

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАДИАЦИОННОГО ФОРСИНГА ФОНОВОГО АЭРОЗОЛЯ С
ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ РАДИАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ НА
ЗВЕНИГОРОДСКОЙ НАУЧНОЙ СТАНЦИИ ИФА РАН

(весна-лето 2004 г., лето 2005 г)

Горчакова И.А.⁽¹⁾, Тарасова Т.А.^(1,2), Свириденков М.А.⁽¹⁾, Аникин П.П.⁽¹⁾,

Ромашова Е.В.⁽¹⁾

1. *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва.*

2. *Национальный Институт Космических Исследований / Центр Исследований
Земной Климатической Системы. Сан Жозе ДОС Кампус, Бразилия.*

В проведенных расчетах потока солнечного излучения на поверхности и аэрозольного радиационного форсинга для безоблачных периодов наблюдений на ЗНС летом 2004, 2005 были использованы 5 моделей оптических параметров аэрозоля: стандартная модель континентального аэрозоля, полу-эмпирическая модель, полученная по данным измерений, и 3 модели, полученные из расчетов по теории рассеяния Ми для среднего распределения аэрозольных частиц по размерам, восстановленного из ореольных измерений. Исследование чувствительности потока и форсинга к выбору модели аэрозоля показало, что относительная погрешность, связанная с выбором модели, невелика в падающем потоке (<5%) и достигает 120% в аэрозольном форсинге на верхней границе атмосферы. Величина аэрозольного радиационного форсинга на верхней границе атмосферы по результатам наших расчетов изменяется в диапазоне от -15 до -2 Вт/м². Наличие данных о значениях альbedo однократного рассеяния и фактора асимметрии индикатрисы рассеяния на длине волны 550 нм для каждого периода наблюдений и учет этих параметров в радиационных расчетах позволяет существенно уточнить величину аэрозольного радиационного форсинга по

сравнению с использованием в расчетах средних значений этих параметров за все периоды. Еще более точное определение величины аэрозольного радиационного форсинга возможно только при наличии данных о распределении аэрозольных частиц по размерам и их химическом составе для конкретной анализируемой ситуации. В результате проведенного исследования чувствительности для использования в радиационных расчетах предлагаются две модели оптических параметров фонового аэрозоля: полу-эмпирическая модель и средняя модель, полученная из расчетов по теории рассеяния. Обе модели используют значения альбедо однократного рассеяния и фактора асимметрии на длине волны 550 нм, восстановленные из измерений для каждого периода наблюдения.

MODELING OF RADIATIVE FORCING OF BACKGROUND AEROSOLS WITH THE USE
OF RADIATION MEASUREMENT DATA AT THE ZVENIGOROD SCIENCE STATION IAP
RAS
(SPRING-SUMMER 2004, SUMMER 2005)

In the calculations of incident solar flux and aerosol radiative forcing for clear-sky observational periods at the Zvenigorod Science Station (ZSS), Oboukhov Institute of Atmospheric Physics (IAP) of Russian Academy of Sciences (RAS) in summer 2004, 2005 we used 5 models of aerosol optical parameters: standard continental model, semi-empirical model obtained from measurements at ZSS, and 3 models obtained from Mi calculations for mean aerosol particle size distribution, retrieved from the aureole measurements. The study of sensitivity of incident solar flux and aerosol radiative forcing to the choice of aerosol model demonstrated that the relative error in the incident flux due to use of different models is not high (<5%), while in the aerosol radiative forcing at the top of the atmosphere this error reaches 120%. In our calculations, the magnitude of top aerosol radiative forcing is equal from -2 W/m^2 to -15 W/m^2 . Availability of the data of single scattering albedo and asymmetry factor at 550 nm for each observational period and using of this data in the radiative transfer calculations allows to correct significantly the magnitude of top aerosol radiative forcing as compared with the use of these parameters averaged over all periods. More accurate determination of the magnitude of aerosol radiative forcing requires data of aerosol particle size distribution and its chemical composition for each observational period. As a result of this sensitivity study, the two models of optical parameters of background aerosols are proposed for use in radiative transfer calculations at ZSS: semi-empirical model and the average model, obtained from the scattering theory calculations. Both models use the values of single scattering albedo and asymmetry factor at 550 nm obtained from the measurements made during each observational period.

I. ВВЕДЕНИЕ

Для надежной оценки возможных изменений климата Земли необходимо обеспечить достаточно точный учет в моделях климата основных факторов, определяющих радиационный теплообмен в атмосфере. В безоблачных условиях важной составляющей атмосферы, формирующей радиационный режим атмосферы наряду с поглощающими атмосферными газами, является аэрозоль. При учете аэрозольного ослабления в расчетах радиационных потоков в диапазоне длин волн солнечного излучения от 0.2 мкм до 5.0 мкм необходимо знать оптические параметры аэрозоля: оптическую толщину (τ), альbedo однократного рассеяния (ω_0) и фактор асимметрии индикатрисы рассеяния (g). Оптические параметры аэрозоля могут быть определены из непосредственных измерений спектральной прозрачности, а также восстановлены из радиационных измерений. Для количественной оценки воздействия аэрозоля на радиационный баланс на поверхности Земли и на верхней границе атмосферы используется величина, называемая Аэрозольным Радиационным Форсингом (АРФ). Коротковолновый АРФ (который анализируется в настоящей работе) определяется как разность между балансом солнечной радиации, рассчитанным с учетом и без учета аэрозольного поглощения и рассеяния. Баланс определяется на каждом уровне атмосферы как разница между падающим и отраженным потоком.

Аэрозольная оптическая толщина является основным параметром, определяющим степень аэрозольного влияния на потоки солнечного излучения. Для количественной оценки замутненности атмосферы аэрозольными частицами традиционно используется оптическая толщина аэрозоля на длине волны 550 нм, которая при отсутствии данных измерений спектральной прозрачности может быть восстановлена по актинометрическим измерениям интегральных потоков солнечного излучения [1, 2, 3]. Знание одного этого параметра недостаточно для определения влияния тропосферного аэрозоля на приземную температуру

воздуха и климат [4]. В зависимости от величины альбедо однократного рассеяния аэрозольные частицы могут нагревать или выхолаживать поверхность Земли.

С созданием приборов, предназначенных для радиационных измерений в нескольких узких интервалах солнечного спектра, появилась возможность определения всех трех аэрозольных оптических параметров (τ , ω_0 , g) на нескольких длинах волн. Так методика, используемая на сети солнечных фотометров AERONET [5], позволяет восстановить указанные параметры на четырех длинах волн 440, 670, 870 и 1020 нм. Сеть AERONET включает несколько сотен станций, расположенных в разных регионах земного шара. Радиационные измерения, выполненные со спутников, дают более подробную картину пространственного распределения тропосферного аэрозоля. Заметим, что из спутниковых измерений обычно восстанавливают только оптическую толщину на 550 нм и ее восстановление ограничено большими погрешностями, связанными с влиянием облачности и подстилающей поверхности [6]. Для определения остальных параметров все еще необходимы данные наземных измерений и модельных расчетов.

В настоящей работе данные комплексных систематических измерений в безоблачных условиях на Звенигородской научной станции Института физики атмосферы имени А.М. Обухова Российской Академии Наук (ЗНС ИФА РАН) ($55^{\circ}42'N$, $36^{\circ}46'E$), полученные весной-летом 2004 года и в летний сезон 2005 года, используются для определения величин коротковолнового радиационного форсинга фонового аэрозоля. Фоновый аэрозоль на ЗНС характеризуется оптической толщиной 0.04-0.30 на длине волны солнечного излучения 550 нм. Он существенно слабее влияет на потоки солнечного излучения, чем, например, дымовой аэрозоль, радиационные свойства которого были исследованы в [7, 8]. Тем не менее, изучение фонового аэрозоля представляет важный научный интерес, так как из-за постоянного присутствия в тропосфере он оказывает заметное влияние на радиационный баланс атмосферы и поверхности.

II. ОПИСАНИЕ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫХ ПРИБОРОВ И МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОПТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ.

Начиная с 2001 года на ЗНС проводятся комплексные систематические измерения приходящих к поверхности Земли потоков солнечной и тепловой радиации, спектральной прозрачности атмосферы, спектральных потоков рассеянного и прямого излучения в диапазоне длин волн 414.5 нм — 868.8 нм и наземных метеорологических параметров атмосферы. Подробное описание измерительных приборов дано в работе [7]. Краткое описание проведенных измерений приводится ниже.

Оптическая толщина аэрозоля на длинах волн 414.5, 497.3, 613.5, 671.6 и 868.8 нм определялась из измерений с интервалом в 2 минуты потоков суммарного и рассеянного солнечного излучения прибором MFRSR (Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer). Ошибка измерений аэрозольной оптической толщины находится в пределах 0.01-0.02. Эти же измерения использовались для определения альbedo однократного рассеяния аэрозольных частиц на 5 указанных длинах волн с помощью так называемого D-D (Diffuse-Direct) метода [9, 10]. Относительная ошибка определения альbedo однократного рассеяния примерно равна величине $0.01/\tau$, и в случае малых оптических толщин аэрозоля ошибка определения альbedo однократного рассеяния может составлять величину порядка 20%. Интегральные потоки солнечного излучения, приходящие к поверхности Земли, регистрировались с интервалом в 2 минуты пиранометром фирмы Eppley (Eppley Precision Pyranometer). Описание прибора может быть найдено по адресу: <http://www.eppleylab.com>. Проводилось сравнение наземных потоков, полученных с помощью пиранометра Eppley и пиранометра Янишевского, Различия между потоками, измеренными разными приборами, находятся в пределах погрешности приборов.

III. ОПТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ, ПОЛУЧЕННЫЕ ИЗ ИЗМЕРЕНИЙ.

Из ряда непрерывных радиационных измерений в безоблачных условиях, проводимых на ЗНС ИФА РАН весной - летом 2004 года и летом 2005 года, нами были отобраны 25 периодов. При отсутствии визуальной оценки наличие облаков определялось следующим образом. Оценивалось отношение оптических толщин аэрозоля на длинах волн 868.8 нм и 497.3 нм. Если значения этого отношения больше 0.7, то предполагалось наличие полупрозрачных облаков на диске солнца. Ясно, что по этому критерию возможно ложное отношение к облачной ситуации, поэтому был использован и другой критерий. Другим критерием наличия облачности служили синхронные и одинаковые по величине вариации оптической толщины на пяти длинах волн. Основой такого подхода является то, что эффективный размер облачных частиц значительно больше длин волн рассматриваемого диапазона (497.3 – 868.8 нм). Ослабление солнечной радиации облаками в видимой области и ближней ИК-области спектра близко к нейтральному в отличие от селективного характера ослабления аэрозолем солнечной радиации.

В табл. 1 представлены величины оптических параметров атмосферного аэрозоля, влагосодержание атмосферы и альбедо поверхности, полученные из измерений. Аэрозольная оптическая толщина на длине волны 550 нм (τ_{550}) была восстановлена из измерений мгновенных значений прямой солнечной радиации прибором MFRSR на длинах волн 497.3 нм и 613.5 нм с последующей интерполяцией на длину волны 550 нм. В таблице приведены средние значения оптической толщины аэрозоля τ_{550} для дневного периода измерений в течение суток, а также минимальное и максимальное значения τ_{550} для этого периода. Параметр Ангстрема α был получен с использованием значений аэрозольной оптической толщины, восстановленных из радиационных измерений на длинах волн 414.5 нм и 868.8 нм, по формуле: $\alpha = \ln(\tau_{414.5}/\tau_{868.8})/\ln(868.8/414.5)$. Значения τ_{550} и α используются для расчета

аэрозольной оптической толщины во всем диапазоне солнечного спектра от 200 нм до 4000 нм. Величины альbedo однократного рассеяния аэрозольных частиц на длине волны 550 нм (ω_0^{550}) были получены из спектральных измерений суммарного и рассеянного солнечного излучения прибором MFRSR. Этот параметр характеризует поглощающие свойства аэрозольных частиц.

Величина фактора асимметрии индикатрисы рассеяния g на длине волны 550 нм рассчитывалась с использованием параметризации [11]

$$g_{550} = (0.78 - 0.11\alpha) * (0.45 / (n - 1))^{0.35}, \quad (1)$$

где n – действительная часть коэффициента преломления аэрозоля, α – параметр Ангрстрема. Параметрическая формула получена следующим образом. Измеренные спектральные зависимости аэрозольной оптической толщины в большинстве случаев удовлетворительно описываются обратно-степенной зависимостью (формула Ангрстрема). Обратно-степенному распределению частиц по размерам (распределению Юнге) формально соответствует обратно-степенной спектр оптической толщины с параметром Ангрстрема α , равным $\beta - 3$, где β – параметр Юнге. Для распределений типа Юнге средний косинус индикатрисы рассеяния зависит, в основном, от параметра Юнге и показателя преломления аэрозоля. Слабая зависимость от длины волны обусловлена выбором конечных границ распределения. Реальные распределения частиц по размерам отличаются от обратно-степенных, тем не менее, фактор асимметрии индикатрисы рассеяния для эквивалентных по параметру Ангрстрема обратно-степенных распределений можно использовать в качестве оценки. На основе анализа связей между средним косинусом и параметром Ангрстрема α для распределений с параметром Юнге $\beta = 3 - 5$ и для значений показателя преломления n в диапазоне 1.4 – 1.6 и была получена параметризация (1). Использование в расчетах среднего значения $n = 1.5$ приводит к погрешности меньшей $\pm 8\%$.

В таблице дано влагосодержание атмосферы w , полученное из данных аэрологического зондирования, проводимого в 12.00 GMT на станции Долгопрудная ($55^{\circ}45'N$, $37^{\circ}57'E$) (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Для весны-лета 2004 года величины интегрального альbedo поверхности A_s рассчитывались по значениям спектрального альbedo поверхности с учетом величины спектральной солнечной постоянной. Величины спектрального альbedo поверхности (длины волн 469, 555, 645, 858, 1240, 1640, 2130 нм) до июля 2004 года, полученные по данным спутниковых радиационных измерений с использованием прибора MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer), были любезно предоставлены нам коллегой из Канадского центра дистанционного зондирования А.П. Трищенко. Как и в работе [7], предполагалось, что в июле-августе 2004 года и летние месяцы 2005 года интегральное значение альbedo поверхности Земли равно 0.15, что соответствует альbedo елового леса в летний период [12].

Для периодов измерений, приведенных в таблице 1, величина τ_{550} изменяется от 0.042 до 0.298 при среднем значении 0.17, величина α изменяется от 1.13 до 1.73 при среднем значении 1.46 и величина ω_0^{550} изменяется от 0.76 до 0.92 при среднем значении 0.84. Эти диапазоны изменчивости аэрозольных оптических параметров характерны для фонового аэрозоля на ЗНС. Заметим, что весной-летом 2004 года и летом 2005 года не наблюдался перенос воздушных масс от каких либо значительных источников выброса в атмосферу аэрозольных частиц (например, лесных или торфяных пожаров).

Для расчета интегральных потоков солнечного излучения необходимо знать величины аэрозольных оптических параметров не только в интервале длин волн от 414.5 нм до 868.8 нм, но и во всем диапазоне солнечного спектра. Эти значения обычно получают из расчетов по теории Ми для определенных моделей распределений числа аэрозольных частиц по размерам и химического состава частиц [13]. Часто такое моделирование проводится формально и моделируемые аэрозольные оптические параметры могут не соответствовать параметрам, полученным из измерений. Так в модели континентального аэрозоля,

предлагаемой в [13], параметр Ангрестема α равен 1.17, а альbedo однократного рассеяния на 550 нм равно 0.89. Средние величины этих параметров, полученные из измерений в условиях фонового аэрозоля на ЗНС в летние периоды, равны 1.46 и 0.84, соответственно. В следующем разделе приведены результаты расчетов спектральной изменчивости оптических параметров фонового аэрозоля на ЗНС для разных моделей аэрозоля. Модели подбирались таким образом, чтобы в видимой области спектра они согласовались с измерениями.

IV. МОДЕЛИРОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ ДЛЯ ВСЕГО ДИАПАЗОНА СОЛНЕЧНОГО СПЕКТРА.

В [7] для моделирования оптических параметров дымового аэрозоля была использована следующая методика. Базовая модель распределения частиц по размерам, состоящая из трех фракций (Φ_1 , Φ_2 , Φ_3), была получена по данным спектральных измерений прозрачности и яркости неба в области солнечного ореола. Предполагалось, что химический состав частиц соответствует моделям ОРАС [14]: гидрофильных (ГФИ), сульфатных (СФ) и сажевых (СА) частиц для первой фракции Φ_1 , модели гидрофобных (ГФО) частиц для второй фракции Φ_2 и модели минеральных частиц (МН) для третьей фракции Φ_3 . Для каждой фракции с помощью программ, разработанных М.И. Мищенко для определения оптических характеристик мелких сферических частиц по теории Ми [15], были рассчитаны оптические параметры аэрозольных частиц. Результирующие оптические параметры для трех или более фракций были получены методом осреднения с весом концентрации каждой фракции. Концентрации второй фракции гидрофобных частиц и первой фракции сажевых частиц подбирались таким образом, чтобы альbedo однократного рассеяния на 550 нм и параметр Ангрестема, рассчитанный для оптических толщин на длинах волн 414.5 и 868.8 нм, соответствовали величинам, полученным из измерений.

В настоящей работе эта же методика используется для расчета оптических параметров фонового аэрозоля, наблюдаемого в летний период на ЗНС. В качестве базовой модели фонового аэрозоля предлагается результат аппроксимации суммой трех логонормальных функций распределения частиц по размерам, восстановленного по данным измерений спектральной прозрачности атмосферы и яркости неба в области ореола ($2^\circ - 10^\circ$) в диапазоне длин волн 460 – 750 нм на ЗНС в июле 1997 года [16]. Ореольные индикатрисы однократного рассеяния восстанавливались с использованием аналитического решения уравнения переноса излучения в малоугловом приближении [17]. Медианный радиус, среднеквадратичное отклонение логарифма радиуса и концентрации фракций в относительных единицах приведены в таблице 2. Заметим, что относительная концентрация второй фракции в базовой модели фонового аэрозоля существенно меньше, чем эта же концентрация в базовой модели дымового аэрозоля [7]. Для оценки влияния каждой фракции на оптические параметры трех-фракционного распределения числа аэрозольных частиц по размерам были проведены расчеты оптических параметров каждой фракции по программам из [15]. Минимальный и максимальный радиусы частиц, используемые в расчетах, принимались равными соответственно 0.001 мкм и 25 мкм. Расширение этого интервала не приводит к существенному изменению результатов расчетов оптических параметров. Были рассчитаны оптические параметры для суммы двух или трех фракций. В расчетах предполагалось, что химический состав фракций Ф1, Ф2 и Ф3 соответствует моделям ГФИ, ГФО и МН из [14] соответственно.

В таблице 3 приведены аэрозольные оптические параметры α , ω_o^{550} , g_{550} , рассчитанные для каждой из трех фракций из таблицы 2 и результирующие параметры трех-фракционного распределения частиц аэрозоля по размерам. Дополнительные расчеты, проведенные без учета второй фракции, показали, что при указанной относительной концентрации вторая фракция слабо влияет на оптические параметры, полученные для трех-фракционного распределения. Заметим, что оптические параметры, полученные для трех-

фракционного распределения ($\alpha=2.17$, $\omega_0^{550} = 0.93$) довольно сильно отличаются от средних аэрозольных параметров, полученных из измерений на ЗНС в течение безоблачных периодов ($\alpha=1.46$, $\omega_0^{550} = 0.84$).

