаются над акваторией Японского моря, что обусловлено большим содержанием поглощающего аэрозоля;

– значения АОТ аэрозоля в Море мрака возрастают с увеличением длины волны, что является характерным признаком грубодисперсного пылевого аэрозоля [41].

В ходе экспедиционных исследований были получены также оценки влагосодержания атмосферы W , которые составили в указанные сезоны: $0,44 \text{ г/см}^2$ в 100-мильной зоне вблизи Антарктиды [32–34], $0,9 \text{ г/см}^2$ в Японском море [15, 38, 39] и 3 г/см^2 в Море мрака [8, 12–14].

При проведении радиационных расчетов полагалось, что альbedo морской поверхности равно 0,02 во всем диапазоне спектра [42].

2. Радиационный форсинг аэрозоля

Для моделирования потоков солнечного излучения в аэрозольно-молекулярной и молекулярной атмосферах использован разработанный нами радиационный код, подробно описанный в [43, 44]. В основе метода расчетов лежит подход, основанный на разбиении интервала $0,2\text{--}5,0 \text{ мкм}$ на полосы, в пределах каждой из которых оптические характеристики аэрозоля, коэффициенты рэлеевского рассеяния и альbedo ПП можно считать постоянными. Вычисление потоков выполняется на основе метода Монте-Карло (метод прямого моделирования); для учета молекулярного поглощения используется представление функции пропускания атмосферными газами в виде ряда экспонент (метод k -распределений).

На рис. 3, 4 представлен дневной ход РФА $\Phi(t)$, среднесуточные (осредненные за 24 ч) Φ^d и среднесуточные эффективные Φ^e значения РФА на верхней и нижней границах атмосферы в указанных регионах.

При анализе результатов будем принимать во внимание, что моделирование радиационных потоков выполнено при различных астрономических условиях, включающих в первую очередь продолжительность светового дня и значение зенитного угла Солнца SZA в полдень: вблизи Антарктиды – 15 марта ($SZA = 63^\circ$); над акваторией Японского моря – 15 мая ($SZA = 25^\circ$) и над акваторией Моря мрака – 15 марта ($SZA = 19^\circ$). Продолжительности светового дня над первым и вторым районом практически совпадали, а продолжительность дня над третьим регионом была больше примерно на 2 ч.

Следствием малых АОТ вблизи Антарктиды являются низкие значения Φ_t и Φ_s в течение всего светового дня с максимумом, не превышающим по абсолютной величине $\sim 4 \text{ Вт/м}^2$ (рис. 3). Среднесуточные значения РФА составили $\Phi_s^d = -2,3 \text{ Вт/м}^2$ и $\Phi_t^d = -1,9 \text{ Вт/м}^2$ соответственно (рис. 4, а). Эти данные находятся в согласии с результатами других авторов: так, в работе [35] $\Phi_s^d = -2,1 \text{ Вт/м}^2$ и $\Phi_t^d = -1,9 \text{ Вт/м}^2$.

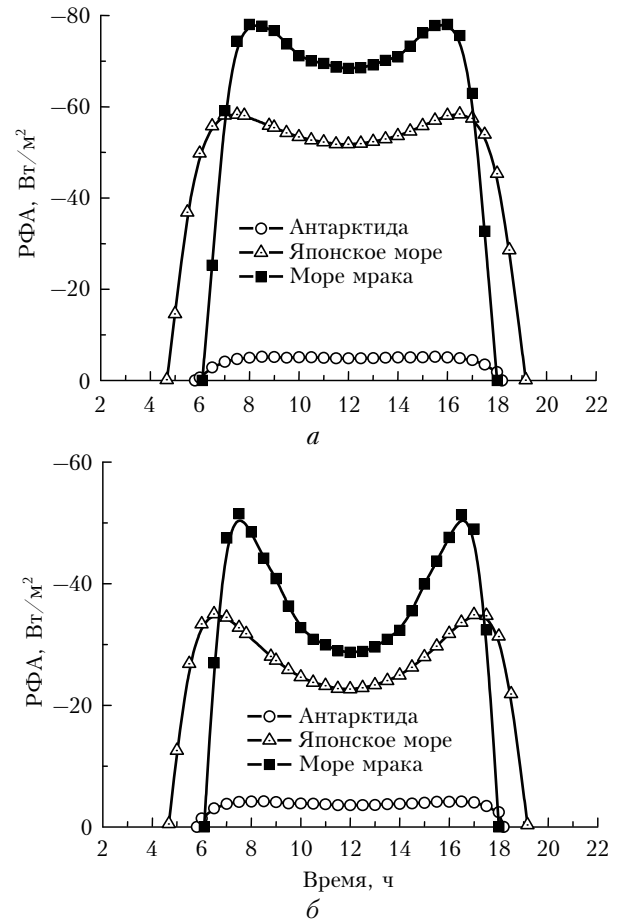


Рис. 3. Дневной ход РФА на уровне подстилающей поверхности (а) и верхней границе атмосферы (б) в Антарктиде и Море мрака на 15 марта, в Японском море на 15 мая

