

К.Я. Кондратьев

От нано- до глобальных масштабов: свойства, процессы образования и последствия воздействий атмосферного аэрозоля.

7. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие и климат

*Центр экологической безопасности РАН/ Северо-западный международный центр
чистого производства, г. С.-Петербург*

Поступила в редакцию 26.07.2004 г.

Дан обзор закономерностей формирования аэрозольно обусловленного радиационного возмущающего воздействия (АРВВ) и значения АРВВ как климатообразующего фактора.

Введение

Продолжающийся рост численности населения в прибрежных регионах, усиливающиеся в этой связи выбросы загрязнений в атмосферу и расширяющиеся масштабы землепользования определяют повышение нагрузки на прибрежные экосистемы [136]. В подобной ситуации становятся более значительными, в частности, антропогенные воздействия на климат. Так, например, с континентов на океан поступают (в результате дальнего переноса) воздушные массы с повышенной концентрацией аэрозольных и малых газовых компонентов (МГК), имеющих как природное, так и антропогенное происхождение. В результате появления над прибрежным океаном воздушных масс, содержащих различные химически активные аэрозольные компоненты и МГК, создаются условия для протекания разнообразных гетерохимических реакций. Осаждение продуктов подобных реакций на поверхность океана приводит к существенному изменению поступления биогенов в океан, что оказывает значительное влияние на биодинамику океана (прибрежные экосистемы). Количественное описание подобных процессов серьезно осложняет многочисленность физических и химических процессов, происходящих в переходной зоне от континентальной к морской атмосфере.

Выполненные за последние годы исследования привели к общепризнанному выводу о том, что атмосферный аэрозоль и его взаимодействие с облачностью принадлежат к числу ключевых климатообразующих факторов [1–71]. Воздействия аэрозоля на климат чаще всего характеризуются величиной аэрозольно обусловленного радиационного возмущающего воздействия (АРВВ) и лишь в последнее время были предприняты попытки инте-

рактивного учета аэрозоля в рамках численного моделирования климата. Обратимся к обсуждению результатов новейших разработок в этой области.

Chung и Ramanathan [13a] сделали обзор разработок, связанных с определением аэрозольно обусловленного радиационного возмущающего воздействия по данным полевой наблюдательной программы INDOEX и с оценками возможных воздействий аэрозоля на региональный климат. Характерной особенностью атмосферы над большей частью Индийского океана в северном полушарии, над обширными регионами Южной и Юго-Восточной Азии является ежегодное наличие в период сухого сезона (ноябрь–май) мощного слоя аэрозольной дымки в тропосфере. Наличие подобной индо-азиатской дымки отчетливо проявилось при анализе данных наблюдений, полученных в рамках программы INDOEX в 1995–2001 гг.

Химический анализ аэрозоля выявил присутствие ряда неорганических и углеродных соединений, включая поглощающие коротковолновую радиацию кластеры «черного углерода» (BC), взвешенный в атмосфере пепел и минеральную пыль. Поскольку относительное содержание BC в мелкодисперсном аэрозоле достигало 14%, альbedo однократного рассеяния составляло около 0,9 как над сушей, так и над океаном. При этом значительный вклад (до $(75\% \pm 10)\%$) в общее содержание аэрозоля и в аэрозольную оптическую толщину (АОТ) вносил антропогенный компонент аэрозоля.

Оценки прямого и косвенного АРВВ получены в работе [13a] с использованием всех имевшихся данных обычных и спутниковых наблюдений. Анализ этих данных показал, что при наличии в атмосфере слоя аэрозольной дымки происходят уменьшение среднемесячного коротковолнового баланса на уровне подстилающей поверхности, достигающее

20–40 Вт/м², и усиление прогревания нижнего 3-км слоя атмосферы до 0,4–0,8 К/сут, что эквивалентно усилению прогревания (по сравнению с условиями чистой атмосферы) на 50–100%. Осуществленный в период INDOEX мониторинг динамики слоя дымки привел к выводу о наличии его межгодовых вариаций. Южная граница слоя варьирует в пределах от 10° ю.ш. до 5° с.ш.

С целью анализа воздействия аэрозоля на климат в период сухого сезона выполнены два численных эксперимента с использованием модели CCM-3 при задании двух экстремальных условий: 1) обширного (по площади) воздействия дымки (EHF); 2) сокращенного (по площади) воздействия (SHF). Над территорией Индии, где происходит максимальное проявление воздействия аэрозоля, рассчитанные изменения климата в условиях EHF и SHF примерно одинаковы, причем главным проявлением воздействий оказываются похолодание вблизи подстилающей поверхности и усиление инверсии в нижней тропосфере, что подтверждается данными наблюдений.

В результате стабилизации пограничного слоя атмосферы происходит ослабление испарения и турбулентного потока тепла на суше. Значительно изменяется пространственное распределение осадков, существенно зависящее от местоположения южной границы слоя аэрозольной дымки. Вынуждающие воздействия, которые проявляются как изменения испарения и турбулентного потока тепла, влияют на пространственные распределения атмосферной циркуляции и осадков, причем влияние EHF особенно значительно. Одним из ключевых проявлений реакции на существование слоя дымки оказывается подавление конвекции в западном секторе тропиков Тихого океана, которое сказывается на изменчивости Эль-Ниньо. Поскольку в этом случае имеют место ослабление пассатных ветров над Тихим океаном и формирование потепления в восточном регионе океана, Chung и Ramanathan [13a] высказали предположение, что индо-азиатская аэрозольная дымка может сыграть важную роль в формировании амплитуды и частоты Эль-Ниньо в предстоящие десятилетия. Наличие такой связи демонстрируют и результаты численного моделирования с использованием модели системы «атмосфера – океан», разработанной Cane-Zebiak.

Важное значение имело осуществленное Zhang и Christopher [71] определение длинноволнового РВВ за счет сахарского пылевого аэрозоля. Среднее месячное значение РВВ за сентябрь 2000 г. составило 7 Вт/м², что характеризует заметное аэрозольно обусловленное потепление.

1. Некоторые аспекты методик восстановления АРВВ

Надежность оценок АРВВ зависит от многих факторов, одним из которых является достоверность информации об аэрозольной оптической толщине.

Как отметили Chylek и др. [14], максимально допустимая погрешность определения по данным спутниковых наблюдений потока уходящей радиации $\Delta F = 0,5$ Вт/м² обуславливает необходимость восстановления атмосферной оптической толщины τ с погрешностью $\Delta\tau$ не более 0,015 на суше и 0,010 над океанами. Однако подобный уровень погрешностей пока что недостижим. При использовании данных усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения AVHRR среднеквадратическая погрешность (RMSE) определения τ варьирует в пределах 0,06–0,15, тогда как в случае данных MODIS над сушей $\Delta\tau = 0,05 + 0,2\tau$, что соответствует интервалу значений $\Delta\tau$ от 0,07 до 0,21 при диапазоне изменчивости τ от 0,1 до 0,8. Использование внеадирных данных многоспектрального теплового видеорадиометра МТИ для промежуточных углов рассеяния обеспечивает достижение уровня погрешности $\Delta\tau = 0,03$.

Согласно результатам численного моделирования, главным препятствием для повышения точности восстановления τ является ненадежность данных об индикатрисе рассеяния (определяемая отсутствием достаточно достоверной информации о микроструктуре аэрозоля, форме и оптических свойствах частиц). Влияние подобных неопределенностей сильнее сказывается на достоверности восстановления τ при больших углах рассеяния (как правило, близких к направлению в надир), чем в случае внеадирных углов (это соответствует умеренным значениям угла рассеяния). На основе опыта восстановления τ по данным МТИ в работе [14] показано, что для обеспечения необходимой точности восстановления τ по данным спутниковых наблюдений следует использовать единичное или двойное направление визирования при внеадирных углах рассеяния в интервале 50–100°.

Muhyre и др. [52] выполнили сравнения пяти алгоритмов восстановления АОТ над океаном, используя данные спутниковых наблюдений за 8 мес (ноябрь 1996 г. – июнь 1997 г.) при помощи аппаратуры AVHRR, OCTS, POLDER и TOMS. Сравнения обнаружили наличие значительных расхождений (до двух раз и более) восстановленных значений АОТ. Наиболее существенными оказались расхождения в южном полушарии, а главным их источником является, по-видимому, недостаточная надежность отфильтровывания влияния облаков.

Согласно опубликованному в 1995 г. отчету МГЭИК (Межправительственной группы экспертов по проблеме изменений климата), косвенное (связанное с влиянием аэрозоля на оптические свойства облаков) глобально осредненное воздействие аэрозоля на климат, характеризуемое значениями косвенного радиационного возмущающего воздействия (АЕ), варьирует в пределах от 0 до –1,5 Вт/м². Шестью годами позже (в следующем отчете МГЭИК-2001) диапазон неопределенностей был расширен до 0 ± –4,8 Вт/м².

Как отметил Brenguier [6], одним из факторов неопределенности является морось, возникающая

в облаках, которые образуются в пограничном слое атмосферы (ПСА). В частности, это обстоятельство иллюстрирует важность адекватного воспроизведения динамики облачного покрова в ПСА. Другая проблема связана с учетом (параметризацией) мелкомасштабных процессов в ПСА и их нелинейности. Так, например, активация аэрозоля как облачных ядер конденсации (ОЯК) определяется восходящими движениями на уровне нижней границы облаков, которые должны быть воспроизведены при пространственном разрешении (по горизонтали) порядка 100 м. Современные схемы параметризации пока еще далеки от удовлетворения подобных требований.

Серьезные трудности порождает необходимость учета взаимодействий между различными процессами, определяющими динамику облачного покрова и ее влияние на микрофизические и оптические свойства облаков. В этой связи внимание было обращено сначала на обусловленный аэрозолем рост счетной концентрации облачных капель, порождающий соответствующие изменения альbedo облаков и АИЕ. Такого рода влияние получило название *первого косвенного воздействия* облаков на климат. Затем была осознана необходимость учета также *второго косвенного воздействия*, проявляющегося через изменение интенсивности осадкообразования под влиянием аэрозоля. Воспроизведение подобного эффекта требует описания взаимосвязи между микрофизическими характеристиками облаков и динамикой ПСА. Было проанализировано также значение «*полукосвенного*» эффекта, возникающего за счет поглощения коротковолновой радиации аэрозолем, которое способствует торможению развития облачного покрова (Johnson и др., [35a]).

Важная задача состоит в обеспечении интерактивного учета трех перечисленных видов воздействий аэрозоля на ПСА, облака и АИЕ. Решение именно этой задачи стало одной из главных целей осуществленного в 1997 г. в регионе Канарских о-вов Второго полевого наблюдательного эксперимента (ACE-2) по изучению характеристик аэрозоля. Часть программы этого эксперимента (CLOUDCOLUMN) была специально посвящена изучению косвенного воздействия антропогенного аэрозоля на климат. В 1999 г. Европейская комиссия поддержала дальнейшие исследования в этом направлении в рамках проекта PACE разработки схем параметризации воздействий аэрозоля на климат.

Как отметил Mitra [48a], индийский океанический эксперимент (INDOEX) был первой комплексной проблемно-ориентированной наблюдательной международной программой, главная задача которой состояла в изучении «аэрозольно-обусловленного радиационного и климатического возмущающего воздействия на региональный и глобальный климат с учетом соответствующих обратных связей». Предварительная стадия осуществления INDOEX началась в 1996–1997 гг., а главная часть комплексных наблюдений выполнена в 1988–1999 гг. с участием специалистов из различных

стран (Индия, США, Западная Европа, о-ва Маврикий и Мальдивские). Полученные результаты опирались на использование наземных, корабельных, самолетных и спутниковых средств наблюдений.

Программа наблюдений включала получение информации о содержании и свойствах атмосферного аэрозоля и наиболее существенных оптически активных малых газовых компонентах (O_3 , CO, NO_x , SO_2 и др.), но была сконцентрирована на исследованиях аэрозоля, имея в виду получение данных о прямом и косвенном АРВВ. Наиболее интересные (и во многих отношениях неожиданные) результаты связаны с обнаружением мощного аэрозольного слоя в тропосфере (важная особенность химического состава аэрозоля состояла в наличии значительного компонента из черного углерода) и отчетливых проявлений дальнего переноса как аэрозоля, так и малых газовых компонентов.

Получение комплексной информации об аэрозоле открыло возможности анализа его воздействий на климат, здоровье и сельское хозяйство, а наличие также разнообразных данных о МГК — перспективы разработок по проблеме «Химическая погода». Важным компонентом программы INDOEX стали наблюдения на борту индийского НИС «Sagar Kanva», выполнившего рейс в январе–марте 1999 г. до того, как начало функционировать американское НИС «Ronald H. Brown», и осуществившего восточно-западный разрез вдоль параллели 20° ю.ш. в регионе незагрязненной атмосферы южнее ВЗК, а также разрез в регионе Аравийского моря (вдоль 15° с.ш., по направлению к Индии). Сравнение величин АРВВ в регионах незагрязненной атмосферы и при наличии мощного аэрозольного слоя показало, что во втором случае АРВВ было в 6–10 раз больше, достигая $-35,3 \text{ Вт/м}^2$ (прибрежная зона) и $-18,6 \text{ Вт/м}^2$ (запыленная атмосфера над океаном).

По данным наземных наблюдений, выполненных в условиях сельского пункта наблюдений в регионе Великих Равнин штата Оклахома (США) в рамках программы ARM измерений атмосферной радиации, Feingold и др. [24] осуществили проверку предложенной Туоми гипотезы о косвенном воздействии атмосферного аэрозоля на климат. Согласно этой гипотезе частицы аэрозоля, попадая в облака и функционируя в качестве облачных ядер конденсации, благоприятствуют возрастанию счетной концентрации мелких капель и, таким образом, порождают возрастание альbedo облаков, что вызывает похолодание климата (при этом важный аспект гипотезы состоит в предположении о неизменности влажности облаков).

Решение проблемы взаимодействия аэрозоля и облаков серьезно осложняет наличие множества обратных связей, возникающих при протекании взаимодействующих микрофизических, динамических и химических процессов. В условиях неизменности эквивалентного водосодержания облаков в работе [24] проанализирована реакция недождящих водных облаков на изменения содержания аэрозоля. Подобная реакция охарактеризована как

относительное изменение эффективного радиуса облачных капель при относительном изменении аэрозольно обусловленной экстинкции. Восстановление эффективного радиуса капель осуществлено по данным радиационного и СВЧ-зондирования (пространственно-временное разрешение результатов наблюдений составило, соответственно, 100 м и 20 с). Данные рамановского лидара служили для восстановления обусловленной аэрозолем экстинкции в подоблачном слое. Анализ результатов наблюдений продемонстрировал, что аэрозоль, содержащийся в морских воздушных массах или в воздушных массах, поступивших с севера, оказывает на облака более сильное воздействие, чем аэрозоль, поступающий с воздушными массами, приходящими с северо-запада. Наблюдается довольно высокая корреляция (0,67) между реакцией облачности на аэрозоль и интенсивностью турбулентного перемешивания в облаках.

