

К.Я. Кондратьев

Атмосферный аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Дистанционное зондирование глобальной пространственно-временной изменчивости аэрозоля и его воздействия на климат

*Центр экологической безопасности РАН / Нансеновский фонд окружающей среды
и дистанционного зондирования, г. Санкт-Петербург*

Поступила в редакцию 9.09.2003 г.

Сделан краткий обзор современных средств дистанционного зондирования аэрозоля и некоторых результатов дистанционного зондирования, характеризующих главным образом изменчивость аэрозольной оптической толщины атмосферы. Обсуждены полученные за последнее время оценки аэрозольно обусловленного радиационного возмущающего воздействия на климат.

Введение

Результатом осуществленных за последние годы разработок, связанных с численным моделированием изменений глобального климата, явилось осознание первостепенной важности учета атмосферного аэрозоля как климатообразующего компонента атмосферы [2–8, 8а,б, 13, 20–23]. Острый дефицит данных наблюдений различных характеристик аэрозоля стимулировал развитие методов дистанционного зондирования аэрозоля (особенно лидарных и спутниковых) как наиболее перспективного пути получения адекватной информации о глобальной пространственно-временной изменчивости содержания и свойств аэрозоля. Полученные по этому направлению первоначальные результаты позволили более достоверно оценить значения аэрозольно обусловленного радиационного возмущающего воздействия (РВВ). В дополнение к недавним обзорам [6, 7] в настоящей статье обсуждены результаты соответствующих новейших исследований.

1. Дистанционное зондирование аэрозоля

Запуск на спутнике Тегга многоканального видеоспектрорадиометра MODIS открыл новые широкие возможности получения информации о свойствах аэрозоля в глобальных масштабах. Сложность задачи восстановления характеристик аэрозоля по данным MODIS (особенно в атмосфере над сушей) требует серьезных усилий для оценки погрешностей восстановления, обусловленных различными факторами. С этой целью были преду-

смотрены наземные контрольные наблюдения таких характеристик, как аэрозольная оптическая толщина (АОТ), микроструктура аэрозоля и другие, в более чем 100 пунктах сети автоматизированных наблюдений AERONET, расположенных в разных частях земного шара. Ч. Ичоку и др. [17] выполнили сравнения синхронных данных MODIS и AERONET, свидетельствующие о том, что средние значения характеристик аэрозоля согласуются вполне удовлетворительно, хотя сведения об их дисперсии отображают наличие искажающего влияния неоднородностей подстилающей поверхности суши, особенно при малом содержании аэрозоля в атмосфере.

Выполненная Д. Чу и др. [12] обработка данных видеоспектрорадиометра MODIS впервые позволила осуществить восстановление аэрозольной оптической толщины атмосферы над полностью или частично покрытой растительностью сушей по данным измерений входящей коротковолновой радиации на длинах волн 470 и 660 нм. В июле–сентябре 2000 г. были осуществлены сравнения значений АОТ (всего рассмотрено 315 случаев), полученных по данным MODIS и наземной автоматизированной сети наблюдений AERONET (использованы данные для 30 пунктов) с целью оценки надежности результатов восстановления АОТ (τ_a) по спутниковым данным. В массиве данных AERONET отсутствуют, однако, результаты наблюдений в Восточной Азии, Индии и Австралии, что не позволяет считать полученные выводы глобально репрезентативными.

Из рассмотренных данных следует, что погрешности восстановления АОТ $\Delta\tau_a = \pm 0,05$ или $\pm 0,2\tau_a$ (за исключением прибрежных зон).

Среднеквадратические погрешности варьируют от $\leq 0,1$ во внутриконтинентальных регионах до $0,3$ в прибрежных зонах. Возрастание погрешности восстановления АОТ в прибрежных зонах обусловлено, по-видимому, неполностью исключенным влиянием более высокого содержания водяного пара в атмосфере. Полученные результаты указывают на то, что данные MODIS об АОТ могут использоваться для решения различных прикладных задач лишь при условии учета таких осложняющих восстановление АОТ факторов, как влияние неисключенного вклада «подсеточной» облачности, снежно-ледяного покрова и водяного пара. Важное значение имеет в этом контексте запланированный анализ данных для региона Азии с характерными для этого региона пылевыми бурями.

В феврале 2000 г. началось регулярное дистанционное зондирование атмосферы с целью определения содержания атмосферного аэрозоля при помощи установленного на спутнике Terra видеоспектрорадиометра MODIS, обладающего умеренным пространственным разрешением. Л. Ремер и др. [34] описали результаты испытаний надежности алгоритма восстановления характеристик аэрозоля над океаном по данным для шести каналов MODIS в области длин волн 550–2100 нм при пространственном разрешении, равном 500 км. В число восстанавливаемых параметров (при пространственном разрешении 100 км) входят: спектральная оптическая толщина аэрозоля, эффективный радиус частиц; доля АОТ, обусловленная мелкодисперсным (субмикронным) аэрозолем. Оценки адекватности алгоритма восстановления сделаны путем сравнения с данными наблюдений на наземной автоматизированной сети наблюдений AERONET. Восстановленные значения АОТ на длинах волн 660 и 870 нм вполне удовлетворительно согласуются с данными AERONET (среднеквадратическое расхождение на длине волны 660 нм составляет лишь 2%). Отклонения восстановленного эффективного радиуса частиц от соответствующего AERONET при АОТ более 0,15 в 70% случаев не выходят за пределы $\pm 0,10$ мкм.

Самый трудный аспект спутниковой методики восстановления свойств аэрозоля – проблема отфильтровывания влияния облачности. В целях решения этой проблемы Х. Мартинс и др. [28] предложили новый алгоритм «маски», опирающийся на учет различия пространственных структур облачного покрова и аэрозоля (пространственная структура облачности, как правило, значительно более неоднородна) с использованием данных наблюдений при помощи спутникового радиометра MODIS в видимой области спектра. Характерной особенностью горизонтальной пространственной неоднородности облачного покрова является наличие изменчивости в масштабах от сотен метров до нескольких километров, тогда как распределение аэрозоля является гораздо более однородным. Методика «маски» приемлема, однако, лишь при наличии горизонтально однородной подстилающей поверхности (главным образом над океаном).

В работе [28] выполнен детальный анализ влияния «облачного загрязнения» на результаты восстановления свойств аэрозоля с обоснованием выбора параметров «облачной маски». Применение новой методики для разделения вкладов облаков и аэрозоля в формирование поля уходящей коротковолновой радиации оказалось вполне удачным почти для всех типов аэрозоля и облачности.

Ввиду сильной пространственно-временной изменчивости концентрации и свойств и сравнительно малого времени жизни атмосферного аэрозоля, его региональные воздействия на радиационный баланс и климат существенно отличаются от среднеглобальных оценок. Известно, например, что в регионах с высоким содержанием аэрозоля его прямое радиационное возмущающее воздействие, проявляющееся как похолодание, может превосходить эффект потепления, обусловленный парниковыми газами. В этом контексте Р. Мензис и др. [32] обсудили результаты исследований рассеивающих свойств тропосферного аэрозоля по данным самолетного лидарного зондирования на длинах волн 532; 1064; 1540 и 9250 нм в рамках программы полевого наблюдательного эксперимента GLOBE, охватившего обширный регион Тихого океана. Особенно детально исследовались вертикальные профили свойств аэрозоля в морском пограничном слое атмосферы (МПСА), а также тропосферные слои пылевого аэрозоля (ПА), образующиеся в результате дальнего переноса аэрозоля из Азии.

