

УДК 551.510

© 1990 г.

ХИМИЯ АТМОСФЕРЫ И КЛИМАТ**Кондратьев К. Я.**

Проанализировано влияние химического состава атмосферы на парниковый эффект атмосферы и климат. Обсуждена ведущая роль биосфера в регулировании химического состава атмосферы. Приведены данные о наблюдаемых тенденциях изменения концентрации малых примесей оптически активных компонентов атмосферы и связанных с этим возможных изменениях климата. Кратко охарактеризованы главные свойства атмосферного аэрозоля и дана оценка его климатообразующей роли.

Библиография — 26 ссылок.

ОГЛАВЛЕНИЕ

I. Введение	1587
II. Химия атмосферы и парниковый эффект	1587
III. Тенденции изменения содержания малых газовых компонентов в атмосфере и их влияние на климат	1592
IV. Аэрозоль и климат	1595

I. ВВЕДЕНИЕ

Климат и его изменения определяются сложным взаимодействием компонентов системы «атмосфера — гидросфера — литосфера — криосфера — биосфера» в условиях солнечной радиации как практически единственного источника энергии. Атмосфера играет важную роль в создании парникового эффекта, что обусловлено наличием в ней большого числа оптически активных малых газовых и аэрозольных компонентов (МГАК) [1—13]. Самым существенным климатообразующим компонентом атмосферы являются облака, образование которых связано с МГАК [14]. Этим определяется ключевое значение химических и photoхимических процессов в формировании атмосферы как факторов климатообразования.

Табл. 1 содержит сведения о прямом влиянии различных химических компонентов атмосферы на поглощение ею УФ-радиации, парниковый эффект, photoхимическое образование оксидантов, закисление осадков и коррозию материалов [15]. Разумеется, этот выбор наиболее существенных явлений в атмосфере условен и может изменяться в зависимости от специфики рассматриваемых задач. Важно также учитывать большое число косвенных воздействий (например, влияние галогенуглеродных соединений на содержание озона и т. п.) и существование синергизма, обусловленное взаимодействием между различными химическими процессами в атмосфере и биосфере.

Табл. 2 иллюстрирует влияние различных факторов на формирование химического состава атмосферы [15].

II. ХИМИЯ АТМОСФЕРЫ И ПАРНИКОВЫЙ ЭФФЕКТ

В табл. 3 перечислены малые газовые компоненты (МГК), оказывающие существенное воздействие на формирование парникового эффекта или связанные с этим химические процессы в атмосфере. Рассмотрено 16 различных характеристик этих компонентов [12, 13], проведена оценка степени достоверности имеющихся данных об их источниках, концентрации и тенденциях в ее изменении, продолжительности жизни в атмосфере, химической активности, вкладе в парниковый эффект. До

Таблица 1

Воздействие химических компонентов атмосферы на наиболее существенные явления в ней [15]

Компоненты	Поглощение УФ-радиации	Парниковый эффект	Фотохимическое образование оксидантов	Закисление осадков	Понижение видимости	Коррозия материалов
C (сажа)		+			+	
CO ₂		+			+	
CO		+			+	
CH ₄		+			+	
C _x H _y		+		+	+	
NO _x		+		+	+	
N ₂ O		+			+	
NH ₃ /NH ₄ ⁺		+			+	
SO _x		+			+	
H ₂ S		+			+	
COS						+
Органическая сера						+
Галогенуглероды						+
Другие галогениды						+
Малые компоненты						+
O ₃	+	+	+			

Примечание. Знак плюс означает, что данный компонент воздействует на соответствующее явление.

Таблица 2

Основные факторы воздействия на химический состав атмосферы [15]

Компоненты	Оceans и эстуарии	Болота	Сельскохозяйственные культуры	Дикая растительность	Домашние животные	Дикие животные	Сжигание биомассы	Сжигание бензина	Сжигание угля	Промышленные процессы
C										
CO ₂	+		+				++	++	++	+
CO	+		+				++	++	++	++
CH ₄	+	+	+	++			++	++	++	++
C _x H _y	+		+	++			++	++	++	++
NO _x	+		+	++			+	+	+	+
N ₂ O	+		+	++			+	+	+	+
NH ₃ /NH ₄ ⁺	+	+	+	++			+	+	+	+
SO _x	+	++	+	++			+	+	+	+
H ₂ S	+	++		++						
COS	+	++		++						
Органические продукты	+	++		++						
Галогенуглероды										
Другие галогениды										
Малые компоненты							+	+	+	++

Примечание. Знак плюс означает, что данный фактор влияет на содержание соответствующего компонента.

сих пор имеются существенные пробелы в наших знаниях о круговороте таких важных МГК, как CH₄, CO, N₂O и NO_x. Большую озабоченность вызывает недостаточная надежность сведений о вкладах процессов, связанных со сжиганием ископаемых топлив (при производстве энергии), в выбросы МГК, хотя эти вклады могут достигать 75% по отношению ко всем антропогенным выбросам. Важное значение с точки зрения влияния парникового эффекта на климат имеют дальнейшие исследования климатохимических явлений.

Надежность оценок антропогенных воздействий на химический состав атмосферы и обусловленных ими изменений в окружающей среде сильно ограничена недостаточной изученностью соответствующих физи-

Таблица 3

Значение различных малых газовых компонентов с точки зрения их воздействия на химические процессы в атмосфере и мировой климат [12, 13]

Компонент	Воздействие * на		
	химические процессы	климат	климатохимические явления
Диоксид углерода	0	2	1
Озон	2	2	2
Метан	2	1	1
Монооксид углерода	2	0	1
Гемиоксид азота	2	1	1
Оксиды азота NO и NO ₂	2	0	1
Гидроксил	2	0	1
Трихлорфторметан	2	1	1
Дихлордифторметан	2	1	1
Бромхлордифторметан	2	0	1
Бромтрифторметан	2	0	1
Дисульфид серы	1	0	1
Карбонилсульфид	1	0	1

* Принятые обозначения: 2 — сильное воздействие, 1 — умеренное воздействие, 0 — слабое воздействие.

