

К.Я. Кондратьев

Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Прямое и косвенное воздействие на климат

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

Поступила в редакцию 5.10.2001 г.

Выполнен анализ функционирования атмосферного аэрозоля как климатообразующего компонента атмосферы. Особое внимание уделено рассмотрению сульфатного аэрозоля, а также проблеме взаимодействия аэрозоля и облаков (косвенного влияния аэрозоля на климат). Показано, что проблема оценки влияния аэрозоля на климат еще далека от решения. В этой связи высказаны соображения о перспективах дальнейших исследований.

Введение

Хотя проблема воздействия атмосферного аэрозоля на климат не нова [1–78], последние годы отмечены очевидным усилением интереса к этой проблеме в связи с необходимостью получения достоверных оценок влияния аэрозоля (прежде всего антропогенного) на глобальный климат. Отображением подобной ситуации является большое внимание, уделяемое обсуждаемой проблеме в Отчете МГЭИК-2001 (Межправительственной группы экспертов по проблеме изменений климата) [15]. В первой части обзора [35] была достаточно подробно обсуждена информация, касающаяся физических свойств и химического состава аэрозоля.

Как было отмечено, Отчет МГЭИК-2001 отнюдь не отличается достаточной полнотой изложения соответствующего материала, хотя, безусловно, содержит много важной информации. Парадоксально, но факт: в этой международной публикации, претендующей на высшую степень объективности и полноты, не нашлось места даже для ссылок на важные результаты, опубликованные (в том числе на английском языке) российскими специалистами (это произошло и потому, что в соответствующих рабочих группах МГЭИК не было ни одного специалиста из России). Отметим также, что из многочисленных ссылок, содержащихся в настоящем обзоре, лишь десять повторяют ссылки, имеющиеся в главе 5 (посвященной прямому и косвенному воздействию аэрозоля на климат) Отчета МГЭИК-2001 [35].

В ряде монографий [1–4], опубликованных в конце 70-х–начале 80-х гг., были подведены итоги выполненных до этого разработок с целью изучения воздействия аэрозоля на климат. Позднее некоторые результаты, полученные в рамках полевых наблюдательных программ КЭНЭКС и ГАРЭКС, были дополнительно проанализированы в контексте проблемы «избыточного» поглощения коротковолновой радиации [10–13]. К концу XX в. были созданы глобальные трехмерные модели климата, которые позволили, в частности, получить оценки возможного воздействия аэрозоля на климат в условиях сложившейся к этому времени конъюнктуры, состоявшей в попытках обоснования концепции «глобального потепления», обусловленного выбросами в атмосферу парниковых газов (прежде всего – CO₂).

Поскольку расчеты, сделанные при задании постепенного роста концентрации CO₂ в атмосфере (как правило, +1% в год), приводили к перегреву атмосферы, был введен фактор похолодания за счет наличия в атмосфере чисто рассеивающего сульфатного аэрозоля (или эквивалентного его воздействию уменьшения альбедо подстилающей поверхности). Хотя, разумеется, это был совершенно условный прием, а достигнутое согласие с наблюдениями – не более чем подгонкой, проблема сульфатного аэрозоля безусловно важна и поэтому составляет первую часть настоящего обзора. Вслед за тем будут обсуждены существующие оценки климатообразующих вкладов аэрозоля других типов (пылевого, углеродного, биогенного и др.). Значительное место уделено, наконец, проблеме косвенного воздействия аэрозоля на климат, в частности через посредство влияния на микроструктуру и оптические свойства облаков.

1. Сульфатный аэрозоль

Приоритетное значение сульфатного аэрозоля (СА), образующегося посредством газофазных реакций из выбрасываемого в атмосферу (главным образом при сжигании ископаемых топлив) сернистого газа, определяется его широкой распространенностью и тем, что он является чисто рассеивающим. Поэтому обусловленное СА усиление обратного рассеяния солнечной радиации в космос может быть важным фактором выхолаживания атмосферы. Как уже упоминалось, учет одного лишь роста концентрации CO₂ и связанного с этим «парникового» потепления климата привел к завышенным оценкам среднеглобальной среднегодовой приземной температуры воздуха (ПТВ), что определило важность поисков «охлаждающего» агента.

Предположение о существенной климатообразующей роли сульфатного аэрозоля подкрепляется и тем фактом, что наблюдавшееся за последние десятилетия повышение ПТВ в южном полушарии (ЮП) было более значительным, чем в северном полушарии (СП), а пространственная структура ПТВ в СП оказалась существенно более сложной. Всего этого можно ожидать, если предположить наличие важного вклада сульфатного аэрозоля в формирование глобального поля ПТВ.

Известно, что за последнее столетие значительно интенсифицировались антропогенные источники аэрозоля и сульфатный аэрозоль является, возможно, его главным компонентом, хотя нельзя, разумеется, игнорировать и другие виды аэрозоля [35]. За период с 1950 г. по настоящее время промышленные выбросы серы в атмосферу возросли вдвое. Глобальный бюджет выбросов серы характеризуют данные табл. 1 [25].

Т а б л и ц а 1

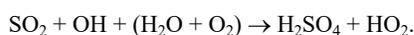
Глобальный бюджет выбросов серы, Тг (1Тг = 10¹² г)

Соединения серы	Источники выбросов	Уровень выбросов, Тг/год
<i>Природные:</i>		
DMS	Морская биосфера	18,1
DMS	Биосфера суши	0,9
SO ₂	Вулканы	8,0
<i>Антропогенные:</i>		
SO ₂	Сжигание биомассы	2,5
SO ₂	Сжигание ископаемых (топлив и промышленность)	66,8
<i>Суммарные</i>		96,3

Как видно, 72% в глобальных выбросах серы приходится на долю антропогенных источников. Сульфаты представляют собой конечный продукт сложной цепи химических и физических процессов, обуславливающих превращение газообразных соединений серы в твердое вещество, причем новые частицы образуются либо посредством конденсации (гомогенной нуклеации), либо путем конденсации на частицах, существовавших ранее. Антропогенные выбросы (составляющие 80–80% всех выбросов серы неморского происхождения) осуществляются главным образом в виде сернистого газа.

Важно, однако, иметь в виду, что природные газообразные соединения серы (например, обусловленные выбросами диметилсульфида (DMS) и SO₂ при вулканических извержениях) эффективнее трансформируются в сульфатный аэрозоль (73%), чем антропогенные соединения (58%), поскольку последние поступают в атмосферу вблизи поверхности и более интенсивно удаляются из атмосферы за счет сухого и влажного осаждения. Около 50% SO₂ удаляются на уровне подстилающей поверхности посредством сухого осаждения и осадков (влажного осаждения). Из остающихся 50% меньшая часть окисляется до сульфата в газовой фазе, а большая часть сульфата возникает в результате гетерогенных химических реакций в водной фазе в облаках. При этом скорость окисления зависит не только от параметров облаков, но также от концентрации сульфата, поскольку ее рост повышает кислотность облачных капель и, в свою очередь, уменьшает растворимость SO₂, а также скорость окисления за счет озона.

За последнее время усилилось внимание к исследованиям газофазных реакций образования сульфатного аэрозоля в связи с его влиянием на образование кислотных осадков, воздействием на климат и, возможно, здоровье человека. В регионе восточного Средиземноморья летом главной реакцией образования сульфатных частиц, протекающей с участием гидроксила, является



С целью изучения динамики сульфатного аэрозоля в восточной части Средиземноморья в различных пунктах Израиля время от времени производились наземные и самолетные измерения концентрации сернистого газа и сульфатного аэрозоля, а также метеопараметров в период 1984–1993 гг.

Анализ результатов наблюдений выявил более высокую концентрацию сульфатного аэрозоля, чем в других регионах земного шара [49a]. Летом в некоторых местах максимальные значения концентрации аэрозоля превосходили 500 нмоль/м³, а зимой концентрация варьировала в пределах 50–100 нмоль/м³. Среднее годовое значение составило (100±15) нмоль/м³, что вдвое превышает вычисленное для рассматриваемого региона с использованием глобальной модели формирования сульфатного аэрозоля и соответствует данным наблюдений на северо-востоке США.

Существуют различные обстоятельства, которые позволяют считать, что сульфатный аэрозоль в обсуждаемом регионе не местного происхождения, а представляет собой продукт дальнего переноса: отсутствие корреляции между концентрациями аэрозоля и сернистого газа, большие значения отношения концентраций сульфатного аэрозоля и суммарного сульфата: $\text{SO}_4^{2-}/(\text{SO}_2 + \text{SO}_4^{2-})$, – результаты вычислений «обратных» траекторий, а также тот факт, что близкие значения концентрации аэрозоля одновременно наблюдались в различных районах.

Все имеющиеся данные наблюдений свидетельствуют о том, что максимум концентрации сульфатного аэрозоля в суточном ходе достигается в послеполуденные часы, особенно летом на внутриконтинентальных станциях. Подобный суточный ход является следствием не дальнего переноса, а наличия вдоль средиземноморского побережья Израиля семи значительных источников выбросов серы в атмосферу.

Данные наблюдений микроструктуры несолевого (NSS) сульфатного аэрозоля в глобальном морском пограничном слое атмосферы (МПСА) свидетельствуют о том, что для значительной части этого аэрозоля характерен диаметр частиц > 1 мкм, который типичен для частиц морских солей. Для подобных больших частиц характерна высокая скорость сухого осаждения, что обуславливает необходимость учета влияния этого процесса на баланс серы в МПС. В зависимости от условий наблюдений количество такого рода крупнодисперсного NSS-аэрозоля может варьировать от очень малых значений до 5 нмоль/м³ и более.

Х. Зиверинг и др. [68] обсудили результаты обработки данных импакторных наблюдений на м. Грим (Тасмания), сделанных в рамках полевого эксперимента ACE-1, из которых следует, что при суммарной концентрации NSS-сульфатного аэрозоля, равной 2,2–2,3 нмоль/м³, его микроструктура оказалась тримодальной при наличии крупнодисперсной моды солевого аэрозоля (с концентрацией около 1 нмоль/м³) при диаметре частиц > 0,7 мкм. Поскольку крупнодисперсный морской солевой аэрозоль не был связан с аммонием, то можно считать, что облака вносили лишь незначительный вклад в «переработку»

», влияющую на формирование рассматриваемой крупнодисперсной NSS-фракции аэрозоля, которая возникла, вероятно, через посредство обусловленного озоном окисления SO₂, содержащегося в воде морского солевого аэрозоля (SSAW).

Функционирование подобного механизма сильно зависит, однако, от щелочности морской воды, которая может усиливаться за счет карбонатов, поступающих в виде небольших фрагментов биогенного CaCO₃ из поверхностного микрослоя океана. Однако даже с учетом этого фактора окисление SO₂, содержащегося в SSAW, способно объяснить образование 70–90% NSS-сульфатов в составе морского солевого аэрозоля.

Поскольку не подвергшийся химической «переработке» морской солевой аэрозоль способен породить изменение среднеглобального среднегодового радиационного возмущающего воздействия около –2 Вт/м², становится ясной актуальность корректного учета при оценке возможных антропогенных изменений климата модификации свойств морского солевого аэрозоля, подвергнутого переработке. Изменение круговорота серы в МПС, которое вызвано окислением SO₂ до SSAW, обусловленным озоном, имеет также и еще один важный аспект. Поскольку значительная доля DMS, выбрасываемого в атмосферу морскими организмами, превращается в МПС в SO₂, усиление сухого осаждения NSS-аэрозоля и, соответственно, удаление из МПС крупнодисперсной фракции аэрозоля могут привести к существенному изменению обратной связи между «парниковым» потеплением, выбросами DMS и альбедо сульфатной дымки.

Многие полевые измерения в различных регионах Мирового океана и прибрежных зон свидетельствуют о том, что диметилсульфид является главным летучим соединением серы, поступающим из океана в атмосферу, доля которого составляет около 90% биогенных выбросов в атмосферу. Поэтому DMS может играть важную роль в формировании глобального круговорота серы, а газообразные продукты окисления DMS (прежде всего, SO₂, CHS₃O₃H и H₂SO₄) – служить компонентом газофазных реакций образования ядер конденсации, влияющих на микроструктуру и, соответственно, альбедо облаков.

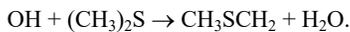
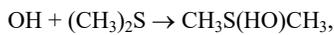
Образование диметилсульфида обусловлено биологической активностью фитопланктона и зависит от ряда характеристик метеорологических условий (прежде всего, от инсоляции). Последнее определяет возникновение обратной связи, состоящей в том, что стимулируемые выбросами DMS изменения облачности влекут за собой вариации поступления солнечной радиации к поверхности океана и, следовательно, влияют на динамику фитопланктона и выбросов DMS. Хотя оценки суммарных выбросов газообразных соединений серы в атмосферу (главным образом в виде SO₂) показали, что в настоящее время существенно преобладает антропогенный компонент выбросов, однако надежное определение природных выбросов DMS имеет важное значение.

В связи с этим в июне 1992 г. Ж.-Ф. Путо и Б. Нгун [55] выполнили судовые измерения концентрации диметилсульфида в морской воде и на трех высотах выше уровня моря (1; 6 и 20 м) в Атлантическом океане, к югу от Азорских островов (34–37° с.ш., 23–26° з.д.), в рамках проекта «Поверхность океанов: потоки и взаимодействие с атмосферой» (SOFIA). Одновременно производились также метеорологические и микрометеорологические наблюдения. По данным о температуре поверхности океана, а также данным о турбулентных флуктуациях скорости ветра, температуры и влажности воздуха вычислены значения коэффициента турбулентного обмена между атмосферой и океаном, которые были использованы для определения потока (выбросов) DMS из океана в атмосферу с применением различных методик.