Для того, чтобы согласовать оптические параметры аэрозольной модели с наблюдениями, мы провели исследование чувствительности α и ω_0^{550} к изменению микрофизических параметров базовой модели фоновго аэрозоля. В расчетах медианный радиус изменялся от 0.04 до 0.07, среднеквадратичное отклонение логарифма радиуса изменялось от 0.5 до 0.7. Результаты расчетов приведены в таблице 4, из которой видно, что при увеличении медианного радиуса и среднеквадратичного отклонения первой фракции величина параметра Ангстрема уменьшается, а альbedo однократного рассеяния почти не изменяется. Заметим, что уменьшение альbedo однократного рассеяния ω_0^{550} может быть достигнуто только увеличением концентрации частиц, поглощающих солнечное излучение. К таковым относятся мелкодисперсные частицы сажи и крупнодисперсные минеральные частицы. В таблице 5 представлены результаты расчетов аэрозольных оптических параметров для ряда аэрозольных моделей, в которых была увеличена концентрация гидрофобных частиц второй фракции в 4 и 10 раз или концентрация минеральных частиц третьей фракции в 4, 7 и 10 раз. Увеличение концентрации минеральных частиц третьей фракции действительно приводит к одновременному уменьшению величин α , и ω_0^{550} . Но при этом оказывается трудно согласовать оба эти параметра с измерениями.

В таблице 6 показаны результаты расчетов аэрозольных оптических параметров для аэрозольных моделей, состоящих из 4 фракций. В качестве четвертой фракции была добавлена мелкодисперсная фракция сажевых частиц, которая составляет от 7% до 15% от общей концентрации фракции Ф1. Видно, что при увеличении медианного радиуса и среднеквадратичного отклонения первой фракции до 0.055 и 0.6, соответственно, и при учете 15% концентрации микродисперсной фракции сажевых частиц, рассчитанные значения $\alpha=1.45$ и $\omega_0^{550}= 0.83$ близки к наблюдаемым ($\alpha=1.46$ и $\omega_0^{550}= 0.84$). Похожего результата

($\alpha=1.42$ и $\omega_0^{550}= 0.86$) можно достичь при учете в расчетах 10% коцентрации мелкодисперсной фракции сажевых частиц и увеличении концентрации фракции минеральных частиц в 7 раз по сравнению с базовой моделью из табл. 2. Обозначим модели, оптические параметры которых близки к средним параметрам, полученным из наблюдений на ЗНС, как М1 и М2. Оптические параметры средней модели фонового аэрозоля (СМФА) соответствуют средне-арифметическому между параметрами моделей М1 и М2.

V. РАСЧЕТ ИНТЕГРАЛЬНЫХ ПОТОКОВ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ И АЭРОЗОЛЬНОГО РАДИАЦИОННОГО ФОРСИНГА.

1. Метод расчета.

Интегральные радиационные потоки в коротковолновой части спектра вычислялись с помощью метода решения уравнения переноса излучения δ -Эддингтона с использованием интегральной функции пропускания атмосферы. Подробно методика расчетов потоков солнечного излучения описана в [18]. Эта методика учитывает в случае безоблачной атмосферы молекулярное рассеяние, молекулярное поглощение атмосферными газами H_2O , CO_2 , O_3 , O_2 и ослабление солнечной радиации аэрозольными частицами. Погрешность расчета интегральных потоков солнечного излучения в случае безоблачной атмосферы составляет величину меньшую 2% [19]. Погрешность определялась из сравнения потоков, рассчитанных с помощью данной методики и полинейными методами для стандартных климатических зон [20].

Восстановленные оптические параметры аэрозоля (τ , ω_0 , g) для безоблачных периодов использовались для определения потока солнечного излучения, падающего на поверхность Земли и коротковолнового аэрозольного радиационного форсинга (АРФ) на поверхности и верхней границе атмосферы. Были получены как мгновенные значения АРФ (измерения проводились каждые две минуты), так и средние за безоблачные периоды, наблюдаемые в

течение дневного времени суток. При вычислении АРФ использовались модели аэрозоля М1, М2, СМФА, модель континентального аэрозоля (CONT-I) [13], а также полуэмпирическая модель аэрозоля (ПЭМ) [18].

В ПЭМ оптические параметры аэрозоля (оптическая толщина τ_{550} , параметр Ангстрема α , коэффициент рассеяния σ_s^{550} и коэффициент поглощения σ_a^{550} , фактор асимметрии g_{550}) в слое атмосферы 0-2 км определялись для каждого момента измерения. Величина альbedo однократного рассеяния ω_o рассчитывалась для 8 спектральных интервалов с использованием значений σ_s^{550} , α и σ_a^{550} при условии, что спектральный ход σ_a задается в приближении малых частиц. Величина фактора асимметрии индикатрисы рассеяния g_{550} рассчитывалась с использованием формулы (1). Предполагался нейтральный спектральный ход величины g для всего солнечного спектра [7]. На высотах, больших 2 км, оптические параметры аэрозоля совпадали с оптическими параметрами континентальной модели CONT-I.

2. Результаты расчета потоков и форсинга.

Средние за каждый период наблюдения оптические параметры аэрозоля τ_{550} , ω_o^{550} , g_{550} приведены на рис. 1. Из рисунка видно, что средние величины оптических параметров аэрозоля изменяются следующим образом: аэрозольной оптической толщины — от 0.047 до 0.298, альbedo однократного рассеяния — от 0.76 до 0.92, фактора асимметрии — от 0.56 до 0.64. Приведены также величины косинуса зенитного угла солнца, средние за те же периоды. На рис. 2 и 3 показана спектральная зависимость ω_o/ω_o^{550} и g/g_{550} для моделей оптических параметров аэрозоля М1, М2, СМФА (среднее арифметическое моделей М1 и М2), CONT-I, ПЭМ. Изменчивость этих параметров с длиной волны существенно различается для выбранных моделей.

Результаты расчетов средних за каждый период наблюдения значений потоков солнечного излучения, приходящих к поверхности Земли, в зависимости от среднего для периода косинуса зенитного угла солнца, приведены на рис. 4. Потоки были рассчитаны с использованием мгновенных значений τ_{550} и параметра Ангстрема, полученных из измерений в течение каждого периода наблюдения, а также средних значений $\omega_0(\lambda)$ и $g(\lambda)$ из модели СМФА. Из сравнения рисунков 1 и 4 видно, что изменчивость потоков в основном определяется высотой солнца ($<160 \text{ Вт/м}^2$) и в меньшей степени оптической толщиной аэрозоля ($<70 \text{ Вт/м}^2$). Чтобы оценить влияние двух других параметров ω_0 и g (и их спектральной изменчивости) на величину падающего потока на поверхности были проведены расчеты потоков с использованием моделей СМФА, ПЭМ, CONT-I и СМИЗМ. Модель СМИЗМ использует параметры ω_0^{550} и g_{550} , полученные из измерений, а их относительная спектральная изменчивость соответствует модели СМФА.

На рис. 5 показана разница между падающими потоками на поверхности, полученными с использованием моделей СМФА и каждой из трех моделей ПЭМ, СМИЗМ, CONT-I. Из рисунка видно, что потоки, рассчитанные по СМФА и CONT-I слабо различаются между собой ($<4 \text{ Вт/м}^2$), несмотря на существенные различия в величине параметра Ангстрема и ω_0^{550} , а также спектральной изменчивости ω_0 и g . Потоки, рассчитанные по ПЭМ и СМИЗМ, для некоторых периодов сильнее отличаются от потоков, рассчитанных по СМФА. Различия могут достигать $\pm 10 \text{ Вт/м}^2$. Отличие этих моделей от СМФА в том, что в них используются величины ω_0^{550} и g_{550} , восстановленные из измерений для каждого периода, а не средние величины для всех периодов. Различия в спектральной изменчивости ω_0 и g между СМФА и ПЭМ слабо влияют на падающий поток.

На рис. 6 приведена относительная погрешность расчета потоков солнечного излучения, полученных с использованием модели СМФА. Относительная погрешность была получена как отношение абсолютной погрешности к измеренному потоку. Из рисунка видно, что для всех периодов наблюдения относительная погрешность расчета потоков не

превышает 5% (за исключением одного периода, когда погрешность достигает 9%). Величина погрешности практически сравнима с общей погрешностью метода расчета (3%, с учетом погрешности “line by line” расчетов) и измерительного прибора (3%). Для некоторых периодов использование моделей ПЭМ и СМИЗМ снижает погрешность расчета потоков по сравнению с СМФА и CONT-I, для остальных периодов эти погрешности сопоставимы.

Аэрозольный радиационный форсинг на поверхности АРФ(0) и верхней границе атмосферы АРФ(ВГА) рассчитывался для каждого момента измерений. Средние значения форсинга для каждого периода наблюдения приведены на рис. 7. В расчетах использовалась аэрозольная модель СМФА. Из сравнения рис. 7 и 1 видно, что величина форсинга определяется в основном величиной аэрозольной оптической толщины на 550 нм. Чтобы оценить влияние ω_0 и g на величину форсинга, были проведены расчеты аэрозольного форсинга с использованием моделей СМИЗМ, ПЭМ и CONT-I. Отклонения величины форсинга на поверхности и верхней границе атмосферы, полученной с использованием этих моделей, от величины форсинга, полученной с использованием модели СМФА, показаны на рис. 8 и 9 соответственно. Видно, что отклонения, как и в случае падающего потока на поверхности, не превышают $\pm 10 \text{ Вт/м}^2$. Но из-за небольшой абсолютной величины форсинга, относительная величина отклонения, приведенная на рис. 10 и 11, может достигать величины 25-120%. Особенно сильные относительные отклонения были получены для АРФ(ВГА), в том числе с использованием моделей ПЭМ и СМИЗМ, которые характеризуются одинаковыми значениями ω_0 и g на длине волны 550 нм и разной спектральной изменчивостью. Заметим, что аэрозольный форсинг на верхней границе атмосферы определяет климатический эффект фонового аэрозоля, который может компенсировать парниковый эффект малых газовых примесей. Поэтому величина АРФ(ВГА) должна быть оценена с точностью не менее $1-2 \text{ Вт/м}^2$.