ческих, химических и биологических процессов. В масштабах времени порядка десятилетия атмосфера, Мировой океан и континенты представляют собой единую систему, причем физические и химические процессы в атмосфере, подверженные усиливающимся антропогенным нагрузкам, играют жизненно важную роль в формировании биогеохимических круговоротов, от которых зависит существование жизни на планете.

Главной особенностью атмосферы является ее гетерогенная природа. Вода во всех ее фазовых состояниях играет в химии атмосферы ключевую роль. Она служит, в частности, источником гидроксила OH (главного участника газофазных реакций) и пероксида H₂O₂ (критически важного окисляющего агента при реакциях между жидкими компонентами). Вода в жидкой фазе (облака и осадки) существенно воздействует на химические превращения различных соединений и круговороты в тропосфере серы, азота, углерода, галогенов и других элементов. Адекватное описание этих круговоротов невозможно без детальных исследований процессов преобразования газа в частицы и роли в этом облаков и осадков.

Изучение гетерогенных химических процессов в атмосфере имеет решающее значение для понимания особенностей формирования биогеохимических круговоротов. Это предполагает: 1) выяснение связи между гомогенными и гетерогенными процессами, определение скоростей газофазных реакций; 2) определение роли гетерогенных процессов в явлениях переноса, физических и химических превращениях, механизмах вымывания, которые обусловливают пространственно-временную изменчивость ключевых компонентов биогеохимических круговоротов (дождящих и недождящих облаков, аэрозоля и др.); 3) выявление вклада гетерогенных процессов как факторов, ответственных за изменения погоды и климата.

Антропогенные воздействия на климат многочисленны и разнообразны. Оставляя в стороне вопросы формирования микро- и мезоклимата, мы обратимся далее к обсуждению глобальных процессов, которые возникают в результате изменений содержания в атмосфере малых газовых и аэрозольных оптически активных компонентов, влияющих на парниковый эффект атмосферы. В этой связи важнейшее значение приобретают проблема возрастания концентрации диоксида углерода в атмосфере и оценка ее воздействия на климат [16].

Потребность в подобной оценке связана с необходимостью: 1) прогноза индустриального развития и его воздействия на биосферу в пред-

стоящие 50—100 лет; 2) выяснения закономерностей глобального круговорота углерода; 3) разработки надежной теории климата. Однако в настоящее время существует много неопределенностей, препятствующих решению этих трех вопросов. Иллюстрацией тому может служить современное состояние проблемы круговорота углерода, характеризующееся противоречивыми оценками вкладов морской и континентальной биоты. Исследования, выполненные за последние 10—15 лет, отчетливо продемонстрировали многочисленность МГАК и значительность их вклада в формирование парникового эффекта [4]. Отсюда вытекает недостаточная надежность прогнозов изменений климата, обусловленных антропогенными воздействиями, на предстоящие 50—100 лет, хотя сама по себе актуальность подобных прогнозов несомнена.

Состав атмосферы в значительной степени определяется процессами, происходящими в биосфере. Поэтому антропогенные воздействия на биосферу, приводящие к изменениям круговорота различных компонентов, существенно влияют на климат [17—19].

В биосфере постоянно происходят синтез и разложение органических веществ. Стабильность химического состава окружающей среды поддерживается благодаря замкнутым круговоротам веществ в биосфере. При малых антропогенных возмущениях биосферных процессов в доиндустриальный период степень компенсации потоков вещества за счет синтеза и разложения в биосфере достигала ~0,01% [17]. Это было обусловлено существованием отобранных природой скоррелированных сообществ живых организмов, состоящих из огромного числа видов. Антропогенное воздействие, связанное с синтезом и разложением органических и индустриальных продуктов, вызывает разбаланс потоков веществ. Это диктует необходимость незамедлительного решения следующих теоретических проблем экологии: 1) выяснение степеней замкнутости круговоротов веществ в условиях невозмущенной биосфера; 2) определение предельных возмущений, не приводящих к необратимым изменениям в биосфере и окружающей среде; 3) получение данных о современном состоянии биосфера и окружающей среды, в частности, о степени замкнутости круговоротов вещества.

Анализ энергетики биосфера позволил установить [17], как распределяются потоки энергии и биогены в организмах в зависимости от размера тела организмов. Оказалось, что 99% биосферного потока энергии усваивается организмами с размерами тела менее 1 см. Высокая степень замкнутости биогеохимических круговоротов возможна, если менее 1% потока энергии используется организмами с размером тела более 1 см. Эти выводы хорошо согласуются с имеющимися эмпирическими данными, которые относятся к естественным сообществам, не возмущенным антропогенным воздействием [17].

Важное значение имеют исследования степени замкнутости круговорота углерода, основанные на изменении изотопного состава углерода в годовых древесных кольцах [18]. Перераспределение углерода может происходить в основном между четырьмя резервуарами: атмосферой, океаном, ископаемым топливом и биосферой. «Утечкой» углерода за пределы этих резервуаров можно пренебречь. Чтобы установить, как изменяется содержание углерода в океане и биосфере, достаточно определить его изменение лишь в одном из этих двух резервуаров. Изменение содержания углерода во втором резервуаре можно найти из уравнения баланса (закона сохранения вещества). Поглощение углерода океаном характеризуется двумя постоянными. Первая определяется физико-химическим сопротивлением поглощения при изменении общего содержания углерода, в том числе в виде бикарбонатов и карбонатов. Вторая постоянная обусловлена сопротивлением поглощения при изменении концентрации только растворенного газа CO_2 и соответствует изменению биологической активности.

Вследствие возникновения буферного эффекта при поглощении основного изотопа ^{12}C и отсутствия этого эффекта при поглощении других изотопов углерода (эффект Болина — Эриксона) указанные две кон-

станты входят в уравнение баланса в разных комбинациях [19]. Это позволяет определить две независимые комбинации констант по изменению содержания изотопов углерода ^{14}C и ^{13}C в древесных кольцах. Кроме того, в расчетах используют эмпирически найденный буферный фактор сопротивления проникновению CO_2 через поверхность раздела атмосферы и океана и известные поправки на фракционирование изотопа ^{13}C . Никаких данных о процессах, происходящих в океане и биосфере, и о структуре последних при этом не требуется.