Процессы взаимодействия в системе «аэрозоль — облака — радиация», определяющие косвенное воздействие аэрозоля на климат, до сих пор остаются слабо изученными, хотя являются потенциально важным фактором формирования радиационного возмущающего воздействия (разброс соответствующих оценок определяется вариациями в пределах от -0 до $-4,8$ Вт/м²). Несомненно, важен вклад в АЕ за счет слоистых облаков нижнего яруса, поскольку: 1) их альbedo более чувствительно к изменениям микрофизических характеристик облаков, чем обладающие высоким альbedo облака верхнего яруса (в этом проявляется первый косвенный эффект воздействия аэрозоля на облака и климат); 2) умеренная геометрическая толщина облаков часто достаточна для достижения каплями размеров выпадающих капель осадков, и поэтому даже небольшое возрастание счетной концентрации облачных капель N может предотвратить выпадение осадков, что влияет на водосодержание и альbedo облаков (с этим связан второй косвенный эффект воздействия аэрозоля на климат).

С целью анализа формирования и изменчивости АЕ в рамках АСЕ-2 и программы РАСЕ с целью обоснования параметризации А1Е Menon и др. [48] предприняли сравнение шести одномерных численных моделей процессов в системе «аэрозоль — облака — радиация», определяющих воздействие аэрозоля на климат в условиях чистого и загрязненного пограничного слоя атмосферы ПСА. Обсуждаемая разработка разделена на три этапа. Задачей первого этапа являлся анализ адекватности численного моделирования активации аэрозоля как ядер конденсации, переноса излучения и образования осадков при обеспечении столь же высокого разрешения по вертикали, как и в случае сделанных в период АСЕ-2 наблюдений *in situ*. На втором этапе аналогичные испытания адекватности осуществлены при более грубом вертикальном разрешении. Целью третьего этапа явилось численное моделирование на срок 24–48 ч для оценки возможностей предвычисления облачности в ПСА при заданной инициализации крупномасштабных полей

метеорологических параметров. Для прогноза счетной концентрации облачных капель N использовано несколько схем параметризации.

Полученные в работе [48] результаты обнаружили существенные расхождения в случаях применения физически обоснованных прогностических схем активации аэрозоля с учетом вертикальной скорости и эмпирических схем, опирающихся на диагностические данные о вертикальной скорости на уровне нижней границы облаков. Прогностические схемы характеризуются более сильной изменчивостью результатов, чем диагностические, из-за различий учета взаимодействия между процессами активации аэрозоля и вымывания мороси при вычислении N .

В случае инициализации одномерных моделей с высоким вертикальным разрешением, принимая во внимание наблюдаемые вертикальные профили водности облаков, выполнено сравнение результатов численного моделирования с данными наблюдений, обнаружившее вполне удовлетворительное согласие, которое ухудшается, однако, если ограничиться рассмотрением грубого разрешения по высоте. Прогнозируемые осадки оказались сильно заниженными, но подобное расхождение ослабляется, если учесть подсеточную изменчивость водности. Из расчетов на срок 24–48 ч следует, что, как правило, неадекватными оказываются оценки морфологии облаков. В конечном счете численное моделирование приводит к значительным погрешностям оптических свойств облаков. Предвычисление морфологии облаков становится более надежным при использовании схем параметризации процесса формирования толщины облаков, а также при рассмотрении внешнего крупномасштабного возмущающего воздействия на процессы формирования облачности.

Осуществление комплексного наблюдательного эксперимента LACE-98 позволило получить всестороннюю информацию об атмосферном аэрозоле (самолетные измерения микроструктуры, в том числе счетной концентрации мелкодисперсного аэрозоля, коэффициентов аэрозольного поглощения, рассеяния назад и деполяризации, химического состава аэрозоля, а также наземные наблюдения спектральной оптической толщины атмосферы, коэффициентов экстинкции и рассеяния назад). Полученные данные наблюдений оптических параметров Fiebig и др. [25] сопоставили с результатами численного моделирования для совокупности сернокислотного аэрозоля вблизи тропопаузы, а также смеси сульфата аммония и сажи в остальной части вертикального столба атмосферы (см. также Osborne и др., [536]).

Подобное сравнение обеспечило «замыкание» (согласие результатов вычислений и данных наблюдений) с погрешностью не более 25% в случае аэрозольной оптической толщины (с учетом аэрозоля, образовавшегося при сжигании биомассы в Северной Америке и претерпевшего дальний перенос при 35%-й доле сажевого компонента). Если предположить сферическую форму частиц (при сред-

нем отношении несферичности, равном 1,3), то рассчитанная для подобного аэрозоля деполяризация согласуется с данными лидарных наблюдений, тогда как сравнение вычисленных и наблюдаемых значений коэффициента обратного рассеяния показало, что сажевый аэрозоль должен быть компонентом внешней смеси с непоглощающими частицами. На основе использования двухпоточкового приближения теории переноса излучения получено значение аэрозольного радиационного возмущающего воздействия на уровне тропопаузы при безоблачной атмосфере, равное $-5,8 \text{ Вт/м}^2$ при аэрозольной оптической толщине 0,09 (на длине волны 710 нм) и зенитном угле Солнца 56° . Величина APBV за счет аэрозоля, возникающего при сжигании биомассы, в одинаковой степени чувствительна к состоянию смешанности частиц (внутренней или внешней) и альбедо подстилающей поверхности.

В контексте проблемы косвенного воздействия атмосферного аэрозоля на климат через посредство обусловленных аэрозолем изменений микрофизических и оптических характеристик облаков Peng и Lohmann [54] обсудили результаты выполненных в Канаде полевых исследований влияния антропогенного аэрозоля на форму спектра размеров (микроструктуру) облачных капель. Сравнение рассчитанных значений альбедо облаков с наблюдаемыми показало, что наилучшее согласие имеет место в том случае, когда осуществляется коррекция вычисленных значений с учетом параметра β масштабирования, зависящего от относительной дисперсии спектра размеров капель ϵ , которая характеризует средний радиус капель и дисперсию радиуса. Значение $\beta = (1 + 2\epsilon^2)^{2/3} / (1 + \epsilon^2)^{1/3}$. Имеет место положительная корреляция параметра β со счетной концентрацией капель. Эта линейная корреляция была использована при численном моделировании климата с применением модели ECHAM-4. Вычисления показали, что глобально осредненное значение обусловленного аэрозолем косвенного радиационного возмущающего воздействия на уровне верхней границы атмосферы уменьшилось на $0,2 \text{ Вт/м}^2$ в результате коррекции с учетом параметра β .

Косвенное воздействие аэрозоля на климат, проявляющееся в пограничном слое атмосферы, определяется цепью взаимодействий между аэрозолем, динамикой, микрофизическими и оптическими свойствами облаков. Поступление в атмосферу частиц антропогенного аэрозоля, функционирующего как облачные ядра конденсации, способствует возрастанию счетной концентрации облачных капель (CDNC). Как уже отмечалось, связанное с этим увеличение оптической толщины и альбедо облаков, при их неизменном водосодержании, получило название *первого косвенного эффекта*, характеризующего влияние аэрозоля на климат.

С другой стороны, важное значение имеет также изменение микроструктуры облачности, которое влияет на ее динамику (в первую очередь через посредство процесса образования осадков, порождающего изменения времени жизни облаков

и их пространственной протяженности, от которых зависит альbedo облаков). Подобная «микрофизическая» обратная связь, влияющая на динамику облачного покрова, получила название *второго косвенного эффекта*, который определяет влияние аэрозоля на климат. Хотя связанное с проявлениями косвенных эффектов возрастание альbedo облаков сравнительно мало, оно может быть существенным в глобальных масштабах как фактор ослабления потепления за счет парникового эффекта атмосферы. Поэтому исследования АИЕ и его спутниковый мониторинг являются исключительно актуальными.

Целью обсужденного Brenguier и др. [7] проекта CLOUDCOLUMN (CC), одного из пяти проектов, осуществляемых в рамках программы ACE-2 второго полевого эксперимента по изучению характеристик аэрозоля, было изучение АИЕ для морских слоисто-кучевых облаков и обоснование стратегии «замкнутых» аэрозольно-облачных радиационных экспериментов. Наблюдения по проекту CC выполнены в июне–июле 1997 г. в регионе Канарских островов с использованием комплекса аппаратуры, установленной на борту трех самолетов-лабораторий и в наземном пункте.

В работе [7] обсуждены результаты восьми серий самолетных наблюдений микрофизических характеристик морских слоисто-кучевых облаков в широком диапазоне условий наблюдений (различные физико-химические свойства аэрозоля, значения счетной концентрации CDNC в интервале $50\text{--}25 \text{ см}^{-3}$ и др.). Полученный уникальный комплекс синхронных наблюдений микрофизических и радиационных характеристик облачного покрова может быть использован для оценки косвенного воздействия аэрозоля на облака и климат на основе анализа соотношения между оптической толщиной облаков и эффективным радиусом облачных капель. Корреляция между этими величинами является, как правило, отрицательной, но в условиях сильно загрязненной атмосферы может стать положительной. По данным наблюдений, полученным в период осуществления ACE-2, загрязненные системы облачности оказались несколько более сухими и поэтому более тонкими, что обусловило формирование упомянутой положительной корреляции между косвенным воздействием аэрозоля на климат и эффективным радиусом капель.

Продуктом неполного сгорания различных топлив (прежде всего — сжигания ископаемых топлив и биомассы) является так называемый ВС — поглощающие коротковолновую радиацию сажевый и дымовой аэрозоли. Оценки обусловленного ВС и органическим веществом (ОМ) прямого радиационного воздействия привели к значениям в интервале от $+0,16$ до $+0,42 \text{ Вт/м}^2$, а суммарной поглощенной радиации в пределах $0,56\text{--}2 \text{ Вт/м}^2$ (предложено назвать величину ВС + ОМ сажевым компонентом, возникающим за счет ископаемого топлива). Около 10% (по массе) ВС составляет аэрозоль, образующийся при сжигании биомассы, для которого были получены оценки РВВ от $-0,16$ до

$-0,74 \text{ Вт/м}^2$, тогда как поглощенная им радиация варьирует в пределах $0,75-2 \text{ Вт/м}^2$.

Компоненты продуктов сжигания биомассы и ископаемых топлив, ответственные за рассеяние радиации, состоят главным образом из органического вещества. Подобные компоненты (наряду с растворимыми в воде органическими и неорганическими соединениями, выбрасываемыми в атмосферу как часть соединений дымов и сажи) могут функционировать так же, как облачные ядра конденсации. Это означает, что выбросы ВС и ОМ участвуют в формировании косвенного РВВ за счет воздействия ОЯК на формирование облаков и их свойств. При этом из имеющихся оценок следует, что такого рода вклад может превышать 80% по отношению к суммарному косвенному РВВ. Влияние ВС может также проявляться через обусловленное им локальное прогревание атмосферы и сопровождающее его уменьшение количества облаков и их водосодержания, что порождает снижение альbedo. В связи с полученными ранее оценками связанного с этим «полупрямого» РВВ был сделан вывод о возможности обусловленного им дополнительного потепления климата.

В связи с отмеченными обстоятельствами Реннер и др. [56] получили новые оценки воздействия сажевого и дымового аэрозоля на климат с использованием модели глобального климата GRANTOUR/ССМ при учете влияния содержащегося в облачных каплях ВС на альbedo облаков. Данные табл. 1 характеризуют среднегодовые значения общего содержания аэрозоля различных типов, использованные в рассматриваемой модели. Численное моделирование прямого, полупрямого и косвенного РВВ с учетом РВВ, обусловленного как коротковолновой, так и длинноволновой радиацией, привело к выводу, что влияние последнего определяет уменьшение или даже изменение знака полупрямого РВВ, но отнюдь не усиление потепления.

Таблица 1

Среднегодовые значения общего содержания в атмосфере аэрозоля различных типов в северном (СП) и южном (ЮП) полушариях и на земном шаре

Тип аэрозоля	СП	ЮП	Земной шар
Антропогенные сульфаты SO_4^{2-}	0,87	0,22	1,09
Природные SO_4^{2-}	0,45	0,42	0,86
ОМ за счет ископаемых топлив	0,39	0,03	0,41
ВС за счет ископаемых топлив	0,08	0,01	0,09
ОМ, обусловленный сжиганием биомассы	1,28	1,24	2,52
ВС, обусловленный сжиганием биомассы	0,13	0,13	0,26
Выбросы ОМ на уровне поверхности	0,49	0,52	1,02
Выбросы ВС на уровне поверхности	0,05	0,06	0,11
Природный ОМ	0,13	0,10	0,23
Пыль ($r < 1 \text{ мкм}$)	11,11	3,57	14,68
Морской солевой аэрозоль ($r < 1 \text{ мкм}$)	1,82	2,85	4,68

Суммарное РВВ существенно зависит от высоты выбросов аэрозоля, поскольку выбросы на больших высотах способствуют усилению отрицательного длинноволнового РВВ. Кроме того, выбросы поглощающего аэрозоля на более значительных высотах могут благоприятствовать усилению облачности на меньших высотах, где, как правило, может возникать понижение температуры. Согласно оценкам значения коротковолнового прямого среднелобального РВВ на уровне верхней границы атмосферы (ТОА) оно составляет $0,17 \text{ Вт/м}^2$. При использовании концепции «квазивозмущающего воздействия», позволяющей отчасти учесть влияние обратных климатических связей, получаются значения РВВ, равные $(0,28 \pm 0,32) \text{ Вт/м}^2$.

Если, согласно ранее полученным результатам, поглощение радиации аэрозолем порождает уменьшение количества облаков и компенсирует обусловленное аэрозолем выхолаживание, то из обсуждаемых результатов численного моделирования (на основе концепции «квазивозмущающего воздействия») следует, что суммарное РВВ (определяемое как коротковолновой, так и длинноволновой радиацией) оказывается меньше (более отрицательным), чем получалось ранее. Таким образом, влияние дымов и сажевого аэрозоля проявляется как эффект похолодания, если принять во внимание изменения облачности и температуры, происходящие в процессе формирования РВВ.

Вычисления коротковолнового РВВ с учетом «всего» антропогенного аэрозоля в регионах, где содержание ВС превосходит 2 мг/м^2 , дали значения, равные $-3,0$ и $-3,1 \text{ Вт/м}^2$ при выбросах аэрозоля, обусловленных сжиганием биомассы, вблизи подстилающей поверхности и в средней тропосфере соответственно. Если выбросы сажевого аэрозоля происходят у поверхности, то они обуславливают, в среднем, прогревание тропосферы на всех уровнях и уменьшение количества облаков вблизи поверхности, где происходят выбросы. Суммарное «квазивозмущающее воздействие» с учетом как коротковолновой, так и длинноволновой радиации оказывается в случае сажевого аэрозоля близким к нулю.

Недавно полученные оценки свидетельствуют об очень сильном влиянии фазового состояния атмосферного аэрозоля из сульфата аммония (при относительной влажности около 80%) на уровень аэрозольно-обусловленного радиационного возмущающего воздействия. Большой интерес представляет и воздействие фазового состояния аэрозоля на ход гетерогенных химических реакций. Хотя процессы деликвесценции (усвоения воды) и эффлоресценции (потери воды) чистого сульфата аммония изучены достаточно хорошо, проблему составляет сложность химического состава частиц аэрозоля, включающих до 50% и более (по массе) органических соединений.

Анализ проб аэрозоля, полученных в ряде пунктов Западной Европы, показал, что около 60% содержания органического углерода в тропосферном аэрозоле приходится на долю растворимых

в воде органических соединений. Согласно данным наблюдений в сельской местности Австрии, около 11% (по отношению к суммарному содержанию органического углерода в облачной воде) составляют моно- и дикарбоксильные кислоты. Если нерастворимые органические соединения препятствуют усвоению воды аэрозолем, то растворимая органика, как правило, благоприятствует этому.

