ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ СТАБИЛИЗАЦИИ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА ПУТЕМ СОЗДАНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ

Ю.А. Израэль – идея, обсуждение результатов, организация экспериментов, общая редакция.

Текст подготовлен коллективом авторов:

И.И. Борзенкова, В.А. Гулевский, Б.Г. Данелян, В.М. Захаров, В.Н. Иванов, Ю.В. Андреев, Ф.В. Кашин, В.П. Куляпин, А.П. Ревокатова, А.Г. Рябошапко, А.В. Савченко, Д.А. Северов, Э.А. Чаянова.

МОСКВА

2019

КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ:

Институт глобального климата и экологии:

Израэль Юрий Антониевич Рябошапко Алексей Григорьевич, agryaboshapko@mail.ru Ревокатова Анастасия Петровна, revokatova@gmail.com Северов Дмитрий Арсениевич, d severov@mail.ru

Государственный гидрологический институт:

Борзенкова Ирэна Ивановна, irena_borzen@mail.ru

НПО "Тайфун":

Иванов Владимир Николаевич, vivanov@rpatyphoon.ru Савченко Анатолий Викторович, avs@rpatyphoon.ru Кашин Феликс Владимирович Андреев Юрий Владимирович

Центральная аэрологическая обсерватория:

Данелян Баграт Григорьевич, bagratd@mail.ru Захаров Владимир Матвеевич Чаянова Элеонора Александровна, eachayanova@gmail.com

АО "Корпорация "Росхимзащита":

Куляпин Владимир Павлович, vkulyapin@mail.ru

АО "НПО "Сплав" им. А.Н. Ганичева:

Гулевский Валерий Алексеевич, valgul@bk.ru

Посвящение

Издание посвящено памяти известного ученого, академика РАН и прекрасного человека Юрия Антониевича Израэля. Идея 0 необходимости широкого развертывания теоретических И экспериментальных работ для выявления возможностей стабилизации климата Земли путем целенаправленного создания аэрозольных образований в нижней стратосфере принадлежит Юрию Антониевичу. Он собрал ведущих специалистов ряда институтов Росгидромета, организовал группу единомышленников. В результате за короткое время был произведен анализ результатов зарубежных исследований этой области и выполнен ряд серьезных в самостоятельных теоретических экспериментальных И исследований.

Монография была также задумана Юрием Антониевичем как единая публикация результатов работы довольно разнородных специалистов по общей проблеме стабилизации климата Земли, обобщающая основные результаты проведенных исследований.

К сожалению, уход из жизни Юрия Антониевча в 2014 резко замедлил, а в дальнейшем и приостановил как проведение работ в этом направлении, так и публикацию монографии. Часть материалов были были опубликованы авторами в рецензируемых изданиях. Однако мы считаем необходимым представить результаты проделанных работ именно в виде монографии, так как публикация разрозненных статей не позволяет охватить проблему в целом и не дает представления об объеме проведенных исследований, выполненных под руководством Ю.А. Израэля.

Память о Юрии Антониевиче Израэле – умном, широко эрудированном, энергичном и обаятельном человеке, живет в наших сердцах.

Коллектив авторов



Академик Ю.А.Израэль 1930-2014

ПРЕДИС	ЛОВИЕ10	0
Глава 1.	ПРОБЛЕМА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ПОДХОДЫ К ЕЕ РЕШЕНИЮ Рябошапко А.Г.	5
Глава 2.	ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В СОВРЕМЕННУЮ ЭПОХУ И В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ Борзенкова И.И., Рябошапко А.Г.	4
2.1.	Парниковый эффект и роль состава атмосферы2	5
2.2.	Долгопериодные и короткопериодные колебания приходящей солнечной радиации	0
Глава 3.	ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СВОЙСТВА ПРИРОДНОГО АЭРОЗОЛЬНОГО СЛОЯ В СТРАТОСФЕРЕ Борзенкова И.И. Рябошалко А.Г. 3	8
31 Проі	ессы образования природных стратосферных аэрозопей 3	8
3.2.	Физические свойства и химический состав природных стратосферных аэрозолей44	4
3.3.	Высотный профиль стратосферных аэрозолей и их время жизни в стратосфере4	7
3.4.	Природный вулканический аэрозоль и его свойства54	4
Глава 4.	ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ПРИРОДНОГО АЭРОЗОЛЬНОГО СЛОЯ НА КЛИМАТ И ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ Борзенкова И.И.	6
4.1.	Влияние вулканических извержений на приход солнечной радиации на верхнюю границу тропосферы и на земную поверхность	6
4.2.	Влияние вулканических извержений на температуру воздуха у земной поверхности и на окружающую среду в современную эпоху и в историческом прошлом84	4
Глава 5.	ОСЛАБЛЕНИЕ ПОТОКА СОЛНЕЧНОЙ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ, ПОГЛОЩАЕМОГО ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ, ИСКУССТВЕННО СОЗДАННЫМ СТРАТОСФЕРНЫМ АЭРОЗОЛЕМ <i>Северов Д.А</i>	0
Глава 6.	ЕСТЕСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ И ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВУЛКАНОВ НА ПРИЗЕМНУЮ ТЕМПЕРАТУРУ АТМОСФЕРЫ	Q
61	лияние э.д	J
0.1.	и стратосферному аэрозолю11	8

СОДЕРЖАНИЕ

6.2.	Метод измерения оптических характеристик атмосферы спектрометром SAGE-II, установленном на спутнике ERBS. Анализ результатов измерений124
6.3.	Изменение оптических характеристик стратосферы, вызванные извержением вулкана Пинатубо127
6.4.	Расчет числа аэрозольных частиц в единице объема и суммарной массы аэрозольного вещества в слое стратосферы 16-26 км до и после извержения вулкана Пинатубо134
6.5.	Оценка влияния вулканического стратосферного аэрозоля на глобальную и зональные температуры приземного слоя атмосферы139
Глава 7.	СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОИНЖЕНЕРНЫХ СПОСОБОВ СТАБИЛИЗАЦИИ КЛИМАТА Рябошапко А.Г
7.1.	Ввеление в стратосферу газов и частии, солержащих серу
7.2.	Ведение в стратосферу отражающих и поглощающих веществ154
7.3.	Космические отражатели
7.4.	Изменение альбедо земной поверхности158
7.5.	Поглощение СО ₂ из атмосферы с последующей консервацией160
7.6.	Сравнение геоинженерных методов
Глава 8.	СВЯЗЬ МАССЫ АЭРОЗОЛЯ, ПОГЛОЩЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ Рябошапко А.Г
Глава 8. Глава 9.	СВЯЗЬ МАССЫ АЭРОЗОЛЯ, ПОГЛОЩЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ <i>Рябошапко А.Г.</i>
Глава 8. Глава 9.	СВЯЗЬ МАССЫ АЭРОЗОЛЯ, ПОГЛОЩЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ Рябошапко А.Г
Глава 8. Глава 9. 9.1	СВЯЗЬ МАССЫ АЭРОЗОЛЯ, ПОГЛОЩЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ <i>Рябошапко А.Г.</i>
Глава 8. Глава 9 . 9.1 9.2.	СВЯЗЬ МАССЫ АЭРОЗОЛЯ, ПОГЛОЩЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ <i>Рябошапко А.Г.</i>
Глава 8. Глава 9 . 9.1 9.2. 9.3.	СВЯЗЬ МАССЫ АЭРОЗОЛЯ, ПОГЛОЩЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ <i>Рябошапко А.Г.</i>
Глава 8. Глава 9. 9.1 9.2. 9.3. Глава 10	СВЯЗЬ МАССЫ АЭРОЗОЛЯ, ПОГЛОЩЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ <i>Рябошапко А.Г.</i>
Глава 8. Глава 9. 9.1 9.2. 9.3. Глава 10	СВЯЗЬ МАССЫ АЭРОЗОЛЯ, ПОГЛОЩЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ <i>Рябошапко А.Г.</i>
Глава 8. Глава 9. 9.1 9.2. 9.3. Глава 10 10.1	СВЯЗЬ МАССЫ АЭРОЗОЛЯ, ПОГЛОЩЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ <i>Рябошапко А.Г.</i>
Глава 8. Глава 9. 9.1 9.2. 9.3. Глава 10 10.2	СВЯЗЬ МАССЫ АЭРОЗОЛЯ, ПОГЛОЩЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ Рабошапко А.Г
Глава 8. Глава 9. 9.1 9.2. 9.3. Глава 10 10.2 10.2	СВЯЗЬ МАССЫ АЭРОЗОЛЯ, ПОГЛОЩЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ <i>Рябошапко А.Г.</i>

10.4. Измерение ослабления видимого излучения	
сернокислотным аэрозолем, образованным	
в результате конверсии газ SO2 – аэрозоль»	211
10.5. Обсуждение результатов экспериментов	000
с сернокислотным аэрозолем	223
10.6. Выводы	226
Глава 11. НАТУРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ПРОХОЖДЕНИЯ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЧЕРЕЗ АЭРОЗОЛЬНЫЕ СЛОИ	
Иванов В.Н., Данелян Б.Г., Гулевскии В.А., Захаров В.А., Андреев Ю.В., Куляпин В.П., Савченко А.В	229
11.1. Натурный эксперимент по исследованию пропускания солнечного излучения в видимом диапазоне длин волн модельными аэрозольными средами, создаваемыми	000
в приземном слое атмосферы (фаза 1)	229
11.2. Натурный эксперимент по исследованию пропускания солнечного излучения в видимом диапазоне длин волн модельными аэрозольными средами, создаваемыми в ородной тропосфора (фаза 2)	220
в средней тропосфере (фаза 2)	239
П.3. Натурный эксперимент по исследованию влияния модельных аэрозольных сред на пропускание солнечного излучения, температуру и другие метеорологические характеристики воздуха в приземном слое атмосферы	0.40
(фаза 3)	242
11.4. Выводы	251
Глава 12. ТЕХНОЛОГИЯ ВВЕДЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ПРЕДШЕСТВЕННИКОВ В СТРАТОСФЕРУ	
Ревокатова А.П	254
12.1. Вводимые вещества	254
12.2. Район введения вещества в стратосферу	256
12.3. Технические средства и способы введения вещества	
в стратосферу	257
Глава 13. ВОПРОСЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ	
Ревокатова А.П	261
13.1. Закисление атмосферных осадков	261
13.2. Возможность разрушения озона	264
13.3. Снижение потока солнечной радиации	274
13.4. Влияние авиации на параметры стратосферы при внесении аэрозольного вещества	276
13.5. Изменение глобальных и/или региональных климатических параметров	276
13.6. Закисление воды Мирового океана	278
13.7. Мгновенное прекращение использования стратосферных сульфатных аэрозолей	279

ПРЕДИСЛОВИЕ

Глобальное изменение климата сегодня признается одной из главных угроз устойчивому мировому развитию, обеспечению национальной и региональной безопасности. На территории РФ, в целом за год и во все сезоны продолжается потепление, темпы которого намного превышают среднее по Земному шару. Средняя скорость роста среднегодовой температуры воздуха на территории России в 1976-2018 гг. по данным «Доклада об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2018 год» составила 0.47°C/10 лет. Это в 2.5 раза больше скорости роста глобальной температуры за тот же период: 0.17-0.18°C/10 лет, и более чем в 1.5 раза больше средней скорости потепления приземного воздуха над сушей Земного шара: 0.28-0.29°C/10 лет. Наиболее быстрыми темпами росла температура Северной полярной области, особенно в последние три десятилетия («Арктическое усиление» потепления): на ряде метеорологических станций на побережье арктических морей России рост среднегодовой температуры в этот период превысил 1.0°C/10 лет.

В результате изменения климата сокращается оледенение арктических островов и горных районов, увеличивается число опасных гидрометеорологических явлений, наносящих ущерб, происходит перераспределение количества осадков, вызывая засухи в одних регионах и наводнения в других, повышается уровень океана, уменьшается площадь морского льда, деградирует континентальная многолетняя мерзлота, которая занимает более 60% территории России. Всё это приводит к изменениям во всех компонентах климатической системы, оказывает существенное влияние на здоровье населения, социальные, экологические и технические системы.

Изменения климата и их негативные последствия вызывают серьёзную озабоченность. На ее обоснованность указывают доклады Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК). Все это говорит о необходимости скорейшего принятия эффективных мер по стабилизации глобального климата. Такие меры предусматриваются Рамочной конвенцией ООН об изме нении климата (РКИК ООН) и различными соглашениями, действующими в осуществление этой конвенции. Эти меры, в основном, направлены на уменьшение антропогенных выбросов парниковых газов, которые приводят к обогащению ими земной атмосферы, что усиливает парниковый эффект и вызывает современное увеличение глобальных приземных температур.

Однако, по целому ряду причин на этом пути мировому сообществу пока не удалось добиться заметных успехов. В рамках принятого в 1997 году Киотского протокола к РКИК ООН развитые страны должны были сократить, а страны с переходной экономикой – стабилизировать, выбросы парниковых газов по отношению к уровню 1990 г. В 2012 году закончился первый период действия обязательств по Киотскому протоколу. Его итоги, с точки зрения оказания воздействия на климатическую систему, оцениваются неоднозначно. Страны, подписавшие и ратифицировавшие Киотский протокол, суммарно уменьшили выбросы парниковых газов примерно на 5%. В то же время общий объём мировых выбросов за счёт роста производства в развивающихся стран, прежде всего в Китае и Индии, существенно увеличился по сравнению с 1990 годом, взятым в Киотском протоколе за точку отсчёта. В результате, по данным ВМО, в ноябре 2015 года концентрация углекислого газа в атмосфере достигла 397 ррт (частей на миллион), что на тот момент являлось максимальным значением за предшествующие примерно 800 тысяч лет. На второй период действия обязательств по Киотскому протоколу (до 2020 года) обязательства по сокращению выбросов взяли на себя страны, доля которых в мировых выбросах парниковых газов составляет всего около 15%. Канада вышла из Киотского протокола, Россия и Япония не взяли на себя количественных обязательств. Существующие на сегодняшний день тенденции показывают, что несмотря на все принимаемые мировым сообществом меры по ограничению выбросов парниковых газов, снижения концентрации СО₂ в глобальной атмосфере не происходит (в 2018 средняя за год концентрация СО₂ по данным станции Мауна Лоа составила 410 ppm), однако в результате действий в рамках Киотского протокола почти два десятилетия человечеством было по сути упущено.

В начале 2000-х годов академик Юрий Антониевич Израэль был одним из первых, кто говорил о неэффективности методов Киотского протокола (по сокращению выбросов парниковых газов только на территории ограниченного числа стран) для сохранения климата на современном уровне. Он предложил, что до полной реализации задуманного процесса глобального сокращения антропогенных выбросов и достижения стабилизации атмосферных концентраций парниковых газов (на что человечеству необходимо какоето время с целью развития соответствующих технологий и принятия политических решений), - временно использовать для этих целей методы геоинженерии. Под его руководством была создана научная группа, которая работала над исследованием теоретических и практических аспектов применения метода стратосферных аэрозолей.

Уже после смерти Юрия Антониевича на 21-й Конференции Сторон РКИК ООН, состоявшейся 30 ноября -12 декабря 2015 года в Париже было принято соглашение, определяющее рамки многостороннего сотрудничества в связи с изменением климата на период после 2020 года и предполагающего равное участие всех стран в деятельности по сокращению выбросов парниковых газов и наращивании мер по адаптации к изменению климата. Оно получило название «Парижское соглашение». Россия присоединилась к Парижскому соглашению 21 сентября 2019 года. Одной из главных целей совместных действий стран является сдерживание роста глобальной температуры ниже 2°С по сравнению с доиндустриальным периодом (1850-1900 гг.), с приложением усилий по ограничению роста температуры уровнем 1,5°С. Считается, что повышение приземной температуры за несколько десятилетий более, чем на 2°С, может привести к серьезным последствиям, которые поставят под угрозу устойчивое развитие современного мира.

В рамках Парижского соглашения страны принимают на себя добровольные определяемые на национальном уровне вклады в сокращение выбросов

парниковых газов и предпринимают внутренние меры для достижения таких сокращений. Важная роль в рамках Парижского соглашения отводится поглотителям и накопителям парниковых газов, включая леса. К сожалению, принятые на политическом уровне планы по сокращению антропогенных выбросов парниковых газов в рамках Парижского соглашения пока также существенно ниже требуемых темпов их снижения и не смогут в обеспечить в ближайшем будущем стабилизацию атмосферных концентраций парниковых газов на необходимом уровне, не допускающим опасного влияния на климатическую систему Земли.

В свете сложности и затратности мер по смягчению антропогенного воздействия на климатическую систему привлекательным является представленный в данной монографии дополнительный геоинженерный подход к стабилизации современного глобального климата. Под термином "геоинженерия" обычно понимается широкий набор методов и технологий искусственного изменения глобального климата Земли для удовлетворения потребности человечества в социально, экономически и экологически устойчивом развитии, в том числе в комфортной среде обитания и обеспеченности природными ресурсами. Одним из методов геоинженерии является увеличение потока солнечной радиации, отраженного атмосферой, путем искусственного увеличения концентрации аэрозольных частиц в нижней стратосфере. Это позволяет охлаждать приземный климат, т.е. таким способом можно противодействовать потеплению климата.

Впервые идея этого метода была высказана академиком Михаилом Ивановичем Будыко в 1974 году. Его идея основана на аналогии с процессами извержения вулканов, выбрасывающих вулканическую пыль и вулканические газы в атмосферу. Известно, что крупные извержения вулканов приводят к глобальному похолоданию в течение нескольких лет. Первичные вулканические частицы остаются, в основном, в тропосфере. Время жизни этих частиц в стратосфере относительно мало (1-2 месяца) в силу их быстрого осаждения. В то же время, вторичные аэрозоли, образующиеся в самой стратосфере в результате химических реакций, имеют субмикронные размеры, что значительно увеличивает их время жизни и, тем самым, влияние на отражение нисходящего потока солнечной радиации. Расчеты академика М. И. Будыко показали, что для снижения суммарного потока солнечной радиации, достигающей земной поверхности, на 1% может потребоваться увеличение содержания серной кислоты в стратосфере примерно на примерно 0.6 млн. тонн. Для этого нужно доставить в стратосферу дополнительно 0.2 млн. тонн серы. Это количество составляет доли процента от массы вещества, поступающего в атмосферу в результате естественных процессов и хозяйственной деятельности человека. Это говорит в пользу экологической безопасности такого метода обогащения стратосферы аэрозолями.

В дальнейшем идеи академика М. И. Будыко получили развитие в работах академика Ю. А. Израэля и его коллег. Их совместными усилиями был разработан метод создания искусственного аэрозольного слоя в нижней стратосфере. Приведенные в этой монографии оценки показывают, что этот метод может быть относительно дешевым и экологически чистым. Он в состоянии обеспечить понижение глобальной приземной температуры воздуха в достаточно сжатые сроки, пока глобальное потепление климата не достигло критического уровня в 2°С по отношению к доиндустриальному уровню.

Вместе с тем, имеется множество противников предложенного метода, как и вообще методов геоинженерии. На политическом уровне эти методы, прежде всего, необоснованно критикуются как стремление уйти от обязательств по сокращению выбросов парниковых газов.

Более серьёзные, научные возражения указаны в Пятом оценочном докладе МГЭИК (2013-2014 гг.), в том числе во вкладе Рабочей группы I "Физическая научная основа". Эти возражение сводятся к тому, что, несмотря на теоретическую обоснованность метода, при практической реализации те или иные проекты могут оказаться неэффективными и привести к непредсказуемым побочным эффектам.

Да, численные эксперименты с климатическими моделями показывают, что управление солнечной радиацией в максимальной степени способно создать будущий климат, близкий к современному в отношении приземной температуры воздуха. Однако результаты моделирования климата имеют высокую степень неопределённости при интегрировании климатических моделей на большие сроки. В частности, в численных экспериментах не удаётся надёжно и относительно точно воспроизвести последствия применения метода управления солнечной радиацией для других характеристик климата, помимо температуры, таких как осадки, почвенная влага, речной сток, снежный покров. В Пятом оценочном докладе МГЭИК отмечается также, что стратосферные сульфатные аэрозоли, поступающие от вулканических извержений и вследствие антропогенных инжекций, могут привести к истончению стратосферного озонного слоя в полярных регионах. Отмечается и то, что компенсация «парникового потепления» с помощью «аэрозольного похолодания» не решает проблему удаления углекислого газа из атмосферы. А ведь рост его концентрации в атмосфере приводит к закислению поверхностного слоя Мирового океана, что имеет неблагоприятные экологические последствия.

Наконец, существует ряд юридических, политических и этических вопросов, которые потребуют своего решения при переходе к масштабным геоинженерным экспериментам.

Таким образом, разработанный метод противодействия глобальному потеплению не является альтернативой мерам по сокращению антропогенных выбросов парниковых газов. Его скорее можно рассматривать как дополнительное средство, которое поможет выиграть время, необходимое для принятия дорогостоящих мер по переходу к низкоуглеродной экономике в мировом масштабе. В Специальном докладе МГЭИК про 1,5 градуса, вышедшем в 2018 году в цикле подготовки 6-го Оценочного доклада МГЭИК, впервые применение метода управления солнечной радиацией оценивается в контексте его потенциала к ограничению глобального потепления на уровне, не превышающем 1,5 градуса в ситуации временного роста средней приземной глобальной температуры выше этого уровня. Метод управления солнечной радиацией в таком случае рассматривается как временный «экстренный» вариант для ограничения роста температуры и сопутствующих воздействий, применяемый до того момента когда усилия мирового сообщества по смягчению воздействия на климат приведут к возвращению глобальной температуры на приемлемый уровень, как и задумывалось Юрием Антониевичем.

Чтобы сделать это средство эффективным, необходима обширная научная информация. Для этого необходимо продолжать широкие теоретические научные исследования, проводить численные и ограниченные по масштабу натурные эксперименты в тропосфере. Материалы, представленные в этой монографии, – пример реализации именно такого подхода.

> Директор ФГБУ "Институт глобального климата и экологии имени академика Ю.А.Израэля" член-корреспондент РАН А.А.Романовская

A. Pouent

Глава1. ПРОБЛЕМА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ПОДХОДЫ К ЕЕ РЕШЕНИЮ ¹⁾

На протяжении последних двух столетий деятельность человека привела к заметному изменению состава атмосферы Земли. В первую очередь это связано с использованием огромных количеств ископаемого топлива. За считанные десятилетия человечество сожгло такое количество каменного угля, на накопление которого природа потратила миллионы лет в каменноугольном периоде. Кроме того, на огромных территориях леса были заменены пашнями и пастбищами. Промышленность выбрасывала и выбрасывает в окружающую среду миллионы тонн веществ, многие из которых были не свойственны живой природе.

Неконтролируемое антропогенное воздействие привело не только к загрязнению атмосферы, но и к изменению ее оптических характеристик. В результате антропогенная деятельность по своим последствиям стала в один ряд с естественными астрономическими, геофизическими и биологическими факторами, определяющими изменчивость глобального климата. Принципиальная возможность человечества влиять на климат Земли была впервые рассмотрена и научно обоснована в классических работах Дж. Тиндалла (Tyndall, 1865), С. Аррениуса (Arrhenius, 1896), Т. Чамберлина (Chamberlin, 1899), Г. Коллендара (Callendar, 1938) и М. И. Будыко (1974а).

Во всех перечисленных работах рассматривался вопрос влияния диоксида углерода CO_2 , объемная доля которого в атмосферном воздухе составляет лишь малые доли процента, на параметры радиационных потоков в энергетическом балансе Земли. Напомним, что CO_2 является продуктом окисления элементарного углерода или углерода, входящего в состав органических соединений. Наличие в атмосфере CO_2 вызывает парниковый эффект, связанный с поглощением инфракрасной радиации, излучаемой поверхностью Земли, и частичным переизлучением ее обратно к земной поверхности. С. Аррениус (Arrhenius, 1896) очевидно первым обратил внимание на возможность роста приземной температуры, обусловленного антропогенным увеличением концентрации CO_2 в атмосфере. Он рассматривал такую возможность исключительно как позитивный фактор, ведущий к желательному потеплению

¹⁾ В главе использованы материалы статей Израэля Ю.А.:

Израэль Ю.А. 2005. Эффективный путь сохранения климата на современном уровне – основная цель решения климатической проблемы. Метеорология и гидрология, № 10, с. 5-9.

Израэль Ю.А. 2006а. Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий. Проблема Киотского протокола. Под ред. Ю.А.Израэля, Москва, «Наука», 408 с.

Израэль Ю.А. 2006б. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. Международная конференция по проблемам гидрометеорологической безопасности. Москва, Россия, 2006.

климата родной ему Швеции. Позднее было обнаружено, что парниковым эффектом обладает целый ряд газов, в первую очередь, метан и закись азота. Совокупность таких газов принято называть парниковыми газами (ПГ).

За истекшие сто с лишним лет со времени опубликования работ С. Аррениуса ситуация приобрела угрожающий характер. Перед человечеством встали две важнейшие проблемы глобального уровня: как накормить постоянно растущее население Земли и как избежать климатического кризиса (Smith et al., 2013). Эти две проблемы неразрывно связаны между собой. Борьба с выбросами ПГ предполагает опережающее развитие биоэнергетики, которая требует земельных площадей для производства биотоплива. Это в свою очередь сокращает площади, пригодные для производства продуктов питания. Растущее население (в основном в странах третьего мира) стремится достичь уровня жизни развитых стран, что невозможно без использования относительно дешевого и пока легкодоступного ископаемого топлива. Важным фактором становится социальный эгоизм отдельных групп населения и целых стран.

Основным источником антропогенного CO₂ – основного ПГ – является сжигание ископаемых топлив. Это иллюстрирует рис. 1.1, на котором показана динамика потребления ископаемых топлив, выраженная в количестве окисленного углерода (Гт С/год). За индустриальный период (условно, с 1750 по 2012 гг.) деятельность человека привела к поступлению в атмосферу Земли около 1300 Гт CO₂.



Рисунок 1.1. Выбросы CO₂ в атмосферу при сжигании основных ископаемых топлив с 1850 по 2012 г. Выражены в массе углерода

Из рис. 1.1 следует, что основным источником поступления CO₂ в атмосферу является каменный уголь, потребление которого в последние два десятилетия возросло более чем на 60%. Несмотря на призывы общественности и заверения политиков, суммарный выброс в атмосферу окисленного углерода продолжает расти. Таким образом, в течение индустриального периода человек неосознанно начал и продолжает глобальный геофизический эксперимент, в существенной степени изменивший состав и оптические свойства атмосферы.

Основной целью решения климатической проблемы можно считать стабилизацию климата Земли в состоянии, которое мы называем современным. Под этим термином, по-видимому, следует понимать климат до начала его антропогенного изменения в последние десятилетия (Израэль, 2005; Израэль, 2006 б).

Чаще всего климатические изменения антропогенного характера связывают с ростом в атмосфере концентраций так называемых парниковых газов (в первую очередь, диоксида углерода, закиси азота, метана, фреонов). Однако, существует и много других геосферных характеристик, изменение которых под влиянием деятельности человека способно повлиять на глобальный климат, при этом как в сторону потепления, так и в сторону похолодания.

По данным глобальной сети метеорологических станций температура приземного воздуха выросла за XX век примерно на 0.75°С (IPCC, 2007). Сама по себе эта величина не должна вызывать каких-либо опасений. В геологическом прошлом Земли были периоды с температурой, превышающей современную на несколько градусов, и жизнь на Земле при этом процветала. Опасным является беспрецедентно быстрый темп роста концентрации ПГ в глобальной атмосфере. Следует подчеркнуть, что большинство экспертов Межправительственной группы по изменению климата (МГЭИК) уже не сомневается в антропогенной причине современного роста глобальной температуры (IPCC, 2007).

С принятием Конвенции ООН по изменению климата проблема переросла чисто научные рамки и приобрела социальный, экономический и политический характер²⁾. Принятый в рамках Конвенции Киотский протокол предусматривал добровольное уменьшение выбросов парниковых газов развитыми странами, по меньшей мере, на 5% за период 2008-2012 годов по сравнению с выбросами 1990 года (Kyoto Protocol, 1998). Изначально Киотский протокол являлся документом политическим – основная тяжесть по снижению выбросов парниковых газов возлагалась лишь на развитые страны и страны с переходной экономикой.

Довольно быстро стало очевидным, что стабилизация климата путем снижения антропогенной нагрузки за счет CO₂ и других парниковых газов произойдет очень нескоро, по крайней мере, не в XXI веке (IPCC, 2007). Здесь

²⁾ За прошедшее с момента подготовки рукописи время международная ситуация изменилась, но текст печатается в оригинальном виде, подготовленном в 2010 году, с небольшими редакционными правками, внесенными автором в 2018 году. Обсуждение трех подходов к стабилизации глобального климата в условиях действия Парижского соглашения обсуждаются автором в статье Рябошапко А.Г., Гинзбург В.А., Ревокатова А.П. Перспективы стабилизации глобальной приземной температуры атмосферы на приемлемом уровне – Фундаментальная и прикладная климатология, № 4, 2017.

важно также отметить, что предусмотренные Протоколом конкретные цифры снижения выбросов парниковых газов в период 2008-2012 годов, не имели под собой четкого научного обоснования безопасного уровня потепления (Израэль, 2006а). Прогнозы темпов роста экономик развивающихся стран являются весьма неопределенными. Даже при самых благоприятных условиях можно добиться стабилизации концентраций парниковых газов на безопасном уровне при киотском подходе лишь спустя многие столетия, но при этом развитые страны должны снизить эмиссию до нуля, что совершенно не реально.

Реально имеющий место факт роста глобальной температуры с одной стороны и неэффективность «киотского подхода» с другой стороны породили множество предположений о наступлении эпохи необратимых катастрофических последствий изменения климата. Это заставляет исследовать возможности использования более эффективных, оперативных и дешевых мер стабилизации климата, чем меры Киотского протокола. Эти меры должны, по меньшей мере, отсрочить или вовсе исключить наступление катастрофических последствий изменения климата и дать возможность человечеству перестроить мировую экономику с целью стабилизации состава земной атмосферы.

Указывая на то, что сжигание огромного количества ископаемых топлив в течение XX века само по себе представляет глобальный геоинженерный эксперимент, известный американский геофизик М.С. МакКракен (см. (Morton, 2007)) задает вопрос: «... если мы смогли сделать что-то неумышленно, можем ли мы сделать что-либо тщательно продуманное для противодействия уже сделанному?».

Еще до принятия Киотского протокола ученые предлагали инженерные решения для противодействия изменениям климата и для управления климатом Земли. Первым, кто теоретически обосновал возможность борьбы с потеплением климата, был советский академик М.И. Будыко (Будыко, 1974б). На эту мысль его навели заметные снижения глобальной температуры после мощных вулканических извержений. Причиной этого явления было образование в стратосфере долгоживущего слоя сульфатных аэрозолей, отражающего часть приходящей солнечной радиации. М.И. Будыко предложил искусственно воспроизводить это природное явление путем сжигания в стратосфере необходимого количества серы.

В 1977 году итальянский геофизик Марчетти (Marchetti, 1977) ввел термин «geoengineering», обозначающий действия по модификации глобального климата. К концу 1990-х годов этот термин начал означать новое научное направление, в последнее время чаще определяемое термином «climate engineering" (инженерия климата).

В принципе, у человечества есть три подхода к решению проблемы глобального потепления и сопутствующих ему негативных последствий (Russell et al., 2012). Первый подход представляется наиболее естественным – сократить антропогенные выбросы CO₂ до такого уровня, при котором дальнейший рост концентраций парниковых газов (ПГ) в атмосфере прекратится и, соответственно, прекратится рост глобальной приземной температуры. Однако многие авторитетные эксперты, например, Т. Вигли (Wigley, 2006) выражают озабоченность тем, что цель вернуться к исходной концентрации CO_2 путем сокращения выбросов практически до нуля уже недостижима, по меньшей мере в ближайшие столетия (IPCC, 2007). Над обширными регионами прирост температуры составит 3-4°C (Greene et al., 2010; Russell et al., 2012; MacDougall, 2013).

Наиболее реально сократить выбросы CO_2 от крупных энергетических источников, которые относительно просто оснастить системами улавливания CO_2 из дымовых газов. Однако, рассматривая перспективы снижения выбросов, следует учитывать значительную технологическую инерционность энергетики как основного источника CO_2 . Продолжительность работы обычной топливной электростанции составляет не менее 40 лет (van Vuuren et al., 2013). Пока предприятие действует нормально и приносит прибыль, отсутствует стимул к его коренной реконструкции или полной замены на новое. Оснащение улавливателями CO_2 бесчисленных мелких источников представляется нереальным.

На современном этапе нет альтернативы жидкому углеводородному топливу, используемому в авиации. Массовый перевод автотранспорта на электрические движители займет не один десяток лет (притом, что производство электроэнергии в существенной степени сопряжено с выбросами CO₂). Наконец, улавливание CO₂ является лишь первой ступенью в инфраструктуре снижения выбросов, которая должна включать систему сбора уловленного газа, его транспортировку и надежное захоронение.

Безусловно важным способом сокращения выбросов CO₂ является замена ископаемых топлив на возобновляемые источники энергии – сжигание растительной массы, использование солнечной, ветровой, приливной, волновой энергетики. Такой путь требует существенной технологической перестройки энергетики, что займет не один десяток лет. Кроме того, мощность энергетических установок на основе альтернативных источников энергии зависит от суточных, сезонных или других случайных факторов (наличие ветра, например).

Ускоренное развитие ядерной энергетики наталкивается на сопротивление широких слоев общественности. До сих пор обходится молчанием вопрос о технологических возможностях снижения выбросов в атмосферу таких ПГ как метан и закись азота, роль которых в создании парникового эффекта будет со временем возрастать, скорее всего, пропорционально росту населения Земли.

Таким образом, основная цель снижения антропогенных выбросов CO₂ – стабилизация концентрации ПГ в атмосфере может в принципе быть достигнута, однако уровень стабилизации может при этом оказаться для человечества неприемлемым. В любом случае кардинальное сокращение выбросов CO₂ займет длительное время. Важным является то, что после стабилизации концентрация CO₂ в атмосфере будет сохраняться практически неизменной на протяжении десятилетий-столетий.

Второй подход основан на потенциальной возможности изъятия из атмосферы избыточного количества СО₂ для снижения парникового эффекта. В англоязычной литературе такой подход принято обозначать аббревиатурой CDR (Carbon Dioxide Removal). Этот подход направлен на удаление CO_2 из атмосферы за счет искусственного увеличения интенсивности природных стоков из атмосферы или создания новых стоков, несвойственных природе (NAS, 2015). Заметим, что природное выведение CO_2 из атмосферы идет медленно с характерным временем в тысячи лет (Archer et al., 2009). Второй подход сопряжен с громадными технологическими и экономическими проблемами. Речь идет о процессе, требующим изъятия из атмосферы с последующим надежным захоронением на длительный период многих сотен гигатонн CO_2 . Трудности с развертыванием и применением CDR-методов сочетаются с тем обстоятельством, что они должны использоваться десятилетиями для достижения ощутимого эффекта (Caldeira et al., 2013).

Третий подход основан на управляемом изменении баланса солнечной радиации за счет снижения потока приходящего коротковолнового излучения. В англоязычной литературе для его обозначения принято использовать аббревиатуру SRM (Solar Radiation Management). Данный подход можно считать активным влиянием на климатическую систему (Будыко, 1974а; Keith, 2000; Израэль и др., 2009). В этом случае речь идет об увеличении планетарного альбедо путем изменения отражающей способности подстилающей поверхности, облачного слоя, аэрозольного слоя в стратосфере или создания искусственных отражателей в открытом космосе. Методы SRM не устраняют первопричины климатических изменений, но способны компенсировать нежелательные температурные изменения на глобальном уровне. Таким образом, если первопричина не устранена, метод должен применяться неопределенно долго и со все возрастающей интенсивностью, если продолжится рост выбросов парниковых газов. Методы SRM могут быть востребованы на относительно короткий период времени для того, чтобы обеспечить преодоление недопустимых последствий роста глобальной температуры. В данной книге именно третьему подходу уделено основное внимание.

Реакция научного сообщества на идею управления глобальными климатическими процессами была неоднозначной. В первую очередь, негативное восприятие инженерии климата было связано с опасением, что в случае использования инженерных подходов человечество прекратит борьбу с выбросами парниковых газов. Лишь в последнее время сложилось представление о инженерии климата как средстве предотвращения катастрофического потепления, которое может при необходимости быть применено в дополнение к традиционным методам сокращения выбросов парниковых газов, которые должны внедряться опережающими темпами.

Важным обстоятельством, определяющим неприятие идеи инженерии климата, было отсутствие общепринятого определения этого понятия. Здесь мы определяем это понятие следующим образом:

«Инженерией климата является любое преднамеренное действие, направленное на изменение потока приходящей на Землю солнечной энергии или на изъятие из атмосферы парниковых газов с целью увеличения потока уходящей от Земли длинноволновой радиации». Условия начала применения геоинженерного воздействия на климат определяются, прежде всего, представлениями об оптимальном климате на планете для всего человечества или для большинства стран. Можно выделить три возможных подхода. Первый предполагает, что оптимальным для существования человека был климат раннего голоцена, когда средняя температура была примерно на 2°C выше, чем в первой половине XX века (голоценовый оптимум). Второй подход основан на предположении, что до 1990 года антропогенные климатические изменения были несущественными, но дальнейшее повышение глобальной температуры недопустимо. Наконец, третий подход основан на компромиссе между желанием сохранить привычный климат XX века и реальными возможностями сокращения выбросов парниковых газов. Последний подход допускает превышение глобальной температуры над уровнем 1990 года на критическую пороговую величину.

Ю.А. Израэль и С.М. Семенов (Izrael, Semenov, 2006) оценили, что +2,5°С можно рассматривать как предельно допустимый уровень потепления глобального климата по сравнению с его доиндустриальным состоянием. Эксперты Европейского Союза (EU Climate Change Expert Group, 2008) предложили считать величину 2°С допустимым порогом превышения средней глобальной температурой ее доиндустриального уровня. Выбор величины в 2°С является весьма условным. Европейский Союз настаивает, что это та величина повышения температуры, после которой начнутся катастрофические изменения в окружающей среде (http://www.stabilisation2005.com).

Следует подчеркнуть, что поскольку речь идет о глобальной угрозе, для ее своевременного предотвращения должны использоваться стратегии, которые эффективны даже в условиях максимально неблагоприятного сценария. Важно, чтобы разработка приемлемых методов инженерии климата активно развивалась уже в настоящее время. Полномасштабное опробование технологий инженерии климата (сначала без достижения ощутимого климатического эффекта) должно начаться уже в ближайшие десятилетия.

Список литературы

Будыко М.И. 1974а. Изменение климата. – Л., Гидрометеоиздат, 280 с.

Будыко М.И. 19746. Метод воздействия на климат. – Метеорология и гидрология, № 2, с. 91-97.

Израэль Ю.А. 2005. Эффективный путь сохранения климата на современном уровне – основная цель решения климатической проблемы. – Метеорология и гидрология, № 10, с. 5-9.

Израэль Ю.А. 2006а. Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий. Проблема Киотского протокола. /Под ред. Ю.А. Израэля. – Москва, «Наука», 408 с.

Израэль Ю.А. 2006б. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. – В кн.: Международная конференция по проблемам гидрометеорологической безопасности. – Москва. Рябошапко А.Г.

Израэль Ю.А., Рябошапко А.Г. и Петров Н.Н. 2009. Сравнительный анализ геоинженерных способов стабилизации климата. – Метеорология и Гидрология, № 6, с. 5-24.

Archer D., Eby M., Brovkin V., Ridgwell A., Cao L., Mikolajewicz U., Caldeira K., Matsumoto K., Munhoven G., Montenegro A., and Tokos K., 2009. Atmospheric Lifetime of Fossil Fuel Carbon Dioxide. – Annual Reviews: Earth and Planetary Sciences, vol. 37, pp. 117 -134. DOI:10.1146/ annurev.earth.031208.100206.

Arrhenius S. 1896. On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground. – Philosophical Magazine and Journal of Science. Fifth Series. – London, Edinburgh and Dublin, pp. 237-276.

Caldeira K., Bala G., and Long Cao. 2013. The science of geoengineering. – Annual Review of Earth and Planetary Science, vol. 41, pp. 231-256. DOI: 10.1146/annurev-earth-042711-105548.

Callendar G.S. 1938. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. – Quat. J. of Royal Meteorol. Soc., pp. 223-240.

Chamberlin T. 1899. An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on an atmospheric basis. – J. of Geol., No. 7, pp. 545-584.

EU Climate Change Expert Group. 2008. The 2 Degree Celsius Target: Information Reference Document: Background on Impacts, Emission Pathways, Mitigation Options and Costs. URL: http://ec.europa.eu/clima/policies/international/docs/brochure_2c.pdf.

Greene Ch.H., Monger B. and Huntley M.E. 2010. Geoengineering: the inescapable truth of getting to 350. – Solutions, vol. 1, No. 5, pp. 57-66. URL: http://www.thesolutionsjournal.com.

IPCC 2007. Climate Change 2007. IPCC Fourth Assessment Report. Working Group I: The Physical Science Basis. – WMO, Geneva.

Izrael Yu.A. and Semenov S.M. 2006. Critical Levels of Greenhouse Gases, Stabilization Scenarios, and Implications for the Global Decisions. In: Avoiding Dangerous Climate Change /Schellnhuber, H J., Cramer, W., Nakicenovic, N., Wigley, T. and Yohe, G (Eds). – Cambridge University Press, pp. 73 - 79.

Keith D.W. 2000. Geoengineering the Climate: History and Prospect. – Annual Review of Energy and the Environment, vol. 25, pp. 245-284.

Kyoto Protocol 1998. The Kyoto Protocol to the UN Framework Convention on Climate Change. URL: http://unfccc.int/2860.php.

MacDougall A.H., 2013. Reversing climate warming by artificial atmospheric carbon dioxide removal: Can a Holocene-like climate be restored? – Geophy. Res. Lett., vol. 40, pp. 5480–5485, doi:10.1002/2013GL057467.

Marchetti C. 1977. On geoengineering and the CO2 problem. – Clim. Change, No. 1, pp. 59-68.

Morton O. 2007. Climate change: Is it what it takes to save the world? – Nature, vol. 447, pp. 132-136.

NAS 2015. Climate intervention: Carbon Dioxide Removal and Reliable Sequestration. National Research Council of US National Academy of Science. – The National Academic Press, Washington, D.C., 126 p.

Russell L.M., Rasch P.J., Mace G.M., Jackson R.B., Shepherd J., Liss P., Leinen M., Schimel D., Vaughan N.E., Janetos A.C., Boyd P.W., Norby R.J., Caldeira C., Merikanto J., Artaxo P., Melillo J. and Morgan M.G. 2012. Ecosystem impacts of geoengineering: a review for developing a science plan. – AMBIO, vol. 41 (4), pp. 350-369.

Smith P., Haberl H., Popp A., Erb K.-h., Lauk C., Harper R. Tubiello F. N., de Siqueira Pinto A., Jafari M., Sohi S., Masera O., Böttcher H., Berndes G., Bustamante M., Ahammad H., Clark H., Dong H., Elsiddig E.A., Mbow C., Ravindranath N.H., Rice C., Robledo Abad C., Romanovskaya A., Sperling F., Herrero M., House J.I. and Rose S. 2013. How much land-based greenhouse gas mitigation can be achieved without compromising food security and environmental goals? – Global Change Biology, vol. 19, iss. 8, pp. 2285–2302. doi: 10.1111/gcb.12160.

Van Vuuren D.P., Deetman S., van Vliet J., van den Berg M., van Ruijven B.J., Koelbl B. 2013. The role of negative CO_2 emissions for reaching 2C - insights from integrated assessment modeling. – Climatic Change, vol. 118, pp. 15-27. DOI 10.1007/s10584-012-0680-5.

Tyndall J. 1865. Heat considered as a mode of motion. -2^{nd} ed., London, Longmans, Green and Co.

Wigley T.M.L. 2006. A Combined Mitigation/Geoengineering Approach to Climate Stabilization. – Science, vol 314, pp. 452-454.

Глава 2. ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В СОВРЕМЕННУЮ ЭПОХУ И В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ

Три основных климатообразующих фактора – солнечная радиация, газовый состав атмосферы, альбедо земной поверхности и системы Земля атмосфера определяют всё многообразие климатов Земли, как в современную эпоху, так и в геологическом прошлом. Солнечная радиация, поступающая на верхнюю границу атмосферы, испытывает долгопериодные (от первых тысяч до первых миллионов лет) и короткопериодные колебания (ежегодные и декадные), связанные как с астрономическими факторами, так и с изменениями прозрачности атмосферы. Проходя через стратосферу, солнечная радиация поглощается и частично рассеивается обратно в мировое пространство под влиянием мелкодисперсного аэрозоля, который формирует постоянно присутствующий в стратосфере аэрозольный слой, концентрация частиц в котором может изменяться на порядок величины и более в результате мощных и катастрофических извержений взрывного типа. Такие инъекции в стратосферу вулканогенных материалов ослабляют приходящую солнечную радиацию, в результате чего происходит снижение температуры воздуха у земной поверхности. По различным модельным и эмпирическим оценкам вулканические извержения в отдельные исторические периоды (например, во время похолодания «малой ледниковой эпохи») могли определять до 30% изменчивости глобальной температуры (Crowley, 2000; Борзенкова, 2012; Борзенкова и др., 2011а и б).

Как показали исследования газового состава атмосферы в прошлом, выполненные на основе косвенных расчетов и прямых измерений газов в ледниковых кернах Гренландии и Антарктиды, содержание диоксида углерода, метана и закиси азота – основных парниковых газов, влияющих на температуру воздуха, испытывали значительные естественные колебания в прошлом (Котляков, 2000; Petit et al., 1999).

В настоящее время происходит поступление парниковых газов в атмосферу в результате сжигания нефти, природного газа и каменного угля, что приводит к значительному росту их концентрации в атмосфере и способствует повышению температуры воздуха у земной поверхности.

Изменения альбедо подстилающей поверхности и альбедо системы Земляатмосфера оказывали заметное влияние на радиационный и термический режим в прошлом, когда имели место значительные колебания площади континентальных и морских льдов и соотношения площади суши и моря в разных широтных зонах Земли. В настоящее время влияние альбедо системы Земля-атмосфера на термический режим у земной поверхности связано, прежде всего, с изменением балла облачности, особенно облачности верхнего яруса. Определенное влияние на величину альбедо системы может оказывать и поступление вулканического пепла в стратосферу в результате мощных извержений взрывного типа (Асатуров и др., 1986; Crutzen, 2006). Вопрос о влиянии строения земной поверхности (включая процессы горообразования) на глобальный климат достаточно широко обсуждались в палеоклиматической литературе (Борзенкова, 1992; Zubakov, Borzenkova, 1990). Модельные оценки последних лет показали, что влияние этого фактора значительно меньше по сравнению с влиянием изменения содержания диоксида углерода и метана на температуру воздуха (Борзенкова, 2003).

Существуют и другие факторы, такие как изменение скорости вращения Земли, смещение географического и магнитного полюсов, положение континентов в высоких широтах и другие. В последнее время уделяется большое внимание изучению зависимости между атмосферными процессами и нестабильностью вращения Земли, что может оказывать влияние, прежде всего на циркуляционные процессы, и тем самым на термический режим и глобальный гидрологический цикл (Сидоренков, 2002; Дзюба, Панин, 2007).

2.1. Парниковый эффект и роль состава атмосферы

Впервые на роль атмосферы как своего рода «одеяла», предохраняющего землю от охлаждения, указал французский физик Фурье в начале XIX века (Fourier, 1824). Он писал, что «видимый свет испытывает меньшее сопротивление при прохождении воздуха, чем при обратном прохождении, когда превращается в невидимое тепло». Фурье же провел аналогию между газами атмосферы и стеклом парника в сохранении тепла на поверхности Земли. Позднее выяснилось, что эта аналогия достаточно условна, поскольку стекло механически препятствует уносу нагретого внутри парника воздуха, тогда как определенные газы атмосферы препятствуют переносу энергии от Земли в космическое пространство в виде электромагнитного излучения. Тем не менее, термины «парниковый эффект» и «парниковые газы» заняли свое место в научной литературе.

Первым, кто обратил внимание на роль газового состава атмосферы (особенно CO_2 и водяных паров) в возникновении парникового эффекта, был Тиндалл (Tyndall, 1865). Несколько позже Аррениус (Arrhenius, 1896) и Чамберлин (Chamberlin, 1899) дали количественные оценки вклада диоксида углерода в парниковый эффект. По оценкам Аррениуса, а затем Коллендара (Callendar, 1938) удвоение концентрации CO_2 должно вести к глобальному потеплению на 6°С, что не столь уж значительно отличается от современных оценок, полученных с помощью сложнейших математических моделей.

Представление о парниковом эффекте основано на том физическом факте, что любое тело, имеющее температуру выше абсолютного нуля, излучает электромагнитную энергию, при этом, чем выше температура, тем выше энергия квантов излучения (другими словами, выше частота электромагнитной волны). Солнце, имеющее температуру поверхности около 5800°С, излучает основную часть энергии в видимом диапазоне с длинами волн от 0.38 до 0.76 и с максимумом около 0.5 мкм. Лишь очень малая доля энергии приходится на ультрафиолетовый (УФ) и инфракрасный (ИК) диапазоны. Земля с ее средней температурой поверхности около +14°С излучает энергию в широком спектре ИК диапазона от 1 до 30 мкм. Здесь нужно учитывать то обстоятельство, что солнечная радиация приходится на дневное поперечное сечение земного шара, а уходящая радиация излучается всей поверхностью планеты.

Глаз человека как оптический прибор воспринимает сигнал в видимой области спектра, и для него газы атмосферы представляются прозрачными веществами. На самом деле некоторые газы могут быть практически непрозрачны в УФ и ИК диапазонах. Любой газ, прозрачный в видимом диапазоне и имеющий полосы поглощения в ИК диапазоне, является парниковым газом. Наличие полос поглощения обусловлено строением молекул, а именно наличием дипольного момента. Например, молекулы основных газов земной атмосферы – азота и кислорода – дипольных моментов не имеют. К парниковым относятся такие газы как пары воды, диоксид углерода, метан, закись азота, озон и галогеносодержащие газы, в основном, искусственного происхождения. Именно эти газы обуславливают около 98% антропогенной составляющей парникового эффекта.

Поток лучистой энергии от Солнца на верхней границе атмосферы по данным различных авторов лежит в диапазоне 1368 - 1376 Вт/м², варьирует очень слабо и заметно меняется лишь в геологическом масштабе времени. Исходя из этого, данную величину называют астрономической солнечной постоянной. Если бы атмосфера Земли и ее поверхность не отражали часть солнечного излучения (альбедо равно нулю), температура поверхности определялась бы солнечной постоянной, зависящей от радиуса орбиты Земли (Ивлев, Довгалюк, 1999). Эта «орбитальная» температура по закону Стефана – Больцмана определяется из уравнения:

$$I = \sigma T_R^4 , \qquad (2.1)$$

где: I – поток солнечной радиации на единицу земной поверхности; T_R равновесная температура, зависящая от радиуса орбиты R; s = 5.7*10⁻⁸ BT/м²/K⁴. Для Земли T_R равна примерно 278К. При отсутствии отражения и поглощения на каждый квадратный метр сферической земной поверхности приходилось бы в среднем 343 BT/м². В стратосфере часть светового потока отражается и поглощается, и среднюю величину потока на верхней границе тропосферы принято называть метеорологической солнечной постоянной.

Основная доля солнечного излучения проходит сквозь атмосферу, частично отражается (около 30%) и частично поглощается поверхностью, нагревая ее. Поверхность планеты излучает кванты в ИК диапазоне, но подавляющая часть этих квантов не покидает атмосферы, а поглощается парниковыми газами, передавая им энергию, которая трансформируется в тепловую. Нагретый слой атмосферы вновь излучает в ИК диапазоне, при этом излучение изотропно, то есть лишь половина энергии передается вверх, а половина – вниз, обратно к земной поверхности. В каждом вышележащем слое атмосферы процесс повторяется, и происходит перераспределение тепла в атмосфере по высоте. В целом атмосфера служит барьером для потока инфракрасного излучения в космическое пространство. Условно можно считать, что окончательно излучение в ИК диапазоне покидает Землю и уходит в космическое пространство на высотах 5-6 км, то есть там, где температура составляет минус 18-19°С. Поток излучения поверхностью планеты, имеющей среднюю температуру 14°С, заметно выше потока, уходящего в космическое пространство, что и является результатом парникового эффекта.

Если бы в атмосфере не было парниковых газов, ИК излучение поверхности сразу же уходило бы в космическое пространство. В такой ситуации средняя температура земной поверхности была бы на 32-33°С ниже современной (+14°С). Поскольку основная часть парниковых газов является природными составляющими атмосферы, то и парниковый эффект есть природное явление. Он характерен не только для Земли, но и для других планет Солнечной системы. Исключительно сильно он выражен на Венере, где концентрация диоксида углерода составляет 96% при давлении в 100 раз больше земного. В таких условиях температура поверхности Венеры в результате парникового эффекта достигает 480°С.

Для оценки относительного влияния различных парниковых газов на климат используют величину глобального радиационного воздействия или «радиационного форсинга¹⁾», определяемое как изменение радиационного нетто-потока на данном атмосферном уровне (IPCC, 1995). Применительно к парниковому эффекту используется усредненное изменение достигающего поверхности потока энергии (Bт/м²) за счет изменения концентрации данного парникового газа в атмосфере. Свойства основных парниковых газов представлены в табл. 2.1. Поскольку содержание парниковых газов в атмосфере не постоянно, данные приведены на 2000 год.

Важнейшие парниковые газы	H ₂ O	CO ₂	03	CH ₄	Φ-11 ¹⁾	Φ-12 ¹⁾	N ₂ O
Концентрации на 2000 год, ppmv	»10000	367	вариаб.	1.75	2.61E-4 ³	5.43E-4	0.32
Глобальное парниковое воздействие, Вт/м ²	вариаб.	1.46	0.034	0.48	0.064	0.034	0.15
Вклад в парниковый эффект, °С	20.6	7.2	2.4	0.8	-	-	1.4
Время жизни в атмосфере, лет	»0.033	50-200	»0.1	10	35-57	79-113	120-150

Таблица 2.1. Свойства важнейших парниковых газов

Примечания: ¹⁾ Φ -11 – фреон-11, CCl3F; Φ -12 – фреон-12, CCl₂F₂; ²⁾ ppmv – миллионная объемная доля в воздухе;

³⁾ Запись 2.61Е-4 означает 2.61*10⁻⁴.

¹⁾ Часто встречающийся в последние годы термин является калькой английского термина "radiation forcing"

Борзенкова И.И., Рябошапко А.Г.

Из таблицы следует, что концентрации газов отличаются на порядки, а значения глобального парникового воздействия сопоставимы между собой. Это означает, что степень прозрачности различных газов в ИК диапазоне варьирует в пределах порядков величины. Например, молекула метана поглощает ИК излучение в 25 раз интенсивнее, чем молекула CO_2 , а молекула $CCl_2F_2 - в$ 15800 раз. Столь же существенно отличаются и концентрации газов в атмосфере. Сочетание поглощающей способности в ИК диапазоне и типичной концентрации определяет парниковое воздействие того или иного газа.

Важной характеристикой парниковых газов является их время жизни в атмосфере²⁾. Весьма длительное время жизни фреонов в атмосфере означает, что полное мгновенное прекращение их антропогенного выброса в атмосферу очень нескоро скажется на вызываемом ими радиационном эффекте. Весьма сложно дать конкретное значение времени жизни для диоксида углерода, поскольку он включен в исключительно сложную схему взаимодействия с наземной и морской биотой.

Данные табл. 2.1 показывают, что наибольший вклад в парниковый эффект дает водяной пар, имеющий на глобальном уровне исключительно природное происхождение. Другие газы являются предметом детальных исследований в силу того, что человек значительно изменил их природный цикл. Например, следы фреонов обнаруживаются в составе вулканических газов, но их антропогенный выброс на протяжении XX столетия превысил естественную эмиссию на многие порядки величины. Для других газов изменения не столь драматичны, но их концентрации постоянно растут. Табл. 2.2 дает представление о том, в какой мере изменились концентрации важнейших парниковых газов за последние 250 лет.

Год	CO ₂ (ppm)	CH ₄ (ppb)	N ₂ O (ppb)	Ф-11 (ppt)	Ф-12 (ppt)
1850	280	750	260	»0	»0
1900	296	970	292	»0	»0
1960	316	1270	296	18	30
1970	325	1420	299	70	121
1980	337	1570	303	158	273
1990	354	1720	310	258	484
1995	360	1730	312	258	532
2000	367	1745	320	261	543

Таблица 2.2. Изменение средних глобальных концентраций важнейших парниковых газов в результате деятельности человека

Из табл. 2.2 следует, что в наибольшей степени изменились концентрации фреонов, однако рост их содержания в атмосфере в последние годы замед-

²⁾ Время жизни – время, за которое количество вещества уменьшится в е раз при прекращении его поступления в систему; для равновесной системы численно равно отношению массы к входящему или уходящему потоку.

лился. Предполагается, что в связи с резким сокращением антропогенных выбросов их концентрации в ближайшие годы начнут убывать. Высокая скорость роста концентраций характерна для метана. Концентрация основного (частично антропогенного) парникового газа – диоксида углерода продолжает расти со скоростью примерно 1.5 ppm/год, и крайне маловероятно, что этот рост прекратится в ближайшие десятилетия.

Атмосфера представляет собой сложную гетерогенную систему, в которой кроме газов содержится огромное количество жидких и твердых веществ. Как и газы, жидкие и твердые составляющие могут оказывать существенное влияние на радиационный баланс Земли. Здесь важнейшим обстоятельством является то, что прозрачность аэрозольной системы растет при увеличении длины волны излучения, т.е. поглощения в ИК диапазоне практически не происходит. Оценки влияния аэрозолей на радиационные потоки в значительной степени осложняются высокой пространственной и временной неоднородностью концентраций жидкой и твердой фаз.

Важнейшей частью атмосферной гетерогенной системы являются облака. С одной стороны, верхняя кромка облаков может отражать до 90% приходящей солнечной радиации. Для сравнения укажем, что морская поверхность отражает не более 10%. С этой точки зрения можно считать, облака обладают выхолаживающим (антипарниковым) эффектом. С другой стороны, относительно крупные капли облаков могут поглощать уходящее от земной поверхности излучение, превращая его в тепло, то есть обладают выраженным парниковым эффектом. В целом для земного шара выхолаживающий эффект облаков преобладает. Его количественные оценки лежат в диапазоне от -13 до -21 Вт/м². В зимнем полушарии парниковый и выхолаживающий эффект облаков примерно балансируют друг друга.

Кроме облачных капель и ледяных кристаллов земная атмосфера содержит в среднем около 60 Мт массы аэрозольных частиц. Эта масса представлена частицами почвы, индустриальной пылью, частицами морской соли, спорами растений, каплями серной кислоты в стратосфере и т.д. Оценено, что 90% массы аэрозоля имеет природное происхождение. Их радиационный эффект неоднозначен и зависит от материала аэрозольного вещества, размера частиц, слоя атмосферы, в котором частицы находятся. В зависимости от конкретной ситуации аэрозольные частицы могут проявлять как парниковый, так и выхолаживающий эффекты. Кроме того, значительная масса аэрозольного вещества может находиться в подоблачном слое, и радиационные эффекты частиц будут в этом случае подавляться влиянием облаков.

Аэрозольные частицы, интенсивно поглощающие излучение Солнца, например, частицы сажи, будут обладать выраженными парниковыми свойствами, если они находятся в нижнем слое атмосферы. В этом случае поглощенная электромагнитная энергия переходит в тепловую и передается нижнему слою атмосферы. Однако наличие частиц сажи в стратосфере приводит к ее дополнительному разогреву, что создает условия для ухода ИК радиации в космическое пространство, при этом нижние слои атмосферы будут получать меньше энергии. Еще бо́льшим выхолаживающим эффектом обладают мелкие частицы в стратосфере, интенсивно отражающие коротковолновую радиацию. К ним, например, можно отнести мельчайшие капли серной кислоты в слое Юнге на высотах около 25 км. В этом случае следует просто говорить о снижении потока приходящей энергии.

Сложность картины взаимодействия аэрозольного вещества с солнечным излучением не позволяет получить точные оценки радиационной роли аэрозольного вещества для Земли в целом. Трудность получения оценок усугубляется тем фактом, что знак и величина радиационного эффекта значительно меняется от сезона к сезону и от региона к региону. Например, при выносе антропогенных аэрозольных продуктов с территории США в Атлантику в летнее время при безоблачном небе радиационный эффект может достигать -190 BT/m^2 (Russell et al., 1997). В целом же над океанской поверхностью частицы морской соли обеспечивают явный эффект выхолаживания со средне глобальной величиной порядка -3.5 BT/m^2 . Сульфатные аэрозоли как природного, так и антропогенного происхождения также обладают выхолаживающими свойствами, в совокупности около $-1.5 BT/m^2$. Частицы сажи в целом ведут к нагреву с парниковым эффектом порядка +0.4 BT/m^2 (Satheesh, Moorthy, 2005).

При сравнении парникового и выхолаживающего эффектов следует иметь ввиду, что влияние на приходящую радиацию (поглощение, рассеяние или отражение) реализуется лишь в светлое время суток. Напротив, парниковый эффект имеет место круглые сутки, поскольку ИК радиацию излучает вся поверхность планеты.

2.2. Долгопериодные и короткопериодные колебания приходящей солнечной радиации

Средний годовой приток тепла к земной поверхности определяется количеством солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы при среднем расстоянии от Земли до Солнца. Эта величина – так называемая астрономическая «солнечная постоянная», испытывает долгопериодные и короткопериодные колебания, связанные как с физическими процессами на Солнце, так и с астрономическими факторами. Эволюция климата Земли определяется эволюцией Солнца как звезды. Предполагают, что увеличение светимости Солнца происходит очень медленно, не более чем на 5% за миллиард лет (Будыко, 1974; Foukal et al., 2004, 2006; Newman, Rood, 1977).

Долгопериодные колебания в приходе солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы за последний миллион лет, определяющие изменение температуры воздуха у земной поверхности, связанны, прежде всего, с периодическими изменениями элементов земной орбиты. История астрономической теории климата насчитывает более 100 лет. Изложенная впервые французским математиком Адемаром в 1842 году в книге «Революция океана», позднее была развита в новую астрономическую теорию климата Кролем, а в 30-е годы XIX столетия Миланкович представил её практически в завершенном виде (Миланкович, 1939). Совершенствование математических методов и появление сверхбыстрых компьютеров позволяет постоянно совершенствовать расчеты Миланковича, о чем свидетельствуют новые оценки изменения солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы в результате влияния астрономических факторов (Berger, 1981; Berger et al., 2013).

Величина астрономической «солнечной постоянной» определяется изменениями элементов земной орбиты: эксцентриситета, наклона земной оси и временем предварения равноденствий (прецессией). Эксцентриситет орбиты, характеризующий её отклонение от круговой, изменяется от 0.0007 до 0.0658 (в настоящее время он равен 0.017) и испытывает колебания с периодами 100, 415-420 и 1200 тысяч лет. Наклон земной оси изменяется от 22°06.8′ до 24°56.8′ (современное значение 23°45′), периоды изменения наклона земной оси составляют 23. 41 и 200 тыс. лет. Изменение прецессии определяется положением оси вращения Земли в пространстве под влиянием притяжения Луны и планет солнечной системы и происходит с периодами 19 и 23 тыс. лет.

С периодическими изменениями этих факторов связаны относительно небольшие изменения сезонных сумм солнечной радиации (при неизменности годовых сумм) на разных широтах, которые определяют сравнительно небольшие колебания температуры воздуха у земной поверхности. Спектральный анализ кислородно-изотопных данных глубоководных океанических осадков и ледяных кернов, отражающих изменение температуры воды и объемов континентальных льдов в разные эпохи прошлого, показал, что наиболее четко выделяются колебания с периодами 20, 40 и 100 тысяч лет, близкие к периодам изменения элементов земной орбиты. Это явилось весьма убедительным свидетельством в пользу астрономической теории чередования ледниковых и межледниковых периодов в позднем плейстоцене (Зубаков, 1986; Котляков, 2000; Imbrie, Imbrie, 1980).

Короткопериодные изменения астрономической «солнечной постоянной» связаны с изменением светимости Солнца в результате изменения активности Солнца, что проявляется в образовании или сокращении солнечных пятен и факелов. Наиболее изучены 11-летний и 22/23 летние циклы таких колебаний, хотя в последнее время астрономы открыли наличие 200-летней периодичности. Были предприняты многочисленные попытки установить связь между солнечной активностью, которая оценивается количеством солнечных пятен или солнечных факелов на видимом диске Солнца, и температурой воздуха у земной поверхности.

Однако только с началом спутниковых наблюдений в 1978 году удалось получить достоверные эмпирические данные о колебаниях солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы, установив с помощью фотометров непрерывные наблюдения за изменением яркости солнечного диска (Fröhlich, Lean, 2004; Gray et al., 2010; Krivova et al., 2011; Lean et al., 1995, 2005; Kopp, Lean, 2011; NRC, 2013; Pinker et al., 2005; Shapiro et al., 2011; Wild et al., 2007).

По рекомендации ВМО (1-я сессия рабочей группы комиссии по приборам и методам наблюдений) величина астрономической «солнечной постоянной» принята равной 1367±7 Вт/м² (Кондратьев, 1981). В результате последних

измерений, выполненных в рамках проекта SORCE (Solar Radiation and Climate Experiment) в 2003/2004 годах, получена величина астрономической «солнечной постоянной», равная 1361 Вт/м², что несколько ниже по сравнению с измерениями других радиометров (Lean et al., 1995; 2005). Анализ данных спутниковых наблюдений, представленный в последнем докладе МГЭИК (IPCC, 2007), свидетельствуют о том, что до настоящего времени официально не предложено альтернативной величины солнечной «постоянной», рекомендованной ранее ВМО.

Спутниковые измерения показали, что существующие сравнительно небольшие изменения в приходе солнечной радиации между периодами минимума и максимума солнечной активности, связанные с 11-летнем и 22/ 23 летними циклами солнечной активности, в большей степени объясняются ошибками измерений, чем реальными изменениями светимости солнца (IPCC, 2007). Как показали оценки, выполненные в ряде исследований (Gray et al., 2010; Корр, Lean, 2011; Solanki et al., 2013), изменения в приходе солнечной радиации между пиками солнечной активности составляют доли процента. С учетом влияния термической инерции океана такие изменения в приходе солнечной радиации могут изменить температуру воздуха у земной поверхности не более, чем на 0.1°С. Термическая инерция океана сглаживает колебания такого масштаба, и они не могут оказывать заметного влияния на изменение климата. В последнее время этот вывод был полностью подтвержден работами Фоукла и др. (Foukal et al., 2004; 2006) и Грея с коллегами (Gray et al., 2010). Представленный в этих работах аналитический обзор современных методов влияния активности солнца на приход солнечной радиации к земной поверхности, позволяет оценить вклад короткопериодных колебаний радиации на температуру воздуха у земной поверхности.

Таким образом, солнечная радиации, поступающая на верхнюю границу атмосферы, испытывает как долгопериодные (от первых тысяч до первых миллионов лет), так и короткопериодные колебания во временном масштабе от первых десятков до первых сотен лет. Проходя через верхние слои атмосферы, солнечная радиация частично поглощается, частично рассеивается обратно в мировое пространство под влиянием мелкодисперсного аэрозоля, который формирует постоянно присутствующий в стратосфере аэрозольный слой, так называемый слой Юнге (Junge , 1963),

Концентрация аэрозольных частиц, присутствующих в этом слое, испытывает постоянные колебания, связанные с поступлением в верхние слои атмосферы аэрозолей как природного, так и антропогенного происхождения (более подробно этот вопрос рассмотрен в главе 3). Наиболее значительные изменения (на порядок величины и более) концентрации аэрозоля связаны с поступлением вулканического вещества (в виде пепла и газов) при мощных и катастрофических извержениях вулканов взрывного типа, которые доставляют вулканический пепел и газы непосредственно в верхнюю тропосферу и стратосферу. Такие инъекции в стратосферу вулканогенных материалов ослабляют приходящую солнечную радиацию, в результате чего происходит снижение температуры воздуха у земной поверхности. Радиация, приходящая на верхнюю границу тропосферы и определяющая изменение климата у земной поверхности получила название «метеорологической солнечной постоянной» (Будыко, 1974; Кондратьев, 1981, Кондратьев и др. 1983). При относительно стабильной «астрономической солнечной постоянной» во временном масштабе тысяч и десятков тысяч лет, величина «метеорологической солнечной постоянной» может испытывать значительные короткопериодные колебания в результате изменения концентрации аэрозоля в стратосфере.

Совершенно очевидно, что существует тесная зависимость между уровнем концентрации аэрозоля в стратосфере и изменением радиации на верхней границе тропосферы и у земной поверхности. Появление длинных рядов наблюдений за солнечной радиацией со спутников позволили сравнить их с данными наземных актинометрических станций. В работе Кондратьева др. (1983) показано, что определенная часть изменчивости «метеорологической солнечной постоянной» может быть связана с изменением солнечной активности, главным образом, из-за изменения потоков корпускулярного излучения, которые влияют на химические и фотохимические процессы в стратосфере.

В ряде исследований последних лет была сделана попытка обобщения актинометрической информации с целью обнаружения короткопериодных трендов приходящей к земной поверхности солнечной радиации, связанных с колебаниями прозрачности атмосферы (Dutton et al., 2006; Kerr, 2007; Stanhill, 2007; Wild et al., 2007). Данные спутниковых наблюдений с 1978 года, обобщенные в работе Пинкера и др. (Pinker et al., 2005), подтвердили вывод о смене знака тренда солнечной радиации, приходящей к земной поверхности, в начале 90-х годов прошлого столетия. Авторы этой работы предполагают, что переход от глобального помутнения ("dimming") к глобальной яркости ("brightening") может быть одной из причин роста глобальной температуры в конце прошлого и в начале настоящего столетия.

Эта тенденция к некоторому «очищению» атмосферы обнаружена и в данных измерений оптической толщины атмосферы над океанами и в целом над всей планетой (Mishchenko et al., 2007; Kerr, 2007). Данные об изменении оптической толщины, характеризующей прозрачность атмосферы, полученные в рамках проектов SAGE и GACP (Global Aerosol Climatology Project) с помощью радиометров высокого разрешения AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), показали четко выраженную тенденцию к уменьшению оптической толщины. Можно полагать, что «очищение» атмосферы могло быть связано с отсутствием крупных вулканических извержений, после того как закончилось влияние на стратосферный аэрозольный слой извержения вулкана Пинатубо (Mishchenko et al., 2007). Хотя некоторые исследователи высказывают определенный скептицизм в отношении достоверности этих измерений. Согласование между спутниковой и наземной информацией, позволяют сделать вывод о наличии долговременной тенденции в изменении прозрачности атмосферы, последствием которой является увеличение солнечной радиации, поступающей к земной поверхности. Можно полагать, что Борзенкова И.И., Рябошапко А.Г.

только достаточно мощное вулканическое извержение способно изменить знак тренда солнечной радиации, приходящей к земной поверхности и прозрачности атмосферы. Более детально вопрос об оптической толщине и о влиянии вулканических извержений и других факторов на прозрачность атмосферы и приход солнечной радиации к земной поверхности рассмотрен в главах 3 и 4.

Список литературы

Асатуров М.Л., Будыко М.И., Гройсман П.Я. и др. 1986. Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли. – Л., Гидрометеоиздат, 256 с.

Борзенкова И.И. 1992. Изменение климата в кайнозое. – СПб, Гидрометеоиздат, 247 с.

Борзенкова И.И. 2003. Определение чувствительности глобального климата к газовому составу атмосферы по палеоклиматическим данным. – Известия РАН, физика атмосферы и океана, т. 39, с. 222-228.

Борзенкова И.И. 2012. Вулканические извержения и климат Земли: вулканизм как аналог геоинженерии. – В сб.: «Исследование возможностей стабилизации климата с помощью новых технологий». Труды Международной научной конференции "Проблемы адаптации к изменению климата" /под ред. Ю.А. Израэля. – М., Росгидромет, с. 122-126.

Борзенкова И.И., Жильцова Е.Л., Лобанов В.А. 2011а. Ледниковые керны и дендрохронологические записи как источники информации об изменениях климата в историческое время. – Лёд и Снег, № 2, с. 95-105.

Борзенкова И.И., Жильцова Е.Л., Лобанов В.А. 20116. Вариации климата внетропической зоны северного полушария за последние 1000 лет: анализ данных и возможных причин. – В сб.: «Проблемы экологического моделирования и мониторинга экосистем» /ред. Ю.А. Израэль. – М., "Планета", с. 131-152.

Будыко М.И. 1974. Изменение климата. – Л., Гидрометеоиздат, 279 с.

Дзюба А.В., Панин Г.Н. 2007. Механизм формирования многолетненаправленных изменений климата в прошедшем и текущем столетиях. – Метеорология и Гидрология, № 5, с. 5-27.

Зубаков В.А. 1986. Глобальные климатические события плейстоцена. – Л., Гидрометеоиздат, 287 с.

Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А. 1999. Физика атмосферных аэрозольных систем. – Санкт-Петербургский Государственный Университет, 193 с.

Кондратьев К.Я. 1981. Стратосфера и климат. – Итоги науки и техники, Серия Метеорология и климатология, т. 6, Москва, ВИНИТИ, 222 с.

Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. 1983. Атмосферный аэрозоль. – Л., Гидрометеоиздат, 224 с.

Котляков В.М. 2000. Гляциология Антарктиды. Книга 1. – Москва, «Наука», 431 с.

Миланкович М. 1939. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. – М.-Л., 208 с.

Сидоренков Н.С. 2002. Атмосферные процессы и вращение Земли. – СПб, Гидрометеоиздат, 366 с.

Arrhenius S. 1896. On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground. – Philosophical Magazine and Journal of Science. Fifth Series. – London, Edinburgh and Dublin, pp. 237-276.

Berger A. 1981. Long-term variations of monthly isolation as related to climatic changes. – Geolog. Rund., Bd. 70, No. 2, pp. 748-758.

Berger M., Brandefelt J., Nilsson J. 2013. The sensitivity of the Arctic sea ice to orbitally induced insolation changes: a study of the mid-Holocene Paleoclimate Modelling Intercomparison Project 2 and 3 simulations. – Clim. Past, vol. 9, pp. 969-982.

Callendar G.S. 1938. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. –Quat. J. of Royal Meteorol. Soc., pp. 223-240.

Chamberlin T. 1899. An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on an atmospheric basis. – J. of Geol., vol. 7, pp. 545-584.

Crowley T.J. 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. – Science, vol. 289, pp. 270-277.

Crutzen P.J. 2006. Albedo enhancement by stratospheric sulfur injection: a contribution to resolve a policy dilemma? – Climate Change, vol. 77, pp. 211-219.

Dutton E.G, Nelson D.W., Stone R.S., Longenecker D., Carbaugh G., Harris J.M., Wendell J. 2006. Decadal variations in surface solar irradiance as observed in a globally remote network. – Journ. of Geophys. Res., vol. 111, D19101, doi: 10.1029/2005JD006901.

Foukal P., North G., Wigley T. 2004. A stellar view on solar variations and climate. – Science, vol. 306, pp. 68-69.

Foukal P., Fröhlich, C., Spruit H., Wigley T.M.L. 2006. Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's climate. – Nature, vol. 443, pp. 161-166.

Fourier J. 1824. Remarques generales sur les temperatures du globe terrestre et des espaces planetaires. – Annal. Chim. Phys., vol. 27, pp. 136-167 (франц.).

Fröhlich C., Lean J. 2004. Solar radiative output and its variability: Evidence and mechanisms. – Astron. and Astrophys. Rev., vol. 12, pp. 273-320.

Gray L., Beer J., Geller M., Haigh J.D., Lockwood M., Matthes K., Cubasch U., Fleitmann D., Harrison G., Hood L., Luterbacher J., Meehl G.A., Shindell D., van Geel B., White W. 2010. Solar influences on climate. – Rev. Geophys., vol. 48, RG4001, doi:10.1029/2009RG000282.

Борзенкова И.И., Рябошапко А.Г.

Imbrie J., Imbrie K. 1980. Modelling the climatic response to orbital variations. – Science, vol. 207, pp. 943-953.

IPCC 1995. Radiative Forcing of Climate Change. /Ed. by J. Houghton et al. – Cambridge University Press, New-York, 231 p.

IPCC 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Solomon S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.). – Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.

Junge C. 1963. Atmospheric chemistry and radioactivity. – N.Y.Academic Press. (Русский перевод. Юнге К. 1965. Химический состав и радиоактивность атмосферы. – М. «Мир». 424 с).

Kerr R.A. 2007. Is a thinning haze unveiling the real global warming? – Science, vol. 315, pp. 1480.

Krivova N.A., Solanki S.K., Unruh Y.C. 2011. Towards a long-term record of solar total and spectral irradiance. – J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., vol. 73, pp. 223-234, doi:10.1016/j.jastp.2009.11.013.