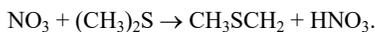
Анализ данных наблюдений показал, что вертикальные профили концентрации DMS в слое 1–20 м в рассматриваемых условиях не могут быть интерпретированы как непосредственно обусловленные вертикальным турбулентным перемешиванием (часто концентрация увеличивалась с высотой). Несомненно, что важную роль играли в ряде случаев плавучесть, препятствовавшая генерации турбулентности, и горизонтальная адвекция воздуха с существенно иной концентрацией DMS (особенно на высоте 20 м). Только в 4 из 29 случаев оказалось возможным применить градиентную методику расчета потока DMS в предположении постоянства потока по высоте. Согласно полученной ранее оценке среднеглобальный поток DMS составляет (0,48 ± 0,33) Тмоль/год, что эквивалентно (15 ± 10) ТгS/год. С учетом обсуждаемых результатов

более достоверной следует считать оценку 0,53–0,67 Тмолей/год (17–21 ТгS/год) при погрешности $\pm 0,11$ –0,14 Тмолей/год (3,5–4,5 ТгS/год). Следует, однако, иметь в виду, что серьезные погрешности градиентной методики расчета потока DMS ($\pm 45\%$) определяют недостаточную надежность полученных оценок.

Несмотря на разнообразие механизмов, предложенных для объяснения процессов окисления DMS и имеющих важное значение для понимания газофазного образования сульфатного аэрозоля в морском ограниченном слое атмосферы, проблема диметилсульфида как климатообразующего фактора остается далекой от ясности. Вероятнее всего, главный механизм окисления DMS определяется его реакциями с гидроксидом, для которого возможны два варианта:



Следующая реакция характеризует окисление DMS, обусловленное радикалом нитрата:



Важный вопрос состоит в оценке роли каждой из этих реакций и выявлении конечных продуктов процесса окисления DMS. Д. Джеймс и др. [37] осуществили (в рамках программы ACSOE исследований в области химии атмосферы в условиях океанической окружающей среды) комбинированный анализ данных полевых наблюдений и численных экспериментов (на основе модифицированной боксовой модели), который убедительно продемонстрировал, что для объяснения наблюдаемых изменений недостаточно учета скорости окисления DMS в дневное время, принимая во внимание только радикалы гидроксила.

В работе [37] рассмотрены данные наблюдений в рамках полулагранжевой схемы полевого эксперимента в двух пунктах восточного сектора Атлантического океана (на судне и на станции Мэйс Хэд: $53^\circ 19'$ с.ш., $9^\circ 54'$ з.д.). Судно было расположено таким образом, чтобы обеспечить нахождение обоих пунктов на пути одного и того же потока воздуха (таким образом, данные наблюдений относятся к одной и той же «частице» воздуха, но к разным моментам времени). С целью проверки адекватности упомянутой модели химических процессов в атмосфере проанализированы (в сравнении с результатами численного моделирования) данные измерений концентрации главных продуктов окисления DMS (метаносульфат (MSA), сернистый газ SO_2 , ионы несulfатного аэрозоля NSS-SO_4^{2-}).

Главный вывод работы [37] состоит в том, что в условиях морских воздушных масс в дневное время модель не способна обеспечить предвычисление достаточного возрастания концентрации продуктов окисления DMS за время переноса воздуха из одного пункта в другой, несмотря на завышение скорости химических реакций с участием азота в процессе адвекции и согласие независимых оценок концентрации гидроксила в ходе измерений. Поэтому высказано предположение о том, что причиной усиления процессов окисления диметилсульфида в МПСА днем могли быть либо соединения галогенов (скорее всего, окислов галогенов BrO и IO), либо гетерогенные процессы окисления. Модельные расчеты достаточно точно воспроизводят данные наблюдений, если увеличить скорость реакции $\text{OH} + \text{DMS}$ в 3,3 раза (с целью компенсации неучета других механизмов окисления DMS). Данные измерений концентрации BrO и IO привели, однако, к значениям, которые недостаточны для обеспечения столь значительного усиления процессов окисления DMS. Возможно поэтому, что существенное влияние оказывал еще один фактор: реакции с участием DMS в водной фазе.

Хотя гипотеза CLAW, согласно которой выбрасываемый океаном в атмосферу диметилсульфид трансформируется посредством газофазных реакций в субмикронный аэрозоль, частицы которого могут функционировать как облачные ядра конденсации и, таким образом, влиять на свойства облаков и климат, получила широкое распространение, обоснованность этой гипотезы все еще требует доказательств. И. Скиаре и др. [64] предприняли анализ данных непрерывных 10-летних (1990–1999 гг.) наблюдений концентрации DMS в атмосфере, выполненных на расположенном в южной части Индийского океана о-ве Амстердам ($57^\circ 50'$ с.ш., $77^\circ 30'$ в.д.). Этот анализ выявил наличие отчет-

ливого годового хода концентрации DMS при 20-кратном изменении амплитуды от ее максимального значения в январе (т.е. в период лета южного полушария) до минимума в августе (зимой) при диапазоне концентрации в пределах 5–1930 трил⁻¹ (по объему). Были также обнаружены существенные отклонения от средних за 10 лет месячных значений, достигающие 100%, которые можно объяснить влиянием метеорологических условий и(или) окислительной способностью атмосферы. Сравнение данных наблюдений с результатами численного моделирования при помощи трехмерной модели с учетом химических реакций и переноса продемонстрировало, что для объяснения наблюдаемой межгодовой изменчивости необходимо задать вариации мощности источников DMS, достигающие двух раз. Показано также, что изменчивость концентрации DMS коррелирует с аномалиями температуры поверхности океана, т.е. обнаруживает связь изменений DMS и климата.

Существенно, что сульфатные частицы эффективно вымываются облачной водой и удаляются осадками. Скорость образования частиц сульфатного аэрозоля зависит от таких факторов, как солнечная радиация, концентрация газовых компонентов атмосферы и метеорологические параметры (количество и водность облаков, химический состав облачных капель). Ввиду сложности соответствующих химических моделей полученные ранее оценки скорости образования сульфата существенно расходятся. Поэтому значительно различаются и рассчитанные вертикальные профили распределения сульфатов, несмотря на близость значений концентрации у поверхности. Валидация полученных результатов серьезно осложняется отсутствием данных наблюдений вертикальных профилей концентрации сульфатного аэрозоля (имеются лишь данные наземных измерений).

В связи с важной ролью сульфатного аэрозоля за последние годы несомненно усилился интерес к глобальному круговороту серы. Оценки, относящиеся к среднелобальной ситуации, показали, что в настоящее время около 70% выбросов соединений серы в атмосферу имеют антропогенное происхождение, т.е. на долю природных выбросов остается лишь примерно 30%. Хотя немногочисленные наблюдения привели, в частности, к выводу, что вклад биогенных источников выбросов на суше относительно мал, остаются неясными особенности географического распределения содержания различных газообразных соединений серы (особенно имеющих биогенное происхождение) в региональных масштабах. Все еще отсутствуют сравнительные данные о роли континентальных и морских биогенных источников серы, хотя известно, например, что мелкие озера и ветланды могут быть существенными биогенными источниками выбросов соединений серы в атмосферу.

В связи с отмеченными обстоятельствами в центральной части Канады, а также на ее Атлантическом и Тихоокеанском побережьях были начаты регулярные (ежедневные) наблюдения концентрации MSA, сопровождавшиеся сетевыми наблюдениями неморских сульфатов (NSS-SO_4^{2-}) и сернистого газа. Ш.-М. Ли и др. [48] рассмотрели результаты, полученные в период первого года наблюдений (с апреля 1992 г. по июнь 1993 г.), причем главное внимание было уделено анализу годового хода. Из результатов наблюдений, относящихся к Атлантическому побережью (Нов. Шотландия: $44^\circ 22'$ с.ш.; $65^\circ 12'$ з.д.), следует, что концентрации перечисленных компонентов варьировали, соответственно, в пределах $<0,002$ –0,13; 0,2–26 и $<0,2$ –10 мкг/м³, а среднегодовые значения составили 0,02; 2,2 и 1,3 мкг/м³.

Годовой ход MSA характеризуется наличием максимума 0,036 мкг/м³ в июне, тогда как максимум концентрации SO_2 наблюдался в феврале (2,7 мкг/м³), а в случае NSS-SO_4^{2-} отчетливый годовой ход отсутствовал. Значения отношения концентраций MSA/NSS-SO_4^{2-} оказались меньше, чем в других частях земного шара, а доминирующим фактором годового хода этого отношения было изменение концентрации метаносульфата. В центральной части Канады ($49^\circ 31'$ с.ш.; $93^\circ 43'$ з.д.) концентрация изучавшихся компонентов была ниже, чем на побережьях, и варьировала, соответственно, в диапазонах $<0,002$ –0,066; 0,04–12,5 и $<0,16$ –16,6 мкг/м³ при среднегодовых значениях, равных 0,01; 1,6 и 0,93 мкг/м³. Максимумы годового хода концентрации были зарегистрированы в сентябре (MSA 0,01 мкг/м³), марте (NSS-SO_4^{2-} 2,1 мкг/м³) и в январе (SO_2 2,8 мкг/м³). Отношение концентраций MSA/NSS-SO_4^{2-}

было близко к наблюдавшемуся на Атлантическом побережье. На о-ве Сатурна (Британская Колумбия: 48°47' с.ш.; 123°08' з.д.) пределы изменчивости концентрации MSA, NSS-SO₄²⁻ и SO₂ составили соответственно 0,002–0,2; 0,14–6,4 и 0,12–21 мкг/м³ при среднегодовых значениях, равных 0,06; 1,1 и 3,0 мкг/м³. Наблюдаемые концентрации достигали максимальных значений в августе (MSA: 0,12 мкг/м³), феврале (SO₂: 5 мкг/м³) и (номинально) в августе (NSS-SO₄²⁻: 1,5 мкг/м³). Доминируемый изменчивостью MSA годовой ход MSA/NSS-SO₄²⁻ характеризовался наличием максимума (0,1) в августе.

В настоящее время не вызывает сомнений важная роль химических процессов в облаках в формировании глобального круговорота серы, обусловленная «переработкой» аэрозоля облаками, которая приводит к существенным изменениям свойств (в частности, микроструктуры) аэрозоля. Ранее было показано, например, важное значение подобной «переработки» с точки зрения роста интенсивности рассеяния света частицами аэрозоля и повышения их активности как облачных ядер конденсации (ОЯК) при малом пересыщении. Следствием последнего процесса может быть и изменение микроструктуры облаков, капли которых образуются на «обработанных» частицах аэрозоля.

Таким образом, происходит формирование своеобразной обратной связи, определяющей взаимодействие между частицами аэрозоля и облаков. Численное моделирование образования сульфатных частиц в облаках с учетом их микроструктуры привело к выводу, что наличие частиц морских солей может не только сильно влиять на образование сульфатов, но и сильно модулировать повышение активности ОЯК и эффективность рассеяния аэрозолем в условиях «переработки» аэрозоля морскими облаками. Кроме того, наблюдения продемонстрировали, что образование сульфата в неактивированных солевых частицах морской дымки может оказывать значительное влияние на бюджет серы в морском пограничном слое атмосферы. По-видимому, этот процесс может быть существенным и с точки зрения воздействия на эффективность рассеяния и активность ОЯК по аналогии с тем, как это происходит в облаках.

С целью проверки этого предположения Д. Хегг и др. [31] выполнили сравнительное численное моделирование, анализ результатов которого показал, что усиление образования сульфата происходит как в облаках, так и в неактивированной дымке, но существенное воздействие на рассеяние и образование ОЯК имеет место лишь в случае облаков. Данные табл. 2 иллюстрируют результаты вычислений изменений концентрации сульфата $\Delta[\text{SO}_4]$, аэрозольной оптической толщины $\Delta\tau$ и ОЯК (ΔCCN) для четырех сценариев переработки аэрозоля облаками и дымкой над морем для фонового и загрязняющего (антропогенного) аэрозоля. (В скобках указаны относительные изменения, %; ОВ – относительная влажность; t – срок, на который производились расчеты).

Таблица 2

«Переработка» аэрозоля облаками и дымкой

Сценарий	$\Delta[\text{SO}_4]$, трил ⁻¹	$\Delta\tau$	ΔCCN
Морской фоновый аэрозоль дымки, 93% ОВ, $t = 8$ ч	0,08	0,0001(1)	0,1 (1)
Морской антропогенный аэрозоль дымки, 93% ОВ, $t = 8$ ч	0,62	0,003 (4)	6 (0,6)
Морской фоновый аэрозоль облака, $t = 0,5$ ч	0,36	0,0009 (11)	57 (511)
Морской антропогенный аэрозоль облака, $t = 0,5$ ч	2,96	0,023 (34)	13 (1,5)

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в обоих случаях дымки имело место интенсивное окисление SO₂: за 8 ч 19 и 146 трил⁻¹ SO₂ превратилось в сульфат соответственно, причем в случае фонового аэрозоля важное значение имели не только окисление SO₂, но и сульфат неморского происхождения, концентрация которого удвоилась. Влияние на рассеяние оказалось, однако, несущественным.

Совсем иная ситуация наблюдается для облаков, когда образуются частицы аэрозоля, оптически активные в видимой области спектра. Существенная специфика выявляется и при сравнении данных об изменении концентрации ОЯК.

Помимо прямого воздействия СА на радиационный баланс (через усиление обратного рассеяния солнечной радиа-

ции), важное значение имеет косвенное влияние через воздействие на процесс формирования и свойства облачности. В этой связи первостепенную роль играет интерактивный учет процессов термогидродинамики атмосферы и облакообразования, а также химических процессов (имеется в виду, в частности, воспроизведение взаимодействия между сульфатным аэрозолем и облаками, которое обуславливает рост альбедо облаков за счет сульфатного аэрозоля).