Ввиду недостаточности информации о роли фазовых изменений аэрозоля Brooks и др. [8] выполнили лабораторные измерения в проточной кювете с использованием инфракрасного Фурье-спектрометра для распознавания фазового состояния частиц, а также изучения процессов деликвесценции и эфлоресценции в случаях сульфата аммония, малеичной кислоты, а также внутренне перемешанных частиц аэрозоля из смеси малеичной кислоты и сульфата аммония. Полученные результаты указывают на то, что для частиц аэрозоля из малеичной кислоты усвоение ими воды начинается уже при низкой относительной влажности (RH) около 20% и продолжается до тех пор, пока не достигается максимальный уровень RH (89%), при котором еще возможно усвоение воды. Для частиц смешанного состава (малеичная кислота/сульфат аммония) усвоение воды начинается при более низкой RH , чем для частиц, состоящих из одного из компонентов. Исследования эфлоресценции привели к выводу, что кристаллизация частиц из малеичной кислоты происходит при RH около 18%, тогда как в случаях сульфата аммония и аэрозоля смешанного состава — при RH несколько меньше 30%. В целом, полученные результаты отображают тот факт, что наличие в аэрозоле растворимой в воде органики, внутренне перемешанной с сульфатом аммония, благоприятствует расширению диапазона условий, при которых фазовое состояние аэрозоля оказывается жидким.

Zender и др. [70] разработали численную модель, позволяющую предвычислить счетную концентрацию и микроструктуру атмосферного пылевого аэрозоля (ПА), которая предназначена для использования в качестве компонента численных моделей климата и химических процессов в атмосфере. Обсуждаемая модель DEAD применена для воспроизведения глобального распределения ПА с учетом процессов трансформации свойств аэрозоля, обусловленных вовлечением, сухим и влажным осаждением и химическими реакциями с участием ПА. Расчеты сделаны в предположении, что текстура почвы глобально однородна и почва содержит достаточное количество компонентов, благоприятствующих процессу сальтации.

Эродируемость почвы параметризована с использованием нового физически обоснованного геоморфного индекса, который пропорционален площади речного водосбора, находящегося вверх по течению от региона каждого источника ПА. Процессы сухого осаждения описаны с учетом седиментации и турбулентного перемешивания. Приняты во внимание процессы нуклеационного и зависящего от размеров вымывания частиц ПА

в слоистых и конвективных облаках. Сравнение полученных результатов численного моделирования с наземными и спутниковыми данными наблюдений обнаружило, в целом, удовлетворительное согласие.

Если отвлечься от учета вклада антропогенного аэрозоля, то модель DEAD адекватно воспроизводит, например, годовой ход миграции трансатлантического пылевого шлейфа, формирующегося за счет пылевых бурь в Африке, а также максимум выноса ПА с Азиатского континента в регион Тихого океана. Согласно результатам численного моделирования, глобальные характеристики ПА и его изменчивости в 1990 гг. (рассматривались частицы диаметром меньше 10 мкм) таковы: (1490 ± 160) Тг/год (суммарные выбросы ПА); (17 ± 2) Тг (амплитуда межгодовой изменчивости выбросов); $0,030 \pm 0,004$ (оптическая толщина на длине волны 630 нм). Следующие данные характеризуют вклад различных континентов (Тг/год): 980 (Африка), 415 (Азия), 37 (Австралия), 35 (Южная Америка), 8 (Северная Америка). Все эти значения существенно меньше оценок, полученных ранее. Для обсуждаемых результатов характерна заниженность переноса и осаждения ПА из Восточной Азии и Австралии в некоторые регионы Тихого океана, что отчасти обусловлено недооценкой вклада дальнего переноса частиц больше 3 мкм. Обсуждаемые результаты четко отображают существование «горячих пятен» — (положительных аномалий выбросов ПА) в таких регионах, где происходило накопление легко подвергающихся сальтации аллювиальных отложений.

Наличие сильных антропогенных выбросов большого количества малых газовых компонентов и аэрозоля в условиях больших городов привлекает большое внимание к этой проблеме в контексте возможных воздействий на окружающую среду и человека (в частности, — на формирование РВВ). Одним из наиболее ярких примеров такого рода являются г. Мехико, расположенный на высоте 2240 м над уровнем моря, и его воздушный бассейн (~ 18°–20° с.ш., 98°–100° з.д.), которые окружены горами, служащими барьером для атмосферной циркуляции. Процессы формирования городского острова тепла осложняются в г. Мехико наличием сложного рельефа местности. Утром, когда на территорию города «стекает» холодный воздух с горных склонов, возникает ситуация застоя воздуха и, соответственно, концентрации загрязнений. После восхода Солнца прогревание юго-западных склонов гор благоприятствует поступлению влажного воздуха с Мексиканского залива. Значительная высота г. Мехико определяет наличие пониженной концентрации кислорода и способствует повышению концентрации приземного озона.

На основе использования региональной модели NARCM климата и формирования поля концентрации и микроструктуры аэрозоля Munoz-Alvarez и др. [49] сделали расчеты переноса, диффузии и осаждения сульфатного аэрозоля с использованием приближенной модели процессов окисления серы, не учитывающей в явном виде химические процессы в городском воздухе. Детально прослежена,

однако, трехмерная эволюция микрофизических и оптических характеристик аэрозоля. Результаты численного моделирования сопоставлены с данными наблюдений у земной поверхности и в свободной тропосфере, выполненных 2, 4 и 14 марта 1997 г. Анализ временного ряда данных наблюдений в аэропорту г. Мехико выявил низкие значения дальности видимости утром, обусловленные малой толщиной пограничного слоя атмосферы, и последующее улучшение условий видимости в процессе возрастания толщины ПСА. Оценки видимости обнаружили существование ее сильной зависимости от направления ветра и микроструктуры аэрозоля. Расчеты показали, что повышение детальности представления микроструктуры способствует более надежному воспроизведению процессов коагуляции и получению более реалистичской микроструктуры, характеризующейся существованием аккумуляционной моды аэрозоля с размером частиц около 0,3 мкм. В этом случае более достоверными становятся и результаты вычислений дальности видимости.

В связи с важной ролью сульфатного аэрозоля (СА) в формировании прямого и косвенного воздействия антропогенного СА на радиационное возмущающее воздействие, которое влияет на климат, за последние годы большое внимание уделялось численному моделированию АРВВ. Рассчитанные значения среднелобального прямого и косвенного АРВВ изменяются, соответственно, в пределах от $-0,2$ до $-0,8$ и от 0 до $-1,5$ Вт/м², т.е. сравнимы с положительным РВВ за счет роста концентрации парниковых газов. Широкий диапазон неопределенностей вычисленного АРВВ обусловлен в значительной степени приближенностью результатов численного моделирования глобальной пространственно-временной изменчивости содержания аэрозоля в атмосфере, а также трудностями адекватного учета взаимодействия аэрозоля и облаков.

Gong и Barrie [27] предприняли численное моделирование влияния аэрозоля на климат с использованием разработанных в Канаде аэрозольного модуля, описывающего глобальную изменчивость морского солевого и сульфатного (как природного, так и антропогенного) аэрозоля (с учетом его микроструктуры), и новейшей (третьего поколения) модели глобального климата. Микроструктура обоих видов аэрозоля параметризована с разбиением спектра размеров частиц на 12 интервалов, причем предполагается что аэрозоль является внутренне перемешанным. Сравнение рассчитанной пространственно-временной изменчивости концентрации аэрозоля с наблюдаемой выявило вполне удовлетворительное согласие. Это относится, в частности, к морскому пограничному слою атмосферы (МПСА). В работе [27] показано, что частицы солевого аэрозоля благоприятствуют подавлению процесса нуклеации, увеличению площади поверхности для конденсации и изменению свойств облаков в МПСА, что обуславливает перераспределение массовой и счетной концентрации сульфатного аэрозоля. Результаты раздельного численного моделирования

динамики солевого и сульфатного аэрозоля привели к выводу, что присутствие солевого аэрозоля способствует росту диаметра частиц сульфатного аэрозоля до двух раз в условиях МПСА при высокой концентрации солевого аэрозоля, но порождает уменьшение (в глобальных масштабах) массы сульфатного аэрозоля в приповерхностном слое МПСА в пределах 5–75% (в зависимости от распределения солевого аэрозоля).

Наиболее значительные воздействия такого рода имеют место в средних широтах северного и южного полушарий, а минимальные воздействия — вблизи экватора. Следствием антропогенного загрязнения атмосферы в регионах Тихого и Атлантического океанов в северном полушарии является обусловленное морским солевым аэрозолем понижение концентрации сульфатного аэрозоля в пределах 10–30%. Максимальный спад (до 50–75%) возникает в «ревущих» 40°-х широтах южного полушария весной и осенью. Среднелобальные оценки воздействия солевого аэрозоля на уменьшение массы и числа частиц сульфатного аэрозоля привели к значениям, соответственно равным 9,13 и 0,76%.

Влияние солевого аэрозоля обуславливает спад счетной концентрации капель в морских облаках на 20–60%, причем максимальный спад возникает в «ревущих» 40°-х (40–70%) и в средних широтах северного полушария (20–40%), которые характеризуются высокой концентрацией солевого аэрозоля. Некоторое возрастание CDNC, обусловленное солевым аэрозолем, обнаружено и в полосе экватора. В дальнейшем планируется оценить охарактеризованные изменения содержания аэрозоля и облачного покрова на глобальный климат.

Первый косвенный эффект воздействия аэрозоля на климат («эффект Туоми») опирается на предположение, что при неизменном эквивалентном водосодержании облаков (LWC) повышение счетной концентрации атмосферного аэрозоля (и, следовательно, концентрации облачных ядер конденсации — CCN) должно привести к росту концентрации облачных капель и, таким образом, — альбедо облаков. В связи с этим Feingold [23] выполнил численное моделирование с целью анализа возможности использования восстанавливаемого по данным наземного дистанционного зондирования коэффициента экстинкции α для подоблачной атмосферы как косвенного индикатора воздействия аэрозоля на микроструктуру облаков. Адиабатическая модель облачных капель, ограниченная рассмотрением тонкого слоя недождящих слоисто-кучевых облаков (именно в этом случае предположение относительно адиабатичности можно считать приемлемым), позволяет воспроизвести гигроскопически обусловленный рост CCN и учесть конденсацию водяного пара на каплях (не принимая во внимание роста капель за счет слияния). Рассматриваемая модель использована для расчета микроструктуры облаков при заданной микроструктуре аэрозоля, состоящего из сульфата аммония, в таких условиях, когда имеют место восходящие движения

со скоростью в пределах от 20 до 300 см/с. Одно-модальная микроструктура аэрозоля N_a аппроксимирована логнормальным распределением частиц по размерам при $20 \leq N_a \leq 3000 \text{ см}^{-3}$, медианном радиусе частиц $0,03 \leq r_g \leq 0,1 \text{ мкм}$ и параметре ширины распределения $1,3 \leq \sigma \leq 2,2$. Заданы различные значения массовой доли сульфата аммония и водосодержания облаков.

Оценки чувствительности эффективного радиуса капель r_e к различным входным параметрам показали, что r_e наиболее сильно изменяется в зависимости от LWC (влияние вариация именно этого параметра не учитывалось ранее при оценке косвенного эффекта воздействия аэрозоля на облака и климат). Относительная роль других параметров изменяется в зависимости от условий наблюдений, но неизменной остается существенность N_a . Влияние вертикальных движений наиболее значительно при высокой концентрации аэрозоля. Анализ всей совокупности результатов привел к выводу, что использование коэффициента экстинкции (КЭ) в качестве косвенного индикатора воздействия аэрозоля на микроструктуру облаков может приводить к недооценке значения первого косвенного эффекта. Уровни возможных систематических погрешностей КЭ остаются неопределенными ввиду их зависимости от изменяющихся характеристик аэрозоля (так, например, счетная концентрация аэрозоля N_a не может быть восстановлена по данным дистанционного зондирования), вертикальных движений и LWC.

Feczkó и др. [20, 21] получили оценки РВВ за счет аэрозоля и парниковых газов для условий Венгрии начала 1980 гг. Полученные ими результаты выявили значительные изменения РВВ, обусловленного сульфатом аммония и углекислым газом за последние 20 лет. Если обусловленный «парниковым» воздействием вклад в потепление климата в результате повышения концентрации CO_2 увеличился на 60%, то антропогенный вклад в похолодание климата за счет сульфатного аэрозоля уменьшился на 45%, т.е. воздействие обоих этих компонентов атмосферы на климат проявилось как эффект потепления.

Различные виды растительности выбрасывают в атмосферу большое количество неметановых углеводородных соединений (NMHC). Суммарный уровень выбросов в период вегетации таких NMHC, как изопрен (C_5H_8), монотерпены ($\text{C}_{10}\text{H}_{18}$), полутерпены ($\text{C}_{15}\text{H}_{28}$) и кислородсодержащие соединения ($\text{C}_n\text{H}_{2n-2}\text{O}$), составляет 825–1150 ТгС/год, превосходя уровень соответствующих антропогенных выбросов (около 100 ТгС/год).

Как отметили Wang и др. [4], важное значение такого рода выбросов определяется главным образом их влиянием на три протекающие в атмосфере процесса. Первый состоит в том, что такие NMHC, как изопрен, образуются в ходе карбоксиляции в растениях и, тем самым, вносят существенный вклад в формирование биосферного круговорота углерода. Второй процесс связан с тем, что NMHC обладают высокой химической активностью по от-

ношению к таким главным окислительным компонентам атмосферы, как радикалы гидроксила (OH), озон (O_3) и радикалы нитрата (NO_3). Следствием реакций с участием этих компонентов оказывается образование радикалов алкилперекисей (RO_2), которые способствуют эффективной трансформации окиси азота (NO) в двуокись азота (NO_2), что благоприятствует повышению концентрации озона в пограничном слое атмосферы. Наконец, окисление NMHC приводит к возникновению таких карбонильных соединений, как формальдегид (HCHO), который стимулирует процессы образования O_3 . Результатом окисления монотерпенов и полутерпенов является интенсивное образование мелкодисперсного углеродного аэрозоля с диаметром частиц $< 0,4 \text{ мкм}$ (доля продукции подобного аэрозоля достигает 10–30%), оказывающее существенное воздействие на различные процессы в ПСА.

Wang и др. [4] выполнили анализ влияния фитогенического аэрозоля (ФА), который определяется как образующийся главным образом за счет окисления монотерпенов (прежде всего α - и β -пиненов), на радиационный режим сульфатного аэрозоля (PSA) над лесом в восточной части Канады. В условиях рассматриваемой лесной экосистемы уровень выбросов в атмосферу биогенных углеводородных соединений был умеренным, при концентрации α - и β -пинена, составляющей около $1,6 \text{ млрд}^{-1}$. Результатом окисления NMHC было образование ФА при счетной концентрации частиц около $5 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$. Для заданной концентрации и микроструктуры аэрозоля получены оценки его влияния на перенос коротковолновой радиации в ПСА.