Лидарные данные использованы, в частности, для оценок микроструктуры аэрозоля и показателя преломления частиц морского солевого аэрозоля (МСА) и ПА. Известные из литературы данные судовых наблюдений свойств аэрозоля служили источником информации для распознавания таких условий, когда пылевой (минеральный) аэрозоль внесил доминирующий вклад в формирование свойств аэрозоля в свободной тропосфере. В таких случаях имела место мономодальная логнормальная микроструктура при медианном радиусе для объемной микроструктуры

$$r_{vol} = r_g \exp(3(\lg s)^2)$$

(r_g – медианный радиус) в пределах 0,5–0,7 мкм и $s = 1,6 \div 1,7$. Эти параметры согласуются с данными для ПА, переносимого из Азии в средней и верхней тропосфере. Комплексный показатель преломления частиц аэрозоля на длине волны 9250 нм сильно зависит от минералогического состава аэрозоля и изменяется в широком диапазоне.

Тропики Индийского океана испытывают воздействие связанных с системой Индийского муссона воздушных масс двух типов (континентальных и морских) с сильно различающимися свойствами. Летний муссон, обычно называемый юго-западным, начинается, как правило, в конце мая и продолжается до ноября. В течение этого периода преобладают юго-западные или западные ветры. Зимний (северо-восточный) муссон формируется к концу ноября и продолжается до апреля при доминирова-

нии северо-восточных ветров. Ч. Ли и В. Раманатан [26в] предприняли анализ специфики атмосферного аэрозоля при наличии двух упомянутых контрастных воздушных масс на основе использования спутниковых данных об аэрозольной оптической толщине атмосферы.

Выполненные ранее аналогичные разработки показали, что для региона Индийского океана в северном полушарии характерен резкий переход от доминирования антропогенного аэрозоля в период северо-восточного зимнего муссона к преобладанию минерального пылевого и морского солевого аэрозоля во время юго-западного летнего муссона. Первый из упомянутых режимов муссона характеризуется наличием дальнего переноса в нижней тропосфере из Южной и Юго-Восточной Азии, тогда как для второго режима типично преобладание переноса в нижней и средней тропосфере из Африки и с Аравийского полуострова.

Согласно полученным результатам средние месячные значения АОТ над Аравийским морем характеризуются отчетливым годовым ходом с максимумом $0,60 \pm 0,10$ в июле и минимумом $0,20 \pm 0,05$ в январе. Наблюдаемый в период летнего муссона максимум АОТ обусловлен влиянием переноса пылевого аэрозоля из Южной Африки юго-западными ветрами над Аравийским полуостровом, а также переносом в средней тропосфере пылевого аэрозоля с Аравийского полуострова. Подобный дальний перенос оказывает также воздействие на возрастание содержания аэрозоля в атмосфере южного полушария. Сильное увеличение АОТ над большей частью экваториальной полосы Индийского океана имело место после лесных пожаров в Индонезии во время Эль-Ниньо, наблюдавшегося в 1997 г.

Начиная с 1991 г. на станции Колдээй в Нью-Алезунде (о-в Шпицберген: $78,95^\circ$ с.ш., $11,93^\circ$ в.д.) велись регулярные наземные измерения аэрозольной оптической толщины атмосферы при помощи 17-канального солнечного фотометра в диапазоне длин волн 361–1062 нм, которые с целью осуществления аналогичных наблюдений в период полярной ночи были дополнены позднее наблюдениями с использованием лунного (с 1995 г.) и звездного (с 1996 г.) фотометров. Круглогодичные наблюдения позволили получить данные для анализа закономерностей годового хода и межгодовой изменчивости АОТ в Арктике. В качестве дополнительной информации для исключения вклада стратосферы в АОТ использовались результаты спутникового аэрозольного дистанционного зондирования стратосферы (SACE-II).

Выполненная А. Хербером и др. [16] обработка данных наблюдений показала, что минимальные значения тропосферной АОТ имеют место поздним летом и осенью. Ежегодно регистрировалось наличие явлений арктической дымки не только весной, когда повторяемость дымки составляет 40%, но и поздней зимой — при повторяемости 17% (последнее обнаружено по данным звездного фотометра). Для выявления возможных причин возрастания

АОТ были выполнены расчеты «обратных» траекторий воздушных масс на срок 5 сут. Увеличение АОТ наблюдалось при северо-восточном, восточном и западном ветрах. Анализ долговременной изменчивости АОТ выявил существование слабого положительного тренда АОТ вблизи Шпицбергена в течение 9-летнего периода обсуждаемых наблюдений.

В период осуществления программы второго полевого наблюдательного эксперимента ACE-2 по изучению характеристик аэрозоля летом 1997 г. А. Ансманн и др. [86] выполнили наблюдения во время нескольких эпизодов аэрозольных загрязнений атмосферы. Исходными данными послужили результаты наблюдений аэрозольной оптической толщины атмосферы с использованием многоволновых измерений обратного рассеяния и лидарного зондирования на длине волны 532 нм в Сагре на юге Португалии (37° с.ш., 9° з.д.), а также измерений прозрачности атмосферы по звездам и по Солнцу в пункте лидарного зондирования и на вершине расположенной поблизости горы.

Результаты наблюдений представлены главным образом как значения отношения экстинкции к обратному рассеянию (лидарного отношения) и экспоненты Ангстрема в интервалах длин волн 400–532 и 532–800 нм. Информация о лидарном отношении позволяет распознать тип аэрозоля (морской, почвенный, загрязнения), тогда как экспонента Ангстрема чувствительна к изменениям микроструктуры частиц (аккумуляционная мода, грубодисперсная мода).

В работе [86] обсуждены корреляционные связи между измеренными оптическими параметрами, относительной влажностью и высотой точки наблюдений. Рассмотрены данные для трех из четырех событий загрязнений атмосферы, которые свидетельствуют о хорошей перемешанности шлейфов загрязнений, что определило слабую зависимость от высоты как лидарного отношения, так и экспоненты Ангстрема. Согласно результатам корреляционного анализа имело место увеличение с высотой экспоненты Ангстрема для интервала длин волн 532–800 нм, отображающее происходящее с ростом высоты ослабление влияния грубодисперсной моды аэрозоля на его оптические свойства. Наблюдается корреляция коэффициента экстинкции с относительной влажностью: при увеличении относительной влажности от 30 до 80% происходило возрастание объемного коэффициента рассеяния в 2,2 раза. Корреляция между экспонентой Ангстрема и отношением экстинкции к обратному рассеянию отсутствует. Это можно объяснить тем, что если экспонента Ангстрема чувствительна преимущественно к микроструктуре аэрозоля, то лидарное отношение зависит главным образом от химического состава частиц аэрозоля. Во время эпизодов загрязнений АОТ варьировала в пределах 0,04–0,21, а экспонента Ангстрема изменялась от 1 до 1,5 (эти оценки получены по данным наблюдений в интервале длин волн 400–900 нм).