И. Фейхтер и др. [25] впервые осуществили подобное комплексное моделирование с использованием четвертого поколения глобальной модели климата ECHAM-4, разработанной в Институте метеорологии Общества Макса Планка в Гамбургском университете. Существенной особенностью параметризации радиационных процессов в этой модели является учет различных парниковых газов (включая водяной пар, CO₂, метан, закись азота и 16 хлорфторуглеродных соединений) и типов аэрозоля, а также континуального поглощения водяным паром. Количество облаков аппроксимировано как функция относительной влажности.

Основные черты рассчитанной пространственно-временной изменчивости водосодержания облачного покрова, в целом, соответствуют данным спутниковых наблюдений, но расхождения среднеглобальных (региональных) значений водосодержания достигают 1,5 (2,0) раз (расчеты не выявляют, в частности, контрастов между субтропическими и средними широтами, а также летнего максимума водосодержания в субтропиках океанов восточного полушария). Модельные расчеты превышают обусловленное облаками коротковолновое радиационное вынуждающее воздействие в течение всего года в регионах активной конвекции над тропическим океаном, но занижают над океанами средних широт летом.

Численное моделирование глобального круговорота серы выполнено с учетом трех соединений серы как прогнозируемых величин (см. табл. 2): двух газов – диметилсульфида и сернистого газа, а также сульфатного аэрозоля. Адвективный перенос этих компонентов и их вертикальное перемешивание в пограничном слое атмосферы описаны так же, как и в случае водяного пара. Рассмотрено окисление DMS и SO₂ днем за счет реакций с гидроксидом. Помимо этого, DMS реагирует с радикалами нитратов (NO₃) ночью. Предполагается, что единственным конечным продуктом окисления DMS является SO₂. Конечным продуктом реакций окисления SO₂ (в газовой и жидкой фазе) является сульфат SO₄²⁻. Результаты расчетов концентрации сульфата служат исходными данными для вычислений аэрозоля обусловленного RF (сценарий современных выбросов серы определяется данными табл. 1).

С целью оценки прямого и косвенного воздействия сульфатного аэрозоля на климат И. Фейхтер и др. [25] выполнили численные эксперименты трех типов (первые два – на 5 лет при времени «разгона», равном 3 мес): 1) EXP1 – с учетом современных выбросов серы; 2) EXP2 – для доиндустриальных условий (суммарные глобальные выбросы составляют 27,2 Тг/год). Разность потоков коротковолновой радиации с полным учетом аэрозоля (включая изменяющийся сульфатный) и при задании лишь моделей стандартного аэрозоля других типов определяется как сульфатное RF, разность EXP1 – EXP2 характеризует антропогенный вклад в RF; 3) целью EXP3 была оценка погрешностей, обусловленных заданием осредненного (среднемесячного) распределения сульфатного аэрозоля в случае EXP1 (расчеты сделаны на срок 1 год при «разгоне» на протяжении 3 мес). Оптические свойства сульфатного аэрозоля вычислены для частиц из 75% раствора серной кислоты (плотность 1,7 г/см³), характеризуемой логнормальной микроструктурой при модальном радиусе 0,07 мкм.

В среднем для всего земного шара около 50% массы сульфатного аэрозоля располагается ниже уровня 800 гПа, а над северным полушарием на слой 900 гПа (1 км) – 700 гПа (3 км) приходится примерно 80% массы сульфата. Данные табл. 3, 4 характеризуют осредненные значения прямого и косвенного радиационного возмущающего воздействия RF. Как видно, среднеглобальное среднегодовое значение прямого антропогенно обусловленного RF составляет –0,35 Вт/м². Годовому ходу соответствуют максимум в августе и минимум в декабре. Суммарное RF равно –0,57 (земной шар), –0,79 (СП) и –0,35 Вт/м² (ЮП).

Расчеты географического распределения прямого RF выявили наличие абсолютного максимума (–3 Вт/м²) в июле в восточной части США и над Центральной Европой. Значе-

ния RF над океаном южного полушария варьируют от 0 до $-0,2 \text{ Вт/м}^2$. Косвенное RF достигает абсолютного максимума (-5 Вт/м^2) в январе над Тихим океаном вблизи от побережья Азии, над Южной Африкой, а также у побережий Перу и Бразилии. Среднеглобальное значение (за счет обусловленного аэрозолем изменения альbedo облаков) равно $-0,76 \text{ Вт/м}^2$ (см. табл. 3).

Принципиально важное значение имеет существенное различие географических распределений прямого и косвенного RF. Если первое максимально над загрязненными регионами континентов, то второе достигает наиболее высокого уровня над океанами и оказывается больше, чем над сушей. Данные табл. 3 иллюстрируют эту ситуацию. При этом следует учесть, что погрешность вычислений косвенного RF значительно выше, чем прямого.

Таблица 3

Средние глобальные и полушарные значения RF, Вт/м²

RF	EXP2 (доиндустриальный аэрозоль)	EXP1-EXP2 (антропогенный аэрозоль)	EXP1 (современный аэрозоль)
Прямое среднегодовое, глобальное	-0,23	-0,35	-0,57
СП	-0,24	-0,55	-0,79
ЮП	-0,22	-0,13	-0,35
Прямое среднемесячное			
январь, СП	-0,22	-0,40	-0,62
июль, СП	-0,24	-0,79	-1,03
Косвенное среднегодовое, глобальное			
СП	-	-0,76	-
ЮП	-	-1,04	-
Косвенное среднемесячное			
январь, СП	-	-0,46	-
июль, СП	-	-0,68	-
	-	-1,42	-

Таблица 4

Среднегодовое прямое и косвенное RF, Вт/м², а также общее содержание сульфатов, мг SO₄²⁻/м², на суше и океане за счет антропогенных выбросов

Район	Прямое		Косвенное		Общее содержание сульфатов	
	Суша	Океан	Суша	Океан	Суша	Океан
СП	-0,64	-0,51	-0,83	-1,19	5,01	2,79
ЮП	-0,19	-0,12	-0,37	-0,49	1,59	0,75

Рост косвенного RF над океаном связан с более низкой счетной концентрацией облачных капель в морских облаках, что делает их более подверженными влиянию аэрозоля. Расчеты показали, что если задавать среднемесячные величины со-

держания сульфатов, то это приводит к существенному завышению косвенного RF (до 20% в случае среднеглобальных значений и 100% – при расчете региональных величин) и почти не сказывается на прямом RF. Авторы [25] считают, что основными целями численного моделирования являются учет различий пространственных распределений прямого и косвенного RF путем интерактивного описания химических и метеорологических процессов, а также рассмотрение реального разнообразия различных типов атмосферного аэрозоля.

К. Тейлор и Д. Пеннер [70] выполнили численное моделирование климата на основе использования интерактивной модели CCM1, системы «атмосфера–океан», разработанной в Национальном Центре исследований атмосферы (США), в сочетании с созданной в Ливерморской лаборатории им. Лоуренса моделью химических процессов в тропосфере, описывающих газофазные реакции (с участием гидроксила OH) трансформации диметилсульфида и сернистого газа в сульфатный аэрозоль и его перенос в атмосфере (модель GRANTOUR).

Расчеты показали, что модель CCM1 удовлетворительно воспроизводит наблюдаемый климат, хотя и характеризуется некоторым занижением приземной температуры воздуха за счет, главным образом, существенных систематических погрешностей в верхней тропосфере (табл. 5). Хорошо согласуются наблюдаемые и вычисленные значения компонентов радиационного баланса земли (РБЗ), но годовой ход облачно-радиационного возмущающего воздействия оказался заниженным. При задании выбросов сернистого газа учтены промышленные источники, сжигание ископаемых топлив и биомассы. Суммарные выбросы, примерно соответствующие уровню 1980 г., составляют 78 МтS/год.

Численное моделирование климата на срок 20 лет выполнено при задании четырех сценариев: 1) доиндустриальные условия (отношение смеси CO₂ равно 275 млн⁻¹); 2) современная концентрация CO₂ (345 млн⁻¹); 3) сочетание современных антропогенных выбросов соединений серы (на уровне 1980 г.) и концентрации CO₂, равной 275 млн⁻¹; 4) то же, что и в предыдущем случае, но при концентрации CO₂, равной 345 млн⁻¹. Данные табл. 5 получены осреднением результатов вычислений за последние 10 лет.

Как видно, среднеглобальные значения RF составляют слабый суммарный эффект потепления климата (разумеется, важное значение имеет тот факт, что не принято во внимание косвенное воздействие аэрозоля на оптические свойства облаков, вносящее определенный вклад в изменения РБЗ).

Анализ данных о географическом распределении RF, а также вкладов CO₂ и аэрозоля в изменения климата показал, что максимум аэрозольно обусловленного похолодания располагается над обширными регионами континентов северного полушария, но не сконцентрирован в регионе максимума RF над Европой, поскольку влияние аэрозоля проявляется через сложное взаимодействие с закономерностями общей циркуляции атмосферы (важное значение имеет, в частности, изменение ледовых условий в Норвежском и Гренландском морях).

Таблица 5

RF и соответствующие изменения климата (T_s – приземная температура воздуха, P – осадки, C – количество облаков, SI – относительная протяженность ледяного покрова)

Различные ситуации	RF, Вт/м ²	T _s , °C	ΔT _s , °C	P, мм/сут	ΔP, мм/сут	C, %	ΔC, %	SI, %	ΔSI, %
<i>Доиндустриальные значения</i>									
Северное полушарие		12,5		3,40		56,6		4,87	
Южное полушарие		12,5		3,54		62,4		6,64	
Земной шар		12,5		3,47		59,5		5,76	
<i>Современная концентрация CO₂</i>									
Северное полушарие	1,26	14,5	1,9	3,48	0,09	55,0	-1,7	4,13	-0,74
Южное полушарие	1,25	14,8	2,3	3,61	0,08	61,1	-1,3	4,39	-2,26
Земной шар	1,26	14,6	2,1	3,55	0,08	58,0	-1,5	4,26	-1,50
<i>Современная концентрация сульфатов</i>									
Северное полушарие	-1,60	11,3	-1,2	3,36	-0,04	56,9	0,3	5,54	0,67
Южное полушарие	-0,30	11,7	-0,8	3,48	-0,06	63,1	0,7	7,24	0,59
Земной шар	-0,95	11,5	-1,0	3,42	-0,05	60,0	0,5	6,39	0,63
<i>Совместное воздействие CO₂ и сульфатов</i>									
Северное полушарие	-0,34	13,0	0,5	3,43	0,03	55,8	-0,9	4,85	-0,02
Южное полушарие	0,95	13,6	1,1	3,56	0,02	62,1	-0,3	5,40	-1,24
Земной шар	0,31	13,3	0,8	3,49	0,02	58,9	-0,6	5,13	-0,63
<i>Наблюдаемые величины</i>									
Северное полушарие		14,9		2,6		58,9		4,4	
Южное полушарие		13,5		2,7		65,6		4,5	
Земной шар		14,2		2,7		62,2		4,5	

Интересно, что при совместном учете влияния CO_2 и аэрозоля исчезает характерное для «парникового» потепления климата усиление в высоких широтах северного полушария. Еще одна важная особенность состоит в том, что парниковое и аэрозольное воздействия на климат не являются аддитивными: линейная модель предсказывает глобальное потепление, которое примерно на 40% превосходит рассматриваемое. Поскольку чувствительность использованной модели климата, определяемая отношением среднеглобальных значений T_s и RF, оказалась очень высокой (6,4 °C при удвоении концентрации CO_2), авторы [70] подчеркнули необходимость дальнейшего анализа адекватности модели. Наличие характерных региональных структур реакции поля температуры на антропогенные возмущающие воздействия диктует важность поисков соответствующих сигналов для распознавания соответствующих возмущений.

На основе использования модели общей циркуляции атмосферы (ОЦА), разработанной в Центре исследований и прогноза климата им. Гадлея (Великобритания), А. Джонс и др. [38] получили оценки географического распределения средних годовых величин изменений радиационного баланса системы «подстилающая поверхность–атмосфера» (РБС) за счет косвенного воздействия антропогенного сульфатного аэрозоля. Обсуждаемое воздействие рассмотрено как следствие изменения оптических свойств облачности нижнего яруса под влиянием ядер конденсации (ЯК), возникающих в результате газозольных реакций образования ЯК с участием сернистого газа.

Использованная модель ОЦА включает блок прогнозируемой облачности, позволяющий предвычислить водо- и льдосодержание облаков, а также параметризацию эффективного радиуса капель водных облаков в зависимости от типа облаков, концентрации ЯК и водосодержания облаков. Двухпоточное приближение для переноса коротковолновой радиации описывает зависимость радиационных свойств облаков от их водосодержания и эффективного радиуса капель.

Предполагается, что облака при температуре выше 0 °C являются только водными, а если температура ниже –15 °C, то только ледяными при наличии непрерывного перехода от одного к другому типу облаков. Перекрывание облаков по вертикали трактуется как случайное. Принято, что аэрозоль состоит из сульфата аммония, а его микроструктура является логнормальной при медианном радиусе, равном 0,05 мкм. Вертикальный профиль аэрозоля характеризуется сосредоточением половины его массы в нижнем 1,5-км слое атмосферы. Средняя годовая счетная концентрация аэрозоля варьирует в пределах от менее 100 см⁻³ над удаленными регионами океанов до более 800 см⁻³ над Центральной Европой. Соотношение между счетными концентрациями облачных капель N_{tot} и аэрозоля A определяется формулой

$$N_{\text{tot}} = 375[1 - \exp(-2,5 \cdot 10^{-3} \cdot A)].$$

Эффективный радиус

$$r_e = (3L/4\rho k N_{\text{tot}})^{1/3},$$

где L – водность облаков; ρ – плотность воды, а значение параметра k равно 0,80 (морские облака) или 0,67 (облака над сушей). Средние значения r_e оказались на 1,3 мкм больше над океаном, чем над сушей, и на 2,4 мкм больше в южном полушарии, чем в северном, что качественно соответствует данным спутниковых наблюдений. Оценки воздействия аэрозоля на климат (с использованием упомянутой модели ОЦА) были получены при задании суммарной или только природной концентрации аэрозоля (естественно, что разность этих оценок характеризует вклад антропогенного аэрозоля, без учета влияния обратных связей).