В условиях безоблачного неба в июле и при счетной концентрации аэрозоля в пределах $(2 - 5) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ среднее за день ослабление суммарной радиации составило $0,04 \text{ Вт/м}^2$ при вкладе рассеянной радиации, равном $0,01 \text{ Вт/м}^2$. Максимальный уровень ослабления суммарной радиации за счет ФА достигал $0,2 \text{ Вт/м}^2$. Из полученных результатов следует, что обусловленное ФА ослабление поступления коротковолновой радиации может заметно компенсировать (в региональных масштабах) вклад потепления за счет усиления парникового эффекта атмосферы. Не менее важное значение может иметь ФА как фактор воздействия на оптические свойства облаков, функционируя в качестве облачных ядер конденсации.

Глобальный вклад растительного покрова в выбросы летучих органических соединений (VOC) в атмосферу составляет около 90%. В состав этих биогенных выбросов (BVOC) входят изопрен (C_5H_8), монотерпены ($\text{C}_{10}\text{H}_{16}$) и другие химически активные соединения углерода. Общее содержание углерода в глобальных выбросах BVOC может превышать 1 Пг/год . Многие BVOC вступают в реакции с приземным озоном и другими оксидантами в атмосфере, оказывая существенное влияние на химические процессы в атмосфере в локальных, региональных и глобальных масштабах. Наличие BVOC обуславливает, например, возрастание

времени жизни метана в тропосфере примерно на 15%. За счет трансформации BVOC в глобальной атмосфере образуется 13–24 Тг/год вторичного органического аэрозоля, что сравнимо с уровнем образования углеродного аэрозоля за счет сжигания ископаемых топлив и биомассы. Как отметили Levis и др. [40], биогенный аэрозоль оказывает значительное влияние на формирование радиационного баланса и образование облачных ядер конденсации. Все это означает, что возникает существенное воздействие выбросов BVOC на формирование глобального климата через посредство их влияния на химические процессы, концентрацию атмосферного аэрозоля и глобальный круговорот углерода. Именно поэтому МГЭИК рекомендовала учесть выбросы VOC в сценариях выбросов, используемых при численном моделировании климата. Согласно соответствующим оценкам, уровень антропогенных выбросов VOC составлял в середине 1999 г. около 140 ТгС/год, а оценки на 2100 г. определяют возможные пределы от < 100 до > 550 ТгС/год. Выбросы BVOC зависят от вида растительности и от условий окружающей среды (температура воздуха, солнечная радиация, водообеспеченность растений, концентрация O₃ и CO₂).

Levis и др. [40] описали основанный на данных полевых и лабораторных измерений алгоритм, позволяющий рассчитать выбросы BVOC. Этот алгоритм предназначен для использования в качестве компонента интерактивной модели климата CCSM (версия 2,0) для системы «атмосфера—океан—суша—морской ледяной покров», разработанной сотрудниками Национального центра исследований атмосферы (США). Обсуждаемая разработка представляет собой первый шаг на пути создания глобальной модели климата с учетом динамики биогеохимических круговоротов. Для анализа функционирования рассматриваемой модели CCSM выполнены два численных эксперимента с учетом: 1) только процессов на поверхности суши при заданных состоянии атмосферы и спутниковых данных о растительном покрове; 2) полностью интерактивных процессов в климатической системе (включая предвычисляемую динамику растительного покрова).

Результаты расчетов показали, что в обоих случаях имеет место усиление выбросов BVOC в теплых и зеленых регионах (по сравнению с другими регионами), согласующееся с данными наблюдений. При заданном распределении растительного покрова глобальные выбросы изопрена на суше составляют 507 ТгС/год, что близко соответствует результатам «интерактивного» численного моделирования. В случае интерактивной модели выбросы BVOC зависят от изменений климата и растительного покрова, варьируя от года к году. Межгодовая изменчивость рассчитанных антропогенных выбросов может превосходить 10% по отношению к ежегодным антропогенным выбросам, соответствующим сценариям МГЭИК. Это определяет необходимость учета выбросов BVOC в интерактивной модели глобального климата.

2. Программа IGAC, проекты ACE-Asia и INDOEX

Одним из компонентов международной программы IGAC исследований химических процессов в глобальной атмосфере были полевые наблюдательные эксперименты ACE с целью изучения свойств атмосферного аэрозоля, имея прежде всего в виду оценки аэрозольного радиационного возмущающего воздействия на климат. Как отметили Huebert и др. [30], задачи четвертого из серии этих экспериментов (ACE-Asia), осуществленного в период с конца марта до мая 2001 г., составляли: 1) комплексные наблюдения пространственно-временной изменчивости концентрации и свойств аэрозоля (включая определение APBV), а также процессов, контролируемых образование и эволюцию свойств аэрозоля; 2) долговременные наблюдения на сети наземных станций с целью мониторинга концентрации и свойств аэрозоля *in situ*, а также интегральных (относящихся ко всей толще атмосферы) характеристик аэрозоля (аэрозольная оптическая толщина и др.) за период 2000–2003 гг.

Систему наблюдательных средств ACE-Asia составили три самолета-лаборатории, два исследовательских судна, сеть лидаров и наземных пунктов для взятия проб аэрозоля. Помимо этого, широко использовались различные данные спутниковых наблюдений. Осуществление программы наблюдений сочеталось с численным моделированием процессов образования, переноса и трансформации аэрозоля на основе использования моделей СТМ, воспроизводящих дальний перенос аэрозоля с учетом его химической трансформации. Результаты численного моделирования имели важное значение для адекватного планирования наблюдений, особенно в период интенсивных наблюдений, когда имело место аномально высокое содержание пылевого аэрозоля в атмосфере. Одной из существенных задач использования данных наблюдений была проверка надежности существующих моделей атмосферного аэрозоля, используемых при расчетах радиационных потоков, применении СТМ и при оценках воздействия аэрозоля на изменения глобального климата.

Главный результат осуществления полевого эксперимента ACE-Asia состоит в получении разнообразной информации об аэрозоле, иллюстрирующей существование широкого диапазона изменчивости его физических и оптических свойств, определяемое сложностью химического состава аэрозоля как смеси природного пылевого аэрозоля и таких антропогенных компонентов, как «черный углерод», сульфаты, нитраты и органические соединения. Данные наблюдений свидетельствуют о ключевой роли аэрозоля в формировании РВВ. Так, например, в условиях ясного неба прямое APBV в апреле достигало -30 Вт/м^2 . Результаты ACE-Asia вызывают новые вопросы, требующие ответа, что диктует необходимость продолжения аналогичных разработок.

Дельта р. Янцзы является в Китае основным сельскохозяйственным регионом и характеризуется сильным аэрозольным загрязнением атмосферы. Хи и др. [68] обсудили результаты выполненных при помощи многоканального (длины волн 380, 440, 500, 675 и 875 нм) солнечного фотометра MICROTOPS-II измерений аэрозольной оптической толщины τ_λ , коэффициента рассеяния σ_{sc} , коэффициента поглощения σ_{ap} и нисходящего потока фотосинтетически активной радиации (ФАР, спектральный интервал 400–700 нм), сделанных в период с 28 октября по 1 декабря 1999 г. в Линане (фоновая станция мониторинга атмосферы: 30°17' с.ш., 119°45' в.д.) с целью получения количественных данных об оптических свойствах и прямом аэрозольном радиационном вынуждающем воздействии. С использованием двух схем переноса излучения и данных наблюдений найдены значения АРВВ для ФАР и для интегральной коротковолновой радиации (ИКР) (200–4000 нм) на уровнях подстилающей поверхности (ПП) и верхней границы атмосферы (ВГА).

Расчитанное среднее значение АРВВ в условиях безоблачной атмосферы (при зенитном угле Солнца меньше 70°) для ФАР на уровне ПП составило $-73,51 \text{ Вт/м}^2$ ($0,2 < \tau_{500} < 1$), что согласуется с соответствующей величиной ($-74,4 \text{ Вт/м}^2$), найденной по измеренным значениям ФАР и АОТ на длине волны 500 нм (τ_{500}). Согласно данным рассматриваемых наблюдений, среднее значение $\tau_{500} = 0,6$, среднее за сутки значение АРВВ на уровне ПП равно $-11,2 \text{ Вт/м}^2$, а оптическая толщина и количество облаков составляют 5,0 и 50% соответственно. Это означает, что уменьшение ФАР за счет прямого АРВВ составляет -16% .

Расчеты привели к среднему за 24 ч значению прямого АРВВ на уровне ВГА для интегральной коротковолновой радиации, равному $-30,4 \text{ Вт/м}^2$. Если учесть наличие облачности, то эта величина уменьшается примерно до $-12,1 \text{ Вт/м}^2$. Подобное значение приближенно на порядок величины превосходит среднеглобальные значения АРВВ в диапазоне от $-0,3$ до $-1,0 \text{ Вт/м}^2$, принятые в отчете МГЭИК-1996. Таким образом, обсужденные результаты демонстрируют очень существенное воздействие аэрозоля на радиационный режим тропосферы, определяемое такими величинами, как ФАР и ИКР, на уровне подстилающей поверхности, а также коротковолновый радиационный баланс на уровне верхней границы атмосферы.

На основе использования данных спутниковых и самолетных наблюдений, а также результатов численного моделирования Nakajima и др. [53] получили значения аэрозольного радиационного возмущающего воздействия на уровнях подстилающей поверхности и верхней границы атмосферы в регионе Восточно-Китайского моря, относящиеся к апрелю 2001 г. Анализ результатов наблюдений показал, что они изменяются до 40% в зависимости от применяемой методики обработки данных (от задания входных параметров, особенно альbedo однократного рассеяния).

Среднемесячные значения РВВ в реальных условиях облачности варьируют в пределах от -5 до -8 Вт/м^2 на уровне верхней границы атмосферы и от -10 до -23 Вт/м^2 на уровне ПП в Gosan (33,28° с.ш.; 127,17° в.д.) и в Amami-Oshima (28,15° с.ш.; 129,30° в.д.). Соответствующие средние значения РВВ равны $(-5,6 \pm 0,9) \text{ Вт/м}^2$ (Gosan) и $(-7,5 \pm 1,5) \text{ Вт/м}^2$ (Amami-Oshima) на уровне ВГА и $(-15,8 \pm 6,6) \text{ Вт/м}^2$ и $(-18,2 \pm 5,9) \text{ Вт/м}^2$ на уровне ПП.

При этом наблюдается большая региональная изменчивость АРВВ, обусловленная вариациями аэрозольной оптической толщины и альbedo однократного рассеяния. РВВ за счет облаков оказалось равным $-20 \div -40 \text{ Вт/м}^2$, откуда следует, что прямое АРВВ может быть сравнимым с облачно обусловленным РВВ на уровне подстилающей поверхности. Оценки косвенного АРВВ с использованием данных спутниковых наблюдений и модели SPRINTARS дальнего переноса и эволюции свойств аэрозоля привели к значениям в пределах от -1 до -3 Вт/м^2 как на уровне ВГА, так и ПП. Поскольку эти значения превосходят среднеглобальное значение (порядка -1 Вт/м^2), то это говорит о том, что последнее формируется как результат осреднения отрицательного РВВ над океаном и положительного РВВ над сушей.

Трехмерная глобальная модель SPRINTARS позволяет воспроизвести пространственно-временную изменчивость концентрации аэрозоля и его оптических свойств на основе учета совокупности процессов, ответственных за формирование общей циркуляции атмосферы и переноса излучения. Takemura и др. [63] выполнили численное моделирование, результаты которого сопоставлены с данными комплексных наземных, самолетных и спутниковых наблюдений, осуществленных весной 2001 г. в рамках полевого эксперимента ACE-Asia в Восточной Азии.

Анализ полученных результатов показал, что вычисленные значения концентрации, оптической толщины аэрозоля и экспоненты Ангстрема хорошо согласуются с данными наблюдений. Рассмотрение данных по экспоненте Ангстрема позволяет сделать вывод, что вклад антропогенного аэрозоля, определяемый его сульфатным и углеродным компонентами, в формирование аэрозольной оптической толщины атмосферы того же порядка величины, что и вклад пылевого аэрозоля, даже в тех случаях, когда имели место пылевые бури.

Оценки прямого аэрозольно-обусловленного радиационного возмущающего воздействия привели к отрицательным значениям, превосходящим -10 Вт/м^2 на уровне тропопаузы в периоды мощных пылевых бурь (в таких условиях вклады антропогенного и пылевого аэрозоля в формирование аэрозольной оптической толщины практически одинаковы). Прямое РВВ зависит главным образом от водности облаков, а также от вертикальных распределений аэрозоля и облаков. Численное моделирование продемонстрировало, что не только сульфатный и морской солевой аэрозоль, но также

«черный углерод» и почвенный пылевой аэрозоль, которые обуславливают поглощение как коротковолновой, так и длинноволновой радиации, могут порождать на уровне подстилающей поверхности прямое отрицательное РВВ, которое в рассматриваемом Восточно-Азиатском регионе может превосходить положительное РВВ за счет антропогенных парниковых газов.

Выполненные Chuang и др. [12] в период осуществления полевого наблюдательного эксперимента ACE-Asia в апреле 2001 г. в северо-западном регионе Тихого океана измерения содержания элементного углерода (ЕС) в частицах аэрозоля показали, что ЕС сконцентрирован главным образом в больших частицах, первоначально попадающих в атмосферу во время пылевых бурь в пустынях или имеющих озоловое происхождение, существенную роль играет также коагуляция мелких частиц, происходящая в процессе дальнего переноса. Расчеты среднесуточных значений массовых коэффициентов поглощения ЕС привели к значениям, соответственно равным $(12,6 \pm 2,6)$ и $(14,8 \pm 2,3)$ м²/г для РМ-10 (частиц диаметром меньше 10 мкм) и РМ-1 (диаметр меньше 1 мкм). По данным для ограниченного числа дней коэффициент поглощения (КП) только крупных частиц (РМ-10 – РМ-1) составил $(5,7 \pm 1,6)$ м²/г в условиях запыленной атмосферы и $(2,0 \pm 1,0)$ м²/г, когда атмосфера не была запылена. Из данных наблюдений следует, что частицы мелкодисперсного аэрозоля были внутренне перемешанными. Имела место обратная пропорциональность между КП и массовой концентрацией ЕС (по-видимому, подобный результат нельзя объяснить только влиянием «старения» воздушной массы).

Если экстраполировать полученные результаты на глобальные масштабы, то можно предположить, что снижение выбросов ЕС в атмосферу должно быть фактором, ослабляющим эффективность мер по ограничению нежелательных изменений климата. Численное моделирование радиационных свойств частиц пылевого аэрозоля при задании идеализированной несферической формы частиц показало, что учет несферичности важен при рассмотрении рассеивающих свойств частиц, но практически не имеет значения для определения поглощения. Согласно теоретическим оценкам результатом коагуляции ЕС и пылевого аэрозоля могут быть изменения поглощения коротковолновой радиации слоями ПА в пределах от –42 до +58%, в зависимости от предположений относительно первоначального состояния перемешанности ЕС и оптических свойств ПА. Из данных наблюдений следует, однако, что такого рода изменения варьируют от –10 до –40%, причем значение, равное –10%, наиболее вероятно.