По данным наземных наблюдений прямой солнечной радиации в Сан-Паулу, Бразилия

(23,55° ю.ш., 46,73° з.д.), при помощи спектрофотометра Брюэра в полосе длин волн УФ-В (280–320 нм) В. Кирхгофф и др. [19а] восстановили значения аэрозольной оптической толщины. Эти значения сопоставлены с результатами аналогичных наблюдений в Кампу-Гранди (Бразилия). Анализ спектральной зависимости АОТ показал, что имеет место, как правило, возрастание АОТ с увеличением длины волны. Это означает, в частности, что в большинстве случаев разность значений АОТ на длинах волн 320,1 и 306,3 нм (на «краях» исследованного спектрального интервала) положительна. Эта разность не всегда превосходит, однако, уровень погрешности наблюдений. Подобный результат находится в противоречии с известной формулой Ангстрема, которая обычно применима даже для более широкого интервала длин волн. По данным для Кампу-Гранди (где значения АОТ, как правило, выше, чем в Сан-Паулу), упомянутая разность положительна в 16 из 19 случаев, но только в 4 случаях она превосходит уровень погрешностей наблюдений. Данные для Сан-Паулу в утренние часы характеризуются наличием совершенно иной ситуации: рассматриваемая разность положительна во всех случаях, кроме одного, и в 13 из 17 случаев превосходит уровень погрешностей.

Ч. Ичоку и др. [17] описали результаты испытаний пяти многоканальных солнечных фотометров Microtops II, применяемых для измерений аэрозольной оптической толщины атмосферы $\tau_{a\lambda}$, по данным измерений прямой солнечной радиации на длинах волн 340, 440, 675 и 870 нм, а также общего содержания водяного пара (осажденной воды) W , по данным для длины волны 936 нм. Точность восстановления $\tau_{a\lambda}$ и W зависит от надежности калибровки фотометров, определяемой значениями коэффициента калибровки V_0 для соответствующих каналов. Показано, что использование данных калибровки для канала 936 нм, содержащихся в сертификатах производителя аппаратуры, порождает большие погрешности определения $V_{(936)}$, $\tau_{a,936}$ и W . Рекомендуется поэтому определять $\tau_{a,936}$ путем логарифмической экстраполяции значений $\tau_{a,675}$ и $\tau_{a,870}$. Наиболее существенными источниками погрешностей являются неточности наведения фотометра на Солнце, загрязнение переднего кварцевого светофильтра и неаккуратность калибровки фотометров. Устранение всех этих факторов обеспечивает снижение погрешности данных до $\pm 0,02$ на длине волны 340 нм и постепенное уменьшение с ростом длины волны до $\pm 0,01$ на длине волны 870 нм.

И. Маттис и др. [29] впервые выполнили измерения отношения экстинкции к обратному рассеянию (лидарного отношения) для аэрозоля в пустыне Сахара при помощи рамановского лидара, функционировавшего на длинах волн 355 и 532 нм. Наблюдения осуществлены в Лейпциге (Германия) 2–3 августа и 13–15 октября 2001 г., когда имели место мощные вторжения гигантских шлейфов сахарского аэрозоля, достигших Центральной Европы. Зарегистрированы необычно высокие значения лидарного отношения (главным образом в интерва-

ле 50–80 ср). Значения лидарного отношения на длине волны 355 нм оказались, в среднем, на 10–30% больше, чем на длине волны 532 нм, что, по-видимому, обусловлено более сильным поглощением света в УФ-области спектра. Расчеты отношения экстинкции к обратному рассеянию на длине волны 532 нм показали, что высокие значения этого отношения обусловлены главным образом несферичностью формы частиц аэрозоля.

А. Шимота и др. [34а] обсудили методику и результаты восстановления спектральной зависимости аэрозольного коэффициента экстинкции (АКЭ) для нижнего 2-км слоя атмосферы по данным спектральных измерений противоизлучения атмосферы, полученным в регионе Токио с использованием Фурье-спектрометра. По наблюдаемым значениям АКЭ определены величины объемной плотности трех компонентов состава городского аэрозоля: воднорастворимого, сажевого и пылевого. Полученные результаты сопоставлены с данными одновременных лидарного зондирования и прямых измерений (лазерный счетчик частиц) соответственно вертикального профиля обратного рассеяния и микроструктуры аэрозоля. Подобное сравнение выявило вполне удовлетворительное согласие данных различных независимых наблюдений, за исключением того, что касается сажевого компонента аэрозоля, поскольку ни лидарные данные, ни измерения при помощи лазерного счетчика частиц не содержат информации об этом компоненте. Вполне удовлетворительно согласуются, однако, наблюдаемые и вычисленные (методика FASCODE3) спектральные распределения противоизлучения, что позволяет рассматривать и данные по сажевому компоненту аэрозоля как достаточно надежные.

Осуществленные при помощи аппаратуры POLDER, установленной на спутнике ADEOS-1, поляризационные измерения открыли возможность восстановления содержания аэрозоля над поверхностью суши, изменчивое альbedo которой затрудняло ранее решение такого рода обратной задачи. Ж. Деузе и др. [15] разработали методику восстановления аэрозольной оптической толщины τ_0 и экспоненты Ангстрема α по данным POLDER. С использованием этой методики построены карты для выявления крупномасштабных особенностей пространственно-временной изменчивости τ_0 . Сравнение с данными наземных синхронных наблюдений выявило вполне удовлетворительное согласие значений τ_0 и α в случае мелкодисперсного аэрозоля, но при наличии крупных частиц возникают расхождения, обусловленные тем, что поляризация света определяется главным образом влиянием мелкодисперсного аэрозоля. Для преодоления связанных с этим трудностей восстановления введено понятие аэрозольного индекса $AI = \tau_0\alpha$, который оказывается практически одинаковым по данным наземных наблюдений и поляризационного дистанционного зондирования. Эта инвариантность подтверждается анализом данных наблюдений над сушей и океаном в регионе береговой черты.

2. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие

Ключевая роль атмосферного аэрозоля как климатообразующего фактора определяет необходимость получения адекватной глобальной информации, характеризующей его свойства. Однако решение такого рода задачи серьезно осложняют сильная пространственно-временная изменчивость и разнообразие свойств аэрозоля. Последнее в особенности относится к оптическим свойствам, варьирующим в диапазоне от чистого рассеяния (сульфатный аэрозоль) до сильного поглощения (сажевый аэрозоль), что имеет исключительно важное значение для достоверного определения аэрозольного радиационного возмущающего воздействия. Наиболее надежный путь решения обсуждаемой задачи состоит в комбинированном использовании спутниковых и наземных средств дистанционного зондирования в сочетании с измерениями микрофизических и оптических свойств *in situ* с применением наземных, аэролатных и самолетных средств наблюдений. Особая роль принадлежит комплексным полевым наблюдательным экспериментам с целью всестороннего анализа климатообразующей роли аэрозоля в различных условиях. Именно таким образом развивались за последние десятилетия отечественные исследования [2–8, 21–23], которые позднее были дополнены аналогичными разработками, выполненными в США, Западной Европе и Японии. И. Кауфман и др. [19] привели примеры данных об аэрозольной оптической толщине, полученных на основе спутниковых и наземных наблюдений при рассмотрении аэрозоля четырех типов: антропогенного (за счет ре-

гионального загрязнения атмосферы), обусловленного сжиганием биомассы, минеральной пыли и океанического. Было кратко обсуждено также возможное воздействие аэрозоля на облака и осадки.