Высокое замутнение атмосферы над акваторией Японского моря ($\tau_{0,55}^a = 0,31$) приводит к существенному увеличению радиационного воздействия аэрозоля: наибольшие по абсолютной величине значения РФА в течение дня на нижнем и верхнем уровнях атмосферы достигают -60 и -35 Вт/м^2 (см. рис. 3), а среднесуточные значения составляют $-30,3$ и $-16,1 \text{ Вт/м}^2$ соответственно (рис. 4, а). Эти результаты удовлетворительно согласуются с данными эксперимента ACE-Asia, согласно которым при изменении $\tau_{0,55}^a$ от $\sim 0,15$ до 1 выхолаживающее воздействие аэрозоля за сутки на уровне ПП и верхней границы атмосферы составило $-10 \div -50$ и $-5,0 \div -25 \text{ Вт/м}^2$ [45].

Среди рассмотренных районов океана наибольший выхолаживающий эффект наблюдается в Море мрака: мгновенные максимальные по абсолютной величине значения РФА достигают -80 и -52 Вт/м^2 (см. рис. 3), а среднесуточные значения РФА составляют $-32,6$ и -18 Вт/м^2 на нижней и верхней границах атмосферы соответственно (рис. 4, а). По данным [46], среднемесячное значение РФА (июнь 1997 г.) на верхней границе атмосферы составило -21 Вт/м^2 , что удовлетворительно согласуется с нашими результатами. Хотя последние оценки относятся к летнему периоду, оптические характеристики

аэрозоля, используемые в наших расчетах, близки по значению данным [46].

Заклучение

На основе численного моделирования получены оценки РФА для трех районов Мирового океана: прибрежной зоны Антарктиды, Японского моря и Моря мракa. При моделировании радиационных эффектов аэрозоля в отдельных районах океана использовались результаты судовых измерений АОТ и влагосодержания атмосферы в сочетании со значениями Λ_λ и $\langle \mu \rangle_\lambda$ по модельным (прибрежная зона Антарктиды – модель OPAC [36]) и многолетним данным фотометрических станций AERONET (Японское море – ст. Noto и Море мракa – ст. Cape Verde).

Расчеты мгновенных значений РФА над океаном, проведенные для двух крайних случаев – чистой атмосферы Антарктиды и наиболее мутной над Японским морем/Морем мракa – показали, что выхолаживающий эффект аэрозоля на границах атмосферы увеличивается примерно на порядок. При этом среднесуточные значения Φ^d изменяются следующим образом: на уровне подстилающей поверхности от $-2,3$ до $-30,3/-32,6$ Вт/м², на уровне верхней границы атмосферы от $-1,9$ до $-16,1/-18$ Вт/м². Полученные оценки находятся в удовлетворительном согласии с результатами других авторов [5, 35, 46].

Авторы выражают благодарность Б. Холбену, А. Смирнову и И. Сано за возможность использования данных наблюдений AERONET на станциях Cape Verde и Noto.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта № 23.1 программы фундаментальных исследований Президиума РАН и проекта партнерских фундаментальных исследований СО РАН № 25.