Анализ результатов вычислений r_e для облачности нижнего яруса в северном полушарии обнаружил уменьшение эффективного радиуса капель над большей частью суши, особенно в главных промышленных регионах, что привело к спаду РБС, т.е. к похолоданию климата за счет косвенного воздействия антропогенного аэрозоля на оптические свойства облаков. Похолодание оказалось максимальным там, где уменьшение r_e было наибольшим, а облачность нижнего яруса не была экранирована расположенными над нею облаками.

Среднегодовое среднеглобальное значение спада РБС составило –1,26 Вт/м², что примерно вдвое меньше «парникового» потепления, которое должно быть достигнуто к

настоящему времени. Соответствующие значения для северного и южного полушарий равны –1,54 и –0,97 Вт/м². Если учесть, что оценки прямого воздействия антропогенного аэрозоля на РБС и климат дали значения в пределах от –0,3 до –0,9 Вт/м², то становится ясным, что средние величины «парникового» потепления и «аэрозольного» похолодания очень близки.

Важно, однако, иметь в виду значительный элемент неопределенности в оценках аэрозольного воздействия на климат. Так, например, эти оценки совершенно не учитывают вклада несulfатного аэрозоля. Не было принято во внимание влияние изменяющейся микроструктуры облаков на их эволюцию и образование осадков. Важное значение имеет учет чувствительности облаков к изменениям концентрации и свойств аэрозоля, которая наиболее высока в случае облачности, возникающей в чистых морских воздушных массах. Это относится в особенности к региону океанов южного полушария, где даже при умеренном уровне антропогенного аэрозольного возмущения соответствующие климатические последствия могут быть значительными (подобная повышенная чувствительность могла быть особенно заметной на первом этапе промышленной революции). Возможно, что в будущем упомянутая чувствительность ослабнет, и тогда косвенное влияние аэрозоля на климат станет менее существенным.

Одна из важных особенностей долговременных изменений приземной температуры воздуха характеризуется их асимметрией по отношению к дневному и ночному времени. Анализ данных наблюдений ПТВ в различных регионах земного шара показал, что наиболее значительным является повышение ночной минимальной температуры, которое сопровождается усилением облачности и уменьшением амплитуды суточного хода температуры. Аналогичные изменения (значительное повышение минимальной ПТВ и уменьшение амплитуды суточного хода) выявило численное моделирование климата при задании возрастающей концентрации CO_2 в атмосфере.

Аномальная ситуация обнаружена в Индии, где тренд потепления (сходный с глобальным и полушарными трендами) сопровождался ростом амплитуды суточного хода ПТВ. В отдельных регионах Индии имел место сравнительно устойчивый уровень минимальных значений ПТВ. Сделанные ранее расчеты показали, что подобные особенности можно объяснить сочетанием влияния локального отрицательного радиационного вынуждающего воздействия за счет сульфатного аэрозоля над субконтинентом Индии и глобального парникового воздействия. Результаты численного моделирования чувствительны, кроме того, к параметризации таких физических процессов, определяющих амплитуду суточного хода температуры, как круговорот воды, облакообразование и процессы над поверхностью суши.

М. Лол и др. [49] предприняли численное моделирование влияния сульфатного аэрозоля на экстремумы ПТВ на индийском субконтиненте с использованием интерактивной модели климата для системы «атмосфера–океан», разработанной в Германском центре численного моделирования климата (DKRZ). Вычисления, сделанные ранее с применением той же модели, показали, что совместный учет роста концентрации парниковых газов и вынуждающего воздействия за счет СА обеспечивает хорошее согласие с данными наблюдений хода ПТВ на территории Индии за последние 100 лет.

Новые расчетные данные о региональных изменениях экстремальных ПТВ в 1980–1989 гг. находятся в достаточно хорошем согласии с результатами наблюдений. Прогнозные оценки, полученные для десятилетия 2040 гг. (по сравнению с 1980 гг.), выявили повышение среднегодовых максимальных и минимальных значений ПТВ на 0,7 и 1,0 °C, соответственно, причем рост максимальной температуры наиболее сильно выражен в период муссона, тогда как в случае минимальной ПТВ – в постмуссонные месяцы. На суше субконтинента Индии имеет место значительное уменьшение амплитуды суточного хода зимой, которая сохраняется, однако, почти неизменной в течение сезона муссонов. Анализ результатов численного моделирования привел к выводу, что главными факторами, от которых зависит достоверность результатов, являются горизонтальное разрешение и параметризация физических процессов. Авторы [49] подчеркнули, что в дальнейшем требует рассмотрения косвенное влияние аэрозоля на оптические

свойства облаков и, следовательно, радиационное вынуждающее воздействие, обусловленное облаками.

Как отметили С. Сатим и В. Раманатан [63], с декабря по апрель каждый раз система «океан–атмосфера» в тропиках Индийского океана функционирует в таком режиме, как если бы она предназначалась для осуществления полевого эксперимента с целью наблюдений обусловленного аэрозолями радиационного возмущающего воздействия. Малые газовые и аэрозольные загрязняющие компоненты, выброшенные в атмосферу над всей северной частью индийского субконтинента и южно-азиатском регионом, претерпевают дальний перенос над северным регионом Индийского океана, благодаря наличию устойчивого северо-восточного муссонного потока, достигая тропических широт вплоть до $5\text{--}10^\circ$ с.ш.

Для изучения такого рода ситуации авторы [63] предприняли крупномасштабный комплексный полевой эксперимент INDOEX с целью анализа воздействия антропогенного аэрозоля на климат и химические процессы в атмосфере. Этот эксперимент, начатый в 1996 г. и достигший фазы максимального развития в январе–марте 1999 г., опирался на использование данных судовых, спутниковых и наземных наблюдений. В частности, на специально созданной Климатической обсерватории на о-ве Кашидо – КСО ($4,965^\circ$ с.ш., $73,466^\circ$ в.д.), расположенном примерно в 500 км к юго-западу от оконечности индийского субконтинента, осуществлялись непрерывные измерения микрофизических, химических и радиационных свойств аэрозоля, начиная с февраля 1998 г.

Измерения аэрозольной оптической толщины (АОТ) на длине волны 0,5 мкм дали значения в пределах 0,2–0,7 при следующих вкладах различных типов аэрозоля: 29% (сульфаты и аммоний), 17% (морская соль и нитрат), 15% (минеральная пыль), 11% (сажа), 20% (органика), 8% (пепел). Альбедо однократного рассеяния для всей совокупности типов аэрозоля изменялось от 0,87 до 0,9. Вклад антропогенных источников в АОТ составлял около 60% или более. В период зимнего муссона в район КСО поступают преимущественно (в течение примерно 90% времени) воздушные массы из Индии или южной Азии.

Помимо данных наблюдений в КСО, можно было предполагать синхронными данными компонентов радиационного баланса Земли (с погрешностью не более 0,2%) от спутника НАСА CERES для изучения РБЗ и облачного покрова. Все эти данные были использованы также для обоснования аэрозольно-радиационной модели атмосферы. В работе [63] выполнено сравнение этой модели с наблюдаемыми значениями RF. Зимой для атмосферы в рассматриваемом регионе тропиков Индийского океана в северном полушарии характерно наличие высокого содержания различных типов антропогенного аэрозоля (сульфатного, нитратного, органического, сажевого и частиц пепла), поступающего с Азиатского континента. Именно это обусловило уменьшение коротковолнового RF при ясном небе на уровне подстилающей поверхности в периоды зим 1998 и 1999 гг. в пределах $12\text{--}30$ Вт/м², хотя на уровне верхней границы атмосферы подобное уменьшение составило лишь $4\text{--}10$ Вт/м². Такого рода расхождение величин RF на уровне подстилающей поверхности свидетельствует о том, что аэрозоль в тропической атмосфере может порождать существенное замедление круговорота воды. Важный факт, установленный в результате анализа ледяных кернов для Западной Европы, состоит в выводе о том, что после 1850 г. концентрация «черного углерода» выросла в три раза.

Особый интерес был проявлен к антропогенному сульфатному аэрозолю (имеется в виду наличие данных, свидетельствующих о тенденции роста концентрации СА в атмосфере, обусловленной усилением хозяйственной деятельности человека [61]). Было показано, что при фиксированной влажности облаков их оптические толщины возрастают пропорционально $N_d^{1/3}$ и, с другой стороны, – аэрозоль ограничивает образование капель, которые могут выпадать в виде дождя, так как при уменьшении размеров капель и росте счетной концентрации ослабевают процессы столкновений и слияния капель.

Как уже отмечалось выше, обусловленное аэрозолями влияние на радиационное возмущающее воздействие, которое осуществляется в результате изменения оптических свойств облаков, принято называть «косвенным». Именно с этим пока что мало изученным фактором связаны наиболее серьезные неопределенности оценок «аэрозольного» RF, кото-

рое может быть наиболее важной причиной отрицательного RF, противодействующего «парниковому» потеплению.

Л. Ротстайн [61] получил новые оценки косвенного воздействия аэрозоля на климат на основе использованной разработанной в Научно-исследовательском центре Австралии (CSIRO) 18-уровневой спектральной глобальной модели климата на сетке примерно $3,2^\circ$ широты \times $5,6^\circ$ долготы. Важной особенностью модели является использование детально физически обоснованной схемы параметризации образования облаков с учетом косвенного воздействия антропогенного аэрозоля на RF через изменение счетной концентрации капель и микроструктуры облаков, а также времени жизни недождящих облаков.

Изменение N_d задано по данным о зависимости N_d от средних месячных значений концентрации сульфатов, пространственное распределение которых вычислено с использованием глобальной модели GRANTOUR переноса сульфатов с учетом химических процессов. Антропогенными источниками соединений серы в этой модели служат выбросы SO₂ за счет сжигания ископаемых топлив и биомассы. Природно обусловленные источники включают биогенные выбросы: океаном (DMS), почвами (DMS, H₂S), растительным покровом (H₂S) и вулканические выбросы (H₂S, SO₂). Влияние антропогенно обусловленных изменений N_d принято во внимание при расчетах осадков (это позволяет оценить влияние изменений и «времени жизни недождящих облаков» за счет СА) и эффективного радиуса облачных капель r_e (это важно для вычисления переноса коротковолновой и длинноволновой радиации).

Расчетные значения r_e для современных условий хорошо согласуются с результатами восстановления r_e по данным спутниковых измерений яркости облаков, хотя модельные результаты несколько занижают контрасты «суша–океан» и между полушариями по сравнению с наблюдаемыми. Оценка среднеглобального суммарного косвенного аэрозольного RF дала значение, равное $-2,1$ Вт/м², включающее длинноволновое RF, составляющее $+0,1$ Вт/м² (по-видимому, это значение несколько занижено). Влияние СА на облака проявляется как увеличение количества облаков на 1%, рост влажности облаков на 6% и уменьшение эффективного радиуса капель на 7%.

Специальные численные эксперименты продемонстрировали, что изменения суммарного косвенного RF за счет изменений r_e и времени жизни облаков соответственно равны $-1,2$ и -1 Вт/м². Результаты вычислений свидетельствуют о том, что RF зависит также от соотношения между выбросами сульфатов и N_d , от вертикального распределения СА и некоторых других факторов, но в каждом из этих отдельных случаев RF, обусловленное изменениями времени жизни недождящих облаков, составляет не менее 25% от суммарного RF, что указывает на важность учета этого фактора при оценках косвенного воздействия антропогенного аэрозоля на климат.

Поскольку субмикронные частицы сульфатного и других типов антропогенного аэрозоля могут функционировать как облачные ядра конденсации, то, как уже отмечалось, возможным следствием воздействия аэрозоля на жидкокапельные облака оказывается увеличение счетной концентрации капель N_d . В предшествующих экспериментах с использованием моделей общей циркуляции (МОЦ) получены оценки влияния связанного с увеличением N_d роста оптической толщины облаков как косвенного воздействия антропогенного аэрозоля на оптические свойства облаков и климат. Существует, однако, возможность другого косвенного воздействия, состоящего в подавлении осадков, обусловленном увеличением N_d . Анализу подобного воздействия до сих пор не уделялось достаточного внимания, хотя уже более 30 лет тому назад данные наблюдений зарегистрировали спад осадков за счет антропогенно обусловленного увеличения N_d .

На основе использования 18-уровневой спектральной МОЦ при низком (R21) горизонтальном разрешении Л. Ротстайн и др. [62] сделали расчеты с целью оценки косвенного воздействия антропогенного аэрозоля, имея в виду оба упомянутых эффекта. Использованная интерактивная модель системы «атмосфера–океан» (с учетом перемешанного слоя океана) предусматривает реалистическую параметризацию динамики слоистых облаков, а также учет взаимодействия облачности и радиации. Наиболее существенная особенность равновесной реакции осадков на обусловленное антропогенным аэрозолями воздействие проявляется как смещение на юг экваториальной полосы осадков. Можно пред-

положить, что это обусловлено тепловой асимметрией северного и южного полушарий при понижении температуры поверхности океана (ТПО).

