

К.Я. Кондратьев

Радиационное возмущающее воздействие, обусловленное аэрозолями

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

Поступила в редакцию 14.10. 2002 г.

Сделан обзор данных, характеризующих влияние атмосферного аэрозоля на формирование глобального климата на основе результатов измерений и расчетов прямого и косвенного аэрозольного радиационного возмущающего воздействия (АРВВ). Подчеркнута слабая изученность косвенного АРВВ, определяемая дефицитом информации о процессах взаимодействия аэрозоля и облаков. Дальнейшая главная задача состоит в исследованиях сложной совокупности интерактивных процессов, определяющих влияние аэрозоля на климат.

Введение

Опубликование в 2001 г. Третьего отчета (ТАР) Межправительственной группы экспертов по проблеме изменений климата (МГЭИК) создало основу для очередного подведения итогов в области изучения глобального климата и обоснования нерешенных проблем [39, 55, 60]. В обзоре [10] предпринята попытка критического анализа ТАР. Выводы ТАР опираются главным образом на результаты численного моделирования климата, полученные с использованием 40 сценариев SCRES возможной динамики выбросов парниковых газов (ПГ) в будущем. Подобные сценарии, зависящие от задания таких не поддающихся надежному прогнозированию факторов, как изменения глобальной численности населения, социально-экономическое развитие и научно-технический прогресс, характеризуются очень высокой степенью неопределенности, которую иллюстрирует, в частности, широкий диапазон возможных куммулятивных выбросов ПГ (в углеродном эквиваленте) к 2100 г.: 770–2540 гигатонн углерода (ГтС). Соответствующие оценки вероятного диапазона значений концентрации CO_2 в атмосфере в 2001 г. привели к интервалу 540–970 млн^{-1} . Все эти оценки не учитывают, однако, возможных мер по сокращению выбросов ПГ, а также прогресса технологий.

Согласно ТАР произошедшее за последние 50 лет (точнее было бы говорить о последних трех десятилетиях) повышение среднеглобальной приземной температуры воздуха (ПТВ) обусловлено, вероятно, антропогенным ростом концентрации ПГ, а возможный диапазон роста ПТВ к 2100 г. составляет 1,4–5,8 °С. Этот диапазон соответствует скорости повышения ПТВ, которая в 2–7 раз превосходит наблюдающуюся в XX в. [при куммулятивном повышении ПТВ, равном $(0,6 \pm 0,2)$ °С] и значительно больше темпа потепления, происходившего в конце последнего ледникового периода. Предвычисленное повышение уровня Мирового океана может достичь 9–88 см, причем по-

добное повышение может (в силу гигантской тепловой инерции климатической системы) продолжаться на протяжении многих столетий после стабилизации уровня концентрации CO_2 (это относится, хотя и в меньшей степени, и к ПТВ). Вероятные последствия глобального потепления можно классифицировать на пять категорий:

- 1) риски для уникальных и подвергающихся опасности систем;
- 2) риски от экстремальных климатических событий для экосистем и хозяйственной деятельности человека;
- 3) особо опасные последствия для низкоширотных регионов;
- 4) комбинированные воздействия на глобальную экономику;
- 5) риски возможных необратимых изменений.

Хотя ТАР следует рассматривать как значительный шаг вперед, содержащиеся в нем выводы (особенно это касается рисков) являются, как правило, всего лишь качественными и не содержат необходимых количественных оценок, касающихся, в частности, материального ущерба. В этой связи важнейшими задачами являются: достижение более достоверного понимания причин изменений климата и получение более надежных количественных оценок (особенно это относится к экстремальным климатическим событиям и крупномасштабным «скачкам» изменчивости климатической системы); адекватный анализ социально-экономических последствий изменений глобального климата. Решение этих и других задач возможно лишь с учетом исключительной междисциплинарности проблемы климата и, следовательно, необходимости обеспечения кооперации специалистов в различных областях естественных и общественных наук. Особую роль должны сыграть открытые и широкие научные дискуссии, лишенные предвзятости и конформизма. Важное значение будет иметь в этой связи запланированная по предложению В.В. Путина Всемирная конференция по проблеме изменений

климата, которая состоится в Москве 29 сентября – 3 октября 2003 г.

Не вызывает сомнений, что к числу главных неопределенностей анализа причин современных изменений глобального климата и оценок возможных изменений климата в будущем относится неадекватность существующей информации о роли атмосферного аэрозоля как климатообразующего фактора. Особенно это касается оценок так называемого косвенного аэрозольного радиационного возмущающего воздействия (АРВВ), связанного с влиянием аэрозоля на микрофизические и оптические свойства облаков.

Главный источник упомянутых неопределенностей – дефицит данных о крайне изменчивых свойствах аэрозоля [1–71]. Именно поэтому за последние годы были предприняты серьезные усилия для получения данных об аэрозоле на основе использования разнообразных методов дистанционного зондирования (наземного, самолетного, спутникового) и осуществления комплексных полевых наблюдательных экспериментов. Имея в виду опубликование TAR и обзоров [8–10], упомянем лишь о некоторых последующих разработках.

С целью исследований химических, физических и оптических свойств атмосферного аэрозоля в контексте его воздействий на климат за последние годы был предпринят целый ряд комплексных полевых наблюдательных экспериментов: ACE-1 (измерения главных характеристик аэрозоля), TARFOX (определение аэрозольного радиационного возмущающего воздействия), ACE-2 (исследования аэрозоля в регионе Тихого океана), INDOEX (исследования аэрозоля в регионе Индийского океана). Помимо этого, функционировала глобальная сеть станций AERONET, оборудованная солнечными фотометрами для измерений аэрозольной оптической толщины (АОТ) атмосферы, а также осуществлялись лидарные зондирования в отдельных точках для получения информации о вертикальных профилях концентрации аэрозоля.

Ф. Вагнер и др. [70] выполнили сравнительные расчеты АРВВ на уровнях верхней границы атмосферы и подстилающей поверхности с использованием данных наблюдений аэрозольных характеристик для всей толщи атмосферы и с учетом их вертикальных профилей. Входными данными для расчетов служили результаты лидарного зондирования (на шести длинах волн в диапазоне 355–1064 нм), а также измерений при помощи солнечного фотометра, полученные 25 марта 1999 г. в рамках программы INDOEX. В этот день в тропосфере (на высотах до 3,5 км) имела место многослойная дымка, которая характеризовалась наличием сильно поглощающих частиц. АОТ на длине волны 530 нм достигала 0,57 (при экспоненте Ангстрема, равной 0,9).

Вычисления АРВВ при задании альбеда океана, равного 0,05, а также осредненных для всей толщи тропосферы свойств аэрозоля (заданы значения комплексного показателя преломления, равные $1,575 - 0,05i$ и $1,65 - 0,035i$) привели к значениям АРВВ в пределах $-5 \div 12$ и $-55 \div 81$ Вт/м² на уровнях

верхней границы атмосферы и подстилающей поверхности соответственно. Если же учесть вертикальный профиль характеристик аэрозоля (по данным лидарного зондирования о коэффициентах обратного рассеяния на шести длинах волн и коэффициенте экстинкции на длинах волн 355 и 532 нм восстановлены вертикальные профили эффективного радиуса частиц, счетной концентрации и комплексного показателя преломления), то соответствующие значения АРВВ оказываются равными примерно -10 и -60 Вт/м². Вычисленные значения эффективности АРВВ (рассчитанной на единичную оптическую толщину) варьируют в пределах $-11 \div -24$ Вт/м² и $-101 \div -154$ Вт/м² соответственно.

Поскольку атмосферный аэрозоль принадлежит к числу важных факторов прямого и косвенного воздействия на климат, по инициативе НАСА и Международного эксперимента по круговоротам энергии и воды (GEWEX) был разработан Проект по глобальной климатологии аэрозоля (GACP), осуществление которого началось в 1998 г. Главными задачами GACP являются:

1) восстановление характеристик аэрозоля (включая их годовой ход и межгодовые вариации) в глобальных масштабах по данным спутниковых измерений уходящей коротковолновой радиации и обычных наблюдений;

2) численное моделирование процессов образования, трансформации и переноса аэрозоля. Конечной целью является получение репрезентативных данных по глобальной климатологии аэрозоля за весь срок спутникового мониторинга, которые могут быть использованы для изучения прямого и косвенного воздействия аэрозоля на климат.

К числу наиболее важных результатов, полученных в ходе первой трехлетней фазы GACP, принадлежат [51]: обоснование алгоритмов восстановления характеристик аэрозоля по данным многоканальных измерений уходящей коротковолновой радиации; анализ информационного содержания существующей спутниковой информации с точки зрения возможностей восстановления свойств аэрозоля; сравнительный анализ сценариев изменчивости свойств аэрозоля, предложенных различными группами специалистов; разработка методик использования данных обычных наблюдений для оценки надежности восстановления свойств аэрозоля по спутниковым наблюдениям.

Полученные результаты свидетельствуют о сложности природы косвенного воздействия аэрозоля на климат и необходимости комплексного подхода к решению этой проблемы. Наиболее важным ожидаемым результатом осуществления первой фазы GACP должно быть обоснование трех версий глобальной климатологии аэрозоля, включающей данные об аэрозольной оптической толщине и среднем размере частиц, с использованием одно- и двухканальных данных AVHRR (усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения), а также данных TOMS (спектрометра для картирования общего содержания озона). Планируется также применение численных мо-

делей переноса аэрозоля (с учетом процессов химической трансформации) для теоретического обоснования климатологии аэрозоля. Ввиду несовершенства калибровки AVHRR предполагается использовать с целью уточнения калибровки данные такой более совершенной аппаратуры, как MODIS (видеоспектрорадиометр умеренного разрешения) и MISR (многоугловой видеоспектрорадиометр).