Kopp G., Lean J.L. 2011. A new, lower value of total solar irradiance:Evidence and climate significance. – Geophys. Res. Lett., vol. 38, L01706, doi:10.1029/2010GL045777.

Lean J., Beer J., Bradley R. 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change. – Geophys. Res. Lett., vol. 22, pp. 3195-3198.

Lean J., Rottman G., Harder J., Kopp G. 2005. SORCE contributions to new understanding of global change and solar variability. – Sol. Phys., vol. 230, pp. 27-53, doi:10.1007/s11207-005-1527-2.

Mischenko M.I., Geogzhayev I.V., Rossow W.B., Cairns B., Carlson B.E., Lacis A.A., Liu Li., Travis L.D. 2007. Long-term satellite record reveals likely recent aerosol trend. – Science, vol. 315, p. 1543.

Newman M.J., Rodd R.T. 1977. Implications of solar evolution for the Earth's early atmosphere. – Science, vol. 198, pp. 1035-1037.

Pinker R.T., Zhang B., Dutton E.G. 2005. Do satellites detect trends in surface solar radiation? – Science, vol. 308, No. 5723, pp. 850-854.

Petit J., Jozel J., Raynaud D., Barkov N., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delayque G., Delmotte M., Kotlyakov V., Legrand M., Lipenkov V., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. – Nature, vol. 399, 3 June, pp. 429-436.

Russell P.B., Hignett P., Stowe L.L., Livingston J.M., Kinne S., Wong J. 1997. Direct aerosol radiative forcing: Calculations and measurements from the Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observational Experiment (TARFOX). –
Proceedings of the A&WMA/AGU Specialty Conference on Visual Air Quality, Aerosols, and Global Radiation Balance, September 9-12, 1997. – Bartlett, NH, USA.

Solanki S.K, Krivova N.A., Haigh J.D. 2013. Solar irradiance variability and climate. – Annu. Rev. Astron. Astrophys., vol. 51, pp. 311-351.

Satheesh S.K., Moorthy K.K. 2005. Radiative effects of natural aerosols: A review. – Atmos. Environ., vol. 39 (11), pp. 2089-2110.

Shapiro A.I., Schmutz W., Rozanov E., Schoell M., Haberreiter M., Shapiro A.V., Nyeki S. 2011. A new approach to the long-term reconstruction of the solar irradiance leads to large historical solar forcing. – Astronomy & Astrophysics, vol. 529, A67, DOI: 10.1051/0004-6361/201016173.

Stanhill G. 2007. A perspective on global warming, dimming and brightening. – EOS Trans. AGU, vol. 88, No. 5, p. 58.

Tyndall J. 1865. Heat considered as a mode of motion. -2^{nd} ed., London, Longmans, Green and Co.

Wild M., Ohmura A., Makowski K. 2007. Impact of global dimming and brightening on global warming. – Geophys. Res. Lett., vol. 34, L04702, doi: 10.1029/2006GL028031.

Zubakov V.A., Borzenkova I.I. 1990. Global climate in the Late Cenozoic. – Elsevier Publ., Amsterdam, Oxford, New York, 472 p.

Глава 3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СВОЙСТВА ПРИРОДНОГО АЭРОЗОЛЬНОГО СЛОЯ В СТРАТОСФЕРЕ

3.1. Процессы образования природных стратосферных аэрозолей

Аэрозольное вещество является неотъемлемой природной составляющей атмосферы в целом, и стратосферы в частности. Аэрозольные частицы могут, как поступать в стратосферу из ниже- и вышележащих слоев атмосферы, так и образовываться непосредственно в самой стратосфере. Источники поступления в стратосферу твердого вещества имеют как естественное, так и антропогенное происхождение. Можно выделить пять основных механизмов, обуславливающих наличие аэрозольных частиц в стратосфере: поступление вещества космического происхождения, прямой вынос газов-предшественников и собственно аэрозольных частиц из тропосферы в стратосферу, образование аэрозольных частиц в самой стратосфере в результате химических газофазных реакций, вулканические пылегазовые выбросы непосредственно в стратосферу и выброс двигателей высотной авиации.

Из космического пространства в атмосферу Земли постоянно поступает твердое вещество. В стратосфере метеоритный поток – важнейший источник аэрозолей размером более микрона. Для высот свыше 20 км частицы менее 0,01 мкм тоже в основном метеоритного происхождения. Для остальных размеров и высот метеоритный вклад составляет менее 10%. По мере опускания метеоритные частицы изменяются – становятся ядрами кристаллизации льда, вступают в реакции нейтрализации серной кислоты, укрупняются за счет соударений (Turco et al., 1981). Оценки интенсивности метеоритного потока колеблются в широких пределах. По данным Хантена и др. (Hunten et al., 1980) поток космической пыли составляет 0.016 Мт в год. Лебединец (1976) дает диапазон значений метеоритного потока частиц с медианным радиусом 100 мкм от 0.015 до 0.026 Мт в год. Практически совпадает с нижним пределом этого диапазона величина 0.016 Мт/год, приводимая Кондратьевым и др. (1983). В рамках проекта SPARC (Thomason, Peter, 2006) оценено, что метеоритный поток лежит в пределах 0.016-0.096 Мт/год. Существенно более высокие значения приводят Ивлев и Довгалюк (1999) - от 1 до 5 Мт/год и Барабанов (1985) - от 0.37 до 3.7 Мт/год для всего метеоритного вещества. В этом диапазоне лежит оценка Юнге (1965) – минимум 1.3 Мт/год. Для дальнейших оценок примем минимальную величину потока из диапазона, предложенного Барабановым (1985).

Определенная масса космического вещества представлена пылью и мелкими, сгорающими в атмосфере метеоритами. При торможении в атмосфере на высотах 50-100 км частицы пыли, и мелкие метеориты разогреваются и разрушаются с образованием сферических аэрозольных частиц с размерами в диапазоне от 1 до 100 мкм (СЭС, 1983). Если принять, что средний размер таких частиц составляет 5 мкм при плотности 3 г/см³, скорость их гравитационного оседания в разреженном воздухе стратосферы в соответствии с законом Стокса-Каннингама должна меняться от 0.008 м/с на уровне 10 км до 0.9 м/с на уровне 50 км. Отсюда, среднее равновесное содержание твердого вещества космического происхождения в стратосфере должно составлять около 0.01 Мт. Это весьма грубая оценка, но, как будет показано ниже, данная величина мала по сравнению с количеством аэрозольного вещества от других источников.

Второй механизм связан с обменом воздушных масс между стратосферой и тропосферой. Особенно это характерно для тропиков, где мощные конвективные потоки могут выносить воздух тропосферы вверх за пределы тропопаузы. Обмен приводит к поступлению из тропосферы аэрозольного вещества в основном, в виде наиболее распространенных в тропосфере сульфатсодержащих частиц и частиц сажи. Кроме того, таким путем в стратосферу проникают газы – предшественников аэрозоля. С другой стороны, в результате обмена воздух стратосферы поступает в тропосферу, поскольку в целом система сбалансирована. Влияние тропосферного воздуха ограничивается лишь самым нижним слоем стратосферы. Это обуславливает относительно небольшое время жизни тропосферных аэрозольных частиц в стратосфере (порядок величины – месяц).

Концентрация серы в виде сульфатов в верхней тропосфере на уровне тропопаузы может быть оценена величиной 0.05 мкг S/м³ (Рябошапко, 1983). Неожиданно высокие концентрации диоксида серы, равные 0.18 мкг S/м³, были измерены Яшке и др. (Jaeschke et al., 1976) на уровне тропопаузы, что могло быть связано с вулканической эмиссией в свободную тропосферу (Graf et al., 1997). Время жизни самого воздуха в стратосферном резервуаре можно оценить равным 5 годам, что при массе воздуха в стратосфере 1.3×10¹⁸ кг дает величину стратосферно-тропосферного потока 2.6×10¹⁷ кг/год. Для высоты 12 км этот массовый поток соответствует объемному потоку 9×10¹⁷ м⁵/год. Если принять за основу указанные выше данные по концентрациям, поток серы из тропосферы в стратосферу в пересчете на 75% серную кислоту составит примерно 0.8 Мт/год. Это достаточно грубая оценка, поскольку значение потока воздуха существенно зависит от высоты: на уровне тропопаузы поток может составлять 6×10^9 Мт/год (Thomason, Peter, 2006), а поток через изобарическую поверхность 100 гПа – 3×10^8 Мт/год (Rosenlof, Holton, 1993). При времени жизни тропосферного аэрозоля в самом нижнем слое стратосферы порядка месяца (Cadle, 1975) равновесная масса серы в стратосферном резервуаре, обусловленная данным источником, составит 0.07 Мт.

Такие газы как сероводород (H_2S) и диметилсульфид ((CH_3)₂S) имеют мало шансов проникнуть в стратосферу, поскольку они достаточно быстро окисляются в нижних слоях тропосферы. Однако, сероуглерод (CS_2) и, особенно, карбонилсульфид (OCS) в тропосфере окисляются медленно. По мнению Крутцена (Crutzen, 1976) именно природная эмиссия карбонилсульфида является причиной образования стратосферного сульфатного слоя Юнге. Поскольку наличие сульфатных частиц в стратосфере влияет на радиационный баланс Земли, к началу 1980-х годов стало общепризнанным, что поток в

стратосферу долгоживущих восстановленных соединений серы можно рассматривать как важный климатообразующий фактор (Рябошапко, 1983).

Майре и др. (Myhre et al., 2004) показали, что поток в стратосферу OCS слишком мал, чтобы объяснить существование фонового сульфатного аэрозоля. Детальные исследования механизмов образования стратосферных аэрозолей показали, что вторым по важности газом предшественником является диоксид серы (Thomaso, Peter, 2006). Как и карбонилсульфид, он проникает в тропическую стратосферу из тропосферы и достаточно быстро окисляется с образованием сульфатов. Принято считать, что карбонилсульфид дает наибольший вклад в образование сульфатов на высотах более 25 км, а диоксид серы – ниже этого уровня. В качестве грубой оценки можно принять вклад SO₂ в образование стратосферных сульфатов равным половине от вклада OCS.

В стратосфере процессы окисления идут существенно быстрее за счет фотохимических процессов и более высоких относительных концентраций потенциальных окислителей. Сероуглерод окислятся относительно легко, поэтому он не проникает выше 20 км. Карбонилсульфид как более стойкое соединение достигает 40 км. По данным Крутцена (Crutzen, 1976) его суммарный поток в стратосферу может составлять около 0.05 Мт S/год (0.2 Мт/год в пересчете на 75% серную кислоту). Наиболее вероятно протекание следующих реакций (Бримблкумб, 1988; Charlson et al., 2000):

 $OCS + hv \rightarrow S^{\bullet} + CO$ $S^{\bullet} + O_{2} \rightarrow SO^{\bullet} + O$ $SO^{\bullet} + O_{2} \rightarrow SO_{2} + O$ $SO_{2} + OH \rightarrow HSO_{3}$ $HSO_{3} + OH \rightarrow H_{2}SO_{4}$ $H_{2}SO_{4} + n (H_{2}O) \rightarrow H_{2}SO_{4} \times (H_{2}O)_{n}$

Фотохимическое разрушение и окисление серосодержащих газов приводит к образованию достаточно изолированного аэрозольного слоя, представленного каплями серной кислоты со средним диаметром 0.15 мкм в слое 25-40 км (Юнге, 1965). Этот слой отличает малая пространственная вариабельность концентраций, по меньшей мере, в пределах широт от 60 ю.ш. до 70 с.ш. Конечным продуктом превращений является гидратированная и частично нейтрализованная серная кислота. Поскольку основная масса серосодержащих газов окисляется на значительной высоте, время жизни образующихся сульфатных частиц можно принять равным 1.5 года. Отсюда, с учетом вклада как OCS, так и SO₂ равновесное содержание сульфатного аэрозоля (при условии, что он представлен 75% серной кислотой) составит около 0.45 Мт (0.11 Мт в пересчете на серу).

Наиболее значимым является вулканический источник стратосферных аэрозолей. Спорадические вулканические выбросы обуславливают значительные (до трех порядков величины) вариации содержания аэрозольного вещества в стратосфере. Весьма значимо практически постоянное поступление вулканогенной серы в верхнюю тропосферу, откуда она в виде диоксида проникает в стратосферу (Textor et al., 2004). Более детально природа вулканического аэрозоля рассмотрена в разделе 3.4.

Для количественных оценок связи массы аэрозоля в стратосфере и потоком солнечного излучения необходимо иметь представление о состоянии стратосферы в периоды слабой (или незначительной) вулканической деятельности. Концентрацию стратосферного аэрозоля в этом случае можно считать «фоновой». На основании этих данных может быть найден ответ на вопрос о необходимой степени увеличения аэрозольной массы для получения заданного климатического эффекта. Рис. 3.1 дает представление о том, как меняется содержание аэрозольного вещества во времени. В данном случае речь идет не о массе, а о поглощении солнечного излучения аэрозольным слоем, которое возрастает на порядок величины после вулканических извержений взрывного типа. Заметим, что в «фоновые» периоды между извержениями вариации стратосферного аэрозоля невелики.



Рисунок 3.1. Изменение оптического поглощения (D) стратосферного аэрозоля по данным лидарных измерений в южной Германии (WMO, 2007) Стрелками отмечены моменты извержений вулканов Эль-Чичон (1982) и Пинатубо (1991)

Максимальная массовая концентрация нейтрализованных сульфатов, хотя бы частично имеющих вулканическое происхождение, отмечается на высоте около 25 км (Бримблкумб, 1988). Эта величина весьма вариабельна во времени. Так сразу же после извержения вулкана Фуэго весной 1975 года общее содержание серы в стратосфере оценивалось величиной 0.6 Мт (1.8 Мт в пересчете на сульфаты) (Lazrus et al., 1979). Кэйдл (Cadle, 1975) оценил сред-

нюю интенсивность вулканической эмиссии серы в стратосферу величиной 0.14 Мт S/год (0.42 Мт/год в пересчете на сульфаты). Эта величина получена на основе долговременного усреднения потоков как при выбросах непосредственно в стратосферу, так и в верхнюю тропосферу с последующей диффузией в стратосферу. Грубо можно оценить, что поток в периоды слабой вулканической деятельности составляет половину общего. Поскольку основная часть этих аэрозолей попадает в нижнюю стратосферу, их среднее время жизни можно оценить величиной в 1 месяц, а химический состав представить в виде 75% серной кислоты. В этом случае средний вулканический поток составит около 0.29 Мт/год, а равновесное содержание – 0.02 Мт (в пересчете на серу – 0.07 Мт/год и 0.005 Мт, соответственно).

Основная часть пассажирских и коммерческих полетов, а также полетов военно-транспортных самолетов осуществляется на высоте 10-12 км. Это означает, что лишь в условиях Арктики полеты проходят выше тропопаузы. Основная часть перевозок осуществляется в средних широтах в пределах Европы, США и юго-восточной Азии. В будущем предполагается более широко использовать сверхзвуковую высотную авиацию, в частности для трансатлантических перелетов. Фактор эмиссии сажи в стратосфере от самолетов составляет 0.07 г сажи на кг топлива (WMO, 1995). В настоящее время коммерческая и военная авиация сжигает около 170 Мт топлива в год (Faber et al., 2007). Отсюда следует, что количество аэрозольного вещества (в виде сажи), выбрасываемого авиацией в верхнюю тропосферу и нижнюю стратосферу может лежать на уровне 0.01 Мт/год.

Полученные выше обобщенные количественные оценки потоков и содержания аэрозольного вещества в стратосфере (рассчитанные с учетом пересчета массы сульфатов на полную массу аэрозоля) обобщены в табл. 3.1. Из рассмотренных механизмов наиболее вариабельным во времени является вулканический выброс. Количество аэрозольного вещества, поступающего в стратосферу при мощном вулканическом извержении, может достигать сотен мегатонн, т.е. превышать средний уровень в сотни - тысячи раз.

Механизм поступления	Средний годовой поток, Мт/год	Среднее содержа- ние, Мт	Оценка времени жизни
Космическая пыль и метеориты	0.37	0.01	2 недели
Вынос из тропосферы	0.8	0.07	1 месяц
Диффузия COS, SO ₂ и CS ₂ из тропосферы	0.3	0.45	1.5 года
Вулканический выброс соединений серы	0.29	0.07	3 месяца
Коммерческая и военная авиация	0.01	>>0.01	1 месяц
Средняя суммарная величина	»1.76	»0.6	

Таблица 3.1. Потоки и содержание аэрозольного вещества в стратосфере

Определенный интерес представляет сравнение данных таблицы 3.1 с ранее опубликованными оценками. Одна из первых оценок массы стратос-

ферного аэрозольного слоя (0.25 Мт) была получена Юнге (1965). Однако, весьма вероятно, что эта оценка, как показал позже Кейдл (Cadle, 1975), была основана на заниженных значениях измеренных концентраций. По данным Программы изучения стратосферных процессов и их влияния на климат (Thomason, Peter, 2006) «фоновое» содержание аэрозольного вещества в стратосфере в настоящее время составляет 0.5 Мт, в то время как после извержения вулкана Пинатубо в 1991 году эта величина достигала 20 Мт (в работе (McCormick et al., 1995) приводится оценка в 30 Мт). Руде (Rodhe, 1999) приводит оценку «фонового» содержания серы в стратосфере, равную 0.1 Мт, а Питари и др. (Pitari et al., 2002) и Текстор и др. (Textor et al., 2004) – 0.15 Мт. Вновь, если принять, что сульфатные аэрозоли представлены 75% серной кислотой, общая масса аэрозоля по Руде должна составить 0.41 Мт, а по Питари и др. и Текстор и др. – 0.61 Мт. Кондратьев и др. (1983) оценили массу сернокислотного аэрозоля в слое от 13 до 30 км равной 0.56 Мт. Крутцен (Crutzen, 2006) в своих оценках принял «фоновое» содержание серы в стратосфере равным примерно 0.17 Мт, что в пересчете на 75% серную кислоту дает 0.7 Мт аэрозольного вещества. Американские эксперты (NAS, 1992) приводят грубую оценку, равную 1 Мт. Такигава и др. (Takigawa et al., 2002) в модельных расчетах используют значение потока серы в стратосферу за счет тропосферно-стратосферного обмена – 0.067 Мт S/ год. В этом случае с учетом времени жизни стратосферного аэрозоля в самом нижнем слое стратосферы, равным одному месяцу равновесная масса в пересчете на 75% серную кислоту составит 0.27 Мт. Наконец, долговременные лидарные измерения (Германия) и регулярный отбор проб с помощью аэростатов (США) позволили оценить глобальную массу стратосферного аэрозоля равной 0.6±0.1 Мт в первом случае и 0.7±0.2 Мт во втором (Thomason, Peter, 2006). Приведенные оценки сопоставлены в табл.3.2.

№	Расчет на основе работ:	Оценка массы, Мт
1	Юнге, 1965	0.25
2	Кондратьев и др., 1983	0.56
3	NAS, 1992	1
4	Rodhe, 1999	0.41
5	Pitary et al., 2002	0.61
6	Takigawa et al., 2002	0.27
7	Textor et al., 2004	0.61
8	Crutzen, 2006	0.7
9	Thomason, Peter, 2006	0.65±0.2
10	NMS, 2007	0.5
11	Настоящая работа	0.6

Таблица 3.2. Литературные данные по «фоновому» содержанию аэрозоля в стратосфере

Борзенкова И.И., Рябошапко А.Г.

Здесь опубликованные в цитированных работах значения пересчитаны на массу вещества с условным составом $H_2SO_4 \times 2H_2O$ (примерно 75% серная кислота). Разброс значений в таблице весьма существенен, но полученное нами значение лежит в середине диапазона опубликованных оценок. Можно принять, что масса стратосферного аэрозоля в периоды между вулканическими выбросами непосредственно в стратосферу составляет около 0.6 Мт.

3.2. Физические свойства и химический состав природных стратосферных аэрозолей

С точки зрения взаимодействия стратосферного аэрозольного вещества с солнечным излучением важнейшими параметрами частиц являются распределение по размерам, геометрическая форма, плотность, химический состав. Детальные исследования стратосферного аэрозоля начались в конце 1950-годов. Анализируя химический состав частиц, отобранных импакторами на высотах 20-30 км Юнге с сотрудниками (Junge, Manson, 1961; Junge et al., 1961) обнаружили, что почти 90% всех частиц состоят из сульфатов, представленных, в основном, серной кислотой. Ярко выраженный слой с высокими концентрациями этих частиц получил впоследствии название сульфатного слоя Юнге.

В дальнейшем Френд (Friend, 1966) показал, что кроме сульфатов в аэрозольных частицах могут присутствовать персульфаты, например, персульфат аммония. Фарлоу с сотрудниками (Farlow et al., 1978) установили, что химия серы в стратосфере тесно связана с химией азота. В результате различных реакций в слое Юнге образуются такие соединения как NOHSO₄, NOHS₂O₇, $(NH_4)_2SO_4$ и $(NH_4)_2S_2O_8$. В определенных условиях весовой вклад соединений азота, особенно азотной кислоты, может превалировать (Schlager et al., 1990). Источником связанного азота может быть образование оксидов и азотной кислоты непосредственно в стратосфере, а также перенос аммоний-содержащих соединений из тропосферы.

Химический состав снега на Южном полюсе характеризует в основном состав стратосферного воздуха, поскольку здесь ярко выражен нисходящий перенос из стратосферы в тропосферу. Результаты анализов указывают на малый вклад аммоний-иона – 0.15 мк-экв/л и на практически равные вклады трех анионов – сульфатов, нитратов и хлоридов – примерно по 14 мк-экв/л. Хлориды находятся в двукратном избытке по отношению к натрию (по морской соли). Главным катионом в составе проб является ион водорода – 3.4 мкг-экв/л (Бонч-Осмоловская и др., 1989).

Образующаяся в результате окисления серосодержащих газов серная кислота может гидратироваться, присоединяя молекулы воды, а также частично или полностью нейтрализоваться различными катионами. В настоящее время считается, что каждая молекула серной кислоты присоединяет в среднем две молекулы воды (Farlow et al., 1979; Bluth et al., 1992; Read et al., 1993; Hofmann et al., 2003). При нейтрализации наиболее вероятным катионом может выступать аммоний-ион. Другие катионы могут поставляться веществом пыли тропосферного и метеоритного происхождения. Степень нейтрализации уменьшается с высотой, поскольку в нижних слоях стратосферы основной вклад в содержание дает перенос из тропосферы уже нейтрализованных сульфатов, а так же в силу наличия в нижней стратосфере нейтрализующих веществ (аммиак, минеральная пыль). На высотах более 30 км сульфаты представлены в основном чистой серной кислотой. Молина и др. (Molina et al., 1993) нашли, что в условиях низких температур полярной стратосферы возможна агрегация молекулы серной кислоты с молекулами азотной кислоты и воды. Частицы с таким составом остаются жидкими до очень низких температур и являются составляющей стратосферных полярных облаков. Основной компонент полярных стратосферных облаков – тригидрат азотной кислоты (HNO₃×3H₂O). Тригидрат может существовать в аэрозольной форме лишь при температурах ниже примерно 190К на высотах 21-24 км (Schlager et al., 1990).

Теоретические исследования замерзания частиц $H_2SO_4\times(n\times H_2O)$ показали, что гомогенное замерзание может иметь место при температурах 180-195К в зависимости от размера аэрозольных частиц и концентрации паров воды. Наблюдения показали, что значительная часть серной кислоты представлена жидкими каплями во всех широтных зонах стратосферы. Под микроскопом сернокислотный аэрозоль представляет собой относительно крупную каплю, часто с прилипшими к поверхности более мелкими каплями кислоты (Кондратьев и др., 1983). При понижении температуры и при постоянном количестве воды относительная влажность растет, кислота все больше гидратируется, масса частиц растет (Pueschel, 1996). С учетом процессов частичной нейтрализации и гидратации в качестве обобщенного параметра можно принять, что вещество стратосферных аэрозольных частиц состоит из дигидрата бисульфата аммония – (NH₄)HSO₄×2H₂O с молекулярной массой 151.

Изучение химического состава отдельной аэрозольной частицы, отобранной в стратосфере, современными физико-химическими методами обнаруживает очень широкий спектр различных химических соединений. Детальные многолетние исследования в рамках проекта SPARC (Stratospheric Processes and their Role in Climate) показали, что частицы практически никогда не состоят из чистого раствора серной кислоты. В их состав входят (до 50% по массе) минеральная пыль, сажа, органические вещества и т.д. (Thomason, Peter, 2006). В частности, вклад сажи составляет около 0.01% стратосферной аэрозольной массы при глобальной концентрации порядка 1 нг/м³. Химический состав вулканической пыли свидетельствует о преимущественном содержании кремния, причем отмечается изменение химического состава пылевых частиц в разные фазы извержения (Кондратьев и др., 2007).

По данным Юнге (Junge, 1963) средний по массе диаметр таких частиц составляет около 0.3 мкм, а распределение по размерам имеет отчетливый верхний предел на уровне 2 мкм. В дальнейшем полученные Юнге значения концентраций и параметры распределения по размерам были существенно уточнены. Следует напомнить, что работы Юнге относятся к периоду с низкой вулканической активностью, и его данные характеризуют распределение

по размеры, типичное для фонового аэрозоля. Поступление в стратосферу продуктов вулканических извержений взрывного типа резко меняют картину. Ягер и Дешлер (Jäger, Deshler, 2002) обработали данные аэростатных наблюдений на высоте 20 км в средних широтах и обнаружили, что после извержения вулкана Пинатубо в 1991 году пик кривой спектра распределения частиц по размерам существенно сдвинулся в сторону более крупных частиц. Кроме того, свежие вулканические частицы имели бимодальное распределение с пиками в области 0.3 и 0.8 мкм по диаметру. Бимодальность может быть объяснена различным происхождением «свежих» частиц. Крупные частицы представлены первичным веществом вулканического выброса (пепел, частицы горных пород). Более мелкие образовались за счет окисления серосодержащих газов в достаточно компактном вулканическом облаке. Они, тем не менее, всегда заметно крупнее частиц, образующихся в фоновые периоды при очень низких концентрациях серосодержащих газов (максимум спектра в области 0.1-0.15 мкм по диаметру). Лишь спустя несколько лет, по мере выпадения из стратосферы крупных частиц, спектр возвращается к тому состоянию, которое было до извержения. Заметим, что Пушел и др. (Pueschel et al., 1994) приводят более высокие значения размеров фонового аэрозоля – максимум спектра распределения в области 0.3-0.4 мкм по диаметру.

Форма частиц стратосферного аэрозоля во многом определяется их химическим составом и происхождением. Наиболее распространенные частицы серной кислоты представляют собой жидкость практически во всем диапазоне температур в стратосфере и имеют сферическую форму. Очевидно, что вещество метеоритной пыли находится в твердом состоянии и также имеет сферическую форму. Если серная кислота в существенной степени нейтрализована, частицы, скорее всего, являются полужидкими и твердыми с неопределенной формой. Сажевые частицы, которых в стратосфере крайне мало, обычно представляют собой тонкие нити длиной порядка микрона.

Спектр размеров частиц и их предполагаемая форма позволяют судить об удельной площади поверхности частиц. Этот параметр весьма важен для оценки характера взаимодействия солнечного излучения с аэрозольным веществом. В периоды между извержениями вулканов фоновый аэрозоль имеет значения удельной площади поверхности от 1 (Thomason et al., 2008) до 5 мкм²/см³ (Pueschel et al., 1994). Удельный объем аэрозольного вещества в фоновые периоды составляет 0.04+/-0.02 мкг³/см³ (Pueschel et al., 1994). Естественно, что в вулканическом облаке эта величина возрастает на порядки и является чрезвычайно вариабельной в зависимости интенсивности выброса в стратосферу и от возраста облака.

Размер стратосферного аэрозоля, его химический состав и плотность определяют такую важнейшую характеристику состояния стратосферного аэрозольного слоя (САС) как оптическая толщина (τ_s). Оптическая толщина является одним из важнейших параметров, который используется для оценки климатического эффекта вулканический извержений. Более детально эта характеристика рассмотрена в разделе 3.4

3.3. Высотный профиль стратосферных аэрозолей и их время жизни в стратосфере

Вертикальный профиль распределения массовой концентрации фонового стратосферного аэрозоля имеет отчетливый максимум на уровне около 30 км. Это обусловлено тем, что именно на этом уровне происходит окисление карбонилсульфида до сульфатов. Рис. 3.2 дает представление о вертикальных профилях распределения серосодержащих газов-предшественников и сульфатов. Сульфаты представлены здесь двумя формами – чистой серной кислотой и ее солями. Из рисунка следует, что сероуглерод полностью окисляется до высоты 20 км. Концентрация диоксида серы от тропосферы к уровню 30 км падает на порядок. Карбонилсульфид достаточно быстро окислятся в слое 15-30 км (Inn et al., 1981).

В нижней стратосфере образующаяся серная кислота может частично или полностью нейтрализоваться, образуя соли $SO_4^{2^-}$. Выше 25 км катионы практически отсутствуют, и серная кислота сохраняется в чистом виде. Кроме того, с ростом высоты растет температура и парциальное давление паров серной кислоты. В этих условиях капли могут полностью испариться, и H₂SO₄ будет, находится в газообразной форме (Arnold, Buhrke, 1983; Thomason, Peter, 2006). Счетная концентрация молекул серной кислоты достигает максимума на высоте около 34 км (примерно 10^6 молек/см³). Далее с ростом высоты создаются условия для фотодеструкции молекулы серной кислоты с образованием диоксида серы (Viggiano, Arnold, 1981).



Рисунок 3.2. Профили распределения концентраций соединений серы по вертикали в тропосфере и стратосфере (Бримблкумб, 1988)

После попадания в стратосферу продуктов мощных вулканических извержений взрывного типа вертикальные профили распределения массы аэрозоля резко изменяются. Высота выброса может превышать 40 км. В процессе атмосферного переноса облако вулканических продуктов, как правило, расслаиваться по вертикали. В этом случае вертикальный профиль распределения аэрозольного вещества может иметь несколько максимумов.

Время жизни аэрозольного вещества в стратосфере определяется свойствами самих аэрозольных частиц (размер, плотность, форма), характером циркуляции воздушных масс в стратосфере, начальной высотой и широтой местности. Здесь под временем жизни будет пониматься время, за которое начальное количество вещества в стратосферном резервуаре уменьшается в е раз (е – основание натурального логарифма) при условии прекращения действия источников.

В соответствии со схемой циркуляции воздушных масс Брюера-Добсона воздух в тропосфере тропической зоны поднимается вверх и частично проникает в стратосферу (рис. 3.3). Далее он в целом перемещается от экватора к полюсам. Тропическая стратосфера в пределах высотного диапазона 20-30 км и между 30° широты обоих полушарий представляет собой относительно изолированный резервуар, из которого меридиональный перенос к полюсам протекает весьма медленно. Ниже 20 км скорость перемещения стратосферного аэрозоля к полюсам существенно возрастает. В средних широтах через разрывы тропопаузы и из-за вариаций ее высоты возможно попадание стратосферных воздушных масс в тропосферу, что служит основным стоком стратосферного аэрозоля (Textor et al., 2004; Thomason, Peter, 2006). Этот обмен затрагивает лишь нижние слои стратосферы. В области полюсов происходит опускание воздушных масс из стратосферы в тропосферу с дальнейшим удалением аэрозолей на подстилающую поверхность (Thomason, Peter, 2006). Данная схема глобального меридионального переноса подтверждается экспериментальными фактами: концентрация аэрозолей закономерно убывает от экватора к полюсам, что говорит об экваториальном источнике и полярных стоках (Кондратьев и др., 1983).



Рисунок 3.3. Схема меридионального переноса воздушных масс, содержащих аэрозоли (Thomason, Peter, 2006)

Характерная скорость меридионального переноса в стратосфере составляет 20-30 км/день (Brewer, 1949; Кароль, Малахов, 1962). Это означает, что первые порции продуктов, поступивших в стратосферу в районе экватора, достигнут полярных зон за время порядка года, хотя основная их масса все еще будет рассеяна в стратосфере.

На картину глобального переноса воздушных масс накладывается постоянное перемещение частиц вниз под действием силы тяжести. Скорость вертикального оседания зависит от многих параметров – размера и плотности самой частицы, температуры, давления и вязкости воздуха на данной высоте.

Значение скорости оседания можно оценить, пользуясь законом Стокса с поправкой Каннингама на разреженность воздуха и размер частицы:

$$\mathbf{V} = \mathbf{K}_{\text{cunn}} \times \mathbf{g} \times d_p^2 \times \rho_p / 18 / \mu_g, \tag{3.1}$$

где К_{сипп} – поправка Каннингама; g – ускорение свободного падения; d_p – диаметр частицы; r_p – плотность вещества частицы; m_g – динамическая вязкость воздуха при данной температуре и давлении. Динамическая вязкость воздуха растет с повышением температуры. Эта температурная зависимость пропорциональна приблизительно значению $T^{0.76}$ (T – абсолютная температура, K). В размерности (мПа×с) динамическая вязкость может быть найдена из эмпирического выражения:

$$\mu_{\sigma} = 1.717 \times 10^{-5} \times (T/273)^{0.693} \tag{3.2}$$

Поправка Каннингама определяется длиной свободного пробега молекулы (другими словами – давлением воздуха) и размером «средней» молекулы воздуха. Физически она выражает способность частицы «проскальзывать» между молекулами воздуха. Для оценок значений поправки Каннингама можно воспользоваться следующим выражением (Леонов и др., 2002):

$$K_{\text{Kahh}} = 1 + \lambda / r \times [1.257 + 0.4 \times \exp(-1.1 \times r / \lambda)], \qquad (3.3)$$

здесь l - длина свободного пробега молекулы при данном давлении; *r* – радиус частицы. Длина свободного пробега молекулы может быть вычислена по формуле:

$$\lambda = 0.707 / (\pi \times \delta^2 \times n), \qquad (3.4)$$

где δ - средний диаметр молекулы воздуха, n – число молекул в единице объема при данном давлении.

Рассмотрим случай гравитационного оседания сферических частиц диаметрами 0.1; 0.5 и 1 мкм с плотностью вещества 1.6 г/см³ на высотах от 8 до 30 км. В расчетах распределения давления и температуры по высоте взяты в соответствии с параметрами Международной стандартной атмосферы. Результат вычисления скорости падения представлен на рис. 3.4.

Из рисунка следует, что в нижней стратосфере в диапазоне высот от 30 до 8 км скорость гравитационного оседания частиц уменьшается на порядок

величины, что обусловлено ростом давления и уменьшением средней длины пробега молекул воздуха. Частицы с диаметром 0.1 мкм оседают примерно на порядок медленнее частиц с диаметром 1 мкм. Отметим, что Томасон и Петер оценили, что частицы диаметром 0.2 мкм опускаются в стратосфере со средней скоростью порядка 100 метров в месяц (Thomason, Peter, 2006), что вполне согласуется с данными рис. 3.4.



Рисунок 3.4. Скорости гравитационного оседания (V, см/с) сферических частиц различного диаметра с плотностью 1.6 г/см³ в слое стратосферы от 8 до 30 км

Полученные значения скоростей оседания позволяют оценить время пребывания аэрозольных частиц в нижней стратосфере. В табл. 3.3 представлены результаты расчетов времен прохождения оседающими частицами километрового слоя в диапазоне высот от 20 до 10 км.

Вилостиний одой ими	Время пролета слоя частицами, дней		
БЫСОТНЫИ СЛОИ, КМ	d = 0.1 мкм	d = 0.5 мкм	d = 1 мкм
20-19	610	110	51
19-18	720	130	58
18-17	830	150	67
17-16	960	170	72
16-15	1100	190	80
15-14	1300	220	88
14-13	1500	240	96
13-12	1700	270	104
12-11	2000	300	112
11-10	2300	340	120
Весь слой от 20 до 10 км	36 лет	5.8 лет	2.3 года

Таблица 3.3. Времена прохождения оседающими частицами различных диаметров километрового слоя в диапазоне высот от 20 до 10 км

Если допустить, что в начальный момент аэрозоль с частицами данного размера распределен в указанном 10-км слое равномерно, а каждый последующий момент времени равномерность распределения сохраняется в пределах 1-км слоя, можно оценить время жизни аэрозольного вещества во всем 10-км слое. Расчеты в рамках кинетики первого порядка показывают, что убывание количества аэрозольного вещества в е раз занимает 27 лет для частиц диаметром 0.1 мкм, 4.4 года для частиц диаметром 0.5 мкм и 1.7 года для частиц диаметром 1 мкм.

В реальных условиях на процесс гравитационного оседания накладываются процессы упорядоченного перемещения воздушных масс. В тропической зоне высота тропопаузы составляет около 18 км, и имеет место подъем воздушных масс в нижней стратосфере со скоростью 0.02-0.03 см/сек (Stohl et al., 2003). Таким образом, гравитационное оседание компенсируется упорядоченным вертикальным перемещением воздушных масс вверх. В высоких широтах высота тропопаузы существенно ниже, но здесь воздушные массы имеют тенденцию опускаться из стратосферы в тропосферу. Это иллюстрируется рис. 3.5, где показаны средние скорости вертикального перемещения воздушных масс на высоте примерно 20 км (Eluszkiewicz et al., 1996). Наиболее отчетливо опускание воздушных масс над полюсами выражено в холодные сезоны.



Рисунок 3.5. Средние вертикальные скорости перемещения воздушных масс на поверхности 100 гПа для разных сезонов,

ДЯФ – декабрь, январь, февраль; МАМ – март, апрель, май; ИИА – июнь, июль, август; СОН – сентябрь, октябрь, ноябрь. Отрицательные значения означают нисходящие потоки. (Из работы (Eluszkiewicz et al., 1996))

Любая аэрозольная частица в стратосфере в той или иной мере поглощает солнечный свет, что приводит к ее нагреванию, а значит и к нагреванию окружающего слоя воздуха. Это ведет к самоподъему аэрозольного слоя. Наиболее характерен этот эффект для мельчайших частиц сажи, которые могут подняться на высоту вплоть до 70 км (Pueschel et al., 2000).

Кроме вертикальных движений воздушные массы в стратосфере перемещаются по горизонтали. В широтном направлении такие перемещения осуществляются с высокой скоростью – за две-три недели воздушная масса может обогнуть земной шар. В меридиональном направлении движения воздуха совершаются в соответствии со схемой Брюера-Добсона (Holton et al., 1995; Pueschel, 1996; Shepherd, 2002) от тропических широт в сторону полюсов. Такое движение в целом балансируется подъемом воздуха в стратосферу в тропиках и опусканием в полярных областях, особенно над зимним полюсом. Движение в меридиональном направлении осуществляется намного медленнее, чем широтном. Например, при попадании вулканических продуктов в тропическую стратосферу они достигают высоких широт лишь через несколько месяцев.

В самом нижнем слое стратосферы обмен с тропосферой резко усиливается за счет непостоянства высоты тропопаузы и ее собственной толщины. При поднятии тропопаузы часть стратосферного воздуха оказывается в тропосфере, где процессы турбулентного перемешивания идут намного быстрее, чем в стратосфере. Этот процесс особенно характерен для района субтропиков. Возможна и крупномасштабная турбулентная циркуляция через разрывы в тропопаузе (Грин, Лейн, 1969).

Многочисленные экспериментальные исследования вулканогенного стратосферного аэрозоля и радиоактивных частиц, заброшенных в стратосферу при атмосферных ядерных испытаниях, показали, что время их пребывания исчисляется, по меньшей мере, месяцами (Юнге, 1965; Cadle, 1975). По данным проекта SPARC (Thomason, Peter, 2006) присутствие вулканического аэрозоля в стратосфере фиксировалось измерительной аппаратурой до 7.5 лет после извержения Пинатубо (1991 г.). Однако попытки модельного описания характера снижения измеренного сигнала показали, что само значение времени жизни аэрозоля в стратосфере непостоянно. Впервые три года после извержения оно составляет примерно 1 год. В дальнейшем, значение времени жизни существенно возрастает. Наиболее простое объяснение этому явлению состоит в том, что в течение первых лет преимущественно выводятся более крупные частицы, а остающиеся мелкие имеют существенно большее время жизни. Кроме того, следует иметь в виду, что по мере убывания вулканического сигнала точность его инструментального измерения падает. Оценки времени жизни, полученные различными авторами для стратосферного аэрозоля вулканического происхождения, сведены в табл. 3.4. Важным фактором является то, что время жизни растет с высотой в стратосфере и на уровне 20 км может достигать 2 лет (Cadle, 1975).

На основании исследований поведения продуктов ядерных взрывов в различных высотных слоях атмосферы Кароль (1973) оценил среднее время пребывания аэрозолей в различных слоях атмосферы (табл. 3.5). Следует принимать во внимание то обстоятельство, что вышеприведенные оценки времени жизни были получены, как правило, для полидисперсного аэрозоля в диапазоне размеров от 0.1 до 10 мкм. Частицы, образующиеся из газообразных предшественников, имеют размеры, близкие к нижнему порогу этого диапазона.

Время жизни	Сопутствующая информация	Литературная ссылка
0.5 года	Сульфатные аэрозоли	Юнге, 1965
1-2 года	Радиоактивные продукты	Юнге, 1965
2 года	Вулканические частицы на высоте 20 км	Cadle, 1975
1-3 года	Частицы с радиусом 0.2 мкм в слое 20-40 км	Hunten, 1975
1.3 года	Частицы с радиусом более 0.15 мкм	Hofmann, Rosen, 1980
1 год	Частицы с радиусом более 0.25 мкм	Hofmann, Rosen, 1983
11.2+/-1.2 месяца	Продукты извержения Фуэго в высотном диа- пазоне 13-20 км	Sedlacek et al., 1983
1.2 года	Аппроксимация экспонентой изменения опти- ческого сигнала полидисперсных (0.1-2 мкм) аэрозолей извержения Пинатубо	Deshler et al 1996
1.9-2.4 года	Вулканические продукты в целом	Andres, Kasgnoc, 1998
3 года	Мелкие частицы	Ивлев, Довгалюк, 1999
1±0.2 года	Вулканический аэрозоль в целом	Textor et al., 2004
1.3 года	Мелкие частицы, дающие основной вклад в площадь аэрозоля	Textor et al., 2004
1 год	В период 1991-1994 годы после извержения Пинатубо	Thomason, Peter, 2006
3 года	К 1995 году после извержения Пинатубо	Thomason, Peter, 2006

Таблица 3.4. Оценки времени жизни аэрозоля в стратосфере

Таблица 3.5. Среднее время пребывания аэрозолей в определенной части атмосферы, месяцев (Кароль, 1973)

Слой		От тропопа	аузы до 20 км	OT 3 INV 10		
атмосферы	20-30 км	тропики	умеренные широты	ог 5 км до тропопаузы	до 3 км	
Время	20-40	12-20	6-10	1-1.5	0.03-0.3	

Еще одной действующей силой, определяющей движение мелких частиц в стратосфере, является фотофорез (Петрянов-Соколов, Сутугин, 1989; Rohatshek, 1996). Для сферических жидких частиц серной кислоты фотофорез может приводить к появлению подъемной силы, противодействующей силе гравитации. Суть явления состоит в том, что солнечный свет фокусируется на нижней поверхности частицы, что приводит к локальному разогреву. Соударяющаяся с нагретой нижней поверхностью молекула воздуха получает при отскоке более значительный импульс, чем молекула, соударяющаяся с верхней холодной поверхностью. В этой ситуации возникает сила, движущая частицу к источнику света, то есть вверх. Имеются предположения, что такое явление, получившее название обратного фотофореза, обуславливает стабильность существования стратосферного сульфатного слоя (Hinds, 1999).

Сказанное выше означает, что вопрос о времени жизни аэрозолей в стратосфере является весьма условным. Ответ на него во многом зависит от начальной высоты и широтной зоны. Для осторожных оценок имеет смысл принять значение времени жизни искусственного сульфатного аэрозоля в высотном слое 10-15 км равное году, а в слое 15-20 км – 1.5 годам. В тоже время на нижней границе стратосферы (особенно в средних широтах) время жизни аэрозоля в локальном стратосферном резервуаре может не превышать одного месяца.

В заключение данного раздела отметим, что содержание «фонового» (невулканического) стратосферного аэрозоля стабильно во времени. Несмотря на то, что глобальная антропогенная эмиссия карбонилсульфида и диоксида серы, скорее всего, растет, параметры аэрозольного слоя в стратосфере на протяжении последних 20 лет остаются практически неизменными (Thomason, Peter, 2006).

3.4. Природный вулканический аэрозоль и его свойства

В результате постоянной вулканической деятельности в атмосферу Земли выбрасывается от 1 до 3 км³ вулканического вещества, причем объем выбросов при мощных и катастрофических извержениях может возрастать в несколько раз. Вулканические выбросы состоят из вулканической пыли (пепла), водяного пара, диоксида углерода, различных газов, содержащих серу, а также галогенов. Количество водяного пара, поступающего в атмосферу во время слабой и умеренной вулканической деятельности, составляет от 10 до 100 Мт H₂O в год, и возрастает на порядок величины при мощных извержениях (Асатуров и др., 1986; Мархинин, 1958; Новейший...., 2005). При извержении вулкана Эль-Чичон в 1982 году в стратосферу было выброшено не менее 80 Мт водяного пара (Thomas et al., 1983), а при извержении Пинатубо (1991) около 250-500 Мт (Self et al., 1996). В общем объеме вулканических выбросов количество водяного пара изменяется от 50 до 90%. Второй по количеству газ (по объему до 40%) СО2, хотя диоксид углерода вулканического происхождения составляет не более 1% от общего выброса этого газа в атмосферу (Textor et al., 2004). По оценке Шминске (Schmincke, 1993) антропогенная эмиссия СО₂ на два порядка больше по сравнению с вулканической эмиссией этого газа.

Из всех вулканических газов наиболее важную роль в формировании стратосферного аэрозольного слоя (САС) играют серосодержащие газы и, прежде всего, газ SO₂. Существует постоянный поток этого газа из верхней тропосферы в нижнюю стратосферу в местах разрыва тропопаузы в тропических и средних широтах. Этот поток SO₂ составляет примерно 1/3 от общей массы сульфатного аэрозоля в стратосфере (Weisenstein et al., 1997). Средняя годовая эмиссия SO₂ вулканического происхождения изменяется от года к году в широких пределах и составляет от 1.5 до 50 Мт.

Эмиссия серы в стратосферу во время вулканических извержений происходит также и от других серосодержащих газов, в том числе в форме H₂S, CS₂

54

и COS. В общей массе вулканических выбросов H_2S составляют около 1% (Stoiber et al., 1987), хотя в некоторых случаях процентное содержание этого газа может достигать 10% и более (Graf et al., 1997). В тропосфере H_2S окисляется до SO₂ в течение нескольких дней. В работе (Berresheimand, Jaeschke, 1983) общее количество серы от выбросов H_2S и SO₄⁻² оценивается в 4.2 Мт серы в год. Во время извержения вулкана Эль-Чичон общее количество серы, поступившее в атмосферу в виде H_2S , составило около 3.5 Мт.

Другие серосодержащие газы, присутствующие в вулканических извержениях в небольших количествах (COS, CS₂), имеют незначительный по объему вклад от 10^{-4} до 10^{-2} % (Textor et al., 2004). Газ карбонилсульфид (COS) сохраняется в атмосфере в течение нескольких лет и, в конечном счете, может достигать стратосферы, принимая активное участие в формировании сульфатного аэрозоля в стратосфере. Карбонилсульфид вулканического происхождения составляет не более 1%, основное количество этого газа имеет антропогенное происхождение. По данным работы (Cadle, 1975) вклад COS и CS₂ вулканического происхождения значительно меньше по сравнению с выбросами этих газов от других природных и антропогенных источников.

Кент и Маккормик (Kent, McCormick, 1984) на основе данных спутниковых измерений оценили массу сульфатного аэрозоля в стратосфере во время слабой вулканической деятельности, равную 0.15 Мт серы, что составляет около 15% от общего количества сульфатного аэрозоля в тропосфере и стратосфере.

В вулканических выбросах присутствует небольшое количество хлоринов, среди них HCL (1-10% по объему) вносит до 0.4-11 Мт хлора в годовой бюджет этого газа в атмосфере. Газ HCL хорошо растворяется и быстро удаляется в процессе выпадения осадков. Основное влияние этого газа на климат и окружающую среду связано с уменьшением концентрации озона (O_3) (Lazrus et al., 1979). Небольшое количество гидрогена бромида (HBr) в результате эмиссии вулканического происхождения оценивается от 0.06 до 6 Мт в год, наибольшие выбросы этого газа были отмечены при извержениях вулкана Лаки (1783) (Thordarson, Self, 2003) и вулкана Маунт Гудзон в 1990 году.

По оценкам четвертого отчета МГЭИК (IPCC, 2007), вклад вулканических извержений в глобальный годовой бюджет серы в атмосфере Земли составляет около 14%. Наряду с вулканическими извержениями значительная доля естественного (природного) сульфатного аэрозоля связана с поступлением в атмосферу диметилсульфида, образующегося в результате жизнедеятельности морского фитопланктона (Andreae, Crutzen, 1997). Основным антропогенным источником сульфатного аэрозоля в атмосфере являются эмиссии SO₂ от сжигания ископаемого топлива. Относительно небольшой вклад (около 2%) в общий бюджет серы в атмосферу обусловлен сжиганием биомассы (лесные пожары).

Химический состав вулканических выбросов зависит от места положения вулкана и его происхождения. Большая часть активных вулканов (более 2/3) расположена между 20° с.ш. и 10° ю. ш. и в высоких широтах северного полушария. Существует три основных типа вулканических извержений, извержения которых способны оказать заметное влияние на состояние САС и на термический режим у земной поверхности: извержения вулканов островных дуг и континентальных окраин, кальдерообразные извержения и крупнейшие «трещинные» излияния базальтов в рифтовых зонах. Извержение вулканов островных и континентальных дуг и кальдерообразные извержения чаще всего носят эксплозивный (взрывной) характер, в то время как извержения вулканов в рифтовых зонах имеют более спокойный (эффузивный или «трещинный») характер излияния магмы и других продуктов вулканического происхождения.

Наряду с вулканическими газами в атмосферу поступает большое количество вулканических пеплов и вулканической пыли. Поток пыли в тропосферу от постоянно «курящих» вулканов и фумарол оценивается в довольно широких пределах от 4 до 10 Мт в год. Эта величина примерно на два порядка меньше по сравнению с потоком пыли, поступающей в тропосферу от эрозии почв и пыльных бурь. Практически вся вулканическая пыль, поступающая в тропосферу, не достигает стратосферы из-за вымывания и гравитационного оседания. Однако при мощных извержениях, определенное количество вулканического пепла может достигать верхней тропосферы и даже нижней стратосферы и оказать влияние, прежде всего, на формирование облаков верхнего яруса, и, частично, на образование стратосферного аэрозоля. Выброс тонкодисперсного пепла в верхнюю тропосферу и нижнюю стратосферу определяется типом вулканического извержения и высотой выброса.

Наиболее богаты тонкодисперсной фракцией пеплы плинианского и ультраплинианского типов извержений в тропических широтах. По оценкам ряда авторов аномально большое количество тонкодисперсного пепла (до 10 Мт) было выброшено в стратосферу во время извержения вулкана Эль-Чичон в 1982 году (Асатуров и др., 1986).

Характерный размер частиц вулканического пепла составляет обычно несколько микрон (Асатуров, 1986). Если эти частицы непосредственно достигают стратосферы в результате мощных выбросов, то их размер обуславливает достаточно высокую скорость оседания в разреженном воздухе стратосферы – порядка 0.01 м/сек. В основном такие частицы вулканического пепла состоят из силикатов и оксидов металлов. Продолжительность жизни таких аэрозолей в стратосфере составляет около месяца, поэтому вулканическая пыль даже от такого мощного извержения как Кракатау, не успевает распространиться на полушарие, а тем более на весь земной шар. Чаще всего влияние вулканического пепла на приход солнечной радиации к земной поверхности имеет локальный и относительно кратковременный характер.

Количество вулканических газов, поступающих в тропосферу и стратосферу, зависит от типа извержения, места извержения и от состояния атмосферы в момент извержения. Температурная стратификация атмосферы, вертикальный профиль ветра, преобладающий тип циркуляции (циклонический или антициклональный), высота струйного течения и высота тропопаузы могут способствовать или, наоборот, препятствовать проникновению вулканических газов из верхней тропосферы в нижнюю стратосферу. Кроме того, необходимо учитывать тот факт, что химический состав вулканических выбросов может изменяться на разных стадиях извержения.

Около 90% изверженной магмы на Земле имеет базальтовый состав, наиболее богатый серой. Базальтовые извержения характеризуются в основном относительно спокойным характером извержений, и большая часть таких вулканов расположена вдоль срединно-океанических хребтов в глубоком океане. Сравнительно небольшая часть базальтовых вулканов извергается в субаэральной зоне, к таким вулканам относится один из наиболее активных на Земле вулканов Килауэа (Гавайи) и вулканы Исландии.

В последнее время особое внимание уделяется климатическому эффекту от извержений так называемых «трещинных» вулканов (Zielinski, 2000; Thordarson, Self, 1993, 2003). Детальное изучение последствий «трещинных» извержений на примере вулканов Исландии показало, что они играют существенную роль в изменении климата Земли. Извержение вулканов Исландии, типичных представителей вулканов базальтовой группы, происходят обычно в течение длительного времени (от нескольких недель до нескольких месяцев и даже лет) и при относительно низкой высоте тропопаузы в этих широтах (в зимнее время около 10-12 км и ниже) являются важнейшими поставщиками серы в верхнюю тропосферу и нижнюю стратосферу. Так, при извержениях вулканов Лаки и Гримсвётн в 1783 году в верхнюю тропосферу поступило количество серосодержащих газов (в виде SO_2), сравнимое с эмиссией этих газов от катастрофического извержения вулкана Тамбора в 1815 году (Thordarson, Self, 1993, 2003; Gao, 2008; Gao et al., 2006, 2007, 2008; Wei et al., 2008).

Эксплозивные извержения (или извержения взрывного типа) являются основными поставщиками в верхнюю тропосферу и стратосферу различных продуктов вулканического происхождения, ответственных за формирование стратосферного аэрозольного слоя и оказывающих радиационный форсинг на климат Земли.

Существуют различные классификации эксплозивных извержений, различающихся по высоте газопепловой колонны (plume heights), содержанию газообразной субстанции и дальности выброса (Rust, 1980; Schmincke, 2004; Zielinski, 2000 и др.).

Основные виды эксплозивных извержений, оказывающих существенное влияние на изменение концентрации САС в атмосфере и изменение температуры воздуха, имеют следующие характеристики: (1) Извержения стромболианского типа производят относительно небольшое количество мелкодисперсного материала, высота газопепловой колонны сравнительно невелика; (2) Извержения вулканианского типа (или «жесткие стромболианские») производят значительно больше мелкодисперсного материала, высота газопепловой колонны часто достигает тропопаузы, а иногда и нижней стратосферы; (3) При мощных извержениях плинианского и ультраплинианского типа высота газопепловой колонны может достигать 30-40 км и более, продукты извержения рассеиваются на большой площади; (4) Извержения игнимбритового типа похожи на плинианские, но в отличие от последних образуют особую породу – игнимбрит («спёкшийся туф») (ignimbrite) (Борзенкова, 1992; Борзенкова, Брук, 1980). Извержения этого типа являются основным источником мелкодисперсной пыли и сернистых соединений и оказывают наиболее сильное влияние на изменение концентрации аэрозоля в САС. К этому типу относятся наиболее мощные извержения 19-го и 20-го столетий (Тамбора, 1815; Кракатау, 1883; Катмай, 1912) (Self et al., 1981; Timmreck, 2012).

В табл. 3.6 обобщены данные об объемах выбросов вулканического вещества и высоте газопепловой колонны при разных типах эксплозивных извержений. Заметное влияние на состояние САС оказывают извержения взрывного типа с объемом выбросов от 0.1 км³ и более и высоте газопепловой колонны выше 7 км.

Типы	Неэкспло-	Эксплозивные				
извержений и их интенсивность	зивные	слабые	умерен- ные	умеренно- сильные	сильные	мощные
Объем тефры (км ³)	1×10-5	1×10 ⁻⁵	0.01	0.1	1	10-1000
Высота газопепловой колонны (км)	<0.1	0.1-1	1.5	3-15	10-25	>25
стромболианский плинианский						
тип извержения	гавайский в		вулканианский		ультраплинианский	
Влияние на САС	не оказывает	не оказывает	слабое	умеренное	сильное	значи- тельное

Таблица 3.6. Классификация вулканических извержений по объему тефры, высоте газопепловой колонны и другим показателям (Schmincke, 2004)

В настоящее время существует постоянная система мониторинга вулканических выбросов, содержащих серу (в том числе SO₂ и других газов), поступающих в тропосферу и стратосферу в результате естественной вулканической деятельности. Оценка выбросов производится с помощью лидарных, самолетных и спутниковых наблюдений. Наземные измерения ведутся с помощью ультрафиолетовых спектрометров, которые отслеживают потоки SO₂ от вулканических извержений даже при относительно небольшой высоте выброса.

Начиная с 1979 года, выполняются измерения вулканических газов по программе SAM II (Stratospheric Aerosol Measurement) и SAGE (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) (McCormick, Veiga, 1992). Измерения по программе SAM II производятся с помощью одноканального фотометра, установленного на спутниках, основные характеристик САС могут быть получены в широтном поясе 64-84° с.ш. (во время захода Солнца) и в широтном поясе 64-80° ю.ш. (во время восхода Солнца). Измерения по системе SAGE позволяют получить вертикальные профили аэрозоля от 79° с.ш. до 79° ю.ш. Ослабление радиации измеряется на разных длинах волн: 0.385; 0.45; 0.60 и 1.0 мкм. Эти данные используются для расчёта полного спектра стратосферного аэрозоля, что позволяет оценить состояние САС в глобальном масштабе (Асатуров и др., 1986).

Спутниковые измерения потоков SO_2 от эксплозивных извержений непосредственно в стратосфере предполагают использование нескольких независимых систем: TOMS (Total Ozone Monitoring System), HIRS (High Resolution Infrared Sounder), OMI (Ozone Mapping Spectrometer), GOME (Global Ozone Monitoring Experiment). Системы измерений COSPEC и TOMS позволяют получать данные по SO_2 только в дневное время, выбросы за ночные часы оцениваются путем экстраполяции. Минимальный поток SO_2 , который можно измерить с помощью системы TOMS – 5 кт SO_2 . Эта система позволяет оценивать потоки SO_2 и от крупных извержений, в то время как система COSPEC улавливает потоки вулканических газов, содержащих серу, и от постоянно «курящих» вулканов и фумарол, имеющих сравнительно небольшую высоту выброса.

С помощью данных, полученных в результате разных систем измерений, Халмер с коллегами впервые оценили суммарный выброс в атмосферу SO_2 вулканического происхождения за период с 1972 по 2000 годы и за весь столетний интервал с 1900 по 2000 гг. (Halmer et al., 2002). Для этой цели были использованы данные наблюдений за извержениями 360 вулканов, для 50 из них, имелись данные постоянных наблюдений (мониторинга), полученных с помощью систем COSPEC и TOMS. Каждому из 310, не включенных в систему мониторинга вулканов, был присвоен индекс эксплозивной активности (Volcanic Explosive Index, VEI) на основе данных о высоте выброса и объеме извергнутого материала.

Индекс (VEI) изменяется от значений, равных 1, при незначительных эксплозивных или эффузивных («трещинных») извержений, до значений, равных 8, характерных для мощных извержений типа Кракатау и Тамборы (Newhall, Self, 1982). Существует определенная зависимость между величиной индекса VEI и эмиссией SO₂ (Halmer et al, 2002). Эта зависимость и данные мониторинга эмиссии SO₂ для 50 вулканов были использованы для расчета планетарного бюджета SO₂ от всех вулканических извержений за период с 1972 по 2000 годы (Halmer et al., 2002). По оценкам этих авторов средняя годовая эмиссия серы (в форме SO₂) от слабой и умеренной вулканической деятельности за 30-летний период с 1972 по 2000 год составляла от 7.5 до 10.5 Mt/ S в год. Причем на долю эксплозивных извержений приходилось примерно 60% выбросов серы в атмосферу, а остальные 40% поставляли постоянно извергающиеся («курящие») вулканы и фумаролы.

Блут и др. (Bluth et al., 1992, 1997) показали, что извержение вулкана может иметь климатический отклик, если в стратосферу поступает от 1 до 5 MT SO₂. В процессе образования мелкодисперсного аэрозоля, состоящего из капелек серной кислоты, его масса значительно увеличивается. По оценке Зилински (Zielinski, 2000) при превращении в аэрозоль, состоящий из капелек 75% H_2SO_4 , масса удваивается. По данным Тордарсона и Сельфа (Thordarson, Self, 2003) во время катастрофического извержения вулкана Лаки (Исландия) в 1783-1784 гг. в нижнюю стратосферу могло поступить около 95 MT SO₂ (при общем выбросе в атмосферу 120 MT SO₂), что привело к образованию более

200 Мт сернокислого аэрозоля в нижней стратосфере (Gao, 2008; Gao et al., 2007, 2008). При извержении Пинатубо в 1991 году на высоту более 30 км было выброшено около 17 Мт газообразного SO_2 , превращение его в сернокислый аэрозоль увеличило массу аэрозоля до 30 Мт (Кондратьев и др., 2007; McCormick et al., 1995; Self et al., 1996).

Климатический эффект извержения находится в прямой зависимости от интенсивности извержения и положения тропопаузы (или широты извержения) (Bluth et al., 1997). Известно, что продукты извержения распространяются по широтному кругу в течение нескольких недель, а по полушарию в течение нескольких месяцев. Наблюдения с помощью спутниковой системы TOMS показали, что уже через 22 дня вулканическое облако от извержения вулкана Пинатубо (Филиппины, 1991) обогнуло земной шар (Self et al., 1996). В течение первого месяца после извержения вулканическое облако на высоте 26 км распространилось от экватора до 30° с.ш., при этом в стратосферу южного полушария проникла относительно небольшая часть продуктов извержения. Данные спутниковых наблюдений показали, что к началу 1993 года стратосферный аэрозоль от извержения был зафиксирован уже в высоких широтах северного полушария на высотах от 18 до 26 км, хотя количество аэрозоля в циркумполярном вихре оказалось сравнительно небольшим (McCormick et al., 1983).

Хотя извержения вулканов Пинатубо в 1991 году и Эль-Чичон в 1982 году имели место практически в одном и том же широтном поясе, картина распространения продуктов извержения от этих вулканов заметно различается. После извержения Пинатубо значительная часть вулканических выбросов попала вначале в южное полушарие, а затем примерно через полгода выбросы были зафиксированы на высотах около 20 км в умеренных широтах северного полушария (Robock, 2002). Питток (Pittock, 1992) отмечает первое появление продуктов извержения Пинатубо в районе Мельбурна уже в середине июля 1991 года. Через год после извержения Пинатубо стратосферный аэрозоль распространился по всему земному шару, концентрация его в стратосфере начала медленно снижаться и к 1994 году уже была близка к «фоновому» значению (Self et al., 1996).

Можно предположить, что разная скорость распространения продуктов извержения от вулканов Эль Чичон и Пинатубо из одного полушария в другое, могла быть связана с изменением вертикальной структуры и скорости ветра на больших высотах (в нижней стратосфере) в разные сезоны года. Извержение Пинатубо произошло на два месяца позже извержения Эль Чичона и совпало с зимним сезоном в южном полушарии. Зимнее время в южном полушарии характеризуется смещением зоны сильных ветров в нижней стратосфере на высоту более 25 км, в то время как в осенний сезон зона сильных ветров располагается ниже, около 20 км. Более высокие скорости ветра в зимнее время способствовали быстрому распространению продуктов вулканического извержения Пинатубо в южное полушарие.

При извержениях вулканов в тропических широтах (между 30° с.ш. и 30° ю.ш.) продукты извержения чаще всего попадают из одного полушария в дру-

гое. По модели Стенчикова (1985) в таких случаях происходит перестройка циркуляционных процессов, в результате которой может образоваться единая для обоих полушарий гадлеевская ячейка, что способствует более быстрому распространению аэрозоля из одного полушария в другое. Учет этого процесса имеет значение при оценке широтных откликов изменения радиации и температуры у земной поверхности на извержение.

При извержениях в умеренных и высоких широтах распространение аэрозольного облака происходит чаще всего в пределах того полушария, где происходит извержение. Данные об извержениях в высоких широтах северного полушария свидетельствуют о том, что продукты извержения в этом случае не распространяются южнее 30 градусов широты (Stothers, 1996; Kravitz et al., 2010, 2011).

Оптическая толщина¹⁾ (или аэрозольная оптическая толщина, τ_s) является одной из важнейших характеристик прозрачности атмосферы и состояния аэрозольного слоя тропосферы и стратосферы. Величина (τ_s) определяется как натуральный логарифм отношения интенсивности солнечной радиации определённой длины волны (чаще всего, при длине волны 550 nm), приходящей на верхнюю границу атмосферы, к прямой солнечной радиации, поступающей к земной поверхности при ясном небе.

Существует несколько независимых методов оценки этой величины. Прямые методы измерений включают наземные актинометрические и лидарные наблюдения, самолетное зондирование и спутниковые данные. Косвенные методы основаны на наблюдениях за лунными затмениями и яркостью звезд. Средняя величина (τ_s) при отсутствии крупных вулканических извержений для видимой части солнечного спектра изменяется в пределах 0.01-0.02, и зависит от количества аэрозоля, находящегося в верхней части тропосферы и в стратосфере. Максимальные величины (τ_s), достигающие значений 0.4 и более, характерны для состояния тропосферы и стратосферы после мощных вулканических извержений взрывного типа, таких как Самалас (1257/1258), Тамбора (1815), Кракатау (1883) и Пинатубо (1991) (Stothers, 1984; Lavigne et al., 2013; Ridley et al., 2014). При оптической толщине, равной 0.3, снижение прямой солнечной радиации, достигающей земной поверхности, составляет не менее 25% (Hofmann et al., 2003).

Для оценки оптической толщины атмосферы по данным актинометрических наземных станций наиболее подходят измерения прямой солнечной радиации при ясном небе на станциях, расположенных на высокогорных плато или на океанических островах, достаточно удаленных от крупных промышленных городов. Касаясь вопроса репрезентативности этих данных для характеристики глобальной оптической толщины стратосферы, необходимо иметь в виду, что из-за интенсивного горизонтального перемешивания в стратосфере, масса стратосферного аэрозоля мало изменяется в пространстве,

¹⁾ Здесь речь идет об оптической толщине относительно прямой солнечной радиации для видимой части солнечного спектра при длине волны 550 нм

поэтому для её оценки можно использовать ограниченное число актинометрических наблюдений.

В работе Верниера с соавторами (Vernier et al., 2011) приводятся данные измерения оптической толщины в стратосфере тропических районов на высоте 20-30 км в широтной зоне 20°с.ш. - 20°ю. ш. по данным разных спутниковых измерений в рамках проектов (SAGE II, COMOS, CALIPSO) в течение 1985-2009 гг. Начиная с июня 1997 года, стратосфера практически полностью очистилась от продуктов извержения Пинатубо и оптическая толщина стратосферы до 2005 года не превышала «фоновых» значений (Mischenko et al., 2007). Некоторое увеличение оптической толщины в 2008 и 2009 годах могло быть связано с извержениями в высоких широтах в 2008 и 2009 гг. вулканов Окмок и Касатачи. (Kravitz et al., 2010, 2011).

На рис. 3.6 приводятся результаты измерений оптической толщины на ст. Южный Полюс и Мауна-Лоа после извержений Эль-Чичон и Пинатубо за период между 1978 и 2002 гг. Как видно из рисунка, максимальные значения (τ_s) составляли 0.26 и 0.30 соответственно. Максимальные значения (τ_s) на ст. Ю. Полюс и Мауна-Лоа после извержений Эль-Чичон и Пинатубо составляли 0.26 и 0.30 соответственно. В течение двух лет после извержения Пинатубо (1991) величина (τ_s) в среднем для земного шара изменялось от 0.15 до 0.10, в то время как локальные величины (τ_s) в конце 1992 года, полученные по лидарным, актинометрическим и спутниковым измерениям над отдельными районами могли достигать значений 0.3 и более.



Рисунок 3.6. Изменение оптической толщины атмосферы по данным наблюдений на ст. Южный Полюс (Антарктида) и Мауна Лоа (Гавайи) По данным (Hofmann et al., 2003)

Принимая во внимания сказанное выше, можно полагать, что данные об оптической толщине, представленные на рис. 3.6, характеризуют в определенной степени, состояние стратосферного слоя не только для всего южного полушария, но и для Земли в целом. На этом рисунке достаточно четко видно, что после вулканических извержений величина оптической толщины (τ_s) изменялась, по крайней мере, на порядок, по сравнению со значениями, характерными для периода слабой вулканической деятельности. Необходимо отметить, что методы определения оптической толщины постоянно совершенствуются, причем наряду с использованием наземной актинометрической информации (Sato et al., 1993; Stothers, 1996), привлекаются и данные наблюдений со спутников (Mishchenko et al., 2007; Crowley, Unterman, 2013).

В последние годы разработаны методы восстановления оптической толщины не только за период инструментальных наблюдений за солнечной радиацией на актинометрических станциях. Предложен ряд косвенных методов, позволяющих оценить значения оптической толщины атмосферы за последние несколько тысяч лет (Ridley et al., 2014; Toohey et al., 2016).

Независимые количественные методы оценки оптической толщины атмосферы разработаны по наблюдениям за затмениями луны (Keen, 1983) и яркостью звезд (Stothers, 1984). Лунные затмения (полные или частичные) происходят почти каждые полгода, когда Земля находится между Луной и Солнцем. Фотометрические наблюдения трех лунных затмений после извержения Агунга в 1963 году позволили количественно оценить оптическую толщину атмосферы после этого извержения. В последние годы для этих целей используются фотометры, установленные на спутниках (Hansen, Matsushima, 1966). Наблюдения за 36 полными лунными затмениями позволили оценить оптическую толщину стратосферного аэрозольного слоя между 1960 и 2001 годами. Данные этих наблюдений приводятся в табл. 3.7. и на рис. 3.7.

Вулкан	Год извержения	Оптическая толщина
Кракатау	1883	0.13
Агунг	1963	0.10
Фернандина	1968	0.06
Фуэго	1974	0.04
Эль Чичон	1982	0.09
Пинатубо	1991	0.15

Таблица 3.7. Изменение оптической толщины после крупных вулканических извержений XIX и XX столетий по данным наблюдений за затмениями Луны (Hofmann et al., 2003)

Оптическая толщина атмосферы, полученная по наблюдениям за лунными затмениями, характеризует среднее глобальное значение (τ_s) в видимой части спектра, в то время как локальные значения (τ_s) могут изменяться в достаточно широких пределах. Средние глобальные значения (τ_s) после извержения Пинатубо изменялись от 0.15 до 0.10 в течение двух лет после извержения, что достаточно хорошо согласуется с данными табл. 3.7. В то же время локальные значения (τ_s) в конце 1992 года, полученные по лидарным, актинометрическим и спутниковым измерениям над отдельными районами, могли еще достигать значений 0.3 и более (Self et al., 1996). Самые высокие величины оптической толщины в видимой части спектра после извержения Борзенкова И.И., Рябошапко А.Г.

Пинатубо были получены по спутниковым измерениям с помощью радиометров высокого разрешения (AVHRR) и составили 0.4 (Stowe et al., 1992; Valero and Pilewskie, 1992). Непосредственно после извержения оптическая толщина (для $\lambda = 0.55$ мкм) в низких широтах составляла 0.2, а спустя 5 месяцев после извержения её значение снизилось до 0.08. Однако в средних широтах (53°с.ш.) через год после извержения значение (τ_s) все ещё оставалось достаточно высоким и составляло около 0.1 (Ansmann et al., 1993).

Как видно из рис. 3.7, в первые месяцы после извержения величина (τ_s) по отдельным определениям достигала значений, равным 1.6, затем началось довольно быстрое уменьшение оптической толщины. Однако даже через два года после извержения её величина более чем на порядок превышала «фоновое» значение. В последующие два года величина оптической толщины медленно уменьшалась, достигнув через 4 года значений, близких к «фоновым» (Self et al., 1996).



Рисунок 3.7. Изменение оптической толщины после извержения вулкана Тамбора (1815) по Стосерсу (Stothers, 1984)

Кружками и ромбиками отмечены величины (т_s), полученные по визуальным наблюдениям за яркостью звезд, темными квадратами – по наблюдениям за лунными затмениями, пирамидки обозначают (т_s), полученные по данным о кислотности кернов из Гренландского льда

В определенной степени эту реконструкцию можно было бы рассматривать в качестве модели изменения оптической толщины после мощных вулканических извержений типа извержений Тамбора, Кракатау и Пинатубо (Raible et al., 2016). Однако непосредственные измерения оптической толщины после извержения вулкана Эль-Чичон, выполненные в разных районах (Мексика, Канада), показали более сложный характер изменения этой величины. В частности эти измерения показали, что оптическая толщина имеет два максимума, первый из которых формируется в течение первых дней и недель после извержения, второй в течение нескольких месяцев (Иевлев и Довгалюк, 1999). Второй максимум оптической толщины, по-видимому, связан с образованием вторичных аэрозолей, которые образуются непосредственно в стратосфере из газовых выбросов вулкана. Относительно короткий период очищения стратосферы и достаточно быстрое уменьшения оптической толщины объясняется выпадением первичных аэрозолей, образующихся непосредственно в момент извержения.

Для оценки радиационного форсинга в моделях изменения климата используют ряды оптической толщины, составленные на основе объединения как прямых, так и косвенных данных. Наиболее известный ряд величины (τ_s), составленный Сато с коллегами в начале 90-х годов (Sato et al., 1993), в настоящее время продлен и охватывает период с 1850 до 2001 гг. Данные доступны на сайте http://data.giss.nasa.gov/modelforce/strataer/ (Toohey et al., 2016). Другой независимый ряд величины (τ_s) представлен в работе Кроули и Унтермана (Crowley, Unterman, 2013). В этой работе ряд данных по оптической толщине с временным шагом 1 год для периода с 1104 по 2000 гг. и с временным шагом 2 года для периода с 800 по 1103 гг. получен на основании обобщения, как прямых наблюдений, так и косвенных данных. В качестве прямых измерений оптической толщины были использованы прямые измерения этой величины по наземным и спутниковым наблюдениям. Для восстановления значений оптической толщины за историческое время привлекалась косвенная информация, полученная по кислотному сигналу, выделенному из ледовых кернов Гренландии и Антарктиды (Gao et al., 2006, 2007, 2008; Ridley et al., 2014; Sigl et al., 2013).

Информация о прошлом вулканизме сохраняется в ледовых кернах в виде повышенной концентрации растворенных примесей в слоях льда, отложившихся в течение нескольких лет после извержения. Индикатором присутствия этих примесей является более высокая электропроводность слоев льда, содержащих сернокислые примеси и сформировавшиеся в результате выпадения осадков после вулканических извержений. Относительно недавно был предложен индекс, учитывающий содержание сернокислого аэрозоля в слоях ледниковых кернов из Гренландии, Антарктиды и горных ледников (Robock, 2000; Robock, Free, 1995). В основу этого индекса (Ice Volcanic Index, IVI) был положен метод, разработанный Хаммером с коллегами (Hammer et al., 1980). Наряду с измерением электропроводности слоев льда, для оценки массы вулканических выбросов, используется также метод определения концентрации сульфат-ионов (SO_4^{2-}) в слоях с повышенной электропроводностью (Gao, 2008; Gao et al, 2007, 2008; Gautier et al., 2016; Sigl et al, 2013; Toohey et al., 2013; Zielinski, 1995, 2000).

Выделение сульфатного сигнала, связанного с эмиссией продуктов вулканического происхождения, представляет определенную трудность. Этот сигнал замаскирован наличием в ледяных кернах сульфатов, образовавшихся в результате других природных процессов, например, сульфатов из морской воды. Хотя вклад этих примесей в общую массу и невелик, но требует удаления его из общей массы сульфатов. Борзенкова И.И., Рябошапко А.Г.

Для выделения вулканического сигнала необходимо оценить величину «фонового» аэрозоля, чтобы выделить пики концентрации сульфатов, которые могут быть ответственны за вулканические извержения различной интенсивности. Кроме сульфатов морской воды в ледяных кернах присутствуют сульфаты другого генезиса, например сульфаты континентальной пыли, имеющей в основном силикатный состав, а также сульфаты, образующиеся в результате жизнедеятельности морского планктона.

Зилински (Zielinski, 2000), используя полученную в работе Стосерса (Stothers, 1984) зависимость между общей массой сернокислого аэрозоля и оптической толщиной, восстановил её значение для наиболее мощных и катастрофических извержений за последние 2100 лет. В качестве исходной информации для оценки массы аэрозоля использовались детальные данные о кислотности Гренландского льда из скважины Саммит (проект GISP2) (Zielinski, 1995). Величина оптической толщины для наиболее мощных вулканических извержений изменялась в пределах от 0.2 до 0.4, для отдельных событий, которые можно рассматривать как катастрофические, величина (τ_s) составляла 0.6-0.8, увеличиваясь в некоторых случаях до 1.5 (например, при извержении вулкана Самалис в 1258/1259 гг. (Guillet et al., 2017).