Обоснованность подобного предположения подтверждают два численных эксперимента с заданием различных полей ТПО. В одном из этих экспериментов использовано наблюдаемое поле ТПО, а во втором случае ТПО в северном полушарии увеличена на 1 К с целью имитации условий, существовавших в доиндустриальную эпоху. Согласно первому эксперименту имеет место смещение на юг экваториальной полосы осадков по сравнению с ее положением, соответствующим второму эксперименту, т.е. возникает эффект, аналогичный обусловленному антропогенным аэрозолем. Используемая МОЦ определяет чувствительность среднеглобальной приземной температуры воздуха к удвоению концентрации CO_2 , равную 3,6 К, тогда как похолодание за счет аэрозоля составляет 2,9 К (это соответствует радиационному возмущающему воздействию, равному $-2,6 \text{ Вт/м}^2$).

В контексте изучения различных климатообразующих факторов за последние годы значительно возрос интерес к анализу воздействий атмосферного аэрозоля и малых газовых компонентов (МГК) на микрофизические процессы в облаках (в том числе – роли понижения упругости водяного пара над облачными каплями, обусловленного поверхностно активными веществами [24]). Привлек, в частности, внимание вопрос о влиянии таких МГК, как газообразная азотная кислота и аммиак, проявляющемся через посредство активации роста облачных ядер конденсации. В этой связи В. Хегт [32] предпринял численное моделирование влияния поглощения NH_3 и HNO_3 частицами аэрозоля на активацию ОЯК, послужившее дальнейшим развитием аналогичных исследований, выполненных ранее.

Типичная микроструктура атмосферного аэрозоля характеризуется наличием субмикронного кислотного компонента (аккумуляционной моды) и грубодисперсной щелочной моды (морской солевой аэрозоль над океаном и щелочной пылевой аэрозоль на суше). Поглощение HNO_3 обусловлено главным образом частицами грубодисперсного щелочного аэрозоля и, поскольку такого рода частицы имеют первоначальные достаточно большие размеры, чтобы функционировать как ОЯК, влияние поглощения HNO_3 может быть лишь минимальным как фактор счетной концентрации ОЯК. Поэтому особого внимания требует анализ влияния NH_3 на частицы кислотного аэрозоля.

Расчеты для умеренно загрязненных облаков на суше и относительно чистых морских слоисто-кучевых облаков показали, что над морем может происходить значительная трансформация микрофизических процессов в облаках под воздействием поглощения NH_3 частицами, проявляющаяся в существенном изменении микроструктуры и, соответственно, – альbedo облаков. Результаты численного моделирования свидетельствуют о том, что влияние поглощения МГК частицами аэрозоля на альbedo облаков оказывается сравнимым с воздействием за счет значительных изменений счетной концентрации частиц крупнодисперсного аэрозоля. Этот вывод отображает необходимость существенной ревизии имеющихся представлений о механизмах косвенного (через изменение микрофизических и оптических свойств облаков) влияния аэрозоля на климат.

Обычно в качестве оптического параметра, описывающего рассеяние и поглощение радиации аэрозолем при численном моделировании климата, используют альbedo однократного рассеяния, а количество аэрозоля в атмосфере определяется заданием его выбросов с учетом масштабов использования ископаемых топлив. Подобный подход связан с принятием ряда предположений, следствием чего оказывается (пока еще не оцененная количественно) завышенность аэрозольно обусловленного радиационно возмущающего воздействия.

Т. Ронд и Р. Чарлсон [60] предложили новый подход к определению RF, основанный на учете поглощения радиации аэрозолем по данным прямых измерений. Введенная для этого величина Q_{abs} сечения поглощения, рассчитанная на единицу времени ($\text{м}^2/\text{с}$), может быть непосредственно использована в моделях диффузии и переноса для предвычисления трехмерного нестационарного распределения поглощения аэрозолем радиации в видимой области спектра. Величина $Q_{\text{abs}} = Q_f EF_{\text{pm}} F_{\text{fine}} F_{\text{abs}} a_{\text{abs}}$, где Q_f – количество потребленного топлива; EF_{pm} – коэффициент выбросов (количество аэрозоля, рассчитанное на единицу массы использованного топлива); F_{fine} – число частиц диаметром меньше 1 мкм

(более крупные частицы не учитываются, поскольку они быстро выпадают); F_{abs} – доля частиц аэрозоля, поглощающих радиацию.

Произведение первых четырех сомножителей определяет величину выбросов поглощающего аэрозоля (главным образом – элементного углерода). Оценки глобальных выбросов дали значения в пределах 1,9–8,3 Тг/год. Величина a_{abs} – коэффициент поглощения.

Б. Лангман и др. [46] получили оценки воздействия сульфатного аэрозоля на климат с учетом неоднородности глобального распределения газов-предшественников СА (возникающего в результате газофазных реакций) на основе комбинированного применения разработанной в Институте метеорологии Общества Макса Планка (Гамбург) модели регионального климата (HIRAM) и усовершенствованной модели EURAD переноса в атмосфере с учетом химических реакций. Рассматриваемая модель позволяет воспроизвести прямое изменение коротковолнового радиационного возмущающего воздействия за счет сульфатного аэрозоля, так и косвенное влияние на RF через обусловленное СА изменение микрофизических и оптических свойств облаков.

Полученные в работе [46] данные отображают наличие сильного воздействия результатов предвычисления количества облаков на климат и, таким образом, – необходимость тщательного учета динамики облачности при оценках как прямого, так и (в особенности) косвенного влияния СА на климат. Один из интересных выводов состоит в том, что на Европейском континенте около одной трети (33% летом и 56% зимой) вклада воздействия СА на RF приходится на долю природного СА (диметилсульфида и вулканического аэрозоля). Важное значение климатообразующего фактора имеет дальний перенос первичных и вторичных загрязняющих компонентов атмосферы.

За последние годы были высказаны различные предположения относительно возможных механизмов стабилизации глобального климата за счет обратной связи, обусловленной аэрозолем биогенного происхождения. Так, например, Г. Шоу [66, 67] обосновал механизм, согласно которому биогенные частицы сульфатного аэрозоля могут порождать рост альbedo системы «подстилающая поверхность–атмосфера» и, соответственно, – похолодание климата, которое компенсирует повышение температуры поверхности океана и связанное с этим усиление выбросов диметилсульфида океаном.

Подобная (и аналогичные другие) гипотезы стабилизации климата исходят из предположений об «активном» участии биоты в форме реакции, проявляющейся как увеличение роста выбросов DMS по мере повышения ТПО или ослабление солнечной радиации, а также из наличия положительной корреляции между усилением выбросов DMS и повышением концентрации сульфатного аэрозоля (общей концентрации или только концентрации ядер конденсации), что не было отчетливо подтверждено данными наблюдений. В. Раманатан и В. Коллинс предложили альтернативный «механизм термостата», не использующий предположение о биогенном сульфатном аэрозоле, но основанный на том факте, что ТПО никогда не поднимается выше 302 К. На этом основании был сделан вывод о регулирующем тропический климат влиянии перистых облаков, образующихся в верхней части системы проникающей конвекции.

Г. Шоу и др. [67] предприняли обоснование новой гипотезы, согласно которой стабилизирующий климат контур обратной связи функционирует за счет биогенной серы, «заквашиваемой» посредством проникающей конвекции во внутритропической зоне конвергенции из морского пограничного слоя атмосферы в среднюю и верхнюю тропосферу. Частицы аэрозоля, образуемые из соединений серы в свободной тропосфере, опускаются затем в МПСА, где они воздействуют на процесс образования облачности, функционируя как ЯК, наличие которых благоприятствует росту концентрации облачных капель. Связанное с этим повышение альbedo облаков приводит к уменьшению поглощенной океаном солнечной радиации и, следовательно, к понижению ТПО.

При таком сценарии контур обсуждаемой обратной связи состоит в следующем: повышение ТПО → усиление конвекции → рост концентрации ЯК → увеличение концентрации облачных капель и альbedo облаков → спад поглощенной океаном солнечной радиации → понижение ТПО → ослабление конвекции и т.д. Две важные особенности предполагаемого сценария состоят в том, что: 1) интенсивность обратной связи контролируется конвективным переносом биогенной серы в

верхнюю тропосферу (вместо предполагавшегося ранее усиления выбросов серы океаном при глобальном потеплении, т.е. активной роли морской биоты); 2) похолодание у поверхности океана обусловлено повышением альbedo облаков в МПСА, возникающим в результате усиления потока серы за счет конвекции. Поскольку облака нижнего яруса не влияют на парниковый эффект, то альбедный эффект облаков совершенно однозначен. Разумеется, описанный механизм требует верификации путем сравнения с данными наблюдений.

2. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие на климат

Для характеристики климатического воздействия атмосферного аэрозоля чаще всего прибегают к расчетам аэрозольного радиационного возмущающего воздействия. Д. Хэйвуд и К. Шайн [28] выполнили расчеты прямого влияния аэрозоля на использование разработанного Эдвардсом и Слинго спектрального алгоритма (двухпоточное дельта-приближение Эддингтона) для вычислений потоков коротковолновой радиации с учетом 24 спектральных интервалов (это позволяет достаточно адекватно учесть селективное поглощение водяным паром, углекислым газом, озоном и рэлеевское рассеяние). Аэрозольное RF определяется как разность значений коротковолнового радиационного баланса на уровне верхней границы атмосферы с учетом и без учета аэрозоля.

Численное моделирование осуществлено для условий ясного и облачного неба с учетом сульфатного и сажевого аэрозоля в зависимости от варьируемых значений альbedo подстилающей поверхности (от 0 до 1), зенитного угла Солнца и относительной влажности. Микроструктура аэрозоля задана логнормальным распределением. Предполагается, что сульфатный аэрозоль состоит из частиц сульфата аммиака со средним радиусом сухих частиц, равным 0,05 мкм (при дисперсии, составляющей 2,0), и сажевого аэрозоля (САА) – 0,0118 мкм (2,0). Коэффициент экстинкции для сульфатного (сажевого) аэрозоля на длине волны 0,55 мкм равен 5,0 (9,3 м²/г). Альbedo однократного рассеяния для СА задан моделью Лагнера–Родэ, а его общее содержание в толще атмосферы равно 3,2 мгSO₄/м², что соответствует оптической толщине на длине волны 0,55 мкм, составляющей 0,016. При задании пространственной изменчивости СА и САА предполагается постоянство отношения САА/СА. Задано отношение массовой концентрации САА (за счет сжигания ископаемых топлив) и антропогенного СА $M_{c/so_4} = 0,075$, что соответствует оптической толщине (ОТ) сажевого аэрозоля, равной 0,0022 (подчеркнута условность задания всех этих значений).

Вычисления показали, что RF за счет СА максимален над поверхностями с низким альbedo при зенитном угле Солнца более 70°. Вследствие влияния относительной влажности, воздействие СА на RF сильнее, если СА расположен на малых высотах в атмосфере. При альbedo более 0,5 имеют место небольшие положительные значения RF. Оценки аэрозольного RF за счет длинноволновой радиации показали, что оно положительно как для СА, так и САА, но на порядок величины или более меньше коротковолнового RF.

Анализ полученных результатов продемонстрировал, что при учете прямого RF в рамках моделей климата следует принимать во внимание в будущем вариации относительной влажности подсеточного масштаба, а также пространственную корреляцию между облачностью и областями высокой относительной влажности. Используемая ранее параметризация прямого влияния СА на климат посредством эквивалентного изменения альbedo подстилающей поверхности приводит к завышению RF до 2–3 раз (по сравнению с упомянутыми многоспектральными расчетами).

Вклад облачной атмосферы в прямое RF пренебрежимо мал в случае СА, но значителен (усиливая RF), если САА существует внутри облаков или над ними. Важный результат численного моделирования прямого воздействия аэрозоля на климат состоит в том, что при наличии даже небольшого количества сажи (по сравнению с сульфатным аэрозолем) может возникать значительное положительное радиационное возмущающее воздействие (особенно при высоком альbedo поверхности) и, следовательно, влияние аэрозоля будет способствовать не похолоданию, а потеплению климата. В этой связи очень важное значение имеет адекватное задание вертикального профиля концентрации сажевого аэрозоля отно-

сительно слоя облачности. Несомненно исключительная актуальность осуществления комплексных полевых экспериментов для получения реалистических входных параметров для адекватного численного моделирования.

На основе использования уточненных моделей сульфатного и углеродного аэрозоля Д. Хэйвуд и В. Рамасвами [29] получили новые оценки вклада аэрозоля этих двух типов в формирование глобального распределения радиационного возмущающего воздействия. Для расчетов RF (вычисления сделаны только с учетом коротковолновой радиации) применена модель климата R30, разработанная в Лаборатории геофизической гидродинамики Принстонского университета с радиационной параметризацией на основе двухпоточного дельта-приближения Эддингтона (заданы логнормальная микроструктура аэрозоля и значения комплексного показателя преломления).

Расчеты показали, что в случае сульфатного аэрозоля значения альbedo однократного рассеяния практически равны единице во всей коротковолновой области спектра, тогда как для углеродного аэрозоля (УА) они опускаются ниже 0,35, существенно уменьшаясь с ростом длины волны. В обоих случаях коэффициент экстинкции так быстро уменьшается при увеличении длины волны и настолько мал в ИК-области спектра, что отсюда можно сделать вывод о незначительности RF, обусловленного переносом теплового излучения.

Значения RF вычислены как разности коротковолнового радиационного баланса системы «подстилающая поверхность–атмосфера», полученные с учетом и без учета аэрозоля при задании среднего зенитного угла Солнца для вычисления среднемесячных и среднегодового значения RF (численное моделирование выполнено на срок, равный 1 году, при задании годового хода температуры поверхности океана). Среднеглобальное значение RF за счет сульфатного аэрозоля составило –0,8 Вт/м² (соответственно, –1,40 и –0,24 Вт/м²), а рекомендуемое отчетом МГЭИК-95 среднее значение равно –0,40 Вт/м² при погрешности определения с точностью до коэффициента, равного 2.