VI. ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Проведен анализ чувствительности потока солнечного излучения, приходящего к поверхности, и аэрозольного радиационного форсинга к оптическим параметрам фонового аэрозоля на основе данных радиационных и оптических измерений в весенне-летние сезоны 2004, 2005 годов на ЗНС. Анализ показал, что основными оптическими параметрами аэрозоля, определяющими величину потока и форсинга, являются оптическая толщина на длине волны 550 нм (τ_{550}), параметр Ангрстрема (α), а также альбеда однократного рассеяния ω_0^{550} и фактор асимметрии g_{550} на 550 нм. Использование в расчетах значений ω_0^{550} и g_{550} , полученных из измерений для каждого периода наблюдения, позволяет уменьшить погрешности определения потока и форсинга на ± 10 Вт/м² (по сравнению с использованием значений ω_0^{550} и g_{550} , средних для всех периодов). От абсолютной величины АРФ на поверхности и на верхней границе атмосферы это различие может достигать 25% и 120%, соответственно. Дополнительный учет спектральной изменчивости ω_0 и g , полученной из модельных расчетов, основанных на использовании восстановленной из измерений функции распределения числа аэрозольных частиц по размерам, позволяет улучшить точность определения потоков и форсинга на величину до ± 4 Вт/м².

В результате проведенного исследования чувствительности для расчетов радиационных потоков на ЗНС предлагаются модели ПЭМ и СМИЗМ, поскольку они основаны на оптических параметрах фонового аэрозоля, полученных из измерений на длине волны 550 нм для каждого периода измерений. Дальнейшее развитие этих моделей предполагает использование функций распределения числа аэрозольных частиц по размерам, восстановленных из измерений для каждого периода наблюдения при безоблачном небе.

Предложенная методика определения средней модели фонового аэрозоля может быть использована для анализа данных радиационных измерений, проводимых в различных регионах Земли, и создания средней модели фонового аэрозоля над континентами для использования в климатических моделях.

Авторы статьи благодарны А.П. Трищенко (коллеге из Канадского центра дистанционного зондирования атмосферы) за предоставление нам величин спектрального альbedo поверхности.

Работа выполнена при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований : проекты № 07-05-00384, № 08-05-00140.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Тарасова Т. А., Ярхо Е.В. Определение аэрозольной оптической толщины атмосферы по наземным измерениям прямой солнечной радиации // Метеорология и Гидрология. 1991. № 12. С. 68-80.
2. Горбаренко Е.В. Пространственно-временная изменчивость аэрозольной составляющей оптической толщины атмосферы над территорией СССР. // Метеорология и Гидрология. 1997. № 5. С. 36-44.
3. Махоткина Е.Л., Лукин А.Б., Плахина И.Н., Панкратова Н.В. Анализ годового хода и межгодовой изменчивости аэрозольной оптической толщины атмосферы над территорией России // Исследование Земли из космоса. 2006. № 5. С. 63-71.
4. Мануйлова Н.И., Петухов В.К., Тарасова Т.А., Фейгельсон Е.М. Оценка радиационно-климатических эффектов естественного и антропогенного аэрозоля // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1984. Т. 20. № 11. С. 1075-1080.
5. Dubovik O., Holben B., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., Fing M.D., Tanre D., Slufsker I. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // J. Atmos. Sci., 2002, V. 59. No 3. Pt. II. P. 590-608.
6. Yu H., Kaufman Y.J., Chin M. et al. A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing // Atmos. Chem. Phys. 2006. V. 6. P. 613-666.

7. Тарасова Т.А., Горчакова И.А., Свириденков М.А., Аникин П.П., Ромашова Е.В. Оценка радиационного форсинга дымового аэрозоля по данным радиационных измерений на Звенигородской научной станции ИФА РАН летом 2002 года // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 4. С. 514-524.

8. Chubarova N., Rublev A., Holben B. Fires in Central Russia 2002 and their effects on optical properties of atmosphere and solar irradiance in different spectral regions. // *Optica Pura y Aplicada*. 2004. V. 37. No 3. P. 3321-3326.

9. King M.D. Herman B.J. Determination of the ground albedo and index of refraction of atmospheric particulates by remote sensing // *J. Atm. Sci.* 1979. V. 36. P. 163-179.

10. Свириденков М.А., Аникин П.П., Журавлева Т.Б., Насртдинов И.М. Параметризация отношения потоков рассеянного и прямого солнечного излучения и ее использование для оценок альбедо однократного рассеяния с помощью приборов типа MFRSR // *Оптика атмосферы и океана*. 2008. Т. 21. № 4. С. 333 – 338.

11. Sviridenkov M.A., Anikin P.P., Zhuravleva T.B. Retrieval of mean cosine of phase function from extinction and sky brightness measurements. X Joint International Symposium “Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics”. Tomsk, 2003. Abstracts. P.105.

12. Briegleb B.P. Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model // *J. Geophys. Res.* 1992. V.97. P.7603-7612.

13. World Meteorological Organization, World Climate Research Programme: A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation // *Rep. WCP-112. WMO/TD-24; 55 pp. Geneva. 1986*

14. Hess M., Koepke P., Schult I. Optical properties of aerosol and clouds: The software package OPAC // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1998. V.79. No 5, P. 831-844.

15. Mishchenko M.I., Travis L.D., Lacis A . A . Scattering, absorption and emission of light by small particles. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.

16. Аникин П.П., Свириденков М.А. Оптические характеристики и микроструктура аэрозоля по данным измерений индикатрис рассеяния в области солнечного ореола. Труды международной конференции: Физика атмосферного аэрозоля. Москва: Диалог-МГУ. 1999. С. 20-28.

17. Свириденков М.А. Определение характеристик атмосферного аэрозоля по спектральным измерениям прозрачности и малоуглового рассеяния. // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14. № 12. С. 1115-1118.

18. Горчакова И.А., Мохов И.И., Рублев А.Н. Влияние аэрозоля на радиационный режим безоблачной атмосферы по данным Звенигородских аэрозольно-облачно-радиационных экспериментов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41, № 4. С. 496-510.

19. Gorchakova, I.A., I.I. Mokhov, T.A. Tarasova, and B.A. Fomin, 2001: Effect of clouds on radiative transfer in the atmosphere from the data of the 1999 Winter Zvenigorod Experiment, Izvestiya RAN, Atmospheric and Oceanic Physics. 37. Suppl. 1. S134-S141.

20. Fomin B.A., Gershanov Yu.U. Tables of the benchmark calculations of atmospheric fluxes for the IGRCCM test cases. Part II: Short – wave results. Preprint IAE-5990/1. M.:IAE.1996. 42p.

Таблица 1. Средняя, минимальная и максимальная оптическая толщина аэрозоля ($\tau_{550}, \tau_{550}^{\min}, \tau_{550}^{\max}$), альbedo однократного рассеяния (ω_o^{550}) и средний косинус вытянутости индикатрисы рассеяния (g_{550}) на длине волны 550 нм, параметр Ангстрема (α), полученные из радиационных измерений на ЗНС весной и летом 2004 и летом 2005; количество измерений за период (n), влагосодержание атмосферы (w , г/см²), альbedo поверхности (A_s).

Дата	часы	$\tau_{550} (\tau_{550}^{\min} - \tau_{550}^{\max})$	ω_o^{550}	g_{550}	α	A_s	n	w
03.04.04	7:46-19:50	0.106 (0.080-0.131)	0.90	0.64	1.33	0.11	330	0.734
05.04.04.	9:40-19:20	0.076 (0.047-0.146)	0.90	0.62	1.29	0.11	348	0.736
07.04.04	6:50-18:10	0.165 (0.112-0.265)	0.83	0.58	1.58	0.11	338	0.760
18.04.04	7:18-19:50	0.203(0.158-0.258)	0.90	0.57	1.61	0.12	367	1.120
19.04.04	7:16-19:48	0.197(0.157-0.251)	0.87	0.56	1.73	0.12	350	0.952
23.04.04	7:14-17:24	0.166(0.131-0.224)	0.80	0.64	1.13	0.12	304	0.487
04.05.04	6:26-20:32	0.213(0.169-0.289)	0.88	0.59	1.49	0.13	381	1.313
08.05.04	7:34-20:08	0.284(0.206-0.298)	0.80	0.60	1.41	0.14	230	1.564
15.05.04	6:08-12:20	0.141(0.124-0.156)	0.82	0.61	1.32	0.14	164	0.911
06.06.04	5:22-18:52	0.163(0.104-0.248)	0.83	0.62	1.25	0.15	246	2.300
19.07.04	5:24-16:10	0.104(0.043-0.154)	0.89	0.60	1.38	0.15	256	2.540
20.07.04	5:26-16:12	0.121(0.086-0.145)	0.91	0.60	1.42	0.15	209	1.870
03.08.04	5:50-16:34	0.226(0.162-0.291)	0.89	0.58	1.57	0.15	227	2.770
05.08.04	5:54-16:34	0.199(0.131-0.293)	0.91	0.60	1.45	0.15	303	1.950
21.08.04	6:24-15:34	0.261(0.185-0.297)	0.83	0.62	1.30	0.15	225	2.300
16.06.05	7:22-19:20	0.160 (0.122-0.294)	0.79	0.61	1.35	0.15	352	2.050
12.07.05	8:00-12:06	0.116(0.089-0.203)	0.76	0.60	1.26	0.15	122	1.760
13.07.05	7:00-20:02	0.184(0.151-0.258)	0.85	0.56	1.70	0.15	216	2.350
23.07.05	6:12-18:00	0.201(0.144-0.257)	0.92	0.57	1.62	0.15	149	2.334
05.08.05	6:20-20:38	0.163(0.096-0.278)	0.80	0.64	1.08	0.15	291	1.688
06.08.05	6:38-20:38	0.226(0.147-0.289)	0.90	0.60	1.45	0.15	285	1.696
10.08,05	6:34-20:42	0.075(0.042-0.100)	0.77	0.58	1.57	0.15	332	1.306
12.08.05	6:54-18:10	0.264(0.190-0.297)	0.79	0.57	1.62	0.15	174	2.083
24.08.05	7:08-20:00	0.126(0.068-0.246)	0.80	0.56	1.71	0.15	315	1.698
26.08.05	7:12-19:52	0.113(0.083-0.225)	0.83	0.59	1.67	0.15	280	1.495

Таблица 2. Медианный радиус r_m , среднеквадратичное отклонение логарифма радиуса v и концентрация C_N в относительных единицах для трех фракций распределения аэрозольных частиц по размерам Ф1, Ф2, Ф3.