Оказывая воздействие на процессы рассеяния и поглощения солнечной радиации в пограничном слое атмосферы (ПСА), атмосферный аэрозоль влияет, тем самым, на вертикальное распределение радиационного притока тепла, что влечет за собой сложную и интерактивную совокупность последующих процессов, определяющих тепловой режим и динамику ПСА. Данные составленной Х. Ю и др. [35] таблицы иллюстрируют основные возможные возмущающие воздействия за счет аэрозоля и их последствия.

Обусловленное аэрозодем уменьшение поступления солнечной радиации на уровне подстилающей поверхности сопровождается уменьшением суммы явного и скрытого тепла, что индуцирует формирование существенных обратных связей. ПСА может как увлажняться (в случае чисто рассеивающего аэрозоля), так и иссушаться (поглощающий аэрозоль), что способствует соответственно подавлению или стимулированию испарения. При наличии поглощающего аэрозоля происходит уменьшение разности температур «подстилающая поверхность – атмосфера» и, соответственно, потока явного тепла. При этом распределение энергии между потоками явного и скрытого тепла зависит также от влажности почвы. Уменьшение потоков явного тепла порождает ослабление прогревания атмосферы, но при наличии поглощающего аэрозоля возникает обусловленное им дополнительное прогревание атмосферы.

Главные возмущающие воздействия на ПСА, обусловленные чисто рассеивающим и сильно поглощающим аэрозодем

Параметры ПСА	Воздействия, обусловленные аэрозодем	
	Чисто рассеивающий аэрозоль	Сильно поглощающий аэрозоль
Поток солнечной радиации на уровне подстилающей поверхности	уменьшение	сильное уменьшение
Радиационный приток тепла за счет солнечной радиации	пренебрежимо малое изменение	сильное увеличение
Поток явного тепла	уменьшение	сильное увеличение
Испарение	уменьшение	уменьшение
$T_x - T_m^*$	небольшое уменьшение	сильное уменьшение
Температура ПСА	понижение	повышение
Влажность ПСА	а) небольшое увеличение (сухая почва) б) уменьшение (влажная почва)	уменьшение
Мощность инверсии	возрастание	ослабление
Рост/коллапс ПСА	пренебрежимо малое изменение	более поздний рост/более ранний коллапс
Высота ПСА	уменьшение	а) сильное возрастание (сухая почва) б) слабое возрастание (влажная почва)
Вовлечение	ослабление	усиление
Вероятность образования облаков/тумана	а) возрастание (сухая почва) б) уменьшение (влажная почва)	уменьшение

* Разность температур «почва–воздух».

Подобные воздействия компенсируются главным образом изменениями адиабатического прогрева. Определенный вклад вносит днем и поступление тепла за счет вовлечения. Этот вклад может быть как положительным (поглощающий аэрозоль), так и отрицательным (рассеивающий аэрозоль). Аэрозоль оказывает воздействие на развитие ПСА, изменяя поток плавучести у поверхности и влияя на структуру инверсии в ПСА. Снижение потока плавучести замедляет рост и благоприятствует коллапсу ПСА. В случае чисто рассеивающего аэрозоля понижение температуры ПСА и ослабление потока плавучести ведут к усилению инверсии и к понижению уровня верхней границы ПСА, что порождает уменьшение поступления тепла за счет вовлечения и иссушения. Напротив, повышение температуры ПСА (в случае поглощающего аэрозоля) может способствовать повышению верхней границы ПСА, несмотря на уменьшение потока плавучести (в этих условиях нагревание за счет вовлечения и иссушение усиливаются).

Совместное воздействие обусловленного вовлечением усиления прогрева и иссушения ведет к уменьшению влажности ПСА. Следствием наличия в ПСА поглощающего аэрозоля оказывается понижение вероятности образования облаков, которое проявляется как радиационно-облачная обратная связь, благоприятствующая прогреванию. Х. Ю и др. [35] проиллюстрировали перечисленные качественные соображения количественными оценками, полученными с помощью одномерной интерактивной модели CAPS системы «атмосфера — растительность — почва» для условий ясной погоды 15 июля на широте 40° с.ш. Естественно, что результаты численного моделирования существенно зависят от микроструктуры и оптических свойств аэрозоля. Это определяет острую актуальность соответствующих комплексов наземных, самолетных, аэростатных и спутниковых наблюдений, как и совершенствования численных моделей.

Оптические свойства, а поэтому и обусловленное аэрозолем радиационное возмущающее воздействие в некоторой степени зависят от того, являются ли компоненты химического состава аэрозоля внешне или внутренне перемешанными. Сведения о состоянии перемешанности важны для определения таких характеристик аэрозоля, как эффективный показатель преломления, активность по отношению к воде и микроструктура. Г. Лесинс и др. [266] получили оценки, которые указывают на то, что относительные различия оптических свойств аэрозоля (в том числе экстинкции, альbedo однократного рассеяния и асимметрии индикатрисы рассеяния), частицы которого представляют собой внутреннюю или внешнюю смесь «черного» углерода и сульфата аммония, могут различаться более чем на 25% (50%) в случае сухого (влажного) аэрозоля при типичных значениях концентрации аэрозоля. Подобные различия являются следствием сложного сочетания изменений определяемого на основе теории Ми показателя преломления частиц, предположений о размерах подвергшихся коагуля-

ции частиц (в случае внутренней смеси), а также роли усвоения водяного пара и деликвесценции в зависимости от относительной влажности.

При различных предположениях относительно перемешанности частиц в работе [266] сделаны расчеты их оптических свойств, результаты которых использованы для вычислений среднеглобального прямого (обусловленного изменением рассеяния назад и поглощения солнечной радиации) радиационного возмущающего воздействия за счет аэрозоля в условиях ясного неба. Полученные результаты представлены в форме изменений, зависящих от относительной влажности, для того чтобы наиболее удобным образом охарактеризовать РВВ в случае сухого аэрозоля при температуре ниже точки кристаллизации для сухих внутренних и влажных внешних смесей в интервале температур между точками кристаллизации и деликвесценции, а также для полностью влажных смесей при температуре выше точки деликвесценции. При отношении концентраций сульфата аммония и черного углерода, равном 9:1, возникает потеря почти всего эффекта выхолаживания, который имеет место в случае внешней смеси, если предположить наличие внутреннего перемешивания, особенно при относительной влажности, соответствующей температуре ниже точки деликвесценции. Соответствующие абсолютные значения РВВ (при общем содержании аэрозоля, равном 10 мг/м²) могут достигать 0,5 Вт/м². Это означает, что полученные результаты имеют очень важное значение с точки зрения оценок антропогенного воздействия на климат, поскольку такого рода уровень изменений РВВ сравним с величиной прямого антропогенного РВВ. Все это отображает необходимость учета рассмотренного эффекта в рамках моделей климата.