Поскольку расхождения между рассчитанными значениями RF обусловлены целым рядом причин, конкретные вклады различных факторов оценить трудно. Среднеглобальное значение RF за счет углеродного аэрозоля равно примерно +1,1 Вт/м², но (в силу ряда причин) более реалистичное значение составляет +0,4 Вт/м² при погрешности определения с точностью до коэффициента, равного 3. Поскольку все еще остаются крайне неопределенными данные о микроструктуре и о субмикронной фракции углеродного аэрозоля, целесообразно использовать нормированные (на единицу массы аэрозоля) значения RF в пределах +1,1 до +1,9 Вт/м² (для СА величина RF равна –0,46 Вт/м²).

Глобальное распределение нормированного RF за счет как сульфатного, так и углеродного аэрозоля характеризуется очень сильной пространственной неоднородностью. Важное значение для достоверного определения RF имеют сведения о вертикальных профилях сульфатного и углеродного аэрозоля. Оценки показали, что наиболее значителен вклад в RF сульфатного аэрозоля в нижних слоях атмосферы, где сильно проявляется его зависимость от относительной влажности, тогда как вклад УА наиболее значителен в верхней тропосфере (над облаками). Отсюда следует необходимость надежных вычислений переноса аэрозоля различных типов (с учетом его химической трансформации) и, соответственно, его трехмерного распределения в глобальной атмосфере (требуют, в частности, учета выбросы УА самолетами).

При среднеглобальных значениях RF для СА и УА, соответственно равных –0,8 и +0,4 Вт/м², результирующее RF составит –0,4 Вт/м², если предположить, что смесь аэрозоля двух типов является «внешней» (если, однако, аэрозоли оказываются перемешанными внутренне, то RF должно быть более положительным). Следует также помнить, что реальный атмосферный аэрозоль является гораздо более разнообразным. Неучет этого обстоятельства, а также отсутствие достаточно надежных данных о содержании аэрозоля различных типов, об особенностях вертикальных профилей, влиянии влажности и об оптических характеристиках реального аэрозоля определяют все еще высокую степень неопределенности рассчитанных значений RF.

В соответствии с имеющимися оценками параметра чувствительности климата (чувствительности среднеглобальной среднегодовой приземной температуры воздуха к изменению RF) он составляет (0,65 ± 0,26) К·м²/Вт, и это

означает, что изменение RF порядка нескольких Вт/м² должно породить серьезные изменения климата. Как известно, RF, обусловленное ростом концентрации парниковых газов (включая CO₂, CH₄, N₂O и CFC_s), с 1800 г. равно примерно 2,5 Вт/м². Большую актуальность приобрела поэтому достаточно надежная оценка аэрозольного RF. В этой связи В. Пан и др. [50] предприняли анализ возможных неопределенностей оценок прямого RF, обусловленного сульфатным аэрозолем, расчеты коротковолнового компонента которого дали ранее значения в пределах от 0,28 до 1,3 Вт/м².

Целью подобного анализа является комбинированная оценка неопределенности RF за счет погрешностей совокупности входных параметров (в отличие от чувствительности к изменениям отдельных параметров). Подобная параметрическая неопределенность может быть охарактеризована либо функцией распределения плотности вероятности (PDF), либо средним значением и доверительным интервалом для изучаемой величины при задании возможной изменчивости входных параметров. Структурные различия определяются разностями между средними значениями для всех рассматриваемых моделей. Сравнение параметрической неопределенности и структурного различия может служить для обоснования приоритетности входных параметров.

Для определения параметрической неопределенности применен вычислительно экономичный метод вероятностей колокации второго порядка (PCM), причем рассмотрены четыре различные структурные модели аэрозоля и 13 входных параметров (с заданной вероятной изменчивостью). Главное внимание уделено рассмотрению структурных (модельных) различий за счет варьируемых оптических свойств аэрозоля (например, экстинкции, альbedo однократного рассеяния, фактора асимметрии индикатрисы рассеяния) и погрешностей расчета переноса излучения.

Для вычисления глобально осредненных среднесуточных значений RF за счет антропогенного СА во всей толще атмосферы применены четыре боксовые модели с учетом: 1) наблюдаемых оптических свойств аэрозоля (OCA) на дли-

не волны 0,55 мкм (D1); 2) приближенно рассчитанной зависимости OCA (при заданной микроструктуре) от длины волны (D2); 3, 4) более точно рассчитанных спектральных зависимостей OCA (D3, D4). В модели D1 значения OCA аппроксимированы наблюдаемыми на длине волны 0,55 мкм величинами. В случае D2–D4 вычислены спектральные зависимости OCA на 24 длинах волн (в диапазоне 0,3–4 мкм) при заданной микроструктуре аэрозоля и показателе преломления частиц с учетом зависимости удельного коэффициента экстинкции ψ_e от относительной влажности RH: $\psi_e(\lambda, RH) = \psi_e(\lambda) f_{RH}$. Радиационные потоки рассчитаны по методу удвоения (D1, D2) и с применением более совершенных методов (D3, D4).

Данные табл. 6 характеризуют значения 13 входных параметров и их предполагаемую изменчивость (фактор неопределенности). Десять из перечисленных параметров используются в D1, а 9 – в D2–D4. Предполагается, что все параметры (за исключением r_g , σ_g , RH и H) характеризуются логнормальными распределениями относительно центрального значения. Микроструктура сульфатного аэрозоля также аппроксимируется логнормальным распределением с преобладанием частиц аккумуляционной моды. Изменения относительной влажности описаны β -распределением при среднем значении 75% и дисперсии 13%. Функции распределения вероятности толщины аэрозольного слоя соответствует среднее значение H = 1,5 км при дисперсии, составляющей 1,5 км.

Сопоставление результатов вычислений показало, что PDF для RF, соответствующее моделям D2–D4, согласуется довольно хорошо, но D1, не учитывающая спектральной зависимости OCA, значительно завышает среднее значение RF и соответствующую дисперсию. Важный результат состоит в том, что данные, полученные с применением метода PCM и с помощью требующего больших затрат машинного времени моделирования по методу Монте-Карло – MCM, близки (было осуществлено 10000 испытаний, тогда как в случае PCM оказалось достаточным 55 «прогонов»).

Таблица 6

Центральные значения и факторы неопределенности входных параметров: Q – мощность выбросов серы (10¹² гS/год); Y – доля выбросов сернистого газа, трансформирующегося в сульфатный аэрозоль; t – время жизни аэрозоля (сут); r_g, σ_g – средний геометрический радиус частиц (мкм) и его дисперсия соответственно; β – доля света, рассеянного назад; R_s – альbedo подстилающей поверхности; A_c – количество облаков; T – пропускание перемешанного слоя аэрозоля; H – толщина аэрозольного слоя

Параметр	Q, 10 ¹² гS/год	Y	t, сут	r _g , мкм	σ _g	ψ _e , м ² /г	β	1 – R _s	1 – A _c	T	f _{RH}	RH	H, км
	D1–D4	D1–D4	D1–D4	D2–D4	D2–D4	D1	D1	D1–D4	D1–D4	D1–D2	D1	D2–D4	D2–D4
Центральное значение	71,0	0,5	5,5	0,0488	2,00	5,0	0,3	0,85	0,39	1,76	0,39	β-Распределение	1,42
Фактор неопределенности	1,15	1,5	1,5	1,26	1,16	1,4	1,3	1,1	1,2	1,2	1,2		1,4

Таблица 7

Средние значения, дисперсия и 95%-е доверительные интервалы для обусловленного антропогенным сульфатным аэрозолем радиационного возмущающего воздействия, Вт/м²

Модель	Среднее значение		Дисперсия		Доверительный интервал	
	MCM	PCM	MCM	PCM	MCM	PCM
D1	1,2	1,3	1,0	1,0	0,4–4,2	0,1–4,0
D2	0,41	0,43	0,35	0,33	0,1–1,4	1,1–1,3
D3	0,28	0,28	0,20	0,18	0,1–0,78	1,1–0,71
D4	0,35	0,37	0,25	0,25	0,1–0,99	0,1–1,0

В табл. 7 представлены результаты вычисленных средних значений, дисперсии и 95%-х доверительных интервалов для обусловленного антропогенным аэрозолем RF. Как видно, параметрическая неоднородность заключена в пределах 0,1–4,2 Вт/м² при 95%-м доверительном уровне, тогда как упомянутые выше оценки чувствительности (структурных различий) дали пределы 0,28–1,3 Вт/м². Если исключить модель D1, то эти пределы снижаются до 0,28–0,43 Вт/м², т.е. оказываются значительно более узкими, чем параметрическая неопределенность. Отсюда следует, что главной целью снижения уровня неопределенности оценок должно быть получение адекватных значений входных параметров, но не совершенствование структуры моделей.

Помимо оценок неопределенностей, PDF-анализ позволяет осуществить ранжирование различных факторов с точки зрения их вклада в суммарную изменчивость под влиянием различных неопределенностей. Подобное рассмотрение при-

вело к выводу, что для модели D1 наибольшие вклады принадлежат Y, t, T, ψ_e, RH и β. Для всех остальных моделей ранжирование вкладов остается тем же, за исключением вклада R_s в случае D3–D4, который значительно превосходит вклады R_s, соответствующие моделям D2 и D4. Как видно, наиболее существенные вклады вносят неопределенности выбросов серы, времени жизни аэрозоля и относительной влажности (интересно, что малым оказался вклад размера частиц, что определяет достаточность надежного задания его массовой концентрации). Что касается чувствительности моделей к неопределенностям входных параметров, равной 1%, то, ввиду того что RF имеет отрицательный знак, увеличение всех входных параметров (кроме σ_g и R_s) влечет за собой увеличение RF. Модель D1 наиболее чувствительна к изменениям β, A_c, T, t, тогда как остальные модели – к r_g, A_c и R_s. В работе [50] подчеркнута предварительность рассмотренных результатов, обусловленная спецификой выбора моделей и

характеристик неопределенностей входных параметров, а также возможной корреляцией между отдельными параметрами.

Очень активное обсуждение антропогенных воздействий на глобальный климат было сконцентрировано за последние годы главным образом на оценках антропогенно обусловленных изменений радиационного возмущающего воздействия за счет роста концентрации углекислого газа (и других парниковых газов), порождающего потепление климата, и вызывающего похолодание климата влияния сульфатного аэрозоля (в ряде работ была отмечена необходимость рассмотрения реального разнообразия типов аэрозоля и, соответственно, учета поглощения коротковолновой радиации аэрозолями).

А. Синха и Д. Харрис [69] отметили, что даже при нулевом результирующем среднглобальном RF, не вызывающем изменений среднглобальной приземной температуры воздуха, изменения характеристик климата могут возникать. Это может происходить даже при нулевых локальных значениях RF за счет CO_2 и аэрозоля. С этой целью в работе [69] выполнены расчеты среднглобальной ПТВ с использованием одномерной радиационно-конвективной модели для заданной модели атмосферы, которая предполагает, в частности, наличие облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов при количестве облаков, равном, соответственно, 26, 18 и 20%. Если задать вертикальный градиент температуры в тропосфере, составляющий $-6,5 \text{ K/км}$, то равновесное значение ПТВ будет равно $286,7 \text{ K}$. Рассмотрение возмущенного режима атмосферы предусматривало задание удвоения концентрации CO_2 (с 355 до 710 млн^{-1}) и добавление аэрозоля.

Поскольку глобально репрезентативные данные об аэрозоле отсутствуют, было принято (с учетом данных аэрозольных радиозондирований), что одна треть аэрозоля сосредоточена в верхней тропосфере ($5-10 \text{ км}$), а общее содержание варьировало таким образом, чтобы достичь того же равновесного значения среднглобальной ПТВ ($286,7 \text{ K}$), что и при отсутствии возмущений. Соответствующее значение общего содержания аэрозоля во всей толще атмосферы составило $15,4 \text{ мг/м}^2$, что примерно в четыре раза превосходит современное содержание сульфатного аэрозоля в атмосфере. В этом случае результирующее RF за счет CO_2 и аэрозоля равно нулю ввиду полной взаимной компенсации воздействий ($\pm 3,1 \text{ Вт/м}^2$). Однако вертикальные профили радиационных изменений температуры (лучистых притоков тепла), соответствующие двум равновесным состояниям атмосферы (возмущенному и невозмущенному), оказываются существенно различными. В целом, радиационное выхолаживание усиливается в верхней тропосфере и уменьшается в нижней (при сохранении неизменного значения ПТВ).

Хотя, конечно, одномерная модель не способна адекватно описать влияние динамики атмосферы, ясно, тем не менее, что в условиях возмущенной атмосферы происходит уменьшение статической устойчивости. Это должно повлиять на формирование конвекции, осадков и другие крупномасштабные процессы за счет перераспределения притока тепла, обусловленного радиацией и конвекцией. Аналогичные оценки, относящиеся к балансированию RF за счет роста CO_2 и облачности (с варьируемыми характеристиками), показали, что в этом случае получаются результаты, отличные от относящихся к аэрозолю. Таким образом, в условиях нулевого результирующего RF возможно формирование различных вертикальных профилей притока тепла.

Для оценки такой ситуации, когда имеют место не только нулевые глобальные, но и локальные значения RF, в работе [69] сделаны расчеты осредненных меридиональных профилей радиационного баланса на уровнях тропопаузы и подстилающей поверхности, а также лучистого притока тепла к толще атмосферы для невозмущенной атмосферы и для случая удвоения концентрации CO_2 и добавления аэрозоля в январе и июле. В таком случае RF в июле сравнимо с величиной «невозмущенного» RF в январе. Поэтому содержание аэрозоля в каждой 10° -й широтной зоне изменяется таким образом, чтобы локальное аэрозольное выхолаживание в июле соответствовало локальному потеплению в январе и, таким образом, в каждой широтной зоне среднегодовое значение RF окажется нулевым (как среднее из значений для июля и января).