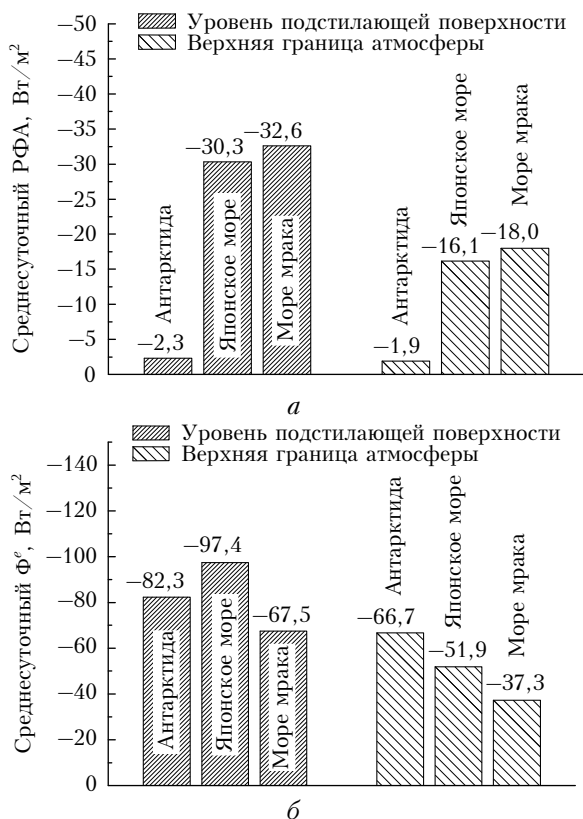


Рис. 4. Среднесуточные значения РФА (а) и среднесуточный эффективный РФА (б) для трех районов океана

Отметим, что отличие мгновенных значений Φ_t и Φ_s в Японском море и Море мракa при сопоставимых диапазонах изменения зенитных углов Солнца обусловлено, в основном, различием оптических характеристик аэрозоля (см. рис. 1, 2). В то же время среднесуточные значения Φ_s^d и Φ_t^d для этих регионов сближаются за счет большей продолжительности светового дня над экваторией Японского моря (см. рис. 4, а).

На рис. 4, б приведены значения среднесуточного эффективного (т.е. «освобожденного» от влияния АОТ) радиационного форсинга аэрозоля, который рассчитывается по формуле: $\Phi^e = \Phi / \tau_{0,55}^a$. Сопоставим полученные оценки среднесуточных значений Φ^e с расчетами других авторов.

По данным спутниковых и наземных измерений в северо-западной части Тихого океана для весеннего периода Φ_t^e составил $-31 \div -52$ Вт/м² [5]. Согласно данным нескольких экспедиций вблизи Японии и Кореи, во время весенних пылевых выносов Φ_s^e изменялся в диапазоне $-91 \div -106$ Вт/м². Согласно нашим оценкам среднесуточный эффективный РФА в Японском море находится в тех же пределах: $\Phi_s^e = -97,4$ и $\Phi_t^e = -51,9$ Вт/м². В районе Моря мракa полученные нами оценки среднесуточных значений $\Phi_s^e = -67,5$ и $\Phi_t^e = -37,3$ Вт/м² находятся в хорошем согласии с данными [5, 46]: $\Phi_s^e = -65$ и $\Phi_t^e = -35$ Вт/м².

1. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Прямое и косвенное воздействие на климат // Оптика атмосф. и океана. 2002. Т. 15, № 4. С. 301–320.
2. Кондратьев К.Я. Аэрозоль и климат: современное состояние и перспективы разработок. 3. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие // Оптика атмосф. и океана. 2006. Т. 19, № 7. С. 565–575.
3. Haywood J., Boucher O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review // Rev. Geophys. 2000. V. 38, N 4. P. 513–543.
4. Zhou M., Yu H., Dickinson R., Dubovik O., Holben B. A normalized description of the direct effect of key aerosol types on solar radiation as estimated from AERONET aerosols and MODIS albedo // Geophys. Res. 2005. V. 110. D19202. doi: 10.1029/2005JD005909.
5. Yu H., Kaufman Y., Chin M., Feingold G., Remer L., Anderson T., Balkanski Y., Bellouin N., Boucher O., Christopher S., DeCola P., Kahn R., Koch D., Loeb N., Reddy M., Schulz M., Takemura T., Zhou M. A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing // Atmos. Chem. Phys. 2006. N 6. P. 613–666.
6. Collins W.D., Rasch Ph.J., Eaton B.E., Fillmore D.W., Kiehl J.T., Beck C.T., Zender Ch.S. Simulation of aerosol distributions and radiative forcing for INDOEX: Regional climate impacts // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107, N 19. 8028. doi: 10.1029/2000JD000032. P. INX2 27-1–INX2 27-19.
7. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ближней ИК-области спектра. Л.: Гидрометеониздат, 1991. 224 с.

8. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Smirnov A.V., Holben B.N. Aerosol optical depth of the atmosphere over ocean in the wavelength range 0.37–4 μm // *Int. J. Remote Sens.* 2008. V. 29, N 9. doi: 10.1080/01431160701767492. P. 2519–2547.
9. Smirnov A., Holben B.N., Kaufman Y.J., Dubovik O., Eck T.F., Slutsker I., Pietras C., Halthore R.N. Optical Properties of Atmospheric Aerosol in Maritime Environments // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59, N 3. Part 1. P. 501–523.
10. Smirnov A., Holben B.N., Slutsker I., Giles D., McClain C.R., Eck T.F., Sakerin S.M., Macke A., Croot P., Zibordi G., Quinn P., Sciare J., Kinne S., Harvey M., Smyth T., Piketh S., Zielinski T., Proshutinsky A., Goes J., Seigel D.A., Larouche P., Radionov V.F., Goloub P., Krishnamoorthy K., Matarrese R., Robertson L., Jourdin F. Maritime Aerosol Network as a component of Aerosol Robotic Network // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. D06204. doi: 10.1029/2008JD011257.
11. Smirnov A., Holben B.N., Giles D.M., Slutsker I., O'Neill N.T., Eck T.F., Macke A., Croot P., Courcoux Y., Sakerin S.M., Smyth T.J., Zielinski T., Zibordi G., Goes J.I., Harvey M., Quinn P.K., Nelson N.B., Radionov V.F., Duarte C.M., Losno R., Sciare J., Voss K., Kinne S., Nalli N.R., Joseph E., Krishna Moorthy K., Covert D., Gulev S.K., Milinevsky G., Larouche P., Belanger S., Horne E., Chin M., Remer L.A., Kahn R.A., Reid J.S., Schulz M., Heald C.L., Zhang J., Lapina K., Kleidman R.G., Griesfeller J., Gaitley B.J., Tan Q., Diehl T.L. Maritime Aerosol Network as a component of AERONET – first results and comparison with global aerosol models and satellite retrievals // *Atmos. Measur. Techn.* 2011. N 4. P. 583–597.
12. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Пространственное распределение аэрозольной компоненты прозрачности атмосферы над Атлантическим океаном // *Оптика атмосф. и океана.* 1999. Т. 12, № 2. С. 99–104.
13. Sakerin S.M., Kabanov D.M. Spatial inhomogeneities and the spectral behavior of atmospheric aerosol optical depth over the Atlantic Ocean // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59, N 3. Part 1. P. 484–500.
14. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. Прозрачность атмосферы над Атлантическим океаном. Ч. 1. Пространственные неоднородности прозрачности // *Оптика атмосф. и океана.* 2000. Т. 13, № 8. С. 709–715.
15. Сакерин С.М., Павлов А.Н., Букин О.А., Кабанов Д.М., Корниченко Г.И., Полькин В.В., Столярчук С.Ю., Турчинович Ю.С., Шмирко К.А. Результаты комплексного аэрозольного эксперимента в переходной зоне «материк–океан» (Приморье и Японское море). Часть 1. Вариации аэрозольной оптической толщи атмосферы и вертикальные профили // *Оптика атмосф. и океана.* 2010. Т. 23, № 8. С. 691–699.
16. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre 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 Sens. Environ.* 1998. V. 66, N 1. P. 1–16.
17. Dubovik O.T., King M. A flexible inversion algorithm for retrieval aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105, N 16. P. 20673–20696.
18. Hignett P., Taylor J.P., Francis P.N., Glew M.D. Comparison of observed and modeled direct aerosol forcing during TARFOX // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104, N 2. P. 2279–2287.
19. Russel P.B., Livingston J.M., Hignett P., Kinne S., Wong J., Chien A., Bergstrom R., Durkee P., Hobbs P.V. Aerosol-induced radiative flux changes off the United States mid-Atlantic coast: comparison of values calculated from sun photometer and in situ data with those measured by airborne pyranometer // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104, N 2. P. 2289–2307.