Как уже отмечалось выше, наиболее сложными являются оценки косвенного АРВВ. В согласии с классической теорией Кёллера облака состоят из «активированных» капель, размеры которых спонтанно увеличиваются после достижения определенного критического размера (при определенном уровне пересыщения окружающего водяного пара). В этом контексте облака представляют собой специфический отдельный компонент атмосферы по отношению к влажным неактивированным и сухим частицам аэрозоля. Иногда в атмосфере наблюдается совсем иная ситуация, обусловленная сложным взаимодействием в многофазной системе, которую составляют облака, аэрозоль и газообразная атмосфера. Между компонентами этой системы происходит обмен массой, обусловленный различными физическими и химическими процессами. Так, например, размеры частиц аэрозоля природного или антропогенного происхождения могут расти при повышении относительной влажности и, в конечном счете, подобные частицы становятся облачными каплями. Несомненно поэтому, что облака должны рассматриваться не изолированно, а как компонент упомянутой системы.

Другое принципиально важное обстоятельство состоит в исключительном разнообразии тех пространственно-временных масштабов (от молекулярных до глобальных), которые связаны с образованием и эволюцией облачного покрова. Особое место занимает взаимодействие облаков и аэрозоля, существенно влияющее как на динамику облачного покрова, так и на аэрозоль. Анализ данных спутниковых наблюдений показал, что обусловленное частицами аэрозоля, функционирующими как облачные ядра конденсации (ОЯК), уменьшение размеров облачных капель порождает ослабление осадков, которое проявляется над регионами сжигания биомассы, загрязнений атмосферы и переноса пылевых выбросов, возникающих в пустынях.

Важное значение имеет также взаимодействие облаков с окружающей их атмосферой, особенно с такими растворимыми в воде малыми газовыми компонентами (МГК), как NH_3 , SO_2 , HNO_3 , органические кислоты с малым молекулярным весом и альдегиды. Хотя химические процессы с участием ледяных частиц облаков остаются почти неисследованными, полевые эксперименты показали, например, что подобные частицы играют значительную роль в удалении из атмосферы МГК, например H_2O_2 и NH_3 , адсорбируемых кристаллами льда. Оказалось также, что реакция между H_2O_2 и SO_2 протекает гораздо медленнее в ледяных частицах, чем в каплях.

Лабораторные измерения привели к выводу, что эффективным источником ядер нуклеации может быть

сажа. Обусловленное ОЯК возрастание счетной концентрации мелких капель зависит не только от счетной концентрации ОЯК, но и от целого ряда других факторов, таких как доступная влага, скорость восходящих потоков, температура воздуха и другие, а также микроструктура и химический состав аэрозоля. На протяжении многих лет считалось, что химический состав ОЯК определяется наличием в них растворимых неорганических солей, NaCl или NH_4SO_4 . Только неорганический аэрозоль учитывался и в первоначальной теории Кёллера, тогда как в условиях реальной атмосферы важное значение имеют входящие в состав аэрозоля органические соединения, что стало ясным за последние годы. На основе использования модифицированной теории Кёллера была продемонстрирована важная роль органических ОЯК в образовании облаков, проявляющаяся в значительном снижении (в случае загрязненной атмосферы до 110%) уровня критического пересыщения, особенно при наличии частиц ОЯК небольших размеров. Доля растворимых в воде органических соединений (WSOC) варьирует в пределах 20–70% по отношению к общему содержанию WSOC.

Численное моделирование показало, что учет органического компонента ОЯК обуславливает повышение альбедо облаков, которое сравнимо с эффектом Туоми удвоения концентрации ОЯК. Другим важным фактором, порождающим изменения свойств облаков, являются происходящие внутри них химические реакции с участием МГК и аэрозоля, которые зависят от микроструктуры облаков, поскольку химический состав изменяется в зависимости от их размеров. Двумя главными соединениями, участвующими в реакциях в жидкой фазе, являются соединения серы и органические соединения. Известно, например, что окисление 80% S(IV) до S(VI) происходит в жидкой фазе.

Аналогичные процессы с участием органических соединений остаются, однако, почти не изученными. Именно это является одной из причин сохраняющейся неопределенности оценок вклада взаимодействия аэрозоля и облаков как климатообразующего фактора, характеризующего существование нелинейностью, что определяет актуальность лабораторных исследований фотохимических реакций в облаках с участием органических соединений, изучения химических реакций в ледяных облаках, химического состава частиц аэрозоля и облаков и учета этих и других факторов в моделях динамики облачного покрова.

1. Прямое аэрозольное радиационное возмущающее воздействие

Осуществление Комплексного энергетического эксперимента – КЭНЭКС [2–6] впервые позволило получить на основе использования данных самолетных наблюдений информацию об АРВВ (как интегральном, так и спектральном) и свойствах аэрозоля. Как это ни парадоксально, с тех пор все еще не удалось повторить программу «полного радиационного эксперимента». Однако различные наблюдения и расчеты АРВВ продолжались очень интенсивно.

Как отметил О. Бушэ [17], к настоящему времени достигнуто понимание того, что обусловленное аэрозолями радиационное возмущающее воздействие проявляется в форме прямого, полупрямого, а также косвенного (первого и второго типов) воздействия. Под прямым воздействием имеются в виду влияние общего ослабления аэрозолями коротковолновой радиации и тепловое излучение аэрозолей (это влияние сказывается главным образом в условиях безоблачной атмосферы). Полупрямое воздействие характеризует влияние поглощения радиации аэрозолями в условиях как ясного, так и облачного неба на формирование вертикальных профилей температуры и влажности, что определяет функционирование обратной связи, изменяющей динамику облачного покрова.

Первое косвенное воздействие состоит в возрастании оптической толщины и альбедо облаков в результате уменьшения размеров и роста счетной концентрации облачных капель (при неизменной водности облаков) под влиянием частиц аэрозолей, функционирующих как облачные ядра конденсации. Второе косвенное воздействие связано с ростом водности облаков, высоты верхней границы облачного покрова или увеличением времени жизни облаков в результате снижения интенсивности осадков, обусловленного уменьшением размеров облачных капель.

Прямое APBV зависит от совокупности параметров, которые могут быть классифицированы на три категории:

1) биохимические параметры (такие, как интенсивность выбросов первичного и вторичного аэрозоля, время жизни аэрозоля);

2) характеристики атмосферы (относительная влажность, количество облаков, альбедо подстилающей поверхности);

3) микрофизические параметры (микроструктура, оптические свойства, гигроскопичность). Конкретные данные об изменчивости прямого APBV и оценки соответствующих погрешностей до сих пор весьма ограничены, что отбрасывает прежде всего необходимость расширения программ полевых наблюдений свойств аэрозоля с использованием различных средств наблюдений, включая спутники. Это позволит осуществить более полную проверку адекватности моделей аэрозолей и параметризации характеристик аэрозолей в численных моделях климата. Ключевые направления дальнейших разработок должны, в частности, включать:

1) уточнение имеющегося архива данных по выбросам аэрозолей (особенно антропогенного);

2) расширение наблюдений вертикальных профилей характеристик аэрозолей (особую роль должны сыграть методы наземного и спутникового лидарного зондирования);

3) экспериментальные и теоретические исследования многокомпонентного аэрозоля, включая получение данных о гигроскопических и оптических свойствах (в том числе – альбедо однократного рассеяния);

4) анализ вкладов природного и антропогенного аэрозоля;

5) совершенствование моделей аэрозолей с учетом новых данных наблюдений.

По мнению Д. Хансена и М. Сато [34], повышение среднегодовой среднеглобальной приземной температуры воздуха за прошедшее столетие, составившее более $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, было, по крайней мере отчасти, следствием антропогенных факторов вынуждающего воздействия на климат. В этой связи были выполнены расчеты радиационного вынуждающего воздействия (РВВ), обусловленного наблюдавшимся ростом концентрации парниковых газов. Полученные оценки свидетельствуют о значительном уровне РВВ за счет метана, вклад которого достигал примерно половины РВВ, обусловленного углекислым газом: $(1,4 \pm 0,2)\text{ Вт/м}^2$ (погрешность представляет собой субъективную оценку дисперсии 1σ), включая $0,5\text{ Вт/м}^2$ за счет прямого и $0,28\text{ Вт/м}^2$ – за счет косвенного воздействия. Эти результаты свидетельствуют о необходимости особого внимания к учету CH_4 как ПГ и отдельного учета РВВ за счет метана.

Новые оценки РВВ, обусловленного тропосферным озоном, привели к значению, равному $0,7\text{--}0,8\text{ Вт/м}^2$ вместо $0,3\text{--}0,4\text{ Вт/м}^2$, как это предполагается в TAR. Можно, по-видимому, принять для этого РВВ интервал $0,4\text{--}0,8\text{ Вт/м}^2$.

Отягощенные значительными погрешностями (ввиду неопределенности входных данных) расчеты РВВ, обусловленного «черным» углеродом (сажей), привели к значениям $(0,8 \pm 0,4)\text{ Вт/м}^2$. Очень важная роль принадлежит РВВ за счет «отражающего» аэрозоля, составляющему $(-1,4 \pm 0,5)\text{ Вт/м}^2$ при дополнительном вкладе почвенного аэрозоля, равном $(-0,1 \pm 0,2)\text{ Вт/м}^2$. Существенный вклад в суммарном аэрозольном РВВ принадлежит органическому аэрозолю ($-0,3\text{ Вт/м}^2$ с точностью до коэффициента, равного 2) и сульфату аммония ($-0,2\text{ Вт/м}^2$).

Сумма всех положительных компонентов РВВ достигает $(4,3 \pm 0,6)\text{ Вт/м}^2$, т.е. почти в три раза превышает РВВ за счет CO_2 , тогда как сумма отрицательных компонентов равна $(-2,7 \pm 0,9)\text{ Вт/м}^2$ и, таким образом, результирующее РВВ равно $(1,6 \pm 1,1)\text{ Вт/м}^2$, т.е. близко к обусловленному только CO_2 .