Согласно имеющимся оценкам [17—19], характеризующимся уровнем достоверности более 70%, выбросы углерода из наземной биоты превосходят выбросы, обусловленные сжиганием ископаемого топлива. Биосферные выбросы поглощаются океаном за счет изменения его биологической активности. Таким образом, содержание углерода в биосфере в целом, включая ее наземную и океаническую части, остается практически неизменным. Изменение же содержания углерода порознь в наземной и океанической частях биосфера и соответствующие этим изменениям потоки углерода через атмосферу значительно превосходят выбросы, связанные со сжиганием ископаемых топлив.

До настоящего времени не учитывалось возможное изменение биологической активности океана и поэтому считалось, что выбросы углерода наземной биотой меньше выбросов за счет ископаемого топлива. Если игнорировать этот фактор, то согласование с уравнением баланса углерода обеспечивается на уровне достоверности меньше 30%. Легко понять, что исследование круговорота углерода требует нового подхода к проблеме антропогенных воздействий на климат.

В исследованиях воздействия на климат возрастающего содержания CO_2 в атмосфере, что должно проявиться в потеплении тропосферы и похолодании стратосферы, до сих пор не учитывались в достаточной мере механизмы обратных связей. Так, например, потепление тропосферы должно влиять на распределение водяного пара, облачности, ветра, осадков, морских льдов и т. д., и заранее отнюдь не ясно, каков будет суммарный эффект соответствующих обратных связей: приведет ли он к взаимной компенсации противоположных тенденций или к усилению воздействия CO_2 . Аналогичная ситуация характерна и для стратосферы, где изменение температурного режима может сказаться на фотохимических процессах и привести, например, к перераспределению такого оптически активного компонента как озон. Пока мы все еще далеки от достаточно полного понимания механизма воздействия CO_2 на климат. Кроме того, атмосфера подвержена воздействию многих других оптически активных малых газовых компонентов (оксидов азота, фреонов и др.) [3—7]. Это вызывает необходимость осуществления следующих мероприятий: 1) надежной параметризации радиационных свойств различных газов и определения их приоритетности в моделях климата (например, нужно учитывать климатические последствия возрастания содержания озона в тропосфере); 2) разработки моделей атмосферы, в которых учтены типичные особенности полей концентрации существенных малых газовых компонентов; 3) длительных наблюдений с целью выявления трендов подобных компонентов; 4) разработки фотохимических блоков моделей климата, применение которых позволит перевести концентрации оптически активных малых газовых компонентов в разряд внутренних переменных таких моделей; 5) продолжения лабораторных исследований с целью уточнения скоростей различных фотохимических реакций и пополнения банка данных по параметрам тонкой структуры спектров поглощения оптически активных компонентов атмосферы; 6) совершенствования моделей климата, применяемых для оценки влияния состава атмосферы на климат посредством интерактивного учета процессов в океане и при наличии ледяного покрова.

III. ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ МАЛЫХ ГАЗОВЫХ КОМПОНЕНТОВ В АТМОСФЕРЕ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА КЛИМАТ

В настоящее время общепризнано, что аномалии радиационного воздействия на атмосферу, обусловленные возрастанием концентрации малых газовых компонентов (МГК) антропогенного происхождения, могут стать доминирующим фактором изменения климата на протяжении десятилетий и более, хотя доказательного причинно-следственного объяснения изменения климата за последние 125 лет еще не существует [20]. Изменения климата в течение нескольких десятилетий могут объясняться, например, внутренней изменчивостью системы «атмосфера — океан — суши — криосфера» вследствие непостоянства теплозапаса океана, морских льдов и ледников.

В связи с изучением «парниковых» МГК важную роль сыграло установление того факта, что вклад ряда многоатомных МГК в усиление парникового эффекта атмосферы в расчете на одну молекулу гораздо больше вклада CO_2 [7]. Так, например, вклад фреонов-11 (CFCl_3) и -12 (CF_2Cl_2) превышает вклад CO_2 в 10^4 раз. Это заставляет обратить серьезное внимание на роль многочисленных МГК в формировании парникового эффекта.

Важное значение имеют результаты исследований влияния возмущений стрatosферного озона на климат тропосферы через посредство радиационно-динамического взаимодействия между стратосферой и тропосферой. Недавно выполненные расчеты свидетельствуют также о том, что увеличение содержания озона в тропосфере способствует формированию парникового эффекта [7].

Численное моделирование показало, что при сохранении в течение нескольких последующих десятилетий существующей скорости роста концентраций многочисленных МГК вызванное этим повышение приземной температуры воздуха (ПТВ) может превзойти потепление, наблюдавшееся в последние сто лет, и вызвать эффект, сравнимый с эффектом роста концентрации CO_2 . Антропогенные изменения стратосферы также могут значительно превзойти десятилетние природные колебания. Расчеты выявили, в частности, зависимость температуры на уровне тропической тропопаузы от концентраций озона и фреонов [6].

На передний план сейчас выдвигается исследование взаимодействия радиационных, химических и динамических процессов, которые определяют, в частности, устойчивость озонового слоя к химическим воздействиям. Радиационно-динамическое взаимодействие тропосферы и стратосферы, а также обмен МГК между ними являются важнейшими аспектами проблемы антропогенных воздействий на климат. Эти вопросы связаны с учетом содержания водяного пара и озона в стратосфере. Возрастающую актуальность приобретают наблюдения за долговременными трендами содержания не только CO_2 , но также O_3 , H_2O и таких МГК, как метан, гемиоксид азота, фреоны и т. д.