Список литературы

Асатуров М.Л. 1986. Влияние вулканических выбросов на стратосферный аэрозольный слой. – Труды ГГИ, вып. 320, с. 38-49.

Асатуров М.Л., Будыко М.И., Гройсман П.Я. и др. 1986. Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли. – Л., Гидрометеоиздат, 256 с.

Барабанов В.Ф. 1985. Геохимия. – Ленинград, «Недра», 423 с.

Бонч-Осмоловская Е.А., Голрленко В.М., Иванов М.В., Лейн А.Ю., Рябошапко А.Г., Скайринг Г.В., Бримблкомб П., Хаммер К., Коен И., Круйкшанк К., Майнард Дж., Рибург В.С., Холсер В., Нильсен Х., Шидловский М., Руде Х. 1989. Эволюция глобального биогеохимического цикла серы. – Москва, «Наука», 200 с.

Борзенкова И.И. 1992. Изменение климата в кайнозое. – СПб., Гидрометеоиздат, 247 с.

Борзенкова И.И., Брук С.А. 1980. О влиянии вулканических извержений на изменение климата в позднеледниковье-голоцене. – Труды ГГО, вып. 347, с. 40-56.

Бримблкумб П. 1988. Состав и химия атмосферы. – Москва, «Мир», 351 с.

Грин Х., Лейн В. 1969. Аэрозоли – пыли, дымы и туманы. – Ленинград, «Химия», 427 с.

Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А. 1999. Физика атмосферных аэрозольных систем. – Санкт-Петербургский Государственный Университет, 193 с.

Кароль И.Л. 1973. Размеры радиоактивных аэрозолей и их перенос в тропосфере и стратосфере. – Метеорология и гидрология, № 1, с. 28-36.

Кароль И.Л., Малахов С.Г. 1962. Применение естественных радиоактивных изотопов в атмосфере для метеорологических исследований. – В кн.: «Вопросы ядерной метеорологии». – М., «Госатомиздат», с. 5-42.

Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. 1983. Атмосферный аэрозоль. – Л., Гидрометеоиздат, 224 с.

Кондратьев К.Я., Ивлев Л.С., Крапивин В.Ф. 2007. Свойства, процессы образования и последствия воздействий атмосферного аэрозоля: от нано – до глобальных масштабов. – СПб, BBM, 858 с.

Лебединец В.Н. 1976. Модель аэрозольной составляющей термосферы и экзосферы. – Труды Института экспериментальной метеорологии, вып. 4 (61), с. 46-84.

Леонов А.Г., Руденко А.А., Старостин А.Н., Таран М.Д., Чехов Д.И. 2002. Влияние молекулярной и микрокапельной компоненты на инфракрасное поглощение в плотных парах натрия. – Электронный журнал «Исследовано в России», URL: http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2002/001.pdf.

Мархинин Е.К. 1958. О количестве ювинильной воды, участвующей в вулканических взрывах. – ДАН СССР, т. 119, № 3, с. 537-539.

Новейший и современный вулканизм на территории России. 2005. /Под ред. Н.П. Лаверова – М., «Наука», 604 с.

Петрянов-Соколов И.В., Сутугин А.Г. 1989. Аэрозоли. – М., «Наука», 142 с.

Рябошапко А.Г. 1983. Атмосферный цикл серы. – В кн. «Глобальный биогеохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека». – М., «Наука», с. 170-255.

Стенчиков Г.Л. 1985. Математическое моделирование климата. – Природа, № 6, с. 39-50.

СЭС. 1983. Метеорная пыль. – В кн.: Советский Энциклопедический Словарь. – М., «Советская Энциклопедия», 1600 с.

Юнге Х. 1965. Химический состав и радиоактивность атмосферы. – М., «Мир», 424 с.

Andreae M.O., Crutzen P.J. 1997. Atmospheric aerosols: Biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry. – Science, vol. 276, pp.1052-1058.

Andres R.J., Kasgnoc A.D. 1998. A time averaged inventory of subaerial volcanic sulphur emissions. – J. Geophys. Res., vol. 103, pp. 25251-25261.

Ansmann A., Wandinger U., Weitkamp C. 1993. One-year observations of Mount Pinatubo aerosol with an advanced raman lidar over Germany at 53.5N. – Geophys. Res. Lett., vol. 20, pp. 711-714.

Борзенкова И.И., Рябошапко А.Г.

Arnold F., Buhrke Th. 1983. New H_2SO_4 and HSO_3 vapour measurements in the stratosphere – evidence for a volcanic influence. – Nature, vol. 31, pp. 293-295.

Berresheim H., Jaeschke W. 1983. The contribution of volcanoes to the global atmospheric sulfur budget. – Journ. Geophys. Res., vol. 88, pp. 3732-3740.

Bluth G.J.S., Doiron S.D., Schnetzler S.C., Krueger A.J., Walter I.S. 1992. Global tracking of the SO₂ clouds from the June 1991 Mount Pinatubo eruptions. – Geophys. Res. Lett., vol. 19, pp. 151-154.

Bluth C.J.S., Rose W., Sprod I.E., Krueger A.J. 1997. Stratospheric loading of sulfur from explosive volcanic eruptions. – J. of Geol., vol. 105, pp. 671-683.

Brewer A. 1949. Evidence for a world's circulation provided by measurements of helium and water vapor distribution in the stratosphere. Quart. – J. Roy. Met. Soc., vol. 75, No. 326, pp. 351-363.

Cadle R.D. 1975. Volcanic emissions of halides and sulfur compounds to the troposphere and stratosphere. – Journ. Geophys. Res., vol. 80, pp. 1650-1652.

Charlson R.J., Anderson T.L., McDuff R.E. 2000. The Sulfur Cycle. – In: Earth System Science. From Biogeochemical Cycles to Global Change. /Eds: M. Jacobson, R. Charlson, H. Rodhe and C. Orians. – International Geophysics Series, vol. 72, Academic Press, pp. 343-359.

Crowley T.J., Unterman M.B. 2013. Technical details concerning development of a 1200-yr proxy index of global volcanism. – Earth System Science Data, vol. 5, pp. 187-197.

Crutzen P.J. 1976. The possible importance of COS for the sulfate layer of the stratosphere. – Geophys. Res. Lett., vol. 3, pp. 73-76.

CrutzenP.J. 2006. Albedo enhancement by stratospheric sulfur injection: acontribution to resolve a policy dilemma? –Climate Change, vol. 77, pp. 211-219.

Deshler T., Nardi B., Hofmann D.J., Johnson B.J. 1996. Correlation between ozone loss and volcanic aerosol at altitudes below 14 kilometers over McMurdo Station, Antarctica. Antarctic. – Journal of the United States. Review 1996. Available at: http://www.nsf.gov/od/opp/antarct/ajus/nsf9828/9828html/j2.htm.

Eluszkiewicz J., Crisp D., Zurek R., Fishbein E., Froidevaux L., Waters J., Granger R.G., Lambert A., Harwood R., Peckham G. 1996. Residual circulation in the stratosphere and lower mesosphere as diagnosed from microwave limb sounder data. – J. of the Atmospheric Sciences, vol. 56, No. 2, pp. 217-240.

Faber J., Boon B., Berk M., den Elzen M., Olivier J., Lee D. 2007. Climate Change: Scientific Assessment and Policy Analysis. Aviation and maritime transport in a post 2012 climate policy regime. Report 500102 008 (CE report 06.7153.59). – The Netherlands Research Programme on Scientific Assessment and Policy Analysis (WAB) for Climate Change, 154 p.

Farlow N.H., Snetsinger K.G., Hayes D.M. et al. 1978. Nitrogen-sulfur compounds in stratospheric aerosols. – Journ. Geophys. Res., vol. 83, pp. 6207-6211.

Farlow N.H., Ferry G.V., Lem H.Y., Hayes D.M. 1979. Latitudinal variations of stratospheric aerosols. – Journ. Geophys. Res., vol. 84, C2, pp. 733-743.

Friend J.P. 1966. Properties of stratospheric aerosol. - Tellus, vol. 18, pp. 465-473.

Gao C. 2008. Volcanic forcing of climate over the past 1500 years:an improved ice-core-based index for climate models. A dissertation submitted to the Graduate School – New Brunswick, Rutgers, the State University of New Jersey, New Brunswick, New Jersey, 138 p.

Gao C., Robock A., Self S., Witter J., Steffensen J.P., Clausen H., Siggaard-Andersen M.-L., Johnsen S., Mayewski P.A., Ammann C. 2006. The 1452 or 1453 A.D. Kuwae eruption signal derived from multiple ice core records: Greatest volcanic sulfate event of the past 700 years. – Journ. of Geophys. Res., vol. 111, D12107, doi:10.29/2005JD006710.

Gao C., Oman L., Robock A., Stenchikov G.L. 2007. Atmospheric volcanic loading derived from bipolarice cores accounting for the spatial distribution of volcanic deposition. Journ. of Geophys. Res., vol. 112, D09109, doi:10.1029/2006JD007461.

Gao C., Robock A., Ammann C. 2008. Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core –based index for climate models. – Journ. of Geophys. Res., vol. 113, D 23, doi:10.1029/2008JD010239.

Gautier E., Savarino J., Erbland J., Lanciki A., Possenti P. 2016. Variability of sulfate signal in ice core records based on five replicate cores. – Clim. Past, vol. 12, pp. 103-113.

Graf H.-F., Feicher J., Langmann B. 1997. Volcanic sulphur emissions: Estimates of source strength and its contribution to the global sulphate distribution. – Journ. Geophys. Res., vol. 102, pp.10727-10738.

Guillet S., Corona C., Stoffel M., Khodri M., Lavigne F., Ortega P., Eckert N., Sielenou P., Daux V., Churakova (Sidorova) O.V., Davi N., Edouard J-L., Zhang Y., Luckman B.H., Myglan V.S., Guiot J., Beniston M., Masson-Delmotte V., Oppenheimer C. 2017. Climate response to the Samalas volcanic eruption in 1257 revealed by proxy records. – Nature Geoscience, vol. 10, pp. 123-128, doi:10.1038/ ngeo2875.

Halmer M.M., Schmincke H.-U., Graf H-F. 2002. The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: global data set for the past 100 years. – Journ. Volcanol. and Geotherm. Res., vol. 115, pp. 511-528.

Hammer C.U., Clausen C.B., Dansgaard W. 1980. Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. – Nature, vol. 288, pp. 230-235.

Hansen J.E., Matsushima S. 1966. Light illuminance and color in the Earth's shadow. – J. Geophys. Res., vol. 71, pp. 1073-1081.

Hinds W.C. 1999. Aerosol Technology: Properties, behavior, and measurement of airborne particles. – J. Wiley and Sons, Inc., New York, 483 p.

Борзенкова И.И., Рябошапко А.Г.

Hoffmann D.J., Rosen J.M. 1980. Stratospheric sulfuric acid layer: evidence for an anthropogenic component. – Science, vol. 208, No. 4450, pp. 1368-1370.

Hofmann D.J., Rosen J.M. 1983. Stratospheric sulfuric acid fraction and mass estimate for the 1982 volcanic of El Chichon. – Geophys. Res. Lett., vol. 10, pp. 313-316.

Hofmann D., Barnes J., Dutton E., Deshler T., Jager H., Keen R., Osborn M. 2003. Surface-based observations of volcanic emissions to the stratosphere. – In: "Volcanism and the Earth's atmosphere" /A. Robock and C. Oppenheimer (Eds.). – Amer. Geophys. Union, Wash. DC pp. 57-73.

Holton J.R., Haynes P.H., McIntyre M.E., Douglass A.R., Rood R.B., Pfister L. 1995. Stratosphere-troposphere exchange. – Rev. Geophys., vol. 33, No. 4, pp. 403-439.

Hunten D.M. 1975. Residence times of aerosols and gases in the stratosphere. – Geophys. Res. Lett., vol. 2, No. 1, pp. 26-27.

Hunten D.M., Turco R.P., Toon O.B. 1980. Smoke and dust particles of meteoric origin in the mesosphere and stratosphere. – J. Atmospheric Sci., vol. 37, No. 6, pp. 1342-1357.

Inn E.C.Y., Vedder J.F., O'Hara D. 1981. Measurement of stratospheric sulfur constituents. –Geophys. Res. Lett., vol. 8, No. 1, pp. 5-8.

IPCC 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change /Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)). – Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.

Jaeschke W., Schmitt R., Georgii H.W. 1976. Preliminary results of stratospheric SO₂-measurements. – Geophys. Res. Lett., vol. 3, pp. 517-519.

Jäger H., Deshler T. 2002. Lidar backscatter to extinction, mass and area conversions for stratospheric aerosols based on midlatitude balloonborne size distribution measurements. Geoph. Res. Letters, vol. 29, No. 19, p. 1929.

Junge C. 1963. Atmospheric chemistry and radioactivity. N.Y. Academic Press. (Русский перевод. Юнге К. 1965. Химичекий состав и радиактивность атмосферы. – М. «Мир». 424 с.).

Junge C.E. 1963. Sulfur in the atmosphere. – Journ. Geophys. Res., vol. 68, pp. 227-237.

Junge C.E., Manson J.E. 1961. Stratospheric aerosol studies. – Journ. Geophys. Res., vol. 66, No. 7, pp. 2163-2182.

Junge C.E., Chagnon C.W., Manson J.E. 1961. Stratospheric aerosols. – J. Meteorol., vol. 18, No. 1, pp 81-108.

Keen R.A. 1983. Volcanic aerosols and lunar eclipses. – Science, vol. 222, pp. 1011-1013.

Kent G.S., McCormick M.P. 1984. SAGE and SAMII measurements of global stratospheric aerosol optical depth mass loading. – Journ. Geophys. Res., vol. 89, pp. 5303-5314.

Kravitz B., Robock A., Bourassa A. 2010. Negligitable climatic effects from the Okmok and Kasatochi volcanic eruptions. – Journ. of Geophys. Res., vol. 115, D00L05, doi:10.29/2009JD013525.

Kravitz B., Robock A., Bourassa A., Deshler T., Wu D., Mattis I., Finger F., Hoffmann A., Ritter C., Bitar L., Duck T.J., Barnes J.E. 2011. Simulation and observations of stratospheric aerosols from the 2009 Sarychev volcanic eruption. – Journ. of Geophys. Res., vol. 116, D18211, doi:10.1029/2010JD015501.

Lavigne F., Degeai J.-P., Komorowski J., Gullet S., Robert V., Lahitte P., Oppenheimer C., Stoffel M. et al. 2013. Source of the great AD 1257 mystery eruption unveiled, Samalas volcano, Rinjani volcanic complex, Indonesia. – Proc.of the Nat. Acad. of Sci. of the United States of America (PNAS), vol. 110, N42, pp. 16742-16747.

Lazrus A.L., Cadle R.D., Gandrud B.W. et al. 1979. Sulfur and halogen chemistry of the stratosphere and of volcanic eruption plumes. – Journ. Geophys. Res., vol. 84, C12, pp. 7869-7875.

McCormick P.M., Trepte C.R., Kent O.S. 1983. Spatial changes in the stratosphere accounted with the North polar vortex. – Geophys. Res. Lett., vol. 10, N10, p. 941-944.

McCormick P.M., Veiga R.E., 1992. SAGE II measurement of early Pinatubo aerosols. – Geophys. Res. Lett., vol. 19, pp. 155-158.

McCormick M.P., Thomason L.W., Trepte C.R. 1995. Atmospheric effect of the Mt. Pinatubo eruption. – Nature, vol. 373, pp. 399-404.

Mischenko M.I., Geogzhayev I.V., Rossow W.B., Cairns B., Carlson B.E., Lacis A.A., Liu Li., Travis L.D. 2007. Long-term satellite record reveals likely recent aerosol trend. – Science, vol. 315, p. 1543.

Molina M.J., Zhang R., Wooldridge P.J., McMahon J.R., Kim J.E., Chang H.Y., Beyer K.D. 1993. Physical Chemistry of the H₂SO₄/HNO₃/H₂O System: Implications for Polar Stratospheric Clouds. – Science, vol. 261, pp. 1418-1423.

Myhre G., Berglen T.F., Myhre C.E.L., Isaksen I.S.A. 2004. The radiative effect of the anthropogenic influence on the stratospheric sulfate aerosol layer. – Tellus B, vol. 56, No. 3, pp. 294-299.

NAS 1992. US National Academy of science. Policy Implications of Greenhouse Warming: Mitigation, Adaptation, and the Science Base. Panel on Policy Implications of Greenhouse Warming. – National Academies Press, Washington, DC, 994 p.

Newhall C.H., Self S. 1982. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. – Journ. Geophys. Res., vol. 87, pp. 1231-1238.

Борзенкова И.И., Рябошапко А.Г.

NMS 2007. Volcanic Aerosols. New Medio Studia. – Available at: http:// www.newmediastudio.org/DataDiscovery/Aero Ed Center/index.htm.

Pitari G., Mancini E., Rizi V., Shindell D.T. 2002. Impact on future climate and emission changes on stratospheric aerosols and ozone. – Journal of Atmospheric Science, vol. 59 (1), pp. 414-440.

Pittock A.B. 1992. Eruption of Mount Pinatubo:CSIRO climate change research and progress. – Annual Report 1990-1991, p. 17.

Pueschel R.F. 1996. Stratospheric aerosols: formation, properties, effects. – J. Aerosol Sci., vol. 27, No. 3, pp. 383-402.

Pueschel R.F., Russell P.B., Allen D.A., Ferry G.V., Snetsinger K.G., Livingston J.M., Verma S. 1994. Physical and optical properties of the Pinatubo volcanic aerosol: Aircraft observations with impactors and a Sun-tracking photometer. – Journ. Geophys. Res., vol. 99, pp. 12915-12922.

Pueschel R.F., Rohatshek H., Ferry G.V., Boiadjieva N., Howard S.D., Strawa A.W. 2000. Vertical transport of anthropogenic soot aerosol into the middle atmosphere. – Journ. Geophys. Res., vol. 105, No. D3, pp. 3727-3736.

Raible C.C., Brönnimann S., Auchmann R., Brohan P., Frölicher T.L., Graf H.-F., Jones P., Luterbacher J., Muthers S., Neukom R., Robock A., Self S., Sudrajat A., Timmreck C., Wegmann M. 2016. Tambora 1815 as a test case for high impact volcanic eruptions:Earth system effects. – WIREs Climate Change, vol. 7, July/ August, pp. 569-589.

Read W.G., Froidevaux L., Waters J.W. 1993: Microwave limb sounder measurement of stratospheric SO₂ from the Mt. Pinatubo volcano. – Geophys. Res. Lett., vol. 20, No. 12, pp. 1299-1302.

Ridley D. A., Solomon S., Barnes J. E., Burlakov V.D., Deshler T., Dolgii S.I., Herber A.B., Nagai T., Neely R.R., Nevzorov A.V., Ritter C., Sakai T., Santer B.D., Sato M., Schmidt A., Uchino O., Vernier J.P. 2014. Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change. – Geophysical Research Letters, vol. 41 (22), pp. 7763-7769, doi: 10.1002/2014GL061541.

Robock A. 2000.Volcanic eruptions and climate. – Rev. Geophys., vol. 38, pp. 191-219.

Robock A. 2002. Pinatubo eruption: The climate aftermath. – Science, vol. 295, pp. 1242-1244.

Robock A., Free M. 1995. Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to present. – Journ. Geophys. Res., vol. 100, pp. 11549-11557.

Rodhe H. 1999. Human impact on the atmospheric sulfur balance. – Tellus, vol. 51AB, pp. 110-122.

Rosenlof K.H., Holton J.R. 1993. Estimates of stratospheric residual circulation using the downward control principle. – Journ. Geophys. Res., vol. 98, pp. 10465-10479.
Rust H. 1980. Vulkane und Vulranismus. – Leipzig, BSB B.G.Teubner Verlagsgesellschaft. (Русский перевод: Раст Х. 1982."Вулканы и вулканизм". – М., Мир, 341 с.).

Sato M., Hansen J.E., McCormick M.P., Pollack J.B. 1993. Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990. – Journ. Geophys. Res., vol. 98, pp. 22987-22994.

Schlager H., Arnold F., Hofmann D., Deshler T. 1990. Balloon observations of nitric acid aerosol formation in the arctic stratosphere. I – Gaseous nitric acid. II – Aerosol. – Geophys. Res. Lett., vol. 17, pp. 1275-1283.

Schmincke H.-U. 1993. Transfer von festen, flüssigen und gasförmigen Stoffen aus Vulkanen in die Atmosphäre. – Zeitschrift für Umweltchemie und Ökotoxikologie, vol. 5, pp. 27-44.

Schmincke H.-U. 2004. Volcanism. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York et al., 324 p.

Sedlacek W.A., Mroz E.J., Lazrus A.L., Gandrud B.W. 1983. Decadal of stratospheric sulfate measurements compared with observations of volcanic eruptions. – Journ. Geophys. Res., vol. 88, No. C6, pp. 741-776.

Self S., Rampino M., Barbera J.J. 1981. The possible effects of large 19th and20th volcanic eruptions on zonal and hemispheric surface temperatures. – J. Volcanol. Geotherm. Res., vol. 11, No. 1, pp. 41-60.

Self S., Zhao J.-X., Holasek R., Torres R., King A.J. 1996. The atmosphere impact of the 1991 Mount Pinatubo eruption. – In: "Fire and mud: Eruptions and lahars of Mt.Pinatubo" /Newhall C.G. and R.S. Punongbayan (Eds.). – Quezon City and Univ. of Wash. Press, Seattle, 1126 p.

Shepherd T.G. 2002. Issues in stratosphere-troposphere coupling. – J. Meteorol. Soc. Japan, vol. 80, No. 4B, pp. 769-792.

Sigl M., McConnell J.R., Layman L., MaselliO., McGwire K., Pasteris D., Dahl-Jensen D., Steffensen J.P., Edwards R., Mulvaney R. 2013. A new bipolar ice core record of volcanism from WAIS divide and NEEM and implications for climate forcing of the last 2000 years. – Journ. Geophys. Res., vol. 118, pp. 1151-1169.

Stohl A., Bonasoni P., Cristofanelli P., Collins W., Feichter J., Frank A., Forster C., Gerasopoulos E., Gäggeler H., James P., Kentarchos T., Kromp-Kolb H., Krüger B., Land C., Meloen J., Papayannis A., Priller A., Seibert P., Sprenger M., Roelofs G.J., Scheel H.E., Schnabel C., Siegmund P., Tobler L., Trickl T., Wernli H., Wirth V., Zanis P., Zerefos C. 2003. Stratosphere-troposphere exchange: A review, and what we have learned from STACCATO. – Journ. Geophys. Res., vol. 108, D12, p. 8516, doi:10.1029/2002JD002490D12.

Stoiber R.F., Williams S.N., Huebert B. 1987. Annual contribution of sulphur dioxide to the atmosphere by volcanoes. – Journ. Volcanol. and Geotherm. Res., vol. 33, pp. 1-8.

Борзенкова И.И., Рябошапко А.Г.

Stothers R.B. 1984. The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath. – Science, vol. 224, pp. 1191-1198.

Stothers R.B. 1996. Major optical perturbations to the stratosphere from volcanic eruptions: Pyrheliometric period, 1881-1960. – Journ. Geophys. Res., vol. 101, pp. 3901-3920.

Stowe L.L., Carey R.M., Pellegrino P.P. 1992. Monitoring the Mt.Pinatubo aerosol layer with NOAA-11 FVHRR data. – Geophys. Res. Lett., vol. 19, pp. 159-162.

Takigawa M., Takahashi M., Akiyoshi H. 2002. Simulation of stratospheric sulfate aerosols using a Center for Climate System Research/National Institute for Environmental Studies atmospheric GCM with coupled chemistry 1. Nonvolcanic simulation. – Journ. Geophys. Res., vol. 107 (D22), p. 4610.

Textor C., Graf H.-F., Nimmreck C., Robock A. 2004. Emissions from volcanoes. – In: "Emissions of chemical compounds and aerosols in the atmosphere". /C.Granier, C. Reeves and P. Artaxo (Eds), Chapter 7, pp. 269-303. – Kluwer, Dordrechet, 544 p.

Thomas G.E., Jakosky B.M., West R.A., Sanders R.W. 1983. Satellite limbscanning thermal infrared observation of the EL Chichon stratospheric aerosol: First results. – Geophys. Res. Lett., vol. 10, No. 11, pp. 997-1000.

Thomason L.W., Peter T. 2006. The assessment of stratospheric aerosol properties (ASAP). – Stratospheric Processes and their Role in Climate (SPARC). WMO/TD-No 1295, 321 p.

Thomason L.W., Burton S.P., Luo B.-P., Peter T. 2008. SAGE II measurements of stratospheric aerosol properties at non-volcanic level. – Atmos. Chem. Phys., vol. 8, pp. 983-995.

Thordarson T., Self S. 1993. The Laki (Skaftar Fires) and Grimsvotn eruption in 1783-1785. – Bulletin of Volcanology, vol. 55, pp. 125-159.

Thordarson T., Self S. 2003. Atmospheric and environmental effect of the 1783-1784 Laki eruption: A review and reassessment. – Journ. Geophys. Res., vol. 108, No. D1, p. 4011, doi:10.1029/2001JD002042ND1.

Timmreck C. 2012. Modeling the climatic effects of large explosive volcanic eruptions. – Clim. Change, vol. 3, pp. 545-564, doi: 10.1002/wcc.192.

Toohey M., Krüger K., Timmreck C. 2013. Volcanic sulphate deposition to Greenland and Antarctica: a modeling sensitivity study. – Journ. Geophys Res, vol. 118, pp. 4788-4800, doi:10.1002/jgrd.50428.

Toohey M., Stevens B., Schmidt H., Timmreck C. 2016. Easy volcanic aerosol (EVA v1.0): An idealized forcing generator for climatic simulations. – Geosci. Model Dev. Discuss, doi:10.5194/gmd-2016-83.

Turco R.P., Toon O.B., Hamill P., Whitten R.C. 1981. Effects of meteoric debris on stratospheric aerosol and gases. – Journ. Geophys. Res., vol. 86, C2, pp. 1113-1128.

Valero F.P.J., Pilewskie P. 1992. Latitudinal survey of spectral optical depths of the Pinatubo volcanic cloud-derived particle sizes, columnar mass loadings, and effect on planetary albedo. – Geophys. Res. Lett., vol. 19, pp.163-166.

Vernier J.-P., Thomason L.W., Pommereau J.-P., Bourassa A., Pelon J., Garnier A., Hauchecorne A., Blanot L., Trepte C., Degenstein D., Vargas F. 2011. Major influence of tropical volcanic eruptions on the stratospheric aerosol layer during the last decade. – Geophys. Res. Lett., vol. 38(12), L12807, doi:10.29/2011GL047563.

Viggiano A.A., Arnold F. 1981. Extended sulfuric acid vapor concentration measurements in the stratosphere. – Geophys. Res. Lett., vol. 8, No. 6, pp. 583-568.

Wei L., Mosley-Tompson E., Gabrielli P., Thompson L., Barbante C. 2008. Synchronous deposition of volcanic ash and sulfate aerosols over Greenland in 1783 from Laki eruption (Iceland). – Geophys. Res. Lett., vol. 35, L16501, doi:10.1029/2008GL035117.

Weisenstein D.K., Yue G.K., Ko M.K., Sze N.-D., Rodriguez J.M., Scott C.J. 1997. A two dimensional model of sulfur species and aerosols. – Journ. Geophys. Res., vol. 102, pp. 13019-13033.

WMO 1995. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994. – WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 37. – Geneva, Switzerland.

WMO 2007. WMO (World Meteorological Organization), Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006. – Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 5. – Geneva, , 572 pp.

Zielinski G.A. 1995. Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from the GISP2 Greenland ice core. – Journ. Geophys. Res., vol. 100, pp. 20937-20955.

Zielinski G.A. 2000. Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system. – Quatern. Sci. Rev., vol. 19, pp.417-438.

Глава 4. ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ПРИРОДНОГО АЭРОЗОЛЬНОГО СЛОЯ НА КЛИМАТ И ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ

4.1. Влияние вулканических извержений на приход солнечной радиации на верхнюю границу тропосферы и на земную поверхность

Численные оценки влияния продолжительности повышенной концентрации аэрозоля в стратосфере на приходящую солнечную радиацию, поступающую на верхнюю границу тропосферы, по оценкам ряда авторов (Асатуров, 1977; Асатуров и др., 1986), составляет несколько лет в зависимости от массы газообразных выбросов, места извержения и времени года. Эмпирические данные подтвердили тот факт, что влияние на приход солнечной радиации даже относительно мощного единичного вулканического извержения продолжается не более 5 лет (Ефимова, 1979; Будыко, Пивоварова, 1967; Логинов и др., 1983; Кароль, 1977; Кароль, Пивоварова, 1978; Pyle et al., 1996; Rose et al., 1984; Schmincke, 2004; Stoiber et al., 1987).

С точки зрения воздействия на климат существует принципиальная разница между первичными вулканическими частицами (вулканическая пыль и пепел) и вторичными, образующимися непосредственно в стратосфере из вулканических газов, содержащих серу. Первичные вулканические частицы остаются в основном в тропосфере и время их жизни (уменьшение их количества в е-раз) относительно мало (около 1-2 месяцев) в силу влияния гравитационных процессов и процессов вымывания. Напротив, вторичные аэрозоли, образующиеся в стратосфере в результате химических реакций, имеют субмикронные размеры, что значительно увеличивает их время жизни.

Различие эффектов может быть продемонстрировано сравнением извержений вулканов Сент-Хеленс и Эль Чичон. При извержении Сент-Хеленс было выброшено существенно больше пылевых частиц, но в несколько раз меньше вулканических газов, содержащих соединения серы. В результате после извержения вулкана Сент-Хеленс понижения глобальной температуры у земной поверхности было практически не отмечено, тогда как извержение вулкана Эль Чичон привело к заметному снижению глобальной температуры не менее чем на 0.2-0.3°C (Асатуров и др., 1986).

Первые оценки изменения солнечной радиации, приходящей к земной поверхности, были получены по актинометрическим измерениям на ст. Монпелье (юг Франции) после извержения вулкана Кракатау в мае 1883 года. Кратковременное снижение прямой солнечной радиации отмечалось уже в июне 1883 года, спустя месяц после извержения. Можно полагать, что снижение радиации сразу после извержения было связано с влиянием вулканической пыли, которая постепенно выпадала на земную поверхность в результате гравитационных и других процессов. Известно, что извержения вулканов в тропических широтах доставляет в стратосферу большое количество тонкой

вулканической пыли непосредственно в стратосферу, что приводит к значительному снижению прямой солнечной радиации у земной поверхности (Koffman et al., 2013).

Как видно из рис. 4.1, в отдельные месяцы снижение прямой солнечной радиации после извержения Кракатау на территории Европы достигало 20% и более. Можно предположить, что сложный характер изменения в приходе солнечной радиации мог быть связан с особенностями образования вторичных аэрозолей, максимум концентрации которых, наблюдается через несколько месяцев после начала извержения. Процесс образования вторичных аэрозолей в результате химических преобразований первичных аэрозолей, поступивших в стратосферу, был изучен в результате наблюдений за изменением оптической толщины после извержения вулкана Эль-Чичон в 1982 году (Иевлев, Довгалюк, 1999).



Рисунок 4.1. Прямая солнечная радиация (в отклонениях от нормы, в процентах) после извержения Кракатау по актинометрическим измерениям на ст. Монпелье За норму были приняты данные ст. Монпелье с декабря 1882 года по 1900 год. По материалам (Acamypos u dp., 1986)

После серии вулканических извержений в 1902 году (Мон-Пеле, Суфриер и Санта-Мария) по данным актинометрических станций Павловск и Варшава, расположенных в умеренных широтах северного полушария, наибольшее снижение прямой солнечной радиации отмечалось в 1903 году. В зимние месяцы 1903 года радиация понижалась на 20% и более, в летние месяцы – на 10-15%. Как видно из рис. 4.2, радиация достигла значений, характерных до начала извержений, только в начале 1904 года, через 1.5 года после начала извержения первого вулкана из этой серии вулканических извержений.

Данные о радиации после извержения вулкана Катмай (июнь, 1912), осредненные по 9 актинометрическим станциям, расположенных в умеренных пиротах, представлены на рис. 4.3. На ст. Павловск, находящейся примерно на широте извержения, ослабление прямой солнечной радиации на 15-20% было отмечено уже в первый месяц после начала извержения, в то время как в более южных широтах (ст. Варшава, Париж, Лондон), заметное понижение радиации началось через два месяца после начала извержения. Наиболее значительное уменьшение прямой солнечной радиации (в среднем около 50%) отмечалось на станциях Павловск и Москва осенью 1912 года. Средняя многолетняя норма для прямой солнечной радиации было достигнута через 22-24 месяца после начала извержения, весной 1914 года (Асатуров и др., 1986; Будыко, Пивоварова, 1967; Кароль, Пивоварова, 1978; Sigurdsson, 1990).





В качестве нормы использованы данные измерений на стации Павловск с 1900 по 1920 гг. (по материалам Будыко, Пивоварова, 1967; Кароль, Пивоварова, 1978; Асатуров и др., 1986)





(По материалам Будыко, Пивоварова, 1967; Асатуров и др., 1986)

Между 1883 и 1915 гг. можно выделить два периода активной вулканической деятельности: первый – между 1883 и 1894 гг., второй – между 1902 и 1915 гг., когда извержения происходили каждые 1-2 года (Ефимова, 1979). Средняя годовая интенсивность прямой солнечной радиации уменьшалась в среднем за год на 9-11% в течение года и постепенно возвращалась к норме (либо сменялась положительной аномалией) через 1-2 года после извержения (Lamb, 1970; Oliver, 1976; Dyer, 1974).

Снижение радиации после извержения вулкана Катмай было сравнимо с понижением радиации после серии извержений 1902 года. В течение последующих 50 лет не отмечалось крупных извержений взрывного типа, которые могли бы повлиять на приход солнечной радиации к земной поверхности. Извержения вулканов Спурр (Аляска, 1953) и Безымянный (Камчатка, 1956) не оказали заметного влияния на приход солнечной радиации и температуру воздуха у земной поверхности.

Первое сильное извержение после длительного периода относительно низкой вулканической активности произошло в начале 1963 года (вулкан Агунг, 8°21' ю. ш., Индонезия, о-в Бали). К этому времени увеличилось количество актинометрических станций, в том числе и в южном полушарии, на некоторых из них были организованы наблюдения и за рассеянной радиацией. В первый год после извержения Агунга на станциях южного полушария (Австралия) прямая солнечная радиация понижалась на 20% по сравнению с нормой, при одновременном увеличении (не менее чем в 2 раза) сумм рассеянной радиации.

В северном полушарии, в широтном поясе 41-68°с.ш., понижение прямой солнечной радиации началось примерно через 5-6 месяцев после извержения и составило в 1964 и 1965 годах 6% и 4%, соответственно. В арктических широтах прямая радиация уменьшалась в эти годы на 5-7%, при этом отмечалось увеличение рассеянной радиации в отдельные месяцы 1964-1965 годов на 20% и более (Асатуров и др., 1986). Заметное уменьшение прямой солнечной радиации после извержения вулкана Агунг было также зафиксировано и на советских антарктических станциях: Мирный, Восток и Новолазаревская (Асатуров и др., 1986).

Сравнительная оценка изменения прямой солнечной радиации по наблюдениям 22 актинометрических станций северного полушария, включая и территорию бывшего СССР, приведена в табл. 4.1 (Логинов и др., 1983).

Вулкан	Уменьшение прямой радиации, в % от нормы
Мон-Пеле, Суфриер, Санта-Мария	10.5
Катмай	10.0
Сент-Хеленс, Алаид	2.7
Фуэго	2.0
Агунг	3.6
Эль-Чичон	11.2

Таблица 4.1. Среднегодовое уменьшение прямой солнечной радиации от нормы по станциям на территории бывшего СССР по Логинову и др. (1983)

Детальные данные о составе газообразных выбросов и их влиянии на приход солнечной радиации были получены после извержения вулканов Эль-

Борзенкова И.И.

Чичон (май, 1982) и Пинатубо (июнь, 1991) (Rose et al., 1984; Hofmann, Rosen, 1983; Pyle et al., 1996).

На рис. 4.4 представлены данные о выбросах вулканических газов, содержащих серу, после извержения вулканов Эль-Чичон и Пинатубо, а также изменение оптической толщины аэрозольного слоя атмосферы после этих извержений по данным работы (Pyle et al., 1996). После извержения вулкана Эль-Чичон летом 1982 года понижение прямой солнечной радиации в широтном поясе 24-43°с.ш. составило около 8%. Максимальное ослабление радиации до 19% отмечалось в декабре 1982 года. Через год после извержения, весной 1983 года, уменьшение радиации составляло 8%, осенью – 6%. На территории США (штат Орегон) наибольшее снижение прямой радиации (на 28%) отмечалось в ноябре-декабре 1982 года, в то время как отношение рассеянной радиации к суммарной увеличилось в 2-3 раза (Robock, 2000).



Рисунок 4.4. Изменение массы SO₂ и сульфатов, а также наблюдаемая оптическая толщина после извержений между 1979 и 1983 гг. По (Pyle et al., 1996)

На рис. 4.5 представлены данные об изменении прямой и рассеянной радиации на ст. Мауна-Лоа после извержения вулканов Эль-Чичон и Пинатубо (Dutton, Christy, 1992).

Сравнительный анализ изменений прямой солнечной радиации после этих извержений (оба вулкана расположены в одной широтной зоне, Эль-Чичон на 2 градуса севернее) показал, что влияние стратосферного облака на снижение радиации заметно различается. Непосредственно после извержения вулкана Эль-Чичон уменьшение прямой солнечной радиации на ст. Мауна-Лоа составило более 30%, при этом рассеянная радиация увеличилась примерно на такую же величину. Во время извержения вулкана Пинатубо понижение прямой солнечной радиации на ст. Мауна-Лоа было меньше, хотя количество вулканической пыли и газообразных веществ, выброшенных во время извержения Пинатубо, было значительно больше, по сравнению с выбросом вулкана Эль-Чичон. Это связано с тем, что облако продуктов извержения вулкана Эль-Чичон



проходило непосредственно над станцией Мауна- Лоа, в то время как облако Пинатубо задело район станции ст. Мауна - Лоа только краем.

Рисунок 4.5. Изменение прямой и рассеянной радиации на ст. Мауна Лоа после извержения вулканов Эль Чичон (1982) и Пинатубо (1991) По (Robock, 2000)

Как было сказано выше, уменьшение прямой солнечной радиации после вулканических извержений компенсируется увеличением рассеянной радиации. Так как на термический режим у земной поверхности оказывает влияние суммарная солнечная радиация, то для оценки влияния САС на климат необходимо иметь данные об её изменении. Исследования по атмосферной оптике показали, что отношение изменения суммарной точнить значкирадиации к изменению прямой радиации зависит от широты места и относительно мало зависит от размера частиц стратосферного аэрозоля, если диаметры этих частиц лежат в пределах от 0.02 до 0.3 мкм (Шифрин, Пятовская, 1959). В табл. 4.2 приведены значения этого отношения в зависимости от широты, где Q - суммарная солнечная радиация, S – прямая радиация.

Таблица 4.2. Отношение уменьшения суммарной радиации к уменьшению прямой радиации (Шифрин, Пятовская, 1959)

Широта, °	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0
$\Delta Q/\Delta S$	0.24	0.23	0.22	0.21	0.19	0.18	0.16	0.14	0.13	0.13

Принимая во внимание тот факт, что средневзвешенное по полушарию отношение изменения суммарной радиации к изменению прямой радиации

Борзенкова И.И.

равно 0.16, суммарная радиация в тропосфере изменяется примерно в 5 раз меньше по сравнению с ослаблением прямой солнечной радиации при ясном небе (Будыко, 1974).

В табл. 4.3 приводятся обобщенные данные об общей массы стратосферных аэрозолей, выброшенных в САС вулканическими извержениями различной мощности. Таблица составлена на основе обобщения данных разных авторов.

Вулкан	Масса стратосферного аэрозоля SO ₂ (Мт)	Время и место извержения			
Тоба	от 500 до 1000	около 72 тыс.л.н., Индонезия			
Самалас	Более 130	1258/1259гг., о-в Ломбок, Индонезия			
Лаки	190-200	1783/1784, Исландия			
Тамбора	60	1815/1816, Индонезия			
Кракатау	50	1883, Индонезия			
Катмай	20	1912, Аляска			
Агунг	10	1963			
Фуэго	3-6	1974			
Эль-Чичон	15-20	1982, Мексика			
Пинатубо	до 30	1991, Филиппины			
Уровень «фонового» аэрозоля на 1979 г.	<1				

Таблица 4.3. Сравнительная оценка общей массы выброшенных в стратосферу сульфатов в (Мт)

Примечание: По (Guillet et al., 2017; McCormick et al., 1995; Marshall et al., 2017; Robock, 2000, Robock et al., 2009; Rose et al., 1984; Self et al., 1996; Yang, Schlesinger, 2002; Wallace, 2001).

Как видно из табл. 4.3, общая масса сульфатов, выброшенных в стратосферу, после извержений вулканов Катмай, Эль-Чичон, Пинатубо отличается в несколько раз от выбросов при мощных извержениях вулканов Тамбора, Кракатау, Лаки и на порядок величины при катастрофических извержениях, таких как извержение Тоба, около 74 тыс. лет назад (Robock et al., 2009).

Теоретические расчеты и данные измерения со спутников свидетельствуют о том, что увеличение концентрации аэрозоля в САС должно оказать заметное влияние на величину альбедо системы Земля – атмосфера (Асатуров и др., 1986; Crutzen, 2006). Данные измерений со спутников после извержения вулкана Пинатубо показали, что увеличение альбедо системы Земля – атмосфера, непосредственно после извержения, связано с поступлением в атмосферу большого количества тонкой вулканической пыли светлого цвета (Self et al., 1996). Наиболее значительное увеличение альбедо после извержения Пинатубо наблюдалось над районами, свободными от облачности, где оно достигало 20% (McCormick et al., 1995).

82

Последствием изменения альбедо после извержения Пинатубо явилось снижение потока радиации примерно на 8.0 Вт/м² между 5°с.ш. и 5°ю.ш. и на 4.3 Вт/м² между 40°с.ш. и 40°ю. ш. (McCormick et al., 1995). Как видно из рис. 4.6, парниковый эффект за счет увеличения в атмосфере концентрации «парниковых» газов к началу 90х годов прошлого столетия был практически полностью компенсирован увеличением концентрации стратосферного аэрозоля, выброшенного во время извержения Пинатубо. На рис. 4.6 радиационный форсинг, обусловленный наличием в атмосфере газов CO₂, CH₄, N₂O и FCCH, показан красным цветом и по величине (показан, синим цветом) он практически равен радиационному форсингу, обусловленному наличием в атмосфере вулканического аэрозоля. Для сравнения на графике приводятся оценки радиационного форсинга, вызванного наличием в атмосфере вулканического аэрозоля.

Изменение средней глобальной температуры после извержения Пинатубо было похоже на изменение температуры после извержения Агунга в 1963 году. Годы после извержения вулкана Агунг и год после извержения Пинатубо были самыми холодными, начиная с 1958 года. Для сравнения можно отметить, что после извержения вулкана Тамбора (1815) средняя глобальная температура понижалась на 0.4-0.6°C, что значительно больше, чем после извержений вулканов Эль-Чичон (аномалия глобальной температуры 0.2° C) и Кракатау (-0.3°C) (Gao et al., 2008; Raible et al., 2016; Ridley et al., 2014; Stoffel et al., 2015).



Рисунок 4.6. Сравнительная оценка радиационного форсинга от «парниковых» газов и увеличения концентрации стратосферного аэрозоля после извержения Пинатубо (McCormick et al., 1995)

Похолодание после извержения Пинатубо было несколько сильнее, по сравнению с похолоданием после извержения Кракатау, по-видимому, из-за большого количества выбросов SO₂ (Yang, Schlesinger, 2002). Относительно небольшое снижение температуры имело место в результате действия тропосферного вулканического аэрозоля, увеличения облачности и снижения концентрации озона. Как видно из рис. 4.6, увеличение температуры за счет прямого нагрева атмосферы солнечной радиацией очень невелико (на рисунке этот вклад обозначен – «солнечная радиация»).

Как было показано выше, уменьшение прямой солнечной радиации после вулканических извержений компенсируется увеличением рассеянной радиации. Так как на термический режим у земной поверхности оказывает влияние количество приходящей суммарной солнечной радиации, то для оценки влияния САС на климат необходимо иметь данные об её изменении. Оценки, сделанные в работе (Будыко, 1974) на основе теоретических расчетов Шифрина и Пятовской (1959) показали, что радиационный форсинг суммарной солнечной радиации, обусловленный наличием в стратосфере вулканического аэрозоля, значительно меньше по сравнению с влиянием прямой солнечной радиации. Однако именно снижение суммарной солнечной радиации и радиационного баланса определяют изменение температуры воздуха у земной поверхности после вулканических извержений.

4.2. Влияние вулканических извержений на температуру воздуха у земной поверхности и на окружающую среду в современную эпоху и в историческом прошлом

Увеличение концентрация аэрозоля в САС приводит к уменьшению поступления к Земле солнечной радиации, что, в конечном счете, может понизить температуру воздуха у земной поверхности на десятые доли градуса в течение нескольких лет после извержения. Первые оценки региональных изменений температуры воздуха после вулканических извержений взрывного типа были сделаны в работах Л.П. Спириной (1971; 1973; 1975) на основе использования карт-аномалий температуры воздуха у земной поверхности для всего северного полушария за период с 1881 по 1960 гг.

В работе Будыко и Васищева (1971) была предложена простая полуэмпирическая модель, позволяющая оценить изменение средних широтных значений температуры воздуха при изменениях в приходе солнечной радиации в зависимости от внешних факторов. Эта модель была использована для оценки изменения температуры воздуха в разных широтных зонах при изменении в приходе солнечной радиации, в результате увеличения концентрации стратосферного аэрозоля при вулканических выбросах разных масштабов (Борзенкова, 1974). На основе этой модели были сделаны оценки возможных изменений температуры воздуха в теплое и холодное полугодия в разных широтных зонах северного полушария после извержения вулкана Катмай в 1912 году. Расчеты выполнялись для трех сценариев: 1) уменьшение прямой солнечной радиации на 10% отмечалось равномерно на всех широтах северного полушария, 2) аналогичные изменения имели место только в широтной зоне 30-60° с.ш., 3) уменьшение радиации отмечались только в широтном поясе между 60-90° с.ш.

Сравнение расчетных данных с эмпирическими материалами (картами аномалий температур воздуха для северного полушария) показало, что наиболее близко к наблюдаемым данным последствия извержения вулкана Катмай описывает 3-й сценарий, когда уменьшение прямой солнечной радиации на 10% происходило только в широтном поясе 60-90° с.ш. В этом случае изменения температуры на различных широтах достаточно хорошо согласуются с данными атласа аномалий температуры воздуха для северного полушария (Спирина, 1971). Время релаксации поля температуры воздуха после вулканического извержения, полученное в работе (Борзенкова, 1974) и равное 3-5 годам, также согласуется с картами аномалий температуры воздуха после извержения вулкана Катмай (Спирина, 1973, 1975).

Позднее данные непосредственных наблюдений, полученные на основе спутниковой информации, полностью подтвердили эти расчеты и показали, что при извержениях в высоких широтах аэрозоль не распространяется южнее 30° широты и уменьшение оптической толщины и приходящей к земной поверхности солнечной радиации отмечаются в широтном поясе 90-60° (Kravitz et al., 2010, 2011).

Модели общей циркуляции атмосферы позволили получить более детальную пространственную картину изменения температуры воздуха у земной поверхности после поступления в стратосферу определенного количества аэрозоля (Andronova et al., 1999; Ammann, Naveau, 2010; Driscoll et al., 2012; Stenchikov et al., 1998, 2002; Stoffel et al., 2015; Thordarson, Self, 2003; Wei et al., 2008; Yang, Schlesinger, 2002). На рис. 4.7 представлено изменение температуры приземного слоя воздуха в северном и южном полушарии после извержения вулкана Пинатубо в 1991 году (Stenchikov et al., 1998). Как видно из этого рисунка, изменение температуры у земной поверхности имело сложный, мозаичный характер. Впервые мозаичность изменения температуры после вулканических извержений была отмечена в работах Спириной (1971; 1973; 1975), а позднее в работах (Kelly et al., 1996; Ramanathan et al., 2001; Ramachandran et al., 2000; Sear et al., 1987 и др.).

Как показали модели общей циркуляции, сложный характер распределения температур воздуха у земной поверхности после вулканических извержений связан с прямым и косвенным влиянием стратосферного аэрозоля на распределение радиационных потоков, которые могут вызывать существенную перестройку глобальной циркуляции.

Извержения в тропических широтах приводят к радиационному потеплению нижней стратосферы в этих широтах, что вызывает изменение температурного градиента полюс-экватор, величина которого определяется состоянием климатической системы в момент извержения (Ramachandran et al., 2000, 2001; Pisek, Brazdil, 2006).

Изменения радиационных потоков влияют на положительную фазу арктической осцилляции (AO), усиливая её, что является причиной потепления в

Борзенкова И.И.

зимний период в течение одного или двух лет после извержения, наиболее сильно выраженного в высоких и умеренных широтах.

Как показал анализ эмпирических данных, извержения вулканов Эль-Чичон и Пинатубо внесли определенный вклад как в долгопериодный тренд глобальной температуры (Maher et al., 2015; Yang, Schlesinger, 2002), так и в долгопериодный положительный тренд арктической осцилляции (Hansen et al., 2010). Стенчиков и др. (Stenchikov et al., 2002) оценили изменение атмосферной циркуляции в течение двух лет после извержения Пинатубо в 1991 году. В этой работе было показано, что потепление в нижней стратосфере в результате увеличения массы аэрозоля не всегда влияет на фазу арктического колебания. В работах (Oman et al., 2005; Oman et al., 2006а, 2006б) был оценен климатический эффект от извержения вулкана Катмай в 1912 году. Это исследование, также как и материалы работы (Pisek, Brazdil, 2006), подтвердили вывод о том, что извержения в тропических и высоких широтах оказывают различное влияние на циркуляцию в северном полушарии.



Рисунок. 4.7. Изменение температуры воздуха у земной поверхности после извержения вулкана Пинатубо, рассчитанные по модели Стенчикова и др. (1998) По (Stenchikov et al., 1998)

На основе этих исследований можно сделать вывод о том, что при извержениях в высоких широтах снижение летних температур воздуха происходит в основном в высоких и умеренных широтах. В то время как потепление в нижней стратосфере вызывает усиление восточного переноса в субполярных и средних широтах, что, в конечном счете, является причиной зимнего потепления в течение одного или двух лет, последующих после извержения.

Оман и др. (Oman et al., 2006а) и Тренберт и Дай (Trenberth, Dai, 2007) на основе данных об извержении вулкана Пинатубо показали, что вулканические извержения оказывают влияние не только на термический режим, но и на глобальный гидрологический цикл. В частности изменяется интенсивность муссонной циркуляции, из-за различия в скорости охлаждения суши и океана

после вулканического извержения. Чаще всего уменьшение термического градиента суша-океан после вулканического извержения приводит к снижению интенсивности муссонной циркуляции в тропических и субтропических широтах (Robock, 2002; Robock et al., 1995; Trenberth, Dai, 2007).

В ряде работ обсуждается проблема влияния вулканических извержений на феномен Эль-Ниньо - Южное колебание (ENSO). Хотя это естественное колебание возникает в тропических широтах Тихом океане, оно является глобальным драйвером внутригодовой изменчивости температуры во многих регионах земного шара. Эль-Ниньо/Южное колебание, как природный феномен, возникает в тропических широтах Тихого океана каждые 3-7 лет, и продолжаются от одного года до 3-х лет. Можно полагать, что снижение прихода солнечной радиации в результате вулканических извержений и как следствие этого понижение температуры воздуха и температуры поверхности океана (SST), должны влиять на развитие колебания ENSO, прежде всего в тропических широтах Тихого и Индийского океана. Для оценки этого влияния использовались как эмпирические данные о наиболее мощных извержениях в тропических широтах, так и модели общей циркуляции (Adams et al., 2003; Cobb et al., 2003; Hirono, 1988; Maher et al., 2015; Nicholls, 1990; Self et al., 1997; Robock et al., 1995; Yang, Schlesinger, 2001).

Если в работе Сельфа с коллегами (Self et al., 1997), отрицается наличие корреляции между вулканическими извержениями и естественной климатической изменчивостью типа колебания Эль-Ниньо (Ла-Ниньо) – Южное колебание (ENSO), то авторы других исследований пытались её обнаружить, используя данные о наиболее мощных извержениях тропических широт за последние 500-600 лет (Adams et al., 2003; D'Arrigo et al., 2005; Emile-Geay et al., 2008; Maher et al., 2015).

В настоящее время не существует однозначного ответа о связи между количеством выброшенного вулканического вещества и изменением температуры поверхности океана в тропических широтах, очевидно, что наиболее мощные вулканические извержения влияют как на интенсивность, так и на продолжительность этих естественных колебаний (Maher et al., 2015). В работе (Maher et al., 2015) рассмотрено влияние наиболее крупных вулканических извержений тропических широт на температуру поверхности воды и на феномен Эль-Ниньо (Ла-Ниньо) – Южное колебание (ENSO). Климатический отклик в результате 5 вулканических извержений взрывного типа:Кракатау (1883), Санта – Мария (1902), Агунг (1963), Эль-Чичон (1982) и Пинатубо (1991) был рассчитан с помощью моделей семейства СМІР5. Максимальное снижение температуры поверхности воды в тропических широтах Тихого океана составило (-0.5°C) после извержения Кракатау, а максимальный радиационный форсинг – (-3.5 ватт/м²). Как показали эти оценки, последствием понижения температуры поверхности воды в тропических широтах является изменение моды естественной климатической изменчивости во временной шкале от первых лет до первых десятилетий. Наиболее значительная компонента декадной изменчивости в низких широтах Тихого океана ассоциируется с декадной тихоокеанской осцилляцией (Interdecadal Pacific Oscillation,

Борзенкова И.И.

IPO). Негативная фаза этого колебания характеризуется охлаждением поверхностных вод в восточной части Тихого океана и повышением температуры воды на северо-западе и юго-западе. Более короткие климатические колебания в тропических широтах Тихого океана представлены естественными колебаниями типа Эль-Ниньо-Южное колебание (ENSO).

Другим важным драйвером естественной изменчивости в тропических широтах (в масштабе первых десятков лет) является колебание IOD (the Indian Ocean Dipole). Положительная фаза этого колебания возникает в результате снижение температуры поверхности воды (SST) в районе о-ва Суматра и повышения SST в западной части Индийского океана. Положительная фаза колебания IOD совпадает по времени с положительной фазой Эль-Ниньо, также как и отрицательная фаза IOD отмечается одновременно с отрицательной фазой Ла – Ниньо. Модельные оценки показали, что наибольшее влияние вулканических извержений на естественные колебания в тропических широтах отмечаются через 1.5 года после извержения (Maher et al., 2015). Усиление или ослабление этих естественных колебаний, вызванных изменением температуры поверхности воды (SST) в тропических широтах, в значительной степени определяется сезоном года и той циркуляционной обстановкой, которая имела место во время извержения.

Однако, влияние единичного, даже очень сильного извержения, имеет ограниченный временной масштаб и продолжается не более 4-5 лет. Заметное влияние на глобальную и региональную температуру воздуха у земной поверхности может оказать только серия достаточно мощных вулканических извержений, в результате которых в течение длительного времени поддерживается высокая концентрация аэрозоля в САС (Будыко, 1985, Будыко и др., 1986).

Подобный сценарий мог иметь место и в прошлом, например, во время похолодания «малой ледниковой эпохи», когда в течение нескольких десятилетий происходили сильные извержения взрывного типа, что способствовало высокому уровню концентрации аэрозоля в САС в течение длительного времени (Crowley et al., 2008; Goose et al., 2012; Mann et al., 2009; Robock, 2000).

В последние годы наблюдается значительный прогресс в развитии новых методов и технологий, позволяющих восстановить ежегодные данные о температуре воздуха в разных районах Земного шара за последнее тысячелетие и даже за последние несколько тысяч лет на основе анализа косвенных данных. Чаще всего в качестве косвенной информации используют данные о ширине и плотности древесных колец деревьев, произрастающих на северной границе леса или на верхней границе древесной растительности в горах (Christiansen, Ljungqvist, 2011; D'Arrigo, Gordon, 2003; D'Arrigo et al., 2013; Goose et al., 2012; Graham et al., 2011; Esper et al., 2012, 2013; Jones et al., 2009; Jones, Mann, 2004; Ljungqvist et al., 2012; Luterbacher et al., 2004; Mann et al., 2009; Moberg et al., 2005; Wilson et al., 2007). Другим независимым источником информации о климатических колебаниях в прошлом являются кислородно-изотопные данные, полученные в результате анализа кернов льда из высоких широт северного и южного полушарий. Дендроклиматические данные позволяют получить наиболее достоверные количественные данные о колебаниях температуры за последние тысячи лет с временным шагом до одного года (Борзенкова и др., 2011а). Для анализа ширины и плотности колец используются как срезы, так и керны, извлеченные из ныне живущих деревьев и ископаемых образцов древесины. Плотность древесного кольца имеет высокую корреляцию со среднегодовой температурой воздуха, а ширина кольца древесины – с температурой вегетационного периода.

На рис. 4.8 кривые изменения температуры воздуха внетропической зоны северного полушария за последние 1000 лет, построенные по данным Моберга и др. (Moberg et al., 2005) и Дарриго и др. (D'Arrigo et al., 2006, 2013), сглаженные 31-летним осреднением, сопоставлены с данными о содержании стратосферного аэрозоля за этот же период, полученные на основании анализа содержания иона $SO_4^{2^-}$ в ледяных кернах из Антарктиды (Traufetter et al., 2004). Данные находятся в свободном доступе на сайтах: ftp:// ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/treering/records и http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/icecore/antarctica/domec/domec.

Осреднение температурных кривых позволяет выделить временные интервалы, относительно теплого или относительно холодного климата по сравнению с базовым периодом 1960 - 1990 гг. (Борзенкова, 2012; Борзенкова и др., 2011б). Теплый период с температурой, близкой к современной, характерен для первых 250 лет, начиная с 10 века и до середины 13 века. Понижение температуры началось после серии мощных вулканических извержений между 1257/58 и 1270 гг. (Gao et al., 2008; Guillet et al., 2017; Lavigne et al., 2013; Stothers, 2000).

Совместный анализ данных о температуре воздуха внетропической зоны северного полушария и данных о концентрации сернокислого аэрозоля в стратосфере показал, что периодам относительно слабой вулканической деятельности, соответствовали низкие значения концентрации аэрозоля, близкие к «фоновым», и эти периоды характеризовались наиболее высокими температурами северного полушария. В то время как пики концентрации стратосферного аэрозоля, обусловленные сильными и мощными вулканическими извержениями, соответствовали снижению температуры.

Как видно из рис. 4.8, сравнительно длительный теплый период между 800 и 1260 гг. (The Medieval Warm Anomalies, MWA), отмеченный относительно слабой вулканической деятельностью, был прерван серией мощных вулканических извержений между 1257/58 и 1260-1270х гг. До последнего времени это сильнейшее за 7000 лет извержение 1257/58 гг. было отмечено во всех каталогах, как извержение неизвестного вулкана (Stothers, 2000; Oppenheimer, 2003).

В результате исследований последних лет удалось показать, что катастрофические события 1257/58 гг. были связаны с извержением вулкана Самалас (о-в Ломбок, Индонезия) (Guillet et al., 2017; Lavigne et al., 2013).

Серия мощных извержений между 1257/58 и 1260-1270 гг. более чем на столетие определили тренд изменения температуры внетропической зоны

северного полушария, и только со второй половины 13-го столетия начался рост температуры, который закончился к середине 14-го столетия в результате катастрофических извержений вулкана Куваэ (Новые Гибриды, Вануату) в 1452/53 и 1458 годах (Gao et al., 2006, 2008).



Рисунок 4.8. Ежегодные аномалии температуры воздуха северного полушария Кривая синего цвета построена по данным (Moberg et al., 2005), кривая черного цвета – по данным (DArrigo et al., 2006) и данные о содержании иона SO₄⁻², характеризующие содержания сернокислого аэрозоля в стратосфере (Traufetter et al., 2004)

Последующий за этой холодной осцилляцией, период относительно кратковременного потепления, был вновь прерван в середине 16 столетия самым мощным за последние 500 лет извержением вулкана Уайнапутина в 1600/1601 гг. в Перу (de Silva, Zielinski, 1998).

Между 1600 и 1890 годами произошло не менее 12 сильных и мощных извержений вулканов, главным образом, в тропических широтах. Серия этих извержений оказала наиболее сильное влияние на температуру воздуха в обоих полушариях (Cole-Dai et al., 2009). Период между 1600 и 1830 гг. был наиболее продолжительным холодным эпизодом в северном полушарии за последние 1000 лет. Увеличение температуры внетропической части северного полушарии началось после 1830 года и с небольшими колебаниями продолжается до настоящего времени.

Снижение глобальной температуры между 1450 и 1850 гг., не менее чем на 1°С, известное в литературе как похолодание «малой ледниковой эпохи», представлено большим объемом независимой косвенной информации (Crowley et al., 2008; Gao et al., 2008; Lamb, 1970; Mann et al., 2009; Stoffel et al., 2015). Это похолодание могло быть связано с высокой концентрацией стратосферного аэрозоля в результате вулканических извержений взрывного

типа, имевших место на протяжении всего этого периода. Ранее нами было показано, что более половины извержений взрывного типа, отмеченных за последние 1000 лет, приходится на период между 1450-1850 гг. (Борзенкова и др., 2011б).

Высокая концентрация аэрозоля в САС поддерживалась за счет вулканических извержений взрывного типа, которые происходили в течение всего этого периода (Борзенкова, 2012; Борзенкова и др., 2011a, 20116; Crowley et al., 2008; Gao et al., 2008; Robertson et al., 2001; Self et al., 1981; Sear et al., 1987).

Похолодание во время «малой ледниковой эпохи», во время которого глобальная температура понижалась на величину от 0.5 до 1.0°С в результате высокой концентрации сульфатного аэрозоля в САС, можно рассматривать как пример природного геоинженеринга (Борзенкова, 2012; Израэль и др., 2007).

Анализ температуры воздуха внетропической зоны северного полушария за последние 1000 лет показал, что при отсутствии сильных вулканических извержений взрывного типа, «фоновый» аэрозоль в верхней тропосфере и стратосфере, определяющий приход радиации к земной поверхности, испытывает относительно небольшие колебания. Эти колебания не могут оказать заметного влияния на изменение температуры воздуха у земной поверхности из-за термической инерции океана. Отдельные вулканические извержения, даже достаточно мощные, оказывают кратковременное влияние на температуру воздуха в течение не более чем 2-4 х лет. Термическая инерция океана достаточно быстро сглаживает такие колебания температуры, и они не могут кардинально изменить тренд глобальной температуры. Более длительный эффект на глобальную температуру может оказать серия вулканических извержений, когда в течение 10-15 и более лет поддерживается постоянный высокий уровень концентрации сульфатного аэрозоля в стратосфере и как следствие – длительное снижение приходящей солнечной радиации и температуры воздуха у земной поверхности. Такие эффекты имели место между 1260-1350, 1420-1570 и 1620-1710 гг. Этим холодным эпизодам соответствовали периоды снижения глобальной температуры, которые явились частью длительной эпохи похолодания, известной как «малый ледниковый период» (Борзенкова, 2012; Борзенкова и др., 2011а, 2011б; Crowley et al., 2008; Jones et al., 2009; Jones, Mann, 2004).

Теплый период между 800 и 1260 гг., известный как «потепление средних веков» (The Medieval Warm Anomalies, MWA), вызывает особый интерес как возможный аналог современного глобального потепления (Goosse et al., 2012; Graham et al., 2011; Wilson et al., 2007). Анализ эмпирических данных о концентрации САС за последние 1000 лет (Traufetter et al., 2004) показал, что этот период отмечен относительно слабой вулканической деятельностью, когда концентрация сульфатов в САС была близка к «фоновой».

Потепление средних веков меду 9 и 12 столетием можно рассматривать как аналог потепления 30-х годов прошлого столетия (Борзенкова, 2012). По данным актинометрических станций для внетропической зоны (30-60°с.ш.) северного полушария, потеплению 30-х годов соответствовал период максимальных значений солнечной радиации, приходящей к земной поверхности (Асатуров и др., 1986; Будыко, Пивоварова, 1967; Ефимова, 1979). Этот интервал характеризуется относительно слабой вулканической активностью взрывного типа. После мощных извержений вулканов Мон- Пеле и Санта Мария в 1902 году и вулкана Катмай в 1912 году до середины 40-х годов не отмечалось сколько-нибудь значительных извержений вулканов взрывного типа. Во время «потепления средних веков» такая ситуация продолжалась в течение нескольких десятилетий и даже столетий, что явилось причиной длительного периода глобального потепления.

Представленные в этой главе эмпирические данные о температуре северного полушария и концентрации сульфатов в САС за последние 1000 лет свидетельствуют о быстрой реакции температуры воздуха у земной поверхности на сравнительно небольшое изменение концентрации аэрозоля в верхней тропосфере и стратосфере. Это подтверждает предположение о возможности управления глобальным климатом путем непосредственного введения в эти слои атмосферы аэрозоля различного типа (Израэль, 2005, 2012; Израэль и др., 2007).

Список литературы

Асатуров М.Л. 1977. Стратосферный аэрозольный слой. – Метеорология и гидрология, № 3, с. 111-118.

Асатуров М.Л., Будыко М.И., Гройсман П.Я. и др. 1986. Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли. – Л., Гидрометеоиздат, 256 с.

Борзенкова И.И. 1974. К вопросу о возможных влияниях вулканической пыли на радиационный и термический режим. – Труды ГГО, вып. 307, с. 36-42.

Борзенкова И.И. 2012. Вулканические извержения и климат Земли: вулканизм как аналог геоинженерии. – В кн.: «Исследование возможностей стабилизации климата с помощью новых технологий», Труды Международной научной конференции "Проблемы адаптации к изменению климата"/Ю.А. Израэль (Ред.). – М., Росгидромет, с. 122-126.

Борзенкова И.И., Жильцова Е.Л., Лобанов В.А. 2011а. Ледяные керны и дендрохронологические записи как источники информации об изменениях климата в историческое время. – Лёд и снег, № 2, с. 95-105.

Борзенкова И.И., Жильцова Е.Л, Лобанов В.А. 2011б. Изменение климата внетропической зоны северного полушария за последние 1000 лет: анализ данных и возможных причин. – В сб.: «Проблемы экологического мониторинга и моделирование экосистем». – М., «Планета», т. XXIV, с.131-152.

Будыко М.И. 1974. Изменение климата. – Л., Гидрометеоиздат, 279 с.

Будыко М.И. 1985. Аэрозольные климатические катастрофы. – Природа, № 6, с. 30-38.

Будыко М.И., Васищева М.А. 1971. Влияние астрономических факторов на четвертичные оледенения. – Метеорология и гидрология, № 6, с. 37-47.

Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А. 1986. Глобальные климатические катастрофы. – Л., Гидрометеоиздат, 158 с.

Будыко М.И., Пивоварова З.И. 1967. Влияние вулканических извержений на приходящую к поверхности Земли солнечную радиацию. – Метеорология и гидрология, № 10, с. 3-7.

Ефимова Н.А. 1979. Зависимость изменения прямой солнечной радиации от вулканической деятельности. – Труды ГГИ, вып. 257, с. 24-33.

Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А., 1999. Физика атмосферных аэрозольных систем. – Санкт-Петербургский Государственный Университет, 193 с.

Израэль Ю.А. 2005. Эффективный путь сохранения климата на современном уровне – основная цель решения климатической проблемы. – Метеорология и гидрология, № 10, с. 5-9.

Израэль Ю.А. 2012. Исследования возможности воздействия искусственных аэрозольных слоев на поток солнечной радиации с целью стабилизации современного климата. Результаты натурных экспериментов, проведенных в России. – В кн.: «Исследование возможностей стабилизации климата с помощью новых технологий», Труды Международной научной конференции "Проблемы адаптации к изменению климата" /Ю.А.Израэль (Ред.). – М., Росгидромет, с. 12-19.

Израэль Ю.А., Борзенкова И.И., Северов Д.А. 2007. Роль стратосферного аэрозоля в сохранении современного климата. – Метеорология и Гидрология, № 1, с. 5-14.

Кароль И.Л. 1977. Изменение глобального содержания стратосферных аэрозолей и их связь с колебаниями средней прямой солнечной радиации и температуры у поверхности Земли. – Метеорология и гидрология, № 3, с. 32-40.

Кароль И.Л., Пивоварова З.И. 1978. Связь изменений содержания стратосферных аэрозолей с колебаниями солнечной радиации. – Метеорология и гидрология, № 9, с. 35-42.

Логинов В.Ф., Пивоварова З.И., Кравчук Е.Г. 1983. Изменчивость прямой солнечной радиации и температуры в северном полушарии в связи с вулканическими извержениями. – Изв. ВГО, вып. 5, с. 401-411.

Спирина Л.П. 1971. О влиянии вулканической пыли на температурный режим Северного полушария. – Метеорология и Гидрология, № 10, с. 38-45.

Спирина Л.П. 1973. О сезонных изменениях поля температуры северного полушария после вулканических извержений. – Труды ГГО, вып. 299, с. 3-7.

Спирина Л.П. 1975. О длительности и интенсивности возмущающего воздействия вулканических извержений на температуру северного полушария. – Труды ГГО, вып. 330, с. 126-130.

Борзенкова И.И.

Шифрин К.С., Пятовская Н.П. 1959. Таблицы наклонной дальности видимости. – Ленинград, Гидрометеоиздат, 211 с.

Adams J.B., Mann M.E., Ammann C.M. 2003. Proxy evidence for an El Niñolike response to volcanic forcing. – Nature, vol. 426, 30 Nov., pp. 274-278.

Ammann C., Naveau P. 2010. A statistical volcanic forcing scenario generator for climate simulations. – Journ. Geophys. Res., vol. 115, D05107, doi:10.1029/2009JD012550.

Andronova N., Rozanov E., Yang M., Schlesinger M., Stenchikov G. 1999. Radiative forcing by volcanic aerosols from 1850 to 1994. – Journ. Geophys. Res., vol. 93, pp. 16807-16826.

Christiansen B., Ljungqvist F.C. 2011. Reconstruction of the extratropical NH mean temperature over the last millennium with a method that preserves low-frequency variability. – J. Climate, vol. 24, pp. 6013-6034.

Cobb K., Charles C., Edwards R., Cheng H., Kastner M. 2003. El Niño-Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. – Nature, vol. 424, pp. 271-276.

Cole-Dai J., Ferris D., Lanciki A., Savarino J., Baroni M., Thiemens M.H. 2009. Cold decade (AD 1810-1819) caused by Tambora (1815) and another (1809) stratospheric volcanic eruption. – Geophysical Research Letters, vol. 36, L22703, doi:10.1029/2009GL040882.

Crowley T.J., Zielinski G., Vinther B., Udisti R., Kreutz K., Cole-Dai J., Castellano E. 2008. Volcanism and the Little Ice Age. – PAGES Newsletter, 16, pp. 22-23.

Crutzen P.J. 2006. Albedo enhancement by stratospheric sulfur injection: a contribution to resolve a policy dilemma? – Climate Change, vol. 77, pp. 211-219.

D'Arrigo R., Gordon J. 2003. Dendroclimatological evidence for major volcanic events of the past two millennia. – In: "Volcanism and Earth's atmosphere". Geophysical Monograph 139 /A. Robock and C. Oppenheimer (Eds.). – Amer. Geophys. Union, Washington, DC, pp. 255-272.

D'Arrigo R., Cook E.R., Wilson R.J., Allan R., Mann M.E. 2005. On the variability of ENSO over the past six centuries. – Geophysical Research Letters. vol. 32, L03711, doi:10.1029/2004GL022055, 2005.

D'Arrigo R., Wilson R., Jocoby G. 2006. On the long-term context for late twentieth century warming. – Journ. of Geophys. Res. – Atmosphere, vol. 111, ND3, DO3103.

D'Arrigo R., Wilson R., Anchuraitis. 2013. Volcanic cooling signal in tree temperature records for the past millennium. – Journ. of Geophys. Res., vol. 118, pp. 9000-9010.

de Silva S., Zielinski G.A. 1998. Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynapurina, Peru. – Nature, vol. 393, 4 June, pp. 455-458.

Driscoll S., Bozzo A., Gray L.J., Robock A. 2012. Coupled model intercomparison Project 5(CMIP5) simulations of climate following volcanic eruptions. – Journ. Geophys. Res., vol. 117, D17105.

Dutton E.G., Christy J.R. 1992. Solar radiative forcing at selected locations and evidence for global lower troposphere cooling following the eruption of El Chichon and Pinatubo. – Geophys. Res. Lett., vol. 19, pp. 2313-2316.

Dyer A.J. 1974. The effect of volcanic eruptions on global turbidity and an attempt to detect longterm trend due to man. – Quatern. J. Roy. Met. Soc., vol. 100, pp. 563-571.

Emile-Geay J., Seager R., Cane M.A., Cook E.R. 2008. Volcanoes and ENSO over the past millennium. – Journal of Climat, vol. 21, pp. 3134-3148.

Esper J., Büntgen U., Timonen M., Frank D.C. 2012. Variability and extremes of Northern Scandinavian summer temperatures over the past two millennia. – Global and Planetary Change, vol. 88-89, pp. 1-9.

Esper J., Schneider L., Krusic P.J., Luterbacher J., Büntgen U., Timonen M., Sirocko F., Zorita E. 2013. European summer temperature response to annually dated volcanic eruptions over the past nine centuries. – Bulletin of Volcanology, vol. 75, p. 736, doi: 10.1007/s00445-013-0736-z.

Gao C., Robock A., Self S., Witter J.B., Steffenson J.P., Clausen H.B., Siggard Anderson M.L., Johnsen S., Mayewski P.A., Ammann C. 2006. The 1452 or 1453 AD Kuwae eruption signal derived from multiple ice core records: Greatest volcanic sulfate event of the past 700 years. – Journ. of Geophys. Res., vol. 111, D12107, doi: 10.1029/2005JD006710.

Gao C., Robock A., Ammann C. 2008. Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core –based index for climate models. – Journ. of Geophys. Res., vol. 113, D 23, doi:10.1029/2008JD010239.

Goosse H., Guiot J., Mann M.E., Dubinkina S., Sallaz- Damaz Y. 2012. The medieval climate anomaly in Europe: Comparison of the summer and annual mean signals in two reconstructions and in simulations with data assimilation. – Global and Planet. Change, doi:10.1016/j.gloplacha.2011.07.002.

Graham N. E., Ammann C. M., Fleitmann D., Cobb K. M., Luterbacher J. 2011. Support for global climate reorganization during the "Medieval climate anomaly". – Clim. Dynam., vol. 37, pp. 1217-1245.

Guillet S., Corona C., Stoffel M., Khodri M., Lavigne F., Ortega P., Eckert N., Sielenou P., Daux V., Churakova (Sidorova) O.V., Davi N., Edouard J-L., Zhang Y., Luckman B.H., Myglan V.S., Guiot J., Beniston M., Masson-Delmotte V., Oppenheimer C. 2017. Climate response to the Samalas volcanic eruption in 1257 revealed by proxy records. – Nature Geoscience, vol. 10, pp. 123-128, doi:10.1038/ ngeo2875.

Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K. 2010. Global surface temperature change. – Rev. Geophys., vol. 48, RG4004.

Hirono M. 1988. On the trigger of EL Nino Southern Oscillation by the forcing of early El Chichon volcanic aerosols. – Journ. of Geophys. Res., vol. 93, pp. 5365-5384.

Hofmann D.J., Rosen J.M. 1983. Stratospheric sulfuric acid fraction and mass estimate for the 1982 volcanic of El Chichon. – Geophys. Res. Lett., vol. 10, pp. 313-316.

Jones P.D., Mann M.E. 2004. Climate over past millennia. – Reviews of Geophysics, vol. 42, No. 2, RG2002, doi:10.1029/2003RG000143.

Jones P.D. et al. 2009. High-resolution palaeoclimatology of the last millennium: A review of current status and future prospects. – The Holocene, vol. 19, pp. 3-49.

Kelly P.M., Jones P.D., Pengqun J. 1996. The spatial response of climate system to explosive volcanic eruption. – Inter. J. of Clim., vol. 16, No. 5, pp. 537-550.

Koffman B.G., Kreutz K.J., Kurbatov, A.V. Dunbar N.W. 2013. Impact of known local and tropical volcanic eruptions of the past millennium on the WAIS Divide microparticle record. – Geophys. Res. Lett., vol. 40, pp. 1-5, doi:10.1002/grl.50822.