В работе [34] выполнен анализ трендов различных ПГ, из которого следует, что скорость роста концентрации CO_2 быстро возрастала в период от конца Второй мировой войны до середины 1970 гг., достигнув максимума около 4% в год, после чего началось ее уменьшение до сравнительно стабильного уровня роста концентрации порядка $1,5\text{ млн}^{-1}/\text{год}$. В тот же период быстро возрастала скорость концентрации CH_4 (от 5 до 15 млрд $^{-1}/\text{год}$), значительно замедлившись после 1980 г. (причины подобного замедления остаются неясными). Суммарный тренд скорости роста РВВ за счет 13 хлорфторуглеродных соединений (CFC) характеризовался быстрым усилением до середины 1980-х гг. и последующим спадом, обусловленным сокращением выбросов CFC в процессе реализации мер, предусмотренных Монреальским протоколом. По-видимому, до 2010 г. должно начаться уменьшение РВВ, обусловленного CFC. Максималь-

ная скорость роста суммарного РВВ (в расчете на одно столетие) достигла максимума около 5 Вт/м^2 . При сохранении этой скорости роста уровень эквивалентного РВВ, соответствующий удвоению концентрации CO_2 , должен быть достигнут к 2050 г. Однако за последние два десятилетия произошло уменьшение скорости роста суммарного РВВ до 3 Вт/м^2 . С учетом возможного сокращения выбросов ПГ глобальное потепление в течение предстоящих нескольких десятилетий должно составить $(+0,15 \pm 0,05) \text{ }^\circ\text{C}$ за 10 лет при условии, что уровень выбросов CO_2 будет «заморожен». Сохраняющаяся значительная неопределенность рассмотренных оценок связана прежде всего с трудностью расчетов РВВ, обусловленного аэрозолями.

Учитывая важность сравнительных оценок РВВ за счет парниковых газов, рассмотрим обсужденные Д. Хауглуштайном [37] результаты новейших вычислений РВВ за счет ПГ.

Согласно имеющимся оценкам среднелобальное суммарное радиационное вынуждающее воздействие, обусловленное ростом концентрации в атмосфере хорошо перемешанных парниковых газов, в промышленную эпоху (после 1750 г.) составляет $2,43 \text{ Вт/м}^2$, а отдельные его компоненты равны (также в Вт/м^2): $1,46$ (CO_2); $0,48$ (CH_4); $0,15$ (N_2O) и $0,34$ (галогенуглеродные соединения СFC) при погрешностях, равных примерно 10%.

РВВ характеризуется сильной пространственно-временной изменчивостью. Так, например, среднелобальное суммарное РВВ в 1980 г. достигало 5 Вт/м^2 в расчете на 100 лет, а последующее понижение было связано с резким спадом выбросов в атмосферу озоноразрушающих СFC (в соответствии с принятыми на этот счет международными соглашениями), а также с замедлениями роста концентрации CO_2 и CH_4 в атмосфере (для метана даже наблюдался спад концентрации, продолжавшийся несколько лет). Помимо упомянутых ПГ, существенный вклад (в пределах 8–15%) в формировании суммарного РВВ вносит также тропосферный озон, для которого первоначально было получено значение РВВ, равное $(0,35 \pm 0,15) \text{ Вт/м}^2$, но за последние годы оно было уточнено в сторону увеличения РВВ до значений более $0,7 \text{ Вт/м}^2$.

Погрешности оценок РВВ за счет различных ПГ обусловлены главным образом дефицитом информации о пространственно-временной изменчивости содержания ПГ в атмосфере, зависящей от мощности находящихся на земной поверхности источников выбросов ПГ и стоков ПГ в свободной атмосфере. Это относится, например, к природным выбросам соединений, которые вносят основной вклад в изменчивость долгоживущих ПГ и таких газов-предшественников тропосферного озона, как NO_x и NMHC. Влияние косвенных факторов и обратных связей на РВВ можно проиллюстрировать примером, касающимся окиси углерода. Расчеты показали, что если задать увеличение выбросов СО на 40 Тг, то происходит усиление РВВ за счет тропосферного озона, которое на 10–20% больше, если эти выбросы происходят в тропиках, а не в средних широтах. Если же предположить возрастание выбросов

NO_x , эквивалентное 1 ТгN, то подобное различие изменчивости РВВ достигает 6–8 раз, причем косвенное воздействие NO_x на РВВ является отрицательным, т.е. порождает уменьшение РВВ, обусловленное озоном. Эти примеры иллюстрируют критически важное значение учета географической специфики выбросов МГК.

Существенную роль играет высота, на которой происходит возмущающее воздействие. В этом контексте особое значение имеют процессы в слое верхней тропосферы – нижней стратосферы (UTLS), что определяет актуальность разработки моделей с учетом химических процессов как в тропосфере, так и в стратосфере.

Важным фактором, контролирующим время жизни большей части ПГ и других загрязняющих атмосферу МГК, является окислительная способность атмосферы, определяемая главным образом концентрацией гидроксисла ОН и других оксидантов (O_3 , HO_2 , H_2O_2 или NO_3). Прогностические оценки окислительной способности (ОС) являются крайне неопределенными, поскольку она зависит от таких факторов, как содержание водяного пара и аэрозоля, обмен между тропосферой и стратосферой, проникновение в тропосферу УФ-радиации, предшествующей эволюции ОС.

Снижение уровня неопределенности оценок РВВ за счет МГК зависит от дальнейшего прогресса в разработке интерактивных моделей состава тропосферы с учетом сложных взаимодействий между атмосферой, океаном и биосферой суши в части, касающейся происходящих в этих компонентах климатической системы физических, химических и биологических процессов. Разумеется, адекватность подобных моделей требует тщательной проверки с использованием данных наблюдений. Проблема адекватности связана со сложностью моделей, в которых учитывается 50–100 химических соединений и 100–300 фотохимических реакций при пространственном разрешении 2° широты \times 2° долготы и рассмотрении 20–60-слойной атмосферы. Еще один важный аспект обсуждаемой проблематики состоит в том, что концепция РВВ была разработана применительно к анализу среднелобальной ситуации. Поэтому необходимо проанализировать ее специфику в зависимости от масштабов пространственно-временного осреднения.

Проанализированные, в частности, И. Подгорным и В. Раманатаном [57] результаты исследований микрофизических, химических и оптических свойств аэрозоля (включая данные лидарного зондирования), полученные в ходе осуществления полевого наблюдательного эксперимента INDOEX в регионе Индийского океана, позволили располагать достаточно полной совокупностью данных об атмосферном аэрозоле, которые могут быть использованы, в частности, для контроля надежности методик численного моделирования переноса излучения в атмосфере (главной целью INDOEX был анализ влияния загрязнения атмосферы на климатообразующие процессы в тропиках Индийского океана). В этой связи были предприняты также вычисления прямого радиационного возмущающего воздействия, обусловленного аэрозолями

и облаками, а также соответствующей скорости радиационного нагревания для характерных условий зимнего муссона в тропиках Индийского океана. Основной задачей численного моделирования, опирающегося на использование метода Монте-Карло, был анализ обусловленного природным и антропогенным аэрозолем перераспределения коротковолновой радиации между перемешанным слоем океана и расположенной над ним облачной атмосферой.

Согласно данным наблюдений, альbedo для однократного рассеяния $\tilde{\omega}$ на длине волны 500 нм варьировало в пределах 0,8–0,9, средняя аэрозольная оптическая толщина атмосферы τ_A изменялось от 0,1 до 0,8, количество облаков f (при характерном горизонтальном масштабе порядка нескольких километров) составляло 25% (это значение типично для облачности нижнего яруса над тропическим океаном). Во многих случаях слой аэрозоля простирался намного выше облаков нижнего яруса, что оказывало существенное влияние на формирование АРВВ.

Значительное воздействие на АРВВ в условиях облачной атмосферы порождало наличие в атмосфере сажевого аэрозоля (даже при его вкладе в τ_A всего лишь около 10%), поступавшего на океан из Азии и с Индийского субконтинента). Для средних месячных условий $\tau_A = 0,4$; $\tilde{\omega} = 0,9$ и $f = 25\%$. Среднесуточное значение АРВВ на уровне подстилающей поверхности R_s оказалось равным -25 Вт/м^2 , а АРВВ для атмосферы (т.е. поглощенная солнечная радиация R_a) изменялась в пределах $22\text{--}25 \text{ Вт/м}^2$. Вариации АРВВ на уровне верхней границы атмосферы (R_T) были заключены в пределах от 0 до -3 Вт/м^2 . Наличие аэрозоля обуславливает усиление «облачного» РВВ, равное 0,5 или $2,5 \text{ Вт/м}^2$, если аэрозоль располагается преимущественно ниже или выше облаков соответственно. Данные таблицы иллюстрируют значения «аэрозольного» РВВ в трех типичных регионах: Аравийское море (большие значения τ_A , малое количество облаков f); Мальдивские о-ва (средняя ситуация для INDOEX); внутритропическая зона конвергенции ITCZ (малое τ_A , большое f).

Типичные значения РВВ в трех регионах, Вт/м^2

Регион	$f, \%$	τ_A	R_T	R_a	R_s
Аравийское море	15	0,8	-6,3	44,1	-50,4
Мальдивские о-ва	25	0,4	-0,8	24,0	-24,8
ITCZ	50	0,1	1,7	6,9	-5,2

Обусловленная аэрозолем скорость радиационного нагревания в пассатном пограничном слое атмосферы достигает $1\text{--}1,5 \text{ К/сут}$, что может оказывать сильное влияние на формирование пассатных кучевых облаков (вплоть до их «сжигания»). Таким образом, главное воздействие атмосферного аэрозоля над Тихим океаном (этот аэрозоль имеет преимущественно антропогенное происхождение) проявляется в перераспределении коротковолновой радиации между атмосферой и перемешанным слоем океана.