В этой связи детально обсуждены различные аспекты проблемы воздействия МГК на климат [20]. Анализ данных о парниковом воздействии МГК показал, что скорость роста воздействия за несколько последних десятилетий возросла в 3—10 раз по сравнению с периодом 1850—1960 гг. Кумулятивное равновесное повышение ПТВ за счет CO_2 и других МГК после 1850 г. должно было к 1960 г. достичь 0,7—2 К при вкладе МГК примерно 30% (неопределенность вызвана главным образом недостоверностью оценки чувствительности климата к радиационным возмущениям). Приближенные расчеты в рамках нестационарной одномерной модели с учетом диффузии в океане показали, что к 1980 г. потепление должно было достичь 0,4—0,8 К (при диапазоне равновесного потепления 0,7—2 К).

Расчеты потепления при различных предположениях о временной динамике содержания МГК привели к выводу, что возможный диапазон повышения ПТВ за период с 1980 по 2030 г. составит 0,8—4,1 К. Таким образом, за 180 лет (с 1850 по 2030 гг.) кумулятивное равновесное по-

тепление может достичь 1,5–6,1 К. Однако благодаря гигантской тепловой инерции океана такое потепление может быть реализовано к 2030 г. лишь на 40–50 %.

Если современная скорость роста концентрации МГК сохранится и в последующие десятилетия, то климатическая система будет во все большей степени переходить в неравновесное состояние. Следует иметь в виду, что хотя целый ряд фреонов (10, 114, 115, 14, 13 В) со временем жизни ~100–500 лет не вносят сейчас заметного вклада в формирование парникового эффекта (этого не произойдет и в ближайшие 50–100 лет), сохранение темпов их выброса может вызвать существенные изменения климата в последующие столетия.

Особого внимания заслуживают проблемы взаимодействия химических, радиационных и динамических процессов в атмосфере, а также вопросы адекватного учета роли океана и облачности как климатообразующих факторов (пока что надежно не определен даже знак облачной обратной связи, а оценки замедляющего воздействия океана колеблются от нескольких десятилетий до столетия). Поскольку для МГК характерна сильная пространственно-временная неоднородность распределения, оценки их воздействия на климат в рамках одномерных моделей следует рассматривать лишь как иллюстративные. Более надежные расчеты могут быть выполнены на основе двух- и трехмерных моделей.

К числу главных вопросов, требующих первоочередного рассмотрения, относятся следующие: 1) выявление роли химических реакций и переноса (адвекций, диффузии) как факторов, определяющих поля концентрации озона, оксидов азота иmonoоксида углерода; 2) учет температурной обратной связи, влияющей на содержание водяного пара и ход химических реакций с участием гидроксила; 3) анализ вклада биогенных источников метана и гемиоксида азота; 4) изучение зависимости содержания водяного пара в стрatosфере от температуры на уровне тропической тропопаузы, поскольку поступление водяного пара в стратосферу происходит главным образом через разрывы тропической тропопаузы.

Решающее значение приобретают регулярные наблюдения за трендами МГК, поскольку до сих пор закономерности пространственно-временного распределения таких, например, важных МГК, как monoоксид углерода, озон и оксиды азота остаются слабо изученными. Несомненно актуальны и прямые измерения радиационных воздействий МГК, которые находят отражение в спектральном распределении коротковолновой и длинноволновой радиации в свободной атмосфере (вплоть до верхней границы оптически активной толщи атмосферы). Продолжает сохранять важное значение наблюдение за изменениями температуры у земной поверхности, в тропосфере и стратосфере. Дальнейшего развития требуют исследования спектральных параметров МГК, от правильного определения которых зависит надежность оценки вкладов МГК в формирование парникового эффекта.

Для повышения достоверности оценок влияния концентрации CO_2 на климат были проанализированы такие внешние факторы его формирования, как концентрации МГК, тропосферного и стратосферного аэрозоля, величина солнечной постоянной, характеристики подстилающей поверхности и объем индустриальных выбросов тепла (главным фактором является концентрация МГК) [11].

В табл. 4 содержатся данные о современных значениях отношения смеси (весовой доли) различных МГК и соответствующих скоростях роста [7]. Важное значение имеет большая скорость роста концентрации метана, но причины ее остаются неясными. Такими причинами могут быть усиливающаяся антропогенная эмиссия (обусловленная ростом населения, расширением рисовых полей, сжиганием растительности и т. п.) и уменьшение концентрации гидроксила (реакция с OH является главным стоком CH_4 в атмосфере). Плохо изучены и факторы, определяющие рост концентрации гемиоксида азота (сжигание ископаемых топлив, денитрификация удобрений и др.). Главными процессами, при-

Таблица 4

Отношения смеси «парниковых» МГК и скорости роста их концентрации [7]

Компонент	Отношение смеси *, млн ⁻¹	Современная скорость роста, % в год
Диоксид углерода	340	0,4
Стратосферный озон	(0,4—10)	0—0,3
Тропосферный озон	(0,02—0,1)	0—0,7
Метан	1,7	1,2
Оксид углерода	0,12	?
Трихлорфторметан	1,9·10 ⁻⁴	5—8
Дихлордифторметан	3,5·10 ⁻⁴	5—8
α,α,α -Трихлорэтан	1,3·10 ⁻⁴	5—8
Фреон-113	0,3·10 ⁻⁴	15—20
Четыреххлористый углерод и др.	1,5·10 ⁻⁴	1—3
Этилен и др. углеводороды	10 ⁻³	?
Гемиоксид азота	0,3	0,2
Оксиды азота	(3·10 ⁻⁵ —0,015)	?
Сероуглерод	0,3·10 ⁻⁴	?
Карбонилсульфид	5·10 ⁻⁴	?
Диоксид серы	1,0·10 ⁻⁴	?
Стратосферный водяной пар	3—5	?

* В скобках указаны возможные пределы изменения отношения.