Kravitz B., Robock A., Bourassa A. 2010. Negligitable climatic effects from the Okmok and Kasatochi volcanic eruptions. – Journ. of Geophys. Res., vol. 115, D00L05, doi:10.29/2009JD013525.

Kravitz B., Robock A., Bourassa A., Deshler T., Wu D., Mattis I., Finger F., Hoffmann A., Ritter C., Bitar L., Duck T.J., Barnes J.E. 2011. Simulation and observations of stratospheric aerosols from the 2009 Sarychev volcanic eruption. – Journ. of Geophys. Res., vol. 116, D18211, doi:10.1029/2010JD015501.

Lamb H.H. 1970. Volcanic dust in the atmosphere. – Phil. Trans. of the Royal Soc. of London, vol. 266, pp. 425-533.

Lavigne F., Degeai J.-P., Komorowski J., Gullet S., Robert V., Lahitte P., Oppenheimer C., Stoffel M. et al. 2013. Source of the great AD 1257 mystery eruption unveiled, Samalas volcano, Rinjani volcanic complex, Indonesia. – Proc. of the Nat. Acad. of Sci. of the United States of America (PNAS), vol. 110, No. 42, pp. 16742-16747.

Ljungqvist F.-C., Krusic P. J, Brattström G., Sundqvist H. S. 2012. Northern Hemisphere temperature patterns in the last 12 centuries. – Climate of the Past, vol. 8, pp. 227-249.

Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M., Wanner H. 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. – Science, vol. 303, No. 5663, pp. 1499-1503.

McCormick M.P., Thomason L.W., Trepte C.R. 1995. Atmospheric effect of the Mt. Pinatubo eruption. – Nature, vol. 373, pp. 399-404.

Maher N., McGregor S., England M.H., Sen Gupta A. 2015. Effects of volcanism on tropical variability. – Geophys. Res. Lett., vol. 42, pp. 6024-6033, doi:10.1002/2015GL064751.

Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R.S., Hughes M.K., Shindell D., Ammann C., Faluvegl G., Ni F. 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval climate anomaly. – Science, vol. 326, pp. 1256-1260.

Marshall L., Schmidt A., Toohey M., Carslaw K.S., Mann G.W., Sig M., Khodri M., Timmreck C., Zanchettin D., Ball W., Bekki S., Brooke J.S.A., Dhomse S., Johnson C., Lamarque J.-F., LeGrande A., Mills M.J., Niemeier U., Poulain V., Robock A., Rozanov E., Stenke A., Sukhodolov T., TilmesS., Tsigaridis K., Tummon F. 2017. Multi-model comparison of the volcanic sulfate deposition from the 1815 eruption of Mt. Tambora. – Atmos. Chem. Phys. Discuss. Available at: https://doi.org/10.5194/acp-2017-729.

Moberg A., Sonechkin D.M., Holmgren K., Datsenko N.M, Karlen W. 2005. Northern hemisphere annual temperatures from low-and high-resolution proxy data over the last 2000 years. – Nature, vol. 433, No. 7026, pp. 613-617.

Oliver R.C. 1976. On the response of hemispheric mean temperature to stratospheric dust. – J. Appl. Met., vol. 15, pp. 933-950.

Oman L., Robock A., Stenchikov G., Schmidt G., Ruedy R. 2005. Climatic response to high latitude volcanic eruptions. – Journ. of Geophys. Res., vol. 110, D13103.

Oman L., Robock A., Stenchikov G., Thordarson T. 2006a. High latitude eruptions cast shadow over the African monsoon and the flow of the Nile. – Geophys. Res. Lett., vol. 33, L18711, doi:10.1029/2006GL927665.

Oman L., Robock A., Stenchikov G., Thordarson T., Koch D., Shindell D.T., Gao C. 2006b. Modelling of distribution of the volcanic aerosol cloud from the 1783-1784 Laki eruption. – Journ. of Geophys. Res., vol. 111, D12209, doi:10.1029/2005JD006899.

Oppenheimer C. 2003. Ice core and palaeoclimatic evidence for the timing and nature of the great mid-13th century volcanic eruption. – Int. J. Climatol. vol. 23, pp. 417-426.

Pisek J., Brazdil R. 2006. Responses of large volcanic eruptions in the instrumental and documentary climatic data over Central Europe. – International Jour. of Climatology, vol. 26, No. 4, pp. 439-469.

Pyle D.M., Beattie P.D., Bluth G.J.S. 1996. Sulphur emission to the stratosphere from explosive volcanic eruptions. – Bull. Volcanol., vol. 57, pp. 663-671.

Raible C.C., Brönnimann S., Auchmann R., Brohan P., Frölicher T.L., Graf H.-F., Jones P., Luterbacher J., Muthers S., Neukom R., Robock A., Self S., Sudrajat A., Timmreck C., Wegmann M. 2016. Tambora 1815 as a test case for high impact volcanic eruptions: Earth system effects. – WIREs Climate Change, vol. 7, July/August, pp. 569-589.

Ramachandran S., Ramaswamy V., Stenchikov G., Robock A. 2000. Radiative impact of the Mt. Pinatubo volcanic eruptions: Lower stratospheric response. – Journ. of Geophys. Res., vol. 105, pp. 24409-24429.

Ramanathan V., Crutzen P.J., Kiehl J.T., Rosenfeld D. 2001. Atmosphere: Aerosols, climate and hydrological cycle. – Science, vol. 294, pp. 2119-2124.

Ridley D.A., Solomon S., Barnes J.E., Burlakov V.D., Deshler T., Dolgii S.I., Herber A.B., Nagai T., Neely R.R., Nevzorov A.V., Ritter C., Sakai T., Santer B.D., Sato M., Schmidt A., Uchino O., Vernier J.P. 2014. Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change. – Geophysical Research Letters, vol. 41 (22), pp. 7763-7769, doi: 10.1002/2014GL061541.

Robertson A., Overpeck J., Rind D., Mosley-Thompson E., Zielinski G., Lean J., Koch D., Penner J., Tegen I., Healy R. 2001. Hypothesized climate forcing series for the last 500 years. – Journ. of Geophys. Res., vol. 106, D14, pp. 14783-14803.

Robock A. 2000. Volcanic eruptions and climate. – Rev. Geophys., vol. 38, pp. 191-219.

Robock A. 2002. Pinatubo eruption: The climate aftermath. – Science, vol. 295, pp.1242-1244.

Robock A. et al. 1995. GMC evolution of a mechanism for El Niño triggering by El Chichon ash cloud. – Geophys. Res. Lett., vol. 22, pp. 2369-2372.

Robock A., Ammann C.M., Oman L., Shindell D., Levis S., Stenchikov G. 2009. Did the Toba volcanic eruption of ~74 ka B.P. produce widespread glaciation? – Journ. of Geophys. Res., vol. 114, D10107, doi: 10.29/2008JD011652.

Rose W.I., Bornhorst Th.J., Halson S.P., Capaul W.A., Plumley P.S., Reyna S., Mena M., Mota R. 1984. Volcan El Chichon, Mexico: Pre-1982 S-rich eruptive activity. – J. of Volcanol. Geotherm Res., vol. 23, N ¹/₂, pp. 147-167.

Schmincke H.-U. 2004. Volcanism. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York et al., 324 p.

Sear C., Kelly P., Jones P., Goodess C. 1987. Global surface-temperature responses to major volcanic eruptions. – Nature, vol. 330, pp. 365-367.

Self S., Zhao J.-X., Holasek R., Torres R., King A.J. 1996. The atmosphere impact of the 1991 Mount Pinatubo eruption. – In: "Fire and mud: Eruptions and lahars of Mt.Pinatubo"/ Newhall C.G. and R.S. Punongbayan (Eds.) – Quezon City and Univ. of Wash. Press, Seattle, 1126 p.

Self S., Rampino M., Zhao I., Katz V. 1997. Volcanic aerosol perturbations and strong El Niño events: No general correlation. – Geophys. Res. Lett., vol. 24, pp. 1247-1229.

Self S., Rampino M., Barbera J.J. 1981. The possible effects of large 19th and20th volcanic eruptions on zonal and hemispheric surface temperatures. – J. Volcanol. Geotherm. Res., vol. 11, N1, pp. 41-60.

Sigurdsson H. 1990. Evidence of volcanic loading of the atmosphere and climate response. – Palaeogeography, Palaeoclimatoly, Palaeoecology (Global and Planetary section), vol. 89, pp. 277-289.

Stenchikov G. L., Kirchner I., Robock A., Graf H.-F., Antuna J.C., Grainger R., Lambert F., Thompson I. 1998. Radiative forcing from the 1991 Mt. Pinatubo volcanic eruption. – Journ. of Geophys. Res., vol. 103, pp. 13837-13858.

Stenchikov G., Robock A., Ramaswamy V., Schwarzkopf M., Hamilton K., Ramachandran V. 2002. Arctic Oscillation response to the 1991 Mt.Pinatubo eruption: Effect of volcanic aerosols and ozone depletion. – Journ. of Geophys. Res., vol. 107, p. 4803.

Stoffel M., Khodri., Corona C., Guillet S., PoulainV., Bekki S., Guiot J., Luckman B.H., Oppenheimer C., Lebas N., Beniston M., Masson-DelmotteV. 2015. Estimates of volcanic-induced cooling in the Northern Hemisphere over the past 1,500 years. – Nature Geoscience, vol. 8, pp. 784-788

Stoiber R.F., Williams S.N., Huebert B. 1987. Annual contribution of sulphur dioxide to the atmosphere by volcanoes. – J. Volcanol. Geotherm. Res., vol. 33, pp. 1-8.

Stothers R.B. 2000. Climatic and demographic consequences of the massive volcanic eruption of 1258. – Climatic change, vol. 45, pp. 361-374.

Thordarson T., Self S. 2003. Atmospheric and environmental effect of the 1783-1784 Laki eruption: A review and reassessment. – Journ. of Geophys. Res., vol. 108, ND1, p. 4011, doi:10.1029/2001JD002042.

Traufetter F., Oerter H., Fischer H., Weller R., Miller H. 2004. Spatial-temporal variability in volcanic sulphate deposition over the past 2 kyr in snow pits and firn cores from Amundsenisen, Antarctica. – Journ. of Glaciology, vol. 50, N168, pp. 137-146.

Trenberth K.E., Dai A. 2007. Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on hydrological cycle asa an analog of geoengineering. – Geophys. Res. Lett., vol. 34, p. 15702, doi:1929./2007GL030524.

Wei L., Mosley-Tompson E., Gabriellim P., Thompson L., Barbante C. 2008. Synchronous deposition of volcanic ash and sulfate aerosols over Greenland in 1783 from Laki eruption (Iceland). – Geophys. Res. Lett., vol. 35, L16501, doi:10.29/2008GL035117.

Wilson R., D'Arrigo R., Buckley B., Büntgen U., Esper J., Frank D., Luckman B., Payette S., Vose R., Youngblut D. 2007. A matter of divergence: Tracking recent warming at hemispheric scales using tree ring data. – Journ. of Geophys. Res., vol. 112, D17103, doi:10.1029/2006JD008318.

Yang F., Schlesinger M. 2001. Identification and separation of Mount Pinatubo and El Niño- Southern Oscillation land surface temperature anomalies. – Journ. of Geophys. Res., vol. 106, pp. 14757-14770.

Yang F., Schlesinger M. 2002. On the surface and atmosphere temperature changes following the 1991 Pinatubo volcanic eruption: AGCM study. Journ. of Geophys. Res., vol. 107, doi:10.1029/2001JD000373.

Глава 5. ОСЛАБЛЕНИЕ ПОТОКА СОЛНЕЧНОЙ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ, ПОГЛОЩАЕМОГО ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ, ИСКУССТВЕННО СОЗДАННЫМ СТРАТОСФЕРНЫМ АЭРОЗОЛЕМ¹⁾

Численное моделирование процесса прохождения солнечного излучения в атмосфере, его рассеяния и поглощения широко используется для теоретических оценок возможного воздействия искусственного стратосферного аэрозоля на температуру земной поверхности. В работе (Будыко и др., 1974) был проанализирован ряд результатов, полученных разными авторами, по ослаблению суммарной солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу тропосферы. В этой работе было показано, что при поступлении в стратосферу около 0.6 Мт сернистых соединений уменьшение потока солнечной радиации, поступающей к верхней границе тропосферы, составит 0.3%. Это количество представляет собой среднее значение по 7-ми оценкам, куда входят результаты как теоретических оценок, так и оценок, сделанных по данным актинометрических наблюдений и эмпирическим соотношениям. При этом крайние значения количества аэрозоля составляют -50 и +63% по отношению к среднему количеству.

Изменение средней температуры Земли оценено М.И. Будыко с помощью полуэмпирической теории термического режима атмосферы (Будыко, 1980). В предположении неизменного альбедо Земли и облачности (0.5 долей единицы) изменение потока поглощенной коротковолновой радиации на 1% изменяет среднюю температуру Земли на величину около 1.5°C. При долговременных процессах, приводящих к изменению площади оледенения полярных зон и альбедо Земли, изменение температуры может достигать 2.6°C (Cess, 1976). При таких граничных условиях уменьшение потока радиации на 0.3% может вызвать уменьшение средней температуры Земли на 0.45°C.

Введение большого количества искусственного аэрозоля в стратосфере ставит задачу об эффективности его применения. В частности – необходимо найти оптимум размера частиц аэрозоля и его географического размещения.

На первый взгляд может показаться предпочтительным использование более мелких частиц, поскольку суммарное поперечное сечение сферических частиц монодисперсного аэрозоля увеличивается обратно пропорционально их размеру для заданного суммарного объема частиц. Кроме того, с уменьшением размера частиц уменьшается вытянутость индикатрисы рассеяния в направлении распространения набегающего потока и возрастает доля излучения рассеянного в обратном направлении, т.е. в космос. В пределе для размера

¹⁾ Материалы, представленные в данной главе, частично были опубликованы в статье Северов Д.А., 2016. Об ослаблении потока солнечной коротковолновой радиации, поглощаемой земной поверхностью, при инжекции в стратосферу сернокислотного аэрозоля. – Фундаментальная и прикладная климатология, т.2.

частицы много меньшего длины волны излучения индикатриса рассеяния приближается к симметричной рэлеевской, когда потоки рассеянного излучения в прямом и обратном направлении равны. Однако, в связи с резким уменьшением фактора эффективности рассеяния при уменьшении размера частицы (Penndorf, 1958), отмеченное выше преимущество мелких частиц аэрозоля утрачивается. Для мелких (в сравнении с длиной волны) частиц фактор эффективности рассеяния прямо пропорционален четвертой степени их размера (Хюлст, 1961; Зуев, Креков, 1986).

Сравнение эффективности применения сернокислотного аэрозоля для ослабления потока коротковолновой радиации, поступающего на верхнюю границу тропосферы, для частиц различного размера выполнено в работе (Израэль и др., 2007). Величина ослабления оценивалась для слоя искусственно созданного монодисперсного аэрозоля 75% серной кислоты толщиной 1 км, расположенного на высоте» 12 км. При этом предполагалось, что общая масса аэрозоля около 1 Мт равномерно распределена над всей земной поверхностью. Расчет был выполнен для частиц аэрозоля с радиусом от 0.1 до 1 мкм. Такой подход позволяет найти оптимальный размер частиц, обеспечивающий максимальный эффект ослабления потока солнечной радиации при заданной суммарной массе частиц. Можно также, интегрируя полученную зависимость ослабления от размера частиц с каким-либо желаемым распределением частиц по размеру в указанном диапазоне, получить оценку эффекта ослабления и для полидисперсного аэрозоля. В расчете использовались формулы теории Ми для однородных сферических частиц и экспериментальные данные по спектральному составу прямой солнечной радиации, достигающей нижней стратосферы, и ее зависимости от зенитного угла Солнца (Arvesen et al., 1969). Найденный оптимальный радиус частиц составляет» 0.28 мкм. Для значений радиуса 0.1 мкм и 0.8 мкм ослабление потока солнечной радиации в тропосферу сокращается вдвое.

Другим фактором, влияющим на рассеяние солнечной радиации частицами аэрозоля, может быть географическое расположение аэрозольного слоя над земной поверхностью. В гипотетическом случае изотропного рассеяния излучения аэрозолем его географическое размещение не влияет на поток излучения, уходящего в космос, если освещенность частиц аэрозоля остается неизменной (абсолютно прозрачная атмосфера, малое количество частиц на пути прохождения излучения).

Для частиц оптимального размера, полученного в работе (Израэль и др., 2007), сильная вытянутость индикатрисы однократного рассеяния в направлении набегающего потока излучения приводит к зависимости рассеянного в космос излучения от угла падения потока. При вертикальном падении потока в космос уходит лишь малая часть рассеянного излучения. С увеличением угла падения эта часть увеличивается, стремясь к значению 0.5 для угла падения 90° вследствие осевой симметрии распределения рассеянного излучения. Поэтому при размещении искусственного аэрозоля в высоких широтах можно ожидать большей величины потока, уходящего в космос, нежели при размещении в низких широтах.

Возникает вопрос о влиянии тропосферы на эффективность применения искусственного аэрозоля для уменьшения потока солнечной радиации, достигающего земной поверхности. Поскольку в тропосфере содержится основная масса атмосферного воздуха и аэрозоля, процессы тропосферного рассеяния и поглощения радиации могут существенно влиять на эффективность применения искусственного аэрозоля. Физически это означает, что часть излучения, рассеянного искусственным аэрозолем в космос, и в отсутствие этого аэрозоля не дойдет до земной поверхности из-за рассеяния и поглощения в тропосфере. Если рассматривать, в грубом приближении, искусственный сернокислотный аэрозоль как некоторую добавку к тропосферному (фоновому) аэрозолю с теми же оптическими свойствами, то ослабление солнечной радиации, достигающей земной поверхности, оказывается зависящим от соотношения количеств добавочного и фонового аэрозоля. При этом вышеупомянутое увеличение эффективности ослабления радиации с ростом широты размещения добавочного аэрозоля в нижней стратосфере сопровождается увеличением потока, рассеянного в космос тропосферным аэрозолем, что снижает эффективность использования искусственного аэрозоля.

Существует также иная зависимость воздействия тропосферы на эффективность применения искусственного аэрозоля, связанная с увеличением пути прохождения излучения, рассеянного искусственным аэрозолем. Так, при нормальном падении солнечного излучения к земной поверхности увеличение пути прохождения рассеянного излучения в тропосфере пропорционально секансу угла отклонения рассеянного луча от нормали (в представлении тропосферы плоским слоем). При наклонном падении излучения также увеличивается путь прохождения рассеянного излучения через тропосферу, но уже в среднем для всех лучей с заданным углом рассеяния. Удлинение пути прохождения излучения через тропосферу приводит к увеличению вероятности повторного рассеяния в тропосфере, в том числе и обратно в космос.

Общую оценку ослабления потока коротковолновой радиации, поглощаемого земной поверхностью, при разнонаправленных, в смысле знака воздействия, процессах в тропосфере можно провести с помощью численного эксперимента в постановке с использованием среднеглобальных оценок процессов, описывающих распространение и поглощение солнечной радиации в атмосфере (табл. 5.1).

Для упрощения расчетной схемы в ней пункты 2 и 3 табл. 5.1 представлены их суммой как альбедо земной поверхности равное 0.23, что в сумме с пунктом 1 приводит к планетарному альбедо 0.31. При таком предположении из рассмотрения исключается такой параметр, как средняя глобальная высота облачности, которая принимается равной нулю. Т.е. фактически расчет проводится для безоблачной атмосферы с более высоким значением альбедо земной поверхности.

Для безоблачной атмосферы (пункт 1 в табл. 5.1.) обратное рассеяние в космос коротковолновой радиации осуществляется путем молекулярного рассеяния и рассеяния на атмосферном фоновом аэрозоле. Если молекулярное (релеевское) рассеяние в атмосфере достаточно просто описывается для стандартной атмосферы, то для описания рассеяния на атмосферном аэрозоле требуется привлечение модели, задающей дисперсный состав аэрозоля, его высотное распределение и оптические свойства. Большое разнообразие типов атмосферного аэрозоля и его свойств, а также изменчивость его распределения в атмосфере отмеченные в работах (Кондратьев, 1998; Розенберг, 1960), затрудняет выбор модели, описывающей средние глобальные свойства атмосферного, и в большей степени тропосферного аэрозоля, как более подверженного разного рода вариациям. В данной ситуации выбор простой модели атмосферного аэрозоля может быть приемлемым при условии адекватности модели реально наблюдаемым явлениям.

Таблица 5.1. Относительное распределение лучистой энергии Солнца
по данным (Атмосфера, 1991), значения в скобках - (Climate Change, 2007; Kiehl,
Trenberth, 1997)

Коротковолновая радиация, %				
1. Радиация, рассеянная в космос безоблачной атмосферой		(22.5)		
2. Радиация, рассеянная в космос облаками	17	(22.3)		
3. Радиация, рассеянная в космос земной поверхностью	6	(8.8)		
4. Радиация, поглощенная безоблачной атмосферой	22	(10.6)		
5. Радиация, поглощенная облачностью	4	(19.0)		
6. Радиация, поглощенная земной поверхностью	43	(49.1)		
7. Поступающая солнечная радиация		100		

В качестве такой модели в расчетной схеме была выбрана модель Макклатчи (McClatchey et al., 1971; Зуев, Креков, 1986), описывающая высотное распределение аэрозоля и его дисперсный состав. В этой относительно несложной модели предполагается, что дисперсный состав аэрозоля не зависит от высоты его нахождения и представлены два варианта, различающиеся высотным распределением количества аэрозоля в слое 0-4 км. В расчетной схеме выбран вариант с меньшим содержанием аэрозоля в тропосфере как более соответствующий среднему глобальному состоянию нижней тропосферы.

В отношении химического состава аэрозоля для упрощения расчетной схемы предполагается, что он состоит из воды как наиболее значимого компонента природного аэрозоля (Кондратьев, 1998). Расчет выполнен для диапазона длин волн 0.3-1.1 мкм, где у воды практически отсутствует поглощение радиации, а 26% поглощенной в атмосфере радиации (пункты 4 и 5 табл. 5.1) отнесены к инфракрасной области с длиной волны большей 1.1 мкм, содержащей этот процент солнечной радиации (Аrvesen, 1969).

Среднее глобальное значение радиации, поглощаемой земной поверхностью (пункт 6 табл. 5.1), принято равным 168 Вт/м² согласно четвертому докладу межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) (Climate Change, 2007). Поток солнечной радиации, поступающий на верхнюю границу стратосферы (пункт 7 табл. 5.1), в расчетной схеме задается спектральным составом солнечной радиации по Арвезену (Arvesen et al., 1969).

Расчет по модели, излагаемой далее, показывает отсутствие общего баланса для процессов, перечисленных в таблице 5.1, что проявляется как сильное занижение радиации, поглощенной земной поверхностью. Это может быть следствием как неточных оценок процессов таблицы 5.1, так и неточности модельного представления среднеглобальных свойств атмосферного аэрозоля. Для определения чувствительности модели к точности задания входных параметров варьировалось количество атмосферного аэрозоля и альбедо земной поверхности (суммарное с облачностью). Энергетический баланс достигался путем изменения количества атмосферного аэрозоля с помощью общего коэффициента, на который умножалась концентрация аэрозоля на разных высотных уровнях. При вышеприведенном значении альбедо, равным 0.23, баланс по пунктам табл. 5.1 получается при коэффициенте, равном 0.34, что соответствует общему объему частиц атмосферного аэрозоля $\approx 62 \times 10^6$ м³.

Для другого значения альбедо, равного 0.25, полученного из предыдущего коррекцией на те 8%, которые недополучает подстилающая поверхность из-за рассеяния излучения в атмосфере (пункт 1 табл. 5.1), баланс достигается при коэффициенте 0.095, соответствующему общему объему частиц $\approx 17 \times 10^6 \text{ м}^3$.

Этот пример показывает слабую зависимость потока радиации, поглощаемого подстилающей поверхностью, от количества атмосферного аэрозоля, т.к. 8%-е увеличение потока достигается при уменьшении количества аэрозоля в 3.6 раза. Причина слабой зависимости состоит в том, что из-за сильной вытянутости индикатрисы рассеяния атмосферного аэрозоля в направлении набегающего потока, большая часть рассеянного излучения незначительно отклоняется от первоначального направления и достигает подстилающей поверхности.

Следует указать на разброс литературных данных по процессам, перечисленным в табл. 5.1. Так, например, при одинаковом планетарном альбедо, равном 0.31, для данных этой таблицы, составленной по двум источникам (для объединенных ячеек 1-2 и 4-5 учитывается их суммарное значение), количество коротковолновой радиации, поглощаемой земной поверхностью (пункт 6), различается на 6%. Такое же расхождение наблюдается для радиации, поглощенной в атмосфере (пункт 4-5), но с противоположным знаком, и меньшее в процентном отношении для других пунктов.

Все эти расхождения как минимум на порядок превосходят ожидаемый эффект ослабления солнечного излучения для 1 Мт сернокислотного аэрозоля (0.25%) и, проявляясь как неопределенность во входных параметрах расчетной схемы, могут сказываться на оценке этого эффекта. Поэтому представляется целесообразным, ограничась вышеописанной расчетной схемой, оценить чувствительность эффекта ослабления к изменению ее входных параметров, в сущности одного параметра – суммарного альбедо облачности и подстилающей поверхности, поскольку второй параметр – количество атмосферного аэрозоля связан с первым условием энергетического баланса.

В расчетную схему, как составная часть, входит модель распространения солнечной радиации в слое атмосферы 0-60 км с учетом многократного рассеяния как молекулярного, так и на атмосферном и на искусственном аэрозоле, а также с учётом поглощения и рассеяния коротковолновой радиации земной поверхностью. В модели учитывается также и поляризация излучения. Расчет проводился методом Монте-Карло, широко применяемым в задачах переноса излучения (Ленобль, 1990).

Метод Монте-Карло применен в форме имитационного моделирования рассеяния и поглощения коротковолновой радиации случайными процессами, вероятность протекания которых задается в соответствии с реальными физическими процессами. Все случайные процессы базируются на псевдослучайной выборке численной величины равномерно распределенной в промежутке 0-1.

Непрерывный поток солнечного излучения представляется набором дискретных порций лучистой энергии, перемещающихся в пространстве подобно частицам независимо друг от друга, и далее для краткости обозначаемыми ПЛЭ. Количество таких ПЛЭ, на которые подразделяется непрерывный поток, и, соответственно, количество энергии, переносимой отдельной ПЛЭ, выбирается исходя из желаемой точности результата и допустимых вычислительных затрат. Рассеяние и поглощение реального солнечного излучения имитируется случайным изменением направления перемещения ПЛЭ и случайным ее поглощением. Распределение вероятностей случайных процессов выводится из законов рассеяния и поглощения излучения. При этом суммарный эффект расчета для большого числа ПЛЭ статистически соответствует реальным процессам. Подробности примененного метода Монте-Карло изложены в конце главы (ниже рис. 5.3).

В модели сделан еще ряд упрощающих предположений:

1. предполагается, что коротковолновое излучение, рассеянное земной поверхностью обратно в тропосферу, не зависит от угла падения, не поляризовано и распределено по закону Ламберта;

2. предполагается, что искусственно созданный сернокислотный монодисперсный аэрозоль (75% H_2SO_4) равномерно распределен в нижней стратосфере на высоте 12 км в границах широтной зоны $\phi \pm \Delta \phi$ (ϕ – географическая широта середины зоны) в слое толщиной 1 км. В этом выделенном слое для упрощения алгоритма вычислений молекулярное рассеяние излучения и рассеяние на атмосферном аэрозоле не рассматривается. Расчет проводится для ряда значений радиуса сферических частиц сернокислотного аэрозоля в промежутке 0.1-1.0 мкм. Причем, несмотря на обычный порядок расчета распространения и рассеяния ПЛЭ в слое конечной толщины по отношению к атмосфере, толщина этого слоя не учитывается, т.е. ПЛЭ входят в слой и выходят из него на одной и той же высоте в стратосфере;

3. в проекции освещенной части зоны на поперечное сечение набегающего из космоса потока солнечной радиации распределение ПЛЭ равновероятное. Это распределение может быть получено из случайного двумерного распределения в прямоугольнике с границами, совпадающими с широтными границами проекции зоны и с максимальным размером проекции в долготном

Северов Д.А.

направлении. Случайная точка в прямоугольнике, попадающая в пределы проекции зоны, однозначно определяет место и угол вхождения ПЛЭ на внешней границе сферической атмосферы (случайные точки вне проекции исключаются из рассмотрения). Слой атмосферы при дальнейшем прохождении ПЛЭ предполагается плоскопараллельным.

Состояние ПЛЭ описывается 6-ю параметрами: высотой нахождения в атмосфере, направлением движения (угол падения излучения) и вектором Стокса $\hat{S} = \{I_{l}, I_{l}, U, V\}$.

Направление перемещения ПЛЭ относительно вертикали однозначно определяет плоскость падения, за исключением совпадения с вертикалью, когда выбор плоскости падения произволен.

Составляющие вектора Стокса задаются относительно плоскости референции (плоскости отсчета), в которой находится луч (прямолинейная траектория ПЛЭ). В исходном положении до акта рассеяния ПЛЭ в качестве плоскости референции выбирается плоскость падения.

В формулах преобразования вектора Стокса при рассеянии излучения предполагается, что плоскостью референции падающего и рассеянного луча является плоскость рассеяния – плоскость, в которой находятся падающий и рассеянный лучи. Направление рассеянного луча задается двумя сферическими координатами: полярным расстоянием – углом θ ($0 \le \theta \le \pi$) между падающим и рассеянным лучами и долготой – углом поворота плоскости рассеяния вокруг падающего луча φ ($0 \le \varphi \le 2\pi$) относительно плоскости падения.

При повороте плоскости референции на угол *ј* вокруг луча преобразование вектора Стокса описывается матричным выражением

$$\vec{S}' = \hat{F}(\varphi) \cdot \vec{S} , \begin{pmatrix} I'_{\ell} \\ I'_{r} \\ U'_{V'} \\ V' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos^2 \varphi & \sin^2 \varphi & \frac{1}{2} \sin 2\varphi & 0 \\ \sin^2 \varphi & \cos^2 \varphi & -\frac{1}{2} \sin 2\varphi & 0 \\ -\sin 2\varphi & \sin 2\varphi & \cos 2\varphi & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} I_{\ell} \\ I_{r} \\ U \\ V \end{pmatrix} , \quad (5.1)$$

где \hat{S} и его компоненты, записанные без штриха, относятся к исходному положению плоскости референции, а помеченные штрихом – к новому положению, $\hat{F}(\phi)$ – матрица преобразования (Чандрасекар, 1953). Компоненты вектора Стокса I_l и I_r представляют собой интенсивность двух составляющих потока излучения поляризованных в плоскости референции и перпендикулярно к ней (l и r, соответственно). Интенсивность потока равна сумме этих двух компонент и не зависит от ориентации плоскости референции. При рассеянии излучения, молекулярном или на аэрозольных частицах, угловая (по θ) зависимость интенсивности относительно направления набегающего потока определяет индикатрису рассеяния. При рассеянии излучения преобразование вектора Стокса описывается матричным выражением аналогичным предыдущему с матрицами рассеяния:

$$\hat{D}_{R}(\theta) = \frac{3}{2} \begin{pmatrix} \cos^{2}\theta & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \cos \theta \end{pmatrix} , \qquad (5.2)$$

$$\hat{D}_{A}(\theta) = \begin{pmatrix} A_{2}A_{2}^{*} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & A_{1}A_{1}^{*} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{2}(A_{2}A_{1}^{*} + A_{1}A_{2}^{*}) - \frac{i}{2}(A_{2}A_{1}^{*} - A_{1}A_{2}^{*}) \\ 0 & 0 & \frac{i}{2}(A_{2}A_{1}^{*} - A_{1}A_{2}^{*}) & \frac{1}{2}(A_{2}A_{1}^{*} + A_{1}A_{2}^{*}) \end{pmatrix}, \quad (5.3)$$

где $\hat{D}_R(\theta)$ – матрица молекулярного (рэлеевского) рассеяния (Чандрасекар,1953), $\hat{D}_A(\theta)$ – матрица аэрозольного рассеяния (Хюлст, 1961), A_i – комплексные амплитудные функции (звездочкой обозначена комплексно сопряженная величина), вычисляемые по формулам Ми:

$$A_{I} = \frac{1}{k} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} \Big[a_{n} \pi_{n} (\cos\theta) + b_{n} \tau_{n} (\cos\theta) \Big]$$

$$A_{2} = \frac{1}{k} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} \Big[b_{n} \pi_{n} (\cos\theta) + a_{n} \tau_{n} (\cos\theta) \Big]$$

$$a_{n} = \frac{\psi_{n}'(y)}{\psi_{n}'(y)} \frac{\psi_{n}(x) - m}{\zeta_{n}(x) - m} \frac{\psi_{n}'(x)}{\zeta_{n}'(x)} \frac{\psi_{n}(y)}{\psi_{n}(y)} ,$$

$$b_{n} = \frac{m}{m} \frac{\psi_{n}'(y)}{\psi_{n}'(y)} \frac{\psi_{n}(x) - \psi_{n}'(x)}{\zeta_{n}(x) - \zeta_{n}'(x)} \frac{\psi_{n}(y)}{\psi_{n}(y)} ,$$

$$(5.4)$$

$$\psi_{n}(z) = \sqrt{\frac{\pi z}{2}} J_{n+\frac{1}{2}}(z) , \zeta_{n}(z) = \sqrt{\frac{\pi z}{2}} \left(J_{n+\frac{1}{2}}(z) - i \cdot N_{n+\frac{1}{2}}(z) \right) ,$$

$$\pi_n(\cos\theta) = \frac{1}{\sin\theta} P_n^{(1)}(\cos\theta) \quad , \quad \tau_n(\cos\theta) = \frac{d}{d\theta} P_n^{(1)}(\cos\theta)$$

$$Q_{ocn} = \frac{2}{x^2} \cdot \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \cdot Re(a_n + b_n) , \quad x = \frac{2\pi a}{\lambda} ,$$

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} , \qquad m = n - i \cdot v , \qquad y = m x , \qquad i = \sqrt{-1} ,$$

Северов Д.А.

где *а* – радиус частицы, λ – длина волны, *m* – комплексный показатель преломления вещества частицы, $J_n(Z)$, $N_n(Z)$ – функции Бесселя первого и второго рода, Q_{ocn} – фактор эффективности ослабления потока прямой радиации, (Хюлст, 1961), $P_n^{(I)}$ – присоединенная функция Лежандра первого рода.

Угол падения рассеянного луча *a* 'и угол поворота плоскости референции *ψ* вокруг рассеянного луча к плоскости его падения определяются из выражений:

$$\cos\alpha' = \cos\alpha \cdot \cos\theta + \sin\alpha \cdot \sin\theta \cdot \cos\varphi$$

$$\cos\psi = \frac{\cos\alpha \cdot \sin\theta - \sin\alpha \cdot \cos\theta \cdot \cos\varphi}{\sin\alpha'}$$
(5.5)

где α – угол падения набегающего луча, θ и φ – углы рассеяния. При $sin \alpha' = 0$ выбор плоскости референции произволен и в повороте нет необходимости (ею остается плоскость рассеяния).

В общем виде преобразование вектора Стокса при молекулярном (D_M) рассеянии или при рассеянии на частице аэрозоля (D_A) записывается как

$$\vec{S}' = \hat{F}(\psi) \cdot \hat{D}_{M,A}(\theta) \cdot \hat{F}(\varphi) \cdot \vec{S} \quad (5.6)$$

Одновременное рассеяние излучения по всем направлениям $(0 \le \theta \le \pi)$, $(0 \le \varphi \le \pi)$ имитируется суммарным рассеянием разных ПЛЭ со случайной выборкой углов рассеяния. Например, рассеяние на угол θ производится согласно функциональной зависимости интенсивности рассеянного излучения от θ , нормированной на l (индикатрисе рассеяния)

$$P(\theta) = c \int_{0}^{\theta} p(\theta) \sin \theta \, d\theta , \qquad P(\pi) = 1 ,$$

$$p(\theta) = \int_{0}^{2\pi} I(\theta, \varphi) \, d\varphi , \qquad I(\theta, \varphi) = I_{\ell} + I_{r} , \qquad (5.7)$$

$$\tilde{\theta} = P^{-1}(\gamma) , \qquad \theta \le \gamma \le 1 ,$$

где $P(\theta)$ – вероятность рассеяния в промежутке $0 \div \theta$ (интеграл интенсивности по сфере единичного радиуса), $P^{-1}(\gamma)$ – функция обратная функции $P(\theta)$, γ – случайная величина, равномерно распределенная в указанном промежутке, θ – случайное значение угла θ , распределенное с плотностью вероятности $p(\theta)$, c – нормировочный коэффициент.

Для молекулярного (рэлеевского) рассеяния индикатриса и $\tilde{\theta}(\gamma)$ имеют вид:

$$P(\theta) = \int_{\theta}^{\theta} (A_1 A_1^* + A_2 A_2^*) \cdot \sin \theta \, d\theta \, \bigg/ \int_{\theta}^{\pi} (A_1 A_1^* + A_2 A_2^*) \cdot \sin \theta \, d\theta \quad ,$$

$$\tilde{\theta} = P^{-1}(\gamma) \,, \qquad (5.8)$$
$$\begin{split} I(\gamma) &= \frac{3}{8} \left(1 + \cos^2 \theta \right) \,, \\ \widetilde{\theta}(\gamma) &= \sqrt[3]{2 - 4\gamma} + \sqrt{16 \gamma^2 - 16\gamma + 5} - \frac{1}{\sqrt[3]{2 - 4\gamma} + \sqrt{16\gamma^2 - 16\gamma + 5}} \end{split}$$

а для аэрозольного рассеяния $\theta(\gamma)$ вычисляется путем предварительного построения сплайн–интерполяции функции $P^{-1}(\gamma)$.

Этот же метод моделирования случайных величин, известный как метод обратных функций, используется и для описания рассеяния ПЛЭ вдоль ее траектории. Вероятность рассеяния в промежутке $0 \div l$:

$$P(\ell) = 1 - exp\{ -\int_{0}^{\ell} [E_A(z) + E_M(z)]d\ell \} ,$$

$$\ell = \frac{z_0 - z}{\cos \alpha} , \quad \ell \le \ell_{max} , \qquad (5.9)$$

где Z_0 – высота начальной точки траектории, Z – высота, на которой произошло рассеяние, α – угол падения ПЛЭ, l_{max} – максимальная длина траектории до границы слоя, $E_{A,M}(Z)$ – экстинкция среды на высоте Z. Экстинкция для аэрозольных частиц радиуса α имеет вид:

 $E_A(z) = \pi a^2 Q_{ocn} \cdot N(z)$, где $N_{(Z)}$ - количество частиц в единице объема на уровне Z (Хюлст, 1961), а для молекулярного рассеяния

$$E_{M}(z) = \frac{32 \pi^{3} (n-1)^{2}}{3L \lambda^{4}} \frac{\rho(z)}{\rho(0)}, \qquad (5.10)$$

где n – коэффициент преломления воздуха при нормальных условиях, L – число Лошмидта, λ – длина волны, $\rho(Z)$ – плотность воздуха на высоте Z (Чандрасекар, 1953).

Сначала с помощью сплайн–интерполяции функции $P^{-l}(\gamma)$ обратной (5.9) определяется для случайного значения γ произошло ли рассеяние на участке траектории ПЛЭ $0 \le l \le l_{max}$ и, если произошло, то на каком расстоянии *l*. При рассеянии случайным образом разыгрываются три варианта пропорционально их вероятностям:

$$\begin{split} P_A &= (1 - exp\{ -E_A \}) \cdot exp\{ -E_M \} - \text{только аэрозольное рассеяние,} \\ P_M &= (1 - exp\{ -E_M \}) \cdot exp\{ -E_A \} - \text{только молекулярное рассеяние,} \\ P_{AM} &= (1 - exp\{ -E_A \}) \cdot (1 - exp\{ -E_M \}) - \text{аэрозольное и молекулярное рассеяние,} \end{split}$$

$$P_A + P_M + P_{AM} = P(\ell).$$

Элементы матрицы рассеяния и Q_{ocn} атмосферного аэрозоля вычислялись по формулам Ми (5.4) и усреднялись по нормированному на 1 спектру распределения частиц Макклатчи (McClatchey et al., 1971; Зуев, Креков, 1986).

$$\widetilde{F}_{A} = \int_{0,02}^{1} F_{A}(r) f(r) dr , \quad f(r) = \begin{cases} c_{1} \cdot 10^{4} , & 0,02 \le r \le 0,1 \\ c_{1} \cdot r^{-4} , & 0,1 \le r \le 1,0 \end{cases}$$
(5.11)

где радиус частиц аэрозоля задан в микрометрах и $c_1 = 0.883 \cdot 10^{-3}$.

Распределение интенсивности рассеянного излучения (нормированной на 1) по углу φ описывается формулой

$$\begin{split} I(\varphi) &= \frac{1}{2\pi} \left[I - C_{\varphi} \cdot \sqrt{Q^2 + U^2} \cos\left(2\varphi - \arctan\left(\frac{U}{Q}\right)\right) \right] , \\ Q &= I_{\ell} - I_{r} , \quad I_{\ell} - I_{r} = I , \\ C_{\varphi} &= \frac{A_{I}A_{I}^{*} - A_{2}A_{2}^{*}}{A_{I}A_{I}^{*} + A_{2}A_{2}^{*}} - \text{для аэрозоля} \\ C_{\varphi} &= \frac{I - \cos^{2}(\theta)}{I + \cos^{2}(\theta)} - \text{для молекулярн ого рассеяния.} \end{split}$$
(5.12)

Случай Q=U=0 соответствует либо не поляризованному, либо поляризованному по кругу излучению. В обоих вариантах распределение интенсивности излучения по φ – равномерное.

Моделирование случайного распределения с плотностью вероятности $I(\varphi)$ производится методом Неймана. Для этого генерируется двумерная случайная последовательность точек $\varphi_i = 2\pi \cdot \gamma_i$ и ξ_i ($0 \le \gamma_i \le 1$, $0 \le \xi_i \le I_{max}$) равномерные случайные распределения). Точки, для которых $I(\varphi) > \xi_i$ отбрасываются, остальные образуют искомое распределение.

Альбедо (0 < alb < 1) определяет вероятность диффузного рассеяния ПЛЭ в случайном процессе, имитирующем взаимодействие ПЛЭ с земной поверхностью (например, если случайная величина попадает в промежуток $0 \div alb$, то – рассеяние, в противном случае – поглощение).

Общий порядок прохождения ПЛЭ через каждый из рассматриваемых слоев описывается на основе следующих предположений:

1. ПЛЭ находится на границе слоя (верхней или нижней) с заданным углом падения и вектором Стокса.

2. По оптической толщине слоя вдоль направления перемещения ПЛЭ случайной выборкой определяется, будет ли прохождение через слой к границе без рассеяния или произойдет рассеяние в промежуточной точке. При выходе на границу исходные параметры состояния ПЛЭ сохраняются.

3. В случае рассеяния углы θ и φ задаются случайным образом в соответствии с типом рассеивающей среды (тип среды для атмосферы определяется на основе случайной выборки). На следующем этапе определяются новые исходные параметры ПЛЭ в точке рассеяния (угол падения и параметры Стокса, приведенные к плоскости падения) и повторяется пункт 3.

4. Расчет для каждой ПЛЭ завершается или при поглощении на нижней границе тропосферы или при выходе в космос через верхнюю границу стратосферы.

Для спектральной плотности солнечного излучения в диапазоне 0.3мкм $\leq \lambda \leq 1.1$ мкм вне атмосферы использованы экспериментальные данные из работы (Arvesen et al., 1969). Расчет проводился в указанном диапазоне в 50 точках с равномерным расположением в логарифмическом масштабе λ . Конечный результат вычислялся путем интерполяции и интегрирования по λ расчетных значений в этих точках.

ПЛЭ, покидающие рассматриваемую систему трех слоев через верхнюю и нижнюю границы системы, суммируются порознь и представляют собой потоки радиации рассеянной в космос и поглощенной земной поверхностью соответственно.

Результат расчетов, проведенных по вышеописанной схеме для двух значений альбедо подстилающей поверхности, приведен на рисунках 5.1–5.3.

На рис. 5.1 показана зависимость относительного уменьшения потока радиации, поглощаемого земной поверхностью, от радиуса частиц монодисперсного сернокислотного аэрозоля в количестве 1Мт, равномерно распределенного в слое инжекции, в нижней стратосфере на высоте 12 км. Расчет показывает наличие оптимального размера частиц искусственного аэрозоля для ослабления солнечной радиации, как и в работе (Израэль и др., 2007), приблизительно того же значения. Максимальная эффективность ослабления солнечной радиации в этом случае меньше на 22%-27% оценки, приведенной в (Будыко и др., 1974), составляющей, в пересчете на 1 Мт сернокислотного аэрозоля для обоих полушарий, 0.25%.



Рисунок 5.1. Ослабление поглощенного землей излучения в зависимости от радиуса частиц *Альбедо:* ● – 0.23 ; ○ – 0.25.

Северов Д.А.

Расчетные результаты, представленные на рисунках 5.2-5.3, сделаны для частиц аэрозоля оптимального размера ≈ 0,28мкм.

На рис. 5.2 показана зависимость относительного уменьшения потока радиации, поглощаемой земной поверхностью, от месторасположения зоны, содержащей 1Мт монодисперсного сернокислотного аэрозоля, радиус частиц которого 0.28 мкм. Аэрозоль равномерно распределен в границах широтной зоны $\phi \pm \Delta \phi$.



Рисунок 5.2. Ослабление поглощенного землей излучения в зависимости от широты расположения зоны ($\varphi \pm \Delta \varphi$) с сернокислотным аэрозолем $\Delta \varphi$: $10^{\circ} - \bigcirc \circ, 20^{\circ} - \bigcirc \Box, 30^{\circ} - \diamondsuit \diamond$. Альбедо: $\bigcirc \bigcirc \bigcirc -0.23$; $\bigcirc \Box \diamondsuit -0.25$.

Ожидаемое увеличение эффективности ослабления солнечной радиации сернокислотным аэрозолем при смещении зоны в более высокие широты, упомянутое в начале главы, представлено на рис. 5.2 ростом эффективности приблизительно на 35% в пределах $0^{\circ} \le \varphi \le 60^{\circ}$, сменяемым почти двукратным спадом на участке $60^{\circ} \le \varphi \le 80^{\circ}$ для $\Delta \varphi = 10^{\circ}$.

Отмеченное снижение эффективности для узкой зоны в высоких широтах связано, во-первых, с уменьшением освещенности частиц искусственного аэрозоля из-за уменьшения проницаемости стратосферы при увеличении угла падения набегающего из космоса потока солнечной радиации. Это уменьшает количество радиации, рассеянной аэрозолем в космос. Во-вторых, связано с уменьшением доли потока радиации, приходящегося на зону с аэрозолем, в общем потоке, достигающим подстилающей поверхности освещенного полушария, из-за уменьшения проницаемости тропосферы с ростом угла падения. На рис. 5.3 показана зависимость относительного уменьшения потока радиации, поглощаемой земной поверхностью, от ширины экваториальной зоны $0 \, ^{\circ} \pm \Delta \varphi$, содержащей 1Мт монодисперсного сернокислотного аэрозоля.



Рисунок 5.3. Ослабление поглощенного землей излучения в зависимости от ширины экваториальной зоны (0⁰±∆φ)с сернокислотным аэрозолем Альбедо: ● - 0.23 ; ● - 0.25.

Увеличение $\Delta \varphi$ от 10° до 90° сопровождается, приблизительно, 20% ростом эффективности ослабления солнечной радиации сернокислотным аэрозолем.

В целом, эффективность применения сернокислотного аэрозоля для ослабления солнечной радиации заметно увеличивается при размещении аэрозоля в сравнительно узкой зоне на широте 60°.

Таким образом, проведенный численный эксперимент показывает возможность рационального использования искусственного аэрозоля путем выбора оптимального размера частиц (в его основной массе) и выбора географической зоны его размещения.

Оценка ослабления потока поглощенного земной поверхностью коротковолнового излучения простейшим способом, т.е. путем проведения двух полных независимых расчетов с учетом инжекции искусственного аэрозоля и без ее учета, связана со значительными вычислительными затруднениями. Их причина – ограниченная точность метода Монте-Карло, которая обычно составляет несколько процентов от расчетного результата (Ленобль, 1990). Поэтому, оценка ослабления потока на доли процента (см. рис. 5.1–5.3) требует уменьшения погрешности вычислений как минимум на два порядка для достижения приемлемой точности результата. Это, в свою очередь, потребует увеличения количества статистических испытаний в 10⁴ раз, поскольку в методе Монте-Карло погрешность результата обратно пропорциональна квадрату количества испытаний.

Обычно применяемые для метода Монте-Карло генераторы псевдослучайных чисел позволяют сделать оценку влияния искусственного аэрозоля на поглощение излучения не по всей совокупности ПЛЭ, а только по тем ПЛЭ, которые испытали рассеяние на этом аэрозоле и образуют выделенную статистику. В расчете для каждой ПЛЭ, входящей в атмосферу, фиксируется текущее состояние генератора псевдослучайных чисел, позволяющее при необходимости точно повторить выборку "случайных" чисел. Если ПЛЭ попадает в выделенную статистику при расчете с искусственным аэрозолем, то для нее производится повторное испытание по прежней последовательности "случайных" чисел, но уже без учета искусственного аэрозоля. Ослаблеаэрозолем потока, поглощенного подстилающей ние поверхностью, определяется разностью этих двух выделенных статистик с аэрозолем и без него. Оценка ослабления поглощения излучения по выделенным статистикам не предъявляет повышенных требований к точности расчета, что позволяет сократить объем вычислений примерно на два порядка (см. табл. 5.2).

Количество случайных чисел, использованных в повторном расчете, вообще говоря, не совпадает с количеством чисел, использованных в первичном расчете: могут остаться незатребованные числа, может потребоваться и дополнительное обращение к датчику случайных чисел. Здесь возможны разные варианты задания состояния датчика при переходе к расчету для следующей ПЛЭ. Простейший, использовавшийся в наших расчетах, способ – это оставить датчик в том состоянии, в каком он находился в конце повторного расчета. Следует отметить, что возможны и другие подходы к порядку расчета. Можно задавать состояние датчика, в котором он был перед повторным счетом, или задать состояние датчика как после наиболее длинной выборки, или использовать фиксированное числа выборок для каждой ПЛЭ. В последнем случае может потребоваться его подбор с учетом соотношения между количеством невостребованных выборок и количеством ПЛЭ, которые придется отбросить из-за ограниченности выборки. При фиксированном количестве выборок состояние датчика в начале расчета для каждой ПЛЭ не зависит от исхода испытаний предыдущей.

Преимущество использования оценки по выделенной статистике можно показать для случая упрощенной одномерной однослойной модели атмосферы, допускающей точное решение задачи. Упрощение состоит в том, что движение ПЛЭ предполагается одномерным (вверх-вниз). Также упрощенно задается рассеяние ПЛЭ в слое, содержащем искусственный аэрозоль: P – вероятность рассеяния, (1-P) – вероятность прохождения через слой и, если происходит рассеяния, T – вероятность рассеяния вперед, а (1-F) – назад. Вероятность рассеяния ПЛЭ подстилающей поверхностью – А (альбедо поверхности), вероятность поглощения (1-A). Одна и та же ПЛЭ может многократно рассеиваться аэрозолем и подстилающей поверхностью. Похожая схема учета многократного рассеяния в одномерном приближении использована в статье (Donohoe, Battisti, 2011) для оценки вклада альбедо подстилающей поверхности в планетарное альбедо. Однако авторы считали рассеяние вверх и вниз одинаковым, что не вполне реалистично для аэрозольного рассеяния.

Вероятность первого подхода ПЛЭ к подстилающей поверхности Q_1 =1- $P+P\cdot F$, последующих подходов – $Q_{i+1}=c\cdot Qi$ (геометрическая прогрессия), где i – порядковый номер подхода, а c = A P (1-F). Полная вероятность поглощения ПЛЭ подстилающей поверхности G равна

$$G = \frac{(1-A) \left[1 - P \left(1 - F\right)\right]}{1 - A P \left(1 - F\right)} .$$
 (5.13)

Уменьшение (в%) ⊿ потока излучения, поглощенного земной поверхностью вследствие рассеяния на искусственном аэрозоле, задается следующим выражением:

$$\Delta = 100 \cdot (1 - \frac{G}{1 - A}) \%.$$
 (5.14)

Для выбранных в демонстрационном расчете значений параметров P=0.03, F=0.911170 и A=0.25 точное значение Δ равно 0.2.

Статистическая оценка Л проводится двумя способами: І – вышеописанным способом с повторным расчетом только для ПЛЭ, рассеянных на искусственном аэрозоле, и II – как разность результатов двух последовательных независимых расчетов._

Статистическая оценка Δ значения Δ в каждом случае строилась следующим образом. Для заданных параметров P=0.03, F=0.911170 и A=0.25 выполнялись 100 последовательных расчетов значений Δ_i ; i = 1, 2, ..., 100 – номер расчета, а Δ_i – результат оценки. Далее определялось выборочное среднее Δ , его среднеквадратичное отклонение σ и коэффициент вариации Var = $100 \sigma / \Delta$ (%). Расчет проводился при трех различных значениях количества испытаний N в методе Монте-Карло: 10^5 , 10^6 и 10^7 . Результаты расчета приведены в табл. 5.2.

	Ν	$\overline{\Delta}$	σ	Var %
I	10 ⁵	0.2010	0.0232	11.5
II		0.2200	0.2666	121.2
I	10 ⁶	0.1998	0.0068	3.4
II		0.2041	0.0759	37.2
I	10 ⁷	0.2000	0.0021	1.1
II		0.1947	0.0293	15.0

Таблица 5.2. Оценка Д

Из данных, приведенных в табл. 5.2 следует, что использованный в данной работе способ расчета (I) во всех рассмотренных случаях дает результаты, характеризуемые существенно меньшим (на порядок) коэффициентом вариации.

В расчетах, результат которых приведен на рисунках 5.1–5.3, количество ПЛЭ (то же самое, что и N в таб. 5.2) задавалось равным 5·10⁵. При этом среднее количество обращений к генератору псевдослучайных чисел необходимых для расчета одной точки из отмеченных на кривых рис. 5.1 составляет 6.7·10⁷.

Следует также отметить, что для повторного вычисления по выделенной последовательности случайных чисел можно эту последовательность предварительно занести в память на первом этапе вычисления. Этот способ пригоден как для псевдослучайных, так и для истинно случайных чисел. При использовании выборки фиксированного объема оценки, полученные для разных ПЛЭ, статистически независимы, как это было рассмотрено выше.

Список литературы

Атмосфера (справочник). 1991. – Л., Гидрометеоиздат, с. 16.

Будыко М.И., Винников К.Я., Гандин Л.С., Дроздов О.А., Кароль И.Л., Пивоварова З.И. 1974. Климат и воздействия на аэрозольный слой стратосферы. – Л., Гидрометеоиздат, с. 23-25.

Будыко М.И. 1980. Тепловой баланс земного шара. – В кн.: Изменения климата. /Гриббин Дж. (Ред.). – Л., Гидрометеоиздат, с.122-159. Перевод с английского: Climatic change. /Gribbin J.(Ed.). – Cambridge University Press.

Зуев В.Е., Креков Г.М. 1986. Оптические модели атмосферы. – Современные проблемы атмосферной оптики, т.2. – Л., Гидрометеоиздат, 256 с.

Израэль Ю.А., Борзенкова И.И., Северов Д.А. 2007. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. – Метеорология и гидрология, № 1, с. 5-14.

Кондратьев К.Я. 1998. Аэрозоль и климат: некоторые результаты и перспективы дистанционного зондирования. – Экологическая химия, №. 7(3), с. 145-163.

Ленобль Ж. 1990. Перенос радиации в рассеивающих и поглощающих атмосферах. – Л., Гидрометеоиздат, 262 с.

Розенберг Г.В. 1960. Рассеяние света в земной атмосфере, т. 72, вып. 2, с. 177-110.

Хюлст ван Г. 1961. Рассеяние света малыми частицами. – Москва, ИЛ, 536 с.

Чандрасекар С. 1953. Перенос лучистой энергии. – М., ИЛ, 431 с.

Abdon W.A., Martonchik J.V., Kahn R.A., West R.A., Diner D.I. 1997. A modified linear-mixing method for calculating atmosphere path radiance of aerosol mixtures. – J. Geophys. Res., vol. 102, pp. 16883-16888.

Arvesen J.C., Griffin R.N., Pearson B.D. 1969. Determination of Extraterrestrial Solar Spectral Irradiance from a Research Aircraft. – Appl. Opt., vol. 8, No. 11, pp. 2215-2231.

Cess R.D. 1976. Climatic change: an appraisal of atmospheric feedback; mechanisms employing zonal climatology. – J. Atmos. Sci., vol. 33(10), pp.1831-1843.

Climate Change 2007: The Physical Science Basis. The Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. – Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 94 p.

Donohoe A., Battisti D.S. 2011. Atmospheric and Surface Contributions to Planetary Albedo. – J. of Climate, vol. 24, pp. 4402-4418.

Kiehl, J.T., Trenberth K.E. 1997. Earth's Annual Global Mean Energy Budget. – Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 78, pp.197.

McClatchey R.A., Fenn R.W., Selby J.E.A. et al. 1971. Optical properties of the atmosphere (revised). – Report AFCRL, Bedford, 88 p.

Penndorf R. 1958. An Approximating Method to the Mie Theory for Colloid Spheres. – J. Phys. Chem., vol. 62, No. 12, pp.1537-1542.

Глава 6. ЕСТЕСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ И ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВУЛКАНОВ НА ПРИЗЕМНУЮ ТЕМПЕРАТУРУ АТМОСФЕРЫ

6.1. Краткий обзор спутниковых исследований по тропосферному и стратосферному аэрозолю

Климат Земли и его изменения определяются не только заметными внешними воздействиями, но и многочисленными процессами, идущими внутри самой климатической системы. Существует высокая степень неопределенности взаимодействия больших частей климатической системы, условно разделенных на атмосферу, гидросферу, литосферу, криосферу, биосферу. Усилия в исследовании каждой из этих систем в отдельности приводят к существенным результатам в понимании происходящих процессов, но пока явно недостаточны для долгосрочных прогнозов изменения климата. Даже внутри отдельной системы, например, такой как атмосфера, существует много неопределенности в оценках воздействия ее отдельных компонент друг на друга и, как результат, неопределенность воздействия на температуру поверхности Земли и приземного слоя воздуха, которые и являются основными индикаторами климата. Еще более сужая проблему, можно сказать, что одним из источников неопределенности в атмосферных процессах является аэрозоль, одна из самых неустойчивых и меняющихся компонент.

Механизмы воздействия аэрозольных слоев на атмосферу и затем на температуру поверхности Земли отличаются большим разнообразием, как и сами аэрозольные частицы. Один из механизмов воздействия аэрозольных слоев это прямое ослабление потока солнечной радиации, вызываемое процессами рассеяния на аэрозольных частицах, и приводящее к уменьшению температуры поверхности Земли. Процессы поглощения радиации в слоях аэрозоля приводят к изменению профиля температуры атмосферы. Присутствие аэрозоля вызывает потепление одних слоев и похолодание других, температура которых регулируется излучением в космос, при этом аэрозоль не создает однородного изменения температуры во всей толщине атмосферы. Нагревание или охлаждение атмосферы в сильной степени зависит от высоты расположения слоя аэрозоля, а также от вида и размера аэрозольных частиц и их коэффициентов поглощения и рассеяния. Второй механизм воздействия аэрозольных слоев называют полупрямым или косвенным воздействием через другие компоненты. На примере анализа влияния аэрозольных частиц на облака можно видеть, что этот механизм характеризуется неопределенностью и даже противоположной направленностью. С одной стороны, частицы аэрозоля могут служить ядрами конденсации и приводят к увеличению облачного покрова и, соответственно, к уменьшению температуры поверхности земли. С другой стороны, присутствие поглощающих аэрозольных частиц может вызывать нагрев слоя атмосферы, что в свою очередь ведет к уменьшению количества крупномасштабной облачности и, как следствие, к увеличению температуры подстилающей поверхности. Если первый, прямой механизм влияния аэрозоля на климат, характерен для стратосферного аэрозоля (Израэль и др., 2007), то второй, косвенный, характерен для тропосферных аэрозольных слоев. Учет различных механизмов воздействия аэрозоля на климат, возможность их использования в прогностических моделях и в разработках методов стабилизации климатических систем требуют новейших исследований свойств атмосферных аэрозолей и их пространственно-временной изменчивости.

Исследовать атмосферный аэрозоль можно и прямыми и косвенными методами. Прямые методы предполагают отбор частиц из какого-либо слоя атмосферы с последующим анализом их химического состава, размера и содержания (числа частиц или массы вещества) в единице объема. Однако, такие прямые методы исследования в «точке пространства», не позволяют сделать адекватные оценки об аэрозоле всей атмосферы Земли. Косвенные методы исследования опираются в основном на оптические характеристики аэрозоля и на результаты его взаимодействия с потоками солнечной радиации. Эти методы позволяют получить данные об аэрозоле, осредненные по большому пространству. К числу основных оптических характеристик аэрозоля, определяемых по данным наблюдений и зависящих от используемого спектра излучения, относятся:

оптическая толщина – $\delta(\lambda)$, величина безразмерная, обычно относится ко всему столбу атмосферы или какому-нибудь слою, содержащему аэрозоль,

коэффициент ослабления (экстинкция) – $\varepsilon(\lambda)$, определяемый как ослабление радиации на единицу длины пути (км⁻¹),

поперечник взаимодействия отдельной частицы с радиацией – $\sigma(\lambda)$, (размерность см² или м²),

комплексный показатель преломления $m(\lambda) = n - i\kappa$, зависящий от химического состава частицы (безразмерная величина),

индикатриса рассеяния – $\gamma(\phi)$, зависящая главным образом от соотношения размера частицы и длины волны радиации (безразмерная величина),

альбедо однократного рассеяния ω , зависящее от плотности рассеивающих радиацию частиц.

Нет нужды говорить, что наблюдения за аэрозолем ведутся уже многие десятилетия и отмечается широчайшая изменчивость этой компоненты во времени и пространстве. Именно эта особенность аэрозоля затрудняет получение однозначных оценок влияния естественного или антропогенного аэрозоля на климат.

Тропосферный аэрозоль. Огромный материал по анализу данных и методов исследования тропосферного аэрозоля за последние годы содержится в обзорных работах К.Я. Кондратьева (Кондратьев, 1998а, 1998б, 2006). В этих статьях рассмотрены различные типы тропосферного аэрозоля (сульфатный, углеродный, минеральный, морской и др.) и их влияние на региональный радиационный баланс. Отмечается в частности, что в засушливых регионах и пустынях радиационное возмущающее воздействие тропосферного аэрозоля сопоставимо с облачным и составляет величину от -1 $\mathrm{Bt/m}^2$ до -10 $\mathrm{Bt/m}^2$ и более. Учет влияния ослабления потока радиации тропосферным аэрозолем важен также и при обработке самых разных видов спутниковой информации. Особенно важна тропосферная аэрозольная коррекция при обработке данных надирных измерений яркостных температур подстилающей поверхности, в которых аэрозольный вклад составляет 90% в видимой области спектра и доходит до 99% в ближней ИК-области спектра. Характеристики атмосферного аэрозоля, по данным спутниковых измерений, определяются по измерению потоков уходящей радиации в ультрафиолетовой, видимой и ближней инфракрасной областях спектра. Измеренные потоки сравниваются с потоками радиации, рассчитанными для различных заданных моделей аэрозоля. Поиск подходящей модели аэрозоля осуществляется минимизацией расхождения между измеренными и вычисленными потоками радиации. При исследовании стратосферного аэрозоля со спутника большую проблему при обработке составляет отделение его от тропосферного аэрозоля и верный учет альбедо однократного рассеяния. В тех случаях, когда со спутника измеряются потоки коротковолновой уходящей радиации, выделить стратосферный аэрозоль, оптическая толщина которого на порядок меньше оптической толщины тропосферного аэрозоля, практически невозможно.

Для тропосферного аэрозоля характерно изменение массовых концентраций, состава и всех оптических параметров в очень широких пределах в зависимости от географического района, а величина альбедо однократного рассеяния ω меняется на порядок от 0.1 до 1. При обработке спутниковых наблюдений используются предположения и модели, которые определены для конкретного географического района из данных наземных или самолетных наблюдений. В рамках этого короткого обзора невозможно привести все разнообразные характеристики тропосферного аэрозоля. Обобщая, можно отметить, что тропосферный аэрозоль в большинстве случаев обычно имеет двумодовое (имеющее два максимума) распределение частиц по размерам. В области мелких частиц (ядра Айткена) эффективный радиус соответствует ~ 0.01-0.1 мкм, альбедо однократного рассеяния ~0.96, фактор асимметрии индикатрисы ~0.6, доля обратного рассеянии ~0.3. В области крупного аэрозоля эффективный радиус частиц соответствует ~0.5-1 мкм, альбедо однократного рассеяния ~0.8, фактор асимметрии индикатрисы ~0.76, доля обратного рассеянии ~0.14. Эти некие средние характеристики соответствуют длине волны взаимодействующей радиации равной 550 нм. Время жизни мелкой моды в тропосфере составляет величину порядка 10 суток, тогда как крупная фракция частиц уходит из атмосферы быстрее и может быть удалена (вымыта осадками, например) за одни сутки. Крупные частицы аэрозоля выбывают из тропосферы путем сухого или влажного осаждения.

Получение данных о тропосферном аэрозоле со спутника – задача непростая. Расчет оптической толщины аэрозоля требует задания счетной концентрации частиц, их размера и коэффициента преломления. Задав ряд моделей аэрозоля, рассчитав поле уходящей радиации и сравнив его с измеренным полем радиации со спутника, получим значения оптических толщин. Для примера на рис. 6.1 приведена межгодовая (за 10 лет) изменчивость оптической толщины тропосферного аэрозоля для длины волны 550 нм для географической точки в Средиземном море (42.6° N, 8.8° W) по данным спутника «Meteosat» (Moulina et al., 1997). На этом же рисунке приведена кривая содержания массы пылевых частиц в столбе тропосферы в г/м². При обработке этих спутниковых данных отфильтрован вклад стратосферного аэрозоля, исключен вклад промышленных сульфатов и использована модель минерального пылевого аэрозоля с комплексным показателем преломления частиц равным m=1.50-i0.01. Считается, что основными источниками минеральных частиц в Средиземноморье являются пустыни, в частности Сахара. За 14 лет наблюдений со спутника «Meteosat» долговременных трендов не выявлено. Подсчитано, что ежегодный перенос минеральной пыли над Мировым океаном составляет 1 млрд. тонн.



Рисунок 6.1. Межгодовая изменчивость массы пыли (пунктир) и оптической толщины (сплошная линия) тропосферного аэрозоля для длины волны 550 нм, для географической точки 42.6°N, 8.8°W в Средиземном море по данным спутника «Meteosat» (Moulina et al., 1997)

Как уже упоминалось выше, методики восстановления характеристик тропосферного аэрозоля по данным спутниковых измерений опираются на измеренные потоки уходящей радиации в различных областях спектра, которые затем сравниваются с потоками радиации, рассчитанными для заданных моделей аэрозоля. Так как аэрозоль – это многопараметрическая система, то соответственно решение обратной задачи – получение сведений об аэрозоле из потоков радиации – может быть неоднозначным. Некоторые перспективы открываются при использовании дополнительной информации в виде данных о поляризационных характеристиках поля радиации, формируемого аэрозолем. В 1996 г. на японском спутнике ADEOS, была установлена аппаратура POLDER, предназначенная для измерения не только углового распределения, но и поляризационных характеристик уходящей коротковолновой радиации (Herman et al., 1997). В этом эксперименте получены поляризационные поля уходящей радиации для трех длин волн 445 нм, 670 нм и 865 нм. Для обработки этих данных были проведены предварительные прямые расчеты угловых функций поляризационных полей уходящей радиации для ряда моделей аэрозоля (Mischenko et al., 1997). В работе показано, что поляризационные

наблюдения более чувствительны к размерам частиц и их комплексному показателю преломления. Приведем сравнительные оценки чувствительности восстанавливаемых параметров аэрозоля к вариациям входных параметров спектральных потоков уходящей радиации. Показано (Tantre et al., 1997), что без учета поляризационных характеристик поля радиации погрешность в определении оптической толщины аэрозоля равна $\Delta \delta = \pm 0.05$; погрешность в размере модального радиуса частиц $\Delta r_m = \pm 0.3 r_m$; погрешность в асимметрии индикатрисы ∆χ=±0.03, для длины волны 550 нм. Оценки получены на основе анализа результатов обработки данных спутника "Landsat-5" и наземных наблюдений. Если же для восстановления параметров аэрозоля используются многоугловые поляризационные измерения поля уходящей радиации, то погрешность определения оптической толщины аэрозоля уменьшается в 3 раза $\Delta \delta = \pm 0.015$. Погрешность в размере модального радиуса частиц уменьшается в 10 раз $\Delta r_m = \pm 0.03 r_m$, погрешность в определении действительной части комплексного показателя преломления составляет величину $\Delta n = \pm 0.01$ от значения n=1.46.

Полезно привести сводную таблицу оптических свойств тропосферного аэрозоля различных типов, которые используются для прямого расчета потоков уходящей коротковолновой радиации в задачах обработки данных спутниковых измерений по (Abdon et al., 1997).

Тип аэрозоля	Модальный радиус частиц r _m , (мкм)	Ширина распределе- ния µ, (мкм)	Комплексный показатель преломления m = n- ік	Альбедо однократного рассеяния ©
Сульфаты, нитраты	0.08	1.88	1.46 - 0.0	1.00
Минеральная пыль	0.47	2.51	1.53 - 0.008	0.81
Морская соль	0.39	2.11	1.41 - 0.009	1.00
Сажа	0.012	2.00	1.75 - 0.455	0.252
Сжигание биомассы	0.4	1.80	1.43 - 0.0035	0.93
Индустриальный-1	0.03	2.30	1.468 - 0.0536	0.737
индустриальный -2	0.487	2.52	1.464 - 0.0519	0.54

Таблица 6.1. Оптические свойства тропосферного аэрозоля различных типов для длины волны 443 нм по работе (Abdon et al., 1997)

Стратосферный аэрозоль. Для определения структуры и состава стратосферного аэрозоля в последние десятилетия были разработаны различные контактные методы, которые с успехом использовались в баллонных и самолетных экспериментах. Большой материал по данным и методам зондирования стратосферного аэрозоля лазерными установками с земли и самолета содержится в книге В.В. Зуева. (Зуев, 2004). К сожалению, как контактные методы исследования с использованием самолетов и баллонов, так и дистанционные лидарные методы, являясь по существу методами «точечного зондирования», не могут дать необходимых глобальных сведений о стратосферном аэрозоле и его трансформации во времени. И, конечно, преимущество должно быть отдано спутниковым методам исследования. Полная зона действия приборов, установленных на спутнике, охватывает примерно 90% поверхности земного шара, что позволяет определять широтные и долготные вариации аэрозольного ослабления, а также оценить сезонные и годовые изменения. Однако, как уже упоминалось выше, в тех случаях, когда со спутника измеряются потоки уходящей от Земли радиации, выделить стратосферный аэрозоль, оптическая толщина которого на порядок меньше оптической толщины тропосферного аэрозоля, практически невозможно. И только, если во время наблюдения произошло неординарное событие, например извержение вулкана, с выбросом большой массы аэрозоля в стратосферу, то спутниковые данные дают возможность проследить распространение вулканического выброса от места извержения по земному шару, оценить время такого распространения в различные широты и оценить конечное время жизни всего явления.

Некоторые сведения об изменениях стратосферного аэрозоля, обусловленных вулканическими извержениями, были получены с использованием приборов TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer), установленных на спутниках "Nimbus-7" с 1978 по 1992 г., и "ADEOS" с 1996 по 1997 г. Спектрометр TOMS измерял так называемый аэрозольный индекс «AI», разницу в коэффициентах отражения на длинах волн 331.1нм и 360 нм. (Torres et al., 1998). Используя эти данные, Крюгер (Krueger, 1983) мог также проследить динамику вулканических облаков из SO₂ (полосы поглощения этого газа имеются в регистрируемой прибором области спектра), выброшенных в стратосферу вулканом Эль-Чичон.

К сожалению, несмотря на то, что спутниковые методы наблюдений начали использоваться более четырех десятилетий назад, надежных и качественных данных о стратосферном аэрозоле не так много. Большинство приборов, устанавливаемых на спутниках, используют надирные методы наблюдения – взгляд сверху на Землю, а эти методы не позволяют отделить стратосферный аэрозоль от тропосферного. Только затменные (occult) методы наблюдения по прямому солнцу, регистрирующие потоки солнечной радиации, прошедшие сквозь атмосферу на различных расстояниях от поверхности Земли, дают надежду на измерения именно стратосферного аэрозоля. Использование многоканальных спектральных приборов и надежных алгоритмов анализа измерений, развитых только в последние годы, позволяет четко отделить аэрозольное ослабление от поглощения солнечной радиации в атмосферных газах. Первые наиболее адекватные данные о стратосферном аэрозоле получены после запуска спектрометров SAGE-I, SAGE-II, SAGE-III (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment). Спектрометры, соответственно, были установлены на спутниках "Explorer" Sage-I, наблюдения с 1979 по 1981 г., "ERBS" Sage-II, наблюдения с 1984 по 2005 г. и "Meteor-3M" Sage-III, наблюдения с 2002 по 2005 г. Спектрометр SAGE-I имел 4 спектральных канала, а SAGE-II уже 9 спектральных каналов в видимой области спектра. Последний из этого ряда прибор SAGE-III имел уже 285 спектральных каналов в ультрафиолетовой, видимой и ближней инфракрасной области спектра.

Чаянова Э.А.

Нами проанализированы данные о коэффициенте ослабления атмосферного аэрозоля, полученные с помощью спектрометра SAGE-II, установленном на спутнике ERBS. Непрерывный временной отрезок наблюдений составляет 16 лет с ноября 1984 г. – по апрель 2000 г. На этот отрезок времени пришлось одно мощное извержение вулкана Пинатубо в июне 1991г. В главе проведен анализ пространственной изменчивости коэффициента ослабления естественного аэрозоля в обычных условиях и в условиях его резкого изменения в результате извержения вулкана.

6.2. Метод измерения оптических характеристик атмосферы спектрометром SAGE-II, установленном на спутнике ERBS. Анализ результатов измерений

Прежде, чем приступить к анализу результатов измерений, следует дать краткое сообщение о характеристиках спектрометра SAGE-II и методе измерений¹⁾. Спектрометр SAGE-II измерял потоки солнечной радиации затменным методом. При выходе спутника из тени земли – восход (прицельная высота 0-1км) – измеряется поток солнечной радиации, прошедший через все слои атмосферы. По мере подъема спутника (прицельные высоты 0-100 км), солнечная радиация приходит к прибору через всё более высокие слои атмосферы и, наконец, регистрирует поток так называемого «вне земного» Солнца. Рис. 6.2 дает представление о методе измерений (Чаянова Э.А., 2018).



Рисунок 6.2. Схема измерений потока солнечной радиации спектрометром SAGE-II

Спектрометр SAGE-II выполнял измерения в девяти интервалах видимого участка спектра с центрами: 386, 435, 437, 452, 525, 585, 603, 930 и 1020 нм. Участки спектра 386, 452, 525, 1020 нм относительно свободны от поглощения атмосферными газами и могут быть отнесены к ослаблению за счет аэро-

¹⁾Материалы, представленные в этом разделе частично опубликованы в статье: Чаянова Э.А. 2018. Оценка пропускания солнечного излучения атмосферой при затменном методе наблюдений спектрометром, установленном на спутнике.-Фундаментальная и прикладная климатология № 4, стр 88-104, Doi: 10.21513/2410-87584-88-104

золя. Части спектра с центрами 435 нм и 437 нм соответствуют максимуму и минимуму полосы поглощения газа NO₂. Спектральные каналы с центрами 585 нм и 603 нм находятся в полосе поглощения озона. Канал с центром 930 нм соответствует поглощению водяным паром. Ниже приведены известные соотношения, необходимые для вычисления экстинкции аэрозоля.

Спектральную функцию пропускания атмосферы $\tau_{\lambda}(p_i)$ для прицельной высоты p_i можно получить по (6.1), разделив интенсивность радиации $I_{\lambda,i}(p_i)$, прошедшую чрез атмосферу на этой высоте p_i , на величину интенсивности радиации вне атмосферы $I_{\lambda,o}$:

$$\tau_{\lambda}(p_{i}) = I_{\lambda,i}(p_{i}) / I_{\lambda,o}.$$
(6.1)

Так как и та, и другая радиация измеряется одним и тем же спектральным комплексом, получаем функцию пропускания атмосферы, свободную от ошибок, связанных с оптическими характеристиками спектрометра и характеристиками регистрирующей системы.