Л. Ремер и др. [62] обсудили возможности восстановления аэрозольно обусловленного радиацион-

ного возмущающего воздействия на уровне верхней границы атмосферы в условиях ясного неба по данным спутниковых наблюдений в связи с началом функционирования новых видов спутниковой аппаратуры, включая видеоспектрорадиометр умеренного разрешения MODIS, открывающих перспективы получения разнообразной информации о свойствах атмосферного аэрозоля. Численное моделирование процессов дальнего переноса аэрозоля позволяет изучить закономерности глобального распределения аэрозоля и в этой связи обосновать требования к данным спутникового дистанционного зондирования аэрозоля, включая восстановление РВВ.

В работе [62] проанализированы результаты численного моделирования, полученные на основе использования комбинированной модели общей циркуляции в тропосфере и химических процессов в тропосфере, обуславливающих формирование и эволюцию свойств аэрозоля, включая следующие типы аккумуляционной моды аэрозоля: сульфаты, органический углерод, черный углерод, метаносульфокислота (MSA), морские соли, почвенная пыль, водный аэрозоль (при этом отдельно рассмотрены фракции грубодисперсной пыли и морского солевого аэрозоля). Суммарная аэрозольная оптическая толщина определяется вкладом аккумуляционной и двух грубодисперсных мод, хотя существует также мода ультрамелких частиц, но ее вклад в АОТ пренебрежимо мал. Поскольку упомянутые компоненты аэрозоля рассматриваются как внутренне перемешанные, это исключает возможность оценки вклада отдельных компонентов в формирование суммарной АОТ. Естественно, что погрешности восстановления АОТ по спутниковым данным минимальны при высоком содержании аэрозоля в атмосфере.

Л. Ремер и др. [62] рассмотрели пример вычислений среднемесячного пространственного распределения АРВВ за счет дымового аэрозоля, образовавшегося в результате сжигания биомассы в южном полушарии, с использованием двух моделей дальнего переноса аэрозоля. Полученные результаты указывают на то, что в 87–97% случаев значения АРВВ за счет дымового аэрозоля превосходят уровень возможных шумов, т.е. перспективы спутникового дистанционного зондирования АРВВ являются вполне обнадеживающими. Основные источники погрешностей связаны с неадекватностью данных о фоновом аэрозоле, погрешностями задания оптических характеристик подстилающей поверхности и некоторых характеристик аэрозоля. Совокупное влияние этих трех источников погрешностей обуславливает суммарную неопределенность АРВВ в пределах $1,2\text{--}2,2 \text{ Вт/м}^2$. Важно, однако, что эти оценки погрешностей не учитывают вклад возможного (остаточного) влияния облачности. Уровень погрешностей может быть снижен при совместном использовании данных спутниковых и наземных наблюдений, а также результатов численного моделирования дальнего переноса аэрозоля.

Оценки обусловленного аэрозолем прямого радиационного возмущающего воздействия, учитываю-

щие несколько типов аэрозоля (сульфатный, сажевый (за счет сжигания ископаемых топлив) и органический), привели к значениям РВВ в пределах от 0,25 до $-1,0 \text{ Вт/м}^2$, тогда как косвенное АРВВ (обусловленное изменениями микроструктуры и оптических свойств облаков под влиянием аэрозоля) может варьировать от 0 до $-1,5 \text{ Вт/м}^2$. Возможный интервал значений РВВ за счет парниковых газов составляет $2,1 \div 2,8 \text{ Вт/м}^2$, т.е. аэрозольно обусловленное РВВ близко по величине, но противоположно по знаку «парниковому» РВВ. Проблема состоит, однако, в значительной неопределенности оценок АРВВ. В связи с этим С. Кристофер и Д. Жанг [21] сделали расчеты АРВВ, обусловленного аэрозолем, образующимся при сжигании биомассы в тропиках, которое должно иметь важное значение, поскольку более 114 Тг дымов, наблюдаемых в тропиках, возникает за счет сжигания биомассы.

Для вычисления значений коротковолнового прямого радиационного вынуждающего воздействия использованы подвергшиеся тщательной калибровке ежечасные данные сканера геостанционного спутника GOES-8 за период 20 июня–31 августа 1998 г., относящиеся к тропикам Южной Америки (4° ю.ш., $51-65^\circ$ з.д.). На основе использования формул Ми для расчета оптических характеристик отдельных частиц аэрозоля и методики дискретных ординат теории переноса излучения вычислены значения аэрозольной оптической толщины образующихся при сжигании биомассы дымов на длине волны $0,67 \text{ мкм}$. Полученные результаты сопоставлены с данными наземных наблюдений АОТ. С использованием значений АОТ, восстановленных по данным GOES-8, рассчитаны (с применением четырехпоточного приближения) потоки уходящей коротковолновой радиации (УКР), которые сопоставлены (в отдельных случаях) с данными спутниковых измерений УКР, осуществленных в рамках программы CERES изучения облачного покрова и радиационного баланса Земли.

Полученные в работе [21] результаты указывают на то, что значения АОТ, восстановленные по данным GOES-8, превосходно согласуются с данными наземных наблюдений на сети AERONET при коэффициенте линейной корреляции, равном 0,97. Коэффициент корреляции для данных CERES и численного моделирования УКР составляет 0,94. По данным за август 1998 г. осредненные за день значения АОТ и АРВВ в исследованном регионе равны соответственно $(0,63 \pm 0,39)$ и $(-45,8 \pm 18,8) \text{ Вт/м}^2$.

К. Вивер и др. [71] сделали расчеты коротковолнового (КВ) и длинноволнового (ДВ) радиационного возмущающего воздействия, обусловленного сахарским аэрозолем, с использованием результатов численного моделирования при помощи трехмерной глобальной модели переноса аэрозоля и приближенных схем параметризации переноса КВ- и ДВ-излучения. Расчеты позволили воспроизвести (при задании результатов объективного анализа полей метеорологических параметров) трехмерные поля концентрации частиц минерального аэрозоля четырех размеров, которые

служили входной информацией для вычислений радиационных потоков и РВВ. Полученные результаты свидетельствуют о том, что влияние пылевого аэрозоля обуславливает уменьшение потока уходящей коротковолновой радиации (этот вывод согласуется с данными спутниковых (ERBE) измерений радиационного облака Земли). Хотя аналогичное согласие имеет место и в случае уходящей длинноволновой радиации, осложняющим обстоятельством оказываются в данном случае погрешности объективного анализа поля температуры, обусловленные неучетом влияния аэрозоля на поле температуры. В зависимости от уровня запыленности атмосферы значения коротковолнового РВВ на уровне верхней границы атмосферы варьируют в пределах от 0 до -18 Вт/м^2 (над сушей).

По данным наблюдений при помощи спутниковой аппаратуры SeaWiFS над Мировым океаном М.-Д. Чоу и др. [20] восстановили значения аэрозольной оптической толщины τ_0 , которые были использованы для вычислений аэрозольно обусловленного прямого радиационного возмущающего воздействия при задании восстановленных по СВЧ-данным SSM/I значений общего влагосодержания атмосферы, средних месячных значений общего содержания озона (по данным TOMS) и поля температуры воздуха (по данным объективного анализа метеорологической информации, осуществленного NCEP–NCAR).

Анализ полученных результатов выявил наличие, в основном, зонального распределения τ_0 – главные особенности пространственного распределения которого определяются конвергенцией поля ветра в нижней тропосфере. Максимальные значения τ_0 обнаружены в полосе экватора, в высоких широтах южного полушария, в Аравийском море, Бенгальском заливе, а также в прибрежных регионах Юго-Восточной и Восточной Азии. Минимальные значения τ_0 зарегистрированы в субтропических зонах дивергенции, особенно в южном полушарии. В течение преобладающей части года большие значения τ_0 характерны для тропиков Атлантического океана. Доминирующие пассатные ветры переносят пылевой аэрозоль из Африки через Атлантический океан к побережьям Центральной и Южной Америки. Большие (малые) значения аэрозольной оптической толщины типичны для зон конвергенции (дивергенции). Среднегодовое значение τ_0 на длине волны $0,865 \text{ мкм}$ составляет 0,105.

Среднегодовое значение АРВВ над Мировым океаном на уровне верхней границы атмосферы (УВГА) и поверхности океана равны, соответственно, $-5,48$ и $-5,98 \text{ Вт/м}^2$. Годовой ход АРВВ незначителен в среднем для всего Мирового океана, но существенно проявляется в северном и южном полушариях. Значения УВГА АРВВ в период с октября до апреля возрастают в северном полушарии на 33%, а в южном (июль–январь) – на 50%. Наблюдаемое в условиях ясного неба значение УВГА АРВВ, равное $-5,48 \text{ Вт/м}^2$, соответствует выхолаживанию около $2,5 \text{ Вт/м}^2$, если учесть средние условия облачности. Таким образом, обусловленное аэрозолем отрицательное радиационное возмущающее воздействие сравнимо по величине

с положительным «парниковым» воздействием (около $4,3 \text{ Вт/м}^2$), которое должно возникнуть при удвоении концентрации CO_2 . Сильное воздействие АРВВ имело место в период интенсивных пожаров в Индонезии в 1997 г. На обширной территории значения АРВВ в период сентябрь–октябрь 1997 г. достигали -108 Вт/м^2 (на уровне верхней границы атмосферы) и превосходили 25 Вт/м^2 (на уровне подстилающей поверхности). Наличие аэрозоля обуславливало усиление прогревания за счет поглощения солнечной радиации атмосферой примерно на 15 Вт/м^2 . Лесные пожары в Индонезии совпали со временем аномально интенсивного явления Эль-Ниньо в 1997–1998 гг., когда Индонезия находилась под воздействием засухи, нисходящих воздушных потоков. Обусловленное аэрозодем, возникшим в результате лесных пожаров, прогревание атмосферы и похолодание подстилающей поверхности могли способствовать усилению устойчивости атмосферы, а следовательно, ослаблению атмосферной циркуляции и усилению засухи.