Таблица 5

Чувствительность приземной температуры воздуха и общего содержания озона к изменениям концентрации МГК

Компонент	Изменение концентрации МГК	Изменение ПТВ, °C	Изменение общего содержания озона, %
Диоксид углерода	330 → 660 млн ⁻¹	1,5—4,5	3,1
Метан	1,7 → 3,4 млн ⁻¹	0,2—0,4	2,1—3,3
Хлоруглеродные соединения	0 → 1,0 млрд ⁻¹ ($CFCl_3$) * 0 → 2,7 млрд ⁻¹ (CF_2Cl_2) * 0 → 1,8 млрд ⁻¹ ($CFCl_3$) ** 0 → 5,0 млрд ⁻¹ (CF_2Cl_2) ** 0 → 1,5 млрд ⁻¹ (CH_3CCl_3) **	0,5 1,0	—3,3— —5,5 —15,7
Гемиоксид азота	0,3 → 0,6 млн ⁻¹	0,3—0,4	—8,7— —10,7
Озон	Удвоение концентрации в тропосфере	0,9	
Вода	3—6 млн ⁻¹ в стратосфере	0,6	

* Постоянные выбросы на уровне 1977 г.

** Удвоенная величина постоянных выбросов на уровне 1983 г.

водящими к повышению содержания оксидов азота в нижней тропосфере, являются, по-видимому, сжигание ископаемых топлив и денитрификация удобрений.

Известны три механизма воздействия МГК на климат: 1) прямое радиационное воздействие; 2) климатохимические взаимодействия (изменения химического состава атмосферы под влиянием МГК); 3) динамически обусловленные обратные связи. Табл. 5 содержит сведения о воздействии роста концентрации различных МГК на глобально усредненные значения приземной температуры воздуха (ПТВ) и на содержание озона. Эти данные получены с помощью одномерных моделей [7]. Хотя при численном моделировании климата влияние тропосферного аэрозоля, как правило, не учитывают, однако следует иметь в виду, что он способен уменьшить поступление солнечной радиации к земной поверхности на 5 Вт/м² и увеличить поступление длинноволновой радиации на 3,5 Вт/м², что сравнимо с эффектом удвоения концентрации CO₂. Существенная неопределенность оценок антропогенных воздействий на климат связана с отсутствием надежных данных о параметрах образования облаков.

Таблица 6

Возможное повышение приземной температуры воздуха за счет CO_2 и других МГК [11]

Компонент	Повышение ПТВ, $^{\circ}\text{C}$	
	1950—1980 гг.	1980—2010 гг.
CO_2	0,25	0,39
$\text{CO}_2 + \text{NO}_x + \text{CH}_4 + \text{NO}_2 + \text{O}_3 + \text{хлор-углеродные соединения}$	0,50	0,80

В табл. 6 показано, на сколько может повыситься ПТВ под действием CO_2 и других МГК [11]. Расчеты выполнены при заданных фиксированных значениях относительной влажности, высоты верхней границы облаков и альбедо ледяного покрова. Аналогичное исследование описано в [2].

IV. АЭРОЗОЛЬ И КЛИМАТ

Атмосферный аэрозоль является продуктом сложной совокупности химических и физических процессов. Вследствие сложности этих процессов и относительно короткого времени жизни аэрозоля его химический состав и физические характеристики очень изменчивы [4]. Эта изменчивость настолько велика, что пока еще невозможно дать достаточно достоверную оценку общего баланса аэрозолей различных типов. Имеющиеся оценки мощности глобальных источников природного и антропогенного аэрозоля являются сугубо ориентировочными.

Несомненно, однако, что оценки, относящиеся к антропогенному аэрозолю, более достоверны (особенно трудно оценить концентрацию природного аэрозоля в малодоступных районах Мирового океана и континентов). Отсюда вытекает малая достоверность данных о соотношениях между природным и антропогенным аэрозолем, хотя в глобальных масштабах несомненно проявляется воздействие хозяйственной деятельности человека на круговороты серы и азота.

В зависимости от состава или источников можно выделить следующие типы природного аэрозоля: 1) продукты испарения морских брызг; 2) поднятая ветром в атмосферу минеральная пыль; 3) вулканический аэрозоль (как непосредственно выброшенный в атмосферу, так и образовавшийся за счет газофазных реакций); 4) частицы биогенного происхождения (как непосредственно выброшенные в атмосферу, так и образовавшиеся в результате газофазных реакций); 5) дымы от сгорания биоты на суше; 6) продукты природных газофазных реакций (например, сульфаты, которые образуются из восстановленной серы, поступающей с поверхности океана).

Аналогично можно назвать несколько типов антропогенного аэрозоля: 1) непосредственные промышленные выбросы (например, частицы сажи, дыма, дорожной пыли и др.); 2) продукты газофазных реакций. Целесообразно, помимо этого, различать тропосферный и стратосферный (преимущественно вулканический) аэрозоли. Аэрозоль может образовываться в газофазных реакциях за счет следующих процессов: 1) однородная гомомолекулярная нуклеация (образование новых устойчивых жидких или твердых мельчайших частиц в газовой фазе при наличии лишь одного газового компонента); 2) однородная гетеромолекулярная нуклеация (аналогичный процесс, в котором участвуют два или более газов); 3) гетерогенная гетеромолекулярная конденсация (рост уже существующих частиц за счет адсорбции газа).

Исключительно сложны и пока еще плохо изучены фотохимические и химические реакции, которые ответственны за первоначальную трансформацию «высоколетучего» газа в газовый компонент, служащий источником образования аэрозоля. По-видимому, наиболее существенны

следующие процессы: 1) реакции сернистого газа с радикалами гидроксила, приводящие в конечном счете к образованию молекул серной кислоты и сернокислотного аэрозоля; 2) реакции неметановых углеводородных соединений с озоном и (или) радикалами гидроксила с образованием альдегидов, спиртов, карбоновых и дикарбоновых кислот (как правило, вторичные продукты этих реакций взаимодействуют с оксидами азота, что приводит к образованию органических нитратов). Очень важную роль в химии атмосферы играют озон и радикалы HO и HO_2 , которые прямо или косвенно являются продуктами фотохимических реакций (именно поэтому газофазные процессы образования частиц характеризуются обычно сильным суточным ходом).