В соответствии с законом Бугера можно записать:

$$I_{\lambda,i}(p_i) = I_{\lambda,o} \exp(-\delta_{\lambda}(p_i)), \qquad (6.2)$$

здесь – $\delta_{\lambda}(p_i)$ оптическая толщина для прицельной высоты p_i , соответственно, равная:

$$\delta_{\lambda} (p_i) = -ln(\tau_{\lambda}(p_i)). \tag{6.3}$$

С другой стороны, оптическая толщина $\delta_{\lambda}(p_i)$ для прицельной высоты p_i может быть представлена (6.4) как сумма произведений суммарных экстинкций (включающих различные ослабляющие компоненты) $\varepsilon_{\lambda}^{o}(h_i)$ для конкретных высот атмосферы h_i и матрицы длин путей $S_{i,i}^{\lambda}$:

$$\delta_{\lambda}(p_i) = \sum_j S_{i,j}^{\lambda} * \varepsilon_{\lambda}^{o}(h_j)$$
(6.4)

В свою очередь экстинкция $\mathcal{E}_{\lambda}^{O}(h_{i})$ для конкретной высоты h_{i} может быть представлена как сумма экстинкций молекулярного (релеевского) ослабления, аэрозольного и ослабления за счет поглощения в газах (6.5):

$$\varepsilon_{\lambda}^{o}(h_{j}) = \varepsilon_{\lambda}^{Rer}(h_{j}) + \varepsilon_{\lambda}^{Aer}(h_{j}) + \varepsilon_{\lambda}^{o}(h_{j}) + \varepsilon_{\lambda}^{NO}(h_{j})$$
(6.5)

Если экстинкция или общее ослабление в каждом слое атмосферы $\mathcal{E}_{\lambda}^{\sigma}(h_i)$ определены, то тогда оптическая толщина вертикальной трассы вычисляется по формуле:

$$\delta_{\lambda}(h_{i}) = \sum_{i} \varepsilon_{\lambda}^{o}(h_{j}) * \Delta h$$
^(6.6)

Как уже было упомянуто выше, для длин волн 386, 452, 525 и 1020 нм поглощение в газах $\varepsilon_{\lambda}^{O3}(h_i)$ и $\varepsilon_{\lambda}^{NO2}(h_i)$ можно не учитывать, а молекулярное ослабление $\varepsilon_{\lambda}^{Rel}(h_i)$ может быть вычислено по профилю плотности воздуха, определяемому по температуре и давлению. Таким образом, из результатов

измерения вычисляется аэрозольный коэффициент ослабления $\varepsilon_{\lambda}^{Aer}(h_i)$. Следует сразу сказать, что такой метод не позволяет проводить измерения в атмосфере ниже уровня облачности. Но даже в условиях безоблачной атмосферы измерения ниже 5 км следует считать ненадежными. В дальнейшем, анализ результатов измерений будет проведен для середины видимого участка спектра солнечного излучения для λ =525 нм.

Анализ результатов измерений аэрозольного коэффициента ослабления спектрометром SAGE-II. По мере вращения спутника вокруг Земли аэрозольная экстинкция измеряется на всех долготах и практически на всех широтах. Мы воспользовались базой данных SAGE-II, где представлены среднемесячные зональные (то есть осредненные по долготам и отнесенные к широтам с шагом в 10° от широты 75°S до 75°N) значения экстинкции аэрозоля для высот от ~5 до 40 км с шагом 1км. На рис. 6.3 для примера представлены данные об изменении аэрозольного коэффициента ослабления с высотой для ряда широт Северного и Южного полушария за ноябрь 1990 года. Этот рисунок иллюстрирует значительный разброс данных, характеризующий пространственную изменчивость. Можно видеть, что для всех широт характерно уменьшение аэрозольного коэффициента ослабления на три порядка от величины 10^{-3} км⁻¹ (на высоте тропопаузы) до величины 10^{-6} км⁻¹ на высоте 40 км. Практически на всех высотах и всех широтах разброс значений коэффициента аэрозольного ослабления составляет порядок величины. Ту же картину можно наблюдать и за любой другой месяц года.



Рисунок 6.3. Высотный профиль аэрозольного коэффициента ослабления за ноябрь 1990 г. для ряда широт Северного и Южного полушарий.

Если усреднить отдельно данные, относящиеся к низким широтам (0°-35°) и к высоким (45°-75°) Северного и Южного полушарий, то обнаруживается разница в величинах и в высотном профиле аэрозольной экстинкции. На рис. 6.4 представлены эти средние профили аэрозольной экстинкции за ноябрь 1990 г. Для широт от 0° до 35° (кривая-1) характерна резкая смена градиента профиля аэрозольной экстинкции выше тропопаузы, расположенной на уровне 16-17 км. Для широт от 45° до 75° (кривая-2) такая смена градиента

происходит на высотах 10-13 км, соответствующих уровню тропопаузы для этих широт. Кроме того, можно видеть, что значения аэрозольных экстинкций мало разнятся для тропосферы, тогда как и для нижней и для верхней стратосферы значения аэрозольной экстинкции в низких широтах намного выше. На этом же рисунке приведены значения оптической толщины $\delta_{\lambda}(h_i)$, относящиеся к высоким широтам, вычисленные по формуле (6.6) отдельно для слоев тропосферы, нижней и верхней стратосферы.



Рисунок 6.4. Высотный профиль аэрозольного коэффициента ослабления за ноябрь 1990 г, усредненный для широт 0°-35° S, N – (кривая-1), и усредненный для широт 45°-75° S, N – (кривая-2). Оптическая толщина (для широт 45°-75° S, N), вычисленная для трех условных слоев: тропосферы (1-15 км), нижней (16-26 км) и верхней (26-40 км) стратосферы– (кривая-3)

Таким образом, по результатам измерений для средних и высоких широт $45^{\circ}-75^{\circ}$ S, N, средняя аэрозольная оптическая толщина тропосферы (3-15 км) без учета приземного слоя составляет величину $2.8 \cdot 10^{-2}$. Аэрозольная оптическая толщина нижней стратосферы (16-27 км) равна $6.8 \cdot 10^{-3}$, верхней стратосферы (28-40 км) равна $5.1 \cdot 10^{-4}$. Общая аэрозольная оптическая толщина слоя от 3 до 40 км составляет величину $3.4 \cdot 10^{-2}$, и она уменьшается на порядок каждые 10-12 км. Такие же значения аэрозольной оптической толщины с небольшими вариациями наблюдались с ноября 1984 г. по июнь 1991 г. Это изменения так называемого «фонового» аэрозоля.

6.3. Изменение оптических характеристик стратосферы, вызванные извержением вулкана Пинатубо

В июне 1991 г. на Филиппинах (15°N, 120°W) произошло мощное извержение вулкана Пинатубо, и в стратосферу была выброшена огромная аэрозольная и газовая масса. При этом высота вулкана уменьшилась почти на 300 м, а в кратере впоследствии образовалось озеро. Измерения спектрометра SAGE-II показали сразу же резкое увеличение экстинкций аэрозоля на всех высотах низких широт обоих полушарий. На рис. 6.5 показаны четыре профиля коэффициента ослабления на широте извержения 15⁰N – один соответствует «фоновой» атмосфере для ноября 1990 г значок – х. Три других получены после извержения Пинатубо: один в июле 1991 г. – значок – ∆, дру-гой в сентябре 1991 г. – значок – ◊, третий в ноябре 1991 г. – значок – □.



Рисунок 6.5. Изменение с высотой зонального коэффициента аэрозольного ослабления для широты 15⁰N

(1) – для невозмущенной атмосферы, ноябрь 1990 г. (розовая кривая, значок – х). После извержения Пинатубо: (2) июль 1991 г. значок – Δ, (3) сентябрь 1991г. значок – ◊,
 (4) ноябрь 1991 г. (черная кривая, значок – □)

Для невозмущенной «фоновой» стратосферы характерно быстрое уменьшение коэффициента ослабления после тропопаузы и затем слабый рост на высотах близких к 20-22 км, что обычно интерпретируется как присутствие мелких аэрозольных частиц относящихся к слою Юнге. Этот слой аэрозольных частиц обычно расположен на этих высотах в низких широтах, а в средних и высоких широтах, на высоте 15-18 км, то есть на 7-8 км выше тропопаузы, положение которой меняется в зависимости от широты.

Данные измерений, представленные на рис. 6.5, показывают также, что коэффициент ослабления аэрозоля в слое находящемся выше тропопаузы не был максимальным после извержения вулкана, как можно было бы предположить. Наоборот, он продолжал расти особенно на высотах выше 20 км. Если через месяц после извержения на высоте 20 км коэффициент ослабления превышал фоновые значения в 10 раз, то как мы видим, через пять месяцев в слое 20-28 км значения ослабления превосходят фоновые в 100 раз. Как будет показано ниже, именно в слое Юнге сосредотачивается и долго «живет» стратосферный аэрозоль. Высота расположения этого слоя, как было уже упомянуто, меняется с широтой и следует за изменением положения тропопаузы, которое в свою очередь зависит от изменения градиента температуры. На рис. 6.6 показано изменение градиента температуры соответствует положению тропопаузы, разделяющую тропосферу от стратосферы. Кривые соответствуют летним месяцам Северного полушария.



Рисунок 6.6. Изменение температуры атмосферы с высотой, в зависимости от широты Кривые соответствую летним месяцам Северного полушария. Резкое изменение градиента температуры соответствует положению тропопаузы (черные стрелки на рисунке)

По изменению профиля аэрозольного ослабления во времени можно проследить динамику распространения аэрозолей в стратосфере. В низких широтах, близких к широте извержения, в первый же месяц коэффициент ослабления увеличился на порядок на всех высотах от 12 до 28 км и Северного и Южного полушарий – рис. 6.7(а) слева. В высоких широтах – рис. 6.7(б) справа, картинка Северного и Южного полушарий различна. В Южном полушарии в первый же месяц максимум аэрозольной экстинкции образовался на высотах 15-18 км, что соответствует положению аэрозольного слоя Юнге (~7 км выше тропопаузы). В Северном же полушарии коэффициент ослабления к июлю 1991 г. практически не изменился, что означает, что туда аэрозольные частицы и газы еще не добрались, в соответствии с различиями в циркуляционных процессах высоких широт полушарий.

Через два месяца после извержения в августе 1991 г. аэрозольная экстинкция и в низких и в высоких широтах продолжала увеличиваться, при этом отличие в характере вертикального профиля Северного и Южного полушарий стало еще более заметным. Через полгода после извержения, к ноябрю 1991 г, значения аэрозольного ослабления в экваториальных широтах достигли максимальных значений. Здесь, в низких широтах образовался один мощный аэрозольный слой с максимумом на высоте слоя Юнге (~23-25 км). Различия же в профилях аэрозольного ослабления высоких широт Северного и Южного полушарий продолжали увеличиваться. В Южном полушарии образовались два аэрозольных слоя: один с максимумом на высоте 11 км, со значением экстинкции в максимуме равным 0.01 км⁻¹, второй слой на высоте 22-24 км со таким же значением экстинкции в максимуме 0.01 км⁻¹.



Рисунок 6.7. Профили аэрозольного коэффициента ослабления для низких (а) широт [5°-25°] и высоких (б) широт [55°-65°] Северного и Южного полушарий, для июля 1991 г. через 1 месяц после извержения вулкана Пинатубо. λ=525нм

В Северном же полушарии в стратосфере образовались не два аэрозольных слоя, а один, на высотах 12-22 км со значением в максимуме равным 0.008 км⁻¹, что немного ниже значений максимумов в слоях для Южного полушария. Вид профилей экстинкций для высоких широт северного (синяя кривая) и южного (зеленая кривая) полушарий за ноябрь 1991 г. показан на рис. 6.8.

Если от высотного профиля аэрозольного коэффициента ослабления перейти к более общей характеристике – оптической толщине, то можно проследить её изменения на всем временном интервале с ноября 1984 г по апрель 2000 г, в котором проводились измерения с временным шагом 1 месяц. Оптическая толщина рассчитывалась по формуле (6.6), суммированием по высоте с шагом в 1 км зональных коэффициентов ослабления в интервале высот от тропопаузы до 40 км. Временной ход изменения зональной стратосферной аэрозольной оптической толщины для широты извержения 15°N, средней широты 45°N и высокой широты 75°N Северного полушария представлен на рис. 6.9.



Рисунок 6.8. Профили аэрозольного коэффициента ослабления для высоких широт Северного (синяя кривая) и Южного (зеленая кривая) полушарий, ноябрь 1991 г. λ=525нм



Рисунок 6.9. Изменение во времени зональной (осредненной по долготе) аэрозольной оптической толщины стратосферы для трех значений широт Северного полушария: 15°N – широта извержения, 45°N и 70°N

Чаянова Э.А.

Рис. 6.9 показывает, что для невозмущенной стратосферы оптическая толщина стратосферного аэрозоля в среднем по всему земному шару составляет величину ~ 0.01. В экваториальных широтах она несколько больше 0.015-0.02 и имеет слабые сезонные колебания с максимумом в летний период.

Извержение вулкана Пинатубо в июне 1991 г. привело к увеличению оптической толщины стратосферного аэрозоля почти в 10 раз для всех широт. Высокие значения оптической толщины сохранялись в течение 3-4х лет, вернувшись к фоновым значениям только к 1995 г.



Рисунок 6.10. Изменение оптической толщины стратосферного аэрозоля для широт 15°N, 50°N, 60°N, 70°N во времени, включая год извержения Пинатубо и последующие 4 года

На рис 6.10 более подробно показано изменение оптической толщин стратосферного аэрозоля в год извержения вулкана Пинатубо и последующие 4 года. Каждая точка на кривых соответствует величине оптической толщины средней за месяц. Верхняя кривая – это изменение оптической толщины на широте извержения. Извержение произошло в июне 1991 г. Средняя за июль величина оптической толщины превысила фоновую в 6 раз и в дальнейшем не уменьшалась, а продолжала расти. Что может свидетельствовать об образовании частиц аэрозоля из сернистых газов, выброшенных вулканом в стратосферу. Для этой широты оптическая толщина достигла максимума только через 5 месяцев к ноябрю 1991, превысив «фоновую» в 12.5 раз. В средних широтах 50°N, 60°N оптическая толщина достигла максимума к концу 1991 г., а в высоких широтах 70°N только к середине следующего 1992 года.

Обратимся опять к изменениям коэффициента ослабления стратосферного аэрозоля по высоте и к его изменению во времени. На рис 6.11 показано изменение во времени высотного профиля коэффициента ослабления стратосферного аэрозоля (среднего за месяц) для широты извержения Пинатубо 15°N для декабрей 1990-1995 гг. Для анализа выбран только один месяц, например, декабрь для того, чтобы избежать влияния сезонных изменений. Высотный профиль коэффициента ослабления аэрозоля показывает, что после извержения значения коэффициента ослабления вулканического аэрозоля год от года убывают, однако положение максимума практически не меняется, оставаясь на высоте около 22-23 км, на высоте слоя Юнге. Возможно, что в стратосфере на этих высотах термодинамические и радиационные условия таковы, что они способствуют образованию аэрозолей из сернистых газов присутствующих в атмосфере. На следующем рисунке 6.12 показано изменение коэффициента ослабления аэрозоля с высотой и временем уже для широты 50°N. На этой широте значения коэффициента ослабления вулканического аэрозоля также убывают год от года, и положение максимума также практически не меняется, оставаясь на высоте около 16-18 км, то есть на высоте слоя Юнге, соответствующей этой широте, то есть на высоте 7-8 км выше тропопаузы (см рис. 6.6). Так как положение тропопаузы в декабре месяце меняется год от года то и положение максимума стратосферного слоя Юнге также «дышит» вслед за тропопаузой.



Рисунок 6.11. Изменение с высотой коэффициента ослабления стратосферного аэрозоля (среднего за месяц) для широты извержения Пинатубо 15°N для декабрей с 1990 до 1995 гг.

В табл. 6.2 приведены величины коэффициентов ослабления стратосферного аэрозоля в максимуме слоя Юнге для двух значений широт 15° N (высота 22-23 км) и 50° N (высота 16-18 км) для 1990-1995 гг. Таблица показывает, что коэффициент ослабления в максимуме слоя Юнге для экваториальных и средних широт имеет один порядок величины для возмущенной извержением стратосферы, и уменьшение идет параллельно на всех широтах. Однако область слоя Юнге по высоте в стратосфере экваториальных широт значительно больше, чем в стратосфере средних, как показано на рис 6.11 и 6.12, и это приводит к более высоким значениям оптической толщины в экваториальных широтах, как показано на рис 6.10.



Рисунок 6.12. Изменение с высотой коэффициента ослабления стратосферного аэрозоля (среднего за месяц) для широты 50°N для декабрей 1990-1995 гг.

Таблица 6.2. Величины коэффициентов ослабления стратосферного аэрозоля σ(λ) в максимуме слоя Юнге для широт 15°N и 50°N для декабрей 1990-1995гг.

Коэффициент ослабления σ(λ) [км ⁻¹] для λ =525нм	1990	1991	1992	1993	1994	1995
широта 15°N высота ~ 22-23 км	0.6.10-3	22.6·10 ⁻³	9.1·10 ⁻³	2.8·10 ⁻³	1.2.10-3	0.6.10-3
широты 50°N высота ~16-18 км	0.5.10-3	14.6.10-3	10.1.10-3	4.7.10-3	1.6.10-3	0.9.10-3

6.4. Расчет числа аэрозольных частиц в единице объема и суммарной массы аэрозольного вещества в слое стратосферы 16-26 км до и после извержения вулкана Пинатубо

Используя данные об оптической толщине слоя стратосферы, куда были заброшены продукты извержения вулкана, можно определить общую массу аэрозоля, если сделать предположение о размерах, природе и, соответственно, показателе преломления частиц, оказавшихся в стратосфере. Число частиц рассеивающего аэрозоля в единице объема **n** можно вычислить из соотношения:

$$\delta_{\lambda}(\Delta h) = \sum_{j=16}^{j=26} \Delta h \cdot \sigma_{\lambda,a}^{m} \cdot n , \qquad (6.7)$$

предположив, что это могут быть частицы воды или сернистых соединений. Размеры частиц могут быть от 0.1 до 1мкм. Для таких частиц предварительно требуется рассчитать коэффициенты ослабления отдельной частицы. Мы сделали расчет коэффициента ослабления также и для частиц сажи, для того чтобы подчеркнуть, как сильно могут отличаться между собой коэффициенты ослабления частиц разной природы, но одного размера. Для середины видимого участка спектра λ =525 нм все упомянутые частицы можно считать практически не поглощающими видимое излучение, поэтому понятия коэффициентов ослабления и рассеяния для таких частиц совпадают.

Вычисление коэффициента рассеяния частиц воды, сажи и сульфата аммония.

Известно, что задача о рассеянии электромагнитной волны на сферической частице, коэффициент преломления которой отличен от коэффициента преломления среды, сводится к решению уравнений Максвелла для электрических и магнитных полей (Шифрин, 1951). Согласно этому решению, дифрагированное на сфере поле может быть представлено в виде сумм отдельных парциальных волн, интенсивность которых существенно зависит от относительного размера частицы $\rho = \frac{2\pi \cdot a}{\lambda}$ и ее относительного комплексного показателя преломления $k_a = \frac{2\pi \cdot m_a}{\lambda}$. Зная выражения для полей падающей и дифрагированных волн, можно получить формулы для коэффициентов рассеяния и поглощения. В соответствии с теорией Ми, для коэффициента рассеяния имеем выражение:

$$\kappa_{p} = \frac{2\pi}{k_{a}^{2}} \sum_{l}^{\infty} \frac{l^{2}(l+1)^{2}}{2l+1} \left(|C_{l}|^{2} + |B_{l}|^{2} \right)$$
(6.8)

Величины $C_l u B_l$ выражены через Бесселевы функции с полуцелым индексом, зависящим от параметра ρ . В работе К.С. Шифрина (Шифрин, 1951) для вычисления коэффициента рассеяния вместо формулы (6.8) была предложена приближенная формула (6.9):

$$k_{p} = \pi a^{2} K\left(\rho, m\right) \tag{6.9}$$

Здесь πa^2 – поперечник взаимодействия определяемый размером частицы. Безразмерная функция $K(\rho,m)$ для некоторых наиболее употребительных значений *m* и ρ представлена на рис 6.13. На этом рисунке показаны функции $K(\rho)$ для сажи с коэффициентом преломления, принятым равным 2, для сульфата аммония 1.55 и для воды 1.33. Данные взяты из работ (Шифрин, 1951; Ивлев, Андреев, 1986).

Функция $K(\rho,m)$ имеет колебательный характер, колебания с увеличением ρ постепенно затухают, и предельное значений для больших частиц оказывается равным $2\pi a^2$ в соответствии с законами геометрической оптики. С ростом *m* (в рассматриваемом интервале значений *m*) положение первого крупного максимума смещается в область меньших ρ , а величина его растет.

Чаянова Э.А.

Для очень мелких частиц значения функции $K(\rho,m)$ быстро уменьшаются, и в предельном случае для молекул, когда размера частиц становится много меньше длины волны света ($a << \lambda$), коэффициент рассеяния может быть вычислен по формуле Релея для молекулярного рассеяния. На рис 6.14 показаны значения функции $K(\rho,m)$ в логарифмическом масштабе, на котором хорошо видно резкое уменьшение функции $K(\rho,m)$ при маленьких значениях ρ .



Рисунок 6.13. Безразмерная функция К(ρ,m) для некоторых часто используемых значений *m* и ρ



Рисунок 6.14. Значения функции К(ρ,m) в логарифмическом масштабе для некоторых часто используемых значений m и ρ

Расчет коэффициентов рассеяния был выполнен для четырех размеров частиц и трех значений коэффициентов преломления с использованием данных о функции $K(\rho,m)$. Результат расчетов представлен в табл. 6.3. Величины коэффициентов рассеяния, рассчитанные по приближенным формулам, отличаются от расчетов, выполненным по точным формулам Ми не более чем на 3-5%, как было показано ранее в работе (Шифрин, 1951). На рис. 6.15 представлена зависимость коэффициента рассеяния от размера частиц для трех видов частиц из сажи, воды и сульфата аммония (NH₄)₂SO₄. Можно видеть, что коэффициенты рассеяния для трех видов частиц из сажи, воды и сульфата аммония и размерами 0.1-1 мкм мало отличаются между собой для видимого участка спектра.

Размер частиц а [мкм]	0.1	0.25	0.50	1.0
Поперечник - $\pi a^2 [M^2]$	$3.14 \cdot 10^{-14}$	$1.96 \cdot 10^{-13}$	$7.85 \cdot 10^{-13}$	$3.14 \cdot 10^{-12}$
ρ=2πа/λ для 0.525мкм	1.2	3	6	12
<i>К(р)</i> сажа	2	3	2	1.7
К(р) вода	0.1	1.75	3.9	1.7
К(р) Сульфат_аммония	0.3	2.8	3.8	2.75
Коэффициент рассеяния $\sigma = \pi d$	г^{2.}К(р) [м ²]			
Сажа, σ	6.28·10 ⁻¹⁴	5.88·10 ⁻¹³	1.57.10-12	5.34.10-12
Вода, σ	5.34.10-15	3.43.10-13	3.06.10-12	5.34.10-12
Сульфат аммония, σ	9.42.10-15	5.49.10-13	2.98·10 ⁻¹²	8.64·10 ⁻¹²

Таблица 6.3. Коэффициент рассеяния и функция К(ρ) для частиц сажи, воды и сульфата аммония, размером от 0.1 мкм до 1 мкм



Рисунок 6.15. Зависимость коэффициента рассеяния от размера частиц сажи, воды и сульфата аммония для длины волны 525нм

Число частиц в единице объема *n* можно рассчитать из соотношения (6.7). Если принять, что химический состав частиц соответствует сульфату аммония, а средний радиус частицы равен 0.25 мкм, то, в соответствии с таблицей 6.3, коэффициент рассеяния равен $\sigma_{0.25} = 5,49 \cdot 10^{-13}$ м². Значения оптических толщин стратосферного слоя нам известны из измерений спектрометром SAGE-II. До извержения вулкана Пинатубо оптическую толщину слоя стратосферы от 16 км до 26 км (*h*=10 км) для всех широт можно принять в среднем равной δ =0.01. После извержения оптическая толщина этого слоя увеличилась в среднем для всех широт в 10 раз, и ее можно принять равной δ =0.1, в соответствии с измерениями, представленными на рис. 6.10. Расчет показал, что число частиц в единице объема *n* стратосферного слоя для сульфата аммония соответствует величине *n*= 0.182см⁻³ до извержения и *n* = 1.82 см⁻³ после извержения.

Для расчета общей массы стратосферного аэрозольного вещества, потребуется использовать следующие величины:

Объём слоя 16-26 км высотой 10 км V = $5.11 \cdot 10^9$ км³ Объём частицы радиуса 0.25 мкм v = $6.54 \cdot 10^{-20}$ м³ Плотность частиц сульфата аммония p = $1.67 \cdot 10^3$ кг/м³

Масса частицы сульфата аммония m = 1.09·10⁻¹⁶ кг.

Общее число частиц в слое 16-26 км вычисляется как произведение $N=n^*V$, а общая масса вещества, выброшенная вулканом в стратосферу как $M=m^*N$. Результаты вычислений представлены в табл. 6.4.

Таблица 6.4. Концентрация, общее число аэрозольных частиц и суммарная масса аэрозольного вещества в слое стратосферы 16-26 км

	До извержения Пинатубо	После извержения
Число частиц в единице объема	1.82·10 ⁶ м ⁻³	1.82·10 ⁷ м ⁻³
Общее число частиц в слое 16-26км	9.30·10 ²⁴	9.30·10 ²⁵
Суммарная масса вещества аэрозоля	1.01·10 ⁹ кг	1.01·10 ¹⁰ кг

Итак, если считать, что частицы аэрозоля на высоте слоя Юнге состоят из обводненных соединений серы, близких к сульфату аммония, то суммарная масса вещества «фонового» аэрозоля в стратосфере составляет величину ~1Мт. Эта оценка совпадает с оценкой данной американскими исследователями в работе (NAS, 1992) и она является максимальной из всех многочисленных оценок приводимых ранее. После извержения вулкана Пинатубо, как было показано выше, стратосферный аэрозоль в течение полугода распространялся по всему земному шару, постепенно увеличивая оптическую толщину стратосферы на всех широтах. На широте извержения 15°N максимальная величина оптической толщины равная 0.14 была достигнута через 5 месяцев после извержения (к ноябрю 1991 г.), а в высоких широтах для 70°N максимальная величина оптической толщины равная 0.08 только через год, к середине 1992 г. Приняв величину среднюю для всех широт рав-

ную 0.1, которая поддерживалась в стратосфере более 1 года, мы оценили массу аэрозольного вещества в слое 16-26 км в ~10 Мт. С какой-то степенью приближения, эту величину можно принять за массу вещества, выброшенного вулканом в стратосферу. Общую же массу выброшенного вещества можно приблизительно оценить, зная, что высота вулкана после извержения уменьшилась на 300 м, а жерло вулкана, в котором образовалось озеро, имеет радиус около 1 км. При плотности скальных пород, равной 5·10³ кг/м³ общая масса выброшенного вещества могла составить 4.7·10³ Мт, не считая газов. Таким образом, в стратосферу попала только 0.002 часть вещества и, скорее всего, в виде газов. П. Крутцен (Crutzen, 2006) оценивает выброс массы вулканом Пинатубо также величиной в 1·10¹⁰ кг, в пересчете на серу. В этой же работе П. Крутцен указывает, что через 0.5 года в стратосфере содержание серы уменьшилось в 3 раза. Однако спутниковые наблюдения показывают (см. рис. 6.10), что содержание сернистых частиц в стратосфере после извержения продолжает расти, и через 0.5 года только еще достигает своего максимума. Затем количество аэрозоля в стратосфере начинает уменьшаться, одновременно перемещаясь во все более высокие широты. Постепенно атмосфера очистилась и возвратилась к исходному состоянию только через 4 года, к 1995 году.

6.5. Оценка влияния вулканического стратосферного аэрозоля на глобальную и зональные температуры приземного слоя атмосферы

К проблеме оценки влияния стратосферного аэрозоля на климат существует несколько подходов. Один подход – это поиск корреляционных связей между появлением стратосферных аэрозольных слоев, скажем в результате извержения вулканов, и изменением приземной температуры, основного параметра климата. Другой подход – это построение радиационных моделей, в которых расчетным путем определяется влияние на температуру приземного слоя воздуха гипотетически введенных в стратосферу аэрозольных слоев. И те и другие исследователи сталкиваются с проблемой косвенного влияния аэрозольных частиц на другие климатообразующие составляющие атмосферы и с проблемой учета возникающих обратных связей. Влияние аэрозоля на облачность и на озон, взаимодействие с азотными, водородными, хлорными и другими малыми составляющими с трудом поддаются учету как в рамках поиска корреляционных связей, так в модельных расчетах.

В настоящей работе мы сделали попытку оценить влияние извержения вулканов на приземную глобальную и зональные температуры атмосферы. Сразу же следует отметить, что температура приповерхностного слоя Земли зависит от такого большого количества факторов, что непосредственно измерить ту часть ее, которая обусловлена влиянием вулканического аэрозоля, не представляется возможным. Можно только провести более или менее правдоподобные оценки. Но прежде чем перейти к реальным оценкам рассмотрим результаты модельных расчетов Хенсена и др. (Hansen et al., 1997), в которых авторы пытались оценить влияние искусственного аэрозольного слоя на температуру приземного воздуха с учетом некоторых косвенных обратных связей. В этой работе рассчитывалась чувствительность приземной глобальной температуры к радиационному возмущающему воздействию, представленному как изменение потока радиации на уровне тропопаузы, без учета и с учетом изменения температуры стратосферы и облачности при изменении потока радиации. Возмущающее воздействие авторы задавали в форме:

удвоения содержания СО₂,

изменения солнечной постоянной на 2%,

изменения профиля озона и хлорфторуглеродных соединений,

появление слоев стратосферного аэрозоля.

Заметим сразу же, что условное увеличение солнечной постоянной на 2% приводит к увеличению потока на уровне тропопаузы на ~ 4.4 Bт/м², что приблизительно эквивалентно удвоению CO2. Эти изменения в используемой модели обуславливают увеличение глобальной приземной температуры воздуха на 1.2°-1.3°С. Рассмотрим подробнее оценку влияния стратосферного аэрозольного слоя. Сульфатный аэрозольный слой задавался в виде равномерно распределенного по всему земному шару слоя, оптическая толщина которого равна 0.1 для λ=550 нм. Эта величина в точности соответствует эффекту появления стратосферного сульфатного аэрозоля в результате извержения вулкана Пинатубо (см. рис. 6.4). В расчетах предполагалось, что слой состоял из сернокислых частиц радиусом 0.5 мкм. Задаваемая в модели величина альбедо однократного рассеяния ω характеризовала уровень присутствия в аэрозольном слое не только эффектов рассеяния, но и поглощения. Чем меньше ω , тем значительнее эффекты поглощения. Данные, приведенные в табл. 6.5, отражают результаты моделирования влияния стратосферного сульфатного аэрозоля на глобальную температуру приземного слоя воздуха. Значения ω содержатся с первой колонке табл. 6.5. В следующих двух колонках таблицы приведены величины изменения радиационного баланса на уровне тропопаузы (Вт/м²) при появлении слоя стратосферного аэрозоля. Вторая колонка ΔF_1 – результат расчета изменения потока радиации без учета обратных связей, а именно, без учета эффектов перестройки стратосферы и изменения температуры стратосферных слоев вокруг слоя аэрозоля; третья колонка ΔF_2 – с учетом этих эффектов. Следующие три колонки соответствуют изменению глобальной температуры приземного слоя воздуха при появлении слоя стратосферного аэрозоля:

– четвертая колонка ДТ_о результат расчета без учета обратных связей;

– пятая колонка ΔT_l с учетом обратных связей при фиксированной облачности;

– шестая колонка
 $\varDelta T_2$ с учетом обратных связей и учетом изменения облачности.

Рассматривая результаты расчета изменения потоков радиации на уровне тропопаузы при появлении слоя аэрозоля видим, что ослабление потока радиации тем сильнее, чем значительнее поглощение в слое аэрозоля, что понятно и без расчетов, но учет обратных связей меняет картину на противоположную. Очевидно, поглощающий аэрозоль не только ослабляет солнечную радиацию из-за эффектов рассеяния, но и поглощает ее с последующим переизлучением, изменяя тем самым температуру стратосферы.

Альбедо однократного рассеяния	$\frac{\Delta F_1 (Bm/m^2)}{M^2}$	$\frac{\Delta F_2 (Bm/m^2)}{m^2}$	Δ <i>T_o</i> (^o C)	$\Delta T_{I}(^{o}C)$	$\Delta T_2(^{o}C)$
ω=1	-2.84	-2.68	-0.80	-1.76	-2.63
ω=0.95	-3.33	-2.06	-0.61	-0.95	-2.40
ω=0.90	-3.81	-1.44	-0.43	-0.31	-1.75
ω=0.85	-4.30	-0.83	-0.25	+0.40	-1.26
ω=0.80	-4.78	-0.25	-0.07	+1.05	-0.76

Таблица 6.5. Оценка влияния сульфатного стратосферного аэрозоля на радиационные потоки на уровне тропопаузы и на температуру приземного слоя воздуха

Здесь: ΔF_{l} – изменение радиационного баланса на уровне тропопаузы (Вт/м²),

- *∆F*₂− тоже изменение (Вт/м²), но с учетом эффекта перестройки стратосферы и изменения температуры стратосферы вокруг слоя аэрозоля,
- ⊿*T*₀ изменение глобальной температуры приземного слоя воздуха без учета обратных связей,

∠*T*₁ − изменение глобальной температуры приземного слоя воздуха с учетом обратных связей при фиксированной облачности,

 $\varDelta T_2-$ то же, но с учетом изменения облачности.

Поглощающий аэрозоль ослабляет также поток уходящей радиации, и в результате изменения потока на уровне тропопаузы становятся незначительными (см. значения потоков в колонке 3). Заметим, что когда альбедо однократного рассеяния равно 1, т.е. нет поглощения, влияние косвенных взаимодействий мало ($\Delta F_1 \approx \Delta F_2$). Рассмотрим теперь изменение приземной температуры при появлении аэрозольного слоя. Если аэрозоль не поглощающий $\omega=1$, мы наблюдаем уменьшение приземной температуры на величину $\Delta T_{\alpha} = -$ 0.8°С. Учет косвенных взаимодействий только усиливает эффект охлаждения $\Delta T_2 = -2.67^{\circ}C$. Если же аэрозоль поглощающий, то увеличение поглощения приводит к уменьшению эффекта охлаждения. Изменение альбедо однократного рассеяния с 1 до 0.8 ведет к десятикратному уменьшению эффекта охлаждения ($\Delta T_{o} = -0.8^{\circ}$ С при $\omega = 1$; $\Delta T_{o} = -0.07^{\circ}$ С при $\omega = 0.8$), если не учтены обратные связи. Учет изменяющейся температуры атмосферы и облачности показывает, что появление поглощающего аэрозольного слоя может привести даже к нагреву приземного слоя воздуха. Не вызывает сомнений, что учет только рассеивающих эффектов в стратосферных аэрозольных слоях может привести к преувеличению роли аэрозоля как «охлаждающего» агента.

Итак, модельные расчеты показали, что влияние сульфатного аэрозольного слоя равномерно распределенного по всему земному шару, оптическая толщина которого равна 0.1 для λ =550 нм на глобальную температуры приземного слоя атмосферы без учета обратных связей лежит в пределах 1° (от - 0.8° до -0.07°, см. 4-ю колонку табл. 6.5), а с учетом обратных связей (изменя-

ющаяся температура стратосферы) – в пределах 2° и может даже менять знак (от -1.76° до + 1.05°, см. 5-ю колонку табл. 6.5).

Перейдем теперь к анализу реальных глобальных и зональных температур и сделаем попытку оценить их изменения из-за появления стратосферного аэрозоля вулканического происхождения. В работе использовались данные о среднемесячных температурах приземного слоя атмосферы Земли на глобальной сетке с шагом 5° по широте и долготе, за период 50 лет с 1957 по 2007 г. из Международного банка данных ERA-40.

На рис 6.16 показана глобальная температура поверхности Земли, средняя за месяц, как функция времени (красная линия) и средняя за год (синяя линия) и средняя за 50 лет (черная линия) = (288.72). Для удобства анализа вычислены отклонения средней глобальной годовой температуры от средней глобальной за 50 лет. Эти отклонения представлены на рис. 6.17



Рисунок 6.16. Глобальная температура поверхности Земли как функция времени, средняя за месяц (розовая кривая), и средняя за год (синяя кривая) и средняя за 50 лет (прямая, $T_0=288.72 \ K^0$)



Рисунок 6.17. Отклонение средней за год глобальной температуры от средней за 50 лет, равной 288.72 Ко

Рис. 6.17 показывает, что масштаб отклонений среднегодовых глобальных температур за 50 лет находится в пределах $\pm 0.5^{\circ}$. Самые низкие среднегодовые глобальные температуры были в конце 60-х, начале 70-х годов, затем среднегодовая температура начала подниматься. За эти 50 лет было 4 заметных извержения вулканов, когда исследователи фиксировали появление стратосферных аэрозольных слоев. Даты их извержений отмечены красными линиями на шкале времени. Как мы видели на примере Пинатубо, влияние стратосферного аэрозоля вулканического происхождения становится наиболее заметным через год или полгода после извержения и, если внимательно посмотреть на кривую, то действительно видно, что минимумы температур оказываются через полгода или год после извержения. И эти минимумы можно было бы отнести на счет уменьшения потока солнечной радиации при появлении вулканического аэрозоля. Но как оценить конкретную величину уменьшения температуры именно за счет аэрозоля, а не по какой-то другой причине? Если кривую отклонений температур, как функцию времени, аппроксимировать полиномом 6 степени, то ее можно интерпретировать, как тенденцию изменения температуры, обусловленную всеми причинами сразу. Эта кривая, показывающая плавную тенденцию изменения глобальной среднегодовой температуры Земли, указывает на потепление, которое к 2007 г. составило 0.3° (0.3° – величина отклонения от средней за 50 лет). На наш взгляд, уменьшение среднегодовой температуры, произошедшее после извержения вулкана, следует отсчитывать именно от апроксимационной кривой, которая учитывает тенденцию изменения температур, обусловленную многими причинами, а не от средней глобальной за 50 лет. Например, если уменьшение температуры после извержения Фуэго в 1973 г. отсчитывать от средней температуры за 50 лет, то мы получим величину отклонения -0.4°, но как видно из кривой, тенденция к уменьшению температуры наблюдалось уже за 7 лет до извержения, и апроксимационная кривая учитывает это обстоятельство. Тогда оценочная доля уменьшения температуры из-за появления вулканического аэрозоля падает вдвое и составляет только -0.23°. Проведя оценку таким способом, мы получили значения отклонений глобальных температур, обусловленных вулканами. Они представлены в табл. 6.6.

Оценка отклонения температуры от апроксимационной кривой в К ^о	Агунг 8 ⁰ S,120 ⁰ E 1963	Фуэго 14°N, 0°W 10/1973	Эль-Чичон 17°N,93°W 03/1982	Пинатубо 15°N,120°E 06/1991
Для глобальной температуры приземного слоя	-0.13	-0.23	-0.10	-0.15

Таблица 6.6. Уменьшение среднегодовой глобальной температуры на следующий год после извержения вулкана

Эти оценки лежат в пределах, полученных Хенсоном в модельных теоретических расчетах, учитывающих появление стратосферных аэрозолей. По Хенсону при появлении аэрозольных слоев с оптической толщиной 0.1 возможные понижения глобальных температур лежат в интервале от -0.8° до -0.07° (Hansen et al., 1997).

Перейдем теперь к рассмотрению влияния стратосферных аэрозолей на зональные температуры. Рассмотрим вначале экваториальные широты, в которых в основном и происходили значительные извержения.



Рисунок 6.18. Отклонение ежегодной зональной температуры от зональной, средней за 50 лет, для экваториальных широт 0°, 10°,15°N и 5°,15° S Апроксимационная кривая представлена для 15 °N. Красная кривая со значком – ◊

соответствует отклонениям для глобальной температуры

Для экваториальных широт кривые отклонений зональных температур для указанных широт от средних за 50 лет практически повторяют кривую, соответствующую глобальным температурам и масштаб отклонений такой же как у глобальной температуры $\pm 0.5^{\circ}$. Это понятно, так как в расчетах глобальных температур основную нагрузку несут экваториальные и средние широты. Как видно из рис. 6.18 средняя аппроксимационная кривая указывает на тенденцию потепления с начала 70-х годов. Это потепление не было нарушено даже появлением стратосферных аэрозолей после извержения вулканов Эль-Чичон (1982) и Пинатубо (1991). Нет заметных понижений температур в экваториальных широтах после извержения этих вулканов. Но за 20 лет с 1958 по 1978 гг., когда величина отклонений среднегодовых температур от средней за 50 лет практически не менялась, можно заметить небольшое понижение температур после извержения вулканов Акунг (1963) и Фуэго (1973) на -0.1° и -0.25°, соответственно.

Для *средних* широт кривые отклонений зональных температур от средних различны для Северного и Южного полушарий. Для Северного полушария можно отметить потепление, которое также началось с начала 70-х годов и соответствует средне глобальному потеплению равному $+0.3^{\circ}$, как это показано на рис. 6.19*a*). Масштаб отклонений среднегодовых температур составляет величину $\pm 0.8^{\circ}$, немного превосходя отклонения глобальных температур.
Реакция же на появление слоев стратосферного аэрозоля после извержения вулканов однозначная – после каждого извержения среднегодовая температура понижалась на -0.2° (Акунг), -0.2° (Фуэго), -0.35° (Эль-Чичон) и -0.50° (Пинатубо).



Рисунок 6.19. Отклонение ежегодной зональной температуры от зональной, средней за 50 лет, для широт 35°, 40°, 45°,50° Северного – а) и Южного – б) полушарий Красная кривая со значком – ◊ соответствует отклонениям для глобальной температуры

Оценки сделаны для широты 50°N. Средние широты Южного полушария, как видно на рис. 6.19 б) вообще не показывают потепления, характерного для глобальной температуры. Наоборот, с середины 70-х годов есть заметная тенденция к похолоданию, которое к 2007 году составило величину -0.3°. Масштаб отклонений среднегодовых температур от средней за 50 лет невелик, меньше чем у глобальной температуры, и составляет величину порядка ±0.4°, в два раза меньше, чем для тех же широт Северного полушария. Практически нет температурного отклика на извержение вулканов Акунг, Эль-Чичон и Чаянова Э.А.

Фуэго. Но появление стратосферных аэрозольных слоев от извержения Пинатубо привели к длительному понижению температур средних широт Южного полушария. Наблюдения спектрометром SAGE-II свидетельствуют о том, что аэрозольные слои в средних широтах Южного полушария присутствовали более 3 лет и, как показали оценки для широты 45°S, за эти годы зональная температура понизилась на - 0.3°.

Перейдем теперь к рассмотрению зональных температур высоких широт $(70^{\circ} - 85^{\circ})$ обоих полушарий. На рис. 6.20 а) и 6.20 б) представлены отклонения средних за год зональных температур от средней зональной за 50 лет для ряда высоких широт обоих полушарий. Здесь также даны аппроксимационные кривые этих отклонений, демонстрирующие климатическую тенденцию температурных изменений. Диапазон среднегодовых изменений температур **высоких широт Северного полушария** (Сев.пол.), лежит в пределах ±2.5°, что в 5 раз превосходит диапазон изменений глобальных температур.





а) Северное полушарие – широты 80° и 85° зональные температуры средние за 50 лет равны 260.7К° и 257.5К°, соответственно; б) Южное полушарие – широты 70° и 85° зональные температуры средние за 50 лет равны 261.8К° и 253.7К°, соответственно

Потепление, которое началось с середины 70-х годов и достигло максимума к настоящему времени, характерно для глобальной температуры и зональных температур средних широт Северного полушария. Для высоких широт потепление началось позднее почти на 20 лет и относится к середине 90-х годов. Максимум потепления высоких широт Северного полушария составляет величину +3°. Эта величина в 10 раз выше потепления для средних широт равной +0.3°. Для сравнения вспомним, что повышение глобальной температуры составило величину +0.5°. Высокие широты Северного полушария оказались наиболее чувствительны к появлению стратосферных аэрозольных слоев вулканического происхождения. После каждого извержения среднегодовая зональная температура понижалась на -0.95° (Акунг), -0.75° (Фуэго), -0.25° (Эль-Чичон) и -0.65° (Пинатубо). Отклонения средних за год зональных температур от средней зональной за 50 лет и аппроксимационная кривая этих отклонений для ряда высоких широт Южного полушария показаны на рис. 6.20 б). Диапазон среднегодовых изменений температур высоких широт Южного полушария находится в пределах $\pm 2^{\circ}$, это чуть меньше, чем для Северного полушария, но в 4 раза превосходит диапазон изменений глобальных температур. Режим потепления здесь другой. Потепление отмечается непрерывно, начиная с 1958 г., а максимум был достигнут к началу 90-х годов. Но после извержения Пинатубо в 1991 г. началось похолодание, которое длилось почти 10 лет, и только с 2000 г. среднегодовые температуры опять пошли вверх. Высокие широты Южного полушария также чувствительны к появлению стратосферных аэрозольных слоев. После каждого извержения среднегодовая зональная температура высоких слоев Южного полушария понижалась на -0.20° (Акунг), -0.80° (Фуэго), -0.30° (Эль-Чичон) и -0.5° (Пинатубо).

Отклонения температуры от аппроксимационной кривой в К ⁰	<i>Агунг</i> 8°S,120°E 1963	<i>Фуэго</i> 14°N, 90°W 10/1973	Эль-Чичон 17°N,93°W 03/1982	Пинатубо 15°N,120°E 06/1991
Для глобальной температуры приземного слоя	-0.13	-0.23	-0.10	-0.15
Для высоких широт Северного полушария (85°N)	-0.95	-0.75	-0.25	-0.65
Для высоких широт Южного полушария (85°S)	-0.20	-0.80	-0.30	-0.5
Для средних широт Северного полушария (50°N)	-0.20	-0.2	-0.35	-0.50
Для средних широт Южного полушария (50°S)	-	-0.10	-	-0.10
Для экваториальных широт (15 [°] N,)	-0.10	-0.23	-	-

Таблица 6.7. Уменьшение среднегодовой температуры в год, следующий за извержением вулкана для глобальной и зональных температур

Такой подход к оценке влияния вулканического аэрозоля на зональные и глобальные температуры приземного воздуха показывает, что понижения температур, обусловленные появлением аэрозольных слоев вулканического происхождения, находятся в пределах 1°С. Оценки ряда других авторов о сильнейшем влиянии извержения вулканов на температуру приземного слоя и через нее на климат следует считать сильным преувеличением.

Список литературы

Зуев В.В. 2004. Лидарный контроль стратосферы. – Новосибирск. Изд. «Наука», 307 с.

Ивлев Л.С., Андреев С.Д. 1986. Оптические свойства атмосферных аэрозолей. – Ленинград. Изд. Л-д Универ-та, 360 с.

Израэль Ю.А., Борзенкова И.И., Северов Д.А. 2007. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. – Метеорология и гидрология, № 1.

Кондратьев К.Я. 1998а. Аэрозоль и климат: Некоторые результаты и перспективы дистанционного зондирования. 1.Многофакторность изменений климата и разнообразие свойств аэрозоля. – Экологическая химия, т. 7(2), изд. TE3A, с. 73-85.

Кондратьев К.Я. 1998б. Аэрозоль и климат: Некоторые результаты и перспективы дистанционного зондирования. 2.Тропоссферный аэрозоль. – Экологическая химия, т. 7(3), изд. ТЕЗА, с.145-163.

Кондратьев К.Я. 2006. Аэрозоль и климат: Современное состояние и перспективы разработок перспективы дистанционного зондирования. 1. Образование, свойства аэрозоля и их трансформация. – Оптика атмосферы и океана, т. 19, № 1, с. 5-22.

Чаянова Э.А.2018. Оценка пропускания солнечного излучения атмосферойпри затменном методе наблюдений спектрометром, установленном на спутнике.-Фундаментальная и прикладная климатология No 4, стр 88-104, Dol: 10.21513/2410-87584-88-104.

Шифрин К.С. 1951. Рассеяние света в мутной среде. – Москва, 288 с.

Abdon W.A., Martonchik J.V., Kahn R.A., West R.A., Diner D.I. 1997. A modified linear-mixing method for calculating atmosphere radiance of aerosol mixtures. – J. Geophys.Res., vol. 102, No. 14, pp.16883-16888.

Crutzen P.J. 2006. Albedo enhancement by stratospheric sulfur injection: A contribution to resolve a policy dilemma? – Climatic Change, vol. 77, pp. 212-219. DOI:10,1007/s10584-006-9101-y.

Hansen J.M., Sato R., Ruedy. 1997. Radiative forcing and climate response. – J. Geophys.Res., vol. 102, No. 6, pp. 6831-6834.

Herman M., Denze J.I., Davaux C., Goloub P., Breon F.M., Tanre D. 1997. Remote sensing of aerosols over land surfaces including polarization measurements and application to POLDER. – J. Geophys.Res., D.,vol. 102, pp.17039-17049.

Krueger A.J. 1983. Sighting of El Chichon sulfur dioxide clouds with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer. – Science, vol. 220, pp. 1377-1378.

Mischenko M.I., Travis L.D. 1997. Satellite retrieval of aerosol properties over the ocean using polarization as well as intensity of reflected sunlight. – J. Geophys. Res., D., vol. 102, No. 14, pp.16989-17013.

Moulina C., Guillard F., Dulne F., Lambert C.E. 1997. Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP-B-2 data. 1. Methodology and preliminary results for 1983-1994 in the Mediterranean. – J. Geophys.Res., D., vol. 102, pp.16947-16958.

NAS, 1992. US National Academy of science. Policy Implications of Greenhouse Warming: Mitigation, Adaptation, and the Science Base. Panel on Policy Implications of Greenhouse Warming. National Academies Press. – Washington, DC, 994 p.

Tantre D., Kaufman Y.J., Herman M., Mattoo S. 1997. Remote sensing of aerosol properties over ocean using MODIS/EOS spectral radiances. – J. Geophys.Res., D., vol. 102, pp.16971-16988.

Torres O., Bhartia P.K, Herman J., Ahmad Z., Gleason J. 1998. Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: 1.Theoretical basis. – J. Geophys.Res., D., vol. 103, pp. 17099-17110.

Глава 7. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОИНЖЕНЕРНЫХ СПОСОБОВ СТАБИЛИЗАЦИИ КЛИМАТА

Индустриальная революция и последующее развитие промышленности явились глобальным геофизическим экспериментом, непроизвольно направленным на изменение климата. Прежде всего, это связывается с возросшим содержанием в атмосфере парниковых газов. Встает вопрос о способности человечества целенаправленно противодействовать наблюдаемым негативным изменениям в природной среде и обеспечить безопасность своего существования. В идеальном варианте человек должен научиться использовать энергетический потенциал планеты, не изменяя свойств геосфер. Теоретически именно на такое развитие цивилизации в отношении климата претендует Киотский протокол к Рамочной конвенции о сохранении климата (Kyoto Protocol, 1998). Однако, реализация его (если и возможна), займет многие десятилетия при огромных финансовых затратах (Израэль, 2006в). Неизбежность климатических изменений породила множество предположений о наступлении эпохи необратимых катастрофических последствий изменения климата. Это заставляет исследовать возможности использования более эффективных, оперативных и дешевых мер стабилизации климата, чем меры Киотского протокола.

Еще до принятия Киотского протокола ученые предлагали технические решения для противодействия изменениям и для управления климатом Земли. В научной литературе появился термин «геоинженерия» (Marchetti, 1977), объединяющий подходы к целевому изменению физико-химических параметров планеты в целом. К настоящему времени сформировалось два основных направления решения проблемы антропогенного изменения климата. Во-первых, целенаправленное изменение радиационного баланса Земли таким образом, чтобы компенсировать усиление парникового эффекта. Во-вторых, удаление из атмосферы избыточного количества CO₂ и предотвращение его дальнейшего накопления. Естественно, все направления (включая меры Киотского протокола) могут реализовываться одновременно.

Решения о применении геоинженерных средств должны решаться на основе международных договоров с учетом того обстоятельства, что различные страны могут быть заинтересованы в различных сценариях изменения климата. Кэмпбел (Campbell, 2005) отмечает, что принятие тех или иных геоинженерных решений должно опираться на детальное рассмотрение трех вопросов:

- 1. Действительно ли данное геоинженерное решение может частично или полностью нейтрализовать эффект парниковых газов?
- 2. Действительно ли предлагаемый подход может быть реализован достижимыми техническими средствами и с приемлемыми затратами?
- 3. Может ли предлагаемый метод наряду с достижением поставленной цели вызвать появление нежелательных побочных эффектов, и приемлемы ли эти негативные эффекты в сравнении с положительным эффектом метода?

Поиск ответов на поставленные вопросы требует более детального понимания всех вовлеченных физико-химических процессов и использования теоретического моделирования геофизических, геохимических, климатических систем. Здесь следует учитывать значительную нелинейность климатических и биогеохимических процессов, что может привести к непредсказуемым результатам.

Одним из ключевых является вопрос о возможном возникновении побочных экологических эффектов при использовании геоинженерных методов. Естественно, что любое вмешательство человека меняет параметры окружающей среды. Здесь решение должно приниматься с учетом баланса возможных выигрышей или потерь.

Ниже будут критически рассмотрены геоинженерные подходы к решению климатической проблемы, отличные от методов Киотского протокола. Здесь невозможно претендовать на полноту охвата всех высказываемых в научной литературе идей – постоянно появляются публикации о новых потенциальных возможностях (Launder, Thompson, 2008; Lenton, Vaughan, 2009).

7.1. Введение в стратосферу газов и частиц, содержащих серу

Особую роль в формировании климата Земли играют тропосферные и стратосферные аэрозоли, наличие которых в атмосфере вызывает эффект, противоположный эффекту парниковых газов. Это обусловлено способностью субмикронных аэрозольных частиц рассеивать и отражать приходящее солнечное излучение, практически не задерживая уходящую длинноволновую радиацию. При меньшей массе особой эффективностью обладает именно стратосферный аэрозоль. Это связано с тем, что ниже тропопаузы частицы быстро выводятся из атмосферы на земную поверхность.

Еще в средние века было замечено, что мощные извержения вулканов вызывают заметное похолодание, которое может продолжаться нескольких лет (подробнее в Главе 4). Далее было выяснено, что основной составляющей аэрозольного вещества в стратосфере является серная кислота и ее соли (Junge, 1963). Постоянное наличие в стратосфере слоя сульфатных аэрозолей обусловлено не только действием вулканов, но и диффузией из тропосферы содержащих серу газов с их последующим окислением до сульфатов (Crutzen, 1976).

Вулканические проявления навели Будыко (1974) на мысль о возможности использовать сульфатные аэрозоли для изменения радиационного баланса Земли. Он предложил идею целенаправленного изменения климата за счет создания в стратосфере аэрозольного слоя, отражающего прямую коротковолновую радиацию и не задерживающего уходящее длинноволновое излучение. Его расчеты показали, что для снижения суммарной радиации на 1% может потребоваться 0.6 Мт серной кислоты. Соответственно, для этого нужно доставить в стратосферу 0.2 Мт серы. По сути, речь идет о создании небольшого виртуального вулкана, действие которого должно быть направлено исключительно на нижнюю стратосферу.

На первом этапе был рассмотрен вариант использования обогащенного серой авиационного топлива (Будыко и др., 1974). Увеличение содержания серы в топливе до 0.3% могло бы в итоге привести к созданию слоя сульфатных частиц общей массой 2.4 Мт. Однако данное предложение наталкивается на два препятствия. Во-первых, обычные полеты самолетов проходят на высотах 10-12 км. Для значительной доли земного шара эти высоты лежат ниже или на уровне тропопаузы. Это означает, что время жизни аэрозольных частиц может оказаться незначительным для создания продолжительного эффекта. Во-вторых, повышение сернистости топлива снижает его теплотворную способность и сокращает срок службы двигателей. Далее Будыко и др. (1974) предложили сжигать серу непосредственно в самолете при полетах в стратосфере.

В дальнейшем идеи Будыко были развиты и детализированы (Израэль, 2005, 2006б; Израэль и др., 2007). В этих работах акцент делался на перспективность разработки метода целенаправленного увеличения оптической толщи стратосферного аэрозоля в достаточно сжатые сроки, пока глобальное потепление климата не достигло критического уровня, который оценивается превышением средней многолетней температуры на 2°C (Izrael, Semenov, 2006; IPCC, 2007).

Реализация схемы должна включать в себя создание дополнительного к природному сульфатному стратосферному слою искусственного аэрозольного слоя массой порядка нескольких мегатонн. Поскольку аэрозольные частицы постепенно выводятся из стратосферы, потребуется непрерывная подпитка этого слоя с интенсивностью, зависящей от времени жизни аэрозольных частиц. Для получения глобального климатического эффекта желательно создание такого дополнительного слоя над всем земным шаром, но возможно ограничиться лишь Северным полушарием или даже только арктической зоной. Ограничение применения метода лишь высокими широтами имеет то преимущество, что высота тропопаузы здесь существенно ниже, чем в тропической зоне. Это позволит вводить необходимое вещество на высоте 10-12 км с использованием современных авиационных средств. Наибольший эффект могут дать аэрозольные частицы диаметром около 0.5 мкм (Израэль и др., 2007).

Предполагается, что изменение потока солнечной радиации на 1% изменяет среднюю глобальную температуру приблизительно на 1.5°С (Будыко, 1974). При долговременном воздействии, приводящем к увеличению площади оледенения полярных зон и увеличению альбедо Земли, температурный эффект может быть еще выше (Gribbin, 1977). Уточненные расчеты показали, что для предотвращения возможного катастрофического потепления климата следует уменьшить радиационный поток на величину 7.5-8 Вт/м² (Израэль и др., 2007). Это составит около 2% от величины потока солнечного излучения, падающего на Землю в настоящее время (Израэль, 2005). По оценкам Лейна и др. (Lane et al., 2007) постоянное ежегодное введение в стратосферу 2 Мт диоксида серы в районе экватора на высоте 25 км должно привести к ослаблению потока солнечного излучения на 1.5 Вт/м².

Наиболее реально создание дополнительного аэрозольного слоя путем

доставки в нижнюю стратосферу серосодержащих газов с помощью самолетов. В качестве предшественников стратосферного аэрозоля возможно использование сероводорода, дисульфана, диоксида серы, карбонилсульфида и сероуглерода. В стратосфере сера этих соединений окисляется до VIвалентного состояния с образованием субмикронных сульфатных частиц. Важно отметить, что на одну тонну вводимого газа-предшественника в стратосфере может образоваться до 4 и более тонн аэрозольного вещества. Время жизни таких частиц в нижней стратосфере достаточно велико (1-2 года) для создания долговременного эффекта отражения части солнечного излучения. Это было надежно установлено исследованиями поведения в нижней стратосфере продуктов ядерных взрывов (Кароль, 1973; Израэль, 1996).

Доставка в стратосферу порядка мегатонны вещества представляется на современном уровне развития авиации вполне разрешимой задачей. Затраты на ежегодную доставку в стратосферу порядка 1 Мт необходимого газа с учетом стоимости создания специально оснащенных самолетов и их непрерывной работы, стоимости самих газов-предшественников, аэродромного обслуживания и т.д. не превысят 1 млрд. долларов США в год. Это весьма малая величина в сравнении со стоимостью мер сокращения выбросов парниковых газов, предусмотренных Киотским протоколом (IPCC, 2001).

По мнению Израэля (2005) предложенный способ может быть реализован в течение 3-4 лет. Важным обстоятельством является то, что метод может быть разработан, испытан, но не применяться широко до наступления критической ситуации, вызванной потеплением климата. Его применение может идти параллельно с другими методами, о которых речь пойдет ниже. При прекращении воздействия климатическая система Земли вернется к исходному состоянию за 2-3 года.

В 2006 году была опубликована статья Крутцена, в которой автор рассмотрел идеи, выдвинутые ранее Будыко и Израэлем, относительно возможности внесения в стратосферу сульфатов (Crutzen, 2006). По его оценкам дополнительная мегатонна серы в виде сульфатного аэрозоля приведет на глобальном уровне к увеличению оптической толщи атмосферы на 0.007 в видимой области (1 Мт сульфатов в стратосфере эквивалентна снижению потока излучения на 0.75 Вт/м²). Крутцен считает, что для полной компенсации парникового эффекта от удвоения содержания CO₂ в воздухе потребуется поддержание в стратосфере массы серы в виде сульфатов на уровне 5.3 Мт.

Позднее Вигли (Wigley, 2006) выполнил ряд модельных расчетов изменения приземной температуры в предположении повторения извержения вулкана Пинатубо (1991 г.) с различной частотой: каждый год, каждые 2 года, каждые 4 года. Расчеты показали, что при внесении в стратосферу количества серы, аналогичному извергнутому этим вулканом, каждые 2 года, эффект сульфатных аэрозолей компенсирует эффект удвоения концентрации CO₂. В длительной перспективе постоянное внесение такой массы сульфатов даст радиационный эффект порядка 3 Вт/м², а температурный эффект – около 2.5°C.

Исследователи отмечают возможность применения метода сульфатных аэрозолей в стратосфере локально для Арктики, природа которой наиболее

чувствительна в отношении потепления климата (Lane et al., 2007). Это предполагает получить наибольший эффект при наименьших затратах. Для охлаждения Арктики потребуется намного меньше вещества, чем для планеты в целом. Воздействие может продолжаться лишь в летний (солнечный) период. Для этого введение вещества в нижнюю стратосферу должно осуществляться весной, а максимальный эффект достигаться летом.

Предложение об использовании сульфатных аэрозолей может вызвать опасения относительно возможности дополнительного закисления осадков и усиления процессов разрушения озона. В работе Израэля (2005) было показано, что дополнительное количество выпадающей серы на земную поверхность в предельном случае может составлять малые доли процента от существующих уровней. Даже в том случае, если дополнительная масса аэрозолей будет составлять 5 Мт в виде чистой серной кислоты, значение pH осадков снизится не более чем на 0.001, что в принципе не может сказаться на закислении окружающей среды.

Строгих доказательств влияния вулканических сульфатных частиц на стратосферный озон нет, но некоторые ученые полагают, что вулканические выбросы на уровне десятков мегатонн ведут к снижению глобального количества озона на 2-4% (Борзенкова и др., 1987; WMO, 2007). При применении описываемого метода масса искусственного аэрозоля должна быть существенно ниже. Если принять зависимость степени разрушения озона от количества аэрозоля линейной, создание дополнительного аэрозольного слоя может привести к снижению количества озона лишь на доли процента. Подобные изменения существенно ниже естественных вариаций содержания озона и лежат за пределами возможностей детектирования современными средствами. Кроме того, следует иметь в виду, что искусственный аэрозольный слой должен лежать существенно ниже слоя максимального содержания озона в стратосфере.

7.2. Ведение в стратосферу отражающих и поглощающих веществ

Выше рассматривались вопросы образования аэрозольных частиц в стратосфере из содержащих серу газов-предшественников. Однако, возможно внесение в стратосферу непосредственно твердых аэрозольных частиц. Такого рода способы воздействия на радиационный баланс Земли оценивались многими экспертами.

Взаимодействие солнечного излучения с аэрозолем во многом определяется веществом частиц, их размером и геометрической формой. Например, если частицы состоят из электропроводного материала и представляют собой иглы радиусом 0.1 мкм и длиной 0.5 мкм, сечение взаимодействия излучения в оптической области будет на два порядка выше, чем для сферической частицы из диэлектрика (NAS, 1992).

Возможно введение в нижнюю стратосферу аэрозольных частиц за счет полетов авиации (Penner et al., 1984). Суть идеи состоит в том, что после набора высоты двигатели самолета переходят в режим неполного сжигания топлива. В струе реактивных газов избыток топлива выбрасывается в виде частиц сажи. Пеннер и др. не учитывали удаление сажевых частиц из атмосферы. Это привело их к выводу, что за 10 лет полетов авиации в режиме неполного сгорания топлива можно полностью компенсировать климатический эффект удвоения концентрации диоксида углерода. Поскольку современная авиация летает в основном на высотах 9-11 км, время жизни таких частиц на этом уровне составит около 120 дней (NAS, 1992). Количество используемого авиацией топлива оценивается на 2000 год величиной 170 Мт в год (Faber et al., 2007). Содержание углерода в топливе составляет около 85%. Отсюда, при неполном сгорании на уровне 1% эмиссия сажевых частиц авиацией в слое 9-11 км составит около 1.45 Мт/год. При времени жизни частиц на границе нижней стратосферы порядка 120 дней равновесная масса сажевого аэрозоля будет не более 0.5 Мт. Такого количества не достаточно для получения значимого климатического эффекта.

Возможно также использование самолетов в обычных коммерческих полетах для целенаправленного введения отражающих солнечный свет аэрозольных частиц (NAS, 1992). Частицы могут представлять собой оксиды алюминия или бария. Как и в предыдущем случае, время жизни таких частиц будет относительно малым. Это означает, что для получения ощутимого климатического эффекта в глобальном масштабе может потребоваться распыление порядка 10 Мт вещества каждые 3 месяца, что представляется мало реальным. Использование регулярных полетов пассажирской и грузовой авиации наталкивается на серьезную проблему геофизического свойства. Подавляющее большинство полетов осуществляется в северном полушарии в широтной зоне от 30 до 60 градуса и в высотном диапазоне от 9 до 11 км. Это означает, что существенно более половины всех полетов осуществляется либо в верхней тропосфере, либо в зоне тропопаузы, где время жизни аэрозольных частиц составляет величину порядка месяца (Кароль, 1973).

Модельные исследования возможности отражения части солнечного излучения были выполнены Теллером (Teller, 1997). Было рассмотрено три варианта состава аэрозольного вещества. В первом случае это любой диэлектрик. По его расчетам распыление в стратосфере 10 Мт диэлектрических аэрозольных частиц диаметром около 0.1 мкм (в виде оксида алюминия) могло бы увеличить альбедо Земли на 1%. В этом случае, однако, возможно возникновение проблем с ростом заболеваемости людей болезнью Альцгеймера (Hall, 2006). Второй вариант основан на использовании металлов, что теоретически может дать выигрыш по массе в 10-100 раз. Геометрия металлических отражателей может иметь в основе металлические диполи с размерами, сравнимыми с длиной волны спектра рассеиваемого света. Третий вариант – резонансные поглотители солнечного света. В этом случае подходящие металлы наносятся тончайшим слоем на несущую поверхность. Затем подложки вводятся в стратосферу и действуют как поглотители за счет фотоэффекта. По расчетам Теллера и др. (1997) масса фотоэлектрических поглотителей может составить всего 0.14 Мт, что удешевляет стоимость доставки. Однако, с учетом стоимости самого материала затраты могут быть сравнимы с вариантом использования диэлектрических аэрозолей.

Группой Теллера была также рассмотрена идея запуска в стратосферу большого числа отражающих мелких шариков (диаметром около 4 мм) с толщиной стенки около 40 нм, наполненных водородом. Шарики должны достичь уровня плавучести на высоте около 25 км. Общая масса шариков для увеличения альбедо на 1% составит 1 Мт. Основным преимуществом метода может быть отсутствие необходимости использования технических средств доставки. Однако следует отметить, что в соответствии со схемой циркуляции Брюера-Добсона воздушные массы в стратосфере должны перенести эти объекты из экваториальных и умеренных широт в полярные. Если их подъемная сила сохранится на достаточном уровне, они не смогут опуститься в тропосферу и, по логике вещей, должны будут накапливаться в полярной стратосфере над обоими полюсами, что может привести к непредсказуемым последствиям.

7.3. Космические отражатели

В 20-х годах XX столетия Циолковский и Цандер отмечали возможность экранирования поверхности Земли от прямого солнечного излучения путем введения в околоземное пространство отражающих объектов. С точки зрения реализации методов воздействия на радиационный баланс Земли возможно размещение отражателей либо стационарно в дальнем космосе, либо на околоземной орбите. Городский и Черенков независимо предложили в середине XX века обратную идею использования космических объектов для дополнительного получения Землей солнечного излучения (описание дано в работе Русина и Флит (1962)). Суть их предложений состояла в создании вокруг Земли на высоких орбитах (порядка 1000 км) отражающего пылевого слоя в полярной плоскости по форме подобного кольцу Сатурна. Отражение солнечного света от частиц пыли частично должно поступать на Землю, увеличивая приходную статью радиационного баланса и повышая тем самым температуру ее поверхности. Достоинством космических схем является отсутствие необходимости преднамеренно изменять свойства земных оболочек.

Расчеты показывают, что парниковый эффект удвоения концентрации диоксида углерода в воздухе может быть компенсирован при отражении солнечного излучения в космическое пространство на площади 8 млн. км². Если эта отражающая поверхность распределена вокруг Земли равномерно, реально действует лишь та ее доля, которая расположена в данный момент на дневной стороне, при этом эффективность отражения снижается от экватора к полюсам. Размещение отражателя между Солнцем и Землей вне земной орбиты позволит снизить его площадь в 4 раза, поскольку он будет затенять Землю вне зависимости от времени суток. Наиболее подходящим местом размещения такого отражателя могла бы стать первая точка Лагранжа на расстоянии примерно 1.5 млн. км от Земли на линии, соединяющей центры Земли и Солнца¹⁾. В этом месте гравитационные силы обоих небесных тел уравновешиваются, что обеспечивает относительную стабильность помещенного в точку тела.

¹⁾ Далее по тексту будет иметься ввиду именно первая точка Лагранжа в системе «Солнце-Земля»

Обоснование идеи использования отражателя в точке Лагранжа было дано в 1989 году Ирли (Early, 1989) и Зайфритцем (Seifritz, 1989). Идея Ирли основана на сборке из отдельных фрагментов стеклянного зеркала диаметром 2000 км с толщиной около 10 мкм при общей массе 100 Мт. По его расчетам такое зеркало могло бы экранировать примерно 2% падающего на Землю солнечного света. По мнению Зайфритца, зеркало могло бы быть выполнено из алюминия массой 45 Мт и площадью 4.5 млн. кв. км (диск диаметром 2400 км). Такое зеркало способно отразить 3.5% солнечного излучения и, тем самым, компенсировать потепление климата на 2.5 градуса. Позднее Рой и Кеннеди (Roy and Kennedy, 2001) пришли к выводу, что было бы достаточно относительно небольшого зеркала диаметром всего 618 км для снижения радиационного потока на 0.25%, что по их расчетам эквивалентно понижению температуры на 1.5 градуса.

Ангел (Angel, 2006) предложил идею размещения в области точки Лагранжа облака их миллионов небольших (менее метра) диспергирующих свет экранов. Автор выделяет три отличительные особенности метода. Вопервых, толщина экрана чуть более микрона обуславливает относительно небольшую суммарную массу порядка 20 Мт. Во-вторых, экраны могут изготавливаться в земных условиях. В-третьих, каждый отдельный экран должен автоматически стабилизироваться в пространстве управляющим модулем. Суммарно облако таких экранов будет экранировать 1.8% падающей на Землю солнечной радиации. По мнению Ангела, проект мог бы быть реализован в течение 25 лет.

Группа Теллера (Teller et al., 2002) считает, что размещение рассеивающих экранов или частиц в районе точки Лагранжа представляет собой наиболее оптимальное из всех предложенных геоинженерных решений. Для того, чтобы луч солнечного света прошел мимо Земли, его нужно в точке Лагранжа отклонить всего на 0.01 радиана (грубо – на полградуса). Помещенная в стратосферу субмикронная аэрозольная частица основную часть излучения рассеивает в переднюю полусферу. Отсюда следует, эффективность размещения мелких рассеивающих частиц в точке Лагранжа для отклонения солнечного излучения от Земли существенно выше, чем при их размещении в стратосфере. Teller et al. (1997, 2004) оценили необходимую для стабилизации климата массу частиц в точке Лагранжа величиной 3000 тонн, то есть на три порядка ниже, чем при стратосферном размещении.

Важнейшим недостатком метода использования точки Лагранжа является то, что любое зеркало или диспергатор света в космическом пространнеизбежно будут подвержены давлению солнечного стве света. приводящего к смещению объекта. С другой стороны, движение диспергатора или отражателя будет направлено в сторону Земли вдоль оси «Солнце-Земля», поэтому даже покинув точку Лагранжа они будут выполнять свою функцию. Теллер и др. (Teller et al., 2004) оценили, что действие таких объектов будет продолжаться около 100 лет, таким образом, для поддержания постоянства эффекта в точку Лагранжа будет необходимо доставлять 1% необходимой массы.

При использовании высоких околоземных орбит отражатели могут существовать порядка сотни лет, т.е. время, за которое антропогенный избыток CO₂ поглотится глубинными слоями океана (Teller et al., 1997). В качестве отражателей могут быть использованы как крупные объекты (зеркала), так и мельчайшие частицы.

Была также рассмотрена возможность выведения на орбиту Земли 55 тысяч относительно крупных зеркал единичной площадью 10^8 м² (NAS, 1992). Каждое зеркало должно управляться для коррекции орбиты с использованием давления солнечного света. Авторы идеи признают, что управлять подобным количеством объектов было бы чрезвычайно сложно. Стоимость такого метода зависит, главным образом, от долговечности зеркал. Кроме того, встает вопрос об уничтожении отслуживших зеркал, поскольку они будут представлять собой «космический мусор».

Возможно также выведение на низкую или высокую орбиты мелких отражающих частиц. Однако в этом случае возникают две непреодолимые проблемы. Во-первых, частицы оптимального для отражения света субмикронного размера быстро сойдут с орбиты под давлением солнечного света. Во-вторых, если частицы сделать достаточно крупными, необходимая масса будет нереально большой для вывода на орбиту. Кроме высокой стоимости, любая идея, связанная с размещением отражателей в космическом пространстве на высоких орбитах имеет один исключительно важный недостаток. Время существования таких объектов может исчисляться многими десятками лет. Если после размещения выяснится, что метод приводит к серьезным негативным последствиям, или если климат резко изменится в сторону похолодания, остановить эксперимент и удалить из космического пространства множество объектов будет крайне сложно.

7.4. Изменение альбедо земной поверхности

Здесь под термином «альбедо» понимается отражающая способность не только собственно поверхности планеты, но и облаков в атмосфере. Важнейшую роль в поглощении солнечного излучения играет морская поверхность не только потому, что Мировой океан покрывает 2/3 площади планеты, но и в силу очень малой отражающей способности. Значительная часть света может отражаться облаками, для которых в зависимости от типа облачности и времени суток величина альбедо может меняться от 0.2 до 0.9. Естественно, что геоинженерные решения в этом направлении основаны на идеях увеличения альбедо поверхности океана и увеличения облачности.

Один из вариантов решения состоит в размещении на океанской поверхности в тропиках отражающей пленки или отражающих свет частиц (Broad, 2006). Впервые эта идея прозвучала в докладе Научно-консультативного совета при президенте США Джонсоне в 1965 году. Оценки показывают, что если альбедо такой пленки принять за 0.9, а океанской поверхности – 0.05, то для увеличения суммарной отражательной способности Земли на 1% потребовалась бы покрытие около 9 млн км², что сравнимо с площадью США. Такая операция представляется технически невозможной, не говоря уже о том, что покрытие отражающей пленкой огромной акватории вызовет катастрофические изменения в морской экосистеме хотя бы за счет нарушения газообмена в системе океан-атмосфера, будет загрязнять побережья и являться помехой рыболовству.

Другим вариантом изменения альбедо океана является создание десятков плавучих стационарных платформ, на которых происходит распыление в воздухе морской воды с созданием искусственного тумана (Latham, 2007; Bower et al., 2006; Lane et all., 2007). Относимый ветром туман будет покрывать значительные акватории, существенно увеличивая отражающую способность океана. По мере того, как мельчайшие капли морской воды будут за счет диффузии подниматься вверх, могут создаться условия образования устойчивых облаков.

Энергия для распыления морской воды может быть получена за счет действия ветровых генераторов, установленных на платформах. Преимуществами метода являются отсутствие необходимости использовать какие-либо искусственные материалы. Если оценить длину туманного шлейфа величиной 100 км, при обычных условиях диффузии в поперечном направлении его площадь составит порядка 1000 км². Это означает, что для сколь либо заметного изменения альбедо Земли потребуется около 10 тысяч плавучих платформ.

Достоинством метода является использование природного материала (морской воды). Процесс имеет природный аналог в виде генерации при больших скоростях ветра огромного количества частиц морской соли. При необходимости применение метода может быть немедленно прекращено. Что касается негативных эффектов применения метода, можно предполагать, что снижение солнечной радиации на локальном уровне может вызвать изменения в морских экосистемах.

В конце 70-х годов XX века была предложена идея повышения альбедо Земли за счет стимулирования образования облаков низкого яруса над такими районами Мирового океана, где их образование лимитируется недостатком ядер конденсации (NAS, 1992). Расчеты показали, что увеличение концентрации облачных ядер конденсации на 30% могло бы увеличить площадь облачности над морской поверхностью на 4%. Соответствующее увеличение альбедо в свою очередь могло бы компенсировать эффект парниковых газов.