20. Podgorny I.A., Conant W., Ramanathan V., Satheesh K. Aerosol modulation of atmospheric and surface solar heating over the tropical Indian Ocean // *Tellus B.* 2000. V. 3, N 52. P. 947–958.
21. Eck T.F., Holben B.N., Dubovik O., Smirnov A., Slutsker I., Lobert J.M., Ramanathan V. Column-integrated aerosol optical properties over Maldives during the northeast monsoon for 1998–2000 // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106, N 22. P. 28555–28566.
22. Tanre D., Haywood J., Pelon J., Léon J.F., Chatenet B., Formenti P., Francis P., Goloub P., Highwood E.J., Myhre G. Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact: Overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE) // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, N 18. 8574. doi: 10.1029/2002JD003273.
23. Bates T.S., Huebert B.J., Gras J.L., Griffiths F.B., Durkee P.A. International Global Atmospheric Chemistry (IGAC) Project's First Aerosol Characterization Experiment (ACE 1): Overview // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103, N 13. P. 16297–16318.
24. Huebert B.T., Bates T., Russell P.B., Shi G.Y., Kim Y.J., Kawamura K., Carmichael G., Nakajima T. An overview of ACE-Asia: Strategies for quantifying the relationships between Asian aerosols and their climatic impacts // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, N 23. 8633. doi: 10.1029/2003JD003550.
25. Yu H., Dickinson R.E., Chin M., Kaufman Y.J., Zhou M., Zhou L., Tian Y., Dubovik O., Holben B.N. The direct radiative effect of aerosols as determined from a combination of MODIS retrievals and GOCART simulations // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109, N 3. doi: 10.1029/2003JD003914.
26. Jin Z., Stamnes K. Radiative transfer in nonuniformly refracting layered media: atmosphere–ocean system // *Appl. Opt.* 1994. V. 33, N 3. P. 431–442.
27. Jin Z., Charlock T.P., Rutledge K. Analysis of broadband solar radiation and albedo over the ocean surface at COVE // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2002. V. 19, N 10. P. 1585–1601.
28. Kim S.W., Yoon S.C., Kim J., Kim S.Y. Seasonal and monthly variations of columnar aerosol optical properties over east Asia determined from multi-year MODIS, LIDAR and AERONET Sun/sky radiometer measurements // *Atmos. Environ.* 2007. V. 41, N 8. P. 1634–1651.
29. Кондратьев К.Я., Григорьев Ал.А., Покровский О.М., Шалина Е.В. Космическое дистанционное зондирование атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 216 с.
30. Tomasi C., Vitale V., Lupi A., Carmine C.D., Campanelli M., Herber A., Treffeisen R., Stone R.S., Andrews E., Sharma S., Radionov V., von Hoyningen-Huene W., Stibel K., Hansen G.H., Myhre C.L., Wehrl C., Aaltonen V., Lihavainen H., Virkkula A., Hillamo R., Strom J., Toladano C., Cachorro V.E., Ortiz P., de Frutos A.M., Blindheim S., Frioud M., Gausa M., Zielinski T., Petelski T., Yamanouchi T. Aerosols in polar regions: A historical overview based on optical depth and in situ observations // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. D16205. doi: 10.1029/2007JD008432.
31. Tomasi C., Lupi A., Mazzola M., Stone R.S., Dutton E.G., Herber A., Radionov V.F., Holben B.N., Sorokin M.G., Sakerin S.M., Terpigova S.A., Sobolewski P.S., Lanconelli C., Petkov B.H., Busetto M., Vitale V. An update on polar aerosol optical properties using POLAR-AOD and