К числу важнейших типов атмосферного аэрозоля принадлежат частицы органических соединений. Разнообразие органических соединений, выбрасываемых в атмосферу, настолько велико и эти соединения участвуют в столь большом числе реакций, что исследования органического аэрозоля наталкиваются на исключительные трудности. Весьма значительна концентрация в атмосфере сажевых частиц, достигающая над океанами средних значений около $0,5 \text{ мкг}/\text{м}^3$, что сравнимо с концентрацией минерального аэрозоля. По-видимому, органический аэрозоль имеет в равной степени природное и антропогенное происхождение, причем примерно половина природного аэрозоля приходится на долю океана.

Воздействие аэрозоля на различные процессы (например, перенос излучения определяется, как правило, сложной совокупностью химических и физических процессов, на протекание которых существенное влияние оказывает размер частиц аэрозоля. Для адекватного описания реального аэрозоля необходимо комплексное определение его различных характеристик. Чаще всего определяют массовую концентрацию аэрозоля, но именно эта характеристика наименее информативна, поскольку ничего не говорит о его источниках, составе и возможных воздействиях.

Круговороты аэрозоля тесно связаны процессами обращения влаги в атмосфере: облака и осадки играют важную роль в образовании, трансформации и удалении аэрозоля из атмосферы, а аэрозоль, в свою очередь, существенно влияет на микрофизические процессы в облаках. Отнюдь не случайным совпадением является тот факт, что в большинстве районов земного шара время жизни аэрозоля в нижней и верхней тропосфере составляет 1—2 недели, а водяного пара — 10 суток. Невозможно получить достаточно полное представление о процессах образования и трансформации аэрозоля, не имея надежной информации о физике и химии облаков. Решающее значение приобретают в связи с этим исследования механизма нуклеации.

Имеются вполне обоснованные опасения, что антропогенное возрастане содержания аэрозоля может оказывать воздействие на климат в результате изменения как радиационного режима Земли, так и гидрологического цикла. Хотя имеются многочисленные свидетельства дальнего распространения природного и антропогенного аэрозоля от мест его образования, все еще отсутствует надежная информация, которая подтверждала бы наличие связи между хозяйственной деятельностью человека и трендом возрастания содержания аэрозоля в глобальных масштабах. Сильная пространственно-временная изменчивость характеристик аэрозоля затрудняет выделение антропогенного компонента, что может стать возможным лишь после установления причин подобной изменчивости путем осуществления широкой программы комплексных исследований атмосферного аэрозоля.

Главным способом воздействия аэрозоля на климат является его влияние на перенос коротковолновой и длинноволновой радиации. Кроме того, изменения климата способны порождать региональные и глобальные изменения содержания и состава аэрозоля в атмосфере [4]. Помимо прямых радиационных эффектов, вызванных воздействием аэрозоля, следует принимать во внимание косвенные эффекты, связанные

ные, например, с изменением микрофизических характеристик облаков. Сильная изменчивость пространственного распределения и свойств аэрозолей различного происхождения (ветровая эрозия почвы, вулканические извержения, морские брызги, лесные пожары, биосферные и антропогенные источники, газофазные реакции и т. д.) и неполнота наблюдений не позволяют получить надежную картину распределения аэрозоля в глобальном масштабе. Оптические свойства аэрозоля зависят от его концентрации, микроструктуры и комплексного показателя преломления.

При рассмотрении радиационных эффектов аэрозоля удобно пользоваться четырьмя параметрами: отношениями поглощательной способности частиц в коротковолновой области излучения к обратному рассеянию и к длинноволновой излучательной способности, а также альбедо подстилающей поверхности и высотой солнца. Первостепенными следует признать следующие задачи: 1) разработку реалистических моделей аэрозоля, пригодных для изучения чувствительности климата к аэрозольным эффектам; 2) создание схем параметризации переноса излучения и оценку радиационных эффектов аэрозоля в упомянутых моделях; 3) применение схем параметризации в моделях климата для оценки радиационных эффектов; 4) разработку средств получения в глобальном масштабе информации об аэрозоле (с этой целью рекомендуется подготовить проект программы глобального мониторинга аэрозоля).

Особый интерес представляют исследования вулканического аэрозоля, поскольку вулканические извержения можно рассматривать как природный «эксперимент», допускающий реальную проверку моделей воздействия на климат [6, 7, 9, 10]. В связи с этим было бы важно предпринять подготовку (на международной основе) специальной программы наблюдений, приуроченных к очередному крупному вулканическому извержению с целью всестороннего документирования климатических последствий и других сопутствующих явлений.

Лишь в самое последнее время предприняты первые попытки использования сложных трехмерных моделей климата для оценки климатообразующей роли аэрозоля. Интересным примером этого направления численного моделирования климата является работа [21].

Обычно наличие в тропосфере фонового природного аэрозоля не учитывают при численном моделировании общей циркуляции атмосферы (ОЦА), хотя расчеты показывают, что аэрозоль вызывает уменьшение коротковолнового баланса на уровне подстилающей поверхности на $5,0 \text{ Вт}/\text{м}^2$, а на уровне верхней границы атмосферы на $3,5 \text{ Вт}/\text{м}^2$, т. е. создает примерно такие же по величине (но противоположные по знаку) радиационные возмущения, как и удвоение концентрации CO_2 (разумеется, следует учитывать также и воздействие аэрозоля на поле теплового излучения).

В отличие от сравнительной однородности в глобальном масштабе радиационных возмущений, вызванных наличием CO_2 , влияние аэрозоля на радиационный режим является пространственно неоднородным, что связано с пространственной изменчивостью содержания аэрозоля и альбедо подстилающей поверхности, а также с неодинаковой высотой Солнца. Имеются расчеты чувствительности климата к воздействию аэрозоля, выполненные с использованием модели ОЦА, разработанной в Национальном центре исследований атмосферы США (НЦАИ), в которую заложены заданные возмущения коротковолнового радиационного притока тепла применительно к условиям июля [21]. Распределения снежного покрова, морских льдов и температуры поверхности океана (ТПО), как и высота Солнца, тоже фиксированы.