В период полевого эксперимента ACE-Asia в Госане (Южная Корея: 33,29° с.ш.; 126,16° в.д.) с 25 марта по 4 мая 2001 г. выполнены наземные актинометрические наблюдения с целью исследований формирования прямого аэрозольно-обусловленного радиационного возмущающего воздействия, особенно в условиях поступления пылевого аэрозо-

ля, поступившего в атмосферу в результате мощных пылевых бурь на Азиатском континенте. Полученные данные наблюдений включают информацию об интегральных потоках суммарной, прямой солнечной и рассеянной радиации, а также о соответствующих радиационных потоках в видимой и близкой ИК-областях спектра. Для определения аэрозольной оптической толщины τ_{500} на длине волны 500 нм использованы данные наблюдений, сделанных с помощью сканирующего радиометра с затемняющим экраном.

Bush и Valero [9] получили следующие осредненные за весь период наблюдений значения отношения РВВ/ τ_{500} для всего коротковолнового диапазона, близкой ИК- и видимой областей спектра соответственно: $(-73,0 \pm 9,6)$; $(-35,8 \pm 5,5)$; $(-42,2 \pm 4,8)$ Вт/м²/ τ_{500} . Найдены также значения нового параметра – относительной эффективности РВВ, определяемой как отношение РВВ к интегральному потоку коротковолновой радиации на уровне верхней границы атмосферы. Эти значения составили: $(-18,0 \pm 2,3)$; $(-16,2 \pm 2,4)$; $(-26,7 \pm 3,3)\%$ / τ_{500} . Как видно, относительная эффективность РВВ максимальна в видимой области спектра.

Sonant и др. [17] обосновали модель вертикальных профилей микроструктуры, химического состава и гигроскопических свойств аэрозоля по данным наблюдений при помощи комплексов аппаратуры на борту самолета-лаборатории Twin Otter Центра CIRPAS междисциплинарных разработок с использованием самолетов и на НИС «Ronald H. Brown». Результаты наблюдений получены в Азиатско-Тихоокеанском регионе в период осуществления полевого наблюдательного эксперимента ACE-Asia. В модели учтены такие компоненты аэрозоля, как сульфаты, «черный» и органический углерод, морские соли и минеральная пыль, и зависимость содержания этих компонентов от относительной влажности и условий перемешанности (внутренняя или внешняя перемешанность частиц, покрытие частиц пылевого аэрозоля пленкой загрязнений).

Исследование модели аэрозоля в сочетании с методикой Монте-Карло расчета радиационных потоков позволило вычислить прямое аэрозольно-обусловленное радиационное возмущающее воздействие для коротковолновой (КВ) области спектра. Рассчитанные среднерегиональные значения эффективности АРВВ на уровне подстилающей поверхности (изменения потока КВ-радиации при ясном небе на единицу аэрозольной оптической толщины на длине волны 500 нм) составили в течение периода интенсивных наблюдений по программе ACE-Asia -65 Вт/м² (только ПА) и -60 Вт/м² (аэрозоль, обусловленный загрязнениями). На основе совместного использования модели CFORS переноса аэрозоля с учетом его химической трансформации и схемы переноса излучения рассчитаны значения АРВВ для условий ясного и облачного неба во время ACE-Asia.

В период воздействия пылевой бури 5–15 апреля 2001 г. прямое коротковолновое АРВВ на

уровне верхней границы атмосферы составило -3 Вт/м^2 , а у подстилающей поверхности -17 Вт/м^2 (эти оценки относятся к реальным условиям облачности в регионе $20-50^\circ$ с.ш., $100-150^\circ$ в.д.). Результаты вычислений радиационных потоков и РВВ находятся в хорошем согласии с данными судовых наблюдений. Показано, что влияние облачности (по сравнению с условиями ясного неба) приводит к уменьшению АРВВ на уровне верхней границы атмосферы примерно в три раза. В рассматриваемых условиях облачность не оказывает существенного воздействия на поглощение коротковолновой радиации.

Полученная оценка АРВВ за счет аэрозоля (-3 Вт/м^2) близка по величине, но противоположна по знаку РВВ, обусловленному парниковыми газами. Главное воздействие аэрозоля на перенос КВ-радиации проявляется как перераспределение солнечно-обусловленного прогрева между подстилающей поверхностью и атмосферой (в «пользу» атмосферы). По сравнению с данными полевого эксперимента INDOEX, согласно которым осредненная эффективность РВВ на уровне подстилающей поверхности составляет $-72 \text{ Вт/м}^2 \cdot \tau_a$ (τ_a — аэрозольная оптическая толщина), в случае ACE-Asia получилось более умеренное значение, равное $-60 \text{ Вт/м}^2 \cdot \tau_a$. Иным оказалось соотношение на уровне верхней границы атмосферы: -25 и $-27,5 \text{ Вт/м}^2 \cdot \tau_a$ соответственно.

Основное различие между РВВ за счет шлейфов пылевого аэрозоля в Восточной Азии и в Южной Азии (INDOEX) проявилось в том, что в случае ACE-Asia: 1) влияние пылевого аэрозоля оказалось более существенным (в данном случае остается, однако, неизвестным антропогенный вклад); 2) более существенно сказывалось влияние облачности верхнего и среднего ярусов (в отличие от типичного для INDOEX преобладания облачности нижнего яруса); 3) наблюдалось более сложное вертикальное распределение аэрозоля, обусловленное влиянием фронтальных систем средних широт. Интересный результат наблюдений в период ACE-Asia заключался в том, что частицы ПА в сочетании с вторичным аэрозолем, состоящим из сульфатов и органического углерода, рассеивают КВ-радиацию слабее, чем аэрозоль, представляющий собой внешнюю смесь ПА и вторичного аэрозоля. Если, однако, частицы ПА покрыты также «черным углеродом», то заметного изменения поглощения не происходит.

Markowicz и др. [45] представили результаты наблюдений химического состава и оптических свойств аэрозоля, сделанных на борту НИС «Ronald H. Brown» в период полевого эксперимента ACE-Asia (март–апрель 2001 г.) в западном секторе Тихого океана (главным образом в Японском море) с целью определения аэрозольно-обусловленного радиационного возмущающего воздействия. Полученное в период наблюдений среднее значение аэрозольной оптической толщины на длине волны 500 нм составило над Японским морем $0,43 \pm 0,25$, а альbedo однократного рассеяния (АОР) было

равно $0,95 \pm 0,03$. Обнаружена высокая корреляция между АОР и относительной влажностью воздуха ($r^2 = 0,69$).

Наличие в атмосфере аэрозоля обуславливало уменьшение суммарной радиации на 26 Вт/м^2 , но возрастание поглощенной атмосферной коротковолновой радиации и уходящей (отраженной) коротковолновой радиации соответственно на $13,4$ и $12,7 \text{ Вт/м}^2$. Осредненная эффективность АРВВ (РВВ, рассчитанное на единицу АОТ) составила -60 Вт/м^2 . Уменьшение относительной влажности до 55% приводило к усилению эффективности АРВВ, достигавшему $6-10 \text{ Вт/м}^2$. Наличие подобной зависимости от относительной влажности диктует необходимость ее учета при сравнении данных об эффективности АРВВ, относящихся к различным условиям наблюдений.

Опираясь на использование спутниковой информации (аппаратура AVHRR и POLDER), Sekiguchi и др. [62] получили квазиглобальные оценки прямого РВВ над океанами ($-0,4 \text{ Вт/м}^2$) и косвенного РВВ (от $-0,6$ до $-1,2 \text{ Вт/м}^2$), из которых следует, что косвенное РВВ оказалось более значительным, чем прямое РВВ. Согласно оценке Lesins и Lohmann [39], среднелобальное значение АРВВ при ясном небе составляет $-2,2 \text{ Вт/м}^2$.

Применив модель NJUADMS дальнего переноса сульфатного аэрозоля и региональную модель климата RegCM2, Wang и др. [65] получили среднее для территории Китая значение прямого РВВ за счет сульфатного аэрозоля, равное $-0,85 \text{ Вт/м}^2$, тогда как значения РВВ в районах Центрального и Восточного Китая могут достигать -7 Вт/м^2 . Изменчивость РВВ характеризуется наличием сильного годового хода.

Menon и др. [47] обратили внимание на то, что в условиях потепления климата на большей части земного шара за последние десятилетия имела место тенденция усиления наводнений на юге Китая, интенсификации засух на севере Китая и умеренное похолодание климата в Китае и Индии. С использованием глобальной модели климата получены оценки, из которых следует, что учет влияния аэрозоля на климат, в значительной части состоящего из поглощающего коротковолновую радиацию углеродного («черного») аэрозоля, позволяет адекватно воспроизвести наблюдавшиеся изменения осадков и температуры. Наличие поглощающего аэрозоля обуславливает прогревание воздуха, изменяет региональную устойчивость атмосферы и вертикальные движения, воздействует на крупномасштабную атмосферную циркуляцию и круговорот воды, порождая значительные изменения регионального климата.

Подводя итоги осуществления проекта ACE-Asia, Seinfeld и др. [61] подчеркнули, что имеющиеся оценки климатического воздействия гигантских выбросов пылевого и антропогенного аэрозоля с территорий Китая и Монголии на акваторию Тихого океана (как отмечалось ранее, нередко продукты этих выбросов достигают территории Северной Америки) все еще отягощены значительными

погрешностями, хотя не вызывает сомнений их значительное влияние на перенос излучения, климат, химические процессы в атмосфере и динамику облачного покрова. Следствием взаимодействия ПА с загрязняющими компонентами атмосферы может быть повышение растворимости Fe и других биогеоносов, что может оказывать существенное воздействие на биодинамику океана (было зарегистрировано, например, почти удвоение биомассы в перемешанном слое океана вслед за поступлением продуктов пылевой бури, которое можно объяснить индуцированной «фертилизацией» океана).

Данные табл. 2 иллюстрируют оценки вклада различных факторов в формирование АРВВ на уровне подстилающей поверхности и верхней границы атмосферы, а также поглощенной атмосферой коротковолновой радиации (ПКВР).

Таблица 2

Оценки вклада различных факторов в формирование АРВВ и ПКВР (Вт/м²) в период 5–15 апреля 2001 г. в Восточной Азии (20–50° с.ш.; 100–150° в.д.)

Фактор	ПП	ПКВР	ВГА
Пылевой аэрозоль	-9,3	3,8	-5,5
Сульфаты	-3,6	0,3	-3,3
Органический углерод	-3,9	1,7	-2,2
Черный углерод	-4,1	4,5	0,4
Морская соль	-0,4	0,0	-0,4
Внутренняя смесь	-2,2	3,5	1,3
Длинноволновое РВВ	3,0	-2,3	0,7
Суммарное РВВ (ясное небо)	-20,5	11,5	-9,0
Суммарное РВВ (реальные условия облачности)	-14,0	11,0	-3,0

Детальные оценки погрешностей расчетов АРВВ, обусловленных недостаточной достоверностью данных о сульфатном аэрозоле, выполнили Mühle и др. [51].

Главной целью полевого наблюдательного эксперимента INDOEX были исследования антропогенного аэрозоля, поступающего в регион Индийского океана с Южно-Азиатского континента, и оценки воздействия этого аэрозоля на радиационный режим атмосферы. Наземные наблюдения были выполнены на климатической обсерватории Каашидхоо (Kaashidhoо: 4,95° с. ш.; 73,5° в.д.), в Миникой (Minicoy: 8,5° с.ш.; 73,0° в.д.) и в Тривандруме (Trivandrum: 8,5° с.ш.; 77,0° в.д.). Спутниковая аппаратура CERES служила источником информации о компонентах радиационного баланса Земли.

Выполненный Satheesh и др. [60] анализ результатов длительных наблюдений (более 15 лет) в Тривандруме выявил наличие постепенного возрастания аэрозольной оптической толщины в видимой области спектра, примерно от 0,2 в 1986 г. до 0,4 в 1999 г. Вклад антропогенных источников в АОТ превосходил 70%. Для оценки годового хода характеристик аэрозоля в работе [60] рассмотрены данные наблюдений в до- и послемуссонный периоды. Соответствующая изменчивость оказалась значительной. Наличие наземных и спутниковых данных наблюдений радиационных потоков позволило

изучить влияние аэрозоля на потоки коротковолновой радиации.

Анализ рассматриваемой информации привел к выводу, что для расчета потоков рассеянной радиации нет необходимости учитывать так называемое «избыточное поглощение». Обусловленное аэрозолем поглощение коротковолновой радиации нижними слоями атмосферы достигало ~ 20 Вт/м², что соответствует радиационному изменению температуры около 0,5 К/сут. Влияние состояния перемешанности частиц аэрозоля (внутренней или внешней) на величину аэрозольного радиационного возмущающего воздействия оказалось пренебрежимо малым. Сравнение радиационных эффектов аэрозоля на суше и над океаном продемонстрировало, что усиление радиационно-обусловленного прогрева нижней атмосферы порядка 40% сопровождается одновременным возрастанием похолодания на уровне подстилающей поверхности, составляющим около 33% по отношению к наблюдаемому на океане. Для океана АРВВ составляет -10 (ВГА) и -29 Вт/м² (ПП), а поглощенная атмосферой радиация равна 19 Вт/м². На суше соответствующие значения равны -7 Вт/м² (ВГА) и -21 Вт/м², тогда как поглощенная радиация равна 28 Вт/м². Следствием усиления ветра у поверхности океана оказывается возрастание похолодания за счет роста концентрации морского солевого компонента аэрозоля, что частично компенсирует прогревание нижних слоев атмосферы, обусловленное поглощением коротковолновой радиации аэрозолем.

Очень близкие к полученным в период INDOEX значения АРВВ получили Yabe и др. [69] по данным наземных наблюдений в Киото. Среднее значение АРВВ, рассчитанное на единицу оптической толщины, составило -85,4 Вт/м². Расчеты АРВВ на уровне верхней границы атмосферы дали значения, оказавшиеся примерно в три раза меньше АРВВ на уровне подстилающей поверхности (это означает наличие сильного поглощения коротковолновой радиации атмосферой).

В сентябре 2000 г. над Атлантическим океаном вблизи западного побережья Африки был осуществлен полевой наблюдательный эксперимент SHADE с целью исследования аэрозольно-обусловленного радиационного возмущающего воздействия по данным самолетных измерений характеристик сахарского атмосферного пылевого аэрозоля и полей излучения в коротковолновом и длинноволновом диапазонах длин волн. Важной частью научной программы было воспроизведение данных наблюдений путем численного моделирования, основу которого составляло использование модели СТМ-2 дальнего переноса аэрозоля с учетом его химической трансформации при задании входной метеорологической информации по данным Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды за сентябрь 2000 г.

Mühle и др. [50] сделали расчеты АРВВ для коротковолнового и длинноволнового диапазонов длин волн. Результаты численного моделирования дальнего переноса ПА и значений АРВВ вполне удовлетворительно согласуются с данными наблю-

дений. Рассчитанное максимальное отрицательное значение $\Delta P_{\text{ВВ}}$ для коротковолнового диапазона составило -110 Вт/м^2 (это значение относится к местному полудню 26 августа 2000 г.). Среднесуточные значения $\Delta P_{\text{ВВ}}$ в период осуществления SHADE варьировали от -5 до -6 Вт/м^2 , а при условном глобальном осреднении $\Delta P_{\text{ВВ}}$ равно $-0,4 \text{ Вт/м}^2$. Обсужденные результаты иллюстрируют актуальность учета аэрозольного воздействия на климат. Несомненно, что влияние сахарского ПА должно проявляться и в глобальных масштабах, причем очевидно, что, ввиду доминирования коротковолнового РВВ, это воздействие выражается как радиационное выхолаживание.