- other measurements performed during the International Polar Year // *Atmos. Environ.* 2012. V. 52. 10.1016/j.atmosenv.2012.02.055. P. 29–47.
32. *Радионо́в В.Ф., Русина Е.Н., Сакерин С.М., Сибир Е.Е., Смирнов А.В.* Составляющие радиационного режима атмосферы и аэрозольно-оптические параметры в Антарктике в период МПГ на фоне их многолетней изменчивости // *Метеорологические и геофизические исследования* / Под ред. Г.В. Алексеева. М.: Paulsen, 2011. С. 158–169.
 33. *Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Радионо́в В.Ф., Slutsker I.A., Smirnov A.V., Тертугова С.А., Holben B.N.* О результатах исследований аэрозольной оптической толщи атмосферы во время кругосветной экспедиции вокруг Антарктиды (53-я РАЭ) // *Оптика атмосф. и океана.* 2008. Т. 21, № 12. С. 1032–1037.
 34. *Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Панченко М.В., Польшин В.В., Тихомиров А.Б., Власов Н.И., Радионо́в В.Ф., Смирнов А.В., Холбен Б.Н., Слущкер И.А., Голобокова Л.П.* Результаты исследований характеристик аэрозоля в 52-й РАЭ // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2007. № 77. С. 67–75.
 35. *Gadhavi H., Jayaraman A.* Aerosol characteristics and aerosol radiative forcing over Maitri, Antarctica // *Current Science.* 2004. V. 86, N 2. P. 296–304.
 36. *Hess M., Koepke P., Schult I.* Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1998. V. 79, N 5. P. 831–844.
 37. *Насртдинов И.М., Журавлева Т.Б., Сакерин С.М., Бедарева Т.В., Кабанов Д.М., Чеснокова Т.Ю.* Сравнение измеренных и модельных потоков солнечной радиации на уровне подстилающей поверхности в безоблачной атмосфере // *Сб. докл. XVIII Междунар. симпоз. «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы».* Иркутск, 2–6 июля 2012. Томск: ИОА СО РАН, CD-ROM. С. 128–131.
 38. *Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Бедарева Т.В., Кабанов Д.М.* Особенности пространственного распределения аэрозольной оптической толщи атмосферы в азиатской части России // *Оптика атмосф. и океана.* 2012. Т. 25, № 6. С. 484–490.
 39. *Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Бедарева Т.В., Кабанов Д.М., Корниенко Г.И., Holben B., Smirnov A.* Аэрозольная оптическая толща атмосферы в Дальневосточном Приморье по данным спутниковых и наземных наблюдений // *Оптика атмосф. и океана.* 2011. Т. 24, № 8. С. 654–660.
 40. *Kim K.Y., Kim Y.J., Oh S.J.* Visibility impairment during yellow sand periods in the urban atmosphere of Kwangju, Korea // *Atmos. Environ.* 2001. V. 35, N 30. P. 5157–5167.
 41. *Dubovik O., Holben B., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., King M.D., Tanre D., Slutsker I.* Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59, N 3. P. 590–608.
 42. *Hook S.J.* ASTER Spectral Library: Johns Hopkins University (JHU) spectral library; Jet Propulsion Laboratory (JPL) spectral library; The United States Geological Survey (USGS-Reston) spectral library. 1998. Dedicated CD-ROM. Version 1.2 (см. также <http://speclib.jpl.nasa.gov>).
 43. *Журавлева Т.Б.* Моделирование переноса солнечного излучения в различных атмосферных условиях. Часть 1. Детерминированная атмосфера // *Оптика атмосф. и океана.* 2008. Т. 21, № 2. С. 99–114.
 44. *Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Фурсов К.М.* Моделирование прямого радиационного форсинга аэрозоля для типичных летних условий Сибири. Часть 1. Метод расчета и выбор входных параметров // *Оптика атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, № 2. С. 163–172.
 45. *Seinfeld J.H., Carmichael G.R., Arimoto R., Conant W.C., Brechtel F.J., Bates T.S., Cahill T.A., Clarke A.D., Doherty S.J., Flatau P.J., Huebert B.J., Kim J., Markowicz K.M., Quinn P.K., Russell L.M., Russell P.B., Shimizu A., Shinzuka Y., Song C.H., Tang Y., Uno I., Vogelmann A.M., Weber R.J., Woo J., Zhang X.Y.* ACE-ASIA: Regional Climatic and Atmospheric Chemical Effects of Asian Dust and Pollution // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2004. V. 85, N 3. P. 367–380.
 46. *Myhre G., Bellouin N., Bergle T.F., Bernsten T.K., Boucher O., Grini A., Isaksen I.S.A., Johnsrud M., Mishchenko M.I., Stordal F., Tanre D.* Comparison of the radiative properties and direct radiative effect of aerosols from a global aerosol model and remote sensing data over ocean // *Tellus B.* 2007. V. 59, N 1. P. 115–129.

I.M. Nasrtdinov, T.B. Zhuravleva, S.M. Sakerin. Estimates of aerosol radiative forcing for three regions of the Ocean.

The results of numerical simulation of aerosol radiative forcing for three regions of the Ocean are presented: the coastal area of Antarctica, the Sea of Japan, and the Sea of Darkness. In the simulation of aerosol radiative forcing in these regions the results of ship measurements of aerosol optical depth and water vapor content are used. Data on the single scattering albedo and asymmetry factor are represented by the model (coastal Antarctica – model OPAC) and long-term observations at AERONET photometric stations (Sea of Japan – Noto site and the Sea of Darkness – Cape Verde site). Calculations showed that cooling effect of aerosol over the Japan Sea/Sea of Darkness on the borders of atmosphere increases by about an order of magnitude as compared to the clear atmosphere near Antarctica. In this case, the daily averaged values of the aerosol radiative forcing change as follows: at the level of the underlying surface from -2.3 (Antarctica) to $-30.3/-32.6$ W/m^2 (Japan Sea/Sea of Darkness), at the top of the atmosphere from -1.9 to $-16.1/-18$ W/m^2 . The estimates obtained are in good agreement with the results of other authors.