2. Косвенное аэрозольное возмущающее воздействие

Косвенное аэрозольное возмущающее воздействие определяется сложными процессами взаимодействия аэрозоля и облаков, рассмотрение которых выходит за пределы обзора (см. [19,29]). Ограничимся поэтому лишь очень кратким комментарием.

К настоящему времени можно считать вполне завершенной теорию образования единичной облачной капли путем активации и конденсационного роста частицы аэрозоля на облачных ядрах конденсации при условии, что ОЯК имеют простой химический состав (в частности, не содержат органических соединений) и находятся в равновесии с такими химически активными малыми газовыми компонентами, как SO_2 , NH_3 и HNO_3 . Численное моделирование процесса образования облачных капель с целью воспроизведения микроструктуры облаков все еще является трудной задачей, особенно в случае мезомасштабных процессов и, тем более, в моделях общей циркуляции атмосферы, требующих адекватного учета различных свойств облачного покрова. Главной причиной сложности подобной задачи является необходимость адекватного воспроизведения динамики поля пересыщения ($S_{v,w}$) вокруг частиц ОЯК во время их конденсационного роста до достижения максимума пересыщения ($S_{v,w}^{\max}$), происходящего за довольно короткое время. Если же $S_{v,w}^{\max}$ известно, то это означает возможность точного расчета минимального размера частицы аэрозоля, которая может быть отнесена к категории облачных капель. Подобный подход был реализован в детальных микрофизических схемах, применявшихся для численного моделирования в случае одномерных моделей шлейфов загрязнений и двухмерных γ -мезомасштабных моделей, а также моделей крупномасштабных вихрей. Другой возможный (и

более экономичный с точки зрения затрат машинного времени) подход к параметризации образования облачных капель применительно к трехмерному численному моделированию состоит в использовании концепции спектра активации ($N_{\text{ccn}} = f(S_{v,w})$), который содержит всю необходимую информацию о способности популяции аэрозоля стимулировать образование облачных капель.

Ж.-М. Кохар и др. [23] предложили приближенную методику параметризации соотношения между формой спектра активации ОЯК и наблюдаемыми свойствами популяции аэрозоля (микроструктурой и растворимостью), функционирующего в качестве ОЯК. Ввиду значительных различий свойств морского и континентального аэрозоля эти два типа аэрозоля рассмотрены отдельно. Численное моделирование роста частиц аэрозоля осуществлено в рамках интерактивной схемы, описывающей процесс активации облачных капель. Относительно каждой из двух рассматриваемых популяций аэрозоля (морского и континентального) предполагаются однородность химического состава частиц и логнормальность микроструктуры при учете изменчивости растворимости. Достоверность схемы параметризации обеспечивает использование большой совокупности аэрозольных популяций с рандомизированными свойствами.

В работе [23] обсуждены результаты анализа наиболее важных свойств аэрозоля, которые оказывают влияние на форму спектра ОЯК. Рассмотрение идеализированного сценария слоя облачности в чистом пограничном слое атмосферы с учетом возможных возмущений за счет антропогенных выбросов (например, корабельных дымов) проиллюстрировало возможности предложенной схемы параметризации с точки зрения воспроизведения облачности.

Оценки косвенного воздействия аэрозоля на климат посредством изменения свойств облачного покрова исходят из предположений, что либо водосодержание облаков остается неизменным (эффект Туоми повышения альбедо облаков за счет роста счетной концентрации мелких капель), либо водосодержание возрастает по мере роста счетной концентрации капель (эффект Альбрехта подавления осадков в зоне мороси). С другой стороны, как результаты численного моделирования термодинамики и динамики облачного покрова, так и данные наблюдений свидетельствуют о том, что при росте счетной концентрации облачных капель может происходить спад водосодержания облаков.

В этой связи К. Хан и др. [33а] использовали данные спутниковых наблюдений облачного покрова с целью проанализировать зависимость водосодержания облаков от счетной концентрации капель. С этой целью по данным наблюдений за январь, апрель, июль и октябрь 1987 г. получены оценки чувствительности водности облаков (ЧВО), определяемой как отношение изменений водосодержания к изменениям общего числа капель в толще облаков. Анализ глобального массива данных для водных облаков (температура верхней границы облаков выше 273 К ,

оптическая толщина $1 \leq \tau < 15$) выявил наличие трех режимов изменения водосодержания в зависимости от изменений аэрозоля, проявляющихся как увеличение, приближенное постоянство или уменьшение при повышении суммарной счетной концентрации капель в толще облаков.

Рассмотрение данных спутниковых наблюдений привело к выводу, что примерно в одной трети случаев (преимущественно в условиях теплой атмосферы) ЧВО отрицательна, т.е. водосодержание облаков уменьшается с ростом числа капель в толще облаков (при этом региональная изменчивость и годовой отрицательный ЧВО согласуются с данными других наблюдений). Другой одной трети случаев соответствует (при постоянстве водности) соотношение $r_{\text{eff}} \sim N^{-1/3}$ (r_{eff} – эффективный радиус капель, N – счетная концентрация капель). В остальных случаях имеет место положительная ЧВО. Полученные результаты подтверждают вывод о том, что в условиях увеличения счетной концентрации облачных капель могут происходить уменьшение размеров капель и усиление их испарения непосредственно под нижней границей облаков, вследствие чего процессы в облаках и в пограничном слое независимы в теплой окружающей среде. Подобная ситуация сопровождается ослаблением поступления воды с подстилающей поверхности и спадом водосодержания облаков. Главный вывод из обсужденных результатов заключается в том, что полученные в рамках численных моделей климата оценки отрицательного косвенного радиационного вынуждающего воздействия, обусловленного взаимодействием аэрозоля и облаков, с учетом эффектов Туоми и Альбрехта могут оказаться завышенными.

Одно из проявлений косвенного воздействия аэрозоля на климат состоит в обусловленном антропогенным аэрозолем росте счетной концентрации мелких облачных капель и связанным с этим повышением оптической толщины и альбедо облаков, что порождает отрицательное радиационное возмущающее воздействие (эффект Туоми) и частичную компенсацию положительного «парникового» возмущающего воздействия. Харшвардхан и др. [35] получили количественные оценки этого эффекта на основе комбинированного использования результатов численного моделирования и данных спутниковых наблюдений. С этой целью рассмотрен случай вторжения в акваторию Северной Атлантики загрязненного сульфатным аэрозолем воздуха (главным образом на высотах 2–3 км) с Европейского континента 2–8 апреля 1987 г. в регионе 50–55° с.ш., 25–30° з.д. Численное моделирование выполнено с применением глобальной модели переноса с учетом химических процессов при задании данных численного моделирования прогноза погоды. Эволюция микрофизических характеристик морской облачности нижнего яруса (температура $T = 260\text{--}275$ К) за период 2–8 апреля 1987 г. восстановлена по данным спутникового усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения (AVHRR) в видимой (0,58–0,68 мкм) и близкой ИК-областях (3,55–3,93 мкм) спектра.

Анализ результатов, полученных в дни с низким и высоким уровнями сульфатных загрязнений, позволил оценить соответствующие изменения оптической толщины облаков на длине волны 0,64 мкм, счетной концентрации и эффективного радиуса частиц. Эти изменения свидетельствуют о реальности эффекта Туоми. Если в дни с низким уровнем загрязнений счетная концентрация капель варьировала в пределах 65–95 см⁻³, то при максимальном уровне загрязнений она повышалась до 300 см⁻³, а эффективный радиус капель одновременно уменьшался от 20 мкм до менее 12 мкм.

Одним из возможных индикаторов косвенного воздействия атмосферного аэрозоля как частиц облачных ядер конденсации, порождающих возрастание счетной концентрации мелких облачных капель и, соответственно, повышение альбедо облаков (эффект Туоми), следствием которого является похолодание климата, могут служить данные спутникового дистанционного зондирования об изменениях эффективного радиуса облачных капель (ЭРК). Полученные ранее данные обнаружили различие значений ЭРК над сушей и океаном, составляющее около 2 мкм, и контраст между среднеполушарными значениями порядка 1 мкм, что подтверждает обоснованность гипотезы Туоми. Следствием повышения концентрации мелких капель является также снижение интенсивности осадков, подтвержденное данными спутниковых наблюдений.

С целью дальнейшей оценки воздействий аэрозоля на облака Ф.-М. Бреон и др. [18] предприняли анализ данных установленного на спутнике ADEOS (запущен в августе 1996 г.) поляризационного радиометра POLDER за весь период его функционирования с 30 октября 1996 г. по 30 июня 1997 г. (наблюдения не удалось продолжить из-за выхода из строя солнечных батарей). Полученные результаты отчетливо демонстрируют значительное воздействие аэрозоля на микрофизические характеристики облаков в глобальных масштабах. Максимальные значения ЭРК (14 мкм) обнаружены над удаленными регионами тропических океанов, а минимальные (6 мкм) над сильно загрязненными континентальными регионами. Высокая концентрация мелких облачных капель характерна для облаков, расположенных по направлению преобладающего ветра от континентов.

Некоторые обстоятельства осложняют, однако, окончательную интерпретацию рассматриваемых результатов: 1) в силу особенностей алгоритма восстановления полученные значения ЭРК характеризуются определенной избирательностью, не охватывая облачности всех типов (они относятся преимущественно к слоистым облакам) и полных циклов их эволюции; 2) данные POLDER позволяют восстановить содержание аэрозоля во всей толще атмосферы, тогда как эффект Туоми определяется концентрацией ОЯК в том слое атмосферы, где образуются облака. Эти и другие обстоятельства не позволяют достаточно надежно количественно оценить влияние эффекта Туоми на радиационное возмущающее воздействие. Хотя анализ обсуждаемых спутниковых данных не пригоден для различения вкладов аэрозоля природного

и антропогенного происхождения, следует думать, что доминирующую роль играет антропогенный аэрозоль.