По мнению авторов идеи, источником дополнительных ядер конденсации могло бы служить сжигание серы с образованием сульфатных частиц. Для этого в удаленных районах океанов необходимо разместить специально оборудованные суда для сжигания серы. Возможен вариант с постройкой на берегах континентов электростанций, сжигающих уголь с искусственно увеличенным содержанием серы. По оценкам количество сжигаемой серы должно составить около 6 Мт/год, что сравнимо с величиной современной суммарной антропогенной эмиссии (~60 Мт/год).

Стоимость реализации метода, особенно при использовании электростанций, может быть относительно невелика. Проблема, однако, состоит в том, что идея основана только на модельных оценках. Нет никаких доказательств того, что процесс пойдет в нужном направлении при использовании метода в натурных условиях. Можно напомнить, что многочисленные попытки статистически обнаружить увеличение облачности в 60-70 годы XX века в Европе и в США по сравнению с началом века из-за антропогенного выброса в атмосферу огромных количеств диоксида серы не увенчались успехом.

7.5. Поглощение CO₂ из атмосферы с последующей консервацией²⁾

Условно принимается, что сколь либо заметные изменения состава атмосферы под действием антропогенных факторов начались после 1750 года. С тех пор по 2000 год количество CO₂ в атмосфере возросло на 690 Гт. Естественно, наиболее прямым способом борьбы с парниковым эффектом было бы изъятие излишков CO₂ из атмосферы.

Геоинженерным решением, не находящим принципиальных противников, является обеспечение дополнительного поглощения CO_2 из атмосферы лесами. На первом этапе жизненного цикла растение является поглотителем CO_2 , за счет которого происходит прирост массы, другими словами, консервирование атмосферного CO_2 в виде растительного вещества. По мере достижения зрелости растения интенсивность прироста и, соответственно, процесса поглощения CO_2 падает. При отмирании растения органический материал начинает разлагаться с выделением CO_2 в атмосферу. Таким образом, в долгосрочной перспективе растительная экосистема находится в динамическом равновесии по отношению к атмосферному CO_2 . Однако, процесс роста растения и процесс его разложения может занимать длительное время, в течение которого определенное количество CO_2 может быть изъято из атмосферы и законсервировано в виде древесины, корней, почвенного углерода.

Для существующих лесов процессы поглощения и высвобождения CO_2 в атмосферу в долгосрочной перспективе сбалансированы. Следовательно, эффект консервации части атмосферного CO_2 в виде древесины может быть достигнут только за счет разведения новых или восстановления ранее уничтоженных лесов. Потенциал данной хозяйственной деятельности весьма ограничен. Можно с уверенностью утверждать, что на территории развивающихся стран данный процесс нереален – здесь продолжается процесс сведения существующих лесов. В США и большинстве стран Европы ранее существовавшие леса давно заменены сельскохозяйственными угодьями, и обратный процесс принципиально невозможен. При использовании всех существующих резервов США могли бы выделить под разведение лесов максимум 28.7 млн. гектаров (NAS, 1992). В России площади искусственно создаваемых лесов весьма малы. Это обеспечивает поглощение лишь очень малой доли от национального антропогенного выброса CO_2 (Израэль, 2006а).

²⁾Материалы, представленные в этом разделе частично опубликованы в книге РябошапкоА.Г., Ревокатова А.П. Потенциальная роль удаления СО2 из атмосферы методами инженерииклимата в стабилизации его концентрации на приемлемом уровне. -М., ИГКЭ, 2015 –85 стр. и в статье

Примем для предельно возможных оценок, что США и страны Европы (включая европейскую Россию) единовременно произведут лесопосадки на 0.5% площади своих территорий (100 тыс. кв. км). При ежегодном приросте древесины равной 100 т с/км² начавшийся процесс консервации CO₂ будет на первых порах изымать из атмосферы около 40 Мт CO₂/год. Это менее 0.2% от ежегодной мировой антропогенной эмиссии CO₂. По мере старения леса интенсивность поглощения будет уменьшаться. Максимально за предстоящие 100 лет вновь посаженный лес поглотит менее 4 Гт CO₂ – около одной тысячной современного содержания CO₂ в атмосфере. Такие оценки «по максимуму» показывают, что метод разведения лесов с целью консервации CO₂ не может решить проблему стабилизации современного климата.

Ситуация может измениться, если искусственно замедлить процесс разложения биомассы. Одним из решений является консервирование древесины в анаэробных условиях (Adams, 2007). Например, возможно захоронение древесины в виде бревен или в измельченном виде в торфяниках, где процесс разложения с выделением CO_2 в атмосферу будет занимать сотни лет. Нинг Зенг (Ning Zeng, 2008; 2009) предлагает создание подземных хранилищ древесины в анаэробных условиях. По сути метод повторяет природное образование каменного угля с очень большими сроками консервации углерода. Естественно, в данной ситуации речь не идет лишь о вновь посаженных лесах. Консервации подлежат деревья природных лесов, достигших предельного возраста, когда процесс поглощения CO_2 практически прекращается. По оценкам Нинг Зенга потенциал метода огромен – 10 ± 5 Гт углерода в год, но высока и стоимость – около 50 долларов США на тонну захороненного углерода.

Еще одним способом замедления возврата растительного углерода в атмосферу является превращение его в древесный уголь (Lehmann et al., 2006). Для этого измельченная древесина или сельскохозяйственные растительные остатки подвергаются пиролизу в температурном диапазоне 350-500°С. Процесс пиролиза энергозатратен, поэтому примерно половина массы углерода уйдет на нагрев. Другая же половина будет превращена в древесный уголь, который может добавляться в почвы, либо захораниваться под землей. Время жизни такого углерода относительно окисления до CO₂ составит несколько сотен лет. Побочным положительным эффектом явится существенное увеличение плодородия почв. Леман и др. (Lehmann et al., 2006) оценивают потенциал метода в 5.5-9.5 Гт ежегодно изымаемого из атмосферы углерода.

Океан обладает колоссальной емкостью в отношении CO_2 . Содержание карбонатного углерода в Мировом океане в 50 раз больше, чем в атмосфере (Sundquist, 1993). В отличие от атмосферы процессы перемешивания в океане занимают сотни и даже тысячи лет. Антропогенное увеличение содержания CO_2 в атмосфере реально отразилось лишь на составе верхнего слоя океана, тогда как глубинные слои не находятся в равновесии с современным содержанием CO_2 в атмосфере и потенциально могли бы поглотить практически все количество антропогенного диоксида углерода.

Важную роль в обмене CO₂ между атмосферой и океаном играет фотосинтез, ведущий к образованию фитопланктона. Этот процесс обеспечивает ежегодную фиксацию примерно 35 Гт углерода. При отмирании живого вещества его остатки опускаются вниз (биоседиментация), окисляясь по пути с образованием CO₂. Таким образом, биота играет роль своего рода «углеродного насоса», перемещающего CO₂ из атмосферы в глубинные слои океана. Определенную роль играет и чисто физическое перемещение водных масс по вертикали.

Производительность «углеродного насоса» зависит от скорости поглощения CO₂ из атмосферы, а она в свою очередь зависит от доступности для морской биоты фосфора и азота. Высказывались идеи вносить в поверхностный слой океана дополнительные количества этих биогенных элементов. Однако оценки показывают, что такой метод крайне неэффективен и, следовательно, дорог: для поглощения из атмосферы 1 Мт диоксида углерода потребовалось бы 5 тыс. тонн фосфора и 35 тыс. тонн азота.

Сравнительно недавно выяснилось, что на значительных акваториях Мирового океана интенсивность развития фитопланктона не соответствует относительно высокому содержанию биогенных азота и фосфора. Мартин (Martin, 1990) показал, что фактором, лимитирующим развитие фитопланктона в этих районах, является железо, при этом необходимая для развития фитопланктона концентрация железа исключительно мала. Это обстоятельство привело Мартина к мысли о возможности интенсифицировать процесс поглощения атмосферного CO₂.

Важнейшую роль в поставке железа в удаленные районы Мирового океана играет ветровой перенос пыли с суши (Haake et al., 1996; Cassar et al., 2007). Например, сезонный вынос пыли в Аравийское море ведет к бурному развитию фитопланктона, которое прекращается с прекращением оседания пыли на водную поверхность. Таким образом, процесс, на котором основана идея метода, реализуется в естественных условиях.

Теоретические аспекты и возможности реализации метода были рассмотрены экспертами Национальной академии наук США (NAS, 1992) и Международной группы экспертов по изменению климата (IPCC, 2001). Было подчеркнуто, что ключевой проблемой является «перекачка» значительных количеств углерода в глубинные слои океана через сравнительно малый по емкости резервуар морской биоты. Эксперты отмечали, что принципиальным должно быть наличие необратимости процесса консервации углерода в глубинных слоях океана.

Данный геоинженерный подход к поглощению CO_2 , несмотря на его явную реализуемость в естественных условиях, имеет существенные ограничения. Во-первых, подходящие акватории Мирового океана, где достаточно велики концентрации биогенных элементов, но для развития планктона не хватает железа, невелики. Во-вторых, существенная часть массы отмершей биоты разлагается еще в области термоклина. Это способствует быстрому возвращению CO_2 к поверхности и к обратному выносу в атмосферу. В-третьих, в процессе реализации метода железо исчезает из верхнего слоя океана и должно постоянно добавляться.

Оценки Мартина (Martin, 1990) показали, что достаточное насыщение антарктических вод железом потребует его ежегодного внесения в количестве

0.43 Мт, что должно привести к удалению из атмосферы 2-3 Гт углерода. Это сравнимо с величиной ежегодного антропогенного выброса (около 8 млрд тонн). Однако, Пенг и Брокер (Peng and Broecker, 1991), подчеркивая безупречность самой идеи, сделали переоценку эффективности метода и показали, что потенциал поглощения CO₂ из атмосферы заметно ниже, что связано с динамическими процессами обратного выноса углерода к поверхности.

Последствия крупномасштабного применения такого метода до конца не ясны. Различные сообщества фитопланктона могут неодинаково реагировать на внесение железа. Из-за интенсивного поступления органического материала в глубинные слои и его окисления могут создаться нехарактерные для естественных условий анаэробные слои (Frost, 1996). Это может вызвать разложение органики с выделением метана – одного из парниковых газов.

Лавлок и Рэпли (Lovelock, Rapley, 2007) предложили использовать систему труб диаметром порядка 10 метров и длиной 100 метров, размещенных в морской воде вертикально таким образом, чтобы верхняя часть трубы находилась выше слоя термоклина. Внутри трубы должна быть смонтирована заслонка, открывающаяся при перемещении трубы вниз и закрывающаяся при ее подъеме. Перемещение трубы вверх и вниз осуществляется за счет волн на поверхности. При средней высоте волн 1 метр такая труба может доставлять к поверхности около 4 тонн холодной, обогащенной питательными веществами воды. Далее действует уже описанный выше механизм на основе «углеродного насоса». Лавлок (Lovelock, 2008) отмечает, что вне связи с климатической проблемой такой метод уже применяет американская фирма "Atmocean Inc." для увеличения продуктивности морских «пастбищ» при выращивании морепродуктов.

С химической точки зрения CO_2 является кислотным ангидридом, способным легко реагировать со щелочами с образованием солей. Это химическое свойство было положено в основу идеи химического поглощения CO_2 непосредственно из воздуха (Lackner, 2003). Поглощение должно происходить при прохождении воздуха под действием ветра через пористый фильтр, пропитанный каустической содой или гидроксидом кальция. Образовавшиеся карбонаты должны отделяться от фильтра и подвергаться разложению с образованием CO_2 и оксидов металлов. Собранный CO_2 подлежит долговременному захоронению, а оксиды металлов возвращаются в процесс.

Лакнер (Lackner, 2003) оценил, что подобный ветровой скруббер размером 50*70 м мог бы уловить 90 тыс. тонн CO_2 в год. Для удаления современного объема антропогенного выброса CO_2 потребовалось бы строительство около полумиллиона таких скрубберов. Однако главным препятствием на пути реализации идеи являются энергетические затраты на термическую деструкцию карбонатов.

Естественно, при использовании данного метода неизбежно встает вопрос о необходимости долговременного захоронения CO₂. Этот вопрос детально изучался экспертами IPCC (2005). Технически реально закачивать CO₂ под землю или в глубокие слои океана. Однако в любом случае захоронение требует больших затрат. Достаточно напомнить, что в процессе горения из каждой тонны углерода образуется 3.7 тонны CO_2 . Следовательно, потребуется создание гигантской транспортной системы для сбора и перекачки CO_2 из районов потребления топлива в районы, пригодные для захоронения. Представляется, что широкое использование методов захоронения CO_2 под землей или в океане в ближайшие десятилетия реализовано не будет.

7.6. Сравнение геоинженерных методов

Сравнительный анализ описанных выше методов стабилизации климата затруднен тем обстоятельством, что некоторые из них основаны на принципиально различных физических принципах. Тем не менее, есть ряд критериев, которые делают сопоставление возможным.

Лентон и Воган (Lenton, Vaughan, 2009) детально рассмотрели потенциальные возможности различных геоинженерных методов противодействия антропогенному потеплению с энергетической точки зрения. Рассмотренные методы были ими разбиты на две группы. В первую входят те методы, которые предполагают снизить величину приходящего коротковолнового солнечного излучения, а во вторую – те методы, которые призваны повысить поток уходящего длинноволнового излучения за счет снижения содержания в атмосфере парниковых газов. Авторы оценили каждый из методов величиной потенциала радиационного воздействия на климатическую систему Земли. Их оценки величин потенциалов воздействия представлены в табл. 7.1. Здесь оценка дана (где это возможно) на 2050 год.

Из табл. 7.1 прежде всего следует, что методы, основанные на увеличении отражения солнечного света, существенно более эффективны. Здесь следует оговориться, что первые три из перечисленных методов обладают неограниченной эффективностью лишь формально. Для космических отражателей ограничением является очень высокая стоимость. Метод стратосферных аэрозолей ограничен массой, необходимой для создания слоя достаточной оптической толщины. При создании дополнительных облаков для компенсации эффекта удвоения концентрации CO₂ понадобилось бы покрыть облаками все районы Мирового океана, где возможно образование слоистых облаков нижнего яруса. Из второй группы методов наиболее эффективны метод разведения лесов и метод улавливания CO₂ непосредственно из атмосферы. Однако, при оценке энергетического потенциала в первом случае не учитывался процесс разложения древесной массы при отмирании, а во втором – колоссальные энергетические затраты.

Лентон и Воган (Lenton, Vaughan, 2009) оценили эффективность геоинженерных методов лишь по одному параметру – энергетическому потенциалу. Для выбора наиболее подходящего метода этого, безусловно, недостаточно. Соответственно, должны быть сформулированы различные критерии, которые могут дать всестороннюю оценку и позволить определить применимость того или другого метода.

Таблица 7.1. Энерге	тический потенциал	снижения гл	лобальной і	приземной	температуры
. 1	различными методам	ми геоинжен	нерии (-Вт/г	м ²)	1 51

Метод и ссылка	Потенциал
Методы снижения приходящей солнечной радиации	
Космические отражатели (Angel, 2006)	Не ограничен
Стратосферный аэрозоль (Будыко, 1974; Израэль, 2005)	Не ограничен
Механическое создание тумана и облаков над океаном (Latham, 2007)	Не ограничен
Биологическое создание облаков над океаном (Wingenter et al., 2007)	- 0.016
Увеличение альбедо пустынь (Gaskill, 2004)	- 1.74
Изменение альбедо саван (Hamwey, 2007)	- 0.64
Изменение альбедо пахотных площадей (Ridgwell et al., 2009)	- 0.44
Увеличение альбедо построек (Hamway, 2007; Akbari et al., 2008)	- 0.01
Методы увеличения уходящей длинноволновой радиации	
Восстановление и новые посадки лесов (Read, 2008)	- 0.49
Получение и хранение угля из биомассы (Lehmann et al., 2006)	- 0.12
Улавливание и хранение CO ₂ (Keith et al., 2006)	- 0.69
Внесение фосфора в океан (Mackenzie et al., 2002)	- 0.077
Внесение азота в океан (Anderson & Sarmiento, 1994)	- 0.054
Внесение железа в океан (Jin et al., 2008)	- 0.11
Внесение карбонатов в океан (Kheshgi, 1995)	- 0.0048
Mexаническое перемешивания океана (Lovelock & Rapley, 2007; Zhou & Flynn, 2005)	- (0.00095 - 0.0017)

Имеется вероятность того, что рост температуры будет ускоряться. В этих условиях человечество должно располагать мерами экстренного противодействия такого рода изменениям. Принято считать, серьезные последствия изменения климата могут начаться при удвоении концентрации CO_2 по отношению к доиндустриальному периоду, т.е. с 280 до 560 ppm (IPCC, 2001). В этой ситуации средняя глобальная температура CO_2 может возрасти на 3.5° С, а в высоких широтах – на $6-8^{\circ}$ С. Исходя из этого, критерием сравнения эффективности геоинженерных методов может служить обеспечение возможности полной компенсации данным методом климатического эффекта удвоения CO_2 условно к 2050 г.

Поскольку геофизические и экологические последствия применения геоинженерных методов спрогнозировать сложно, желательно провести определенные аналогии с имеющимися и изученными природными процессами. Наличие или отсутствие аналогий с природными процессами может служить важным критерием при сравнении методов. Важно, кроме того, чтобы воздействие данного метода на геофизические и экологические системы лежало в пределах природных вариаций. В этом случае можно считать, что применение метода не приведет к непредсказуемым и необратимым последствиям.

климата
современного
сохранения
методов
геоинженерных
характеристики
Сравнительные
.2.
Таблица 7

Свойство	Возможность	Компенсация	Наличие	Воздействие в	Наличие	Возможность
Способ	реализации до 2015 г.	удвоения СО2 к 2050 г.	природных аналогов	пределах природных вариаций	негативных эффектов	быстрого прекращения
Отражатели в точке Лагранжа	Нереальна	Реальна	Нет	Нет	Неизвестно	Мало реальна
ДИСПЕРСАТОРЫ СВЕТА В точке Лагранжа	Нереальна	Реальна	Нет	Нет	Неизвестно	Реальна
Отражатели на высоких орбитах	Нереальна	Реальна	Нет	Нет	Неизвестно	Нереальна
Стратосферные азрозоли из металлов или их оксидов	Реальна	Реальна	Нет	Нет	Неизвестно	Реальна
Неполное сжигание топлива высотной авиацией	Реальна	Не более 30% нужного зффекта	Нет	Нет	весьма вероятно	Реальна
Стратосферные сульфатные азрозоли	Реальна	Реальна	еД	еД	Маловероятн о	Реальна
Газонаполненные шары в стратосфере	Реальна	Реальна	Нет	Нет	Весьма вероятно	Мало реальна
Размещение отражателей на поверхности океанов	Нереальна	весьма нереальна	Нет	Нет	Неизбежно	Реальна
Создание тумана над океаном	Мало реальна	Весьма реальна	еД	Нет	вероятно	Реальна
Создание облаков над океаном	Мало реальна	Весьма реальна	Да	Неизвестно	Весьма вероятно	Реальна
Разведение лесов	Реальна	Весьма нереальна	да	Да	Нет	Нет
Стимулирование развития фитопланктона	Реальна	Не более 30% нужного эффекта	eД	Нет	Вероятно	Реальна
Химическое поглощение СО ₂ из атмосферы	Нереальна	весьма нереальна	Нет	Нет	Нет	дa

Даже если в природе имеются процессы, аналогичные предлагаемому методу, должна быть оценена степень опасности при его широкомасштабном и длительном применении. Естественно, что любое воздействие человека на природу в той или иной степени меняет сложившиеся условия. Здесь важно оценить опасность негативных проявлений в соотношении с той выгодой, которое человечество получает при применении того или иного геоинженерного метода.

Последствия использования любого геоинженерного метода предугадать практически невозможно. Отсюда следует вывод, что в любом случае должна оставаться возможность быстрого прекращения воздействия. Можно принять в качестве критерия сравнения методов условие возврата климатической системы Земли в исходное состояние, допустим, через 2 года после принятия решения о прекращении воздействия.

Сравнительные характеристики различных геоинженерных методов сведены в табл. 7.2. Здесь термин «нужный эффект» означает либо полную компенсацию парникового эффекта при удвоении концентрации CO₂, либо удаление из атмосферы соответствующего количества CO₂. Естественно, что характеристики дают в основном лишь качественное представление о том или ином методе.

Сравнение показывает, что некоторые методы не могут быть реализованы в ближайшем будущем. Три метода из оставшихся – неполное сгорание авиационного топлива, разведение лесов и стимулирование развития фитопланктона – в принципе не могут обеспечить достижения цели компенсации удвоения концентрации CO_2 . Однако, они могут рассматриваться как вполне приемлемые, если рассматривать возможность использования не одного, а комплекса методов стабилизации климата. Лишь два метода – стратосферные сульфатные аэрозоли и разведение лесов отвечают важному критерию наличия природного аналога и обеспечения эффектов в пределах природных вариаций. Таким образом, на основании данных табл. 7.2 можно сделать вывод о том, что в наибольшей степени всем критериям удовлетворяет метод создания в стратосфере слоя сульфатных аэрозольных частиц субмикронного размера с суммарной массой в несколько мегатонн.

Представляется разумным предположить, что создание аэрозольного слоя на тех высотах и в тех количествах, которые лежат в пределах природных вариаций вулканических проявлений, не должно привести к проявлениям катастрофической нестабильности климатической системы Земли или к эффектам, которые не отмечались ранее.

Дальнейшие работы по обоснованию метода стабилизации современного климата с использованием сульфатных аэрозолей должны идти по четырем основным направлениям. Во-первых, должны быть продолжены теоретические исследования условий образования частиц в стратосфере, их оптических свойств, влияния на параметры климатической системы, характера переноса и выведения из стратосферы. Во-вторых, следует определить наиболее подходящее вещество для введения в стратосферу и оценить оптимальный размер образующихся аэрозольных частиц. В-третьих, необходимо провести серию экспериментов с использованием камер, имитирующих свойства стратосферы (давление, температура, спектр солнечного излучения). В-четвертых, в условиях натурных экспериментов необходимо оценить технические возможности образования аэрозольных частиц в атмосфере и измерения их физических параметров, химических свойств и радиационных характеристик.

Уже в ближайшее время должна быть начата проработка технологических возможностей полномасштабного использования метода. Должны быть определены характеристики средств доставки необходимой массы вещества в стратосферу, оценены оптимальные широтные зоны и высоты введения в стратосферу для получения максимального эффекта с минимальными затратами.

Список литературы

Борзенкова И.И., Будыко М.И., Бютнер Э.К., Величко А.А., Винников К.Я., Голицын Г.С., Израэль Ю.А., Кароль И.Л., Кобак К.И., Кузьмин И.И., Легасов В.А., Менжулин Г.В. 1987. Антропогенные изменения климата. – Гидрометеоиздат, 406 с.

Будыко М.И. 1974. Изменение климата. – Л., Гидрометеоиздат, 280 с.

Будыко М.И., Гандин Л.С., Дроздов О.А., Кароль И.Л., Пивоварова З.И. 1974. Перспективы воздействия на глобальный климат. – Известия Академии наук СССР, серия географическая, № 2, стр. 11-23.

Израэль Ю.А. 1996. Радиоактивные выпадения после ядерных взрывов и аварий. – «Прогресс-Погода», СПб., 355 с.

Израэль Ю.А. 2005. Эффективный путь сохранения климата на современном уровне – основная цель решения климатической проблемы. – Метеорология и Гидрология, № 10, с. 5-9.

Израэль Ю.А. 2006а. Четвертое национальное сообщение Российской Федерации. – Москва, Издание официальное, АНО Метеоагенство Росгидромета, 164 с.

Израэль Ю.А. 2006б. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. Международная конференция по проблемам гидрометеорологической безопасности. – М., Россия.

Израэль Ю.А. 2006в. Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий. Проблема Киотского протокола /под ред. Ю.А. Израэля. – Москва, «Наука», 408 с.

Израэль Ю.А., Борзенкова И.И., Северов Д.А. 2007. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. – Метеорология и Гидрология, № 1, с. 5-14.

Кароль И.Л. 1973. Размеры радиоактивных аэрозолей и их перенос в тропосфере и стратосфере. – Метеорология и Гидрология, № 1, стр. 28-36.

Русин Н.П., Флит Л.А. 1962. Человек меняет климат. – М., «Советская Россия», 130 с.

Adams J. 2007. Vegetation-Climate Interaction: How Vegetation Makes the Global Environment. – Springer, 232 p.

Akbari H., Menson S., Rosenfeld A. 2008. Global Cooling: Increasing worldwide urban albedos to offset CO_2 . – Climatic Change, doi:10.1007/s10584-008-9515-9.

Anderson L.A., Sarmiento J.L. 1994. Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. – Global Biochemical Cycles, 8, pp. 65-80.

Angel R. 2006. Feasibility of cooling the Earth with a cloud of small spacecraft near the inner Lagrange point (L1). – Proceedings of National Academy of Science, vol. 103, No. 46, pp. 17184-17189.

Bower K.T., Choularton J., Latham J., Sahraei J., Salter S. 2006. Computational assessment of a proposed technique for global warming mitigation via albedo enhancement of marine stratocumulus clouds. – Atmospheric Research, vol. 82, pp. 328-336.

Broad W.J. 2006. How to Cool a Planet (Maybe). – Available at: http:// www.nytimes.com/2006/06/27/science/earth/27cool.html?ei=5088&en= d0d351a5cf6b48d1&ex=1309060800&partner=rssnyt&emc=rss&pagewanted=all.

Campbell S. 2005. Cooling the Earth. – Astronomical Society Of Edinburgh Journal, No. 48, pp. 3-6.

Cassar N., Bender M.L, Barnett B.A., Fan S., Moxim W.J., Levy H., Tilbrook B. 2007. The Southern Ocean Biological Response to Aeolian Iron Deposition. – Science, vol. 317, No. 5841, pp. 1067-1070.

Crutzen P.J. 1976. The possible importance of COS for the sulfate layer of the stratosphere. – Geophys. Res. Letters, 3, pp. 73-76.

Crutzen P.J. 2006. Albedo enhancement by stratospheric sulfur injection: a contribution to resolve a policy dilemma? – Climate Change, vol. 77, pp. 211-219.

Faber J., Boon B., Berk M., den Elzen M., Olivier J., Lee D. 2007. Climate Change: Scientific Assessment and Policy Analysis. Aviation and maritime transport in a post 2012 climate policy regime. – Report 500102 008 (CE report 06.7153.59). The Netherlands Research Programme on Scientific Assessment and Policy Analysis (WAB) for Climate Change, 154 p.

Early J.T. 1989. Space-Based Solar Shield to Offset Greenhouse Effect. – J. Brit. Interplanetary Soc., vol. 42, pp. 567-569.

Frost B.W. 1996. Phytoplankton Bloom on Iron Rations. – Nature, vol. 383, pp. 475-476.

Gaskill A. 2004. Cited in (Lenton and Vaughan, 2009).

Gribbin J. 1977. Climatic Change. Part 2, Thermal Balance of the Earth /Ed. by J. Gribbin. – Cambridge University Press, Cambridge.

Haake B., Rixen T., Reemtsma T., Ramaswamy V., Ittekkot V. 1996. Processes determining seasonality and interannual variability of settling particle fluxes to the

deep Arabian Sea. – In: Particle Flux in the Ocean /V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo and P.J. Depetris (eds) –SCOPE Report 57, John Wiley & Sons, Chichester, pp. 251-270.

Hall W. 2006. Strategies against climate change. – Available at: http://www.spect-rezine.org/environment/Hall2.htm.

Hamwey R.M. 2007. Active amplification of the terrestrial albedo to mitigate climate change: An exploratory study. – Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change, vol. 12, pp. 419-439.

IPCC, 2001. Climate Change 2001. IPCC Third Assessment Report. Working Group III: Mitigation. – WMO, Geneva.

IPCC, 2005. Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage. – Published for the Intergovernmental Panel on Climate Change, WMO/UNEP, Cambridge University Press.

Izrael Yu.A., Semenov S.M. 2006. Critical Levels of Greenhouse Gases, Stabilization Scenarios, and Implications for the Global Decisions. – In: Avoiding Dangerous Climate Change /Schellnhuber H.J., Cramer W., Nakicenovic N., Wigley T. and Yohe G. (Eds). – Cambridge University Press, pp. 73-79.

Jin X., Gruber N., Frenzel H., Donney S.C., McWilliams J.C. 2008. The impact of atmospheric CO2 on iron fertilization included changes in the ocean's biological pump. – Biogeosciences, vol. 5, pp. 385-406. Available at: http://www.biogeosciences.net/5/385/2008/.

Junge C.E. 1963. Sulfur in the atmosphere. – J. Geophys. Res., 68, pp. 227-237.

Keith D.W., Ha-Doung M., Stolaroff J.K. 2006. Climate strategy with CO₂ capture from the air. – Climatic Change, vol. 74, pp. 17-45.

Kheshgi H.S. 1995. Sequestering atmospheric carbon dioxide by increasing ocean alkalinity. – Energy, vol. 20, pp. 915-922.

Kyoto Protocol, 1998. The Kyoto Protocol to the UN Framework Convention on Climate Change. – Available at: http://unfccc.int/2860.php.

Lackner K.S. 2003. Climate change: A Guide to CO2 Sequestration. – Science, vol. 300, no. 5626, pp. 1677-1678.

Lane L., Caldeira K., Chatfield R., Longhoff S. 2007. Workshop Report on Managing Solar Radiation. /Edited by L. Lane, K. Caldeira, R. Chatfield, S. Langhoff. – Report NASA/CP-2007-214558, November 18-19, 2006, 40 p.

Latham J. 2007. Cooling may be possible, but we need safety Data. – Nature, vol. 447, p. 908.

Launder B., Thompson J.M.T. 2008. Geoscale engineering to avert dangerous climate change. – Philosophical Transactions of the Royal Society, vol. 366, pp. 3841-3842.

Lehmann J., Gaunt J., Rondon M. 2006. Bio-char sequestration in terrestrial

ecosystems – a review. – Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change, vol. 11, pp. 403-427.

Lenton T.M., Vaughan N.E. 2009. The radiative forcing potential of different climate geoengineering options. – Atmos. Chem. Phys. Discuss., vol. 9, pp. 2559-2608.

Lovelock J. 2008. A geophysiologist's thoughts on geoengineering. – Phil. Trans. R. Soc., A, vol. 366, pp. 3883-3890, doi:10.1098/rsta.2008.0135.

Lovelock J.E., Rapley C.G. 2007. Ocean pipes could help the earth to cure itself. – Nature, vol. 449, p. 403.

Mackenzie F.T., Ver L.M., Lerman A. 2002. Century-scale nitrogen and phosphorous controls of the carbon cycle. – Chemical Geology, vol. 190, pp. 13-32.

Marchetti C. 1977. On geoengineering and the CO2 problem. – Clim. Change, vol. 1, No. 1, pp. 59-68.

Martin J.H. 1990. Glacial-interglacial CO2 change: The iron hypothesis. – Paleooceanography, 5, pp. 1-13.

NAS, 1992. Policy Implications of Greenhouse Warming: Mitigation, Adaptation, and the Science Base. Panel on Policy Implications of Greenhouse Warming. – US National Academy of Science/ National Academies Press, Washington, DC, 994 p.

Ning Zeng. 2008. Carbon sequestration via wood burial. – Carbon Balance and Management, vol. 3, No. 1, doi:10.1186/1750-0680-3-1.

Ning Zeng. 2009. Buring wood as a climate management strategy. – IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science, vol. 6, S45.14, doi:10.1088/1755-1307/6/5/452014.

Peng T.H., Broecker W.S. 1991. Dynamical limitations on Antarctic iron fertilization strategy. – Nature, vol. 349, pp. 227-229.

Penner S.S., Schneider A.M., Kennedy E.M. 1984. Active Measures for Reducing the Global Climatic Impacts of Escalating CO2 Concentrations. – Acta Astronautica, 11, pp. 345-348.

Read P. 2008. Biosphere carbon stock management: addressing the treat of abrupt climate change in the next few decades: an editorial essay. – Climatic Change, vol. 87, pp. 305-320.

Ridgwell A., Singarayer J.S., Hetherington A.M., Valdes P.J. 2009. Tackling regional climate change by leaf albedo bio-geoengineering. – Current Biology, 19, doi : 10.1016/j.cub.2008.12.025.

Roy K.I., Kennedy R. 2001. Mirrors and Smoke – Ameliorating Climate Change with Giant Solar Sails. Whole Earth Review. Available at: https://ssl.catalog.com/~ultimax.com/whitepapers/2001_3c.html.

Seifritz W. 1989. Mirrors to halt global warming. - Nature, vol. 340, p. 603.

Sundquist E.T. 1993. The global carbon dioxide budget. – Science, vol. 259, pp. 934-941.

Teller E. 1997. "The Planet Needs a Sunscreen". – Wall Street Journal, October 17, 1997.

Teller E., Hyde R., Ishikawa M., Nuckolls J., Wood L. 2004. Active Climate Stabilization: Presently-Feasible Albedo-Control Approaches to prevention of Both Types of Climate Gange. – Symposium on Macro-Engineering Options for Climate Change Management and Mitigation, Isaac Newton Institute. – Cambride, England, 7-9 January 2004.

Teller E., Hyde R., Wood L. 2002. Active Climate Stabilization: Practical Physics-Based Approaches to Prevention of Climate Change. – Preprint UCRL-JC-148012, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA – URL: www.llnl.gov/global-warm/148012.pdf.

Teller E., Wood L., Hyde R. 1997. Global Warming and Ice Ages: Prospects for Physics-Based Modification of Global Change. – UCRL-JC-128715, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California, USA, 20 p.

Wigley T. 2006. A combined mitigation / geoengineering approach to climate stabilization. – Science, vol. 314, pp. 452-454.

Wingenter O.W., Elliot S.M., Blake D.R. 2007. New directions: Enhancing the natural sulphur cycle to slow global warming. – Atmos. Environ., vol. 41, pp. 7373-7375.

WMO, 2007. WMO (World Meteorological Organization) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006. – Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 5, Geneva, Switzerland, 572 p.

Zhou S., Flynn P.C. 2005. Geoengineering downwelling ocean currents: A cost assessment. – Climatic Change, vol. 71, pp. 203-220.

Глава 8. СВЯЗЬ МАССЫ АЭРОЗОЛЯ, ПОГЛОЩЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ

При решении практических задач по модификации климата с использованием стратосферных аэрозолей одним из важнейших является вопрос о величине необходимой массы аэрозольного вещества для создания нужного климатического эффекта. На протяжении последних лет попытки определения количественной связи между массой аэрозоля, изменением потока приходящего солнечного излучения, оптической толщины атмосферы и глобальной температуры базировались на двух подходах. Во-первых, рассматривались случаи конкретных вулканических извержений с выбросом продуктов в атмосферу. Перечисленные выше параметры определялись инструментально. Основная трудность при этом подходе состоит в том, что отдельные извержения (и, соответственно, климатические последствия) отличаются друг от друга в зависимости от местоположения (широты) вулкана и высоты выброса в стратосферу. Во-вторых, связь необходимых параметров находилась на основе модельных расчетов с использованием климатических моделей. Как правило, характеристики аэрозольных частиц при этом брались подобными вулканическим: диапазон размеров от 0.1 до 2 мкм, максимум распределения в районе 0.5 мкм, основной компонент – гидратированная серная кислота. Оба подхода дают весьма приблизительное представление о связи параметров аэрозоля с искомым климатическим эффектом.

Важным обстоятельством, которое следует иметь ввиду, является то, что температурный сигнал, обусловленный единичным вулканическим извержением, не является «климатическим». Даже очень мощное извержение вызывает сколь либо заметное изменение глобальной температуры лишь на протяжении 3-5 лет. Такой короткий промежуток времени не может характеризовать степень глобального изменения климата.

В первом приближении поглощение поступающего солнечного света слоем аэрозольного вещества может быть описано законом Буге́ра-Ла́мберта-Бе́ра¹⁾, определяющего ослабление параллельного монохроматического пучка света при распространении его в поглощающей среде. Закон выражается следующей формулой:

¹⁾ Следует заметить, что в научной литературе можно встретить большое количество противоречивых определений, начиная с определения самого закона: «закон Бугера», «закон Ламберта-Бэра» и т.д. Зачастую ставится знак равенства между «коэффициентом поглощения» и «оптической плотностью». Более того, в некоторых областях науки в математической интерпретации закона используют десятичный логарифм, а не натуральный. Мы настоятельно советуем при чтении каждой публикации обращать внимание на терминологию и математическую интерпретацию.

$$I_{\lambda}(\mathbf{l}) = I_{\lambda 0} * \exp\left(-k_{\lambda} * \mathbf{l}\right) \tag{8.1}$$

где I_{l0} - интенсивность входящего пучка света с длиной волны l, 1 – длина оптического пути в веществе, через которое проходит свет, k_l – показатель поглощения (часто называемый коэффициентом экстинкции) для длины волны l. Показатель поглощения (размерность – обратная длина) характеризует свойства вещества и зависит от длины волны поглощаемого света. Длину оптического пути можно выразить через удельную массу поглощающего свет вещества, например, через массу аэрозоля в столбе атмосферы в размерности [r/m^2]. В этом случае коэффициент поглощения k'_l должен иметь размерность [m^2/r]. Произведение коэффициента поглощения и длины оптического пути называется оптической толщиной или оптической толщей:

$$\tau_{\lambda} = k_{\lambda} * l \tag{8.2}$$

Эта безразмерная величина может меняться от 0 до +¥. При $t_l = 1$ падающий поток света с длиной волны l ослабевает в е раз. Условно поглощающий слой считается оптически толстым при t > 1 и оптически тонким при t < 1. Поглощающая среда может характеризоваться такими понятиями, как прозрачность $T (t = -\ln T)$ или оптическая плотность $D (D = \log T = 0.434*t)$ (Большая Советская Энциклопедия, статья 50587).

Строго говоря, закон Бугера-Ламберта-Бера учитывает ослабление средой лишь прямого излучения. В случае прохождения солнечного излучения через атмосферу Земли определенная часть квантов рассеивается при взаимодействии с молекулами воздуха, жидкими каплями и твердыми частицами. Вероятность отклонения кванта на тот или иной угол определяется индикатриссой рассеяния, графически отображающей различие в интенсивностях света, рассеянного в разных направлениях. Как правило, рассеяние света в видимой области спектра на субмикронных аэрозолях ведет к продолжению движения квантов в переднюю полусферу. Таким образом, рассеянное излучение, как и прямое, может достичь поверхности Земли и поглотиться. Для климатической системы не важно, поступила ли энергия с прямым или рассеянным излучением. Это значит, что понятие оптической толщины в нашем случае должно относиться к совокупности прямого и рассеянного излучения, достигающего поверхности Земли.

Для практических оценок поглощающих свойств аэрозольных слоев удобнее пользоваться понятием интегрального поглощения *d* для всего энергетического спектра излучения:

$$\delta = 1 - \exp\left(-\Theta * l\right), \tag{8.3}$$

которое представляет долю радиационного потока во всем интервале энергий, не дошедшего до земной поверхности. Здесь Θ – обобщенный показатель поглощения (коэффициент экстинкции). Величина поглощения является безразмерной, меняющейся в пределах от 0 до 1, и часто выражаемой в процентах. Величина поглощения может быть выражена через суммарную массу аэрозольного вещества *M* (в предположении, что вся эта масса распределена в стратосфере равномерно):

$$\delta = 1 - \exp\left(-\Theta' * M / S\right), \tag{8.4}$$

где Θ' – обобщенный показатель поглощения в размерности [м²/г], S – площадь земного шара, равная 5.1 * 10¹⁴ м².

Знание величины поглощения позволяет оценить долю потока солнечной энергии, не дошедшей до земной поверхности (отраженной и поглощенной в стратосфере):

$$\Delta W = 343 * \delta (\mathrm{BT/M}^2), \tag{8.5}$$

где 343 Вт/м² – метеорологическая солнечная постоянная. Величина ΔW носит название внешнего радиационного воздействия, хотя часто в литературе для обозначения ΔW используется английский термин «радиационный форсинг».

Хотя зависимость поглощения от массы аэрозоля описывается нисходящей экспонентой, при очень малых значениях массы эту зависимость можно принимать линейной. Для достаточно грубых оценок линейность зависимости допустима до величины поглощения, равной 10%.

Чрезвычайно сложным является вопрос нахождения глобального температурного эффекта, вызванного увеличением массы аэрозоля. Зависимость глобальной температуры, выраженной в градусах, от величины поглощения солнечного излучения не может быть линейной, хотя многие модельные результаты указывают именно на линейный характер связи, во всяком случае, при относительно небольших изменениях. Кроме того, температурный отклик может быть очень быстрым при разовом введении в стратосферу определенной массы аэрозольного вещества, а может быть протяженным во времени при постепенном введении такого же количества вещества, когда в климатической системе начинают действовать различные обратные связи. Понимая эту проблему, мы, тем не менее, примем связь массы аэрозоля с глобальной температурой (выраженной в градусах Кельвина) линейной при малых значениях этих величин, что является общепринятым в моделировании климата (Кароль, Фролькис, 1992; IPCC, 2001; Crutzen, 2006).

Ниже будет представлена попытка обобщения литературных данных по оценке функциональных связей между массой аэрозоля, оптическим поглощением, радиационным воздействием (форсингом) и климатическим температурным эффектом. Здесь будут рассмотрены результаты как прямых наблюдений при вулканических извержениях, так и результаты расчетов с использованием глобальных климатических моделей. В первом случае авторы часто используют не массу стратосферного аэрозоля, а количество выброшенной в стратосферу серы. Для единообразия принимаем, что сера вулканического происхождения окисляется в стратосфере до серной кислоты, которая гидратируется и частично нейтрализуется. В расчетах принимается, что доля серы в составе образованного аэрозоля равна 25%. Для удобства сравнения все используемые авторами значения массы стратосферного аэрозоля пересчитаны на величину 1 Мт. Заметим, что речь идет о количестве аэрозоля, дополнительном к тому, что постоянно находится в стратосфере (см. главу 3).

Многие из опубликованных данных основаны на анализе последствий вулканических извержений вулканов. Авторы, как правило, игнорируют различия в характере извержений (широта местности, высота выброса) и в параметрах образующегося аэрозольного вещества. Принимаются «типичные» характеристики полидисперсного аэрозоля с составом, соответствующем гидратированной серной кислоте. Такой же подход используется при моделировании влияния стратосферного аэрозоля на климатическую систему Земли. Следует учитывать, что при вулканических выбросах в стратосферу время относительно равномерного распределения продуктов по площади составляет около полугода. За это время существенная часть первичных вулканических продуктов успевает выпасть из стратосферы. В первую очередь это относится к частицам вулканического пепла и ледяным кристаллам, которые поглощают на своей поверхности и выводят попутно значительное количество соединений серы. Вслед за Блутом и др. (Bluth et al., 1992) принимаем, что через достаточно короткое время в стратосфере остается 60% от первоначально выброшенной серы, и именно эта доля определяет величину климатического эффекта. Обобщенные литературные данные приведены в табл. 8.1. В ней в скобках даны значения соответствующих параметров в расчете на 1 Мт стратосферного аэрозоля.

Из приведенной таблицы следует, что разброс в оценках достаточно высок. Если отбросить крайние значения, а остальные усреднить, то окажется, что одна мегатонна дополнительного стратосферного аэрозоля вызовет снижение потока солнечной радиации к земной поверхности на 0.3%, значение потока ослабнет на 0.2 Вт/м², что приведет к среднему глобальному похолоданию на 0.1°К.

Функциональные зависимости поглощения суммарного радиационного потока, радиационного воздействия (форсинга) и температурного эффекта от массы стратосферного аэрозоля, полученные указанными в табл. 8.1 авторами, представлены на рис. 8.1, 8.2 и 8.3. Данные для построения рисунков взяты из табл. 8.1. В каждой ир рассмотренных зависимостей можно выделить две группы результатов. Одна относится к оценкам влияния выбросов вулкана Пинатубо, обеспечивших наличие в стратосфере 20-30 Мт дополнительного аэрозольного вещества. Другая группа связана с различного рода модельными расчетами и наблюдениями в периоды относительно слабой вулканической деятельности. Во втором случае оценки массы лежат на уровне 1-8 Мт аэрозольного вещества. При условии линейной аппроксимации результатов (рисунки А) первая группа дает более низкие результаты, а вторая – более высокие. Исходя из этого, была сделана попытка аппроксимации результатов степенной функцией (рисунки Б). В этом случае кривые лучше описывают группы точек на рисунках. Таблица 8.1. Зависимость оптического поглощения, радиационного форсинга и понижения глобальной температуры от введения в стратосферу «типичного» аэрозольного вещества (в скобках – в расчете га 1 Мт при линейном щкалировании)

Основа получения оценок и литературная ссылка	Масса стратос- ферного аэрозоля, Мт	Оптичес- кое поглоще- ние, %	Радиа- ционное воздейст- вие, Вт/м ²	Темпера- турный эффект, Т(^о К)	Примечания
Наблюдения (Будыко, 1974)	4.1	1(0.24)			Обобщение данных
Модель (McCracen& Potter, 1975)*	21.9	3(0.14)		4.5(0.21)	Равновесный режим не достигнут
Наблюдения (Кароль, 1977)	1	0.5			
Модель (Ramaswamy & Kiehl, 1985)	102	12(0.12)			
Модель (Кароль и Фролькис, 1992)	7.65	1(0.13)			
Пинатубо (Hansen et al., 1992)	24		4.5(0.19)		
Пинатубо (Hansen et al., 1996)	24			0.6(0.03)	
Пинатубо (Hansen et al., 1998)	24		3(0.13)		
Пинатубо (Stenchikov et al., 1998)	24		3(0.13)		
Пинатубо (Andres & Kasgnoc, 1998)	24		4(0.17)	0.5(0.02)	
Пинатубо (Self et al., 1999)	24		2.5(0.1)	0.5-0.7 (0.02-0.03)	
Модель (Albritton & Filho, 2001)	4	0.7(0.18)			
Модель (Crutzen & Ramanathan, 2003)	7.7	1.3(0.17)	1.4(0.18)		
Модель (Crutzen, 2006)	22	4(0.18)	4(0.18)		
Модель (Wigley, 2006)	20		3(0.15)	2.5(0.13)	Полож. обратной связи
Модель (Lacis, 2007)	5.1	3.8(0.75)	1.24(0.24)	0.31(0.06)	Оптималь- ный размер
Модель (Lane et al., 2007)	4		1.5(0.38)		
Модель (Израэль и др., 2007)	1	0.43(0.43)			Оптималь- ный размер
Пинатубо (Prata et al., 2007)	24			0.6(0.03)	
Модель (Brovkin et al., 2009)	20.5			2.7	Масса серы
	36.5			4.7	пересчитана
	53			6.7	в массу аэрозоля вида H ₂ SO ₄ *2H ₂ O
Фон аэрозоля (Thomason et al., 2008)	0.6	0.1(0.17)			

Примечание: *Цитируется по (Кондратьев, 1981)







Рисунок 8.2. Зависимость радиационного воздействия (форсинга) (Вт/м²) от массы дополнительного аэрозольного вещества в стратосфере (Мт) График А – линейная аппроксимация результатов, график Б – степенная аппроксимация результатов



Рисунок 8.3. Зависимость температурного эффекта (-∆Л°К) от массы дополнительного аэрозольного вещества в стратосфере (Мт) График А – линейная аппроксимация результатов, график Б – степенная аппроксимация результатов

Из представленных рисунков следует, что имеется явная зависимость рассмотренных климатических параметров от массы аэрозольного вещества. Заметный разброс значений вполне объясним различиями в методологии получения оценок. Так на рис. 8.2 и 8.3 точки, соответствующие массе 20 Мт (Wigley, 2006), определены для условия длительного наличия аэрозоля в стратосфере и достижения установившегося климатического режима с учетом действия положительных обратных связей. Сопоставление графиков А и Б показывает, что степенная функция в области малых величин массы дает более высокие значения рассмотренных параметров.

В табл. 8.2 приведены значения поглощения суммарного радиационного потока, радиационного воздействия (форсинга) и температурного эффекта в расчете на 1 Мт глобально распределенного аэрозольного вещества. Среднеарифметические значения получены из данных табл. 8.1 при отбрасывании самых больших и самых малых значений и усреднении оставшихся. Аппроксимационные значения найдены из линейной и степенной зависимостей рисунков А и Б, соответственно.

распределенного аэрозольного вещества						
Метод получения	Среднее	Тип аппроксимации				
Параметр	арифметическое	Линейная	Степенная			
Поглощение, %	0.24	0.12	0.32			
Воздействие, Вт/м ²	0.17	0.15	0.54			

0.078

0.065

0.22

Температурный эффект,

 $\Delta T^{\circ} K$

Таблица 8.2. Значения поглощения суммарного радиационного потока, радиационного воздействия (форсинга) и температурного эффекта в расчете на 1 Мт глобально распределенного аэрозольного вещества

Как следует из таблицы, линейная аппроксимация дает минимальные значения рассмотренных параметров. Если ориентироваться на среднеарифметические значения, получается, что для компенсации повышения глобальной температуры на начало XXI столетия за счет действия парниковых газов (0.6°К) необходимо ввести в стратосферу около 8 Мт аэрозольного вещества. Если учитывать положительную обратную связь за счет изменения альбедо из-за увеличения площади снежного покрова при постоянном сохранении аэрозольного слоя, эта величина может составить около 5 Мт. Если обеспечить достаточно продолжительное время жизни стратосферного аэрозоля за счет его введения на значительные высоты (порядка 20 км), ежегодный темп введения может составить 2.5 Мт (0.6-0.7 Мт в пересчете на массу серы при использовании сульфатного аэрозоля). Наконец, если, как предлагал Будыко (1974), ориентироваться только на Северное полушарие, масса необходимого аэрозоля может быть сокращена в 2 раза.

В заключение отметим исключительно высокую эффективность метода сульфатных аэрозолей для компенсации парникового эффекта. Оценки показывают, что введение в стратосферу 3 г серы в виде сульфатных аэрозолей эквивалентно выведению из атмосферы 1 тонны углерода в виде диоксида. Другими словами, 1 Мт стратосферного сульфатного аэрозоля (75% серная кислота) компенсирует парниковый эффект 300 000 Мт диоксида углерода.

Список литературы

Будыко М.И. 1974. Метод воздействия на климат. – Метеорология и Гидрология, № 2, с. 91-97.

Израэль Ю.А., Борзенкова И.И., Северов Д.А. 2007. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. – Метеорология и Гидрология, № 1, с. 5-14.

Кароль И.Л. 1977. Изменения глобального содержания стратосферных аэрозолей и их связь с колебаниями средней прямой солнечной радиации и температуры поверхности земли. – Метеорология и Гидрология, № 3, с. 32-40.

Кароль И.Л., Фролькис В.А. 1992. Стратосферные аэрозоли и парниковое потепление нижней тропосферы. – Известия РАН, Физика Атмосферы и Океана, том 28, № 5, с. 467-474.

Кондратьев К.Я. 1981. Стратосфера и климат. – Итоги Науки и Техники, серия «Метеорология и климатология», Том 6. – Москва, ВИНИТИ, 223 с.

Albritton D.L., Filho L.G.M. 2001. Technical summary; in "Climate Change 2001: The Scientific Basis"/ (ed.) J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson, contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. – Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, New York, pp. 21-84.

Andres R.J., Kasgnoc A.D. 1998. A time averaged inventory of subaerial volcanic sulphur emissions. – J. Geophys. Res., vol. 103, pp. 25251-25261.

Bluth G.J.S., Doiron S.D., Schnetzler C.C., Krueger A.J., Walter L.S. 1992. Global tracking of the SO₂ clouds from the June 1991 Mount Pinatubo eruptions. – Geophys. Res. Lett., 19, pp. 151-154.

Brovkin V., Petoukhov V., Claussen M., Bauer E., Archer D., Jaeger C. 2009. Geoengineering climate by stratospheric sulfur injections: Earth system vulnerability to technological failure. – Climatic Change, vol. 92, No. 3-4, pp. 243-259.

Crutzen P. 2006. Albedo Enhancement by Stratospheric Sulfur Injections: a Contribution to Resolve a Policy Dilemma? – Climatic Change, vol. 77, pp. 211-219.

Crutzen P.J., Ramanathan V. 2003. The parasol effect on climate. – Science, vol. 302, pp. 1679-1681.

Hansen J., Lacis A., Ruedy R., Sato M. 1992. Potential climate impact of the Mount Pinatubo eruption. – Geophys. Res. Letters, vol. 19, pp. 215-218.

Hansen J.E., Sato M., Lacis A., Ruedy R., Tegen I., Matthews E. 1998. Climate forcings in the industrial era. – Proc. Natl. Acad. Sci., vol. 95, pp. 12753-12758
Hansen J., Sato M., Ruedy R., Lacis A., Asamoah K., Borenstain S., Brown E., Gairns B., Caliri G., Campbell M., Curran B., de Castro S., Druyan L., Fox M., Jonson C., Lerner J., McCormick M.P., Miller R.L., Minnis P., Morrisom A., Pandolfo L., Ramberran I., Zaucker F., Robinson M., Russel P., Shah K., Stone P., Tegen I., Thomason L., Wilder J., Wilson H. 1996. A Pinatubo climate modeling investigation. – In: The Mount Pinatubo Eruption: Effects on the Atmosphere and Climate. NATO ASI Series Vol. I 42 /ed. By G. Fiocco, D. Fua, G. Visconti. – Springer-Verlag, Heidelberg, Germany, pp. 233-272.

IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Report of International Panel of Climate Change. – Cambridge University Press, 94 p.

Lacis A.A. 2007. Geoengineering: Plan B Remedy for Global Warming. – Proceedings of the XVII-th Annual Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program Science Team Meeting, March 26-30, 2007, Monterey, CA.

Lane L., Caldeira K., Chatfield R., Longhoff S. 2007. Workshop Report on Managing Solar Radiation /Edited by L. Lane, K. Caldeira, R. Chatfield, S. Langhoff – Report NASA/CP-2007-214558, November 18-19, 2006, 40 p.

McCracken M.C., Potter G.L. 1975. Comparative climatic impact of increased "ratospheric aerosol loading and decreased solar constant in a zonal climate model. WMO/IAMAP Symp. On Long-Term Climate Fluctuations. University of East Anglia, August 17-23, Preprint, UCRL-76132, p. 8.

Prata A.J., Carn S.A., Stohl A., Kerkmann J. 2007. Long range transport and fate of a stratospheric volcanic cloud from Soufriere Hills volcano, Monserrat. – Atmos. Chem. Phys. Discuss., 7, pp. 4657-4672.

Ramaswamy V., Kiehl J.T. 1985. Sensitivities of the radiative forcing due to large loadings of smoke and dust aerosols. – J. Geophys. Res., vol. 90, D3, pp. 5597-5613.

Self S., Zhao J.-X., Holasek R.E., Torres R.C., King A.J. 1999. Atmospheric impact of the 1991 Mount Pinatubo eruption. – In: Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines. US Geological Survey. – Available at: http://pubs.usgs.gov/pinatubo/prelim.html.

Stenchikov G.L., Kirchner I., Robock A., Graf H.F., Antuna J.C., Grainger R.G., Lambert A., Thomason L. 1998. Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. – J. Geophys. Res., vol. 103, pp. 13 837-13 857.

Thomason L.W., Burton S.P., Luo B.-P., Peter T. 2008. SAGE II measurements of stratospheric aerosol properties at non-volcanic level. – Atmos. Chem. Phys., vol. 8, pp. 983-995.

Wigley T.M.L. 2006. A Combined Mitigation/Geoengineering Approach to Climate Stabilization. – Science, vol. 314, pp. 452-454.

Глава 9. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ТРАНСФОРМАЦИИ СЕРОСОДЕРЖАЩИХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЕЙ В СТРАТОСФЕРЕ

Природный стратосферный аэрозоль представлен в основном сульфатами. Изолированность природного слоя сульфатов на высоте около 25 километров предполагает, что он образуется непосредственно в стратосфере в результате окисления серосодержащих газов. Для воссоздания природных процессов при целенаправленном увеличении массы стратосферного аэрозоля необходимо понимание физико-химических условий его генерации. Для корректной оценки параметров взаимодействия солнечного излучения с аэрозольными частицами необходимо знать распределение частиц по размеру и химический состав частиц. Это в свою очередь дает возможность получения ответа на вопрос об оптимальном количестве вводимого в стратосферу вещества с целью достижения нужного климатического эффекта.

9.1 Химические превращения соединений серы в стратосфере

В атмосфере, как и в других природных средах, сера может существовать в различных валентных состояниях. Это обусловлено особенностью строения внешней электронной оболочки, имеющей два энергетических подуровня:

$$1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^4$$

На внешнем подуровне имеется место для взаимодействия только с двумя "чужими" электронами. При заполнении внешней электронной оболочки двумя электронами сера находится в восстановленном состоянии, обычно обозначаемом как S^{II}. Если донорами электронов являются атомы водорода, образуется сероводород – простейшее и распространенное в атмосфере соединение восстановленной серы (H₂S). Наличие элементарной серы не характерно для атмосферы, хотя в литосфере она образует залежи огромных размеров. Состояние двухвалентной окисленной серы с точки зрения строения электронной оболочки является неустойчивым, и соединения серы в таком состоянии в природе не существуют. Достаточно стабильным является состояние с образованием двух электронных пар, при котором сера является донором электронов в соединениях с более электроотрицательными элементами (например, кислородом). В этом случае сера проявляет валентность IV. Наиболее распространенным соединением серы в атмосфере с валентностью IV является ее диоксид – SO₂. Высшей формы окисления (валентность VI) сера достигает в соединениях с тремя атомами кислорода.

В атмосферу соединения серы поступают в результате большого числа природных и антропогенных процессов. Одним из важнейших природных источников является Мировой океан. Постоянное отмирание живого вещества (планктона, водорослей) ведет к насыщению морской воды такими соединениями как сероводород – H₂S, диметилсульфид – (CH₃)₂S, карбонилсульфид – OCS, сероуглерод – CS₂. Газообмен между средами ведет к их выносу в атмосферу. Многие миллионы тонн серы ежегодно поступают в атмосферу в форме сульфатов (SO₄²⁻) с частицами морской соли при разрушении на поверхности газовых пузырьков и при высыхании в воздухе мельчайших капель морской воды. Значительным источником серы в атмосферу является вулканизм. Выше отмечалось, что фумарольная активность проявляется постоянно, тогда как извержения крайне непостоянны во времени. В результате этих процессов сера поступает в атмосферу главным образом в виде диоксида – SO₂ и сероводорода. Антропогенные источники серы в атмосферу представлены в основном процессами сжигания ископаемого топлива и обжигом руд цветных металлов. Более чем на 90% антропогенная сера в момент поступления в атмосферу представлена диоксидом. Попав в атмосферу, соединения серы подвергаются целому ряду физико-химических трансформаций. Ниже мы проследим за превращениями серы от низшей формы окисления к высшей.

Атмосфера в целом является окислительной средой, поэтому все реакции соединений серы в ней идут от состояния S^{II} к состоянию S^{VI} . Восстановительные процессы для атмосферы не характерны. В стратосфере процессы окисления идут существенно быстрее, чем в нижней тропосфере, за счет фотохимических процессов и более высоких относительных концентраций потенциальных окислителей.

Важнейшими оксидантами в атмосфере являются радикалы OH[•], HO₂[•], NO₃[•], Cl[•], озон, перекись водорода и диоксид азота. Такие оксиданты как перекись водорода и диоксид азота действуют в основном в тропосфере. Напротив, атомарный хлор в ощутимых количествах появляется лишь на высотах свыше 40 км (в специфических условиях «озоновой дыры» может образовываться и ниже). Реакции окисления S^{II} и S^{IV} до S^{VI} идут в несколько стадий с образованием промежуточных продуктов. Эти промежуточные (крайне неустойчивые) продукты могут окисляться кислородом воздуха. Как правило, реакции окисления соединений серы изучались для условий приземного слоя, поскольку основное внимание исследователей уделялось соединениям серы как загрязняющим воздух веществам. Для условий стратосферы литературных данных о скоростях реакций практически нет.

Можно предположить, что в стратосфере относительная концентрация оксидантов должна быть выше, чем в тропосфере за счет их образования в фотохимических реакциях в коротковолновой части спектра. С другой стороны, с падением давления число молекул или радикалов в единице объема уменьшается. Практически неизвестны температурные зависимости скоростей реакций. Вместе с тем, исходя из общих представлений можно утверждать, что при изменении температуры от +25°C до -50°C скорость реакций окисления должна существенно замедлятся.

Концентрации указанных выше оксидантов изменяются с высотой и широтой местности, с сезоном года и временем суток в очень широких пределах. Прежде всего, это связано с интенсивностью солнечного излучения и с энер-

Рябошапко А.Г.

гией квантов. При отсутствии освещения концентрации оксидантов падают практически до нуля. В табл. 9.1 представлены ориентировочные уровни концентраций важнейших оксидантов на различных высотах в слое от 10 до 30 км (Turco et al., 1981; CCPOD, 1982; Crosley, 1995; Charlson, 2000; Jacobson, 2005).

D	Оксидант						
высота, км	OH®	0•	HO ₂ ^{•(*)}	03	NO ₃ •(**)		
10	0.50E6 ^(***)	3.2E5	9.6E6	0.6E12	6.0E7		
12	0.50E6	1.0E6	9.0E6	0.7E12	7.0E7		
14	0.50E6	3.2E6	8.4E6	0.4E12	4.0E7		
16	0.50E6	9.0E6	7.8E6	0.7E12	7.0E7		
18	0.50E6	2.5E7	7.6E6	1.6E12	1.6E8		
20	0.65E6	7.9E7	8.4E6	3.1E12	3.1E8		
22	1.0E6	2.0E8	1.2E7	4.7E12	4.7E8		
24	1.6E6	6.3E8	1.7E7	5.5E12	5.5E8		
26	2.3E6	2.0E9	2.2E7	5.5E12	5.5E8		
28	4.0E6	6.3E9	3.4E7	4.4E12	4.4E8		
30	19E6	3.2E10	1.5E8	3.1E12	3.1E8		

Таблица 9.1. Среднесуточные концентрации оксидантов в стратосфере на различных высотах в средних широтах (молек/см³)

Примечания: ^(*)Грубая оценка; Хелтен и др. (Helten et al., 1984) получили концентрации около 5Е7 молек/см³ с неопределенностью ±40% для высот 15-30 км;

(**)Концентрация вычислена как доля концентрации озона, равная 0.01% (Finlayson-Pitts, Pitts, 1986);

(***)Запись 0.50Е6 здесь и ниже по тексту означает 0.50*10⁶.

Такие газы как сероводород и диметилсульфид имеют мало шансов проникнуть в стратосферу, поскольку они достаточно быстро окисляются в нижних слоях тропосферы. Вместе с тем, если рассматривать сероводород в качестве искусственно вводимого в стратосферу предшественника сульфатных аэрозолей, необходимо, прежде всего, рассмотреть химические превращения этого восстановленного соединения серы.

Наиболее детальное обобщение вида реакций, продуктов реакций и их скоростей выполнено в последнее время Сандером и др. (Sander et al., 2006). В табл. 9.2 представлены важнейшие реакции газофазного окисления сероводорода и уравнения Аррениуса для расчета их скоростей, опубликованные в указанной работе. Там, где это возможно, рассчитаны значения константы реакции для 298К (+25°С) и для условий стратосферы – 223К (-50°С).

Из табл. 9.2 с учетом данных табл. 9.1 следует, что в тропосфере и нижней стратосфере основным оксидантом для сероводорода является гидроксильный радикал. Скорость этой реакции слабо зависит от температуры. Лишь на значительных высотах (более 25 км) конкуренцию ей начинает создавать

реакция с атомарным кислородом. На высоте 30 км реакция с атомарным кислородом становится преобладающей. Остальные рассмотренные оксиданты не оказывают сколь либо заметного влияния на общую скорость окисления сероводорода в стратосфере. Реакция с атомарным хлором может иметь значение лишь в средней стратосфере, поскольку атомарный хлор в тропосфере и нижней стратосфере практически отсутствует. Важным обстоятельством является то, что озон практически не расходуется на реакцию окисления сероводорода.

Реакция	Уравнение Аррениуса	Значения константы скорости реакции, см ³ /молек/с		
		к (298К	к (223К)	
$H_2S + O(^1D) \rightarrow OH^{\bullet} + SH^{\bullet}$	2.1E-11 * exp (-2200/T)	1.3E-14	1.1E-15	
$H_2S + O_3 $ → продукты	<2.0E-20	-	-	
$H_2S + OH^{\bullet} \rightarrow SH^{\bullet} + H_2O$	6.1E-12 * exp (-75/T)	4.7E-12	4.4E-12	
$H_2S + HO_2$ → продукты	<3.1E-15	-	-	
$H_2S + NO_3 ^{\bullet} \rightarrow$ продукты	<8.0E-16	-	-	
$H_2S + Cl^{\bullet} \rightarrow HCl + SH^{\bullet}$	3.7E-11 * exp (+210/T)	7.5E-11	9.5E-11	

В табл. 9.3 представлены значения времени жизни сероводорода относительно рассмотренных реакций и всей совокупности реакций на высотах 10, 20 и 30 км. Из таблицы следует, что введенный в нижнюю стратосферу сероводород будет окисляться в течение первых дней, главным образом, гидроксильным радикалом.

Таблица 9.3. Время жизни сероводорода в нижней страт	госфере
--	---------

Оксидант	Время жизни сероводорода на высотах, км			
Оксидант	10	20	30	
OH	5.3 дня	4.1 дня	1.4 дня	
O(¹ D)	90 лет	133 дня	0.3 дня	
HO ₂ •	1.2 года	1.2 года	25 дней	
O ₃	2.6 года	0.5 года	0.5 гда	
NO ₃ •	0.7 года	47 дней	47 дней	
Все оксиданты совокупно	~ 5 дней	~ 3.5 дня	~ 0.25 дня	

Первичными продуктами окисления сероводорода являются весьма неустойчивые содержащие серу радикалы, такие как S[•], SH[•], HSO[•] и SO[•]. В течение долей секунды они вступают в реакции дальнейшего окисления, в которых основным оксидантом является молекулярный кислород воздуха. Его содержание на порядки превышает концентрации других оксидантов (Бримблкумб, 1988; Charlson et al., 2000). Конечным продуктом окисления во всех случаях является диоксид серы.

Косвенная оценка времени жизни сероводорода в стратосфере относительно процесса превращения в диоксид серы может быть сделана на основе наблюдений за составом облака вулканических газов. Известно (Textor et al., 2004), что вулканические газы могут содержать значительное количество сероводорода. Например, при последнем извержении вулкана Эль-Чичон основная часть серы (3.5 Мт) была выброшена в стратосферу именно в виде сероводорода.

Роуз и др. (Rose et al., 2000; Rose et al., 2001) отметили возрастание количества диоксида серы в вулканическом облаке в первые два дня после извержения и объяснили это быстрым окислением сероводорода. На скорость окисления в этом случае может влиять высокая влажность внутри вулканического облака (Andres, Kasgnoc, 1998). Текстор и др. (Textor et al., 2004) оценили, что время жизни сероводорода в вулканическом облаке составляет около трех дней. Эта величина близка к тем оценкам, которые были получены выше на основе рассмотрения скоростей реакций окисления сероводорода.

Поведение карбонилсульфида (OCS) и сероуглерода (CS₂) резко отличается от поведения сероводорода. Эти соединения поступают в атмосферу в основном как продукты жизнедеятельности морской биоты, вулканических проявлений и частично за счет антропогенной деятельности (Watts, 2000). Они довольно устойчивы в условиях тропосферы, поэтому за счет турбулентной диффузии проникают в стратосферу, где разрушаются в процессах химического и фотохимического окисления.

В табл. 9.4 представлены важнейшие реакции газофазного окисления карбонилсульфида и сероуглерода, а также уравнения Аррениуса для расчета их скоростей, опубликованные в последние годы (Sander et al., 2006; Thomason, Peter, 2006). Там, где это возможно, рассчитаны значения константы реакции для 298К (+25°С) и для условий стратосферы - 223К (-50°С).

Приведение реакций к первому порядку в предположении неизменности концентраций оксиданов показывает, что на уровне тропопаузы основную роль в окислении карбонилсульфида играет ночной радикал NO₃[•]. Однако, и в этом случае реакция протекает медленно. По сравнению с карбонилсульфидом сероуглерод в самых нижних слоях стратосферы окисляется существенно быстрее, и основным оксидантом является атомарный кислород, хотя его концентрации здесь малы.

Предположение о первом порядке протекания реакций справедливо лишь в случае относительно малых концентраций серы в виде сероводорода и/или диоксида серы. Бекки (Bekki, 1995) на основе модельных расчетов оценил, что выброс в стратосферу около 200 Мт серы в виде компактного облака этих газов при извержении вулкана Тамбора в 1815 году привел значительному «выеданию» из стратосферы гидроксильного радикала и паров воды. На уровне величины выброса вулкана Пинатубо в 1991 году данный эффект практически не наблюдался.

Реакция	Уравнение Арреннуса	Значения константы скорости реакции, см ³ /молек/с		
	rppennyea	к (298К)	к (223К)	
$OCS + O(^{1}D) \rightarrow CO + SO^{\bullet}$	2.1E-11* exp(-2200/ <i>T</i>)	1.3E-14	1.1E-15	
OCS + OH [●] → продукты	1.1E-13* exp(-1200/ <i>T</i>)	1.9E-15	5.1E-16	
OCS + NO ₃ \bullet → продукты		<1E-16	<1E-16	
$OCS + Cl^{\bullet} \rightarrow продукты$		<1E-16	<1E-16	
$OCS + ClO^{\bullet} \rightarrow$ продукты		<2E-16	<2E-16	
$CS_2 + O(^1D) \rightarrow CS^{\bullet} + SO^{\bullet}$	3.2E-11* exp(-650/ <i>T</i>)	3.6E-12	1.7E-12	
$CS_2 + OH^{\bullet} \rightarrow SH^{\bullet} + OCS$		<2E-15	<2E-15	
$\begin{array}{c} \text{CS}_2 + \text{OH}^{\bullet} + 2\text{O}_2 \rightarrow \\ \text{OCS} + \text{HO}_2^{\bullet} + \text{SO}_2 \end{array}$	{1.25E-16* exp(4550/ T)}/ {T+1.81E-3 * exp(3400/T)}	1.2E-12	1.2E-11	
$CS_2 + OH^{\bullet} \rightarrow$ $CS_2OH^{\bullet} + O_2 \rightarrow$ прод.		<1.5E-15	<1.5E-15	
$CS_2 + NO_3 \bullet \rightarrow продукты$		<4E-16	<4E-16	

Таблица 9.4. Ре	еакции окисления	OCS и	CS ₂ в	атмосфере и	их скорости
-----------------	------------------	-------	-------------------	-------------	-------------

С ростом высоты важнейшим оксидантом для обоих соединений становится атомарный кислород. На высоте 30 км реакция с атомарным кислородом становится столь быстрой, что сероуглерод там должен разрушаться в течение секунд. Заметим, что гидроксильный радикал окисляет карбонилсульфид и сероуглерод медленно, так что этот путь дальнейшего окисления серы можно не рассматривать. Как и в случае с сероводородом, реакция с атомарным хлором может реализоваться лишь в средней стратосфере, поскольку атомарный хлор в нижней стратосфере практически отсутствует. Важным обстоятельством является то, что озон в принципе не может служить в качестве окислителя карбонилсульфида и сероуглерода.

В табл. 9.5 представлены значения времена жизни карбонилсульфида и сероуглерода относительно рассмотренных реакций и всей совокупности реакций на высотах 10, 20 и 30 км. Из таблицы следует, что сероуглерод начинает окисляться с заметной скоростью уже на уровне тропопаузы, а на больших высотах он существовать сколь либо долго не может. Напротив, карбонилсульфид устойчив, и с заметными скоростями начинает окисляться лишь на высотах между 20 и 30 км.

Кроме газофазных реакций окисления карбонилсульфид может разрушаться под воздействием УФ-излучения, особенно на высотах более 20 км. Связь C=S менее прочна, чем связь C=O, поэтому результатом фотолиза является образование молекулы оксида углерода и атомарной серы (Crutzen, 1976; Finlayson-Pitts, Pitts, 1986; Charlson et al., 2000). Далее атомарная сера практически мгновенно соединяется с молекулой кислорода с образованием диоксида серы, поэтому скорость разрушения карбонилсульфида определяется первой реакцией фотолиза:

$$COS + hv \rightarrow S^{\circ} + CO$$

$$S^{\circ} + O_{2} \rightarrow SO^{\circ} + O^{\circ}$$

$$SO^{\circ} + O_{2} \rightarrow SO_{2} + O^{\circ}$$

При рассмотрении схемы окисления обоих веществ следует иметь ввиду то обстоятельство, что важнейшая реакция окисления сероуглерода атомарным кислородом ведет к образованию карбонилсульфида, который окончательно может окислиться до диоксида серы лишь на высотах более 20 км. По мнению Мёллера (Möller, 2003), при окислении сероуглерода образуются примерно равные количества диоксида серы и карбонилсульфида, что следует из принятой им схемы окисления:

- I. $CS_2 + OH^{\bullet} \rightarrow CS_2OH^{\bullet}$ $CS_2OH^{\bullet} \rightarrow \rightarrow COS + SO_2$
- II.

 $CS_{2} + h\nu \rightarrow CS_{2}^{\bullet}$ $CS_{2}^{\bullet} + O_{2} \rightarrow CS^{\bullet} + SO_{2}$ $CS^{\bullet} + O_{2} \rightarrow COS + O^{\bullet}$ $CS^{\bullet} + O_{3} \rightarrow COS + O_{2}$

Таблица 9.5. Время жизни карбонилсульфида и сероуглерода в нижней стратосфере
относительно реакций газофазного окисления

Розитант	Оксидант	Высота, км			
I CANTANT		10	20	30	
OCS	OH	125 лет	96 лет	3.3 года	
	O(¹ D)	90 лет	0.4 года	0.3 дня	
	NO ₃ •	5 лет	1 год	1 год	
	Все оксиданты совокупно	4.8 года			
CS ₂	OH	18 лет	14 лет	0.5 года	
	O(¹ D)	21 день	0.1 дня	20 секунд	
	NO ₃ •	1.3 года	93 дня	93 дня	
	Все оксиданты совокупно	20 дней	0.1 дня	20 секунд	

Оценки времени жизни карбонилсульфида и сероуглерода делались многими исследователями при попытках количественно описать процессы образования и поддержания постоянной массы естественного стратосферного слоя. Так по оценке Мёллера (Möller, 2003) время жизни сероуглерода составляет около 1.5 месяцев, а карбонилсульфида – 16 лет. По оценкам Кокса и Шепарда (Сох, Sheppard, 1980) время жизни сероуглерода находится на уровне 70 дней, а Курило (Kurylo, 1978) оценил время жизни карбонилсульфида в 500 дней. В рамках проекта SPARC найдено, что время жизни карбонилсульфида относительно всех химических реакций уменьшается с 50 лет на высоте 15 км до 0.3 года на 30-и км (Thomason, Peter, 2006).

Из сказанного выше следует, что все реакции окисления восстановленных соединений серы ведут к образованию диоксида серы. В свою очередь диоксид является промежуточным продуктом в последовательности реакций окисления серы до шестивалентного состояния.

Поведение диоксида серы в тропосфере детально изучались многими исследователями в связи с тем, что этот газ является одним из основных загрязняющих веществ. Естественно, эти исследования велись для условий приземного слоя. Прямые экспериментальные измерения показывают, что в условиях высокого загрязнения атмосферы и высокой относительной влажности (например, в дымовых факелах) время жизни может составлять часы десятки часов. В работах (Рябошапко, 1983; Finlayson-Pitts, Pitts, 1986) обобщены результаты большого количества экспериментальных работ, которые показывают, что минимальное время жизни диоксида серы в условиях загрязненной атмосферы при высокой относительной влажности составляет около 10 часов. Процессы окисления здесь могут проходить и в газовой фазе, и на поверхности твердых частиц, и в жидкой фазе капель водных растворов. Заметим, что такие условия могут реализоваться только в нижней тропосфере. При модельных расчетах дальнего трансграничного переноса соединений серы принимается, что совокупная константа скорости окисления диоксида составляет 0.027 час⁻¹, а соответствующее время жизни – 37 часов (Израэль и др., 1989).

Несмотря на значительный интерес к атмосферной химии диоксида серы до сих пор нет общепринятого представления о механизмах его окисления. Так в обзоре, подготовленном Сандером и др. (Sander et al., 2006), приводится лишь одно относительно надежно определенное значение скорости окисления диоксида серы озоном. В табл. 9.6 обобщены литературные данные по скоростям реакций окисления, полученные различными авторами. Следует иметь в виду, что значения скоростей реакций определены, как правило, для температуры +25°C. Из общих соображений следует, что при более низких температурах стратосферы реакции должны идти медленнее. Исходя из этого, оценки времени жизни SO₂ (там, где не дано полное уравнение Аррениуса) следует рассматривать как максимально возможные.