Фракция	r_m	v	C_N
Ф1	0.04	0.53	55
Ф2	0.4	0.5	2.4E-3
Ф3	1.7	0.7	2.4E-4

Таблица 3. Параметр Ангрстрема α , альbedo однократного рассеяния ω_o^{550} и средний косинус вытянутости индикатрисы рассеяния g_{550} , рассчитанные для трех фракций Ф1, Ф2, Ф3 из Таблицы 2 и для суммы трех фракций Ф1+Ф2+Ф3.

Фракция	α	ω_o^{550}	g_{550}
Ф1	2.49	0.95	0.50
Ф2	-0.26	0.89	0.70
Ф3	-5.47	0.70	0.87
Ф1+Ф2+Ф3	2.17	0.93	0.52

Таблица 4. Параметр Ангрстрема α , альbedo однократного рассеяния ω_o^{550} и средний косинус вытянутости индикатрисы рассеяния g_{550} , рассчитанные для суммы трех фракций Ф1+Ф2+Ф3 из Таблицы 2 при изменении r_m и ν первой фракции .

r_m	ν	α	ω_o^{550}	g_{550}
0.05	0.6	1.79	0.96	0.61
0.055	0.6	1.69	0.96	0.62
0.06	0.6	1.59	0.96	0.63
0.07	0.6	1.40	0.97	0.65
0.07	0.65	1.15	0.96	0.66
0.07	0.7	0.9	0.96	0.67

Таблица 5. Параметр Ангрстрема α , альbedo однократного рассеяния ω_o^{550} и средний косинус вытянутости индикатрисы рассеяния g_{550} , рассчитанные для суммы трех фракций Ф1+Ф2+Ф3 из Таблицы 2 при увеличении концентрации второй и третьей фракции в 4, 7 и 10 раз. Приведены также r_m и ν первой фракции , используемые в расчетах.

Концентрации	r_m	ν	α	ω_o^{550}	g_{550}
$C_N(\Phi1)$, 4* $C_N(\Phi2)$, $C_N(\Phi3)$	0.04	0.53	1.93	0.93	0.53
$C_N(\Phi1)$, 10* $C_N(\Phi2)$, $C_N(\Phi3)$	0.04	0.53	1.58	0.93	0.55
$C_N(\Phi1)$, $C_N(\Phi2)$, 4* $C_N(\Phi3)$	0.04	0.53	1.73	0.90	0.56
$C_N(\Phi1)$, $C_N(\Phi2)$, 7* $C_N(\Phi3)$	0.04	0.53	1.25	0.85	0.62
$C_N(\Phi1)$, $C_N(\Phi2)$, 10* $C_N(\Phi3)$	0.055	0.6	1.46	0.89	0.63

Таблица 6. Параметр Ангрстрема α , альbedo однократного рассеяния ω_o^{550} и средний косинус вытянутости индикатрисы рассеяния g_{550} , рассчитанные для суммы четырех фракций Ф1+Ф1а+Ф2+Ф3: фракции Ф1, Ф2, и Ф3 из Таблицы 2 и Ф1а - фракция сажевых части. Используемое в расчетах отношение концентрации сажевых частиц Ф1а к общей концентрации первой фракции Ф1+Ф1а обозначено C_s и приведено в %. Также показаны r_m и ν первой фракции, используемое в расчетах. В модели М2 концентрация третьей фракции Ф3 увеличена в 7 раз по сравнению с концентрацией, приведенной в Таблице 2.

r_m	ν	C_s	α	ω_o^{550}	g_{550}	модели
0.05	0.6	7%	1.66	0.89	0.60	
0.06	0.6	7%	1.48	0.91	0.63	
0.055	0.6	7%	1.57	0.90	0.62	
0.055	0.6	15%	1.45	0.83	0.62	М1
0.055	0.6	10%	1.42	0.86	0.63	М2

Подписи к рисункам

Рис. 1 Оптические параметры аэрозоля τ_{550} , ω_0^{550} и g_{550} и средний косинус зенитного угла солнца ($\cos\theta$) для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

Рис. 2. Зависимость относительного альбеда однократного рассеяния (ω_0/ω_0^{550}) от длины волны (нм) для оптических моделей аэрозоля М1, М2, СМФА, CONT-1, ПЭМ.

Рис.3. Зависимость относительного фактора асимметрии индикатрисы рассеяния (g/g_{550}) от длины волны (нм) для оптических моделей аэрозоля М1, М2, СМФА, CONT-I, ПЭМ.

Рис. 4. Приходящий к поверхности поток солнечного излучения $Q(\text{Вт}/\text{м}^2)$, рассчитанный с использованием модели СМФА в зависимости от среднего косинуса зенитного угла солнца для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

Рис. 5. Отклонение падающего на поверхность потока солнечного излучения $\delta Q(\text{Вт}/\text{м}^2)$, рассчитанного с использованием моделей ПЭМ, СМЗМ и CONT-I, от потока, рассчитанного по СМФА, для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

Рис. 6. Относительное отклонение падающего потока солнечного излучения $\delta Q/Q_{\text{изм}}(\%)$, рассчитанного с использованием СМФА, от измеренного потока для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

Рис. 7. Аэрозольный радиационный форсинг ($\text{Вт}/\text{м}^2$) на поверхности АРФ(0) и верхней границе атмосферы АРФ(ВГА), рассчитанный с использованием модели СМФА, для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

Рис. 8. Отклонение аэрозольного радиационного форсинга на поверхности $\delta \text{АРФ}(0)$ ($\text{Вт}/\text{м}^2$), рассчитанного с использованием моделей ПЭМ, СМЗМ и CONT-I, от форсинга, рассчитанного по СМФА, для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

Рис. 9. Отклонение аэрозольного радиационного форсинга на верхней границе атмосферы $\delta \text{АРФ}(ВГА)$ ($\text{Вт}/\text{м}^2$), рассчитанного с использованием моделей ПЭМ, СМЗМ и CONT-I, от форсинга, рассчитанного по СМФА, для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

Рис. 10. Относительное отклонение в % аэрозольного радиационного форсинга на поверхности $\delta \text{АРФ}(0)$, рассчитанного с использованием моделей ПЭМ, СМЗМ и CONT-I от соответствующего форсинга, рассчитанного по СМФА, для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

Рис. 11. Относительное отклонение в % аэрозольного радиационного форсинга на верхней границе атмосферы $\delta \text{АРФ}(ВГА)$ ($\text{Вт}/\text{м}^2$), рассчитанного с использованием моделей ПЭМ, СМЗМ и CONT-I от соответствующего форсинга, рассчитанного по СМФА, для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

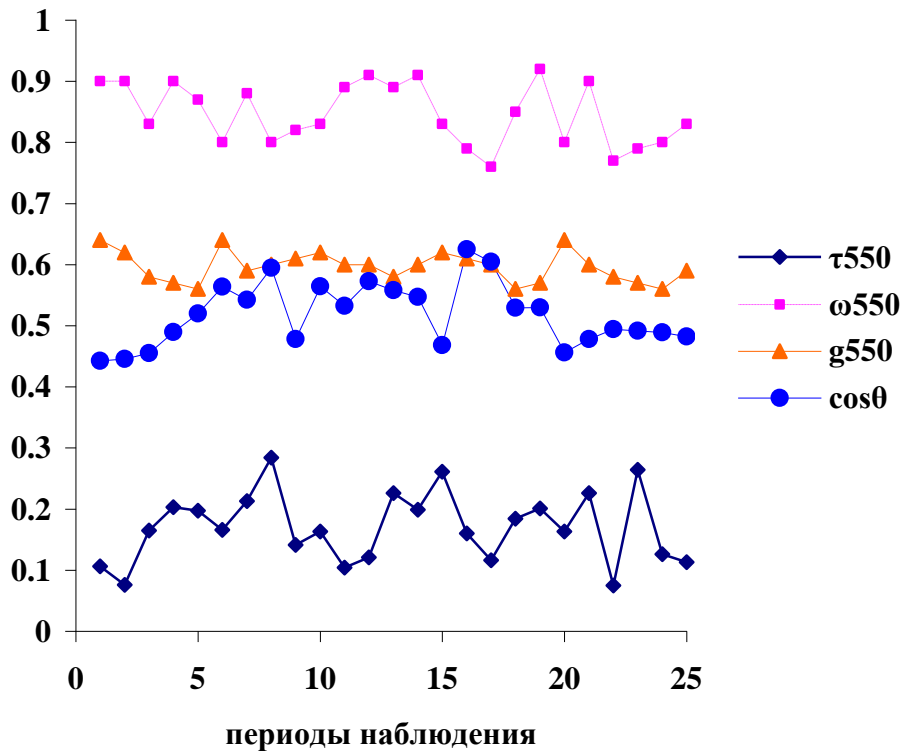


Рис. 1 Оптические параметры аэрозоля τ_{550} , ω_{550} и g_{550} и средний косинус зенитного угла солнца ($\cos\theta$) для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