Однако, несмотря на это, значения радиационного баланса на уровнях подстилающей поверхности и тропопаузы для условий невозмущенной атмосферы и в случае « CO_2 + аэрозоль» оказываются различными. Эти различия не

велики на уровне тропопаузы, за исключением высоких широт северного полушария, где выхолаживание в июле варьирует в пределах от -1 до -2 Вт/м^2 , тогда как в южном полушарии имеет место прогревание той же величины (январский меридиональный профиль является, по определению, зеркальным отображением июльского). На уровне подстилающей поверхности максимальное выхолаживание летом (зимой) достигает в северном (южном) полушариях -4 Вт/м^2 (-6 Вт/м^2).

Таким образом, лучистый приток тепла (радиационный баланс) для толщи атмосферы положителен, достигая в низких широтах максимального значения около $+4 \text{ Вт/м}^2$. Меридиональный профиль разности RF для невозмущенной атмосферы и случая « CO_2 + аэрозоль» характеризуется потеплением (при удвоении концентрации CO_2 и добавлении аэрозоля), достигающим максимальных значений в полосе широт $\pm 35^\circ$ (относительное изменение составляет около 3%) при наличии симметрии относительно экватора (исключая околополярные регионы: прогревание вблизи северного полюса значительно сильнее, чем в регионе южного полюса).

Естественно, что прогревание атмосферы должно вести к ослаблению конвекции и соответствующим последствиям для осадков. Поскольку поддержание неизменного RF (даже при удвоении концентрации CO_2) требует существенного снижения поступления солнечной радиации, обусловленного аэрозолями, то это должно также повлиять на фотохимические процессы и, таким образом, вызвать дальнейшие изменения климата. Спад поступления солнечной радиации к подстилающей поверхности окажет также воздействие на биосферные и криосферные процессы. Летом спад радиационного баланса (с учетом как коротковолновой, так и длинноволновой радиации) составит $3-5 \text{ Вт/м}^2$, а в январе достигнет -6 Вт/м^2 на широте 35° ю.ш. (но возрастет до положительных значений вблизи полюсов). Рассмотренные результаты отчетливо свидетельствуют о том, что нельзя использовать RF в качестве единственного фактора, определяющего изменение климата.

Заключение

Подводя итоги, полезно кратко обсудить результаты разработок в рамках подпрограммы IGAC (Международный проект по изучению химии глобальной атмосферы) Международной геосферно-биосферной программы (IGBP) по проблеме «химия атмосферы, аэрозоль и климат», изложенных в [18]. Во вводной статье Г. Брассера, председателя IGAC, справедливо отмечено, что одна из главных неопределенностей численного моделирования климата связана с трудностями учета прямого и косвенного воздействия атмосферного аэрозоля на климат. Эти трудности обусловлены остающейся слабо изученной сильной пространственно-временной изменчивостью микроструктуры, многокомпонентного химического состава и оптических свойств аэрозоля.

Как показали результаты многих полевых наблюдательных экспериментов (ACE-1, ACE-2, ARM, КЭНЭКС, TARFOX и др.), локальные и даже среднерегionalные значения радиационного возмущающего воздействия за счет аэрозоля могут достигать 20 Вт/м^2 , намного превышая обусловленное аэрозолями среднглобальное RF (порядка нескольких Вт/м^2). Необходимо поэтому дальнейшие серьезные усилия для накопления по данным наблюдений адекватной информации об аэрозоле в глобальных масштабах, которая позволит достаточно надежно оценить прямое воздействие (в том числе антропогенное) аэрозоля на климат. Хотя для решения этой задачи решающее значение имеют данные наблюдений (включая результаты наземного и спутникового дистанционного зондирования), не менее важную роль должны сыграть лабораторные исследования свойств аэрозоля и дальнейшее развитие численного моделирования воздействия аэрозоля на климат. Еще более трудным является учет косвенного воздействия аэрозоля на климат через воздействие частиц аэрозоля как облачных ядер конденсации на физические свойства (особенно альбедо) облаков и протекающие в облачных каплях химические реакции.

Как отметил С. Фуцци, два семейства веществ в жидкой фазе являются ключевыми компонентами химических реакций, протекающих в облачных каплях: соединения серы и органические соединения (особенно слабо изученной остается роль последних). Важный аспект проблемы состоит в существовании зависимости химического состава облачных капель от их размеров. Так, например, учет влияния микро-

структуры облаков приводит к возрастанию скорости трансформации S(IV) в S(VI) в три-четыре раза. Важная сторона дела заключается еще и в том, что до сих пор в этой связи изучались лишь процессы в теплых жидкокапельных облаках, тогда как процессы в холодных кристаллических облаках остаются практически неизвестными.

Д. Хегг детально обсудил в этой связи проблему взаимодействия облаков и аэрозоля, проанализировав роль облаков и осадков как стоков аэрозоля. Четыре главных интерактивных процесса определяют влияние облачности на аэрозоль: 1) вертикальный перенос (это особенно относится к конвективным облакам); 2) вымывание (с участием как капель, так и кристаллов льда), которое происходит с участием различных механизмов; 3) химические процессы в облачных каплях; 4) образование новых частиц аэрозоля в околооблачной среде.

Что касается влияния процесса вымывания, то следующие его особенности являются наиболее существенными: расширение диапазона микроструктуры и спад счетной концентрации аэрозоля; формирование минимума в микроструктуре (по крайней мере в случае неждящих облаков) при размере частиц, соответствующем эффективному максимуму пересыщения (и наименьшему радиусу активации). Наиболее изученным химическим процессом является происходящая в водной фазе трансформация SO₂ в сульфат. Что касается процесса образования новых частиц вблизи облаков, то его значение состоит в том, что он является существенным источником ОЯК.

Г. Германн и др. проанализировали возможные пути трансформации S(IV) в S(VI), рассматривая облака как область многофазной химической трансформации. Химический состав облачных капель изменяется за счет поступления в них растворимых в воде компонентов ОЯК, а также растворения малых газовых компонентов в облачной воде. Расчеты показали, что происходящее в глобальных масштабах окисление S(IV) в тропосферных облаках в 2–5 раз интенсивнее, чем вне облаков (многие детали этого процесса остаются, однако, неизученными). Численное моделирование свидетельствует о том, что наиболее интенсивно окисление с участием перекиси водорода.

М. Фаччини сделал обзор по проблематике органической химии облаков и влияния соответствующих химических процессов на свойства облаков. Согласно первоначальной концептуальной модели облачные капли содержат твердое нерастворимое ядро, окруженное водным раствором органических и неорганических компонентов, которое покрыто органической поверхностной пленкой. Подобная модель характеризует капли как сложные и гетерогенные системы, присутствие в которых органических компонентов оказывает существенное влияние на химические и физические свойства капель. Это относится, в особенности, к протеканию фотохимических реакций в водной фазе и к процессам на границе поверхностей капель и атмосферы. К числу главных растворимых органических компонентов (WSOC) относятся: муравьиная, уксусная и другие легкие карбоксильные кислоты, формальдегид и другие образующиеся из газовой фазы карбонильные соединения, но важное значение имеют также и нерастворимые в воде соединения.

Существенную роль играют и аэрозольные компоненты WSOC – например, недавно обнаруженный в составе проб аэрозоля класс макромолекулярных поликарбоксильных кислот со свойствами, сходными с характерными для гуминовых кислот. Большое внимание привлекли за последние годы исследования вклада органического аэрозоля (особенно поверхностно активного) в ОЯК. Наличие в облаках многих различных классов многофункциональных органических соединений побуждает к радикальным изменениям оценок роли химических процессов в облаках.

М. Барт обсудил проблему параметризации влияния облаков на МГК в численных моделях в контексте учета следующих трех процессов: 1) химические процессы внутри и вне облачных капель; 2) влияние аэрозоля на химические процессы в водной фазе; 3) микрофизика облаков как пример влияния нехимических процессов на изменения пространственного распределения компонентов химического состава.

К. Нун рассмотрел проблему косвенного воздействия аэрозоля на климат, в частности через посредство изменения радиационных характеристик (прежде всего альбедо) облаков, составляющую один из наиболее острых аспектов исследований климатообразующих факторов. Помимо этого следует также учитывать влияние аэрозоля на процессы

осадкообразования и процессы замерзания в смешанных облаках. Наконец, возможно и влияние аэрозоля на динамические процессы в атмосфере, ответственные за образование и развитие облаков. Принципиально важное обстоятельство состоит в том, что процесс, определяющий в конечном счете косвенное влияние аэрозоля на облака и климат, – образование капель или кристалла льда – осуществляется в масштабах времени порядка секунд при характерных пространственных масштабах порядка микрометров, тогда как конечный результат связанных с этим процессов образования облаков представляет собой явление глобального масштаба. Адекватное описание совокупности такого рода процессов представляет собой задачу предельной сложности, решение которой возможно только на основе тесного сотрудничества между экспериментаторами и специалистами в области численного моделирования.

Отмеченные итоги разработок в рамках IGAC отчетливо свидетельствуют об исключительной сложности процессов в цепочке «аэрозоль–облака–климат». Необходимо целенаправленное осуществление следующих комплексных («сфокусированных») экспериментальных и теоретических исследований. 1) Для достижения более адекватного понимания химических и физических процессов формирования, трансформации и переноса атмосферного аэрозоля (с учетом антропогенных воздействий) как в условиях безоблачной атмосферы, так и в системе «аэрозоль–облака». С учетом полученных результатов должны быть обоснованы модели аэрозоля, характеризующие глобальное разнообразие его свойств. 2) Для разработки таких моделей глобального климата, которые окажутся способными реалистически воспроизвести влияние аэрозоля на климат с учетом реального разнообразия его свойств. В этой связи важно проанализировать роль и возможности учета «интерактивных» аспектов проблемы. Это относится, например, к учету сульфатного аэрозоля (при интерактивном описании глобального круговорота серы), к взаимодействию аэрозоля и облаков.

1. Кондратьев К.Я. Современные изменения климата и определяющие их факторы // Итоги науки и техники. Метеорол. и климатол. М.: ВИНТИ, 1977. Т. 4. 203 с.
2. Кондратьев К.Я. Радиационные факторы современных изменений глобального климата. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 280 с.
3. Кондратьев К.Я. Стратосфера и климат // Итоги науки и техники. Метеорол. и климатол. М.: ВИНТИ, 1981. Т. 6. 223 с.
4. Кондратьев К.Я. Радиационный баланс Земли, аэрозоль и облака // Итоги науки и техники. Метеорол. и климатол. М.: ВИНТИ, 1983. Т. 10. 315 с.
5. Кондратьев К.Я., Биненко В.И., Жвалев В.Ф., Иванов В.А., Тер-Маркарянц Н.Е. Пылевой аэрозоль и протяженная облачность: их влияние на радиационный режим и климат // Бюлл. ВМО. 1983. Т. 32. N 2. С. 132–139.
6. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И. Парниковый эффект атмосферы и климат // Итоги науки и техники. Метеорол. и климатол. М.: ВИНТИ, 1984. Т. 12. 264 с.
7. Кондратьев К.Я. Проблемы климата и роль радиационных исследований // Достижения в области гидрометеорологии и контроля природной среды. Л.: Гидрометеоздат, 1987. С. 57–97.
8. Кондратьев К.Я. Взаимодействие «аэрозоль–облака–климат». Ч. I. Аэрозоль // Оптика атмосфер. и океана. 1992. Т. 5. N 3. С. 317–323.
9. Кондратьев К.Я. Взаимодействие «атмосфера–облака–климат». Ч. II. Облака // Оптика атмосфер. и океана. 1992. Т. 5. N 3. С. 324–335.
10. Кондратьев К.Я., Биненко В.И., Мельникова И.Н. Поглощение солнечной радиации облачной и безоблачной атмосферы // Метеорол. и гидрол. 1996. N 3. С. 14–23.
11. Кондратьев К.Я. Экодинамика и геополитика. Т. 1. Глобальные проблемы. Изд. СПб. НЦ РАН, 1999. 1036 с.
12. Кондратьев К.Я., Биненко В.И. О радиационном возмущающем воздействии облаков и аэрозолей // Метеорол. и гидрол. 2000. N 1. С. 33–41.
13. Кондратьев К.Я., Демирчан К.С., Балюнас С., Адаменко В.И., Бомер-Кристиансен С., Идсо Ш.Б., Кукла Д., Постментьер Э.С., Сун В. Изменения глобального климата: концептуальные аспекты. НИЦЭБ РАН. 2001. 125 с.
14. Кондратьев К.Я., Демирчан К.С. Глобальный климат и Протокол Киото // Вестн. РАН. 2001. N 11. С. 1002–1009.
15. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 1. Физические свойства и химический состав // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15. N 2. С. 123–146.
16. Пененко В.В., Курбацкая Л.И. Исследования динамики «острова тепла» с учетом взаимодействия радиационных процессов с аэрозолями // Оптика атмосфер. и океана. 1998. Т. 11. N 6. С. 581–585.
17. Сун В., Балюнас С., Демирчан К.С., Кондратьев К.Я., Идсо Ш.Б., Постментьер Э.С. Влияние антропогенных выбро-