Поскольку распределение ТПО в данной модели жестко закреплено, следует ожидать слабого воздействия аэрозоля на поле температуры. Особое внимание уделялось обнаружению слабого аэрозольного сигнала на фоне внутренней изменчивости климата, присущей этой модели. Аэрозольное радиационное возмущение, эквивалентное упомянутому выше возрастанию поглощенной атмосферой радиации на $1,5 \text{ Вт}/\text{м}^2$, бы-

ло введено на 201-е условные сутки интегрирования и продолжалось потом до 600-х суток (такова же длительность и контрольного эксперимента без участия аэрозоля). Анализу подвергали усредненные результаты за семь 30-суточных интервалов, относящихся к последним 350 условным суткам (эти интервалы разделены 20-суточными промежутками для обеспечения статистической независимости результатов усреднения).

Рассмотрение усредненного меридионального профиля приповерхностной температуры указывает на общее похолодание при локальном околополярном потеплении. Обусловленное аэрозолем крупномасштабное выхолаживание можно считать статистически достоверным. Среднеглобальное понижение температуры составляет $-0,08$ К (при фиксированной ТПО на континентах это соответствует падению температуры на $0,32$ К). О выхолаживании во всей толще атмосферы свидетельствуют расчеты усредненного вертикального профиля температуры для северного полушария. Статистически достоверное (на 90%-ном доверительном уровне) похолодание в нижней тропосфере (1000 — 500 гПа) составило $0,17$ К.

Расчеты приповерхностной температуры на основе энергобалансовой модели (ЭБМ) климата показывают, что изменения должны быть на порядок более сильными. Такое расхождение можно объяснить тем, что ЭБМ, во-первых, учитывает альбедную обратную связь; во-вторых, относится к среднегодовым условиям; в-третьих, предполагает достижение равновесного состояния, которое в случае модели ОЦА сильно зависит от заданной ТПО [7]. Важнейшее значение имеет внутренняя изменчивость модели, без чего возможна ошибка даже в знаке воздействия аэрозоля [21].

Воздействие атмосферного аэрозоля (с учетом существования различных его типов) на формирование поля температуры можно оценить с помощью 15-уровневой глобальной спектральной модели климата (рассматриваются волновые числа до 15), разработанной сотрудниками Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды [22]. Было выполнено 15 серий интегрирования на срок 90 суток с усреднением за последние 30 суток (в летних условиях) при фиксированной температуре поверхности океана. Восемь серий использованы для оценки воздействия аэрозоля в различное время года.

Анализ зонально усредненных полей температуры свидетельствует, что прогрев стрatosферы благодаря наличию аэрозоля примерно на 2 К компенсируется усилением длинноволнового выхолаживания, т. е. в условиях возмущения стратосферы восстанавливается лучистое равновесие. В то же время в тропосфере (и прежде всего вблизи подстилающей поверхности) прогревание, обусловленное поглощением коротковолновой радиации аэрозолем (ИК-выхолаживание ослабляет прогрев лишь примерно на одну четверть), компенсируется главным образом нерадиационными факторами, и поле температуры не претерпевает существенных изменений. Аэрозольное воздействие проявляется тем сильнее, чем выше находится сам аэрозоль.

Для воздействия аэрозоля в течение всех четырех сезонов характерны две географические особенности. Одна из них состоит в том, что аэрозоль пустынь ослабляет суммарную радиацию. В Сахаре и на Аравийском полуострове уменьшение суммарной радиации достигает 60 Вт/ м^2 , что вызывает заметное понижение температуры поверхности (до 3 К вблизи точки 20° с. ш. и 30° з. д.). Вторая особенность, которая проявляется в поле уходящей длинноволновой радиации, заключается в уменьшении количества облаков в полосе от северо-восточного побережья Бразилии до Техаса. Максимальное уменьшение облачности, наблюдающееся вблизи точки 15° с. ш. и 50° з. д., достигает $0,1$ и вызывает аномальный рост радиации.

По грубой усредненной оценке, воздействие аэрозоля вызывает следующие изменения радиационного режима [1]: уходящая длинноволновая радиация — 0 ; альbedo планеты — $+0,0075$, поглощенная коротковолновая радиация — $-3,5$ Вт/ м^2 , излучение подстилающей поверхности

Таблица 7

Характерные значения оптических параметров аэрозолей различных типов [4]

Тип аэрозоля	$\tilde{\omega}_0$ (0,55 мкм)	1—g	$\tilde{\omega}_0$ (10 мкм)	σ_e (10 мкм)/ σ_e (0,55 мкм)
Сажевый	0,209	0,66	0	0,038
Океанический	1	0,22	0,692	0,250
Пылевой	0,653	0,12	0,558	1,08
Растворимый в воде	0,957	0,37	0,209	0,019
Морской	0,989	0,26	0,680	0,19
Континентальный	0,891	0,36	0,486	0,097
Городской	0,647	0,41	0,173	0,033
Сернокислотный (75%-ная H_2SO_4)	1	0,27	0,010	0,050
Вулканический	0,947	0,30	0,130	0,035

сти — 1,5 Вт/м², суммарная радиация — 8,5 Вт/м², количество обла-
ков — 0,007, температура поверхности суши — 0,3 К, средняя тем-
пература воздуха — +0,5 К.

Остальные семь из названных выше 15 серий численного моделиро-
вания были использованы для оценки вкладов семи различных типов
аэрозоля (в летних условиях). Для этого в каждой серии из расчетов
исключали какой-либо один тип аэрозоля. Расчеты выявили отчетливо
выраженную нелинейную природу взаимодействия вкладов: сумма эф-
фектов существенно отличается от эффекта суммы (иногда даже изме-
няется знак). Если сравнивать суммарный эффект воздействия аэрозо-
лей всех типов с воздействием одного из них, то наибольший паралле-
лизм наблюдается в случае стратосферного аэрозоля, на втором месте
стоит фоновый тропосферный аэрозоль. Стратосферный аэрозоль не-
сколько подавляет циркуляцию Гадлея, а также замедляет зональный
перенос воздуха в верхней тропосфере тропиков и субтропиков.