Активное обсуждение косвенного воздействия аэрозоля на климат (через посредство влияния облачных ядер конденсации на процессы формирования и различные, особенно оптические, характеристики облаков) до сих пор не привело к получению достаточно удовлетворительных результатов. Оценки радиационного возмущающего воздействия получены в широких пределах – от 0,0 до $-4,8 \text{ Вт/м}^2$, что в значительной мере отображает высокую степень неопределенности подобных оценок. Разнообразные данные наблюдений с целью верификации эффекта Туоми привели к довольно противоречивым результатам. Так, например, некоторые исследования показали, что этот эффект проявляется при слоистых, но отсутствует при кучевых облаках, хотя, согласно данным других работ, эффект Туоми имеет место и при кучевых облаках.

С целью разрешения такого рода противоречий Г. Фейнгольд и др. [28] предприняли анализ данных спутникового дистанционного зондирования, полученных в рамках программы SCAR-B исследований взаимодействия дыма от лесных пожаров, облаков и радиации в Бразилии. Обработка данных наблюдений за два года (в периоды сжигания биомассы (август–сентябрь) в 1987 и 1995 гг.), охватывающих регион $20^\circ \text{ ю.ш.} - 5^\circ \text{ с.ш.}, 45-70^\circ \text{ з.д.}$, привела к выводу о целесообразности различения трех типов реагирования облаков на дымовой аэрозоль:

1) рост счетной концентрации облачных капель с увеличением содержания аэрозоля до достижения насыщения при высокой концентрации аэрозоля;

2) такая же эволюция, что и в предыдущем случае, но в конечном счете рост концентрации капель при дальнейшем увеличении содержания аэрозоля. Последнее связано с тем, что наличие высокой концентрации больших частиц обуславливает подавление пересыщения и предотвращает активацию мелких частиц, но открывает возможность активации больших частиц, когда содержание дымового аэрозоля превосходит определенный пороговый уровень;

3) то же, что и в случае 1, с последующим уменьшением счетной концентрации капель по мере роста содержания дымового аэрозоля, когда интенсифицирующаяся «борьба» за воду приводит к испарению мелких капель. Следствием подобного испарения оказывается неожиданное возрастание размера капель по мере увеличения содержания дыма.

В работе [28] детально обсуждены условия, при которых возникают три упомянутых типа реагирования облаков на дымовой аэрозоль. Показано, что хотя АОТ может (в первом приближении) служить косвенным индикатором косвенного АРВВ, в некоторых условиях важными факторами становятся также микроструктура и гигроскопичность аэрозоля. Обсужденные результаты не обнаруживают зависимости косвенного АРВВ от общего влагосодержания.

Значительная неопределенность оценок косвенного (проявляющегося через изменение свойств облачного

покрова) воздействия аэрозоля на климат (АИЕ) диктует необходимость особых усилий с целью уточнения оценок АИЕ. Рост счетной концентрации облачных капель (при неизменной водности облаков) сопровождается уменьшением эффективного ресурса r_{eff} , которое способствует повышению отражательной способности облаков. Как уже отмечалось, подобная изменчивость получила название первого эффекта косвенного воздействия (эффекта Туоми). Второй косвенный эффект связан с тем, что при уменьшении среднего размера капель, сопровождающего рост счетной концентрации аэрозоля, снижается эффективность образования осадков, что приводит к образованию облаков с более высокой водностью и более продолжительным временем жизни. Наблюдения подтвердили, что антропогенно обусловленное уменьшение r_{eff} может значительно изменить водность облаков и ослабить осадки, но влияния на время жизни облаков обнаружено не было.

Экспериментальное подтверждение реальности двух типов АИЕ затрудняют следующие обстоятельства: 1) локальность данных наблюдений свойств аэрозоля и облаков, что не позволяет считать их глобально репрезентативными; 2) трудности отфильтровывания антропогенных изменений r_{eff} и водности от природно обусловленных. В связи с этим С. Менон и др. [49] предприняли численное моделирование АИЕ на основе комбинированного использования разработанной в Годдардовском институте космических исследований (США) модели климата, а также моделей химических процессов в атмосфере с участием соединений серы, источников органического вещества и морских солей, определяющих три учитываемых в модели типа аэрозоля. Для определения счетной концентрации облачных капель применен диагностический подход с учетом данных наблюдений над сушей и океаном счетной концентрации облачных капель и частиц аэрозоля трех типов. Полученная таким образом информация о счетной концентрации облачных капель использована для расчетов изменчивости r_{eff} , что, в свою очередь, позволяет предвычислить влияние аэрозоля на оптическую толщину облаков и скорость микрофизических процессов.

Оценки косвенного воздействия аэрозоля на климат получены по данным о разности значений обусловленного изменчивостью характеристик облачного покрова радиационного возмущающего воздействия на уровне верхней границы атмосферы, соответствующих современным и доиндустриальным условиям, причем эти оценки получены для обоих типов АИЕ. Рассчитана также чувствительность полученных результатов к использованию при параметризации динамики облачного покрова таких предположений, которые определяют вертикальное распределение встречаемости облаков, скорости автоконверсии и вымывание аэрозоля. От вариаций всех этих величин зависит содержание аэрозоля в атмосфере.

Результаты численного моделирования свидетельствуют о том, что среднеглобальное АРВВ за счет косвенного воздействия аэрозоля (с учетом трех типов аэрозоля) варьирует от $-1,55$ до $-4,36 \text{ Вт/м}^2$. Эти

результаты чувствительно зависят от содержания в атмосфере доиндустриального фонового аэрозоля, при низких значениях которого АІЕ проявляется более сильно, и менее чувствительны к содержанию антропогенного аэрозоля, увеличение которого сопровождается усилением косвенного воздействия аэрозоля. Наличие существенной зависимости от содержания фонового аэрозоля определяет недостаточную изменчивость в качестве предикторов АІЕ таких факторов, как, например, соотношение между размером частиц облаков и их альбедо, которые могут быть количественно оценены по данным спутниковых наблюдений. Подобная ситуация отображает нерешенность проблемы верификации оценок АІЕ по данным наблюдений.

Анализ результатов наблюдений воздействия судовых дымовых выбросов в атмосферу на облака нижнего яруса открывает наиболее достоверные возможности изучения влияния аэрозоля на характеристики облачного покрова в реальных условиях. С целью количественной оценки степени влияния дымового аэрозоля на свойства облаков эффекта Туоми Д. Коакли и К. Уолш [22] использовали данные спутниковых измерений яркости (отражательной способности) облаков при помощи AVHRR, имея в виду, что при прохождении судна под облачностью нижнего яруса в облака поступают частицы дыма, которые служат облачными ядрами конденсации, что благоприятствует образованию новых облачных капель. Следствием роста счетной концентрации капель является уменьшение их размеров, которое проявляется, в частности, как усиление отраженной радиации на длине волны 3,7 мкм. Поэтому получаемые при помощи AVHRR изображения облачного покрова на этой длине волны могут быть использованы для выявления загрязненных частей облачного покрова.

По данным измерений яркости на длинах волн 0,64; 3,7 и 11 мкм в июле 1999 г. в регионе западного побережья США были восстановлены значения оптической толщины облаков в видимой области спектра, эффективного радиуса капель и яркостной температуры для загрязненных и чистых участков облачного покрова. Анализ нескольких сотен фрагментов облачного покрова на участках дымовых шлейфов протяженностью около 30 км показал, что обусловленные ими изменения оптической толщины оказались вдвое меньше ожидавшихся, если учесть наблюдаемые изменения радиуса капель и предположить неизменность водосодержания облаков. Теоретические оценки радиационных потоков привели к выводу, что подобный результат нельзя объяснить только влиянием поглощения радиации частицами дыма. По-видимому, при загрязнении облаков происходит уменьшение их водосодержания, составляющее 15–20% по отношению к первоначальному водосодержанию. Усиление поглощения коротковолновой радиации облаками приводит к испарению заметного количества облачной воды, что обуславливает ослабление конвекции в пограничном слое атмосферы. Последнее порождает, в свою очередь, уменьшение потока водяного пара к загрязненному

облаку по сравнению с поступлением водного пара к незагрязненному облаку. Следствием упомянутых процессов поглощения, испарения и контраста поступления водяного пара к загрязненным и чистым участкам облачного покрова оказывается потеря воды загрязненными участками облаков.

Полученный на основе численного моделирования (и с учетом данных наблюдений) вывод о том, что среднеглобальное климатическое радиационное возмущающее воздействие за счет аэрозоля близко к обусловленному парниковыми газами, определяет важность исследований роли атмосферного аэрозоля не только как климатообразующего фактора, но и компонента атмосферы, влияющего на химические процессы в атмосфере и, следовательно, на ее газовый состав. Было выявлено, например, существенное влияние частиц полярных стратосферных облаков и сульфатного аэрозоля (через гетерогенные химические реакции на их поверхности) на формирование поля концентрации озона в стратосфере.

Поскольку не менее важное значение имеет анализ воздействия аэрозоля на химические реакции в тропосфере, К. Тие и др. [69] предприняли численное моделирование влияния частиц сульфатного и углеродного («черного») аэрозоля на химический состав тропосферы. С этой целью была применена модифицированная версия разработанной в Национальном Центре исследований атмосферы (США) глобальной интерактивной модели MOZART химических процессов в атмосфере и атмосферной циркуляции (переноса малых газовых компонентов и аэрозоля). Модификация ранее использованной модели состояла в том, что в ней кроме газофазных химических процессов были воспроизведены процессы образования сульфатного и углеродного аэрозоля, а также гетерогенные реакции на поверхности частиц.