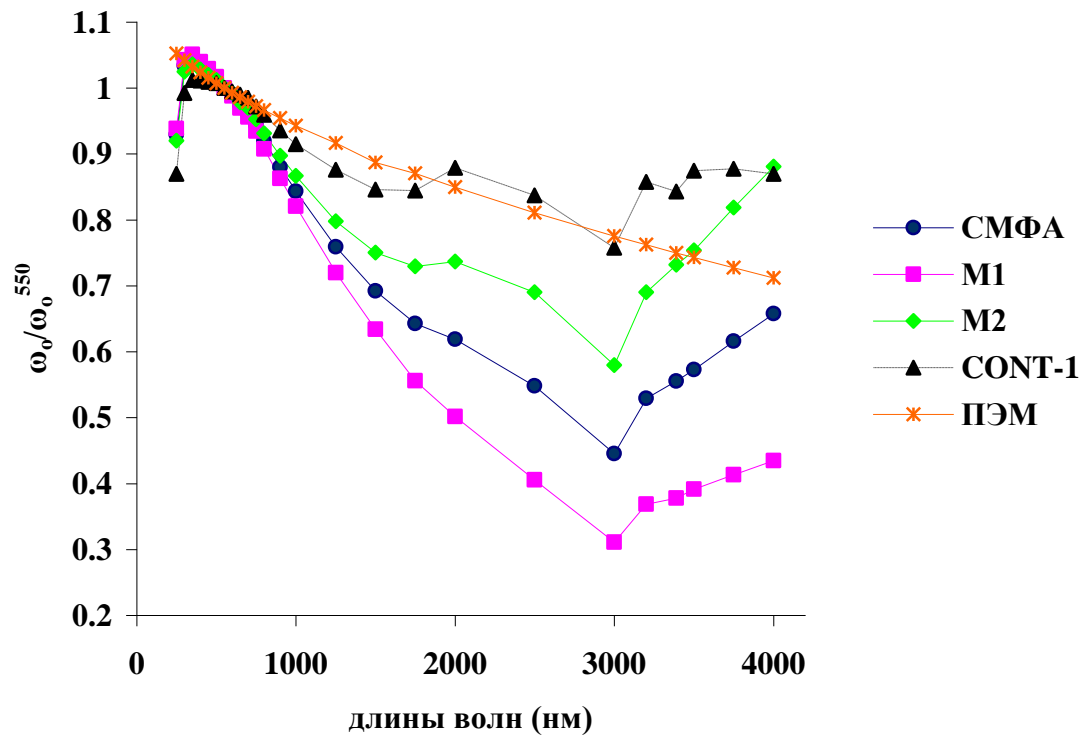


Рис. 2. Зависимость относительного альbedo однократного рассеяния (ω_0/ω_0^{550}) от длины волны (нм) для оптических моделей аэрозоля M1, M2, SMFA, CONT-1, ПЭМ.

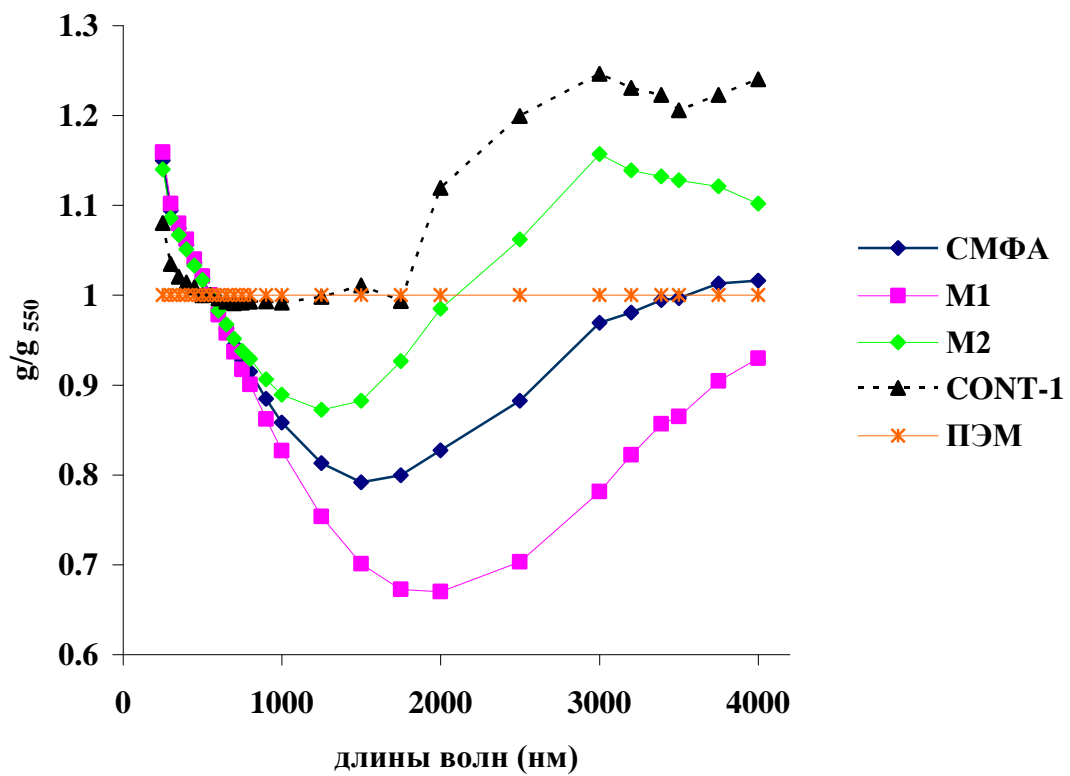


Рис.3. Зависимость относительного фактора асимметрии индикатрисы рассеяния (g/g_{550}) от длины волны (нм) для оптических моделей аэрозоля M1, M2, CMΦA, CONT-1, ПЭМ.

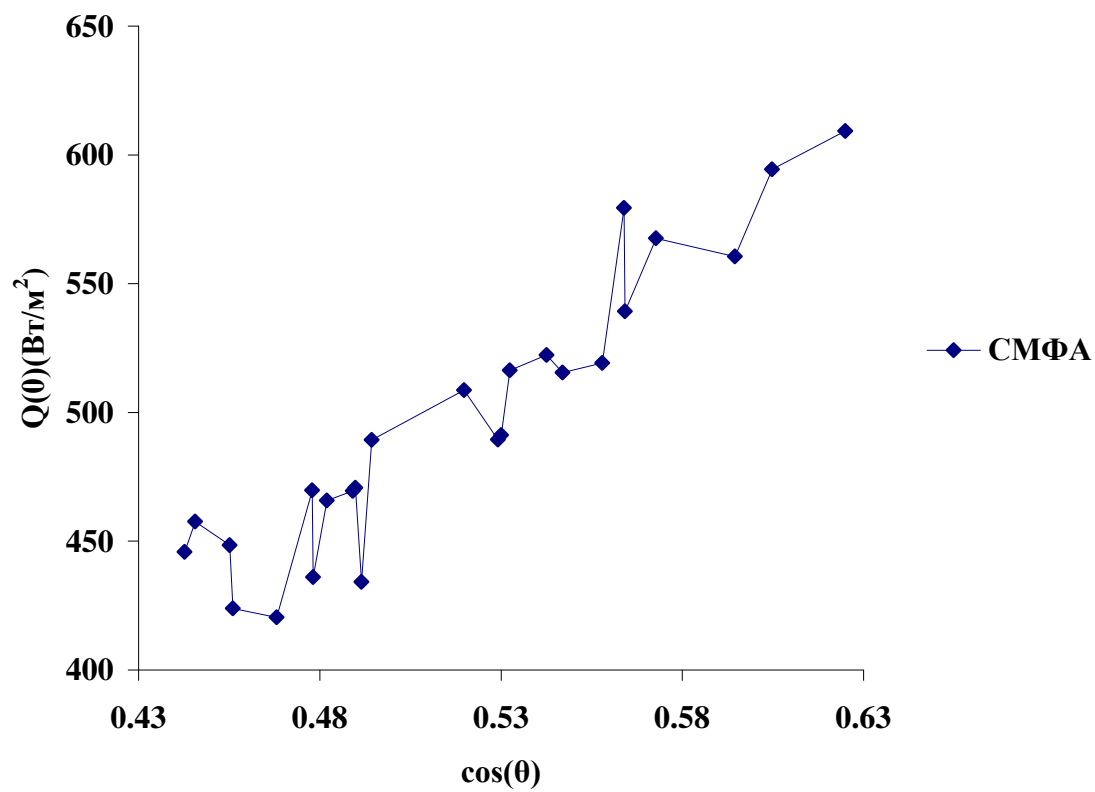


Рис. 4. Приходящий к поверхности поток солнечного излучения Q (Вт/м²), рассчитанный с использованием модели СМФА в зависимости от среднего косинуса зенитного угла солнца для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