- сов CO₂ на климат: нерешенные проблемы // Изв. Рус. геогр. о-ва. 2001. Т. 133. Вып. 2. С. 1–19.
18. *Atmospheric chemistry, aerosols and climate* // IGACTiv. Newslett. 2001. N 23. 23 p.
 19. *Bahrmann C.P., Saxena V.K.* Influence of air mass history on black carbon concentrations and regional climate forcing in southeastern United States // *J. Geophys. Res. D.* 1998. V. 103. N 19. P. 25153–25161.
 20. *Brasseur G., Pczenny A.* Global Atmospheric Chemistry // IGACTiv. Newslett. 2001. N 46. P. 7–9.
 21. *Charlson R.J., Seinfeld J.H., Kulmala M., Laaksonen A., Facchini M.C.* Reshaping the theory of cloud formation // *Science.* 2001. V. 292. P. 2025–2026.
 - 21a. *Chuang C.C., Penner J.E., Taylor K.E., Grossman A.S., Walton J.J.* An assessment of the radiative effects of anthropogenic sulfate // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 3761–3778.
 22. *Conant W.C.* An observational approach for determining aerosol surface radiative forcing: Results from the first phase of INDOEX // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105. N 12. P. 15347–15360.
 23. *Cooke W.F., Liousse C., Cachier H., Feichter J.* Construction of 1°×1° fossil fuel emission data set for carbonaceous aerosol and implementation and radiative impact in the ECHAM4 model // *J. Geophys. Res. D.* 1999. V. 104. N 18. P. 22137–22162.
 24. *Facchini M.C., Mircea M., Fuzzi S., Charlson R.J.* Cloud albedo enhancement by surface-active organic solutes in growing droplets // *Nature. (Gr. Brit.).* 1999. V. 401. P. 257–259.
 25. *Feichter J., Lohmann U., Schult I.* The atmospheric sulfur cycle in ECHAM-4 and its impact on the shortwave radiation // *Clim. Dyn.* 1997. V. 13. N 4. P. 235–246.
 26. *Ghosh A.B., Bose S., Sharma M.C., Gera B.S.* Greenhouse gases, aerosol, solar flux, dynamics and their comparison with COSMIC // *Indian J. Radio and Space Phys.* 2000. V. 29. N 1. P. 41–46.
 27. *Hansen J., Sato M., Lacis A., Ruedy R.* The missing climate forcing // *Phil. Trans. Roy. Soc. London. B.* 1997. V. 352. P. 231–240.
 28. *Haywood J.M., Shine K.* Multi-spectral calculations of the direct radiative forcing of tropospheric sulphate and soot aerosols using a column model // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 1997. V. 123. Part A. N 543. P. 1907–1930.
 29. *Haywood J.M., Ramaswamy V.* Global sensitivity studies of the direct radiative forcing due to anthropogenic sulfate and black carbon aerosols // *J. Geophys. Res. D.* 1998. V. 103. N 6. P. 6043–6058.
 30. *Haywood J., Boucher O.* Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review // *Rev. Geophys.* 2000. V. 38. N 4. P. 513–543.
 31. *Hegg D.A., Majled R., Yuen P.F., Baker M.B., Larson T.V.* The impacts of SO₂ oxidation in cloud drops and in haze particles on aerosol light scattering and CCN activity // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 101. N 19. P. 2613–2616.
 32. *Hegg D.A.* Impact of gas-phase HNO₃ and NH₃ on microphysical processes in atmospheric clouds // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. N 15. P. 2201–2204.
 33. *Hess M., Koepke P., Schult I.* Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1998. V. 79. N 5. P. 831–844.
 34. *Iacobellis S.F., Frouin R., Somerville R.C.J.* Direct climate forcing by biomass-burning aerosols: impact of correlations between controlling variables // *J. Geophys. Res. D.* 1999. V. 104. N 10. P. 12031–12045.
 35. *IPCC, Climate Change 2001: The Scientific Basis* // J.T. Houghton et al., Eds. Cambridge University Press, 2001. 881 p.
 36. *Jacobson M.Z.* Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols // *Nature. (Gr. Brit.).* 2000. V. 409. P. 695–697.
 37. *James J.D., Harrison R.M., Savage N.H., Allen A.G., Grenfell J.L., Allan B.J., Plane J.M.C., Hewett C.N., Davison B., Robertson L.* Quasi-Lagrangian investigation into dimethylsulfide oxidation in maritime air using a combination of measurements and model // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105. N 21. P. 26379–26392.
 38. *Jones A., Roberts D.L., Slingo A.* A climate model study of indirect radiative forcing by anthropogenic sulfate aerosols // *Nature. (Gr. Brit.).* 1994. V. 370. P. 450–453.
 39. *Kiehl J.T., Schneider T.L., Rasch P.J., Barth M.C., Wong J.* Radiative forcing due to sulfate aerosols from simulations with the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model. Version 3 // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105. N 1. P. 1441–1458.
 40. *Kondratyev K.Ya.* Radiation Processes in the Atmosphere // WMO Monograph. N 409. Geneva, 1972. 214 p.
 41. *Kondratyev K.Ya.* Climate Shocks: Natural and Anthropogenic. New York: John Wiley & Sons, 1988. 296 p.
 42. *Kondratyev K.Ya., Galindo I.* Volcanic Activity and Climate. A. Deepak Publ., Hampton, VA. 1997. 382 p.
 43. *Kondratyev K.Ya.* Multidimensional Global Change. Wiley/PRAXIS. Chichester, U.K. 1998. 761 p.
 44. *Kondratyev K.Ya., Binenko V.I., Melnikova I.N.* Absorption of solar radiation by clouds and aerosols in the visible wavelength region // *Meteorol. and Atmos. Phys.* 1998. V. 65. N. 1–2. P. 1–10.
 45. *Kondratyev K.Ya.* Climatic Effects of Aerosols and Clouds. Springer/PRAXIS. Chichester, U.K. 1999. 264 p.
 46. *Langmann B., Herzog M., Graf H.F.* Radiative forcing of climate by sulfate aerosols as determined by a regional circulation chemistry transport model // *Atmos. Environ.* 1998. V. 32. N 16. P. 2757–2768.
 47. *Li J., Wong G.D., Dobbie J.S., Chylek P.* Parametrization of the optical properties of sulfate aerosols // *J. Atmos. Sci.* 2001. V. 58. N 2. P. 193–209.
 48. *Li Sh.-M., Barrie L.A.* Seasonal variations of methanesulfonate, non-sea-salt sulfate, and sulfur dioxide at three sites in Canada // *J. Geophys. Res. D.* 1996. V. 101. N 2. P. 4165–4173.
 - 48a. *Li X., Christopher S.A., Chou J., Welch R.M.* Estimation of short-wave direct radiative forcing of biomass – burning aerosols using new angular models // *J. Appl. Meteorol.* 2000. V. 39. N 12. P. 2278–2291.
 - 48b. *Liousse C., Penner J.E., Chuang C., Walton J.J., Eddleman H., Cachier H.* A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 19411–19432.
 - 48c. *Lohmann U., Feichter J., Chuang C.C., Penner J.E.* Corrections to predicting the number of cloud droplets in the ECHAM GCM // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 24557–24563.
 - 48d. *Lohmann U., Feichter J., Penner J., Leaitch R.* Indirect effect of sulfate and carbonaceous aerosols: A mechanistic treatment // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 12193–12206.
 49. *Lol M., Srinivasan G., Cubash U.* Implications of increasing greenhouse gases and aerosols on the diurnal temperature cycle of the Indian subcontinent // *Curr. Sci. (India).* 1996. V. 71. N 10. P. 746–752.
 - 49a. *Luria M., Peleg M., Sharf G., Tor-Alper D.S., Spitz N., Ben Ami Y., Gawii Z., Lifschitz B., Yitzchaki A., Seter I.* Atmospheric sulfur over the east Mediterranean region // *J. Geophys. Res. D.* 1996. V. 101. N 20. P. 25917–25930.
 50. *Pan W., Tatang M.A., McRae G.J., Prinn R.G.* Uncertainty analysis of direct radiative forcing by anthropogenic sulfate aerosols // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 21915–21924.
 51. *Penner J.E., Chuang C.C., Grant K.* Climate forcing by carbonaceous and sulfate aerosols // *Clim. Dyn.* 1998. V. 14. P. 839–851.
 52. *Pilinis C., Li X.* Particle shape and internal inhomogeneity effects on the optical properties of tropospheric aerosols of relevance to climate forcing // *J. Geophys. Res. D.* 1998. V. 103. N 4. P. 3789–3800.
 53. *Posfai M., Anderson J.R., Buseck P.R., Sievering H.* Soot and sulfate aerosol particles in the remote marine troposphere // *J. Geophys. Res. D.* 1999. V. 104. N 17. P. 21685–21694.
 54. *Pszenny A., Keene W., O'Dowd C., Smith M., Quinn P.* Sea salt aerosols, tropospheric sulfur cycling and climate forcing // IGACTiv. Newslett. 1998. N 11. P. 6–12.
 55. *Putaud J.-P., Nguyen B.C.* Assessment of dimethylsulfide sea-air exchange rate // *J. Geophys. Res. D.* 1996. V. 101. N 2. P. 4403–4411.
 56. *Qian Y., Giorgi F.* Interactive coupling of regional climate and sulfate aerosol models over eastern Asia // *J. Geophys. Res. D.* 1999. V. 104. N 6. P. 6477–6500.
 57. *Ramanathan V., Rajeev K.* New satellite sensor and field experiment shows aerosols cool the surface // *J. Geophys. Res.* 2001 (in print).
 58. *Reader M.C., Boer G.J.* The modification of greenhouse gas warming by the direct effect of sulphate aerosols // *Clim. Dyn.* 1998. V. 14. N 7–8. P. 593–607.
 59. *Rodhe H.* Clouds and climate // *Nature. (Gr. Brit.).* 1999. V. 401. P. 223–225.
 60. *Rond T.E., Charlson R.J.* Quantifying the emission of light-absorbing particles: Measurements tailored to climate studies // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. N 3. P. 337–340.
 61. *Rotstayn L.D.* Indirect forcing by anthropogenic aerosols: A global climate model calculation of the effective-radius and cloud-life time effects // *J. Geophys. Res. D.* 1999. V. 104. N 8. P. 9369–9380.
 62. *Rotstayn L.D., Ryan B.F., Penner J.E.* Precipitation changes in a GCM resulting from the indirect effects of anthropogenic aerosols // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. N 19. P. 3045–3048.
 63. *Satheesh S.K., Ramanathan V.* Large differences in tropical aerosol forcing at the top of the atmosphere and Earth's surface // *Nature. (Gr. Brit.).* 2000. V. 404. N 6782. P. 60–63.
 64. *Sciare J., Mihalopoulos N., Dentener F.J.* Interannual variability of atmosphere dimethylsulfide in the Southern Indian Ocean // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105. N 21. P. 26369–26377.
 65. *Seinfeld J.H., Flagan R.C.* Aerosol-cloud interactions and indirect forcing // IGACTiv. Newslett. 1999. N 17. P. 9–11.
 66. *Shaw G.E.* Aerosols as climate regulators: A climate-biosphere linkage? // *Atmos. Environ.* 1987. V. 21. P. 985–986.
 67. *Shaw G.E., Benner R.L., Cantrell W., Clarke A.D.* On the regulation of climate: A sulfate particle feedback loop involving deep convection. An Editorial Essay // *Clim. Change.* 1998. V. 39. N 1. P. 23–33.
 68. *Sievering H., Lerner B., Slavich J., Anderson J., Posfai M., Caine J.* O₃ oxidation of SO₂ in sea-salt aerosol water: Size distribution of non-sea-salt during the First Aerosol Characterization Experiment (ACE1) // *J. Geophys. Res. D.* 1999. V. 104. N 17. P. 21707–21718.
 69. *Sinha A., Harries J.E.* Possible change in climate parameters with zero net radiative forcing // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. N 19. P. 2355–2358.
 70. *Taylor J.P., Penner J.E.* Response of the climate system to atmospheric aerosols and greenhouse gases // *Nature. (Gr. Brit.).* 1994. V. 369. P. 734–737.
 71. *Taylor J.P., Glew M.D., Coakley J.A., Jr., Tahik W.R., Platnich S., Hobbs P.V., Ferek R.J.* Effects of aerosols on the radiative properties of clouds // *J. Atmos. Sci.* 2000. V. 57. P. 2656–2670.
 72. *Tegen I., Koch D., Lacis A.A., Sato M.* Trends in tropospheric aerosol loads and corresponding impact on direct radiative forcing be-

- tween 1950 and 1990: A model study // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105. N 22. P. 26971–26990.
73. Twomey S. Aerosols, clouds and radiation // *Atmos. Environ. A* 1991. V. 25. P. 2435–2442.
74. Wendisch M., Heintzenberg J., Bussemer M. Measurement-based aerosol forcing calculations: The influence of model complexity // *Meteorol. Zeitschr.* 2001. V. 10. N 1. P. 45–60.
75. West J.J., Pilinis C., Nenes A., Pandis S.N. Marginal direct climate forcing by atmospheric aerosols // *Atmos. Environ.* 1998. V. 32. N 14–15. P. 2531–2542.
76. Wetzel M.A., Stowe L.L. Satellite-observed patterns in stratus microphysics, aerosol optical thickness, and shortwave radiative forcing // *J. Geophys. Res. D.* 1999. V. 104. N 24. P. 31287–31300.
77. Wyser K., Ström J. A possible change in cloud radiative forcing due to aircraft exhaust // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. N 10. P. 1673–1676.
78. Yu S., Saxena V.K., Wenny B.N., DeLuisi J.J., Yue G.K., Petropavlovskikh I.V. A study of the aerosol radiative properties needed to compute direct aerosol forcing in the southeastern United States // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105. N 20. P. 24739–24750.

K.Ya. Kondratyev. Aerosol as a climate-forming component of the atmosphere. 2. Direct and indirect impact on climate.

An analysis is made of functioning atmospheric aerosol as a climate-forming component of the atmosphere. A special emphasis is made on sulphate aerosols as well as interaction between aerosols and clouds (indirect aerosol climatic impact). It is shown that the problem of the assessments of aerosol climatic impact is still far from being solved. In this context, certain suggestions are made on the prospects of further researches.