Представленные в табл. 9.6 значения скоростей реакций диоксида серы с гидроксильным радикалом показывают, что значение этого параметра, предложенное Александровым и др. (1992), выпадает более чем на порядок из ряда других значений. С другой стороны, предложенное ими значение указывает на очень слабую зависимость скорости реакции от температуры. На основании рассмотренных данных принимается для дальнейших расчетов формула, предложенная в работе Кондратьева и др. (1983), позволяющая оценить изменение скорости реакции в зависимости от плотности воздуха без учета температуры.

скорости
ΧИ
И
серы
диоасидда
окисления
Реакции
3
Таблица 9

ŝ	Реакция	Значение скорости,	Особые условия	Ссылка
		CM3/M0JEK/CEK		
-	$SO_2 + OH \bullet \rightarrow OHSO_2 \bullet$	9E-13		Finlayson-Pitts and Pitts, 1986
2	$SO_2 + OH \bullet \rightarrow OHSO_2 \bullet$	9E-13	±50%	Atkinson and Lloyd, 1984
3	$SO_2 + OH^{\bullet} \rightarrow OHSO_2^{\bullet}$	9E-13		Charlson et al., 2000
4	$SO_2 + OH \bullet \rightarrow OHSO_2 \bullet$	7.2E-13	0÷18 km,	Rodhe and Isaksen, 1980
			средн. широты	
S	$SO_2 + OH^{\bullet} + M \rightarrow OHSO_2^{\bullet} + M$	$5E-31 (T/300)^{-3,3}$		Александров и др., 1992
9	$SO_2 + OH \bullet + M \rightarrow OHSO_2 \bullet + M$	(2,5±0.26)E-32 (*)		Кондратьев и др., 1983
5	$SO_2 + OH \bullet \rightarrow OHSO_3 \bullet$	(5-10)E-13	BLICOTA 12 KM	Moortgat and Junge, 1977
		(4.3-9)E-13	Высота 17 км	
		(3,2-7,6)E-13	Высота 22 км	
8	$OHSO_2 \bullet + O_2 \rightarrow SO_3 + HO_2 \bullet$	7.2E-12*exp(-330/T)		Александров и др., 1992
6	$SO_2 + O_3 \rightarrow SO_3 + O_2$	$3E-12^{*}exp(-7000/T)$		Sander et al., 2006
10	$SO_2 + O_3$	5E-12		Finlayson-Pitts and Pitts, 1986
11	$SO_2 + O_3 \rightarrow SO_3 + O_2$	< 1E-22		Кондратьев и др., 1983
12	$SO_2 + 0 \bullet \Rightarrow SO_3$	6E-14		Finlayson-Pitts and Pitts, 1986
13	$SO_2 + 0 \bullet \Rightarrow SO_3$	6E-14		Charlson et al., 2000
14	$SO_2 + O \bullet + M \rightarrow SO_3 + M$	4E-32 exp(-1000/T) (*)		Александров и др., 1992
15	$SO_2 + O \bullet + M \rightarrow SO_3 + M$	(7.5 ± 2.2) E-34 (*)		Кондратьев и др., 1983
16	$SO_2 + HO_2^{\bullet} \rightarrow m$ oдукты	1E-18		Finlayson-Pitts and Pitts, 1986
17	$SO_2 + HO_2^{\bullet} \rightarrow m ogykrbi$	<1E-18		Александров и др., 1992
T T	римопекулярная реаклия с размерностью коэфф	ициента см ⁶ /моцек ² /с		

Несмотря на недостаток знаний о динамике процесса, общепринятым является представление о том, что вне зависимости от вида оксиданта первым промежуточным продуктом превращения диоксида в триоксид является гидросульфитный радикал $OHSO_2^{\bullet}$. По мнению Александрова и др. (1992) дальнейшее окисление этого радикала происходит либо с участием гидроксильного радикала, либо молекулярного кислорода. Скорее всего, окисление молекулярным кислородом является превалирующим процессом и протекает весьма быстро. Это означает, что общая скорость процесса окисления диоксида серы гидроксильным радикалом определяется первым шагом превращения SO₂ в гидросульфитный радикал OHSO₂[•].

Для реакции окисления диоксида серы озоном табл. 9.6 предлагает три значения. Лишь в работе Сандера и др. (Sander et al., 2006) дается полное уравнение Аррениуса для скорости реакции. В нем обращает на себя внимание исключительно высокая температурная зависимость. Именно это уравнение выбрано для дальнейших расчетов в настоящей работе.

Значения скоростей реакции окисления диоксида серы атомарным кислородом, представленные в таблице, находятся в разумном согласии. В работе Александрова и др. (1992) дано полное уравнение Аррениуса, что делает использование данных этой работы более предпочтительным.

Для реакции окисления гидропероксидным радикалом таблица предлагает лишь два значения. Александров и др. (1992) оценивают значение коэффициента скорости 1E-18 см³/молек/с как максимально возможное.

Принятые значения скоростей реакций с учетом данных табл. 9.1 указывают на то, что на уровне тропопаузы (высота 10 км) при температуре 223К основным оксидантом является гидроксильный радикал. Именно этот оксидант определяет общую скорость газофазного окисления на данной высоте. Однако с ростом высоты возрастает роль атомарного кислорода. На высоте 30 км реакция с атомарным кислородом становится преобладающей. Озон и гидропероксидный радикал вносят в процесс окисления настолько малый вклад, что их можно не учитывать. Это, в свою очередь, означает, что озон не расходуется на реакцию окисления диоксида серы.

В табл. 9.7 представлены значения времени жизни диоксида серы относительно отдельных газофазных реакций и всей совокупности таких реакций на высотах 10, 20 и 30 км. Из таблицы следует, что продолжительность окисления диоксида серы на уровне 10-20 км может составлять несколько месяцев, но процесс резко ускоряется на высоте около 30 км.

Оксидант	Время жизни диоксида серы на высотах, км			
	10	20	30	
OH●	120 дней	300 дней	34 дня	
0 [•]	28 лет	136 дней	1.1 дня	
HO ₂ •	3300 лет	3800 лет	210 лет	
O ₃	750 тыс. лет	146 тыс. лет	146 тыс. лет	
Все оксиданты совокупно	118 дней	94 дня	1.1 дня	

Таблица 9.7. Время жизни диоксида серы в нижней стратосфере (Т = 223К)

Рябошапко А.Г.

Кроме газофазного окисления возможен фотохимический процесс, ведущий к окислению диоксида серы до триоксида. Кондратьев и др. (1983) предлагают следующую схему фотохимического окисления (здесь звездочка означает возбужденное состояние молекулы):

1.
$$SO_2 + hv \rightarrow SO_2^*$$

2. $SO_2^* + M \rightarrow SO_2 + M(1.5\pm0.2)E-13 \text{ см}^3/молек/с$
3. $SO_2^* + SO_2 \rightarrow SO_3 + SO(6.3\pm0.2)E-13 \text{ см}^3/молек/с$
4. $SO_2^* + O_2 \rightarrow SO_4^*$
5. $SO_4^* + O_2 \rightarrow SO_3 + O_3$

Из схемы следует, что реакция 3 должна идти тем быстрее, чем выше концентрация SO_2 в воздухе. С другой стороны реакция 2 гашения возбужденного состояния даже в разреженном воздухе должна протекать в течение малых долей секунды. Допустим, что 2 Мт диоксида серы введено в слой воздуха толщиной 1 км на высоте 20 км над 10% площади Земного шара. Если в качестве М выступают азот и кислород воздуха, то вероятность протекания реакции 2 будет на шесть порядков выше, чем реакции 3. Отсюда можно сделать вывод о том, что фотохимическое окисление диоксида серы не играет заметной роли, если диоксид серы сильно разбавлен. Однако в вулканическом облаке его концентрация может быть значительной, а вероятность протекания реакции 3 достаточно высокой.

Прямой фотолиз молекулы диоксида серы с разрушением ее на фрагменты может протекать только в стратосфере на длинах волн менее 220 нм. Чарлсон и др. (Charlson et al., 2000) указывают, что этот процесс не может давать ощутимого выхода реакции окисления до серной кислоты. Однако, по мнению Бекки и др. (Bekki et al., 1993), он может вести к довольно неожиданному результату – генерации дополнительного озона:

 $SO_2 + hv \rightarrow SO + O$ SO + O₂ \rightarrow SO₂ + O O + O₂ + M \rightarrow O₃ + M Hetto-peakция: $3O_2 \rightarrow 2O_3$

В вулканическом облаке могут протекать не только газофазные, но и гетерогенные процессы окисления на поверхности частиц пепла. Вещество пепла имеет, как правило, щелочной характер и состоит в среднем на 14% из оксидов щелочных и щелочноземельных металлов. Сорбированные на поверхности частиц пепла молекулы быстро (Rasmussen et al., 1982) окисляются до сульфатов и выводятся из стратосферы при оседании частиц (Bluth et al., 1997; Rose et al., 2000). Кроме того, вулканическое облако содержит огромное количество капель воды и водяного пара. При остывании в стратосфере образуются ледяные кристаллы, которые захватывают часть диоксида серы (до 10%) и при гравитационном опускании выводят его из стратосферы (Textor et al., 2004). Однако возможно испарение ледяных кристаллов в стратосфере с высвобождением диоксида серы, что может произойти ниже основного вулканического облака (Textor et al., 2006).

Время жизни диоксида серы вулканического происхождения оценивалось многими авторами. Оценки были основаны как на модельных расчетах, так и на прямых наблюдениях путем зондирования атмосферы со спутников. Было обнаружено, что количество сульфатов в стратосфере (и, соответственно, значение оптической плотности) достигает максимума спустя 3-4 месяца после извержения. Это обусловлено довольно медленным окислением диоксида серы с образованием сульфатных частиц (Savarino et al., 2003; Textor et al., 2004).

Моделирование поведения вулканического облака после извержения Эль-Чичон (1982 г.) показало, что время жизни диоксида серы относительно всех возможных процессов выведения из стратосферы должно лежать в диапазоне 30-40 дней (Bluth et al., 1997). После извержения Пинатубо (1991 г.) эти же авторы по спутниковым данным определили, что время жизни составляет около 35 дней. Они также оценили, что масса аэрозольного вещества в стратосфере достигла максимума через 3-4 месяца. Это вполне согласуется со значением времени жизни диоксида серы в стратосфере относительно процесса превращения в сульфаты, оцененным Роузом и др. (Rose et al., 2000) величиной около 120 дней.

Гуо и др. (Guo et al., 2004), детально рассмотрев эволюцию химического состава вулканического облака в стратосфере после извержения Пинатубо, пришли к выводу, что время жизни диоксида серы не постоянно. В начальный период существования вулканического облака оно относительно мало из-за взаимодействия с частицами пепла и захвата ледяными кристаллами. Примерно через 5 дней после извержения основная часть пепла выводится, ледяные кристаллы выпадают или испаряются, а время жизни SO₂ возрастает и стабилизируется. Авторы на основе спутниковых данных пришли к выводу, что скорость исчезновения диоксида серы со временем падает. Они оценили, что на первом этапе существования облака в интервале времени от 1 до 15 суток время жизни диоксида серы составляет 25±5 дней. Здесь речь идет о времени жизни относительно всех процессов выведения диоксида серы из стратосферы.

Значительное различие в величинах времени жизни относительно химических реакций окисления и времени жизни относительно всех процессов выведения говорит о том, что при извержении вулканов основная часть диоксида серы выводится из стратосферы, не образуя сульфатных частиц и, соответственно, не вызывая изменения оптической толщи. Отсюда следует важный вывод о том, что введение в стратосферу газообразных предшественников сульфатных частиц с точки зрения влияния на поглощение и отражение солнечной радиации может быть существенно более эффективным, чем при вулканических извержениях, когда происходит одновременный выброс газов, воды и пепла.

Выше было показано, что продуктом окисления диоксида серы является триоксид. Это чрезвычайно гидрофильное соединение, образующее при при-

соединении молекулы воды серную кислоту. Если принять, что концентрация водяного пара в стратосфере составляет в среднем 1.6 ppm(v), диаметр молекулы SO₃ составляет 3.5Е-10 м, длина свободного пробега в условиях нижней стратосферы 3.4Е-7 м, а скорость молекулы SO₃ при температуре -50°С 190 м/ с, то среднее время до соударения с молекулой воды окажется равным 0.001 сек. Однако, имеется вероятность и того, что соединения молекул не произойдет. Кондратьев и др. (1983) приводят следующее значение константы скорости данной реакции:

$$SO_3 + H_2O \rightarrow H_2SO_4(1.0\pm0.2)E-12 \ cm^3/молек/c.$$

Если в качестве минимальной концентрации воды в стратосфере принять величину 1 ppm(v), окажется, что триоксид серы прореагирует с образованием молекулы серной кислоты за время менее секунды. Определенное время серная кислота может существовать в газовой фазе, но рано или поздно соударения молекул приведут к образованию молекулярных кластеров – зародышей сульфатных частиц.

9.2. Образование аэрозольных частиц и их свойства

Выделяется два механизма образования аэрозольных частиц. Первый связан в основном с измельчением (дроблением, истиранием) более крупных твердых тел и распылением образовавшихся частиц в воздухе. Процесс этот имеет определенный барьер, поскольку с уменьшением размера частиц энергетические затраты на измельчение всей начальной массы вещества возрастают. В природных процессах измельчение практически прекращается при достижении размеров отдельных частиц в несколько микрон. При поступлении в атмосферу (например, в случае ветрового подъема почвенной пыли) частицы с диаметром более 10 мкм достаточно быстро (в течение минутчасов) выпадают из атмосферы, а частицы с размером в диапазоне 1-10 мкм могут переноситься в атмосфере в течение многих часов и даже суток. В результате спектр распределения таких аэрозольных частиц в координатах «размер-масса» имеет выраженный максимум в области 2-5 мкм. Существенным источником крупных частиц являются вулканические извержения. В эту же зону попадают частицы антропогенного происхождения, например, зола топлив. Частицы, изначально представленные твердой фазой, называют первичными.

В основе другого механизма лежит образование частиц из газов-предшественников. Этот механизм реализуется в том случае, если при данной температуре вещество способно существовать как газовой, так и в твердой (жидкой) фазе. Процесс идет в несколько стадий. На первой стадии молекулы могут образовывать кластеры, которые имеют высокую подвижность за счет броуновских соударений. В процессе соударений с себе подобными и с отдельными молекулами данного вещества кластеры растут, образуя частицы с размерами порядка сотых долей микрона (мода нуклеации). На этой стадии скорость броуновской диффузии частиц падает, но, тем не менее, реализуется возможность слияния таких частиц с образованием еще более крупных в области размеров порядка десятых долей микрона (мода коагуляции). Частицы в коагуляционной моде слишком малы для гравитационного оседания, но слишком массивны для броуновского перемещения. По мере «старения» аэрозоля (если нет постоянной подпитки из газовой фазы) все больше вещества будет переходить из моды нуклеации в моду коагуляции. Таким образом, вещество, образующее частицы, будет накапливаться в области коагуляционной моды (частицы с диаметром порядка десятых долей микрона). Частицы, образованные непосредственно в атмосфере из газовой фазы, принято называть вторичными.

На рис. 9.1 представлены гипотетические спектры распределения аэрозольных частиц по размеру в приземном слое атмосферы и в стратосфере. В обоих спектрах рисунка вторичные частицы представлены левыми пиками (зоны нуклеации и коагуляции). Первичных частиц с диаметром более микрона в стратосфере (в отличие от приземного слоя атмосферы) очень мало.



Рисунок 9.1. Условное распределение массы аэрозольных частиц по размеру в приземной атмосфере (слева) и в стратосфере (справа)

В случае физико-химической трансформации соединений серы в атмосфере образованные молекулы серной кислоты имеют высокую способность к адгезии с себе подобными. Для образования аэрозоля серной кислоты не нужны посторонние ядра конденсации. Её пар конденсируется спонтанно, т.е. образование частиц при взаимодействии отдельных молекул является по существу конденсационным процессом. Так Текстор и др. (Textor et al., 2004) указывают, что после извержения Пинатубо 98% аэрозоля в стратосфере было образовано в результате гомогенной нуклеации.

На первом этапе образуются кластеры молекул размером порядка тысячных долей микрона. На этих кластерах происходит конденсация молекул из газовой фазы с образованием прото-частиц с размером 0.005-0.05 мкм. Масса таких частиц достаточно мала, и они перемещаются за счет броуновского движения. Это дает возможность кластерам коагулировать с образованием частиц с диаметром порядка сотых долей микрона (область ядер Айткена). Одновременно идет процесс поглощения молекул воды из окружающего пространства за счет высокой гидрофильности концентрированной серной кислоты. При обычном содержании воды в стратосфере 1-4 ppm рост аэрозолей идет за счет конденсации молекул на поверхности существующих частиц (Асатуров, 1976; Hidy et al., 1978).

Скорость коагуляции частиц зависит от напряжения на границе раздела фаз, размера частиц, коэффициента диффузии, вязкости воздуха. Процесс роста размера частиц идет до достижения диаметра в десятые доли микрона, и дальнейший рост практически прекращается. Совокупность частиц в этом диапазоне устойчива во времени – масса слишком велика для броуновского движения и слишком мала для гравитационного оседания (Charlson, 2000).

Детально теория коагуляции была разработана в начале 20 века Смолан-Смолуховским и основана на следующих положениях. Если в момент образования аэрозоля число прото-частиц в 1 см³ равно n_0 , а к моменту *t* времени становится n_t , то

$$l/n_0 - l/n_t = K^*t$$

Здесь K – константа коагуляции с размерностью [cm³/cek]. Графическая зависимость величины, обратной числу частиц в единице объема, от времени представляет собой кривую коагуляции. На начальном этапе коагуляции она практически прямолинейна. Постоянная К определяет наклон этой прямой. Если $1/n_0 = \sigma_0$, а $1/n_t = \sigma_t$, то:

$$\sigma_t = \sigma_0 + K^* t$$

Величина σ_t может трактоваться как объем, приходящийся в среднем на 1 аэрозольную частицу в момент времени t. Из приведенных уравнений следует, что скорость коагуляции зависит от квадрата концентрации частиц и константы коагуляции:

$$- dn/dt = K * n^2$$

Данная запись показывает, что скорость коагуляции пропорциональна квадрату счетной концентрации частиц и быстро падает с уменьшением числа частиц. Скорость коагуляции частиц с высокой счетной концентрацией обычно характеризуют временем, за которое число частиц сокращается в 2 раза. Если

$$\sigma_t = 2 * \sigma_0,$$

 $t_{1/2} = \sigma_0 / K = 1 / (n_0 * K)$

то

Грин и Лейн (1969) приводят значение константы коагуляции для паров стеариновой кислоты равное 0.51Е-9 см³/с, указывая при этом, что для большого числа аэрозолей процесс коагуляции не очень зависит от природы аэрозоля. Для паров серной кислоты, также обладающей высокой способностью к

адгезии, значение константы должно иметь тот же порядок величины. Примем значение константы равной 1Е-9 см³/с. В этом случае при начальной концентрации 10^{10} частиц/см³ время полуубывания составит 0.1 секунды, а при концентрации 10^6 частиц/см³ – 17 минут. Этот пример показывает, что по мере убывания числа частиц за счет слияния мелких, скорость процесса коагуляции быстро падает. Зайцев и Кузнецов (1961) указывают, что при использовании сернокислотного аэрозоля при создании дымовых завес в начальный период образования частиц счетная концентрация может быть порядка 10^{11} - 10^{12} частиц/м³, но уже через 2-3 минуты в результате коагуляции она уменьшается до 10^6 - 10^7 частиц/м³.

Рассел и др. (Russel et al., 1996) нашли, что в первый месяц после извержения вулкана в стратосферу, хотя счетная концентрация возросла на порядки, эффективный радиус частиц остался неизменным, как и до извержения на уровне 0.1-0.2 мкм. Через 3-6 месяцев эффективный радиус вырос до 0.5 мкм за счет конденсации и коагуляции. К окончанию первого года эффективный радиус вырос до 0.6-0.8 мкм.

Размер частиц, образующихся при газофазных реакциях, в определенной степени зависит от концентрации газа-предшественника. При высоких концентрациях исходного газа расстояния между образующимися частицами будут малы, что повышает вероятность коагуляции с образованием более крупных частиц. Это обстоятельство имеет большое практическое значение для создания слоя отражающих солнечный свет аэрозолей.

Вулканы выбрасывают диоксид серы в стратосферу в виде достаточно компактного облака, в котором его концентрация может составлять десятки ppm. В этой ситуации возрастает вероятность столкновения капель серной кислоты с образованием частиц микронного размера. Это в свою очередь снижает радиационный эффект аэрозоля и ведет к более быстрому выведению частиц из стратосферы (Pinto et al., 1989). Таким образом, частицы, образующиеся в результате вулканических извержений, обладают далеко не оптимальными размерами с точки зрения рассеяния солнечного излучения. Это означает, что создание частиц оптимальных размеров позволит существенно сократить массу аэрозольного вещества, необходимую для достижения того же климатического эффекта (Lane et al., 2007).

В отличие от вулканов искусственное введение газообразных предшественников сульфатных частиц может осуществляться достаточно равномерно по площади Земли. В этой ситуации концентрация газов будет существенно меньше, чем в вулканическом облаке. Образующиеся частицы будут меньше по размеру и дольше существовать в стратосфере.

9.3. Химический состав образующихся аэрозольных частиц

Для оценки массы образующегося сульфатного аэрозоля важным является определение его химического состава. Выше уже отмечалось, что серная кислота чрезвычайно гидрофильна и способна агрегироваться с молекулами воды. Кроме того, при наличии в стратосфере минеральных веществ, например, метеоритного происхождения протекают реакции с образованием солей серной кислоты. Наконец, из тропосферы могут поступать щелочные агенты, способные к нейтрализации кислоты.

Важным является вопрос о количестве молекул воды, которые могут агрегироваться с молекулой серной кислоты. Будыко (1974) предполагал, что на молекулу серной кислоты в сульфатном аэрозоле приходится три молекулы воды. Это означало бы увеличение массы частиц по сравнению с массой частиц негидратированной серной кислоты примерно в полтора раза.

В реальных условиях количество агрегированных молекул воды зависит от парциального давления водяных паров в системе «воздух – серная кислота». В стратосфере присоединение к молекуле серной кислоты трех молекул воды реально лишь при температурах ниже 200°К. Наиболее вероятно существование агрегата из одной молекулы кислоты и двух молекулы воды. К подобному мнению пришли, например, Гуо и др. (Guo et al., 2004). По данным Рассела и др. (Russel et al., 1996) в материале аэрозольных частиц доминирует $H_2SO_4^*(n \cdot H_2O)$ с вкладом серной кислоты по массе в диапазоне 65-80%. Бекки (Bekki, 1995) приводит более широкий диапазон от 60 до 86% и предлагает использовать в качестве наиболее характерной формулу $H_2SO_4^*(2 \cdot H_2O)$ при содержании серной кислоты по массе около 75%. Такой же вывод о существовании серной кислоты в стратосфере в виде 75% раствора был получен на основании теоретических расчетов Туном и Полаком (Toon, Pollack, 1973).

Известно, что химия соединений серы в стратосфере тесно связана с химией соединений азота. Экспериментально было обнаружено, что основным нейтрализующим агентом серной кислоты является аммиак, который поступает в стратосферу с поднимающимися вверх воздушными массами в тропиках. По данным Фарлоу и др. (Farlow et al., 1978) в материале стратосферного аэрозоля может быть идентифицирован как сульфат, так и бисульфат аммония.

Для оценок конечной массы сульфатного аэрозоля, образующегося в результате введения в стратосферу газов-предшественников, имеет смысл допустить, что вещество аэрозоля представлено дигидратом бисульфата аммония (NH₄HSO₄*2H₂O). Плотность таких частиц составит около 1.6 г/см³ при молекулярной массе 151 г/моль. Эти величины можно рассматривать как нижние пределы оценки, поскольку в материале аэрозоля возможно наличие соединений с заметно большей молекулярной массой. Таким образом, на каждую тонну вносимой в стратосферу серы (например, в виде сероводорода) в результате последовательных физико-химических трансформаций образуется как минимум 4,7 тонны аэрозольного вещества. Заметим, что вся цепочка реакций от сероводорода до серной кислоты требует расхода трех молекуля воды.

Список литературы

Александров Э.Л., Израэль Ю.А., Кароль И.Л., Хргиан А.Х. 1992. Озонный щит Земли и его изменения. – Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат, 288 с.

Асатуров М.Л. 1976. Конденсационный рост стратосферного сульфатного аэрозоля. – Тр. ГГО, вып. 365, с. 3-13.

Бримблкумб П. 1988. Состав и химия атмосферы. – Москва, Мир, 351 с.

Будыко М.И. 1974. Изменение климата. – Л., Гидрометеоиздат, 280 с.

Грин Х., Лейн В. 1969. Аэрозоли – пыли, дымы и туманы. – Ленинград, Химия, 427 с.

Зайцев Г.С., Кузнецов Л.Я. 1961. Дымовые средства и дымообразующие вещества. – Москва, Воениздат, 97 с.

Израэль Ю.А., Назаров И.М., Прессман А.Я., Ровинский Ф.Я., Рябошапко А.Г., Филиппова Л.М. 1989. Кислотные дожди. – Ленинград, Гидрометеоиздат, 269 с.

Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. 1983. Атмосферный аэрозоль. – Ленинград, Гидрометеоиздат, 224 с.

Рябошапко А.Г. 1983. Атмосферный цикл серы. – В кн. «Глобальный биогеохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека». – Москва, Наука, с. 170-255.

Andres R.J., Kasgnoc A.D. 1998. A time averaged inventory of subaerial volcanic sulphur emissions. – J. Geophys. Res., vol. 103, pp. 25251-25261.

Atkinson R., Lloyd A.C. 1984. Evaluation of kinetics and mechanistic data for modeling of photochemical smog. – J. Phys. Chem. Ref. Data, vol. 13, p. 315.

Bekki S. 1995. Oxidation of volcanic SO₂: a sink for stratospheric OH and H₂O. – Geophys. Res. Lett., vol. 22, No. 8, pp. 913-916.

Bekki S., Tuomi R., Pyle J.A. 1993. Role of sulfur photochemistry in tropical ozone changes after the eruption of Mount Pinatubo. – Nature, vol. 362, pp. 331-333.

Bluth G.J.S., Rose W.I., Sprod I.E., Krueger A.J. 1997. Stratospheric Loading of Sulfur from Volcanic Eruptions. – The Journal of Geology, vol. 105, pp. 671-683.

CCPOD, 1982. Causes and effects of stratospheric ozone reduction: an update. – Committee on Chemistry and Physics of Ozone Depletion, National Academy Press, Washington, D.C., 352 p.

Charlson R.J. 2000. The Atmosphere. – In: Earth System Science. From Biogeochemical Cycles to Global Change /Eds: M.Jacobson, R.Charlson, H.Rodhe and C.Orians. – International Geophysics Series, vol. 72, Academic Press, pp. 132-158.

Charlson R.J., Anderson T.L., McDuff R.E. 2000. The Sulfur Cycle. – In: Earth System Science. From Biogeochemical Cycles to Global Change /Eds: M.Jacobson, R.Charlson, H.Rodhe and C.Orians. – International Geophysics Series, vol. 72, Academic Press, pp. 343-359.

Cox R.A., Sheppard D. 1980. Reactions of OH radicals with gaseous sulfur compounds. – Nature, vol. 284, 330-331.

Рябошапко А.Г.

Crosley D.R. 1995. The measurement of OH and HO_2 in the atmosphere. – J. of the Atmospheric Sciences, vol. 52, No. 19, pp. 3299-3315.

Crutzen P.J. 1976. The possible importance of COS for the sulfate layer of the stratosphere. – Geophys. Res. Letters, vol. 3, pp. 73-76.

Farlow N.H., Snetsinger K.G., Hayes D.M. et al. 1978. Nitrogen-sulfur compounds in stratospheric aerosols. – J. Geophys. Res., vol. 83, pp. 6207-6211.

Finlayson-Pitts B.J., Pitts J.N. 1986. Atmospheric chemistry: fundamentals and experimental techniques. – J. Wiley & Sons, NY, 1098 p.

Guo S., Bluth G.J.S., Rose W.I., Watson I.M., Prata A.J. 2004. Re-evaluation of SO₂ release of the 15 June 1991 Pinatubo eruption using ultraviolet and infrared satellite sensors. – Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol. 5, No. 4, pp. 1-31.

Helten M., Pätz W., Trianer M., Fark H., Klein E., Ehhalt D.H. 1984. Measurements of stratospheric HO_2 and NO_2 by matrix isolation and ESR spectroscopy. – J. Atm. Chem., vol. 2, pp. 191-202.

Hidy G.M., Katz J.L., Mirabel Ph. 1978. Sulfate aerosol formation and growth in the stratosphere. – Atm. Environ., vol. 12, No. 4, pp. 887-892.

Jacobson M.Z. 2005. Fundamentals of Atmospheric Modeling. – Cambridge University Press, 839 p.

Kurylo M.J. 1978. Flash photolysis resonance fluorescence investigation of the reaction of OH radicals with OCS and CS_2 . – Chem. Phys. Lett., vol. 58, 238-242.

Lane L., Caldeira K., Chatfield R., Longhoff S. 2007. Workshop Report on Managing Solar Radiation. /Edited by L.Lane, K.Caldeira, R.Chatfield, S.Langhoff, – Report NASA/CP-2007-214558, November 18-19, 2006, 40 p.

Möller D. 2003. Luft: Chemie, Physik, Biologie, Reinhaltung, Recht. /W. de Gruyter. – Berlin, 750 p.

Moortgat G.K., Junge C.E. 1977. The role of the SO₂ oxidation for the background stratospheric sulfate layer in the light of new reaction rate data. – Pure and Applied Geophysics, vol. 115, pp. 759-774.

Pinto J.P., Turco R.P., Toon O.B. 1989. Self limiting physical and chemical effects in volcanic eruption clouds. – J. Geophys. Res., vol. 94, pp.11165-11174.

Rasmussen R.A., Khalil M.A.K., Dalluge R.W., Penkett S.A., Jones B. 1982. Carbonyl sulfide and carbon disulfide from the eruptions of mount St. Helens. – Science, vol. 215, pp. 665-667.

Rodhe H., Isaksen I. 1980. Global distribution of sulfur compounds in the troposphere estimated in a height/latitude transport model. – J. Geophys. Res., vol. 85, C12, pp. 7401-7409.

Rose W., Bluth G., Ernst G. 2000. Integrating retrievals of volcanic cloud characteristics from satellite remote sensors: a summary. – Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A., vol. 358, pp. 1585-1606.

Rose W.I., Bluth G.J.S., Schneider D.J., Ernst G.G.J., Riley C.M., Henderson L.J., McGimsey R.G. 2001. Observations of volcanic clouds in their first days of atmospheric residence: the 1992 eruptions of Crater Peak, Mount Spurr Volcano. – The Journal of Geology, vol. 109, pp. 677-694.

Russel P.B., Livingstone J.M., Pueschel R.F., Bauman J.J., Polack J.B., Brooks S.L., Hamill P., Thomason L.W., Stowe L.L., Deshler T., Dutton E.G., Bergstrom R.W. 1996. Global to microscale evolution of the Pinatubo volcanic aerosol derived from diverse measurements and analysis. – J. Geophys. Res., vol. 101, D13, 18745-18763.

Sander S.P., Friedl R.R., Golden D.M., Kurylo M.J., Moortgat G.K., Wine P.H. Ravishankara A.P., Kolb C.E., Molina M.J., Finlayson-Pitts B.J., Huie R.E., Orkin V.L., 2006. Chemical Kinetics and Photochemical Data for Use in Atmospheric Studies. Evaluation Number 15. – NASA JPL Publication 06-2, 523 p.

Savarino J., Bekki S., Cole-Dai J., Thiemens M.H. 2003. Evidence from sulfate mass independent oxygen isotopic compositions of dramatic changes in atmospheric oxidation following massive volcanic eruptions. – J. Geophys. Res., vol. 108, D21, p. 4671.

Textor Ch., Graf H.-F., Herzog M., Obehuber J. 2006. The behavior of volcanic gases and particles inside volcanic eruption columns. – Available at: archive.niees.ac.uk/talks/atham2006/textor.ppt.

Textor Ch., Graf H.-F., Timmreck C., Robock A. 2004: Emissions from volcanoes. Chapter 7 of Emissions of Atmospheric Trace Compounds /Claire Granier, Paulo Artaxo, and Claire Reeves, Eds. – Kluwer, Dordrecht, pp. 269-303.

Thomason L.W., Peter T. 2006. The assessment of stratospheric aerosol properties (ASAP). – Stratospheric Processes and their Role in Climate (SPARC). – WMO/TD-No. 1295, 321 p.

Toon O.B., Pollack J.B., 1973. Physical properties of the stratospheric aerosol. – J. Geophys. Res., vol. 78, pp. 7051-7056.

Turco R.P., Whitten R.C., Toon O.B., Inn E.C.Y., Hamill P. 1981. Stratospheric hydroxyl radical concentrations: new limitations suggested by observations of gaseous and particulate sulfur. – J. Geophys. Res., vol. 86, C2, pp. 1129-1139.

Watts S.F. 2000. The mass budgets of carbonyl sulfide, dimethyl sulfide, carbon disulfide and hydrogen sulfide. – Atmos. Environ., vol. 34, pp. 761-779.

Глава 10. ИССЛЕДОВАНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ПРОПУСКАНИЯ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ СТРАТОСФЕРНЫМ АЭРОЗОЛЕМ В ИМИТАЦИОННЫХ КАМЕРАХ

Сложность проблемы исследования оптических характеристик и микроструктуры стратосферного аэрозоля в естественных условиях связана, прежде всего, с многообразием ситуаций, зависящих от геофизических, метеорологических, географических и других факторов, а также с трудностью организации репрезентативных измерений характеристик стратосферного аэрозоля. Важным этапом в организации изучения пропускания солнечного излучения искусственным аэрозолем является проведение исследований в имитационных камерах в строго контролируемых и воспроизводимых условиях.

В этой главе представлены некоторые из используемых экспериментальных установок, обоснование выбора типов аэрозоля для модельных исследований, а также результаты экспериментальных исследований оптических характеристик и микроструктурных параметров модельного стратосферного аэрозоля.

10.1. Аппаратура и методики для измерения ослабления излучения искусственным стратосферным аэрозолем

Изучение оптических свойств модельного стратосферного аэрозоля в условиях, максимально приближенных к естественным, потребовало разработки ряда методик и создания стендов, позволивших организовать метрологически обеспеченные измерения в широком диапазоне метеорологических условий. Отработка методик и получение данных для сравнения с имеющимися в литературе проводилось при нормальных условиях (температуре плюс 25° C и давлении 0.1 МПа) на стенде, созданном на базе большой аэрозольной камеры объемом более 3000 м^3 . Эксперименты в термобарокамерах объемом порядка 100 м^3 были посвящены изучению оптических свойств модельного аэрозоля при отрицательных температурах и пониженных давлениях в условиях, приближенных к стратосферным условиям. Применение различных методик позволило получить данные, необходимые для проведения в дальнейшем ограниченных натурных экспериментов с применением модельного аэрозоля (см. Глава 11).

Стенд на базе большой аэрозольной камеры предназначен для создания твердофазных и жидкокапельных модельных аэрозольных сред и исследования их оптических и микроструктурных характеристик. В состав стенда (рис. 10.1) входят:

- большая аэрозольная камера (БАК) диаметром 15 м и объемом 3200 м³;

- многоходовая оптическая кювета (МХК-1) с базой 13 м и полной длиной оптического пути 260 м, предназначенная для измерения оптической толщины аэрозольных сред на разных длинах волн (Волковицкий и др., 1974); –аэрозольные счетчики для контроля функций распределения частиц аэрозоля по размерам;

средства генерации аэрозоля;

 измерительная аппаратура для контроля температуры и относительной влажности воздуха;

- счетчики положительных и отрицательных ионов;

- измеритель прозрачности воздуха.



Рисунок 10.1. Схема стенда на базе БАК для исследований оптических свойств модельного аэрозоля при нормальных условиях (температуре и давлении)

Стенд на базе термобарокамеры предназначен для создания модельного стратосферного аэрозоля, контроля его оптических и микроструктурных характеристик и измерений аэрозольной оптической толщины при температурах до минус 30°С и давлениях до 200 гПа. В состав стенда (рис. 10.2) входят:

термобарокамера (ТБК) диаметром 3 м и объемом 100 м³;

 многоходовая оптическая кювета (МХК-2) с базой 1.64 м и полной длиной оптического пути 85 м;

- аэрозольные счетчики;
- счетчики положительных и отрицательных ионов;
- измеритель прозрачности воздуха;
- средства генерации аэрозоля;

 имитатор солнечного излучения на основе ксеноновой газоразрядной лампы высокого давления;

- средства анализа газового состава воздуха;

 средства контроля температуры, давления и относительной влажности воздуха;

- средства очистки воздуха;
- система вакуумирования и охлаждения ТБК.



Рисунок 10.2. Схема стенда для исследований оптических свойств модельного стратосферного аэрозоля, образующегося при конверсии «газ - аэрозоль» в условиях, характерных для верхней тропосферы и стратосферы

Для моделирования в имитационных камерах использованы аэрозоли с характеристиками, подобными стратосферному аэрозолю: Al_2O_3 , металлохлориды, H_2SO_4 . Кроме того, для моделирования процесса конверсии SO_2 в сернокислотный аэрозоль был использован диоксид серы (SO_2). При нормальных температуре и давлении получение твердофазного негигроскопического аэрозоля Al_2O_3 , гигроскопического дымового аэрозоля на основе металлохлоридных составов и сернокислотного аэрозоля, имитирующих свойства природного стратосферного аэрозоля, осуществлялось пиротехническим способом и путем испарения.

10.2. Результаты экспериментальных исследований модельного твердофазного и жидкокапельного аэрозоля в нормальных условиях

На рис. 10.3 представлены данные по пропусканию излучения на длине волны $\lambda = 0.63$ мкм при массовой концентрации твердофазного аэрозоля Al₂O₃ 20 мкг/м³ и 60 мкг/м³ и относительной влажности воздуха около 30%.

Анализ данных показал, что оптическая толщина аэрозоля, рассчитанная по величинам пропускания излучения на длине волны 0.63 мкм, в пределах погрешности измерений линейно зависит от массовой концентрации аэрозоля Al_2O_3 при его неизменном распределении по размерам. Полученный результат позволяет экстраполировать изменение оптической толщины аэрозоля на более низкие значения массовой концентрации Al_2O_3 .



Рисунок 10.3. Пропускание излучения на длине волны 0.63 мкм на трассе 260 м твердофазным аэрозолем Al₂O₃ при массовой концентрации аэрозоля от 1 до 20 мкг/м³ (кривая 1) и 60 мкг/м³ (кривая 2)

Примеры спектра распределения по размерам аэрозоля Al_2O_3 приведены на рис. 10.4 (для диапазона размеров частиц от 0.07 до 0.75 мкм) и на рис. 10.5 (для диапазона размеров частиц от 0.3 до 5 мкм). Данные, приведенные на рисунках 10.4 и 10.5, качественно согласуются. Средний размер оптически эффективного аэрозоля имеет величину от 0.2 до 0.5 мкм, близкую по величине к длине волны максимума солнечного излучения около 0.53 мкм.



Рисунок 10.4. Спектр размеров частиц Al_2O_3 в диапазоне от 0.07 мкм до 0.75 мкм при концентрации 20 мкг/м³



Рисунок 10.5. Спектр размеров частиц Al_2O_3 в диапазоне от 0.3 до 5 мкм при массовой концентрации 20 мкг/м³

Оптические и микроструктурные характеристики гигроскопичного аэрозоля в значительной степени зависят от относительной влажности окружаю-Поэтому эксперименты шей среды. включали как исследования характеристик гигроскопичного аэрозоля при постоянной влажности, так и их изменения в зависимости от влажности. Результаты измерений оптических и микроструктурных характеристик гигроскопичного металлохлоридного аэрозоля приведены на рис. 10.6 и 10.7. На рис. 10.6 представлены величины пропускания излучения на длине волны 0.63 мкм средой, содержащей гигроскопический аэрозоль при различных значениях относительной влажности (температура среды составляла около 20°С). Массовая концентрация аэрозоля составляла 300 мкг/м³. Относительная влажность, равная 29% в начале эксперимента (интервал времени 1-2), увеличивалась до 50% и оставалась постоянной (интервал 3-4), далее увеличивалась до уровня 76% и оставалась постоянной (интервал 5-6).

Оптические толщины металлохлоридного аэрозоля, полученные по величинам пропускания при различных значениях относительной влажности, приведены на рис. 10.7. Видно, что зависимость оптической толщины от относительной влажности является нелинейной и определяется, скорее всего, изменением концентрации и спектра размеров частиц в результате процесса конденсации водяного пара на аэрозольных частицах.

Изменение оптической толщины аэрозоля от относительной влажности в пределах абсолютной погрешности определения оптической толщины, составляющей 0.01, удовлетворительно аппроксимируется экспоненциальной зависимостью:

$\tau = 0.161 \exp(0.0266 f),$

где *т* – оптическая толщина (при постоянной длине оптического пути); *f* – относительная влажность (в процентах).

Зависимость спектра размеров металлохлоридного аэрозоля от относительной влажности воздуха *f* показана на рис. 10.8.



Рисунок 10.6. Пропускание излучения на длине волны 0.63 мкм на трассе 260 м металлохлоридным аэрозолем при различных значениях относительной влажности воздуха



Рисунок 10.7. Зависимость оптической толщины металлохлоридного аэрозоля от относительной влажности воздуха f



Рисунок 10.8. Спектры размеров металлохлоридного аэрозоля при разных значениях относительной влажности воздуха f

Изменение оптической толщины аэрозоля от относительной влажности в пределах абсолютной погрешности определения оптической толщины, составляющей 0.01, удовлетворительно аппроксимируется экспоненциальной зависимостью:

$$\tau = 0.161 \exp(0.0266 f),$$

где *т* – оптическая толщина (при постоянной длине оптического пути); *f* – относительная влажность (в процентах).

Зависимость спектра размеров металлохлоридного аэрозоля от относительной влажности воздуха *f* показана на рис. 10.8.

Из данных, приведенных на рис. 10.8, следует, что увеличение относительной влажности приводит к перестройке спектра частиц по размерам, проявляющейся в уширении спектров в результате увеличения размеров частиц и прироста концентрации более крупных частиц.

Полученные данные по пропусканию для твердофазного негигроскопического аэрозоля Al₂O₃ и гигроскопического металлохлоридного аэрозоля, индифферентных к температуре и давлению окружающей среды, могут напрямую использоваться для оценок и прогноза пропускания излучения в реальных условиях нижней стратосферы, характеризующихся низкой относительной влажностью. Данные по зависимости пропускания от относительной влажности для гигроскопического металлохлоридного аэрозоля позволят при колебаниях влажности в нижней стратосфере прогнозировать вариации пропускания солнечного излучения.

Исследования оптических и микроструктурных параметров сернокислотного аэрозоля при нормальных условиях позволили получить представление

о минимально достижимых в эксперименте значениях оптической толщины и соответствующих им величинах массовых концентраций H_2SO_4 и параметров аэрозоля. В качестве примера на рис. 10.9 приведена временная изменчивость пропускания среды до и после напуска паров серной кислоты с массовой концентрацией 300 мкг/м³ при температуре 19.5°C и относительной влажности воздуха 31%.



Рисунок 10.9. Изменение пропускания излучения на длине волны 0.63 мкм сернокислотным аэрозолем при массовой концентрации серной кислоты в воздухе 300 мкг/м³, температуре 19.5°С и относительной влажности воздуха 31%

При указанных условиях формируется узкий спектр распределения сернокислотного аэрозоля по размерам. Размеры капель сернокислотного аэрозоля удается получить в узком диапазоне размеров от 0.3 до 0.5 мкм по диаметру, близком по величине к длине волны максимума солнечного излучения. Суммарная концентрация капель составляет 10³ см⁻³.

10.3. Результаты экспериментальных исследований сернокислотного аэрозоля при низких температурах

Эксперименты по исследованию оптических и микроструктурных параметров сернокислотного аэрозоля при отрицательной температуре проводились на стенде, разработанном на базе ТБК. Характерные результаты экспериментов приведены на рис. 10.10-10.12.

На рис. 10.10 приведены величины пропускания излучения на длине волны 0.63 мкм при различных массовых концентрациях H_2SO_4 , температуре минус 5°C и относительной влажности 80%. Цифрами на рисунке обозначены моменты времени последовательного напуска паров H_2SO_4 в количестве 2.5; 9.7 и 35 мг, что соответствовало после каждого пуска суммарной массовой концентрации 25; 122 и 472 мкг/м³.

Минимальная навеска 2.5 мг должна обеспечивать при температуре минус 5°С давление насыщенных паров серной кислоты без гомогенного образования аэрозольной фазы. Тем не менее, при такой концентрации, как видно из рис. 10.10, наблюдается уменьшение пропускания среды примерно на 0.5%. При последовательном введении двух других навесок (9.7 и 35 мг) ослабле-

ние излучения, согласно данным аэрозольного счетчика «Дельта», определяется образовавшимся сернокислотным аэрозолем (см. рис. 10.12). Рассчитанная по величинам пропускания аэрозольная оптическая толщина в зависимости от массовой концентрации H_2SO_4 приведена на рисунке 10.11. Исходя из представленных данных, можно предположить, что оптическая толщина аэрозоля линейно зависит от массовой концентрации, превышающей 120-150 мкг/м³. Наблюдаемый нелинейный ход оптической толщины при массовых концентрациях меньше 100 мкг/м³ может быть обусловлен как погрешностью измерений до 0.5%, так и гетерогенной конденсацией паров серной кислоты на фоновом аэрозоле.



Рисунок 10.10. Пропускание излучения на длине волны 0.63 мкм сернокислотным аэрозолем при массовых концентрациях 25 (интервал 1-2), 122 (интервал 2-3) и 472 (интервал 3-4) мкг/м³, температуре минус 5°С и относительной влажности воздуха 80%



Рисунок 10.11. Зависимость оптической толщины сернокислотного аэрозоля от массовой концентрации паров серной кислоты

Условия эксперимента те же, что на рис. 10.10



Рисунок 10.12. Спектр размеров сернокислотного аэрозоля при массовой концентрации серной кислоты 472 мкг/м³, температуре минус 5°С и относительной влажности воздуха 80%

Измерения характеристик дисперсности аэрозоля были проведены с помощью фотоэлектрического аэрозольного счетчика с нижним порогом 0.3 мкм по диаметру. Анализ всех данных показал, что увеличение массовой концентрации серной кислоты приводит к возрастанию счетной концентрации аэрозоля практически без изменения формы распределения частиц по размерам. В этих экспериментах средний диаметр образовавшихся капель H₂SO₄ составлял около 0.4 мкм, что близко к размерам капельного аэрозоля, образовавшегося в результате испарения H₂SO₄ при положительных температурах. По сделанным ранее оценкам (см. Главу 5) такие размеры частиц близки к оптимальному размеру 0.56 мкм для эффективного ослабления солнечного излучения.

10.4. Измерение ослабления видимого излучения сернокислотным аэрозолем, образованным в результате конверсии «газ SO₂ – аэрозоль»

10.4.1. Измерение ослабления видимого излучения сернокислотным аэрозолем, образованным в результате конверсии «газ SO₂ – аэрозоль» при атмосферном давлении и положительных температурах

Для исследования оптических и микроструктурных параметров аэрозоля, образующегося в результате конверсии «газ SO₂ – аэрозоль» при атмосфер-

ном давлении и положительных температурах, использован стенд на базе ТБК и дополнительная аппаратура, необходимая для контроля газового состава модельной среды. Наиболее важными газовыми компонентами при исследовании процесса конверсии «газ SO₂ – аэрозоль» являются SO₂ и H₂O (водяной пар).

Для исключения потерь SO₂ на стенках ТБК вследствие высокой реакционной и сорбционной способности этой газовой компоненты, внутри ТБК был помещен дополнительный гермообъем из полиэтиленовой пленки с цилиндрической геометрией диаметром 1 м и длиной 2 м (рис. 10.13). Внутри этого гермообъема была размещена многоходовая оптическая кювета, оснащенная системой подогрева зеркал. Гермообъем имеет специальную систему перемешивания, а также гермоклапаны для подключения аэрозольных счетчиков и проботборных устройств.



Рисунок 10.13. Экспериментальная установка для исследования процессов конверсии «газ SO₂ – аэрозоль»

Контроль газового состава в экспериментах осуществлялся путем отбора и анализа проб воздуха с помощью газоанализатора (рис. 10.14), состоящего из Фурье-спектрометра, согласованной с ним оптической многоходовой кюветы и системы пробоподготовки. Для количественного определения газового состава модельной среды используется метод абсорбционной спектроскопии, позволяющий определять концентрации газовых компонент по величине поглощения излучения в колебательно-вращательных полосах поглощения исследуемых газов.

Измерения проводятся по методике, применяемой для однолучевых приборов. Регистрируются спектры пропускания среды при откачанной кювете и при заполнении исследуемой пробой. Результирующий спектр представляет их отношение и является нормированным спектром пропускания среды. Время анализа одной пробы составляет около 10 мин. Содержание исследуемых газовых компонент определяется при сопоставлении спектров: экспериментального и рассчитанного по параметрам спектральных линий из базы данных HITRAN-2004 (Rothman et. al., 2005).



Рисунок 10.14. Комплекс аппаратуры для количественного исследования газового состава модельных сред

В качестве примера на рис. 10.15 приведен результат определения содержания H₂O в пробе модельной среды, который был получен путем минимизаметодом наименьших квадратов разницы (кривая 3) ции между экспериментальным (кривая 1) и расчетным (кривая 2) спектрами при варьировании парциального давления водяного пара. Статистическая оценка случайной абсолютной погрешности для типичных величин содержания H₂O получена путем расчета матрицы ошибок, исходя из уровня шумов регистрируемых спектров, и составляет 0.01 мбар. Возможная систематическая ошибка определяется точностью параметров спектральных линий (от 1% до 5%) из базы данных HITRAN-2004. Другими источниками систематических ошибок можно пренебречь. Выбор спектрального диапазона от 1290 до 1420 см⁻¹ обусловлен тем, что он включает не только полосу поглощения Н₂О, но и полосу поглощения SO₂.

Эксперименты по исследованию оптических и микроструктурных параметров модельного аэрозоля H_2SO_4 , образующегося в результате конверсии «газ SO_2 – аэрозоль H_2SO_4 », состояли в следующем. В установленный внутри ТБК гермообъем вводилось дозированное количество химически чистого SO_2 . Контролировались температура и относительная влажность модельной среды, концентрация аэрозольных частиц (аэрозольный счетчик «Дельта»), концентрация SO_2 и содержание H_2O (газоанализатор на основе Фурье-спектрометра). После перемешивания модельная среда облучалась имитатором солнечного излучения, плотность мощности которого в диапазоне от 0.28 до 0.40 мкм составляла 4 BT/M^2 . Результаты исследования спектрального пропускания излучения в диапазоне 0.2-14 мкм материалом стенок гермообъема показали возможность применения этого материала в таких экспериментах.



Рисунок 10.15. Сравнение экспериментального (кривая 1) и расчетного (кривая 2) спектров водяного пара в пробе модельной среды и их разница (кривая 3) Волновое число равно 1 /λ [см]

На рис. 10.16 представлены характерные результаты серии экспериментов при температуре 30-35°С, включающие данные по пропусканию излучения на длине волны 0.63 мкм (семейство точек 1) и по изменению концентрации фракций аэрозоля различных размеров (точки 2-8). Аэрозоль образован в результате конверсии «газ SO_2 – аэрозоль H_2SO_4 » под действием имитатора солнечного излучения. Ослабление излучения обусловлено только аэрозольной компонентой, так как на данной длине волны газ SO_2 и пары H_2O оптически не активны.



Рисунок 10.16. Временной ход ослабления излучения (серия точек 1) на длине волны 0.63 мкм и отдельных фракций размеров конверсионного аэрозоля (кривые 2-8) при воздействии имитатором солнечного излучения на SO₂

d – диаметр частиц, мкм

Как видно из рис. 10.16, через 20-30 мин после включения имитатора солнечного излучения наблюдалось возникновение аэрозольных частиц, которые были зарегистрированы аэрозольным счетчиком, и уменьшение пропускания излучения. На протяжении приблизительно полутора часов уменьшение пропускания излучения модельной средой имело почти линейный характер от времени и составляло примерно 0.03 в час. В дальнейшем изменение пропускания также было почти линейным, но скорость изменения стала меньшей и составляла 0.01 в час.

Анализ временных характеристик аэрозоля различного размера показал, что в начале воздействия на модельную среду имитатора солнечного излучения происходит образование мелкой фракции аэрозоля (размер частиц около 0.41 мкм). В дальнейшем наблюдается появление более крупнодисперсных частиц (размер частиц более 0.43 мкм).

Сравнение временных изменений пропускания модельной среды и концентрации различных фракций аэрозоля выявило, что момент времени изменения градиента пропускания совпадает по времени с уменьшением концентрации мелкодисперсной фракции аэрозоля. В связи с этим можно видеть, что после начала воздействия на модельную среду имитатором солнечного излучения аэрозольное ослабление обусловлено зарождающимся мелкодисперсным аэрозолем. В дальнейшем пропускание модельной среды определяется суммарным воздействием всех фракций образовавшегося аэрозоля. Необходимо отметить, что эти выводы относятся к длине волны 0.63 мкм. В процессе данного эксперимента контролировалась концентрация SO_2 , погрешность определения которой составляла не более 0.2 млн⁻¹.

На рис. 10.17 приведены временные изменения концентрации SO_2 без воздействия имитатором солнечного излучения (кривая 1), с воздействием (кривая 2) и истинного изменения концентрации SO_2 , обусловленного влиянием только имитатора солнечного излучения (кривая 3). Изменения концентрации SO_2 без воздействия имитатором солнечного излучения имеет практически линейный характер (предельный случай экспоненты) и связано с эффектом сорбции молекул SO_2 на стенках гермообъема. Истинное уменьшение содержания SO_2 в гермообъеме, связанное только с воздействием имитатора солнечного излучения, аппроксимируется экспоненциальной зависимостью, имеющей следующий вид:

$$C(SO_2) = 68.8 \exp(-0.2 t),$$
 (10.1)

где C – концентрация SO₂ (млн⁻¹); 68.8 – начальная концентрация SO₂ (млн⁻¹); t – время (ч). Коэффициент 0.2 = 1/ τ определяет время релаксации реакции (время жизни) τ , ч. Отсюда τ = 5 ч.



Рисунок 10.17. Временная зависимость истинной концентрации SO₂ при воздействии имитатором солнечного излучения *1 – без воздействия, 2 – с воздействием; 3 – истинное изменение*

10.4.2. Измерение ослабления видимого излучения сернокислотным аэрозолем, образованным в результате конверсии «газ SO₂ – аэрозоль» при давлении и температурах, соответствующих условиям в нижней стратосфере

10.4.2.1. Подготовка экспериментального стенда для проведения измерений в имитационной камере ослабления солнечного излучения в видимом диапазоне длин волн (l=0.63 мкм) и микрофизических характеристик модельного стратосферного аэрозоля в условиях, соответствующих нижней стратосфере

Для исследования ослабления солнечного излучения модельным стратосферным аэрозолем в видимом (l=0.63 мкм) диапазоне длин волн в условиях, соответствующих нижней стратосфере, модернизирован и подготовлен к работе испытательный стенд на базе термобарокамеры объемом 100 м³.

В имитационной термобарокамере ТБК объёмом 100 м³, обеспечивающей возможность понижения температуры до минус 55° С была модернизирована многоходовая оптическая кювета (МХОК-2), основанная на известной схеме Уайта с базой 2 м и настроенная на 40 ходов, что дает длину оптического пути 80 м. Модернизированное технологическое оборудование позволяет производить юстировку многоходовой оптической кюветы дистанционно.

В состав стенда включен целый ряд измерительных средств и технологического оборудования для создания и контроля характеристик модельных сред. Среди них отметим:
– устройство для дозирования примесных газов;

 – анализатор аэрозолей телевизионный «ПОТОК-М» для определения концентрации, размеров и формы частиц (капель и кристаллов).

Устройство для дозирования примесных газов в гермообъем ТБК для образования модельного стратосферного аэрозоля включает:

- баллоны со спектрально чистыми газовыми смесями (NH₃, SO₂);

– редукторы;

- дозировочные шприцы объемом до 1000 см³.

Анализатор «ПОТОК-М» является модернизированной моделью прибора «ПОТОК», утвержденного в качестве типа СИ. Свидетельство об утверждении типа СИ – RU.C.31002.А № 46382, рег. № 49781-12.

В основе принципа действия анализатора «ПОТОК-М» подобно модели «ПОТОК» лежит формирование и многопараметрический компьютерный анализ изображений микрообъектов, движущихся в пространстве произвольным образом. Общий вид анализатора представлен на рис. 10.18, основные технические характеристики – в табл. 10.1.

Важнейшими преимуществами прибора является реализация «прямых» методов измерений без «возмущения» контролируемой среды, а также простота и наглядность метрологического обеспечения, основанного на возможности введения в поле зрения анализатора частиц известных (и даже неизвестных) размеров, визуальном контроле процесса измерения с последующей проверкой результатов с помощью обычного оптического микроскопа с большим увеличением.



Рисунок 10.18. Общий вид анализатора «ПОТОК-М» 1– датчик аэрозолей телевизионный; 2 – система анализа и обработки данных на базе ПК с дисплеем 3; 4 – видеомонитор; 5 – блок питания; 6 – источник бесперебойного питания

05			
Ооъекты исследовании	жидкие и газоооразные дисперсные среды: оолака,		
	туманы, взвеси в воздухе и суспензии частиц и		
	микроорганизмов пыль естественного и искусственного		
	происхожления		
Анализируемые	частицы произвольных форм, фазового состояния и		
элементы	химического состава		
Виды исследований	микрофизические, гранулометрические,		
	морфологические и др.		
Регистрируемые	максимальный и минимальный размеры частиц;		
параметры частиц	площадь оптического сечения; форма и ориентация		
	частиц в пространстве; всего до 60 параметров		
Диапазон размеров исследуемых микрообъектов, мкмот 0.3 до 100.0			
Диапазон концентрации микрообъектов в объеме, см $^{-3}$ от 10^2 до 10^6			
Пределы допускаемой относительной погрешности			
измерения размеров и концентрации частиц, %не более 10			
Диапазон рабочих температур выносного датчика, °С от - 50 до + 35			
Габаритныеразмерывыносногодатчика, (диаметрхдлина)мм80x500			
Масса выносного датчика, кгне более 3.0			
Питание прибора, В, Гц			
Потребляемая мощность прибора (без ПК), Втменее 100			

Таблица 10.1. Технические характеристики прибора «ПОТОК-М»

Стенд дооснащен современными датчиками контроля температуры модельной среды в условиях пониженных температур и давлений, характерных для нижней стратосферы.

В состав измерительной аппаратуры включены системы контроля ее температурных режимов, а также системы обогрева для обеспечения работы средств измерения в условиях отрицательных температур (до минус 55°C).

10.4.2.2. Экспериментальные исследования в имитационных камерах оптических и микрофизических характеристик модельного стратосферного аэрозоля, образующегося при конверсии «газ-аэрозоль» (рабочее вещество: SO₂, NH₃), в условиях, соответствующих нижней стратосфере

Методика проведения эксперимента заключалась в измерении пропускания излучения лазера с длиной волны 0.63 мкм облаком аэрозольных частиц, которые возникают при облучении воздушной среды в камере, содержащей примесные газы, светом ультрафиолетовых ламп. Плотность мощности падающего УФ-излучения составляла около 1 Вт/м². Вентиляторы, помещённые в гермообъём (2 м³) многоходовой оптической кюветы (МХОК-2), обеспечивают равномерное перемешивание частиц по всему гермообъему. Параллельно измерялась микроструктура образующегося аэрозоля анализатором аэрозолей телевизионным «ПОТОК-М».

Измерения заканчивались после стабилизации сигнала, характеризующего ослабление излучения образовавшимся аэрозолем. Перед началом следую-

щего эксперимента гермообъём МХОК-2 каждый раз очищался от аэрозоля путём вентиляции.

Результаты экспериментов приведены на рис. 10.19, 10.20.

На рис. 10.19 приведена динамика ослабления излучения с длиной волны 0.63 мкм конверсионным аэрозолем при последовательном введении различных концентраций газов SO₂ и NH₃ в гермообъём MXOK-2 (температура от минус 50°C до минус 55°C, давление 0.2 атм и относительная влажность воздуха 90%) в условиях воздействия имитатором солнечного излучения. По оси ординат отложено отношение I/I_{0} , где I_0 – интенсивность излучения (0.63мкм) на выходе MXOK-2 в отсутствии аэрозоля, I – интенсивность излучения на выходе MXOK-2, ослабленного облаком аэрозольных частиц.





Температура от минус 50 °C до минус 55°C, давление 0.2 атм и относительная влажность воздуха 90%

Лампа УФ включена в 19:11:33 и до окончания эксперимента. Первая ступенька (ослабление на 17-18%) образовалась при введении 7.5 ppm SO₂ (19:15:52), вторая ступенька (ослабление на 29-30%) при введении к имеющемуся в кювете газу еще 15 ppm NH₃ (19:51:03).

Рис. 10.20 иллюстрирует появление аэрозоля и эволюцию микрофизических характеристик аэрозольной среды, образующейся в гермообъеме МХОК-2 в процессе облучения воздушной среды при введении 7.5 ppm SO₂. На рис. 10.20а показано распределение по размерам конверсионных аэрозольных частиц в конце эксперимента. На рис. 10.20б приведена динамика изменения модального, среднего и среднеквадратичного диаметров частиц (см. обозначения цветом) под действием УФ-излучения. Рис. 10.20в отражает изменение во времени численной и массовой концентрации образующегося аэрозоля.

Из рис. 10.20 следует, что в процессе облучения происходит объективно зарегистрированное образование и существенная эволюция во времени микроструктуры облака микрочастиц серной кислоты. Так, модальный диаметр частиц в ходе эксперимента увеличивается от 0.46 до 0.7 мкм, средний диаметр – от 0.6 до 0.76 мкм (рис. 10.20б). Массовая концентрация аэрозоля в ходе эксперимента достигает 0.01 г/м³ (рис. 10.20в).

На рис. 10.20а показан пример распределения частиц по размерам в конце первой стадии эксперимента (с введением 7.5 ppm SO₂), которое характеризуется следующими параметрами:

- модальный диаметр 0.81 мкм
- средний диаметр 0.82 мкм
- -численная концентрация 1.32 $\cdot 10^{\ 4}$ см $^{\text{-3}}.$





Температура от минус 50 °C до минус 55°C, давление 0.2 атм и относительная влажность воздуха 90%

На рис. 10.21 приведен пример визуализации зарегистрированных анализатором «ПОТОК-М» частиц в конце первой стадии эксперимента (с введением 7.5 ppm SO₂). Анализ изображений рис. 10.21 показывает, что наблюдаемые частицы имеют сферическую форму, характерную для жидкокапельного сернокислотного аэрозоля.

На второй стадии эксперимента производилось введение в аэрозольную среду 15 ppm газообразного аммиака в стехиометрическом соотношении с ранее введенным газом SO₂.

Рис. 10.22 показывает эволюцию во времени микрофизических характеристик аэрозольной среды, образующейся в гермообъеме МХОК-2 в процессе облучения воздушной среды с 7.5 ppm SO₂, при дополнительном введении 15 ppm NH₃. (температура от минус 50°C до минус 55°C, давление 0.2 атм и относительная влажность воздуха 90%) в условиях воздействия имитатором солнечного излучения.



Рисунок 10.21. Зарегистрированные анализатором «ПОТОК-М» изображения частиц аэрозольной среды, образующейся в гермообъеме МХОК-2 в процессе облучения воздушной среды при введении 7.5 ppm SO₂. в условиях воздействия имитатором солнечного излучения *Температура от минус 50 °C до минус 55°C, давление 0.2 атм и относительная влажность воздуха 90%*



Рисунок 10.22. Эволюция микрофизических характеристик аэрозольной среды, образующейся в гермообъеме МХОК-2 в процессе облучения воздушной среды с 7.5 ppm SO₂, при дополнительном введении 15 ppm NH₃ в условиях воздействия имитатором солнечного излучения *Температура от минус 50 °C до минус 55°C, давление 0.2 атм и относительная влажность воздуха 90%*

На рис. 10.23 и 10.24 приведены изображения частиц до момента введения 15 ppm газообразного аммиака и после соответственно. Видно, что после введения 15 ppm газообразного аммиака наблюдается образование частиц игольчатой формы, характерной для кристаллических частиц сульфата аммония, образующихся в результате газо- и жидкофазных реакций аммиака с серной кислотой (см. показанное на рис. 10.24 увеличенное электронным способом изображение частицы, выделенное малой рамкой).



Рисунок 10.23. Зарегистрированные анализатором «ПОТОК-М» изображения частиц аэрозольной среды, образующейся в гермообъеме МХОК-2 в процессе облучения воздушной среды с 7.5 ppm SO₂, до момента введения NH₃ в условиях воздействия имитатором солнечного излучения *Temnepamypa om минус 50 °C до минус 55°C, давление 0.2 атм и относительная влажность*





Рисунок 10.24. Зарегистрированные анализатором «ПОТОК-М» изображения частиц аэрозольной среды, образующейся в гермообъеме МХОК-2 в процессе облучения воздушной среды с 7.5 ppm SO₂, после введения 15 ppm NH₃ в условиях воздействия имитатором солнечного излучения *Teмnepamypa om минус 50 °C до минус 55°C, давление 0.2 amм и относительная влажность воздуха 90%*

Следует отметить, что на основании данных по массовой концентрации (рис. 10.20в) более трети введенного SO_2 в ходе эксперимента за время порядка часа превращается в аэрозоль. Прирост массовой концентрации аэрозоля после введения 15 ppm SO_2 достигал 100% (рис. 2.5в) при увеличении суммарной массы введенных газов на 35%. Это свидетельствует, наряду с ростом счетной концентрации, об образовании нового аэрозоля, в том числе и кристаллической формы (рис. 10.24) игольчатого типа, присущего сульфату аммония.

10.5. Обсуждение результатов экспериментов с сернокислотным аэрозолем

С целью оценки и прогноза пропускания излучения в реальных условиях нижней стратосферы проанализируем результаты экспериментов по ослаблению излучения при прохождении через модельные аэрозольные среды, образованные сернокислотным аэрозолем как в результате конверсии диоксида серы в аэрозоль, так и возгонки паров концентрированной серной кислоты.

Рассмотрим результаты исследований процесса конверсии «SO₂ – аэрозоль H_2SO_4 » под действием имитатора солнечного излучения в гермообъёме многоходовой оптической кюветы при положительных температурах, приведенные соответственно на рис. 10.16 и 10.17. Температура воздуха в гермообъёме в процессе эксперимента составляла 30-35°C. Относительная влажность воздуха – около 10%. Исходная концентрация диоксида серы SO₂, введённого в гермообъём, составляла около 70 ррт. При реализованной в эксперименте мощности экспозиционной дозы светового излучения ~ 10^{13} эВ/см³ с уже по прошествии ~ $2 \cdot 10^3$ с наблюдается ослабление пропускания излучения примерно на 1% на длине волны 0.63 мкм и оптической трассе 85 м. На этой стадии концентрация аэрозольных частиц диаметром около 0.4 мкм составляет ~ 10-100 см⁻³. При дальнейшем облучении наблюдается рост массовой и счетной концентрации аэрозольных частиц и уменьшение пропускания примерно на 7%.

Сделаем некоторые количественные оценки. При конверсии SO₂ в H₂SO₄ в объёме должен находиться водяной пар, пар серной кислоты и сернокислотный аэрозоль. Давление насыщенного пара серной кислоты при интересующих нас температурах среды 30-35°С, минус 5 и минус 50°С из-за отсутствия соответствующих табличных данных определим по уравнению Клаузиуса-Клапейрона. Для этого в качестве исходных данных воспользуемся доступными табличными значениями парциального давления насыщенного пара серной кислоты с весовой концентрацией 98.3% и 100% при температуре 25°С (Коган и др., 1966; Справочник сернокислотчика, 1971) и теплоты испарения. Необходимо отметить, что приведенные табличные данные парциального давления паров серной кислоты даже при одной температуре в достаточно узком диапазоне концентрации от 95.66% до 99.23% весовых различаются в 6 раз. Наиболее приемлемыми оказались значения парциального давления 2.5·10⁻⁴ мм рт. ст. при концентрации 100% весовых для темпе

ратуры 25°С. Такой разброс табличных значений связан, в частности, с сильной зависимостью физико-химических характеристик от концентрации растворов. Так, например, температуры кипения растворов в зависимости от концентрации составляют при концентрациях 98.479% весовых и 100% весовых соответственно (326 ± 5)°С и (275 ± 5)°С. Если на конверсию израсходовано 30 ppm SO₂, что эквивалентно концентрации 7.8×10^{14} мол.×см⁻³, то рассчитанное по уравнению Клаузиуса–Клапейрона парциальное давление насыщенного пара серной кислоты при температуре эксперимента $30-35^{\circ}$ С эквивалентно концентрации молекул H_2SO_4 около (1-2)× 10^{13} см⁻³. Это значение ниже измеренной в эксперименте убыли SO₂, что может быть связано с точностью исходных табличных данных, поскольку, как показано выше в наших методических экспериментах, потери SO₂ в гермообъёме на стенках существенно ниже и учитывались при обработке данных экспериментов. Оценки массовой концентрации капель серной кислоты по всем фракциям размеров (см. рис. 10.16) дают значение 2×10^{-10} г/см³ или 1.2×10^{12} мол. см⁻³.

Для сравнения обратимся к анализу рис. 10.10, на котором представлены данные по ослаблению излучения на длине волны 0.63 мкм капельным аэрозолем H₂SO₄, образованным в процессе испарения в гермообъёме навесок концентрированной серной кислоты при температуре минус 5°С. Здесь уже при концентрации введённых паров 0.025 мг/м³, что соответствует концентрации молекул 1.5×10¹¹ см⁻³, наблюдается некоторое ослабление излучения на величину ~ 0.5%. Указанная величина, сравнимая с погрешностью измерений, может быть отчасти связана с гетерогенной конденсацией паров серной кислоты на фоновых ядрах конденсации, размеры которых находятся ниже порога регистрации частиц по размеру используемого аэрозольного счетчика. Полученное реальное давление пара серной кислоты недостаточно для гомогенной конденсации капельного сернокислотного аэрозоля, так как оно ниже расчетного значения давления насыщенного пара при данной температуре, равного 1.34×10⁻³ Па, что соответствует счетной 8×10¹¹ см⁻³ и массовой 1.3×10⁻¹⁰ г/см³ концентрации. При увеличении концентрации паров серной кислоты до 120 мкг/м³, что соответствует массовой концентрации 10⁻¹⁰ г/ см³, наблюдается ослабление излучения на 1-4% и образование капельного аэрозоля с массовой концентрацией 2·10⁻¹¹ г/см³ согласно оценкам по измерениям спектра капель по размерам. При дальнейшем увеличении концентрации паров H₂SO₄ до 470 мкг/м³, что соответствует массовой концентрации 3.5×10^{-10} г/см³, наблюдается ослабление излучения на ~ 30% с образованием капельного аэрозоля со средним диаметром 0.4 мкм и счетной концентрацией $\sim 6 \times 10^3$ см⁻³ (см. рис. 10.12). Массовая концентрация капель, рассчитанная по данным аэрозольного счетчика, составляет ~ 3.5×10⁻¹⁰ г/см³. При относительной влажности воздуха в эксперименте около 80% капли должны иметь массовую концентрацию серной кислоты от 50 до 75%.

Сравнение полученных расчётных и экспериментальных данных по счетной и массовой концентрациям аэрозоля и ослаблению излучения сернокислотным аэрозолем конденсационной и конверсионной природы при положительных и отрицательных температурах показывает их качественное согласие. Полученные результаты качественно согласуются с расчетами ослабления солнечного излучения в аэрозольном слое массой 1 Мт и толщиной 1 км в стратосфере на высоте 12 км.

Возникает вопрос, насколько полученные в модельных экспериментах результаты можно перенести на реальные условия нижней стратосферы на высоте около 10 км. Сопоставляя значения энергетической освещённости в модельных опытах (~ 4 BT/m^2) и для высот 10-12 км (~ 500 BT/m^2) (Макарова, Харитонов, 1972), следует ожидать увеличение количественного выхода H₂SO₄ в стратосфере при прочих равных условиях. Однако, выход H₂SO₄ в нижней стратосфере лимитируется, кроме энергетической освещенности, рядом других факторов, в том числе понижением температуры воздуха до минус 50°С на высоте 10 км, что должно привести к уменьшению константы скорости реакций конверсии SO₂, уменьшению концентрации паров воды и др. Пары воды являются исходным материалом для образования гидроксила ОН[•] и молекул H₂SO₄. По сложившимся в настоящее время представлениям при конверсии SO₂ в нижней стратосфере доминирующей является реакция окисления гидроксилом OH[•], который образуется при радиолизе (фотолизе) молекул воды и взаимодействии последних с атомарным кислородом. Эта реакция определяет, в основном, время жизни SO₂ в нижней стратосфере. Концентрация молекул H₂O в модельных опытах (см. рис. 10.16 и 10.17) составляла по измерениям с помощью Фурье-спектрометра 6×10³ ppm, что соответствовало при температуре эксперимента относительной влажности f от 10 до 15%. На высоте около 10 км концентрация молекул Н₂О равна (6-12) ppm (Кароль и др., 1983), что соответствует при температуре минус 50°С относительной влажности от 10 до 20%.

Сделаем некоторые полуколичественные оценки процесса конверсии «SO₂ – аэрозоль» в имитационных камерах. Экспериментальная скорость реакции конверсии SO₂ в модельных опытах при температуре 30-35°С (см. рис. 10.16) определяется из уравнения (10.1) и составляет $8,6 \times 10^{10}$ мол.×см⁻³×сек⁻¹. Экспериментальное время жизни реакции $\tau = 5$ ч. Расчетную скорость убыли SO₂ в гермообъёме в первом приближении можно определить по уравнению (Kim et al., 1998):

$$d[SO_2] / dt = -k[SO_2] \cdot [OH^{\bullet}], \qquad (10.2)$$

где k – константа скорости реакции. При нормальных условиях (T = 300 K) $k_{300} = 2 \times 10^{-12} \text{ см}^3 \times \text{мол.}^{-1} \times \text{сек}^{-1}$.

В общем случае для температурной зависимости константы скорости реакции справедливо уравнение Аррениуса. Ввиду отсутствия данных по константе скорости при разных температурах и энергии активации реакции, согласно теории столкновений был вычислен фактор частоты в уравнении Аррениуса и на его основании энергия активации реакции, с помощью которой в дальнейшем оценивалась температурная зависимость константы скорости реакции. Найденное из эксперимента время жизни реакции t = 5 ч и вычисленные значения константы скорости $k_{308} = 2.3 \times 10^{-12}$ см³×мол. ⁻¹×сек⁻¹

позволяют оценить концентрацию гидроксила [OH[•]], образующегося в имитационной камере под действием имитатора солнечного излучения. Полученное значение ~ 10^7 см⁻³ сравнимо с максимальными дневными концентрациями гидроксила в приземном слое воздуха в безоблачный солнечный полдень (Кароль и др.,1983).

На основании имеющихся литературных экспериментальных и рассчитанных нами данных сделаем прогноз скорости конверсии SO₂ в реальной стратосфере на высоте 10 км. Средняя концентрация гидроксила [OH^{*}] на этой высоте составляет 5.3×10^5 см⁻³ (см. Главу 9). Оценки изменения константы скорости реакции при понижении температуры в нижней стратосфере до минус 50°С, сделанные нами по уравнению Аррениуса, дают уменьшение константы примерно в 5 раз, то есть $k_{223} = 4 \times 10^{-13}$ см³×мол. ⁻¹сек⁻¹.

Таким образом, предварительные результаты модельных экспериментов показывают принципиальную возможность использования аэрозольных слоёв для ослабления солнечного излучения в нижней стратосфере и позволяют максимально приблизиться к организации ограниченных натурных экспериментов с применением выбранного модельного аэрозоля.

10.6. Выводы

1. Экспериментально исследованы оптические характеристики (ослабление) и микроструктурные параметры выбранного модельного твердофазного и жидкокапельного стратосферного аэрозоля. Измерения микроструктурных параметров этих модельных аэрозолей показали, что их модальный размер лежит в основном области от 0.3 до 0.5 мкм по диаметру, а счетная концентрация составляет от 10 до 10^3 см⁻³ в зависимости от массовой концентрации введенного реагента.