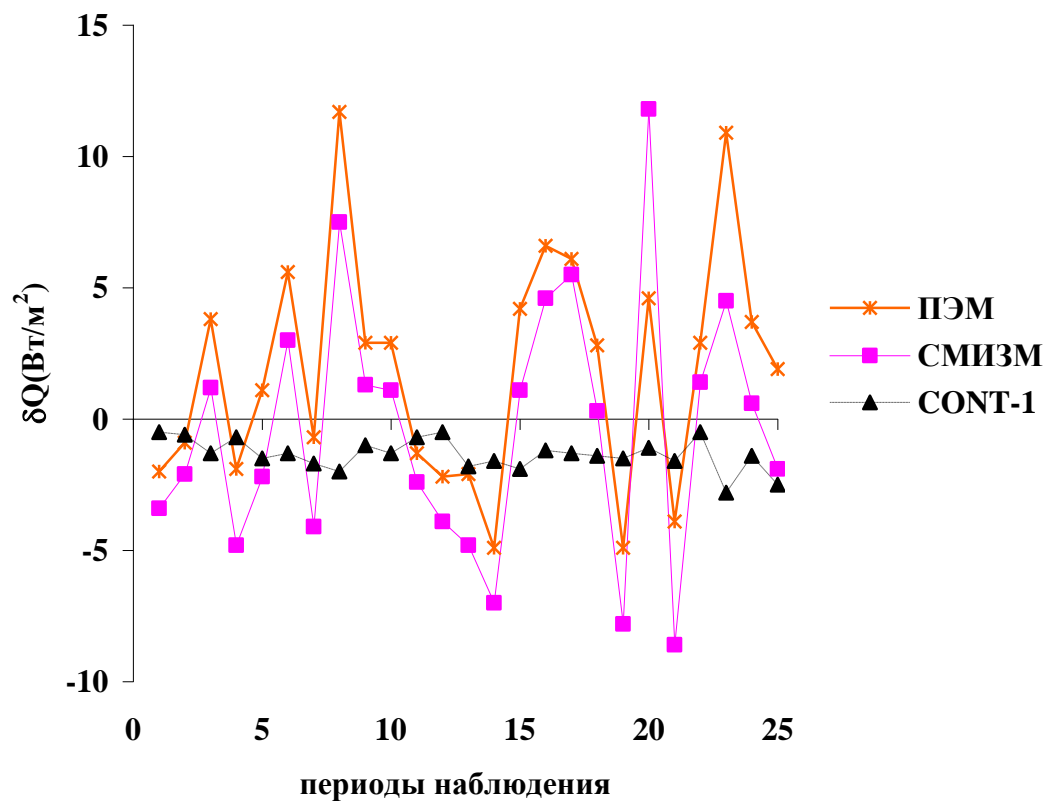


Рис. 5. Отклонение падающего на поверхность потока солнечного излучения δQ (Вт/м²), рассчитанного с использованием моделей ПЭМ, СМІЗМ и CONT-1, от потока, рассчитанного по СМФА, для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

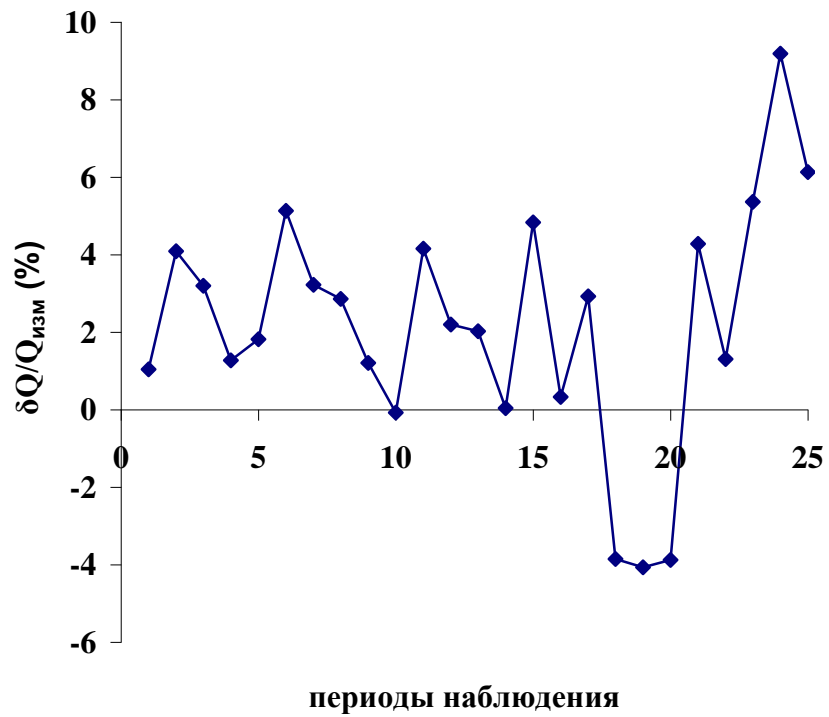


Рис. 6. Относительное отклонение падающего потока солнечного излучения $\delta Q/Q_{изм} (\%)$, рассчитанного с использованием СМФА, от измеренного потока для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

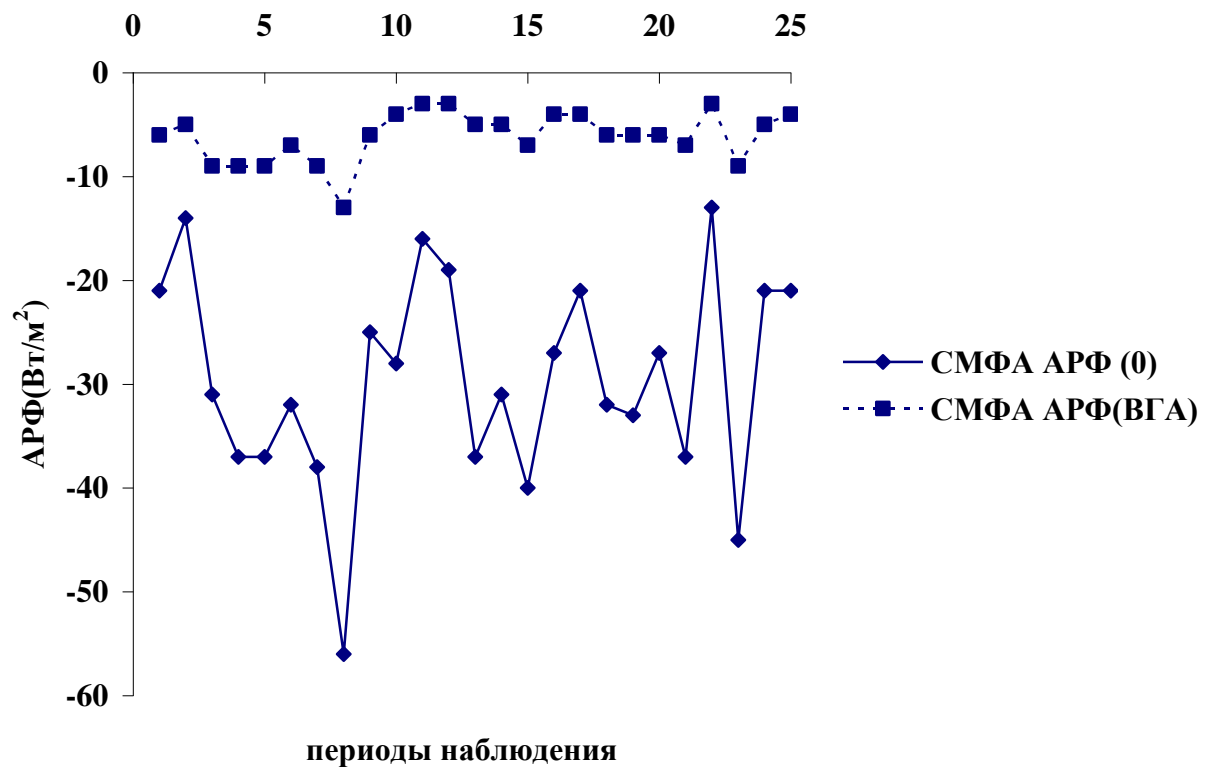


Рис. 7. Аэрозольный радиационный форсинг (Вт/м²) на поверхности АРФ(0) и верхней границе атмосферы АРФ(ВГА), рассчитанный с использованием модели СМФА, для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

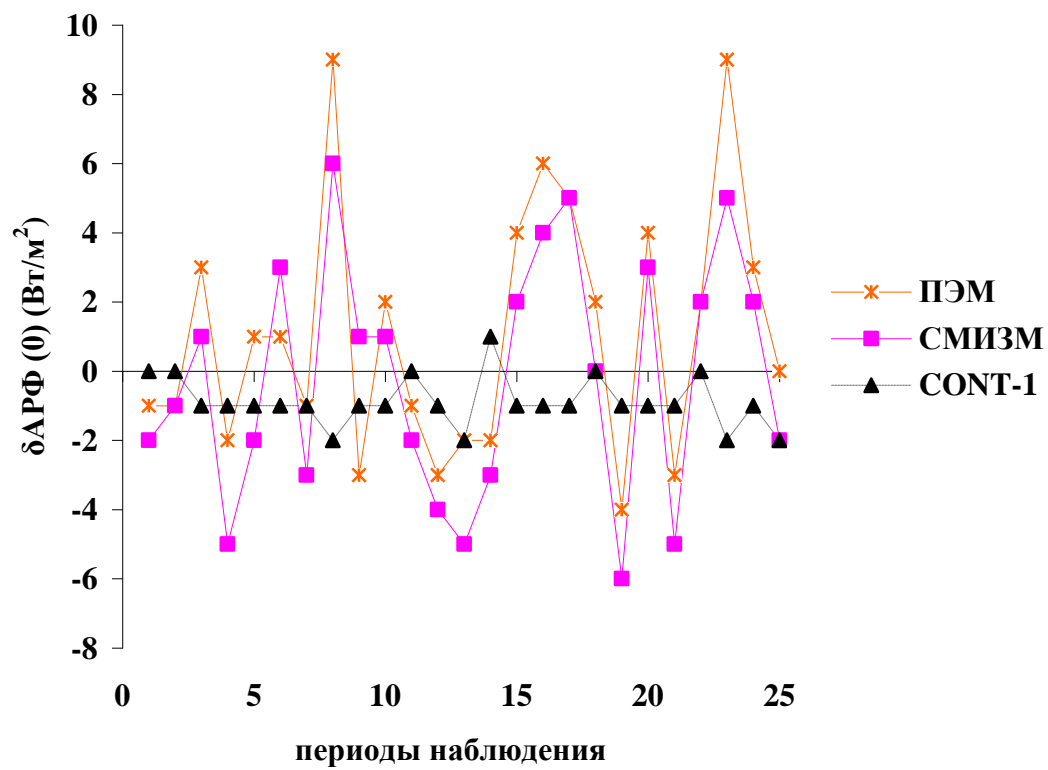


Рис. 8. Отклонение аэрозольного радиационного форсинга на поверхности $\delta ARF(0)$ (Вт/м²), рассчитанного с использованием моделей ПЭМ, SMИЗМ и CONT-1, от форсинга, рассчитанного по SMФА, для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