Дальнейшие исследования атмосферного аэрозоля и его воздействия
на климат должны развиваться в следующих приоритетных направлени-
ях [23]: 1) влияние аэрозоля на климат; 2) воздействие аэрозоля на дистанционную индикацию параметров климата со спутников; 3) свойст-
ва аэрозоля; 4) климатология аэрозоля; 5) учет аэрозоля в моделях
климата. Исследование роли аэрозоля в формировании климата вклю-
чает четыре основных задачи: наблюдение за пространственно-времен-
ной изменчивостью содержания аэрозоля и его свойств в тропосфере и
стратосфере; создание реалистических аэрозольно-радиационных моде-
лей, пригодных для численного моделирования климата; учет аэрозоль-
ных эффектов в теории климата; изучение взаимозависимостей между
содержанием аэрозоля и различными климатообразующими процессами
(трансформация поверхности суши, оледенение и т. п.) с целью разра-
ботки моделей с интерактивным учетом наличия аэрозоля.

Влияние аэрозоля на перенос излучения и соответствующее воздей-
ствие его на климат определяются следующими основными оптическими
характеристиками: объемным коэффициентом экстинкции σ_e (данные о
вертикальном профиле σ_e позволяют рассчитать оптическую толщину
атмосферы τ), объемным коэффициентом рассеяния σ_s (или альбедо од-
нократного рассеяния $\omega_0 = \sigma_s/\sigma_e$) и объемной индикатрисой рассеяния,
которую можно приблизенно описать, вводя коэффициент асимметрии
индикатрисы g . Большой интерес представляет отношение опти-
ческой толщины в окне прозрачности 8—12 мкм к осредненной опти-
ческой толщине в видимой области спектра. Некоторые из перечис-
ленных параметров для аэрозолей различных типов, соответствующие
стандартной радиационной модели атмосферы, разработанной Между-
народной комиссией по радиации, представлены в табл. 7 [4].

Чаще всего оценку воздействия аэрозоля на климат сводят к рас-
четам влияния параметров аэрозоля на радиационный баланс Земли
(РБЗ) и температуру подстилающей поверхности. Изменения РБЗ оп-

ределяются главным образом вариациями альбедо системы «подстилающая поверхность — атмосфера». Знак изменения альбедо системы (возрастание или уменьшение) в условиях безоблачной атмосферы определяется содержанием и оптическими свойствами аэрозоля (прежде всего альбедо однократного рассеяния), альбедо подстилающей поверхности, высотой Солнца. По-видимому, в целом происходит уменьшение РБЗ, обусловленное ростом альбедо за счет аэрозоля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я. Глобальный климат и его изменение. Л.: Наука, 1987. 232 с.
2. Кароль И. Л. Введение в динамику климата Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 216 с.
3. Кондратьев К. Я.//Метеорология и климатология. Т. 10. М.: ВИНИТИ, 1983. С. 315. (Итоги науки и техники).
4. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И., Поздняков Д. В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 224 с.
5. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И.//Метеорология и климатология. Т. 12. М.: ВИНИТИ, 1984. С. 262. (Итоги науки и техники).
6. Кондратьев К. Я.//Метеорология и климатология. Т. 16. М.: ВИНИТИ, 1986. С. 349. (Итоги науки и техники).
7. Кондратьев К. Я.//Метеорология и климатология. Т. 17. М.: ВИНИТИ, 1987. С. 316. (Итоги науки и техники).
8. Кондратьев К. Я.//Метеорология и климатология. Т. 19. М.: ВИНИТИ, 1989. С. 212. (Итоги науки и техники).
9. Vuppuluri R. K. R.//Atmos. Environ. 1988. V. 22. P. 2809.
10. Vuppuluri R. K. R.//Natural and Man-Made Hazards./Eds M. I. El-Sabh and T. S. Murthy. Dordrecht: D. Reidel, 1988. P. 643.
11. Wang W.-C., Wuebbles D. J., Washington W. M. et al.//Revs. Geophys. 1986. V. 24. P. 110.
12. Wuebbles D. E., Edmonds J.//U. S. Dept. of Energy, Carbon Dioxide Div., TR040. Washington. D. C., 1988. P. 100.
13. Wuebbles D. J., Grant K. E., Cannel P. S. et al.//APCA Journal. 1989. V. 39. P. 22.
14. Марук Г. И., Кондратьев К. Я., Козодеров В. В., Хворостынов В. И. Облака и климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 512 с.
15. Sustainable development of the biosphere./Eds W. C. Clark, R. E. Munn. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1986. P. 491.
16. Борисенков Е. П., Кондратьев К. Я. Круговорот углерода и климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 320 с.
17. Горшков В. Г./Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1987. Т. 119. С. 106.
18. Горшков В. Г., Кондратьев К. Я.//Вестн. АН СССР. 1988. № 10. С. 62.
19. Горшков В. Г., Кондратьев К. Я., Шерман С. Г./Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1989. Т. 121. Вып. 4. С. 284; Вып. 5. С. 411.
20. Ramanathan V., Callis L., Cess R. et al.//Revs. Geophys. 1987. V. 25. P. 1441.
21. Coakley J. A., jr., Cess R. D.//J. Atmos. Sci. 1985. V. 42. P. 1677.
22. Geleyn J.-F., Tanre D.//Proc. Int. Rad. Symp. Perugia, 1984. Hampton: Deepak, 1984. P. 243.
23. Report of the experts meeting on aerosols and their climatic effects/Eds A. Deepak, H. E. Gerbert. Geneva: World Climate Paper, 1983. N 55. P. 107.
24. Kondratyev K. Ya. Climate Shocks: Natural and Anthropogenic. N. Y.: John Wiley, 1988. 296 p.
25. Shaffer G./J. Geophys. Res. 1989. V. C94. P. 1979.
26. Thompson A. M., Stewart R. W., Owens M. A. et al.//Atmos. Environ. 1989. V. 23. P. 519.

Институт озероведения АН СССР, Ленинград