Как отметили У. Ломани и Г. Лесинс [27], возрастающий вклад антропогенных компонентов в составе сульфатного и углеродного аэрозоля в атмосфере привел к значительному увеличению среднеглобального содержания аэрозоля по сравнению с доиндустриальным временем, что должно, несомненно, оказывать влияние на формирование климата. Прямое аэрозольное воздействие на климат обусловлено аэрозольным поглощением и рассеянием коротковолновой радиации. Кроме того, аэрозоль может оказывать косвенное воздействие, функционируя в качестве облачных ядер конденсации (и, таким образом, влияя на счетную концентрацию облачных капель), воздействуя на альbedo облаков и процессы образования осадков, а также на время жизни теплых облаков. При неизменном общем водосодержании облаков повышение концентрации мелких капель ведет к росту альbedo облаков, но замедляет образование осадков и увеличивает время жизни облаков.

Оценки радиационного возмущающего воздействия, обусловленного косвенным влиянием аэрозоля, дали среднеглобальные значения в пределах от -1 до -4,4 Вт/м², которые следует рассматривать не более чем ориентировочные. Согласно результатам численного моделирования и данным

спутниковых наблюдений, за 2 нед может происходить обусловленное аэрозолями повышение альbedo облаков на величину от 0,02 до 0,15 (при неизменном общем водосодержании). Анализ данных спутниковой аппаратуры POLDER выявил уменьшение размера облачных капель при возрастании аэрозольного индекса AI , характеризующего общее содержание частиц аэрозоля в толще атмосферы. Это означает, что аэрозоль существенно влияет на микрофизические свойства облаков в глобальных масштабах.

Недавний пересмотр оценок косвенного влияния антропогенного аэрозоля на РВВ привел к сужению интервала возможных изменений РВВ до диапазона от 0 до $-1,2 \text{ Вт/м}^2$, что отображает необходимость дальнейшего уточнения оценок. В связи с этим в работе [27] получены новые оценки в РВВ-рамках численного моделирования климата с использованием модели ECHAM-4. Анализ результатов численного моделирования, полученных с учетом и без учета влияния аэрозоля, привел к выводу, что эти результаты лучше согласуются с данными спутниковых наблюдений (данные POLDER), если принять во внимание косвенное воздействие антропогенного аэрозоля на климат. Оказалось, однако, что расчетная реакция облаков на аэрозоль сильнее наблюдаемой. Учитывая это, можно считать, что среднеглобальные значения РВВ за счет антропогенного аэрозоля могут изменяться от $-1,4$ до $-0,85 \text{ Вт/м}^2$.

Ежегодно в зимние и весенние месяцы над большей частью Индийского океана в северном полушарии, Южной и Юго-Восточной Азии распространяется аэрозольная дымка антропогенного происхождения, что определяет уникальность этого региона с точки зрения возможностей анализа влияния на климат, обусловленного поглощающим аэрозолями радиационного возмущающего воздействия. Подобный анализ тем более важен, что в рассматриваемых регионах антропогенные выбросы за последние десятилетия значительно возросли. Так, например, в Южно-Азиатском регионе за последние 20 лет выбросы в атмосферу сернистого газа за счет сжигания ископаемых топлив увеличились более чем в два раза.

Аэрозольные измерения, осуществленные в период полевого наблюдательного эксперимента INDOEX, выявили наличие в составе аэрозоля нескольких неорганических (включая сульфат) и углеродных (в том числе «черный» углерод) компонентов. Такого рода аэрозоли в тропической атмосфере являются достаточно сильно поглощающими (альbedo однократного рассеяния в средней части видимой области спектра достигает 0,87–0,90), причем вклад антропогенных компонентов в формирование аэрозольной оптической толщины и РВВ составляет до 70% и более.

Отличительной особенностью явления южноазиатской аэрозольной дымки является наличие четко выраженного годового хода. Формирование дымки начинается зимой, в течение предмуссонного сухого сезона, при наличии устойчивой инверсии

в пограничном слое атмосферы и переноса загрязняющих атмосферу компонентов северо-восточным ветром в нижней тропосфере. Содержание аэрозоля в атмосфере оказывается, однако, небольшим в июне–сентябре, когда существенно проявляется вымывание аэрозоля в атмосфере под воздействием осадков летнего муссона.

Как показали данные INDOEX, влияние поглощающего и рассеивающего аэрозоля на перенос коротковолновой радиации порождает трехкратное уменьшение суточных сумм радиационного нагревания на уровне подстилающей поверхности при ясном небе по сравнению со спадом РВВ на уровне верхней границы атмосферы, что обусловлено влиянием поглощения в атмосфере за счет черного углерода, пыли и пепла. В полосе $0-25^\circ$ с.ш. обусловленный аэрозолями спад поступления солнечной радиации варьирует в пределах от -10 до -30 Вт/м^2 , а на прогревание (за счет аэрозоля) слоя $0-3$ км затрачивается около $10-30 \text{ Вт/м}^2$.

В связи с отмеченными обстоятельствами Р. Кришнан и В. Раманатан [24] предприняли анализ вариаций приземной температуры воздуха (ПТВ) на субконтиненте Индии путем исключения вкладов парникового эффекта и природно обусловленной изменчивости ПТВ. Из полученных результатов следует, что наличие поглощающего аэрозоля привело (с 1970 г.) к похолоданию около $0,3^\circ \text{ C}$, которое характеризуется годовым ходом, согласующимся с изменениями содержания аэрозоля в атмосфере. По-видимому, такого рода похолодание у подстилающей поверхности в регионе загрязненной атмосферы компенсируется потеплением вблизи подстилающей поверхности в соседних регионах за счет переноса тепла, выделившегося в тропосфере при обусловленном аэрозолями повышенном поглощении коротковолновой радиации. Если в нижней тропосфере РВВ составляет $+14 \text{ Вт/м}^2$ в среднем за период 1996–1999 гг., то РВВ на уровне поверхности равно -14 Вт/м^2 , а на уровне верхней границы атмосферы – близко к нулю: $0 (\pm 2 \text{ Вт/м}^2)$. Для подтверждения обсужденных результатов необходимы дальнейшие полевые наблюдательные эксперименты и численное моделирование.

О. Крюгер и Х. Грассль [26] получили оценки возможного влияния антропогенно обусловленных выбросов загрязнений в атмосферу на альbedo облаков по данным спутниковых наблюдений в период 1985–1999 гг. (данные наблюдений относятся главным образом к «черному треугольнику», охватывающему некоторые регионы Германии, Чехии и Польши). Ввиду того что в течение рассматриваемого периода происходило уменьшение выбросов в атмосферу газов-предшественников аэрозоля, наблюдалось заметное (около 2%) уменьшение альbedo облачности, которое в зимнее время возрастало до 5% за счет влияния углеродного (поглощающего) аэрозоля. Расчеты радиационных потоков показали, что РВВ, обусловленное эффектом Туми повышения альbedo в результате роста счетной концентрации и уменьшения размеров облачных капель, составило около $1,5 \text{ Вт/м}^2$ за период

с конца 80-х до конца 90-х гг. В зимнее время значения РВВ возрастали до 3 Вт/м^2 .

В. Чамаидес и др. [11] рассмотрели две независимые совокупности данных, характеризующих свойства атмосферного аэрозоля. Первая относится к осредненному среднегодовому распределению содержания антропогенного аэрозоля над Восточной Азией и получена путем расчетов с использованием интерактивной региональной модели взаимодействия климата и переноса в атмосфере различных составляющих химического состава атмосферы. Вторая совокупность содержит полученную по данным Международного проекта по спутниковой климатологии облачного покрова (ISCCP) за 1990–1993 гг. информацию о среднегодовом распределении оптической толщины облаков (ОТО) в том же регионе.