Сравнение результатов вычислений глобального поля концентрации сульфатного аэрозоля и его годового хода с данными наблюдений обнаружило достаточно хорошее согласие везде, кроме региона Арктики. Вполне удовлетворительно согласуются с наблюдаемыми, в частности, вертикальные профили концентрации сульфатного аэрозоля (СА) в Северной Америке (это относится и к результатам расчетов распределения концентрации углеродного аэрозоля вблизи земной поверхности). Численное моделирование процессов образования СА и гетерогенных реакций на поверхности частиц СА привело к следующим выводам.

1) При образовании СА в облачных каплях по реакции $\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{O}_2$ происходит уменьшение концентрации перекиси водорода H_2O_2 . Благодаря газофазной реакции $\text{SO}_2 + \text{OH}$ осуществляется преобразование OH в HO_2 , но происходящее при этом уменьшение концентрации OH и возрастание концентрации HO_2 несут незначительный ($< 3\%$).

2) За счет гетерогенной реакции на поверхности частиц СА с участием HO_2 возникает достигающее 10% уменьшение концентрации радикала гидроперекиси HO_2 при значении коэффициента захвата, равном 0,2. Это значение может, однако, оказаться

завышенным, что определяет целесообразность рассмотрения подобной оценки как верхнего предела.

3) Происходящая на поверхности частиц SA реакция с участием N_2O_5 приводит к спаду концентрации окислов азота NO_x в средних и высоких широтах зимой, достигающему 80%. Поскольку интенсивность образования озона зимой является низкой, уменьшение концентрации озона за счет этой реакции не превосходит 10%. Однако летом уменьшение концентрации NO_x может достигать 15%, а озона (в средних и высоких широтах) 8–9%.

4) Следствием гетерогенной химической реакции на поверхности частиц SA с участием CH_2O (при верхнем пределе коэффициента захвата, равном 0,01) оказывается спад концентрации CH_2O в пределах 80–90% и уменьшение концентрации HO_2 в средних и высоких широтах зимой около 8–9%. Полученные оценки следует, однако, рассматривать как предварительные, что обусловлено прежде всего значительными неопределенностями входных параметров.

Новый этап в исследованиях косвенного воздействия аэрозоля на климат и оценках АРВВ составили разработки с целью численного моделирования климата с участием интерактивного воздействия аэрозоля. Примером такого подхода может служить работа А. Джонса и др. [43], в которой осуществлено численное моделирование влияния антропогенного сульфатного аэрозоля на альbedo облаков и интенсивность осадкообразования (т.е. с учетом как первого, так и второго косвенных эффектов) на основе использования разработанной в Британском центре им. Гадлея новой версии глобальной модели климата. В этой модели применена новая схема параметризации микрофизических процессов в облаках, а также интерактивно учтен круговорот серы и параметризовано влияние морского солевого аэрозоля.

Расчеты привели к значению среднелобального косвенного АРВВ, равному примерно $-1,9 \text{ Вт/м}^2$, при доминирующем вкладе «альбедного» эффекта. Оценки вкладов первого и второго косвенного АРВВ дали значения, соответственно равные $-1,3$ и $-0,5 \text{ Вт/м}^2$. Полученные значения суммарного косвенного АРВВ можно считать достоверными с точностью до коэффициента порядка двух. Разумеется, глобальное географическое распределение косвенного АРВВ характеризуется высокой степенью неоднородности при наличии максимумов АРВВ в регионах главных источников выбросов соединений серы, расположенных в США, Европе и Китае. Сравнение полученных А. Джонсом и др. [43] оценок АРВВ за счет коротковолновой и длинноволновой радиации показало, что вклад коротковолнового АРВВ (порождающий похолодание климата) всегда доминирует над вкладом длинноволнового АРВВ, обуславливающим потепление. Весьма существенную роль играет интерактивный учет воздействия сульфатного аэрозоля на климат.

Новые оценки АРВВ на основе использования модели глобального климата, разработанной в НИИ центра исследований климатической системы Токий-

ского университета (CCSR) с учетом дальнего переноса аэрозоля, но при априорном задании источников и стоков аэрозоля, получены Г. Такемура и др. [66–68]. Были приняты во внимание следующие типы аэрозоля: сульфатный, морской солевой, углеродный («черный углерод» ВС), органический углеродный и почвенная пыль. Среднегодовые, среднелобальные значения прямого АРВВ составили: $-0,32 \text{ Вт/м}^2$ (антропогенный сульфатный аэрозоль); $+0,19 \pm -0,05 \text{ Вт/м}^2$ (ВС и ОС за счет сжигания ископаемых топлив); $+0,15$ и $-0,16 \text{ Вт/м}^2$ (ВС и ОС, обусловленные сжиганием биомассы соответственно). Оценки суммарного косвенного АРВВ дали значения порядка $-1,0 \text{ Вт/м}^2$.

Заключение

Проблема оценки роли атмосферного аэрозоля как климатообразующего фактора отнюдь не нова. Важным новым этапом в понимании и количественной оценке этой роли стало осознание ее критически существенного значения в формировании современных изменений климата. Подобный вывод содержится, в частности, в такой официальной фундаментальной публикации, как Отчет МГЭИК-2001 [39]. Парадокс состоит, однако, в том, что при большом (и, несомненно, неоправданно преувеличенном) внимании к проблемам «глобального потепления» и Киотского Протокола на Всемирном совещании на высшем уровне по устойчивому развитию (Йоханнесбург, 29 августа – 6 сентября 2002 г.) вопрос о климатообразующем вкладе атмосферного аэрозоля оказался практически обойденным. Между тем сохраняющаяся неопределенность оценок вклада аэрозоля в формирование климата лишает такой важный документ, как Протокол Киото, научной обоснованности.

Следующий отсюда вывод очевиден: необходимо проявить в ближайшие годы повышенное внимание к проблеме «аэрозоль и климат», имея в виду как интенсификацию соответствующих теоретических разработок, так и, что наиболее важно, получение более полной информации, которая позволит достаточно надежно оценить влияние аэрозоля на климат. Следует, в этом контексте, тщательно подготовиться к использованию возможностей обсуждения рассматриваемой проблематики на Всемирной конференции по изменению климата, которая состоится в Москве 29 сентября – 3 октября 2003 г.

1. Григорьев А.А., Кондратьев К.Я. Экологические катастрофы. СПб.: Научный центр РАН, 2001. 350 с.
2. Кондратьев К.Я., Васильев О.Б., Ивлев Л.С., Никольский Г.А., Смоктий О.И. Влияние аэрозоля на перенос излучения: Возможные климатические последствия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 266 с.
3. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеониздат, 1983. 224 с.
4. Кондратьев К.Я., Григорьев Ал.А., Покровский О.М., Шалина Е.В. Космическое дистанционное зондирование аэрозоля. Л.: Гидрометеониздат, 1983. 216 с.
5. Аэрозоль и климат /Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеониздат, 1991. 542 с.