3. Некоторые данные наблюдений в Западной Европе

В связи с сохраняющейся противоречивостью оценок так называемого «избыточного» поглощения (имеется в виду завышенность расчетных значений суммарной радиации по сравнению с наблюдаемыми), Wendisch и др. [66] предприняли расчеты интегрального и спектрального потоков коротковолновой радиации на уровне подстилающей поверхности при задании вертикальных профилей микроструктуры аэрозоля и метеорологических параметров (по данным самолетных, радиозондовых и лидарных наблюдений).

Вычисленные значения потоков сопоставлены с результатами пиранометрических и пиргелиометрических наблюдений интегральных потоков, а также с данными измерений спектральных потоков, полученными при помощи 512-канального спектро-радиометра для интервала длин волн $500\text{--}920 \text{ нм}$. Эти наблюдения выполнены летом 1998 г. в районе г. Берлина в рамках программы LACE исследований атмосферного аэрозоля на обсерватории Линденберга. С использованием результатов наблюдений при большом и малом содержании аэрозоля в атмосфере проанализирована чувствительность вычисленных значений потоков коротковолновой радиации к изменениям химического состава частиц аэрозоля (комплексного показателя преломления), а также микроструктуры аэрозоля и влажности воздуха.

При задании спектральной зависимости показателя преломления, соответствующей сульфату аммония, рассчитанная суммарная радиация оказалась на $10\text{--}20 \text{ Вт/м}^2$ (2–3%), а прямая солнечная радиация на $17\text{--}18 \text{ Вт/м}^2$ (4–5%) больше измеренной, тогда как рассеянная радиация — на $6\text{--}7 \text{ Вт/м}^2$ (4–10%) меньше измеренной. Вычисленные и наблюдаемые спектральные распределения суммарной радиации хорошо согласуются в центральной части видимой области спектра (длины волн $500\text{--}600 \text{ нм}$), но по мере роста длины волны расчетные значения спектральных потоков становятся в возрастающей степени завышенными по сравнению с наблюдаемыми. Таким образом, обсуждаемые результаты не позволили полностью уст-

ранить неадекватность численного моделирования переноса коротковолновой радиации в атмосфере.

С целью исследований влияния аэрозоля на перенос коротковолновой радиации в атмосфере летом 1998 г. в районе Линденбергской обсерватории Wendling и др. [67] предприняли полевую наблюдательную программу LACE, главная задача которой состояла в осуществлении комплексных («замкнутых») измерений химических, физических, оптических и радиационных свойств аэрозоля в условиях чистой и сильно загрязненной атмосферы. При помощи разнообразной аппаратуры, установленной на трех самолетах, выполнены одновременные наблюдения вертикальных профилей (в диапазоне высот $0,2\text{--}11 \text{ км}$) интегральных и спектральных (восходящих и нисходящих) потоков коротковолновой радиации, а также микрофизических и оптических характеристик аэрозоля. Результаты наблюдений сопоставлены с данными численного моделирования. Согласно полученным результатам, обусловленное аэрозолем осредненное радиационное возмущающее воздействие на уровне верхней границы атмосферы проявляется как эффект радиационного выхолаживания системы «подстилающая поверхность—атмосфера» и варьирует в пределах от $-4,7$ до $-12,7 \text{ Вт/м}^2$ в условиях безоблачной атмосферы. Над тропиками Атлантического океана в северном полушарии летом простирается протяженный шлейф аэрозоля между побережьем Сахары на востоке и Карибскими островами на западе. Garrett и др. [26] изучили эволюцию микрофизических характеристик и радиационных свойств составляющего шлейф атмосферного аэрозоля, возникающего при формировании пылевых бурь в северной части Сахары. Масса шлейфа аэрозоля и его радиационные свойства относятся к двум слоям, расположенным на разных высотах и охватывающим большую часть акватории Атлантического океана. Доминирующим компонентом верхнего слоя является пылевой аэрозоль, первоначально поступивший в атмосферу в Сахаре, тогда как нижний слой, располагающийся в морском пограничном слое атмосферы, состоит, в основном, из частиц морского солевого аэрозоля, образующихся вблизи взволнованной поверхности океана. Вклад второстепенного, но весьма существенного значения принадлежит частицам углеродного, сульфатного и нитратного аэрозоля (CSN).

Совокупный вклад аэрозоля CSN и морского солевого в формирование аэрозольного радиационного возмущающего воздействия при ясном небе составляет более чем 50% по отношению к суммарному РВВ. Данные спутниковых наблюдений и численного моделирования свидетельствуют о том, что спад обусловленного аэрозольным шлейфом РВВ между африканским побережьем и Карибским регионом составляет около 20% и обусловлен главным образом осаждением пылевого аэрозоля. Рассматриваемый спад РВВ сдерживается за счет влияния трех факторов: 1) пассатных ветров в МПСА, обеспечивающих устойчивое поступление солевого аэрозоля в атмосферу; 2) частиц пылевого аэрозоля,

которые первоначально достигли высот 2,5–5,5 км и поэтому обладали более длительным временем жизни в тропосфере; 3) мелких частиц CSN и пылевого аэрозоля в свободной тропосфере. Данные измерений показали, что аэрозоль CSN представляет собой продукт загрязнений атмосферы в Западной Европе. Необходимы дальнейшие его исследования для получения достоверных данных о вкладе этого аэрозоля в формирование РВВ.

Сложность процессов прямого и косвенного (через воздействие на облака) влияния аэрозоля на климат является главной причиной значительной неопределенности существующих оценок вклада аэрозоля в формирование климата.

Ключевой аспект подобной сложности – сильная пространственно-временная изменчивость свойств аэрозоля. Power и Goyal [58] сделали расчеты с целью проанализировать закономерности пространственно-временной изменчивости (включая годовой и межгодовые вариации) прозрачности атмосферы (общего содержания аэрозоля в толще атмосферы) по данным наблюдений на 8 станциях в Южной Африке и 13 станциях в Германии.

По данным наблюдений в Германии, коэффициент мутности Ангстрема β (эквивалентный аэрозольной оптической толщине атмосферы на длине волны 1 мкм) характеризуется наличием сильного годового хода мутности атмосферы с максимумом летом и минимумом зимой. В Южной Африке годовой ход β значительно слабее при наличии, в среднем, максимума весной, а минимумов осенью и зимой. За последние десятилетия в Германии наблюдалось значительное ослабление замутненности атмосферы (в пределах $-5,62 \div -16,56\%$ за 10 лет) и четко проявилось (как максимумы β) влияние извержений вулканов Эль-Чичон и Пинатубо. По данным наблюдений на четырех станциях в Южной Африке обнаружен долговременный тренд мутности, но какой-либо универсальный тренд отсутствовал. В условиях Германии изменения β в более сильной степени обусловлены влиянием нелокальных источников аэрозоля, чем в Южной Африке, где аэрозоль имеет, в основном, местное происхождение. Долговременные средние месячные значения коэффициента мутности Ангстрема в Германии варьируют в пределах 0,019–0,143, а средние годовые значения изменяются от 0,064 до 0,116. Значительно ниже уровень мутности атмосферы в Южной Африке, где среднемесячные (среднегодовые) значения β находятся в пределах 0,004–0,071 (0,013–0,047).

При осреднении по данным всех станций мутность атмосферы в Германии оказывается в 2,6–5,8 раза (в зависимости от времени года) более высокой, чем в Южной Африке. Климат Южной Африки является, безусловно, более влажным, чем Германии, но в обоих случаях имеет место сильный годовой ход влагосодержания атмосферы. За последние несколько десятилетий климат Южной Африки стал более влажным. Тренд спада мутности атмосферы в Германии связан, по-видимому, с уменьшением выбросов аэрозоля в атмосферу или с влия-

нием различных других факторов (помимо влажности). По данным различных наблюдений (главным образом в Западной Европе) за последние 50 лет произошло уменьшение суммарной радиации на $0,51 \text{ Вт/м}^2$ (2,7% за 10 лет), что обусловлено, вероятно, главным образом влиянием аэрозоля.

4. Численное моделирование трехмерного распределения аэрозоля и климата

Важный вклад в развитие численного моделирования вклада аэрозоля в формирование климата внесли разработки, касающиеся трехмерного поля концентрации и свойств аэрозоля в контексте обоснования моделей качества воздуха.

Описанный Binkowski и Roselle [5] аэрозольный компонент модели CMAQ для многомасштабной оценки качества воздуха, разработанной сообществом специалистов для многомасштабной оценки качества воздуха, имеет целью эффективное и вычислительно экономичное воспроизведение динамики атмосферного аэрозоля. Микроструктура аэрозоля представлена как суперпозиция трех лог-нормальных мод аэрозоля, включающих мелкодисперсную моду РМ-2,5 (диаметр частиц меньше 2,5 мкм), состоящую из двух подмод – ядер Айткена (диаметр меньше 0,1 мкм) и аккумуляционной субмоды (диаметр в пределах 0,1–2,5 мкм), и грубодисперсную моду РМ-10 частиц диаметром 2,5–10 мкм. Процесс эволюции свойств аэрозоля описан с учетом коагуляции, роста и образования новых частиц.

При рассмотрении компонентов аэрозоля приняты во внимание моды РМ-2,5 и РМ-10 первичных выбросов элементного и органического углерода, а также пылевых и других частиц. В качестве вторичных компонентов аэрозоля учтены сульфат, нитрат, аммоний, вода и вторичные органические соединения, имеющие природное и антропогенное происхождение. Параметризация аэрозольной экстинкции света в видимой области спектра осуществлена с использованием формул Ми и эмпирических соотношений, обоснованных данными наблюдений. В работе [5] описаны алгоритмы, воспроизводящие взаимодействия между аэрозолем и облачностью. Полученные результаты проиллюстрированы данными вычислений с использованием боксовой и трехмерной моделей.

Mebust и др. [46] выполнили предварительный анализ адекватности Модели-3, разработанной сообществом специалистов для многомасштабной оценки качества воздуха (CMAQ) путем сравнения рассчитанных и наблюдаемых значений индексов дальности видимости и концентрации различных компонентов аэрозоля. Сравнение с данными наблюдений метеорологической дальности видимости в 130 аэропортах США за период 11–15 июля 1995 г. показало, что вычисленные значения параметров CMAQ, в целом, достоверно отображают главные закономерности пространственно-временной изменчивости видимости, включая пространствен-

ные градиенты и экстремальные уровни дальности видимости.

Однако применение обеих использованных в СМАQ методик вычисления экстинкции света (по формулам Ми и с применением эмпирической методики) привело к занижению спада видимости (т.е. к завышению дальности видимости). В случае расчетов по формулам Ми среднее нормированное расхождение (NMB) и средняя нормированная погрешность (NME) равны $-21,7\%$ и $25,41\%$ соответственно, а для эмпирической методики $-35,5\%$ и $36,2\%$. В большинстве случаев рассчитанные значения согласуются с наблюдаемыми лишь с точностью до коэффициента, равного двум, хотя коэффициент корреляции равен 0,25 и 0,24.

В работе [46] выполнено также специализированное сравнение с использованием данных наблюдений концентрации сульфата, нитрата, PM-2,5, PM-10 и органического углерода на 18 станциях в июне 1995 г. В этом случае сравнения привели к выводу, что, за исключением хороших результатов для сульфата (среднее систематическое расхождение массовой концентрации составляет $0,15 \text{ мкг/м}^3$, а NMB = $3,1\%$), модель приводит к систематическому занижению концентрации нитрата в аэрозоле ($-0,10 \text{ мкг/м}^3$, $-33,1\%$), PM-2,5 ($-3,9 \text{ мкг/м}^3$, $-30,1\%$), PM-10 ($-5,66 \text{ мкг/м}^3$, $-29,2\%$) и органического углерода ($-0,78 \text{ мкг/м}^3$, $-33,7\%$). Степень адекватности воспроизведения концентрации различных компонентов располагается в следующей последовательности: сульфат ($r^2 = 0,63$; средняя погрешность $1,75 \text{ мкг/м}^3$, NME = $36,2\%$); PM-2,5 ($0,55$; $5,00 \text{ мкг/м}^3$; $38,5\%$); органический углерод ($0,25$; $0,94 \text{ мкг/м}^3$; $40,6\%$); PM-10 ($0,13$; $9,85 \text{ мкг/м}^3$; $50,8\%$) и нитрат ($0,01$; $0,33 \text{ мкг/м}^3$; $104,3\%$). За исключением нитрата, в 75–80% случаев вычисленные значения концентрации согласуются с наблюдаемыми в пределах коэффициента, равного двум.

Поглощение солнечной радиации в атмосфере, обусловленное аэрозолями, содержащим «черный углерод», может порождать изменения радиационного прогревания атмосферы и подстилающей поверхности, что, в свою очередь, влияет на динамику и гидрологические процессы, ответственные за формирование облачного покрова. В этой связи Copani и др. [16] рассмотрели новый «микрофизический» механизм влияния ВС на климат, состоящий в том, что радиационное прогревание за счет поглощения солнечной радиации при наличии содержащих ВС облачных ядер конденсации замедляет или даже предотвращает функционирование CCN как центров образования облачных капель. Температура содержащих ВС капель оказывается повышенной (в результате их прогревания при поглощении солнечной радиации) на доли градуса по отношению к окружающей среде, что приводит к повышению упругости водяного пара над каплями и ограничивает активацию, обусловленную наиболее сильно поглощающими CCN.

В связи с отмеченными обстоятельствами предложено обобщение теории Келлера, определяю-

щей зависимость равновесной упругости водяного пара от уровня усвоения воды, с учетом размеров CCN и доли ВС. Подобная зависимость проявляется наиболее отчетливо в случае таких CCN, которые содержат объем ВС больше, чем сфера диаметром 500 нм. При наличии аэрозоля с относительным содержанием ВС по массе меньше 10% (в расчете на каждую частицу) может возникать обусловленное солнечным прогреванием уменьшение счетной концентрации CCN порядка 10% при уровне критического пересыщения, составляющем 0,01%. С другой стороны, влияние прогревания за счет поглощения, обусловленного ВС, на активацию при уровне критического пересыщения $-0,1\%$ пренебрежимо мало.

Анализ данных наблюдений привел к выводу о похолодании глобальной стратосферы за последние десятилетия, хотя темпы похолодания зависели от продолжительности рядов данных наблюдений и были специфическими для различных регионов земного шара. Если в высоких широтах южного полушария тренд похолодания наблюдался начиная с 1980 г., то в северном полушарии наиболее значительные изменения произошли в 1990 г. Общепринятая точка зрения относительно природы похолодания стратосферы в южном полушарии исходит из того, что оно связано главным образом с химически обусловленным спадом содержания озона. При этом формируется механизм радиационно-химической обратной связи, поскольку похолодание ведет к спаду озона. Иная ситуация существует в северном полушарии, где значительную роль должна играть также внутренне обусловленная динамика климатической системы.

Manzini и др. [44] предприняли численное моделирование чувствительности атмосферной циркуляции к спаду содержания озона и к росту концентрации парниковых газов (ПГ) с учетом происходящих в стратосфере химических реакций. С этой целью осуществлены три серии численного моделирования при фиксированных граничных условиях, относящиеся к недавнему прошлому (1960 г.) и к современным условиям (1990 и 2000 гг.), с учетом изменения концентрации ПГ, общего органического хлора и средней температуры поверхности океана. Изменения содержания озона рассчитаны в рамках воспроизведения интерактивности рассматриваемых процессов.