Сравнение двух рассматриваемых полей характеристик атмосферного аэрозоля обнаружило высокий уровень сходства при наличии отчетливо выраженного региона повышенных значений содержания аэрозоля в восточной части центрального региона Китая (провинция Сычуань и дельта р. Янцзы), а также над Восточно-Китайским морем, Японией, Южной Кореей и западной частью Тихого океана. Расчеты коэффициента линейной регрессии r^2 между оценками общего содержания аэрозоля в атмосфере (ОСА) и ОТО дали значения $r^2 > 0,6$, свидетельствующие о том, что корреляция является статистически существенной на уровне значимости $> 99,9\%$, причем более 60% изменчивости ОСА обусловлено вариациями содержания в атмосфере антропогенного аэрозоля. Согласно данным о множественной корреляции с учетом распределений влажности в пограничном слое атмосферы и осадков над Восточной Азией, а также данным о вычисленных значениях ОСА и ОТО, соотношение между ОСА и ОТА является однозначным и не свидетельствует о наличии более общего механизма с участием круговорота воды. Из данных ISCCP следует, что имел место тренд возрастания ОТА в Восточной Азии, обусловленный загрязнением атмосферы в начале 1990 гг., которое привело к росту содержания антропогенного аэрозоля при усилении антропогенных выбросов. Возможной причиной отмеченной корреляции является наличие механического взаимодействия между концентрацией антропогенного аэрозоля и оптическими свойствами облаков. Одним из связанных с этим механизмов является так называемое косвенное воздействие первого и второго рода, которое проявляется как обусловленное аэрозолем возрастание оптической толщины и альбедо облаков за счет возрастания счетной концентрации капель в облаках и как подавление осадков из облаков соответственно.

Из данных упомянутой регрессии следует, что возрастание ОТО составляет $0,16$ на каждые 1 мг/м^2 роста ОСА. Согласно результатам приближенных «боксовых» оценок это эквивалентно похолоданию в рассматриваемом регионе за счет косвенного воздействия аэрозоля, которое примерно в $1,5$ раза превосходит вклад прямого воздейст-

вия аэрозоля на климат. Если учесть возможную заниженность расчетных данных о счетной концентрации аэрозоля (до 40%), то может оказаться, что косвенное и прямое воздействия примерно одинаковы. В отличие от высокой корреляции между ОСА и ОТО, корреляция между ОСА и осредненным количеством облаков оказалась довольно слабой и неустойчивой. Возможно, что подобный результат обусловлен разнонаправленным влиянием времени жизни и повторяемости облаков и, с другой стороны, — косвенным воздействием второго рода (а также так называемого полупрямого воздействия, состоящего в подавлении облачности поглощающим аэрозолем).

Особое место занимает углеродный аэрозоль (обозначаемый обычно как ВС), который содержит сажу и темное органическое вещество, являющиеся продуктами неполного сгорания при сжигании биомассы (включая лесные пожары) и в процессе функционирования двигателей внутреннего сгорания. В отличие от чисто рассеивающего аэрозоля, обуславливающего похолодание климата, влияние ВС проявляется как усиление потепления, которое достигает (в глобальных масштабах) $0,5\text{--}0,8 \text{ Вт/м}^2$, т.е. примерно одной трети по сравнению с «парниковым» потеплением. Именно это определяет происшедшее за последнее время осознание роли ВС как одного из ключевых компонентов климатического радиационного возмущающего воздействия. Особенно высокая концентрация ВС обнаружена в тропических регионах сжигания биомассы, а также в загрязненной атмосфере регионов Восточной и Южной Азии. Наблюдения, сделанные над Индийским океаном, показали, что поглощенная ВС коротковолновая радиация составляет в среднем около 7% по отношению к суммарной радиации, т.е. примерно 17 Вт/м^2 , что может обуславливать замедление круговорота воды и уменьшение количества облаков. Важное обстоятельство состоит в том, что ВС в Восточной Азии может претерпевать дальний перенос на большие расстояния.

Поскольку существующие оценки РВВ, обусловленного углеродным аэрозолем, весьма приближены, И. Кауфман и др. [19] предложили методику определения подобного РВВ по данным спутниковых наблюдений яркости «солнечной дорожки», обеспечивающих погрешности восстановления аэрозольного поглощения в пределах $\pm 25\%$, если аэрозольная оптическая толщина атмосферы на длине волны 500 нм варьирует от $0,2$ до $0,4$ (этому диапазону АОТ соответствуют 18% данных наблюдений над океаном). Погрешности среднемесячных значений РВВ могут быть снижены до $\pm 12\%$, а альбедо для однократного рассеяния — до $\pm 0,02$. В работе [19] обоснована схема осуществления спутниковых наблюдений с целью восстановления обусловленного аэрозолем поглощения солнечной радиации. Обсуждаемая методика способна обеспечить получение наиболее достоверных результатов при умеренной скорости ветра ($\sim 7 \text{ м/с}$) и для малого зенитного угла Солнца ($< 45^\circ$), но не оказывается достаточно надежной при высокой

(≥ 10 м/с) или низкой (≤ 3 м/с) скоростях ветра, когда солнечная дорожка является слишком узкой и недостаточно яркой.

Естественно, что для достоверных оценок аэрозольного РВВ важное значение имеют результаты численного моделирования климата с интерактивным учетом РВВ. На основе использования версии 3 разработанной в Национальном Центре исследований атмосферы (США) модели глобального климата NCAR CCM-3 И. Кристьянссон [25] получил новые оценки косвенного воздействия на климат сульфатного и «черного» (углеродного) аэрозоля, обусловленного влиянием аэрозоля на динамику облачного покрова. Были 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 [25] с использованием встроенных в модель климата подмоделей формирования аэрозоля с учетом соответствующих «жизненных циклов». Помимо этого заданы характеристики фонового аэрозоля. Описана динамика микроструктуры фонового аэрозоля с учетом процессов конденсации, коагуляции и изменения влажности. 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 Межправительственной группы экспертов по проблеме изменений климата (МГЭИК-2001 [13]), 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 $-1,8$ Вт/м², причем вклады изменений радиуса капель и времени жизни капель равны соответственно $-1,3$ и $-0,46$ Вт/м². 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.

Численные эксперименты по чувствительности привели к выводу, что влияние изменений радиуса облачных капель примерно в 3 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.

И. Лелиевелд и Н. Михалопулос [26a] обсудили результаты продолжавшихся 6 нед (июль—август 2001 г.) исследований химических процессов в средиземноморской атмосфере, выполненных специалистами из восьми стран в рамках программы MINOS изучения оксидантов в атмосфере Средиземноморского региона. Программа наблюдений, базой которых был о-в Крит, включала наземные и самолетные измерения химического состава тропосферы и радиационного режима. Главные задачи программы состояли в исследованиях дальнего переноса природных и антропогенных малых газовых и аэрозольных компонентов с целью анализа их влияния на качество воздуха и климат.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что антропогенные выбросы могут порождать крупномасштабные изменения качества воздуха и ослабление осадков. Анализ результатов наблюдений выявил наличие высокого уровня загрязнений всей толщи тропосферы на высотах до 15 км при максимальном антропогенном вкладе вблизи уровня 4 км (это обусловлено влиянием дальнего переноса из Западной и Восточной Европы). Источниками загрязнений служили промышленные предприятия, транспорт, лесные пожары, сжигание сельскохозяйственных остатков.