6. Кондратьев К.Я., Биненко В.И. О радиационном возмущающем воздействии облаков и аэрозолей // Метеорол. и гидрол. 2000. № 1. С. 33–41.
7. Кондратьев К.Я., Демурян К.С. Глобальный климат и Протокол Киото // Вестн. РАН. 2001. Т. 71. № 11. С. 1002–1009.
8. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 1. Физические свойства и химический состав // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15. № 2. С. 123–146.
9. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Прямое и косвенное воздействие на климат // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15. № 4. С. 301–320.
10. Кондратьев К.Я. Изменения глобального климата: реальность, предположения и вымыслы // Исслед. Земли из космоса. 2002. № 1. С. 3–23.
11. Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф., Филлис Г.В. Проблемы загрязнения высокоширотной окружающей среды. СПб.: НИИЦЭБ РАН, 2002. 280 с.
12. Adams P.J., Seinfeld J.H., Koch D., Mickey L., Jacob D. General circulation model assessment of direct radiative forcing by the sulfate-water inorganic aerosol system // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 1. P. 1097–1112.
13. Andreae M.O. The dark side of aerosols // Nature (Gr. Brit.). 2001. V. 409. N 6821. P. 671–672.
14. Bergstrom R.W., Russell P.B., Hignett P. Wavelength dependence of the absorption of black carbon particles. Predictions and results from the TARFOX experiment and implications for the aerosol single scattering albedo // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. Part 1. P. 567–577.
15. Bizzari B., Bordi I., Petita M., Suter A. Sensitivity of cloud radiative forcing to change of microphysical parameters measured by the CLOUDS mission // Il Nuovo Cimento. 2002. V. 25 C. Ser. 2. N 3. P. 323–338.
16. Boucher O., Haywood J. On summing the components of radiative forcing of climate change // Clim. Dyn. 2001. V. 18. P. 297–302.
17. Boucher O. Aerosol radioactive forcing and related feedbacks: How do we reduce uncertainties? // IGACTiv. Newslett. 2002. N 26. P. 8–12.
18. Breon F.-M., Tanre D., Generoso S. Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite // Science. 2002. V. 295. N 5556. P. 834–838.
19. Ten Brink H.M., van Dorland R., Lelieveld J. AEROSOL: Cycle and influence on the radiation balance Measurements and Modelling of the reduction of Radiation by Aerosol (MEMORA). Dutch National Research Programme on Global Air Pollution and Climate Change. Report N 410 200 025. The Netherlands. 1999. 48 p.
20. Chou M.-D., Chan P.-K., Wang M. Aerosol radiative forcing derived from SeaWiFS-retrieved aerosol optical properties // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. P. 748–757.
21. Christopher S.A., Zhang J. Daytime variation of short-wave direct radiative forcing of biomass burning aerosols from GOES imager // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. Part 2. P. 681–691.
22. Coakley J.A., Jr., Walsh C.D. Limits to the aerosol indirect radiative effect derived from observations of ship tracks // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. Part 2. P. 668–680.
23. Cohard J.-M., Pinty J.-P., Suhre K. On the parameterization of activation spectra from cloud condensation nuclei microphysical properties // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 105. N 9. P. 11753–11766.
24. Diaz J.P., Exposito F.J., Torres C.J., Herrera F., Prospero M.C. Radiative properties of aerosol in Saharan dust outbreaks using ground-based and satellite data: Applications to radiative forcing // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 16. P. 18403–18416.
25. Duda D.P., Minnis P., Nguyen L. Estimates of cloud radiative forcing in contrail clusters using GOES imagery // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 106. N 5. P. 4927–4938.
26. Earth CARE – Earth Clouds, Aerosols and Radiative Explorer. European Space Agency. ESA SP-1257 (1) Noordwijk. September 2001. 127 p.
27. Facchini M.C. Clouds, atmospheric chemistry, and climate // IGACTiv. Newslett. 2002. N 26. P. 13–19.
28. Feingold G., Remer L., Ramaprasad J., Kaufman Y.J. Analysis of smoke impact on clouds in Brazilian biomass burning regions: An extension of Twomey's approach // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 19. P. 22907–22922.
29. Flossman A.I. Interaction of aerosol particles and clouds // J. Atmos. Sci. 1998. V. 55. N 3. P. 879–887.
30. Ghan S., Easter R., Hudson J., Breon F.-M. Evaluation of aerosol indirect radiative forcing in MIRAGE // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 6. P. 5317–5334.
31. Ghan S., Laulainen N., Easter R., Wagoner R., Nemasure S., Chaoman E., Zhang Y., Leung R. Evaluation of aerosol direct radiative forcing in MIRAGE // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 6. P. 5295–5316.
32. Ghan S.J., Easter R.C., Chapman E.G., Abdul-Razzak H., Zhang Y., Leung L.R., Laulainen N.S., Saylor R.D., Zaveri R.A. A physically based estimate of radiative forcing by anthropogenic sulfate aerosol // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 6. P. 5279–5294.
33. Haigh J.D. Radiative forcing of climate change // Weather. 2002. V. 57. N 8. P. 278–283.
- 33a. Han Q., Rossow W.B., Zeng J., Welch R. Three different behaviors of liquid water path of water clouds in aerosol-cloud interactions // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. P. 726–735.
34. Hansen J.E., Sato M. Trends of measured climate forcing agents // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 2001. V. 98. N 26. P. 14778–14783.
35. Harshvardan, Schwartz S.E., Benkovitz C.V., Guo G. Aerosol influence on cloud microphysics examined by satellite measurements and chemical transport modeling // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. Part 2. P. 714–725.
36. Hartley W.S., Hobbs P.V., Ross J.L., Russell P.B., Livingston J.M. Properties of aerosols aloft relevant to direct radiative forcing off the mid-Atlantic coast of the United States // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 105. N 8. P. 9859–9886.
37. Hauglustaine D. Trace gas radiative forcing and related climate feedbacks: How do we reduce the uncertainties? // IGACTiv. Newslett. 2002. N 26. P. 20–26.
38. Haywood J.M., Francis P.N., Glew M.D., Taylor J.P. Optical properties and direct radiative effect of Saharan dust: A case study of two Saharan dust outbreaks using aircraft data // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 16. P. 18417–18430.
39. Houghton J.T. The IPCC Report // Proc. of the SOLSPA Conf. Tenerife, 25–29 Sept. 2000. ESA SP ISSN 0379–6566. Noordwijk. 2000. P. 255–259.
40. Jacobson M.Z. Global direct radiative forcing due to multi-component anthropogenic and natural aerosols // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 2. P. 1551–1568.
41. Jacobson M.Z. A physically-based treatment of elemental carbon optics: Implication for global direct forcing of aerosols // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. P. 217–220.
42. Jacobson M. Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols // Nature (Gr. Brit.). 2001. V. 409. N 6821. P. 695–697.

43. Jones A., Roberts D.L., Woodage M.J., Johnson C.E. Indirect sulphate aerosol forcing in a climate model with an interactive sulphur cycle // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 17. P. 20293–20310.
44. Koch D. Transport and indirect radiative forcing of carbonaceous and sulfate aerosols in the GISS GCM // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 17. P. 20311–20332.
45. Kondratyev K.Ya. Climatic Effects of Aerosols and Clouds. Springer/Praxis, Chichester, U.K. 1999. 264 p.
46. Kondratyev K.Ya. Global climate and the Kyoto Protocol // Időjárás. 2002. V. 106. N 2. P. 1–37.
47. Kondratyev K.Ya., Grigoryev A.A. Environmental Disasters. Springer/Praxis, Chichester, U.K. 2002. 484 p.
48. Lohmann U. Interactions between anthropogenic aerosols and the hydrological cycle // Glob. Change Newslett. 2002. N 49. P. 14–19.
49. Menon S., Del Genio A.D., Koch D., Tselioudis G. GCM simulations of the aerosol indirect effect. Sensivity to cloud parameterization and aerosol burden // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. Part 2. P. 692–713.
50. Mészáros E. Fundamentals of Atmospheric Chemistry. Budapest: Akadémia Kiadó, 1999. 308 p.
51. Mischchenko M., Penner J., Anderson D. Global Aerosol Climatology Project // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. Part 1. P. 249.
52. Myhre G., Stordal F. Global sensitivity experiments of the radiative forcing due to mineral aerosols // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. P. 18193–18204.
53. Myhre G., Johnson J.E., Bartricki J., Stordal F., Shire K.P. Role of spatial and temporal variations in the computation of radiative forcing due to sulphate aerosols: A regional study // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2002. V. 128. Part A. N 581. P. 973–990.
54. Park R.J., Stenchikov G.L., Pickering K.E., Dickerson R.R., Allen D.J., Kondragunta S. Regional air pollution and its radiative forcing: Studies with a single-column chemical and radiation transport model // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 22. P. 28751–28770.
55. Penner J. (Ed.) Aerosols, their direct and indirect effects // Climate Change 2001: The Scientific Basis. Chapter 5. Contribution of Working Group I to Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge, U.K. 2001. P. 289–348.
56. Pinto J.O., Curry J.A., Interieri J.M. Cloud-aerosol interactions during autumn over Beaufort Sea // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 14. P. 15077–15098.
57. Podgorny I.A., Ramanathan V. A modeling study of the direct effect of aerosols over the tropical Indian Ocean // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 20. P. 24097–24105.
58. Rajeev K., Ramanathan V. Direct observations of clear-sky aerosol radiative forcing from space during the Indian Ocean Experiment // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 15. P. 17221–17236.
59. Ramanathan V., Crutzen P.J., Kiehl J.T., Rosenfeld D. Atmosphere: Aerosols, climate, and the hydrological cycle // Science. 2001. V. 294. N 5549. P. 2119–2127.
60. Ramaswamy V. (Ed.) Radiative forcing of climate change // Climate Change 2001: The Scientific Basis. Chapter 5. Contribution of Working Group I to Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge, U.K. 2001. P. 349–416.
61. Redemann J., Turco R.P., Liou K.N., Hobbs P.V., Hartley W.S., Bergstrom R.W., Browell R.W., Browell E.V., Russell P.B. Case studies of the vertical structure of the direct shortwave aerosol radiative forcing during TARFOX // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 105. N 8. P. 9971–9980.
62. Remer L.A., Kaufman Y.J., Levin Z., Ghan S. Model assessment of the ability of MODIS to measure top-of-atmosphere direct radiative forcing from smoke aerosols // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. Part 2. P. 657–667.
63. Sokolik I.N., Winker D.M., Bergamonti G., Gillett D.A., Carmichael G., Kaufman Y.J., Gomes L., Schuetz L., Penner J.E. Introduction to special section: Outstanding problems in quantifying the radiative impacts of mineral dust // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 16. P. 18015–18028.
64. Soon W., Baliunas S., Kondratyev K.Ya., Idso S.B., Postmentier E. Calculating the climatic impacts of increased CO₂: The issue of the model validation // Proc. 1st Solar and Space Weather Euroconference «The Solar Cycle and Terrestrial Climate». Santa Cruz de Tenerife, Tenerife, Spain, 25–29 September 2000. ESA SP-463. December 2000. P. 243–254.
65. Stuhlman R., Macke A., Doerffer R., Dammann K. Aerosol/cloud effects: Implications on the radiation budget and atmospheric correction. 1 MSG RAO Workshop, Bologna, 17–19 May, 2000. Noordwijk, 2000. (ESA SP-452). P. 127–130.
66. Takemura T., Nakajima T., Nozawa T., Aoki K. Simulation of the future aerosol distribution, radiative forcing, and long-range transport in East Asia // J. Meteorol. Soc. Jap. 2001. V. 79. N 6. P. 1139–1155.
67. Takemura T., Nakajima T., Dubovik O., Holben B.N., Kinne S. Single-scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global three dimensional model // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 15. N 4. P. 333–352.
68. Takemura T. A study of Aerosol Distribution and Optical Properties with a Global Climate Model. CCSR University of Tokyo. Report N 16. 2002. 113 p.
69. Tie X., Brasseur G., Emmons L., Horowitz L., Kinnison D. Effects of aerosols on tropospheric oxidants: A global model study // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 19. P. 22931–22964.
70. Wagner F., Muller D., Ansmann A.A. Comparison of the radiative impact of aerosols derived from vertically resolved (lidar) and vertically integrated (Sun photometer) measurements: Example of an Indian aerosol plume // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 19. P. 22861–22870.
71. Weaver C., Ginoux P., Chou M.-D., Joiner J. Radiative forcing of Saharan dust: GOCART model simulations compared with ERBE data // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. Part 2. P. 736–747.

K.Ya. Kondratyev. Radiative forcing due to aerosols.

A survey has been made of the data characterizing an impact of atmospheric aerosol on global climate formation on the basis of results of both measurements and simulation of direct and indirect aerosol radiative forcing (ARF). The lack of reliable enough information on indirect ARF has been emphasized which is due to the deficit of information on processes of interaction between aerosol and clouds. The principal future problems are investigations of a complex totality of coupled processes which determine an aerosol climatic impact.