Результаты численного моделирования свидетельствуют об уменьшении содержания озона в стратосфере. В условиях Антарктики в 1990 и 2000 гг. имело место формирование «озоновой дыры», которая отсутствовала, однако, в 1960 г., как это и наблюдалось. В стратосфере и в мезосфере происходило понижение температуры в течение всего рассматриваемого периода, которое наиболее сильно проявилось на уровне стратоспаузы и в нижней стратосфере в регионе Южного полюса, что согласуется с данными наблюдений. В нижней стратосфере Арктики похолодание в марте (по сравнению с условиями 1960 г.) обнаружено только по данным расчетов для 2000 г.

Активность распространяющихся зимой из тропосферы длинных волн оказалась сравнимой в 1960 и 2000 гг. Это позволяет сделать вывод о вкладе спада содержания озона и роста концентрации ПГ в происшедшее в нижней стратосфере Арктики похолодание в 1960 и 2000 гг. Полученные результаты позволяют считать, что экстремально низкая температура, наблюдавшаяся в марте за последнее десятилетие, могла возникнуть за счет радиационных и химических процессов, хотя возможное влияние других факторов нельзя считать исключенным.

Сравнение результатов численного моделирования за 1960 и 2000 гг. выявило усиление нисходящих потоков (даунвеллинга) в мезосфере в период похолодания нижней стратосферы (в марте в Арктике и в октябре в Антарктике). Усиление нисходящих потоков в мезосфере можно объяснить как реакцию гравитационных волн на усиление ветра, связанное с похолоданием нижней стратосферы. Происходящее смещение вниз усиленного даунвеллинга со сдвигом по времени 1 мес можно отчасти объяснить влиянием планетарных волн. Интенсификация динамически обусловленного прогревания, связанного с усилением даунвеллинга, способствует ограничению похолодания стратосферы и усилению циркулярного вихря в нижней стратосфере и, таким образом, благоприятствует восстановлению озона за счет такого рода отрицательной обратной связи. Как в Арктике, так и в Антарктике обусловленное спадом озона выхолаживание охватывает регион, где весной образуются полярные стратосферные облака (ПСО), протяженность которых возросла за период 1960–2000 гг. Увеличение количества ПСО могло привести к спаду содержания озона в 2000 г., выявленному расчетами.

На основе использования версии 3 разработанной в Национальном Центре исследований атмосферы (США) модели глобального климата NCAR CCM-3 Kristjánsson [38] получил новые оценки косвенного воздействия на климат сульфатного и «черного» (углеродного) аэрозоля, обусловленного влиянием аэрозоля на динамику облачного покрова. Рассмотрены два проявления воздействий аэрозоля на облака. Одно из них («первый косвенный эффект», или «эффект радиуса») связано с тем, что появление дополнительных частиц аэрозоля как облачных ядер конденсации ведет к уменьшению размера облачных капель. «Второй косвенный эффект» проявляется как обусловленное уменьшением размера капель подавление слияния капель и, следовательно, рост времени жизни облаков («эффект времени жизни»). Следствием обоих этих эффектов оказывается повышение альбедо облаков.

Глобальные поля концентрации аэрозоля воспроизведены в работе [38] с использованием встроженных в модель климата подмоделей формирования аэрозоля с учетом соответствующих «жизненных циклов». Помимо этого заданы характеристики фонового аэрозоля. Описана динамика микроструктуры фонового аэрозоля, принимая во внимание процессы конденсации, коагуляции и изменения влаж-

ности. Для заданных уровней пересыщения сделаны вычисления счетной концентрации капель в водных облаках. Полученные в результате подобного численного моделирования микроструктура облаков и потоки уходящей коротковолновой радиации хорошо согласуются с результатами спутниковых наблюдений.

При использовании данных о свойствах аэрозоля, содержащихся в отчете МГЭИК-2001, показано, что в случае глобального осреднения имеют место уменьшение радиуса облачных капель на 5,3% (на 0,58 мкм при среднем радиусе капель 10,31 мкм) и возрастание на 4,9% водосодержания облаков, обусловленные влиянием антропогенного аэрозоля. Наибольшие изменения этих двух параметров происходят (в порядке их значимости) в регионах Юго-Восточной Азии (здесь максимально содержание сульфатного аэрозоля и минимально зенитное расстояние Солнца), Северной Атлантики, Европы, Сибири и востока США. Аналогичные изменения наблюдаются и в величинах косвенного радиационного возмущающего воздействия, среднеглобальное значение которого составляет $-1,8 \text{ Вт/м}^2$, причем вклады изменений радиуса капель и времени жизни капель равны соответственно $-1,3$ и $-0,46 \text{ Вт/м}^2$.

Повторение численного эксперимента с использованием расчетных данных за 2100 г., согласно сценарию МГЭИК А2, не привело к изменению среднеглобальной оценки РВВ, но выявило наличие смещения максимального косвенного воздействия аэрозоля в зону тропиков. Эксперименты по чувствительности привели к выводу, что влияние изменений радиуса облачных капель примерно в три раза сильнее, чем влияние изменений времени жизни облаков, а также показали, что вклад углеродного аэрозоля мал по сравнению с суммарным косвенным воздействием аэрозоля на климат. Приближенность полученных оценок определяется прежде всего неучетом ряда типов аэрозоля, например органического углеродного аэрозоля (это связано с отсутствием необходимой информации об аэрозоле), а также исключением из рассмотрения ледяных облаков и влияния рассматриваемых процессов на перенос длинноволновой радиации. В дальнейшем планируется усложнить модель климата путем учета взаимодействия океана и атмосферы и уделить больше внимания региональным эффектам.

Cook и Highwood [18] впервые предприняли численное моделирование воздействия поглощающего солнечную радиацию аэрозоля на климат в рамках разработанной в университете Рединга (Великобритания) «промежуточной» модели IGCM общей циркуляции атмосферы. 22-слойная глобальная модель IGCM системы «атмосфера – перемешанный слой океана глубиной 2 м» реализована на сетке 5° широты \times 5° долготы и обеспечивает воспроизведение равновесного климата после интегрирования на срок около 5 лет (в действительности расчеты сделаны на 30 лет). Полученные в работе [18] результаты свидетельствуют о том, что знак прямого АРВВ нельзя рассматривать как репрезентативную характеристику знака реальных

изменений среднеглобальной среднегодовой приземной температуры воздуха (ПТВ).

Связанное с этим важное обстоятельство состоит в том, что параметр чувствительности климата к поглощающему солнечную радиацию аэрозолю значительно больше, чем соответствующий параметр для «парникового» потепления за счет роста концентрации углекислого газа. Подобная ситуация обусловлена изменениями количества облаков в процессе формирования климата (изменения ПТВ). Если альbedo однократного рассеяния для аэрозоля меньше 0,95, то происходит уменьшение количества облаков нижнего яруса, что определяет функционирование соответствующей положительной обратной связи. С другой стороны, изменения количества облаков верхнего яруса проявляются как процесс формирования отрицательной обратной связи.

Суммарное воздействие облачности обусловлено балансом между двумя эффектами противоположного знака и сильно зависит от выбора схемы параметризации динамики облачного покрова. Обсуждаемые результаты численного моделирования обнаружили отчетливое существование «полупрямого» воздействия аэрозоля на климат. В связи с этим в работе [18] высказано предположение, что во всех моделях GCM неявно присутствует аэрозольно-облачная обратная связь, обусловленная наличием поглощающего аэрозоля. Подобная ситуация побуждает сделать вывод о критически важном значении адекватной параметризации динамики облачного покрова (в частности, в контексте выдвинутой Hansen и др. [28] гипотезы о «полупрямом» APBV). Согласно модели IGCM облака играют исключительно важную роль в формировании реакции климатической системы на динамику атмосферного аэрозоля.

Активную дискуссию вызвали опубликованные Jacobson [32] соображения о том, что контроль выбросов в атмосферу аэрозольного «черного углерода» и органического вещества, обусловленных сжиганием ископаемых топлив, может оказаться эффективным методом замедления глобального потепления. Feichter и др. [22] отметили в этой связи, что согласно полученным Jacobson оценкам выбросы в атмосферу углеродного аэрозоля BC и органического углерода (OC), обусловленные сжиганием ископаемых топлив, могут вызвать повышение среднеглобальной приземной температуры воздуха на 0,35 K. Высказаны, однако, сомнения относительно обоснованности сделанных в упомянутой работе выводов, связанные, в частности, с тем, что обсуждаемые выбросы содержат также сернистый газ (что определяет образование сульфатного аэрозоля), а воздействие выбросов влияет как на поглощение, так и на рассеяние коротковолновой радиации, т.е. может порождать как потепление, так и похолодание. Еще более важное обстоятельство состоит в том, что использованная Jacobson модель климата GATOR-GCMM не прошла испытаний адекватности путем сравнения с другими моделями и с данными наблюдений, что необходимо в особенности потому, что расчеты на 6 лет не способны

обеспечить воспроизведение равновесного климата. Целый ряд возражений высказала Penner [55].

Chock и др. [11] высказали замечания по поводу результатов Jacobson [32], касающиеся адекватности использованной для получения обсуждаемых оценок модели климата, надежности входной информации и обоснования необходимой экологической политики. Что касается входной информации, то было принято, что ежегодные выбросы BC и OC равны 6,4 и 10,1 TgC/год соответственно, причем доля глобальных выбросов субмикронного BC и OC (органического) аэрозоля составляет 5,1 и 7,0 TgC/год. Принятое отношение OM:BC равно 3,1:1, что эквивалентно глобальным выбросам OM и OM-субмикронного аэрозоля, достигающим 19,9 и 15,9 TgC/год соответственно, т.е. оказывающимся значительно выше упомянутых оценок. Отмечены, кроме того, такие недостатки, как неполный учет косвенного аэрозольного радиационного вынуждающего воздействия на климат, которое ведет к похолоданию климата, и неприемлемая упрощенность модели климата. Отвечая на упомянутые и другие замечания, Jacobson [33–35] отверг их как некорректные и необоснованные.

По поводу этой дискуссии следует заметить, что самое главное, как это следует из сделанного выше обзора, состоит в высокой степени неопределенности всех полученных ранее оценок воздействия аэрозоля на глобальный климат.

Заключение

В связи с состоявшимся 14 февраля 2004 г. в Калифорнийском университете (Сан Диего) симпозиумом «Наша «туманная» атмосфера: аэрозоль и климат» (http://scrippsnews.ucsd.edu/article_detail.cfm?article_num=620) было справедливо отмечено: «Вполне вероятно, что через несколько десятилетий ученые посмотрят назад на события начала 21-го века и будут интерпретировать их как фундаментальное проявление воздействия аэрозоля на климат Земли». Подобную оценку можно, конечно, считать всего лишь метафорой. Не вызывает сомнений, однако, главное: влияние природного и антропогенного аэрозоля на климат, безусловно, значительно, но существующие количественные оценки следует рассматривать как предварительные. Очевидно также, что речь идет о проблеме исключительной сложности, требующей изучения физических, химических и биологических процессов в беспрецедентно широких пространственных (от нано- до глобальных) и временных масштабах. Оценивая значимость проблематики, можно сделать два вывода: 1) проблема «аэрозоль — облака — климат» должна занять ключевое место в ходе подготовки четвертого отчета МГЭИК; 2) на основе анализа достигнутых в ходе этой подготовки результатов следует выдвинуть и обосновать новую междисциплинарную программу разработок, призванную обеспечить достижение адекватного понимания динамики климатической системы в контексте проблемы «аэрозоль — облака — климат». Тем временем

необходимо, разумеется, продолжать разработки, направленные на получение более полных и достоверных данных наблюдений и дальнейшее развитие численного моделирования [1–3].

1. Кондратьев К.Я. Глобальные изменения климата: данные наблюдений и результаты численного моделирования // Исслед. Земли из космоса. 2004. № 2. С. 61–96.
2. Anderson T.L., Charlson R.J., Schwartz S.E., Knutti R., Boucher O., Rodhe H., Heintzenberg J. Climate forcing by aerosols – a hazy picture // Science. 2003. V. 300. P. 1103–1104.
3. Anderson T.L., Charlson R.J., Winker D.M., Ogren J.A., Holmén K. Mesoscale variations of tropospheric aerosols // J. Atmos. Sci. 2003. V. 60. N 1. P. 119–136.
4. Barr J.G., Fuentes J.D., Bottenheim J.W. Radiative forcing of phytogetic aerosols // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 15. P. ACH15/1–ACH15/3.
5. Binkowski F.S., Roselle S.J. Models-3 Community Multiscale Air Quality (CMAQ) model aerosol component. 1. Model description // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 6. P. AAC3/1–AAC3/18.
6. Brenguier J.-L. Introduction to Special Section: An experimental study of the aerosol indirect effect for validation of climate model parameterizations // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 15. P. CMP1/1–CMP1/3.
7. Brenguier J.-L., Pawlowska H., Schüller L. Cloud microphysical and radiative properties for parameterization and satellite monitoring of the indirect effect of aerosol on climate // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 15. P. CMP6/1–CMP6/14.
8. Brooks S.D., Garland R.M., Wise M.E., Prenni A.J., Cushing M., Hewitt E., Tolbert M.A. Phase changes in internally mixed maleic acid/ammonium sulfate // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 15. P. ACH23/1–ACH23/10.
9. Bush B.C., Valero F.P.J. Surface aerosol radiative forcing at Gosan during the ACE-Asia campaign // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 23. P. ACE28/1–ACE28/8.
10. Chameides W.L., Bergin M. Soot takes center stage // Science. 2002. V. 297. P. 2214–2250.
11. Chock D. P., Song Q., Hass H., Schell B., Ackerman I. Comment on «Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming» by M.Z. Jacobson // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 24. P. ACH12/1–ACH12/3; ACH13/1–ACH13/4.
12. Chuang C.C., Penner J.E., Prospero J.M., Grant K.E., Rau G.H., Kawamoto K. Cloud susceptibility and the first aerosol indirect forcing: Sensitivity to black carbon and aerosol concentrations // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 21. P. AAC10/1–AAC10/23.
13. Chuang P.Y., Duwall R.M., Bae M.S., Jefferson A., Schauer J.J., Yang H., Yu J.Z., Kim J. Observations of elemental carbon and absorption during ACE-Asia and implications for aerosol radiative processes and climate forcing // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 23. P. ACE2/1–ACE2/12.
- 13a. Chung C.E., Ramanathan V. Aerosol loading over the Indian Ocean and its possible impact on regional climate // Indian J. Mar. Sci. 2004. V. 33. N 1. P. 40–55.
136. Church T.M., Jickels T.D. Atmospheric chemistry in the coastal ocean: A synopsis of processing, scavenging and inputs // Indian J. Mar. Sci. 2004. V. 33. N 1. P. 71–76.
14. Chylek P., Henderson B., Mishchenko M. Aerosol radiative forcing and the accuracy of satellite aerosol optical depth retrieval // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 24. P. AAC4/1–AAC4/8.
15. Coakley J.A. (Jr.), Tahuk W.R., Sayaraman A., Quinn P.C., Devaux C., Tanré D. Aerosol optical depths and direct radiative forcing for INDOEX derived from AVHRR: Theory // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 19. P. INX28/1–INX28/18.
16. Conant W.C., Nenes A., Seinfeld J.H. Black carbon radiative heating effects on cloud microphysics and implications for the aerosol indirect effect. 1. Extended Köhler theory // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 21. P. AAC23/1–AAC23/9.
17. Conant W.C., Seinfeld J.H., Wang J., Carmichael G.R., Tang Y., Uno I., Flatau P.J., Markowicz K.M., Quinn P.K. A model for the radiative forcing during ACE-Asia derived from CIRPAS Twin Otter and R/V Ronald H. Brown data and comparison with observations // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 23. P. ACE29/1–ACE29/16.
18. Cook J., Highwood E.J. Climate response to tropospheric absorbing aerosols in an intermediate general-circulation model // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2004. V. 130. Pt. A. N 596. P. 175–191.
19. Ekman A.M.L. Small scale patterns of sulfate aerosol climate forcing simulated with a high resolution regional climate model // Tellus. D. 2002. V. 54. P. 143–162.
20. Feczko T., Molnár A., Mészáros E., Major G. Regional climate forcing of aerosol estimated by a box model for a rural site in Central Europe during summer // Atmos. Environ. 2002. V. 36. P. 4125–4131.
21. Feczko T., Mészáros E., Molnár A. Radiative forcing tendency due to anthropogenic aerosol particles and greenhouse gases in Hungary // Időjárás. 2004. V. 108. N 1. P. 1–10.
22. Feichter J., Sausen R., Grassl H., Fiebig M. Comment on «Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming» by M.Z. Jacobson // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 24. P. ACH10/1–ACH10/2, ACH11/1–ACH11/4.
23. Feingold G. Modeling of the first indirect effect: Analysis of measurement requirements // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. N 19. P. ASC7/1–ASC7/4.
24. Feingold G., Eberhard W.L., Veron D.E., Previdi M. First measurements of the Twomey indirect effect using ground-based remote sensors // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. N 6. P. 20/1–20/4.
25. Fiebig M., Petzold A., Wandlinger U., Wendisch M., Kiemle C., Stifter A., Ebert M., Rother T., Leiterer U. Optical closure for an aerosol column: Method, accuracy, and inferable properties applied to a biomass – burning aerosol and its radiative forcing // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 21. P. LAC11/1–LAC11/13.
26. Garrett T.J., Russel L.M., Ramaswamy V., Maria S.F., Huebert B.J. Microphysical and radiative evolution of aerosol plumes over the tropical North Atlantic Ocean // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 1. P. 11/1–11/16.
27. Gong S.L., Barrie L.A. Simulating the impact of sea salt on global nss sulphate aerosol // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 16. P. AAC4/1–AAC4/18.
28. Hansen J., Sato M., Ruedy R. Radiative forcing and climate response // J. Geophys. Res. D. 1997. V. 102. P. 6831–6864.
- 28a. Hass H., van Loon M., Kessler C., Stern R., Matthijsen J., Sauter F., Zlatev Z., Langner J., Foltescu V.,