В течение рассматриваемого периода особенно значительным было поступление в восточную часть Средиземноморья продуктов сжигания биомассы из региона к северу от Черного моря. Ввиду высокого уровня инсоляции (в условиях малооблачного неба) часто возникало явление фотохимического смога. Высокая окислительная эффективность воздушных масс определялась значительной концентрацией гидроксила OH около $4,5 \cdot 10^6$ радикалов/см³, максимальные значения которой достигали $(1,5-2) \cdot 10^7$ радикалов/см³. На высотах более 4 км зарегистрировано наличие сильного дальнего переноса загрязнений из регионов Северной Америки и Азии. Около половины содержания CO в средней тропосфере возникало за счет переноса из Азии и 25–30% — из Северной Америки. Заметно

проявляется поступление озона из стратосферы, обуславливающее 25–30% тропосферного озона. В верхней тропосфере (выше 8 км) отчетливо проявляются (особенно в восточной части Средиземного моря) слои загрязнений, характеризуемый высокой концентрацией таких компонентов, как формальдегид, связанный с антропогенными выбросами в Южной Азии. В течение всего лета в атмосфере всего Средиземноморского региона имело место превышение допустимого стандарта концентрации озона в течение 8 ч (53 нмоль/моль). Типичные значения концентрации составляли 55–70 нмоль/моль при слабом (~10%) суточном ходе.

Высокой была и концентрация аэрозоля, мелкодисперсная фракция которого (<1 мкм) состояла главным образом из сульфата (35–40%), органики (30–35%), аммония (10–15%) и черного углерода (5–10%). Главным источником аэрозоля было сжигание ископаемых топлив и биомассы. Обусловленное аэрозолями ослабление солнечной радиации порождало подавление испарения и переноса влаги, а влияние аэрозоля на микроструктуру облаков могло вызывать уменьшение осадков. Поскольку поступление сульфата из Западной Европы за последние два десятилетия уменьшилось, следует думать, что влияние аэрозоля на климат в прошлом было более значительным.

Оценки прямого радиационного возмущающего воздействия на уровне верхней границы атмосферы дали значения, соответственно равные 3,0 Вт/м² (парниковые газы) и –6,6 Вт/м² (аэрозоль), тогда как на уровне подстилающей поверхности РВВ за счет аэрозоля достигало –17,9 Вт/м². В работе [26а] подчеркнута необходимость в будущем комплексных исследований, включающих следующие основные разделы: 1) процессы на поверхности суши; 2) процессы в атмосфере и качестве воздуха; 3) взаимодействие атмосферы и океана; 4) климат и круговорот воды. Только на такой основе могут быть выработаны рекомендации по поводу адекватной экологической политики в Средиземноморском регионе.

Заключение

Главный вывод состоит в том, что проблема учета влияния атмосферного аэрозоля на климат все еще остается далекой от решения по двум основным причинам (см. также [8а]): 1) крайняя неполнота данных наблюдений содержания и свойств глобального аэрозоля; 2) несовершенство схем учета аэрозоля в численных моделях климата (сделаны лишь первые шаги на пути интерактивной параметризации глобальной динамики аэрозоля в численных моделях климата). Самая неотложная задача состоит прежде всего в адекватном планировании такого блока Глобальной системы наблюдений климата (GCOS), который отображал бы потребности в данных наблюдений, соответствующие современному пониманию проблемы. По мере расширения и углубления существующих представлений окажется необходимой соответствующая поэтапная коррекция системы наблюдений. Параллельно

должна совершенствоваться, конечно, и методология численного моделирования климата.

1. *Балин Ю.С., Еришов А.Д., Пеннер И.Э.* Лидарные корабельные исследования аэрозольных полей в атмосфере оз. Байкал. Часть 2. Поперечные разрезы // *Оптика атмосф. и океана*. 2003. Т. 16. № 7. С. 587–597.
2. *Кондратьев К.Я.* (ред.). Исследования природной среды с пилотируемых орбитальных станций. Л.: Гидрометеониздат, 1972. 400 с.
3. *Кондратьев К.Я., Григорьев Ал.А., Покровский О.М., Шалина Е.В.* Космическое дистанционное зондирование атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеониздат, 1983. 216 с.
4. *Кондратьев К.Я., Демирчян К.С.* Глобальный климат и протокол Киото // *Вестн. РАН*. 2001. Т. 71. № 2. С. 123–146.
5. *Кондратьев К.Я.* Глобальные изменения: факты, предположения и перспективы разработок // *Оптика атмосф. и океана*. 2002. Т. 15. № 10. С. 851–866.
6. *Кондратьев К.Я.* Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Прямое и косвенное воздействие на климат // *Оптика атмосф. и океана*. 2002. Т. 15. № 4. С. 301–320.
7. *Кондратьев К.Я.* Радиационное возмущающее воздействие, обусловленное аэрозолями // *Оптика атмосф. и океана*. 2003. Т. 16. № 1. С. 5–18.
8. *Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф., Савиных В.П.* Перспективы развития цивилизации. Многомерный анализ. М.: ЛОГОС. 2003. 573 с.
- 8а. *Anderson T.L., Charlson R.J., Schwartz S.E., Knutti R., Boucher O., Heintzenberg J.* Climate forcing by aerosols – a hazy picture // *Science*. 2003. V. 300. N 5622. P. 1103–1104.
- 8б. *Ansmann A., Wagner F., Müller D., Althausen D., Herber A., von Hoyningen-Huene W., Wandinger U.* European pollution outbreaks during ACE-2: Optical particle properties inferred from multiwavelength lidar and star – Sun photometry // *J. Geophys. Res.* D. 2002. V. 107. N 15. P. AAC8/1–AAC8/14.
9. *Boucher O., Pham M.* History of sulfate aerosol radiative forcings // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. N 9. P. 22/1–22/4.
10. *ten Brink H.M., van Dorland R., Lelieveld J., Swart D.P.J., Hensen A., Jenken A., van den Berg A., Bergwerff J.B., Khlystov A., van Velthoven P., Apituley A.* Aerosol: Cycle and Influence on the Radiation Balance // *Dutch National Research Programme on Global Air Pollution and Climate Change. Global Change Report*. N 410 200 064. 2001. 133 p.
11. *Chameides W.L., Luo C., Saylor R., Streets D., Huang Y., Bergin M., Georgi F.* Correlation between model-calculated anthropogenic aerosols and satellite-derived cloud optical depths: Indication of indirect effect? // *J. Geophys. Res.* D. 2002. V. 107. N 10. P. AAC2/1–AAC2/17.
12. *Chu D.A., Kaufman Y.J., Ichoku C., Remer L.A., Tanré D., Holben B.N.* Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. N 12. P. MOD 2/1–MOD2/4.
13. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution to WG 1 to the Third Assessment Report of the IPCC* / Ed. By Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Uden P.J., Dai X., Maskell K., Johnson C.A. Cambridge University Press, 2001. 892 p.
14. *Costa M.J., Cervino M., Cattani E., Torricella F., Levizzani V., Silva A.M., Melani S.* Aerosol charac-