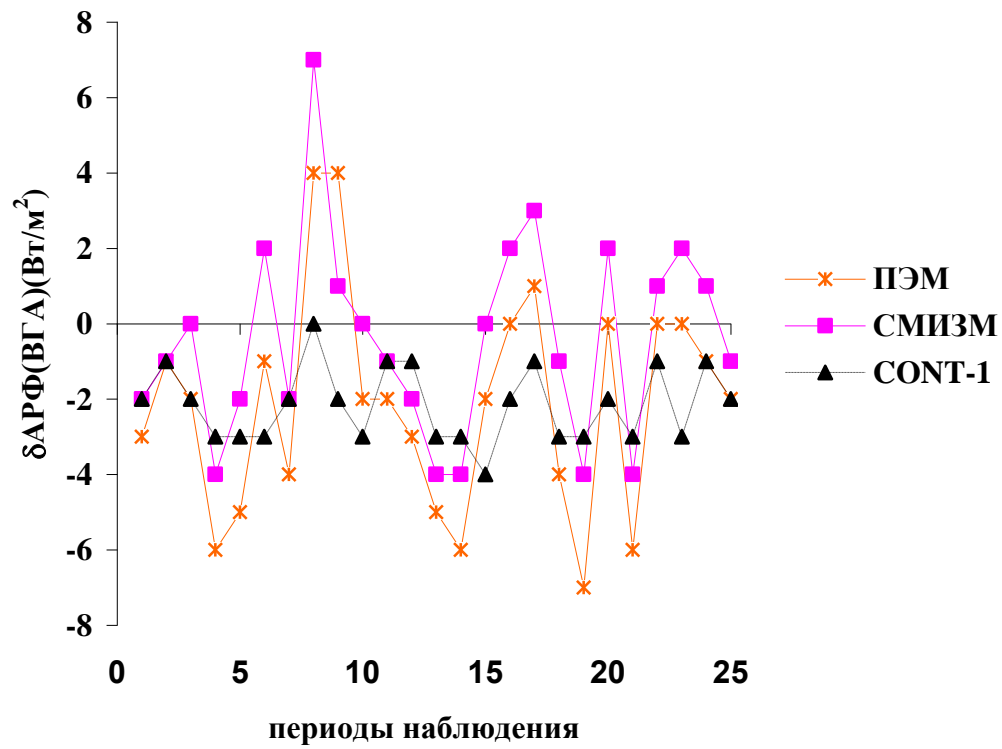


Рис. 9. Отклонение аэрозольного радиационного форсинга на верхней границе атмосферы $\delta\text{АРФ (ВГА)}$ ($\text{Вт}/\text{м}^2$), рассчитанного с использованием моделей ПЭМ, СМИЗМ и CONT-1, от форсинга, рассчитанного по СМФА, для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

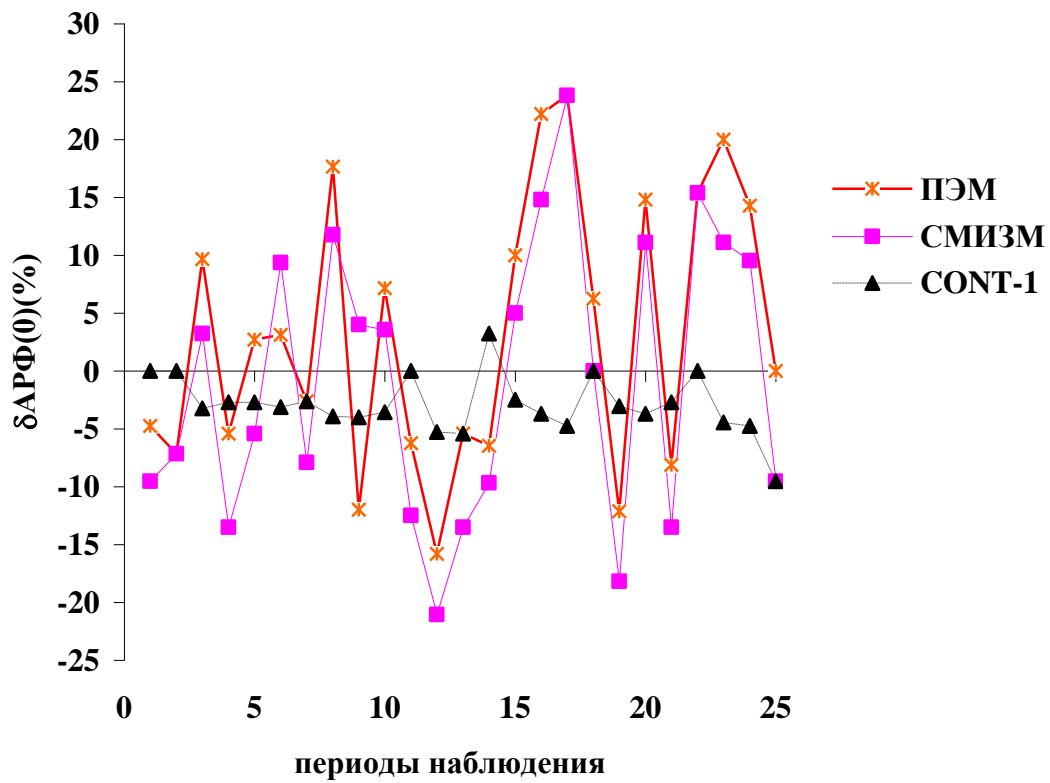


Рис. 10. Относительное отклонение в % аэрозольного радиационного форсинга на поверхности $\delta\text{АРФ}(0)$, рассчитанного с использованием моделей ПЭМ, СМИЗМ и CONT-1 от соответствующего форсинга, рассчитанного по СМФА, для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.

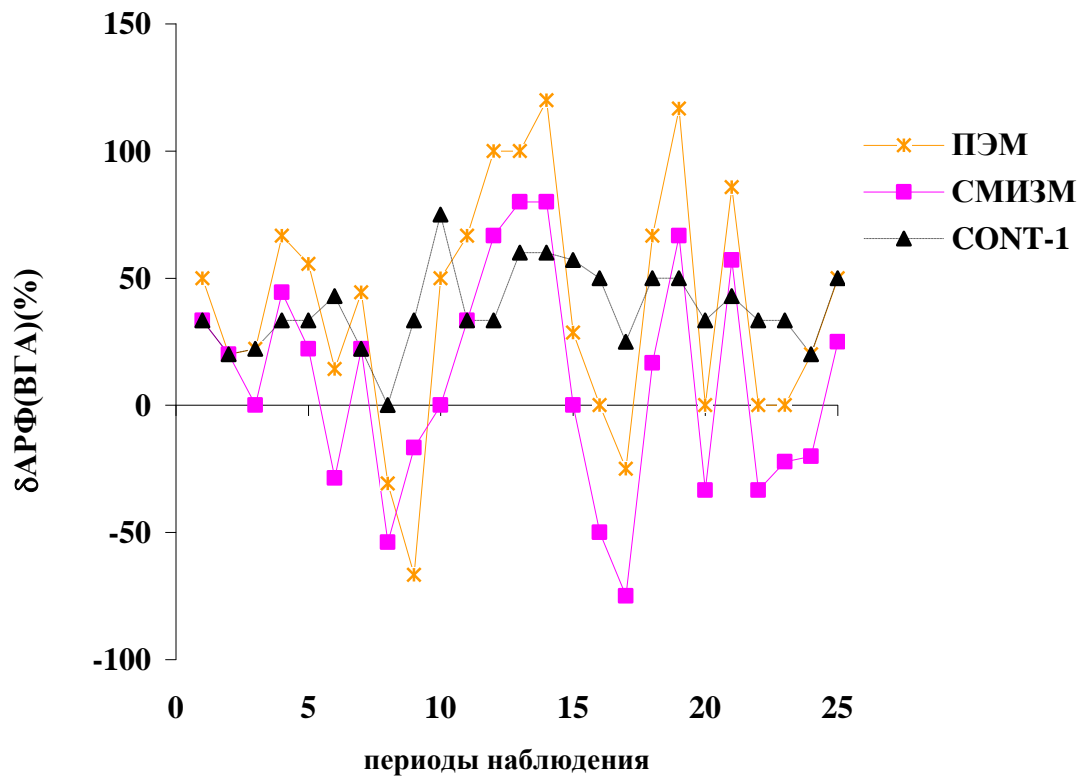


Рис. 11. Относительное отклонение в % аэрозольного радиационного форсинга на верхней границе атмосферы $\delta\text{ARФ(ВГА)}$ (Вт/м^2), рассчитанного с использованием моделей ПЭМ, СМІЗМ и CONT-1 от соответствующего форсинга, рассчитанного по СМФА, для безоблачных периодов наблюдения из Табл. 1.