- Schaap M.* Aerosol Modelling: Results and Intercomparison from European Regional scale Modelling Systems // FURUTRAC-2 ISS. Munich, Germany. 2003. 77 p.
29. *Horvath H., Arboledas L., Alados O.F.J., Jovano V.O., Gangl M., Kaller W., Sánchez C., Saurzopf H., Seidt S.* Optical characteristics of the aerosol in Spain and Austria and its effect on radiative forcing // *J. Geophys. Res. D.* 2002. V. 107. N 19. P. AAC9/1–AAC9/18.
 30. *Huebert B.J., Bates T., Russel P.B., Shi G., Kim Y.J., Kawamura K., Carmichel G., Nakajima T.* An overview of ACE-Asia: Strategies for quantifying the relationships between Asian aerosols and their climatic impacts // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 23. P. ACE1/1–ACE1/20.
 31. *IPCC Third Assessment Report. V. 1. Climate Change 2001. The Scientific Basis.* Cambridge University Press, 2001. 881 p.
 32. *Jacobson M.Z.* Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming // *J. Geophys. Res. D.* 2002. V. 107. N 19. 4410: doi: 10.1029/2001JD002044.
 33. *Jacobson M.Z.* Reply to comment by J.F. Penner on «Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming» // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 24. P. ACH15/1–ACH15/4.
 34. *Jacobson M.Z.* Reply to comment by J. Feichter et al. on «Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming» // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 24. P. ACH11/1–ACH11/4.
 35. *Jacobson M.Z.* Reply to comment by D.P. Chock et al. on «Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming» // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 24. P. ACH13/1–ACH13/4.
 - 35a. *Johnson B.T., Shine K.P., Forster P.M.* The semi-direct aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2004. V. 130. Pt. B. N 599. P. 1407–1422.
 36. *Kondratyev K.Ya.* Multidimensional Global Change // Wiley/PRAXIS. Chichester, U.K. 1998. 761 p.
 37. *Kondratyev K.Ya.* Climatic Effects of Aerosols and Clouds // Springer/PRAXIS. Chichester, U.K. 1999. 264 p.
 - 37a. *Krishnan K., Ramanathan V.* Evidence of surface cooling from absorbing aerosols // *Geophys. Res. Lett.* 10.1029/2001 GL014687, April 29, 2002.
 38. *Kristjánsson J.E.* Studies of the aerosol indirect effect from sulfate and black carbon aerosols // *J. Geophys. Res. D.* 2002. V. 107. N 15. P. AAC1/1–AAC1/19.
 39. *Lesins D.S., Lohmann U.* GCM aerosol radiative effects using geographically varying aerosol sizes deduced from AERONET measurements // *J. Atmos. Sci.* 2003. V. 60. N 22. P. 2747–2764.
 40. *Levis S., Wiedinmyer C., Bonan G.B., Guenther A.* Simulating biogenic volatile organic compound emissions in the Community Climate System Model // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 21. P. ACH2/1–ACH2/9.
 41. *Liu G., Shao H., Coakley J.A., Jr., Curry J.A., Haggerty J.A., Tschudi M.A.* Retrieval of cloud droplet size from visible and microwave radiometric measurements during INDOEX: Implication to aerosols' indirect radiative effect // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 1. P. 2/1–2/10.
 42. *Loeb N.G., Kato S.* Top-of-atmosphere direct radiative effect of aerosols over the tropical oceans from the Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) satellite instrument // *J. Climate.* 2002. V. 15. P. 1474–1484.
 43. *Lohmann U., Lesins G.* Stronger constraints on the anthropogenic indirect aerosol effect // *Science.* 2002. V. 297. N 5595. P. 1012–1015.
 44. *Manzini E., Steil B., Brühl C., Giorgetta M.A., Krüger K.* A new interactive chemistry – climate model: 2. Sensitivity of the middle atmosphere to ozone depletion and increase in greenhouse gases and implications for recent stratospheric cooling // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 14. P. ACL10/1–ACL10/22.
 45. *Markowicz K.M., Flatau P.J., Quinn P.K., Carrico C.M., Flatau M.K., Vogelmann A.M., Bates D., Liu M., Rood M.J.* Influence of relative humidity on aerosol radiative forcing: An ACE-Asia experiment perspective // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 23. P. ACE30/1–ACE30/12.
 46. *Mebust M.R., Eder B.K., Binkowski F.S., Roselle S.J.* Models-3 Community Multiscale Air Quality (CMAQ) model aerosol component. 2. Model evaluation // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 6. P. AAC4/1–AAC4/18.
 47. *Menon S., Hansen J., Nazarenko L., Luo Y.* Climate effects of black carbon aerosols in China and India // *Science.* 2002. V. 297. P. 2250–2253.
 48. *Menon S., Brenguier J.-L., Boucher O., Davison P., Del Genio A.D., Feichter J., Ghan S., Guibert S., Liu X., Lohman U., Pawlowska H., Penner J.E., Quaas J., Roberts D.L., Schüller L., Snider J.* Evaluating aerosol/cloud/radiation process parameterizations with single-column models and Second Aerosol Characterization Experiment (ACE-2) cloudy column observations // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 24. P. AAC2/1–AAC2/19.
 - 48a. *Mitra A.P.* Indian Ocean Experiment (INDOEX): An overview // *Indian J. Mar. Sci.* 2004. V. 33. N 1. P. 30–39.
 49. *Munoz-Alpizar R., Blanchet J.-P., Quintanar A.I.* Application of the NARCM model to high-resolution aerosol simulations: Case study of Mexico City basin during the Investigaciyn Sobre Materia Particulada y Deterioro Atmosférico-Aerosol and Visibility Research measurements campaign // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 15. P. AAC7/1–AAC7/14.
 50. *Myhre G., Grini A., Heywood J.M., Stordal F., Chatenet B., Tarré D., Sundet J.K., Isaksen I.S.A.* Modeling the radiative impact of mineral dust during the Saharan Dust Experiment (SHADE) campaign // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 18. P. SAH 6/1–SAH6/13.
 51. *Myhre G., Stordal F., Berglen T.F., Sundet J.T., Isaksen I.S.A.* Uncertainties in the radiative forcing due to sulfate aerosols // *J. Atmos. Sci.* 2004. V. 61. N 5. P. 485–498.
 52. *Myhre G., Stordal F., Johnsrud M., Ignatov A., Mishchenko M.I., Geogdzhayev I.V., Tarré D., Denzé J.-L., Goloub P., Nakajima T., Higurashi A., Torres O., Holben B.* Intercomparison of satellite retrieved aerosol optical depth over the ocean // *J. Atmos. Sci.* 2004. V. 61. N 5. P. 499–513.
 53. *Nakajima T., Sekiguchi M., Tekemura T., Uno I., Higurashi A., Kim D., Sohn B.J., Oh S.-N., Nakajima T.Y., Ohta S., Okada I., Takamura T., Kawamoto K.* Significance of direct and indirect radiative

- forcing of aerosols in the East China Sea region // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 23. P. ACE26/1–ACE26/16.
- 53a. *Novakov T., Ramanathan V., Hansen J.E., Kirchstetter T.W., Sato M., Sinton J.E., Sathaye J.A.* Large historical changes of fossil-fuel black carbon aerosols // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. N 6. 1324. doi: 10.1029/2002 GL016345, March 26, 2003.
- 53b. *Osborne S.R., Haywood J.M., Francis P.N., Dubovik O.* Short-wave radiative effects of biomass burning aerosol during SAFARI 2000 // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2004. V. 130. Pt. B. N 599. P. 1423–1447.
54. *Peng Y., Lohmann U.* Sensitivity study of the spectral dispersion of the cloud droplet size distribution on the indirect aerosol effect // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. N 10. P. 14/1–14/4.
55. *Penner J.E.* Comment on «Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming» by M.Z. Jacobson // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. N 24. P. ACH14/1–ACH14/5, ACH5/1–ACH5/4.
56. *Penner J.E., Zhang S.Y., Chuang C.C.* Soot and smoke aerosol may not warm climate // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 21. P. AAC1/1–AAC1/9.
57. *Penner J.E., Dong X., Chen Y.* Observational evidence of a change in radiative forcing due to the indirect aerosol effect // *Nature (Gr. Brit.)* 2004. V. 247. P. 231–234.
58. *Power H.C., Goyal A.* Comparison of aerosol and climate variability over Germany and South Africa // *Int. J. Climatol.* 2003. V. 23. P. 921–941.
59. *Prospero J.M., Lamb P.J.* African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implications // *Science.* 2003. V. 302. N 5647. P. 1024–1027.
60. *Satheesh S.K., Ramanathan V., Holben B.N., Moorthy K.K., Loeb N.-G., Maring H., Prospero J.M., Savoie D.* Chemical, microphysical, and radiative effects of Indian Ocean aerosols // *J. Geophys. Res. D.* 2002. V. 107. N 23. P. AAC20/1–AAC20/13.
61. *Seinfeld J.H., Carmichael G.R., Arimoto R., Cozant 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., Markovitz K.M., Quinn P.K., Russel L.M., Shimizu A., Shinzuka Y., Song C.H., Tang Y., Uno I., Vogelmann A.M., Weber R.J., Woo J.-H., 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.
62. *Sekiguchi M., Nakajima T., Suzuki K., Kawamoto K., Higurashi A., Rosenfeld D., Sano I., Mukai S.* A study of the direct and indirect effects of aerosols using global satellite data sets of aerosol and cloud parameters // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 22. P. AAC4/1–AAC4/15.
63. *Takemura T., Nakajima T., Higurashi A., Ohta S., Sugimoto N.* Aerosol distributions and radiative forcing over the Asian Pacific region simulated by Spectral Radiation-Transport Model for Aerosol Species (SPRINTARS) // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 23. P. ACE27/1–ACE27/10.
- 63a. *Toole D.A., Siegel D.A.* Light-driven cycling of dimethylsulfide (DMS) in the Sargasso Sea: Closing the loop // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L09308. doi: 10.1029/2004 GL019581, May 6, 2004.
64. *Vogelmann A.M., Flatau P.J., Szcwdrak M., Markowicz K.M., Minnett P.J.* Observations of large aerosol infrared forcing at the surface // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. N 12. 1655. doi:10.1029/2002GL016829.
65. *Wang T.-J., Min J.-Z., Xu Y.-F., Lam K.-S.* Seasonal variations of anthropogenic sulfate aerosol and direct radiative forcing over China // *Meteorol. Atmos. Phys.* 2003. V. 84. P. 185–198.
66. *Wendisch M., Keil A., Müller D., Wandinger U., Wendling P., Stifter A., Petzold A., Fiebig M., Wiegner M., Freudenthaler V., Armbruster W., von Hoyningen-Huene W., Leiterer U.* Aerosol-radiation interaction in the cloudless atmosphere during LACE 98. 1. Measured and calculated broadband solar and spectral surface insulations // *J. Geophys. Res. D.* 2002. V. 107. N 21. P. LAC6/1–LAC6/20.
67. *Wendling P., Stifter A., Mayer B., Fiebig M., Kiemle C., Flentje H., Wendisch M., Armbruster W., Leiterer U., v. Hoyningen-Huene W., Petzold A.* Aerosol-radiation interaction in the cloudless atmosphere during LACE 98. 2. Aerosol-induced solar irradiance changes determined from airborne pyranometer measurements and calculations // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 21. P. LAC12/1–LAC12/15.
68. *Xu J., Bergin M.H., Greenwald R., Russel P.B.* Direct aerosol radiative forcing in the Yangtze delta region of China: Observation and model estimation // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 2. P. AAC7/1–AAC7/12.
69. *Yabe T., Höller R., Tohno S., Kadahara M.* An aerosol climatology at Kyoto: Observed local radiative forcing and columnar optical properties // *J. Appl. Meteorol.* 2003. V. 42. P. 841–850.
70. *Zender C.S., Bian H., Newman D.* Mineral dust entrainment and deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 14. P. AAC8/1–AAC8/19.
71. *Zhang J., Christopher S.A.* Long-wave radiative forcing of Saharan dust aerosol estimated from MODIS, MISR and CERES observations on Terra // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. N 23. ASC3/1–ASC3/4.

K.Ya. Kondratyev. From nano- to global scales: properties, processes of formation, and aftereffects of the atmospheric aerosol impact. 7. Aerosol radiative forcing and climate.

Regularities in formation of the aerosol radiative forcing (ARF) and values of ARF as a climate-forming factor are overviewed.