- terization and optical thickness retrievals using GOME and METEOSAT satellite data // Meteorol. and Atmos. Phys. 2002. V. 81. N 3–4. P. 289–299.
15. *Deuzé J.L., Bréon F.M., Devaux C., Goloub P., Herman M., Lafrance B., Maignan F., Marchand A., Nadal F., Perry G., Tauré D.* Remote sensing of aerosols over land surfaces from POLDER-ADEOS-1 polarized measurements // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 5. P. 4913–4926.
 - 15a. *Fuglestad J.S., Bernsten T.K., Godal U., Sausen R., Shine K.P., Skoldvin T.* Metrics of climate change: Assessing radiative forcing and emission indices // Clim. Change. 2003. V. 58. N 3. P. 267–331.
 156. *Giorgi F., Bi X., Qian Y.* Indirect vs. direct effects of anthropogenic sulfate on the climate of East Asia as simulated with a regional coupled climate-chemistry/aerosol model // Clim. Change. 2003. V. 58. N 3. P. 345–376
 16. *Herber A., Thomason L.W., Gernand H., Leiterer U., Nagel D., Schultz K.-H., Kaptur J., Albrecht T., Notholt J.* Continuous day and night aerosol optical depth observations in the Arctic between 1991 and 1999 // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 9–10. P. AAC6/1–AAC6/14.
 17. *Ichoku C., Levy R., Kaufman Y.J., Remer L.A., Li R.-R., Martins J.V., Holben B.N., Abuhassan N., Slutsker I., Eck T.F., Petras C.* Analysis of the performance characteristics of the five-channel Microtops II Sun photometer for measuring aerosol optical thickness and precipitable water vapor // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 13. P. 5/1–5/17.
 18. *Kaufman Y.I., Tanré D., Boucher O.* A satellite view of aerosols in the climate system // Nature. 2002. V. 419. N 6903. P. 215–223.
 19. *Kaufman Y.I., Martins J.V., Remer L.A., Schoeberl M.R., Yamase M.A.* Satellite retrieval of aerosol absorption over the oceans using sunglint // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. N 19. P. 34/1–34/4.
 - 19a. *Kirchhoff V.W.J.H., Silva A.A., Pinheiro D.K.* Wavelength dependence of aerosol optical thickness in the UV-B band // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. N 12. P. 58/11–58/4.
 20. *Kondratyev K.Ya.* Climatic Effects of Aerosols and Clouds // Springer/PRAXIS. Chichester, U.K. 1999. 264 p.
 21. *Kondratyev K.Ya.* Radiative forcings due to aerosols // Optics of the Atmos. and Ocean. 2003b. V. 16. N 1. P. 5–18.
 22. *Kondratyev K.Ya., Grigoryev A.I.A.* Environmental Disasters: Natural and Anthropogenic // Springer/PRAXIS. Chichester, U.K. 2002. 484 p.
 23. *Kondratyev K.Ya., Krapivin V.F., Phillips G.W.* Global Environmental Change: Modelling and Monitoring. Heidelberg: Springer, 2002. 316 p.
 24. *Krishnan R., Ramanathan V.* Evidence of surface cooling from absorbing aerosols // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. N 9. P. 54/1–54/4.
 25. *Kristjánsson J.E.* Studies of the aerosol indirect effect from sulfate and black carbon aerosol // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 15. P. AAC1/1–AAC1/19.
 26. *Krüger O., Grassl H.* The indirect aerosol effect over Europe // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. N 19. P. 31/1–31/4.
 - 26a. *Lelieveld J., Mihalopoulos N.* The Regional Integrated Project Mediterranean // IGACTiv. Newslett. 2003. N 28. P. 20–23.
 266. *Lesins G., Chylek P., Lohmann U.* A study of internal and external mixing scenarios and its effect on aerosol optical properties and direct radiative forcing // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 10. P. AAC5/1–AAC5/14.
 - 26b. *Li F., Ramanathan V.* Winter to summer monsoon variation of aerosol optical depth over the tropical Indian Ocean // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 16. P. AAC2/1–AAC2/13.
 27. *Lohmann U., Lesins G.* Stronger constraints on the anthropogenic indirect aerosol effect // Science. 2002. N 5595. P. 1012–1014.
 28. *Martins J.V., Tanré D., Remer L., Kaufman Y., Mattoo S., Levy R.* MODIS cloud screening for remote sensing of aerosols over oceans using spatial variability // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. N 12. P. MOΦ4/1–MOΦ4/4.
 29. *Mattis I., Ansmann A., Müller D., Wandinger U., Althausen D.* Dual-wavelength Raman lidar observations of the extinction-to-backscatter ratio of Saharan dust // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. N 9. P. 20/1–20/4.
 30. *Menon S., Del Genio A.D., Koch D., Tseliondis G.* GCM simulations of the aerosol indirect effect: Sensitivity to cloud parameterization and aerosol burden // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. Pt. 2. P. 692–713.
 31. *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.
 32. *Menzies R.D., Tratt D.M., Spinhirne J.D., Hlavka D.L.* Aerosol layers over the Pacific Ocean: Vertical distributions and optical properties as observed by multiwavelength airborne lidars // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 16. P. AAC5/1–AAC5/16.
 33. *Müller D., Ansmann A., Wagner F., Franke K., Althausen D.* European pollution outbrakes during ACE-2: Microphysical particle properties and single-scattering albedo inferred from multiwavelength lidar observations // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 15. P. AAC3/1–AAC3/11.
 - 33a. *Power H.C., Goyal A.* Comparison of aerosol and climate variability over Germany and South Africa // Int. J. Climatol. 2003. V. 23. N 8. P. 921–941.
 34. *Remer L.A., Tanré D., Kaufman Y.J., Ichoku C., Mattoo S., Levy R., Chu D.A., Holben B., Dubovik O., Smirnov A., Martins J.V., Li R.-R., Ahmat Z.* Validation of MODIS aerosol retrieval over ocean // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. N 12. P. MOD3/1–MOD3/4.
 - 34a. *Shimota A., Kobayashi H., Wada K.* Retrieval for physical parameters of aerosols in and urban area by ground-based FTIR measurements // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 14. P. AAC6/1–AAC6/10.
 346. *Xu J., Bergin M.H., Greenwald R., Russel P.B.* Direct aerosol radiative forcing in the Yangtze delta region of China: Observations and model estimation // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 2. P. AAC7/1–AAC7/12.
 35. *Yu H., Liu S.C., Dickinson R.E.* Radiative effects of aerosols on the evolution of the atmospheric boundary layer // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 12. P. AAC3/1–AAC3/14.

K.Ya. Kondratyev. Atmospheric aerosol as a climate forming component of the atmosphere. 2. Remote sounding of global spatiotemporal variability of aerosol and its climatic impact.

A review has been made of recently developed aerosol remote sounding techniques, and some results of aerosol remote sounding, including mainly aerosol optical thickness data, have been considered. The most recent assessments of aerosol radiative forcing data have been discussed in the context of the «aerosol and climate» problem.