В результате исследований получено следующее:

– при введении твердофазного негигроскопического аэрозоля Al_2O_3 в количестве от 20 до 60 мкг/м³ ослабление излучения на длине волны 0.63 мкм составляет соответственно от 2.5 до 6%;

 при введении твердофазного гигроскопического аэрозоля на основе металлохлоридных составов в количестве 300 мкг/м³ ослабление излучения на длине волны 0.63 мкм составляет 30% при влажности 29%, близкой к условиям нижней стратосферы;

– оптическая толщина негигроскопического аэрозоля, рассчитанная по величинам пропускания излучения на длине волны 0.63 мкм, в пределах погрешности измерений линейно зависит от массовой концентрации аэрозоля при его неизменном распределении по размерам. Полученный результат позволяет экстраполировать изменение оптической толщины аэрозоля на более низкие значения массовой концентрации;

 изменение относительной влажности воздуха от 30% до 75% приводит к ослаблению излучения на длине волны 0.63 мкм гигроскопическим металлохлоридным аэрозолем более чем в 2.5 раза. Полученные данные по ослаблению для твердофазного негигроскопического аэрозоля Al₂O₃ и гигроскопического металлохлоридного аэрозоля, индифферентных к температуре и давлению окружающей среды, могут напрямую использоваться для оценок или прогноза ослабления солнечного излучения в реальных условиях нижней стратосферы, характеризующихся низкой относительной влажностью. Данные по зависимости ослабления от влажности для гигроскопического металлохлоридного аэрозоля позволят прогнозировать вариации ослабления солнечного излучения при колебаниях влажности в нижней стратосфере.

2. Моделирование жидкокапельного стратосферного аэрозоля осуществлялось при положительных и отрицательных температурах, следующими способами:

 путем введения паров серной кислоты, образующих в результате конденсации субмикронный аэрозоль, подобный природному стратосферному;

 путем конверсии введенного диоксида серы в сернокислотный аэрозоль под действием имитатора солнечного излучения.

Согласно измерениям микроструктурных параметров этого конденсационного и конверсионного аэрозоля его модальный размер лежит в области от 0.3 до 0.5 мкм по диаметру, а счетная концентрация составляет от 10 до 10^3 см⁻³ в зависимости от массовой концентрации введенного реагента.

При введении паров серной кислоты в количестве 300 мкг/м³ при температуре 19.5°С и относительной влажности воздуха 31% ослабление излучения на длине волны 0.63 мкм составляет 5%. При введении паров серной кислоты в количестве около 100 и 450 мкг/м³ при температуре минус 5°С и относительной влажности воздуха 80% ослабление излучения на длине волны 0.63 мкм составляет соответственно 4% и 30%.

3. Эксперименты по исследованию ослабления излучения с длиной волны 0.63 мкм капельным аэрозолем серной кислоты, образованным при конверсии диоксида серы SO₂ под действием имитатора солнечного излучения, показали следующее.

- 3.1. При введении SO₂ с концентрацией около 70 ppm при атмосферном давлении и температурах плюс 30-35°С за время ~ 2×10³ с наблюдается образование капель серной кислоты с концентрацией ~ 10-100 см⁻³ и диаметром 0.4 мкм, приводящее к ослаблению излучения на величину ~ 1%.
- 3.2. При конверсии «газ-аэрозоль» (рабочее вещество: SO₂ и NH₃), в условиях, соответствующих нижней стратосфере (давление 0.1-0.2 атм, температура минус 50°С) получено следующее:
 - а) впервые получены данные по микроструктуре модельного стратосферного аэрозоля, образующегося в результате конверсии «газ (SO₂, SO₂+NH₃) - аэрозоль» в условиях, моделирующих реальные условия в нижней стратосфере по температуре (от минус 50°C до минус 55°C) и давлению (0.2 атм) на высотах от 10 до 12 км. Впервые зарегистрированы изображения субмикронного аэрозоля, находящегося в естественном состоянии в вакууме при низких температурах;

б) модельный аэрозоль, образованный путем конверсии исходных продуктов SO_2 и NH_3 под действием имитатора солнечного излучения при давлении 0.2 атм, температуре от минус 50°C до минус 55°C и относительной влажности воздуха, близкой к 90%, имеет средний размер частиц от 0.4 до 0.8 мкм.

4. Сделаны оценки экспериментальных скоростей реакций и характерных времен жизни реакции конверсии SO_2 в указанном диапазоне температур газовой среды в имитационных камерах под действием имитатора солнечного излучения. На основе полученных данных оценена производительность имитатора солнечного излучения по гидроксилу, определяющему скорость конверсии сернистого газа в комплексный радикал $OHSO_2^{\circ}$, образующий серную кислоту в результате дальнейших реакций с гидроксилом, кислородом и водяным паром.

Сделаны качественные оценки скорости конверсии SO_2 в нижней стратосфере для реальных значений параметров реакции SO_2 с гидроксилом при температуре минус 50°С. Результаты модельных экспериментов в имитационных камерах показывают принципиальную возможность использования аэрозольных слоёв для ослабления солнечного излучения в нижней стратосфере.

Список литературы

Волковицкий О.А., Арефьев В.Н., Гончаров Н.В., Дианов-Клоков В.И. 1974. Оптическая многоходовая кювета для исследования поглощения искусственными атмосферами. – ПТЭ, № 1, с. 198-201.

Кароль И.Л., Розанов В.В., Тимофеев Ю.М. 1983. Газовые примеси в атмосфере. – Л., Гидрометеоиздат, 192 с.

Коган В.Б., Фридман Б.М., Кафаров В.В. 1966. Равновесие между жидкостью и паром. – Справочное пособие. М.- Л., Наука, 640 с.

Макарова Е.А., Харитонов А.В. 1972. Распределение энергии в спектре солнца и солнечная постоянная. – М., Наука, 288 с.

Справочник сернокислотчика. 1971. /Под ред. д.т.н., проф. Малина К.М. – М., Химия, 744 с.

Kim T.O. et al. 1998. Nanometer-sized particle formation from $NH_3/SO_2/H_2O$ /air mixtures by ionizing irradiation. – J. Aerosol Science and Techology, vol. 29, No, 2, pp. 111-124.

Rothman L.S. et. al. 2005 The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database. – JQSRT, vol. 96, pp. 139-204.

Глава 11. НАТУРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ПРОХОЖДЕНИЯ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЧЕРЕЗ АЭРОЗОЛЬНЫЕ СЛОИ

2000-х годах в Российской Федерации были начаты работы в этом B направлении, включающие как теоретические, так и экспериментальные исследования. Теоретические исследования направлены на поиск наиболее оптически активных аэрозолей, способных эффективно поглощать солнечное излучение, экспериментальные работы проводились как в специальных имитационных камерах, так и в полевых условиях. В камерных экспериментах проведены исследования оптических характеристик стратосферных аэрозольных слоев, моделируемых сернокислым аэрозолем с параметрами (показатель преломления, диаметр), близкими к природному стратосферному аэрозолю. Исследования в имитационных камерах показали, что при образовании аэрозольных сред со счетной характеристикой частиц порядка 10^2 см⁻³, диаметром около 0.5 мкм и толщиной слоя (по пути луча) около 10^2 м, ослабление излучения на длине волны λ=0.63 мкм, близкой к длине волны максимума солнечного излучения, составляет около 1%. Следующим этапом этих работ явилось проведение ограниченного натурного эксперимента в атмосфере по измерению ослабления солнечной радиации искусственными аэрозольными слоями с известными оптическими и микрофизическими параметрами, близкими к природному стратосферному аэрозолю.

Настоящая глава посвящена описанию трех последовательных фаз такого натурного эксперимента, в рамках которого исследовалось пропускание солнечного излучения в видимом диапазоне модельными аэрозольными средами, создаваемыми в приземном слое атмосферы (фаза 1) и средней тропосфере (фаза 2), а также реакция усредненных температурных и турбулентных характеристик приземного воздуха под аэрозольным слоем (фаза 3).

11.1. Натурный эксперимент по исследованию пропускания солнечного излучения в видимом диапазоне длин волн модельными аэрозольными средами, создаваемыми в приземном слое атмосферы (фаза 1)

В этом разделе описаны результаты натурного эксперимента по исследованию пропускания солнечного излучения в видимом диапазоне длин волн модельными аэрозольными средами, создаваемыми наземными и авиационными генераторами в приземном слое атмосферы на высотах до 200 м.

11.1.1. Аппаратура и методики

Экспериментальные работы в приземном слое атмосферы проводились с помощью комплекса аппаратуры, обеспечивающего измерения основных метеорологических характеристик приземного слоя атмосферы (параметров

стратификации, температуры и влажности воздуха, скорости ветра), микрофизических и оптических характеристик аэрозольных частиц.

В состав метеорологического блока аппаратуры входили стационарный и мобильный метеорологические комплексы, обеспечивающие синхронное проведение метеорологических измерений в двух удаленных друг от друга точках. Стационарный метеорологический комплекс предназначен для непрерывных измерений метеопараметров на высоте 2 м над подстилающей поверхностью и позволяет регистрировать мгновенные значения трех компонентов вектора скорости ветра, температуру, влажность и давление. Вычисляются средние, максимальные и минимальные значения скорости и направления ветра, температуры, влажности, давления и турбулентные характеристики. Мобильный метеорологический комплекс предназначен для организации оперативных измерений атмосферного давления, мгновенной скорости и направления ветра, температуры и относительной влажности воздуха на высоте до 4 м.

Микрофизические параметры аэрозоля измерялись фотоэлектрическим счетчиком аэрозольных частиц, который имеет следующие характеристики:

– дапазон измеряемых размеров по диаметру от 0.3 до 10 мкм;

- верхний предел измеряемых концентраций $6 \cdot 10^3$ см⁻³;
- нижний предел измеряемых концентраций 1 см⁻³;
- погрешность измерения диаметра

– погрешность измерения концентрации 10%.

Ослабляющие свойства аэрозольных слоев контролировались с помощью двух наземных автоматических фотометров НАФ (разработка ФГБУ "НПО "Тайфун") и автоматизированной системы регистрации суммарной и прямой солнечной радиации (ФГБУ «ЦАО»).

20%;

Фотометры НАФ разработаны на базе наземных автоматических уфиметров (Тереб и Никифорова, 1991) и предназначены для измерения интенсивности прямой солнечной радиации на длине волны 0.53 мкм с регистрацией данных на персональном компьютере. Фотометры имеют следующие характеристики:

- угол зрения 2°;

- минимально необходимая угловая высота диска Солнца 20°;

– погрешность слежения за Солнцем за 6 ч работы 1°.

Автоматизированная система регистрации суммарной и прямой солнечной радиации состояла из трех актинометрических измерительных модулей. Каждый модуль состоял из двух пиранометров М-80, аналого-цифрового преобразователя и персонального компьютера. Один из пиранометров производил измерение суммарной солнечной радиации (энергетической освещенности во всей полусфере 180°), второй – прямой солнечной радиации (энергетической освещенности во свещенности в секторе 90°). Диапазон измерения энергетической освещенности – от 0.01 до 1.6 кВт/м², диапазон длин волн – от 0.3 до 2.4 мкм. Допускаемая относительная погрешность измерения – 11%.

Датчики приборов выносились на расстояние от 10 до 15 м от пультов управления и регистрации и устанавливались на покрытом травой грунте на высотах от 1 до 2 м и на высоте 4 м над уровнем земной поверхности. Источниками аэрозольных образований служили мобильные высокопроизводительные термоконденсационные генераторы субмикронного аэрозоля (TMC), образующие объемные аэрозольные завесы. В экспериментах использовались авиационные и наземные генераторы аэрозоля, установленные на вертолете и на автомобильном шасси (рис. 11.1 и 11.2). В авиационных аэрозольных генераторах аэрозоль образовывался при горении металлохлоридных пиросоставов. В наземных генераторах аэрозоль образовывался в результате конденсации выбрасываемой с большой скоростью перегретой парогазовой смеси отдельных фракций нефтепродуктов.



Рисунок 11.1. Аэрозольные генераторы, установленные на вертолёте



Рисунок 11.2. Аэрозольный генератор, установленный на автомобильном шасси

Параметры наземного термоконденсационного генератора аэрозоля ТМС приведены в табл. 11.1.

Таблица 1	1.1. Параметры	наземных термоконденсаци	юнных генераторов аэрозоля
-----------	----------------	--------------------------	----------------------------

Параметры генераторов аэрозоля		
Линейная скорость выноса вещества из генератора, w _o , м/с		
Радиус сопла, <i>R</i> ₀ , м	0.3	
Угол наклона сопла генератора к горизонту, а, град	12	
Перегрев воздуха на выходе генератора по сравнению с температурой окружающего воздуха, DT, °C		
Высота сопла над уровнем земли, <i>H</i> ₀ , м	2	
Производительность генератора аэрозоля, Q, кг/с	0.1	
Массовое сечение ослабления солнечного излучения, $\sigma_a, M^{2}/r$		

Во время проведения экспериментов стратификация атмосферы была близка к нейтральной, температура воздуха *T* около 20°С, средняя скорость ветра на высоте 2 м $u_2 = 5$ м/с, на высоте 4 м $u_4 = 7$ м/с, измерения проводились на расстояниях до 1.5 км от генератора ТМС.

Схемы экспериментов по измерению пропускания солнечного излучения аэрозольными образованиями представлены на рисунках 11.3 и 11.4. Наземный генератор ТМС после измерений скорости и направления ветра с поморасполагался с ЩЬЮ метеокомплексов подветренной стороны И ориентировался таким образом, чтобы аэрозольная струя проходила своим краем через пункт измерения, а линия визирования Солнца проходила через толщу аэрозольной струи. Фотометры и пиранометры вместе с аэрозольным счетчиком располагались в измерительном пункте на периферийной части струи на расстоянии 1 км от генератора ТМС с подветренной стороны. На этих рисунках также схематично показан путь солнечных лучей через аэрозольную струю.





При использовании авиационных генераторов вертолет создавал аэрозольную завесу, пролетая над измерительной площадкой во встречных направлениях на высотах от 200 до 50 м (рис. 11.4). Ширина шлейфа, создаваемого вертолетом, несущим аэрозольные генераторы, равна длине пути вертолета от разворота до разворота и составляла приблизительно 5-6 км.



Рисунок 11.4. Схема эксперимента с авиационными аэрозольными генераторами (Вид сверху на фоне спутникового снимка местности)

11.1.2. Результаты натурного эксперимента и их анализ

На рисунке 11.5 приведена одна из реализаций измерений с помощью фотометра НАФ пропускания прямого солнечного излучения при прохождении периферийной части струи через пункт измерения, расположенный на расстоянии 1 км от наземного генератора ТМС. Ослабление излучения в этих измерениях составляет на периферии струи от 1% до 20%, а при прохождении через измерительный пункт центральной части струи – до 100%.





Для оценки ослабления прямого солнечного излучения обычно используется основное уравнение для интенсивности солнечного излучения *I*, прошедшего через слой аэрозоля толщиной *L*, имеющее вид:

$$I = I_0 \exp\left[-\frac{l}{6}\pi D_3^3 N\rho \sigma_a L\right] , \qquad (11.1)$$

где I_0 – интенсивность падающего света; $\frac{1}{6}\pi D_3^3 N\rho = M$ – массовая концентрация аэрозоля; D_3 – средний кубичный диаметр; N – счетная концентрация аэрозоля; ρ – плотность аэрозольных частиц; σ_a – массовое сечение ослабления солнечного излучения (см. табл. 11.1).

На рисунке 11.6 приведены значения энергетической освещенности, полученные с помощью пиранометра М-80, входящего в состав актинометрического комплекса. Кривая на рис. 11.6 представляет измеренные значения суммарной энергетической освещенности, полученные с помощью полностью открытого пиранометра, которым было зафиксировано уменьшение суммарного потока солнечной радиации на 41%.



Рисунок 11.6. Изменение суммарной энергетической освещенности при наземном способе создания аэрозольной струи

На рис. 11.7 приведены данные измерений энергетической освещенности солнца при генерации аэрозольного образования с помощью вертолета. В районе экспериментальной площадки наблюдалась облачная погода с прояснениями, что естественно затрудняло выделение возможного изменения солнечной радиации за счет прохождения искусственного аэрозольного образования над приборным комплексом на фоне естественных изменений, связанных с просветами в облаках.

Рис. 11.7 показывает высокую степень изменчивости полученных данных. Участки с изменениями освещенности, связанными с прохождением аэрозольного образования над приборами, выделены на рисунке стрелками. Оценка возможных изменений энергетической освещенности в данном случае произведена весьма приблизительно. Уменьшение освещенности при этом составило около 28%.



Рисунок 11.7. Изменение энергетической освещенности при генерации аэрозольного образования с применением вертолета

Для расчета поля массовой концентрации аэрозоля в аэрозольном шлейфе, образованном термоконденсационными генераторами, на практике широко применяются модели, разработанные для описания распространения в приземном слое атмосферы аэрозольных выбросов (струй) ТЭЦ и других промышленных объектов (Берлянд и др., 1964; Гаргер, 1984; Савченко и др., 1989). При описании динамики аэрозольной струи принято весь интервал ее движения разбивать на два участка:

 начальный участок от точки выброса струи до точки, когда скорость струи совпадет со средней скоростью ветра и струя поднимется за счет начальной скорости и перегрева до некоторой эффективной высоты. Этот участок характеризуется в основном параметрами используемого аэрозольного генератора;

 – основной участок свободного движения струи вдоль направления среднего ветра.

На начальном участке движения аэрозольной струи наличие начальной скорости выбросов ω_o и их перегрев ΔT по отношению к температуре окружающего воздуха вызывают ее подъем. В этом случае эффективная высота подъема аэрозольной струи определяется выражением:

$$H_{2\phi\phi} = H + \Delta H, \tag{11.2}$$

где H – высота сопла генератора над поверхностью, ΔH – высота подъема струи над плоскостью сопла.

Для определения ΔH используются эмпирические выражения, которые учитывают соотношение вертикальной составляющей скорости движения аэрозольной струи w_z и скорости горизонтального переноса, т. е. скорости

среднего ветра u. При этом предполагается, что на высоте ΔH над источником значение w_z мало по сравнению с величиной u (Берляндидр., 1964):

$$\Delta H \cong \frac{K_1 \, w_0 \, R_0 \, Sin\alpha}{u} + \frac{K_2 \, w_0 \, g \, R_0 \, \Delta T}{T_0 \, u^3} \,, \tag{11.3}$$

где $K_1 \approx 4, K_2 \approx 5$ – численные коэффициенты; g – ускорение силы тяжести; T_0 – температура окружающей среды. Остальные параметры (w_0, R_0, α) определены в табл. 11.1.

Дальнейшие оценки будем проводить для генератора ТМС, экспериментальные данные для которого приведены на рис. 11.5 и 11.6, работавшего в режиме постоянного источника. Эффективная высота струи, рассчитанная по формулам (11.2) и (11.3) с учетом превышения генератора аэрозоля над поверхностью, достигает значений около 40 м.

При больших скоростях ветра, когда основной вклад в соотношение (11.3) вносит первый член правой части, т.е. роль теплового подъема сравнительно невелика, для расчета сечения выходящей струи газов на начальном участке струи можно воспользоваться моделью затопленных струй, согласно которой изменение сечения S_1 можно описать следующим соотношением (Абрамович, 1960)

$$S_{I} = S_{0} \left(Ax + I \right)^{2}, \qquad (11.4)$$

где $S_0 = \pi R_0^2$ – сечение сопла; $A \cong 3,4\alpha / \sqrt{S_0 / \pi}$, a – коэффициент, характеризующий интенсивность наведенной турбулентности в струе ($a \sim 0.1$); $x \approx \Delta H / Sin\alpha$ – расстояние от генератора.

В этом случае согласно расчетам по формуле (11.4) эффективное сечение струи в конце начального участка ТМС будет близко к 3·10³ м².

На основном участке на изменение размеров аэрозольной струи в атмосфере влияет турбулентная диффузия частиц, приводящая к расширению струи. Счетная концентрация аэрозольных частиц в начале основного участка струи определяется известным соотношением $N_1 = \frac{Q}{S_1 u V_{\alpha 0}}$, где $V_{\alpha} = \frac{\pi D_3^2}{6}$ - объем аэрозольной частицы. Обычно генераторы аэрозоля (TMC) термоконденсационного типа обеспечивают размер частиц по диаметру порядка десятых долей мкм (Виснапуу и Смирнов, 1987). В предварительных экспериментах с генератором ТМС, согласно измерениям, средний кубичный диаметр частиц составлял D₃ ~ 0.16 мкм (Савченко и др., 1989). Отсюда получим оценку суммарной концентрации частиц $N_{I} \approx 10^{6}$ см⁻³ в начале основного участка струи. Из рис. 11.8 можно видеть, что вклад фракции оптически активного аэрозоля диаметром D ≥ 0.3 мкм, измеряемого в настоящих экспериментах с помощью фотоэлектрического счетчика, составляет в начале основного участка струи ~5 \cdot 10 $^{-2}N_{\Sigma}$, что соответствует счетной концентрации $\sim 5\cdot 10^4$ см $^{-3}$ (N $_{\Sigma}-$ суммарная концентрация аэрозоля в диапазоне размеров по диаметру от 10^{-3} до 10 мкм).



Рисунок 11.8. Нормированные функции распределения размеров частиц аэрозоля в шлейфе в начале основного участка (кривая 1) и на расстоянии 1 км (кривая 2) по направлению ветра от непрерывного источника аэрозоля ТМС (Савченко и др., 1989)

Для анализа эволюции рассматриваемой аэрозольной струи и описания изменений массовой концентрации аэрозоля в струе воспользуемся известной Гауссовой моделью (Гаргер, 1984; Атмосферная турбулентность..., 1985). Для приподнятого на высоту $H_{3\phi\phi}$ точечного непрерывного источника выражение для средней концентрации аэрозоля имеет следующий вид:

$$M(x, y, z) \cong \frac{Q \exp\left[-y^2 / 2\sigma_y^2\right]}{2\pi u \sigma_y(x) \sigma_z(x)} \left[e^{-\frac{(z-H_{s\phi\phi})^2}{2\sigma_z^2}} + e^{-\frac{(z+H_{s\phi\phi})^2}{2\sigma_z^2}} \right], \quad (11.5)$$

где x – горизонтальная ось вдоль направления среднего ветра; y – ось, перпендикулярная оси x в горизонтальной плоскости; z – вертикальная ось; M(x, y, z) – массовая концентрация аэрозоля; $\sigma_y(x)$ и $\sigma_z(x)$ – стандартные отклонения (параметры турбулентного рассеяния).

Для характерных условий нейтральной стратификации приземного слоя атмосферы и времен диффузии $t \ge 3 \frac{H_{3\phi\phi}}{u_*}$, где u_* – динамическая скорость, $t = x/u_2$, используем следующие значения стандартных отклонений $\sigma_y(x)$ и $\sigma_z(x)$ (Атмосферная турбулентность..., 1985):

$$\sigma_{y}(x) = 0.08 x (1 + 0.0001 x)^{-0.5}, \sigma_{z}(x) = 0.06 x (1 + 0.0005 x)^{-0.5}.$$
(11.6)

Оценку динамической скорости *u*^{*} получим в приближении логарифмического профиля ветра

$$u / u_* = \frac{1}{\chi} \ln(z / z_0)$$
(11.7)

где $\chi = 0.4$ – постоянная Кармана; $z_0 \approx 3$ см – параметр шероховатости поверхности для сельской местности (Бызова, 1982; Атмосферная турбулентность ..., 1985).

Учитывая, что в экспериментах средняя скорость ветра u_4 на высоте 4 м составляла 7 м/с, получим из формулы (11.7) оценку $u_* \sim 0.57$ м/с, а из формул (11.6) — оценку параметров турбулентного рассеяния $\sigma_y(x) = 80$ м и $\sigma_z(x) = 50$ м.

На рис. 11.8 показан вид нормированной функции распределения частиц по размерам при движении струи. Консерватизм функции распределения указывает на незначительную роль коагуляционных процессов на рассматриваемом участке струи, а сравнительно небольшая дисперсия функции распределения частиц по размерам позволяет в дальнейшем использовать приближение монодисперсности, полагая $D_3 \approx 0.16$ мкм (Савченко и др., 1989). Если предположить, что стоксовским осаждением частиц можно пренебречь, тогда для расчетов суммарной счетной концентрации аэрозоля можно использовать простое соотношение

$$N(x, y, z) = 6M(x, y, z) / \pi \rho D_3^3$$
(11.8)

где массовая концентрация частиц вдоль трассы распространения M(x, y, z) находится из соотношения (11.5).

Расчет по формуле (11.8) счетной концентрации частиц вблизи оси струи дает для генератора ТМС в начале основного участка оценку $N_{\Sigma} \sim 4 \cdot 10^6$ см⁻³, а для удаления 1 км от генератора $N_{\Sigma} \sim 10^5$ см⁻³. С учетом вклада оптически активного аэрозоля диаметром ≥ 0.3 мкм, равного $\sim 5 \cdot 10^{-2} N_{\Sigma}$, эти концентрации вблизи оси струи составят $\sim 10^5$ см⁻³ для начала основного участка и $\sim 5 \cdot 10^3$ см⁻³ на удалении 1 км от генератора. Рассчитанные значения удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными, полученными с помощью фотоэлектрического счетчика ($\sim 10^4$ см⁻³) вблизи оси струи на удалении 1 км от генератора.

Поскольку аэрозольная струя сильно меандрировала, через точку измерения, где были расположены фотометры, пиранометры и аэрозольный счетчик, проходила ее периферийная часть, удаленная от оси на расстояние от 1 $\sigma_y(x)$ до 3 $\sigma_y(x)$. Согласно формуле (11.5) суммарная счетная концентрация частиц при этом меняется от $e^{-0.5} N_{\Sigma}$ при $y = \sigma_y(x)$ до $e^{-2} N_{\Sigma}$ при $y = 2 \sigma_y(x)$ и до $e^{-4.5} N_{\Sigma}$ при $y = 3 \sigma_y(x)$, что вполне удовлетворительно согласуется с экспериментальными данными, полученными с помощью фотоэлектрического счетчика. Длина *L* слоя поглощения солнечного излучения в аэрозольной струе определяется высотой струи *H* и углом места Солнца α : $L = H / sin \alpha$. Среднее значение α во время экспериментов составляло около 30°. По нашим оценкам высота струи составляла примерно $H \approx 2\sigma_z(x) \approx 100$ м, отсюда $L \approx 200$ м. По формуле (11.1) при значении массового сечения ослабления применяемого аэрозоля $\sigma_a = 8.7 \text{ m}^2/\text{г}$, используя данные ослабления, приведенные на рис. 11.6, можно вычислить массовую концентрацию аэрозоля в периферийной части струи на расстоянии $y = 3\sigma_y(x)$. Полученная из массовой концентрации (в приближении монодисперсности аэрозоля) суммарная счетная концентрация удовлетворительно согласуется с измерениями с помощью фотоэлектрического счетчика. Соответствующая массовая концентрация аэрозоля в приведенном слое толщиной порядка 10^2 м составляет ~1 мг/м².

11.2. Натурный эксперимент по исследованию пропускания солнечного излучения в видимом диапазоне длин волн модельными аэрозольными средами, создаваемыми в средней тропосфере (фаза 2)

В этом разделе описаны результаты натурного эксперимента по исследованию пропускания солнечного излучения в видимом диапазоне длин волн модельными аэрозольными средами, создаваемыми авиационными генераторами в средней тропосфере на высоте 2.5 км.

11.2.1. Аппаратура и методики

Экспериментальные измерения оптических параметров аэрозольных образований в средней тропосфере проводили с использованием наземной и авиационной аппаратуры. В наземный комплекс входили 8 солнечных фотометров НАФ, 6 актинометрических измерительных модулей, лидар и фотоэлектрический счетчик аэрозольных частиц (Израэль и др., 2009), в авиационный комплекс – установленные на вертолете лидар, фото- и видеорегистраторы.

Генераторы, установленные на вертолете, создавали протяженные аэрозольные образования (рис. 11.9а). Параметры авиационных генераторов аэрозоля следующие:

- суммарная производительность аэрозоля	10.1	кг/с;
– средний размер частиц по диаметру	0.5	мкм;
– удельная плотность аэрозоля	2.0	г/см ³ ;
– средний размер частиц по диаметру	0.5	мкм;

Схема экспериментов по измерению пропускания солнечного излучения аэрозольными образованиями представлена на рис. 11.96.

После получения данных о скорости и направлении ветра вертолет занимал позицию на высоте 2.5 км на расстоянии 1-3 км от первого измерительного пункта и совершал галсы во встречных направлениях, перпендикулярно направлению ветра. Аэрозоль распылялся в атмосфере в виде полос, следующих параллельно друг другу. Фотометры и пиранометры располагались с подветренной стороны в измерительных пунктах, вытянутых цепочкой на определяемых рельефом местности расстояниях между ними от 1 до 4 км.



Рисунок 11.9. Аэрозольное образование, создаваемое вертолетом, (а) и обобщенная схема экспериментов (б)

А – генератор аэрозольных слоев; Б – измеритель оптической толщи аэрозольного слоя. На рисунке б (и ниже на рис. 11.10): 0 – начало генерации аэрозоля, 1-8 – наземные измерительные пункты

Геометрия эксперимента выбиралась таким образом, чтобы аэрозольные полосы последовательно проходили через пункты измерения, а линия визирования солнца измерительными приборами проходила сквозь толщу аэрозольных образований.

11.2.2. Результаты натурного эксперимента

На рис. 11.10 приведена отдельная реализация измерений с помощью фотометра пропускания прямого солнечного излучения при последовательном прохождении аэрозольной струи от первого галса через измерительные пункты. Ослабление излучения в этих измерениях составляет от 62 до 1% по мере диффузионного размывания струи.

Длина слоя, создаваемого вертолетом, несущим аэрозольные генераторы, определялась длиной пути вертолета от разворота до разворота и составляла до 10 км в зависимости от метеорологических условий. Ширина слоя (по направлению ветра), соответствующая ослаблению прямого солнечного излучения около 1%, достигала значения ~ 1 км (см. рис. 11.10).



Рисунок 11.10. Ослабление прямого солнечного излучения при прохождении искусственного аэрозольного облака над измерительными пунктами 1-8 – (указаны стрелками) I и I₀ – интенсивность падающего света при наличии и отсутствии аэрозольного слоя соответственно

Вертолет совершал в каждом опыте не менее 15 галсов, что позволило получить статистически значимые результаты.

На рис. 11.11 приведены значения ослабления суммарной энергетической освещенности, полученные с помощью пиранометров М-80, расположенных в измерительных пунктах 2, 3, 5, 6. Эти данные коррелируют с данными солнечных фотометров.





Проведена оценка счетной концентрации частиц N в реальном аэрозольном образовании при ослаблении прямого солнечного излучения на 1% (пункт 8, рис. 11.10) с использованием уравнения (11.1) для интенсивности света I, прошедшего через слой аэрозоля толщиной L. Иванов В.Н., Данелян Б.Г., Гулевский В.А., Захаров В.А. и др.

Путь *L* солнечного излучения в аэрозольном слое определяется толщиной слоя *H* около 250 м и углом места Солнца *a*: L = H/sina. Среднее значение *a* во время эксперимента составляло около 50°. С учетом этих значений получим N ~ 10^2 см⁻³. Заметим, что эта оценка хорошо согласуется с косвенными оценками по производительности и времени работы аэрозольных генераторов, а также с геометрическими размерами аэрозольного слоя.

11.3. Натурный эксперимент по исследованию влияния модельных аэрозольных сред на пропускание солнечного излучения, температуру и другие метеорологические характеристики воздуха в приземном слое атмосферы (фаза 3)

В этом разделе описаны результаты натурного эксперимента по исследованию пропускания солнечного излучения видимого диапазона длин волн модельными аэрозольными слоями в приземном слое атмосферы и реакции термодинамических характеристик приземного воздуха под аэрозольным слоем.

Настоящий эксперимент проводился в русле исследований по поиску путей управления интенсивностью солнечной инсоляции применительно к задаче сохранения климата на современном уровне, в том числе путем создания искусственных аэрозольных образований с заданными оптическими свойствами (Израэль и др., 2009а; Израэль и др., 2009б; Израэль и др., 2011).

Основными задачами эксперимента являлись:

 – апробация наземных измерительных средств для контроля изменения термодинамических характеристик приземного слоя воздуха под влиянием создаваемых аэрозольных образований;

измерение суммарной приходящей солнечной радиации, экранируемой искусственными аэрозольными образованиями;

 измерение термических и динамических характеристик приземного слоя атмосферы в условиях аэрозольной экранировки;

 – получение информации, необходимой для усовершенствования измерительной аппаратуры и методик проведения ограниченных натурных экспериментов при создании аэрозольных образований в различных слоях атмосферы.

11.3.1 Измеряемые параметры и аппаратура

В комплексе наземной измерительной аппаратуры, в дополнение к ранее использовавшейся при проведении работ и описанной в (Израэль и др., 2009а; Израэль и др., 2009б), применялись следующие технические средства:

- акустический анемометр фирмы GILL (Великобритания)

модели Wind Master Рго для измерения турбулентных

характеристик приземного слоя атмосферы......2 шт.

 – (разрешающая способность измерения 	
акустической температуры	0,01 °C,
– разрешающая способность измерения скорости ветра	0,01 м/с;
- микроволновой температурный профилемер МТП-5	2 шт.
- (погрешность измерения температурных пульсаций	0.05 K/c);
– цифровой термодатчик TMP275 фирмы Texas Instruments	
(разрешение	0.0625 °C);
– балансомер CNR-1	2 шт.
-	

При проведении эксперимента производились измерения:

 метеорологических и турбулентных параметров приземного слоя атмосферы;

- мощности солнечной радиации;

 приземной температуры воздуха при отсутствии и наличии искусственных аэрозольных образований.

Принцип работы акустического анемометра основан на измерении скорости звука по трём неколлинеарным коротким трассам в воздухе. По высокоточным измерениям скорости звука (погрешность не превышает 10^{-2} м/с) на основе известных соотношений рассчитывается абсолютная температура воздуха и её пульсации с неопределённостью порядка долей процента от рассчитываемой величины. Это приемлемо для оценки величины пульсаций температуры (погрешность порядка 10^{-2} - 10^{-3} °C), но недопустимо для измерения абсолютной температуры (погрешность порядка 1° C).

Для оценки турбулентных характеристик такие погрешности не существенны. Но для более точного определения абсолютной температуры воздуха при использовании акустических анемометров рекомендовано применять иные средства измерения, например, контактные термометры сопротивления (цифровые термодатчики). Известным недостатком последних является инерционность и влияние на точность показаний солнечного излучения. Поэтому проводились комплексные измерения температуры воздуха и её пульсаций с помощью акустических анемометров, установленных в двух пунктах, и цифрового термодатчика, позволяющего с высокой точностью определять среднюю температуру воздуха в условиях небольшой инсоляции подстилающей поверхности, например, при облачном небе. Именно в такой период эксперимента по данным цифрового термодатчика была определена единая поправка к температурным показаниям обоих акустических анемометров (фонового и рабочего). Эта поправка на протяжении всего эксперимента не изменялась и, следовательно, не влияла на оценки турбулентных характеристик, представленные ниже.

Схема экспериментов по измерению пропускания солнечного излучения аэрозольными образованиями представлена на рис. 11.12. Протяженные аэрозольные образования создавались с помощью наземного генератора аэрозоля (Израэль и др., 2009а), установленного на автомобильном шасси, с суммарной производительностью аэрозоля около 0.13 кг/с и средним размером частиц по диаметру около 0.5 мкм. После получения данных о скорости и направлении ветра генератор аэрозоля занимал позицию на расстоянии около 1 км от измерительного пункта №1. Аэрозоль распылялся в атмосфере в виде шлейфов, следующих по направлению ветра.

Фотометры, пиранометры и другие приборы располагались в измерительном пункте №1 с подветренной стороны. Геометрия эксперимента выбиралась таким образом, чтобы аэрозольные шлейфы последовательно проходили через пункт измерения №1, а линия визирования солнца измерительными приборами проходила сквозь толщу аэрозольных образований. Аппаратура для контроля фоновых характеристик приземного слоя располагалась вне зоны прохождения аэрозольных шлейфов в измерительном пункте №2 на расстоянии около 500 м от пункта №1.



Рисунок 11.12. Схема натурного эксперимента



11.3.2. Экспериментальные результаты и их анализ

На рис. 11.13 показан имеющий иллюстративный характер фрагмент эволюции приземной температуры воздуха на высоте 2 м по данным цифрового термодатчика, защищенного от прямого солнечного излучения, и по данным акустического анемометра в период натурного эксперимента. Выбран период времени, когда уже в первичных данных наглядно проявляются характерные особенности рассматриваемого явления. Частота опроса акустического анемометра составляла 20 Гц, цифрового термодатчика и пиранометра – 1 Гц. На рис. 11.13 видны интенсивные пульсации температуры. Двухминутные спектры этих пульсаций, как показал анализ, на протяжении всего периода наблюдений хорошо согласовывались с законом "-5/3" Колмогорова-Обухова в "инерционном интервале" турбулентности. Т.е., несмотря на ярко выраженную нестационарность внешних условий, мелкомасштабная структура турбулентности успевала приобрести равновесный характер в приземном слое атмосферы. Согласно оценкам, величина структурной характеристики турбулентности C_T^2 изменялась от 0.1 град²/м^{2/3} до 0.5 град²/м^{2/3}. Эти значения типичны для конвективного приземного слоя в условиях высокой инсоляции земной поверхности.



Рисунок 11.13. Фрагмент эволюции в натурном эксперименте инсоляции земной поверхности (1) и температуры воздуха на высоте 2 м по данным цифрового термодатчика (2) и акустического анемометра (3)

Анализ приведенной на рис. 11.13 информации показывает, что и температура воздуха и интенсивность её пульсаций на высоте 2 м быстро реагируют на изменение солнечной инсоляции, вызываемой искусственными аэрозольными образованиями или естественным облаком, что можно считать достаточно неожиданным. Несмотря на сильные флуктуации температуры воздуха и на различие инерционных характеристик используемых приборов, на рисунке можно увидеть примерное согласие показаний акустического анемометра и цифрового термодатчика, а также заметное влияние на точность показаний последнего инсоляции подстилающей поверхности.

На рис. 11.14 показана эволюция в натурном эксперименте основных величин, характеризующих термический приземный слой атмосферы: средней инсоляции подстилающей поверхности и температуры воздуха, её дисперсии и турбулентного потока тепла в зоне воздействия (11.14а) и вне этой зоны (11.14б).



Рисунок 11.14. Эволюция в натурном эксперименте средних величин инсоляции (1), приземной температуры воздуха (2) и её дисперсии (3), турбулентного потока тепла (4) под аэрозольным образованием (а) и вне его (б)

Время осреднения было выбрано равным 1 минуте как оправданный компромисс между необходимостью получения статистически значимых турбулентных характеристик и необходимостью обеспечения стационарности условий измерения. Все данные рис. 11.14 подвергались скользящему линейному осреднению. Анализ рис. 11.14(а) показывает, что в моменты, когда пункт измерения оказывался под аэрозольной завесой, понижалась средняя температура воздуха и, особенно заметно, дисперсия пульсаций температуры и турбулентный поток тепла. Естественная облачность вызывала те же процессы.

Символами t1, t2...t7 вдоль оси абсцисс обозначены моменты изменения условий инсоляции подстилающей поверхности. Дальнейшие пояснения в тексте.

Для количественной оценки выраженности эффекта рассчитывались средние по выборкам характеристики. Согласно результатам видеосъёмки и данным измерений пиранометра пункт 1 дважды накрывался аэрозольным облаком. Поэтому период проведения натурного эксперимента был разбит на несколько отмеченных на рис. 11.14 интервалов: когда наблюдалось ясное небо (интервалы времени t_1-t_2 , t_3-t_4 , t_5-t_6); когда при ясном небе пункт 1 оказывался под искусственным аэрозольным образованием (интервалы времени t_2-t_3 , t_4-t_5) и когда на небе возникла облачность (интервал времени t_6-t_7). Для каждой из этих трёх групп интервалов рассчитывались средние метеорологические характеристики, представленные в таблице 11.2. Для пункта 2 средние характеристики рассчитывались по двум интервалам времени: t₁-t₆ - безоблачное небо и t₆-t₇ - облачное небо.

Данные, приведенные в табл. 11.2, позволяют сделать ряд важных выводов. Температура воздуха под аэрозольным облаком снизилась в среднем на 0.43°C, а дисперсия температуры и поток тепла – почти в 2 раза. Схожие изменения температурного режима приземного слоя вызвала и естественная облачность (температура понизилась на 0.3-0.4°C, дисперсия температуры и поток тепла понизились в 2-2.5 раза). Таким образом, даже учитывая небольшую статистическую обеспеченность исследований, можно утверждать о заметном влиянии модельных аэрозольных облаков на термический режим атмосферы. Дальнейшие расчёты подтверждают этот вывод.

Инсоля- ция, Вт/ м ²	Темпера- тура воздуха*, °С	Дисперсия температуры, °C ²	Поток тепла, Вт/м ²	Примечание
В зоне дымопуска (пункт N 1)				
625	32.63 (33.23)	0.86	143	Безоблачное небо, нет аэрозоля
460	32.20 (32.75)	0.48	87	Безоблачное небо, есть аэрозоль
339	32.30 (32.37)	0.22	55	Облачное небо, нет аэрозоля
Фоновые измерения (пункт N 2)				
626	32.83	0.63	122	Безоблачное небо, нет аэрозоля
326	32.43	0.19	56	Облачное небо, нет аэрозоля

Таблица 11.2. Термические характеристики приземного слоя атмосферы во время эксперимента

* – представлены данные акустических анемометров и в скобках – данные термометра сопротивления.

В табл. 11.3 представлены рассчитанные по данным акустических анемометров параметры приземного слоя атмосферы, характеризующие его динамику, также необходимые для его теоретического моделирования. Отметим, что влияние инсоляции на эти параметры было менее выражено, поэтому для модельных оценок использовались их средние значения за весь период натурного эксперимента.

Таблица 11.3. Динамические параметры приземного слоя во время эксперимента

Параметры	Под аэрозольной завесой	Вне аэрозольной завесы
Скорость ветра, м/с	2.27	2.20
Дисперсия горизонтальной компоненты скорости ветра, (м/с) ²	0.25	0.29
Дисперсия вертикальной компоненты скорости ветра, (м/с) ²	0.056	0.068
Напряжение трения, Н/м ²	-0.045	-0.056

11.3.3. Теоретический анализ результатов эксперимента

Приведем теоретический анализ полученных экспериментальных эффектов. В основу рассмотрения положим систему уравнений теплопроводности для воздуха в приземном слое атмосферы и деятельного слоя почвы. Эти уравнения имеют вид:

$$\rho \cdot c_p \cdot \frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_1} J_{T_1} , \qquad (11.9)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \chi_2 \frac{\partial^2 T_2}{\partial z_2^2}, \qquad (11.10)$$

где ρ , c_p – плотность и удельная теплоёмкость воздуха; T_1 – температура воздуха; T_2 – температура почвы; J_{T_1} – турбулентный температурный поток в воздухе; χ_2 – коэффициент температуропроводности почвы, равный $\lambda_2/\rho_2 c_2$; λ_2 – коэффициент теплопроводности почвы; ρ_2 – плотность почвы; c_2 – теплоемкость почвы.

Ось z_1 направлена вертикально вверх, z_2 – вертикально вниз, при этом $z_1, z_2 \in [0, \infty]$. В точке $z_1 = z_2 = 0$ выполняются граничные условия:

$$T_I = I_2 = T_* \tag{11.11}$$

$$J_{T_1} - \lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} = R \quad , \tag{11.12}$$

где *R* – радиационный баланс на поверхности земли, равный

$$R = Q (1 - \alpha) + I_1 - I_2, \qquad (11.13)$$

где Q – плотность потока прямой солнечной и рассеянной радиации, падающей на подстилающую поверхность; α – альбедо подстилающей поверхности; I_1 – плотность теплового излучения атмосферы на подстилающую поверхность; I_2 – плотность теплового излучения от подстилающей поверхности.

Представим R в виде суммы фонового значения и возмущения, созданного искусственным аэрозолем:

$$R = R\phi + R', \tag{11.14}$$

где R_{ϕ} – фоновое значение радиационного баланса; $R\phi$ – возмущение радиационного баланса, отрицательное по знаку.

Точно также представим и температуру в виде фонового значения и возмущения:

$$T_{l,2} = T_{l,2\phi} + T'_{l,2} , \qquad (11.15)$$

где $T'_{1,2}$ – возмущения температуры в воздухе, почвы.

Уравнения для $T'_{1,2}$ будет совпадать с (11.9), (11.10), поэтому граничное условие (11.11) будет выполняться и для $T'_{1,2}$. Граничное условие (11.12) будет очевидно иметь вид:

$$J_{T_1}' - \lambda_2 \frac{\partial T_2'}{\partial t} = R' , \qquad (11.16)$$

Как следует из экспериментальных данных, турбулентный поток тепла в воздух существенно меньше (в 4-5 раз) радиационного баланса. Поэтому в первом приближении опустим в граничном условии (11.16) первое слагаемое. В этом случае уравнение для T'_2 легко решается, а выражение для возмущения граничной температуры T'_* приобретает вид:

$$T'_{*} = \frac{1}{\rho_{2}c_{2}} \cdot \sqrt{\frac{1}{\pi\chi_{2}}} \cdot \int_{0}^{t} \frac{R'(t')}{\sqrt{t-t'}} dt'.$$
 (11.17)

Для оценок рассмотрим простую зависимость R'(t):

$$\overline{R}' = \begin{cases} \overline{R}', & 0 < t < t_a \\ 0, & t < 0, t > t_a \end{cases}$$

где $(0, t_a)$ – интервал времени, в течение которого искусственный аэрозоль экранирует поверхность земли; R' – среднее значение R' в этом интервале.

Тогда выражение (11.17) примет вид:

$$T_{*}' = \frac{2\overline{R}'}{\rho_{2}c_{2}} \sqrt{\frac{l}{\pi\chi_{2}}} \begin{cases} \sqrt{t}, & 0 < t < t_{a} \\ \frac{t_{a}}{\sqrt{t} + \sqrt{t - t_{a}}}, & t > t_{a} \end{cases}$$
(11.18)

Для оценки изменения температуры используем двухслойную модель приземного слоя. В этой модели выделяется приповерхностный слой, в котором существенно влияние неоднородности подстилающей поверхности и вышележащий турбулентный слой, для которого справедлива теория подобия Монина–Обухова. При этом турбулентный поток пропорционален разности T_*-T_r , где T_r – значение температуры на так называемой референтной высоте, на которой эмпирически определяется поток (Братсерт, 1985): (11.19)

$$J_{T} = \chi u_{*} \rho c_{p} \left(T_{*}' - T_{r}' \right) \cdot \left[\chi B^{-1} + ln \left(\frac{z_{r}}{z_{0}} \right) - \Psi(z_{r}) \right]^{-1}, \quad (11.19)$$

где J_T' – возмущение турбулентного потока; ρ , c_p – плотность и удельная теплоемкость воздуха; u_* – динамическая скорость (скорость трения); χ – постоянная Кармана, для которой можно принять значение, равное 0.4; z_r – референтная высота, которую в данном эксперименте можно отождествить с

высотой измерения (2 м); z_0 – параметр шероховатости; T_r ' – возмущение температуры по референтной высоте; $B^{-1} = St_0^1 - Cd_0^{-1/2}$, St_0 – коэффициент переноса тепла (число Стэнтона); $Cd_0 = u_*^2 / u_r^2$ – коэффициент трения;

$$\Psi(z_r) = 2\ln\left[0.5\left(\sqrt{1+\frac{\beta}{L}z_r} + 1\right)\right];$$

L – модуль масштаба длины в теории подобия Монина-Обухова; β – эмпирическая константа в выражении коэффициента турбулентного обмена $K_T(z)$, значение которой можно взять равным 16 (Атмосфера. Справочник..., 1991):

$$K_{T} = \chi u_{*} z \left(1 + \frac{\beta}{L} z \right)^{1/2}.$$
 (11.20)

Для определения T'_r используем динамическую модель возмущенного турбулентного слоя (Возженников, Бурков, 1991). В этой модели возмущение занимает область 0 < z < z(t), в которой используются законы теории приземного слоя, а за границей области $z \ge z(t)$ возмущения быстро стремится к нулю. Зависимость z(t) определяется из лагранжевой теории подобия приземного слоя (Бызова и др. 1991). Используя результаты (Бызова и др. 1991; Возженников, Свиркунов, 1997) и выражение (11.20), для z(t) можно получить.

$$z(t) = \chi u_* t \left(1 + \frac{\beta}{4L} \chi u_* t \right) . \qquad (11.21)$$

В рамках такого подхода получается следующее выражение температуры T'_r :

$$T'_{r} = \frac{J'_{T}}{\rho c_{p} \chi u_{*}} \ln \frac{f_{-}(z(t))}{f_{+}(z(t))} \cdot \frac{f_{+}(z_{r})}{f_{-}(z_{r})},$$
(11.22)

где
$$f_+(x) = \sqrt{1 + \beta \frac{x}{L}} + 1; \quad f_-(x) = \sqrt{1 + \beta \frac{x}{L}} - 1.$$

Из выражений (11.22), (11.19) и (11.18) получим также выражение для возмущения турбулентного потока тепла:(11.23)

$$J_{T} = \frac{2\chi u_{*}\rho c_{p}R'}{\sqrt{\pi\chi_{2}}\rho_{2}c_{2}} \cdot \sqrt{t} \cdot \left[\chi B^{-1} + ln\left(\frac{z_{r}}{z_{0}}\right) - \Psi(z_{r}) + ln\frac{f_{-}(z(t))}{f_{+}(z(t))} \cdot \frac{f_{+}(z_{r})}{f_{-}(z_{r})}\right]^{-1} \cdot (11.23)$$

Используя выражения (11.22) и (11.23), проведем оценки J'_r и T'_r . При этом будем использовать экспериментальные данные об инсоляции, напряжении трения и потоке тепла. Для альбедо возьмем значение, равное 0.2. По данным измерений турбулентный поток составляет около 0.2 от инсоляции, что мы учтем в R' для уточнения первого приближения. С учетом сказанного для R' получим значение, равное минус 101 Вт/м². По данным о напряжении тре-

ния и турбулентном потоке тепла имеем $u_* = 0.21$ м/с, L = 9.3 м, параметр $\chi^{B^{-1}}$ по данным (Братсерт, 1985) можно взять равным 2. Используем характерные параметры почвы $\rho_2 = 1.5 \cdot 10^3 \frac{\kappa^2}{m^3}, c_2 = 2 \cdot 10^3 \frac{\beta m}{\kappa^2 \cdot K}, \lambda_2 = 0.2 \frac{\beta m}{m \cdot K}$, а для времени t возьмем значение t_a , равное 180 с (промежуток времени t_4 -t₅, когда экранирование было наибольшим). В результате вычислений получим $J'_r = -41Bm/M^2$ и $T'_r = -0.38K$, что близко к наблюдаемым значениям: $J'_{Tэксn} = -56 Bm/M^2$ и $T'_r = -0.43K$.

11.4. Выводы

В рамках первой фазы натурных экспериментов по исследованию ослабления солнечного излучения аэрозольными слоями проведены отработка методик и испытания измерительной аппаратуры для контроля оптических и микрофизических характеристик аэрозольных образований в приземном слое атмосферы. Впервые получены данные по ослаблению солнечного излучения искусственно созданными аэрозольными слоями. При счетной концентрации аэрозоля ~ $10^2 \div 10^3$ см⁻³, что соответствует плотности аэрозоля в осажденном слое ~ $1 \div 10$ мг/м² при толщине слоя (по пути луча) около 10^2 м, ослабление солнечного излучения искусственными аэрозольными слоями составляет от 1 % до 10 %.

На основе полученных в работе экспериментальных результатов показана принципиальная возможность регулирования пропускания солнечной радиации путем создания аэрозольных образований в атмосфере с различной оптической толщей.

Во второй фазе натурного эксперимента впервые получены данные об ослаблении солнечного излучения искусственными аэрозольными слоями, создаваемыми в средней тропосфере, зарегистрированы значения ослабления солнечного излучения порядка 1%, что достаточно для сохранения современного климата при концентрации субмикронного аэрозоля в стратосфере порядка 10² см⁻³. Полученные результаты по прохождению солнечного излучения через аэрозольный слой подтвердили ранее проведенные теоретические исследования и результаты моделирования в имитационных камерах (Будыко, 1974; Израэль, 2005; Израэль и др., 2007; Израэль и др., 2009).

Эксперименты подтвердили практическую реализуемость снижения негативных последствий изменения (потепления) климата с использованием существующих технических средств.

Результаты третьей фазы натурного эксперимента по исследованию прохождения солнечного излучения через искусственные аэрозольные образования и естественные облачные слои показали, что уменьшение потока солнечной радиации приводит к сравнительно быстрой реакции приземного слоя воздуха, проявляющейся в заметном уменьшении турбулентных потоков тепла и температуры. Проведенные теоретические оценки подтверждают полученные экспериментальные данные. Таким образом, экранирование подстилающей поверхности с помощью аэрозольных образований является эффективным средством регулирования интенсивности падающей солнечной радиации и изменения температурного режима приземного воздуха.

Полученные результаты могут быть использованы при разработке геоинженерных методов сохранения современного климата с использованием аэрозольных частиц.

Список литературы

Абрамович Г.Е. 1960. Теория турбулентных струй. – М., Физматгиз, 632 с.

Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей. 1985. /Под редакцией Ф.Т.М. Ньистадта и Х.Ван Допа. Пер. с англ. под редакцией А.М. Яглома. – Л., Гидрометеоиздат, 352 с.

Атмосфера. Справочник 1991. /Под ред. Седунова Ю.С. – Л., Гидрометео-издат, 510 с.

Берлянд М.Е., Генихович Е.Л. и Оникул Р.И. 1964. О расчете загрязнения атмосферы выбросами из дымовых труб электростанций. – Труды ГГО, вып. 158, с. 3-21.

Братсерт У.Х. 1985. Испарение в атмосферу. – Л., Гидрометеоиздат, 352 с.

Будыко М.И. 1974. Изменение климата. – Л., Гидрометеоиздат, 280 с.

Бызова Н.Л. 1982. Типовые характеристики нижнего 300-метрового слоя атмосферы по измерениям на высотной мачте. – М., Гидрометеоиздат, 68 с.

Бызова Н.Л., Гаргер Е.К., Иванов В.Н. 1991. Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеяния примеси. – Л., Гидрометеоиздат, 279 с.

Виснапуу Л.Ю., Смирнов В.В. 1987. Исследование систем «газовый поток - униполярные ионы - аэрозольные частицы». – Труды ИЭМ, вып. 44(134), с. 56-82.

Возженников О.И., Бурков А.И. 1991. Квазиоднородная модель расчета турбулентных потоков подстилающей поверхности. – Метеорология и гидро логия, № 5, с. 33–38.

Возженников О.И., Свиркунов П.Н. 1997. Использование универсальных функций теории подобия приземного слоя атмосферы для оценки лагранжевых характеристик рассеяния. – Метеорология и гидрология, № 7, с. 28–33.

Гаргер Е.К. 1984. Расчет диффузионных характеристик поля концентрации невесомой примеси в приземном слое атмосферы. – Труды ИЭМ, вып. 29(103), с. 54-69.

Израэль Ю.А. 2005. Эффективный путь сохранения климата на современном уровне – основная цель решения климатической проблемы. – Метеорология и гидрология, № 10. с. 5-9.
Израэль Ю.А., Борзенкова И.И., Северов Д.А. 2007. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. –Метеорология и гидрология, № 1, с. 5-14.

Израэль Ю.А., Захаров В.М., Петров Н.Н. и др. 2009а. Натурный эксперимент по исследованию прохождения солнечного излучения через аэрозольные слои. – Метеорология и гидрология, № 5, с. 5–15.

Израэль Ю.А., Захаров В.М., Петров Н.Н. и др. 2009б. Натурные исследования геоинженерного метода сохранения современного климата с использованием аэрозольных частиц. – Метеорология и гидрология, № 10, с. 1-6.

Израэль Ю.А., Захаров В.М., Иванов В.Н. и др. 2011. Натурный эксперимент по моделированию влияния аэрозольных слоев на изменчивость солнечной инсоляции и метеорологических характеристик приземного слоя. – Метеорология и гидрология, № 11, с. 5-14.

Савченко А.В., Смирнов В.В., Уваров А.Д. 1989. Динамика шлейфа заряженных аэрозольных частиц в приземном слое атмосферы. –Тр. ИЭМ, вып. 51 (142). с. 69-78.

Тереб Н.В., Никифорова Н.К. 1991. Высокочастотные колебания общего содержания озона. – Метеорология и гидрология, № 1, с. 108-110.

Глава 12. ТЕХНОЛОГИЯ ВВЕДЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ПРЕДШЕСТВЕННИКОВ В СТРАТОСФЕРУ

Возможность реализации метода стабилизации современного климата с помощью стратосферных аэрозолей зависит от многих факторов. К ним можно отнести доступность и относительную дешевизну вводимого в стратосферу вещества. Выбранное вещество должно иметь минимальную массу в расчете на массу образующегося аэрозоля. Средства доставки вещества в стратосферу должны быть доступными в настоящее время или в ближайшем будущем. Наконец, важным обстоятельством является минимизация затрат на доставку.

Вводимое аэрозольное вещество должно обладать значительным временем жизни в стратосфере с тем, чтобы эффект воздействия был продолжительным. Это определяется тремя параметрами – размером частиц, высотой слоя введения и широтой района, где осуществляется введение. Наблюдения за природным невулканическим аэрозолем в стратосфере показывают, что его частицы имеют диаметр существенно менее микрона. Очевидно, что и искусственно вводимые частицы должны быть в субмикронном диапазоне размеров. Это обеспечит максимальный эффект оптического взаимодействия на длинах волн энергетического максимума в спектре солнечного излучения.

12.1. Вводимые вещества

Выше было показано, что природные радиационные характеристики стратосферы определяются сульфатными аэрозолями. Для образования дополнительных сульфатных частиц возможно использование различных серосодержащих газов, которые будут окисляться в стратосфере с образованием субмикронных частиц, как это происходит в чисто природных процессах. Возможно также использование и собственно серы при условии ее сжигания непосредственно в стратосфере.

В качестве основных требований к серосодержащим газам можно назвать доступность (при расходах на уровне мегатонны в год), дешевизну, возможность использования в сжиженном состоянии, безопасность обращения. Табл. 12.1 показывает характеристики ряда серосодержащих соединений, которые представляются наиболее подходящими для указанных целей.

Массовая доля серы в молекуле газа показывает соотношение между массой серы как действующего начала образования аэрозолей и массой сопутствующих элементов. Это исключительно важный параметр, определяющий эффективность доставки серы в стратосферу. В случае дисульфана 97% массы приходится именно на серу, т.е. сера в случае использования дисульфана доставляется в стратосферу практически в чистом виде. В случае диоксида серы половина средств тратится на подъем кислорода, которого в качестве окислителя и так много в стратосфере. Данная колонка табл. 12.1 показывает, что наибольший эффект может быть достигнут при использовании дисульфана, либо сероводорода.

Вещест- во	Массовая доля серы в молекуле	Темпе- ратура кипения, °С	Давление сжи- женного газа при 25°С, атм	Современная доступность на уровне 1 Мт/год	Токсич- ность, (ПДК, мг/м ³)
S	1.00	-	-	Высокая	Нет
H2S2	0.97	+ 71	-	Низкая	1
H2S	0.94	- 61	16	Высокая	10
CS2	0.84	+ 46	-	Средняя	1
COS	0.53	- 50	14	Низкая	10
SO2	0.50	- 10	5	Высокая	1

Таблица 12.1. Свойства серы и серосодержащих газов

Температура кипения перечисленных в табл. 12.1 газов достаточно высокая, а дисульфан и сероуглерод представляют собой легколетучие жидкости. Это означает, что любое из веществ может быть доставлено в стратосферу в жидком или сжиженном виде при относительно невысоких давлениях. Это означает, что масса тары не может, во всяком случае, быть больше массы транспортируемых газов.

Кроме дисульфана и карбонилсульфида остальные вещества являются продуктами массового производства в современной промышленности. Для некоторых месторождений природного газа характерно присутствие значительных количеств сероводорода. Только одно Астраханское газоконденсатное месторождение могло бы полностью обеспечить поставку нужного количества этого газа на уровне 1 Мт в год. Ряд производств характеризуется выбросом в атмосферу диоксида серы как исключительно опасного загрязняющего вещества. Например, предприятие цветной металлургии в г. Норильск ежегодно выбрасывает в атмосферу около 2 миллионов этого газа, нанося огромный ущерб окружающей среде. Целевое производство дисульфана, карбонилсульфида или сероуглерода на уровне одной мегатонны в год даже при современном развитии химической промышленности не представляет сложной задачи.

Все перечисленные газы являются опасными токсикантами. Кроме сероуглерода они относятся к категории высоко опасных веществ (сероуглерод – умеренно опасен). В табл. 12.1 представлены значения предельно допустимых концентраций в рабочей зоне при обращении с указанными веществами. Наименее токсичными являются сероводород и сероуглерод. Токсичность накладывает условие крайне осторожного обращения с большими количествами таких газов. Однако, представляется очевидным, что при создании надежных систем защиты обращение с емкостями подобных газов на 100 и более тонн вполне возможно. Во всяком случае, химической промышленностью накоплен большой опыт в этой области.

При использовании элементарной серы необходимо обеспечить ее сжигание непосредственно в стратосфере, например, на борту самолета. Для облегчения процесса горения исходная сера может быть использована в виде тонкодисперсного порошка. Продуктом горения в этом случае является диоксид серы, который в стратосфере вступает в процесс дальнейшего окисления. Ранее было показано, что вещество аэрозоля при использовании серосодержащих предшественников можно условно охарактеризовать формулой дигидрата бисульфата аммония – $(NH_4)HSO_4*2H_2O$ с молекулярной массой 151. Если принять значение времени жизни аэрозольного вещества в стратосфере равное году, то для создания искусственного аэрозольного слоя суммарной массой, допустим, 5 Мт и поддержания концентрации в нем на постоянном уровне потребуется ежегодное введение в стратосферу:

– 1.09 Мт дисульфана, либо

- 1.13 Мт сероводорода, либо

- 1.26 Мт сероуглерода, либо

– 1.99 Мт карбонилсульфида, либо

– 2.12 Мт диоксида серы.

В случае использования элементарной серы необходимо в этом случае сжечь 1.06 Мт.

12.2. Район введения вещества в стратосферу

Одним из важнейших условий является выбор оптимального региона стратосферы для введения предшественников аэрозольного вещества. Здесь действуют две противоположные тенденции. Чем выше лежит слой введения, тем продолжительнее время жизни аэрозольных частиц в стратосфере, и, следовательно, тем меньшим количеством вводимого вещества можно добиться нужного эффекта. С другой стороны, чем выше слой введения, тем более сложные технические задачи по средствам доставки необходимо решать, и тем более дорогим становится решение поставленной задачи.

В принципе, понятие оптимальности может трактоваться по-разному. Оно может включать в себя выбор вещества с максимальной отражающей способностью и, соответственно, с минимально необходимой массой. Но кроме максимальной отражающей способности вещество должно обладать и продолжительным временем жизни в стратосфере. Оптимальным может быть выбор технического средства доставки с точки зрения снижения затрат. Наконец, важно нахождение оптимального соотношения целевого эффекта и побочных негативных эффектов.

Учитывая желательность обеспечения максимально долгого пребывания аэрозольных частиц в стратосфере, и принимая во внимание характер глобальной циркуляции атмосферы, можно сделать вывод о том, что оптимальным районом введения выбранного агента для обеспечения глобального климатического воздействия является экваториальная область. В этом случае аэрозольное вещество будет достаточно быстро (в течение 2-3 недель) рассеиваться в широтном поясе и более медленно (в течение месяцев) перемещаться в меридиональном направлении. Основная масса аэрозольного вещества будет выводиться из стратосферы в тропосферу в высоких широтах. Однако, следует иметь ввиду, что в экваториальной области высота тропопаузы доходит до 18 км. Это осложняет решение задачи с технической точки зрения. Воздействие стратосферных аэрозолей на климат не обязательно должно носить глобальный характер. Одним из перспективных районов земного шара для предлагаемого метода стабилизации климата является Арктика. Группой американских специалистов исследовался вопрос локального изменения климата этого региона, где проявления потепления носят наиболее выраженный характер (Lane et al., 2007).

Ограничение воздействия арктическим регионом имеет целый ряд преимуществ. Во-первых, по сравнению с земным шаром площадь Арктики мала (около 4% площади планеты севернее полярного круга). Воздействие стратосферных аэрозолей продолжается лишь в течение светлого периода года. Отсюда вытекает возможность существенного снижения количества вещества, необходимого для введения в стратосферу, и, соответственно стоимости выполнения работ. Во-вторых, экосистемы Арктики считаются в наибольшей степени подверженными негативным влияниям потепления климата, поэтому вопрос их сохранения является наиболее актуальным. В-третьих, район весьма слабо населен, что снижает возможный риск негативных последствий. Кроме того, в течение полярной зимы частицы будут выведены из стратосферы, и к следующему лету потенциально возможные негативные эффекты исчезнут. В-четвертых, арктическая зона севернее 70 широты контролируется малым числом государств, что намного увеличивает возможность согласования проведения экспериментов. Наконец, в-пятых, модельные расчеты показывают, что величина отклика на воздействие (например, снижение температуры) может быть максимальным именно в высоких широтах. Это обстоятельство является исключительно важным на стадии отработки методологии широкого применения стратосферных аэрозолей для стабилизации климата.

По мнению Лейна и др. (Lane et al., 2007) арктический эксперимент мог бы быть выполнен в два этапа. На первом этапе количество внесенного вещества должно быть небольшим, но достаточным для его надежного детектирования наземными и спутниковыми геофизическими системами. Этот этап позволит количественно оценить связь между введенной массой вещества и изменением радиационного потока. Кроме того, на этом этапе должны быть выявлены малейшие признаки побочных негативных эффектов. На втором этапе (при отсутствии явных негативных проявлений) количество вводимого вещества и продолжительность введения должны быть увеличены до такого уровня, чтобы количественно оценить температурный эффект влияния стратосферных аэрозолей. Это представляется наиболее трудной задачей, поскольку температура является крайне вариабельным параметром и зависит от множества факторов.

12.3. Технические средства и способы введения вещества в стратосферу

За последние годы было предложено достаточно большое количество идей для осуществления доставки вещества в стратосферу. Часть из них основана на имеющихся в распоряжении человечества технологиях, часть

предполагает создания новых средств. Ниже дан краткий анализ сделанных предложений.

Современная пассажирская и грузовая авиация использует высотный диапазон между 8 и 12 км. Тяжелая военная авиация может действовать до высот примерно 15 км. Сверхзвуковые пассажирские самолеты («Конкорд» и ТУ-144) были рассчитаны на высоту полета 18.3 и 20 км, соответственно. На высотах до 25 км может действовать авиация специального назначения, например самолеты-разведчики. По грузоподъемности рубеж в 100 тонн для современной авиации не представляет проблемы. Задача создания летающего средства высокой грузоподъемности для высот 20-25 км ранее не стояла перед авиаконструкторами. Однако принципиальные вопросы решены уже в настоящее время. Совершенно реалистичными являются проекты использования сверхзвуковой пассажирской авиации для трансатлантических перелетов (WMO, 1995). Можно предположить, что при выделении необходимых средств в течение нескольких лет может быть создан парк самолетов, сочетающих в себе качества высотных легких самолетов и военных самолетов-заправщиков. Следует иметь в виду, что решение задачи облегчается отсутствием необходимости летать с высокой скоростью и на значительные расстояния.

При использовании в качестве аэрозольных предшественников серосодержащих газов (например, сероводорода) в грузовом отсеке должно быть установлено несколько танков, выдерживающих давление до 20 атм, для транспортировки газов в сжиженном состоянии. Основное требование к таким емкостям заключается в обеспечении оптимального соотношения массы газа и самой емкости. Опыт хранения и перевозки пропан-бутановой смеси в жидком виде показывает, что соотношение может быть не хуже 70:30. Таким образом, на тонну поднимаемого груза полезная нагрузка может составить 700 кг. Если принять, что грузоподъемность авианосителя составит 100 тонн, для подъема, допустим, 1 Мт сероводорода потребуется 14300 вылетов в год. При 200 вылетах в год одной машины парк должен состоять из 70 самолетов.

Следует учесть, что при испарении газа его температура в емкости будет падать. Без подвода дополнительного тепла это приведет к снижению скорости испарения. Допустим, что необходимо испарить 70 тонн сероводорода. Энтальпия кипения сероводорода составляет 18.7 кДж/kr или около 130 ккал/ кг. Отсюда суммарная затрата тепла составит $7*10^{4}*1.3*10^2 = 9.1*10^6$ ккал. При использовании теплогенератора, работающего на авиационном керосине с теплотворной способностью $1.1*10^4$ ккал/кг, потребуется израсходовать на испарение 830 кг керосина за время полета на расчетной высоте. В принципе, не исключена возможность использования в качестве топлива самого сероводорода, но это накладывает высокие требования к коррозионной стойкости материалов теплогенератора. Здесь в расчетах мы пренебрегли поступлением тепла к емкостям сероводорода из грузового отсека самолета, предполагая, что температура отсека не отличается от забортной температуры, т.е. в условиях стратосферы составляет порядка минус 50°С.

Масса тары может быть существенно ниже, если исходное вещество представляет собой жидкость при нормальной температуре (например, дисульфан). Однако использование жидкостей ведет к необходимости их нагрева и испарения, что предполагает значительные энергетические затраты.

Важным представляется обеспечить максимальное рассеяние газа за самолетом. Это связано с тем, что чем выше исходная концентрация газов-предшественников, тем выше концентрация образующейся серной кислоты и тем крупнее капли образующейся серной кислоты. Это ведет к снижению радиационного эффекта сульфатного аэрозоля и к увеличению скорости его выведения из стратосферы. Допустим, что за один полет в стратосфере продолжительностью 2 часа при скорости 700 км/час самолет выбрасывает 70 тонн сероводорода. Если принять, что в результате турбулентной диффузии газ рассеется за самолетом равномерно в шлейфе диаметром 100 м, концентрация газа составит примерно 6 мг/м³. Затем с течением времени концентрация за счет диффузии упадет еще ниже.

Уместно сказать, что вулканы выбрасывают диоксид серы в стратосферу в виде достаточно компактного облака с концентрацией на порядки более высокой, чем в нашем расчете. Искусственное введение газообразных предшесульфатных осуществляться ственников частиц может достаточно равномерно по площади Земли. Соответственно, концентрация газов может быть меньше, чем в вулканическом облаке, а образующиеся частицы будут меньше по размеру и дольше существовать в стратосфере. Для получения данного эффекта введение газов в стратосферу должно осуществляться с относительно небольшой скоростью истечения. Зона высокой турбулентности за летящим самолетом обеспечит практически мгновенное разбавление газа до низкой концентрации.

Кроме самолетов возможны и другие способы доставки. Например, американские специалисты (NAS, 1992) рассмотрели возможность доставки аэрозольного вещества в стратосферу с помощью артиллерии. В этом случае орудия могут быть размещены в экваториальной зоне на островах (Crutzen, 2006). При выстреле 16-дюймовой корабельной пушки снаряд, начиненный соответствующим веществом массой в 1 тонну, может достичь высоты 20 км. Возможно достижение и большей высоты при увеличении порохового заряда и при усовершенствовании конструкции пушки именно для вертикальной стрельбы. По оценкам в течение года достаточно произвести 10 млн выстрелов. Цена такого способа доставки может быть не очень велика – от 10 до 30 долларов за килограмм аэрозольного вещества. Это соответствует цене снижения выбросов CO₂ порядка доллара на одну тонну в эквиваленте CO₂.

Доставка аэрозольного вещества в стратосферу с помощью ракет может стоить существенно дороже артиллерийской – порядка 100 долларов за килограмм. Однако метод обладает тем достоинством, что позволяет существенно увеличить высоту введения аэрозоля – вплоть до 70 км. Это в свою очередь увеличивает время жизни аэрозольного вещества в стратосфере. Если время жизни аэрозоля, заброшенного на высоту 70 км, составляет 4 года, а на высоту 20 км – 1 год, артиллерийский и ракетный методы по цене становятся равнозначными.

Современные гелиевые аэростаты для научных исследований способны поднять в стратосферу груз порядка 2.5 тонн при стоимости одного запуска

200 тысяч долларов. Следовательно, удельная цена подъема (80 доллар/кг) существенно выше, чем при артиллерийском способе. При использовании водорода вместо гелия цена может быть существенно ниже, и метод становится конкурентоспособным.

Специалисты NASA (Lane at al., 2007) рассмотрели ряд оригинальных способов введения вещества в стратосферу. Например, на удаленном высокогорном плато экваториальной зоны можно построить мощную термическую установку, нагревающую газ до высокой температуры, что позволит нагретой струе преодолеть тропопаузу и проникнуть в стратосферу. Весьма оригинальна идея запуска в стратосферу воздушного змея или аэростата (Lane at al., 2007; Morton, 2007), которые могли бы поднять пластиковый рукав длиной порядка 25 км. Через такой рукав могла бы осуществляться подача в стратосферу нужного газа непосредственно с земли.

Кейт (Keith, 2008;) предложил создать слой мельчайших отражающих дисков на высотах 50-70 км, которые могли бы подниматься в среднюю стратосферу самостоятельно за счет взаимодействия с электрическим и магнитным полями Земли. Диск диаметром 10 мкм и толщиной 0.05 мкм должен состоять из трех слоев – оксида алюминия, алюминия и титаната бария. Диск самоориентируется в горизонтальном положении. Нанесение на диск крупинки магнетита позволит диску перемещаться в магнитном поле земли в сторону полюсов, вызывая локальное охлаждение зон высоких широт. Значительный диаметр позволит отражать в обратном направлении существенно большую долю излучения, чем сферическая частица такой же массы. Нахождение слоя дисков выше стратосферы устраняет опасность воздействия на озоновый слой Земли.

Список литературы

Crutzen P.J. 2006. Albedo enhancement by stratospheric sulfur injection: a contribution to resolve a policy dilemma? – Climate Change, vol. 77, pp. 211-219.

Keith D. 2008. Photophoretic levitation of aerosols for geoengineering. – Geoph. Res. Abstracts, vol. 10, EGU2008-A-11400.

Lane L., Caldeira K., Chatfield R., Langhoff S. 2007. Workshop Report on Managing Solar Radiation. – Report NASA/CP-2007-214558, 31 p. Available at: http://event.arc.nasa.gov/main/home/reports/SolarRadiationCP.pdf.

Morton O. 2007. Climate change: Is it what it takes to save the world? – Nature, vol. 447, pp. 132-136.

NAS, 1992. Policy Implications of Greenhouse Warming: Mitigation, Adaptation, and the Science Base. – Panel on Policy Implications of Greenhouse Warming. – National Academies Press, Washington, DC, 994 p.

WMO,1995. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994. – WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 37, Geneva.

Глава 13. ВОПРОСЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ

Любое крупномасштабное воздействие на природные системы неизбежно вызовет отклик в окружающей среде. Допустимость преднамеренного антропогенного воздействия должна быть обоснована с учетом баланса полученных полезных изменений и побочных негативных воздействий на человека и среду его обитания. Президент Национальной Академии наук США Цицероне (Cicerone, 1996) подчеркивает, что геоинженерные решения не являются панацеей, но человечество должно быть готово к использованию этих методов при проявлении таких последствий потепления климата как засухи, голод, таяние ледников, подъем уровня океана и затопление низинных районов континентов. Невозможность предусмотреть все мыслимые негативные эффекты заставляет особое внимание обращать на возможность экстренного прекращения использования геоинженерного решения при проявлении недопустимых последствий (Израэль, 2005; Crutzen, 2006).

Выше рассматривались возможности внесения в стратосферу достаточно больших количеств аэрозольного вещества в виде газов-предшественников аэрозольных сульфатов. Естественно, возникает вопрос о степени опасности таких воздействий на природные процессы. Здесь следует иметь ввиду, что по своей экологической сути предлагаемое искусственное воздействие не отличается от тех природных процессов, которые постоянно реализуются в окружающей среде, в частности, от вулканических процессов. Экологические эффекты, возникающие при таких природных явлениях, достаточно хорошо изучены.

13.1. Закисление атмосферных осадков

В случае введения в стратосферу серосодержащих газов образующаяся серная кислота рано или поздно поступит на земную поверхность. В нижней тропосфере основным механизмом выведения кислоты из атмосферы является вымывание осадками (Израэль и др., 1989). Следовательно, избыточная кислота потенциально может изменить степень закисления осадков.

Антропогенное изменение кислотности связано, прежде всего, с изменением атмосферного баланса серы в последние десятилетия. Наиболее сильно выпадения серы из атмосферы изменились в районах интенсивной индустриальной деятельности. Здесь величина выпадений может достигать 3 г S/m²/ год, а в «фоновых» районах Земли эта величина лежит на уровне 0.3 г S/m²/ год (Рябошапко, 1983). При ежегодном внесении в стратосферу дополнительного количества сульфатов на уровне 5 Мт на такую же величину возрастут выпадения сульфатов. Израэль (2005) год показал, что для европейской территории России дополнительные выпадения составят не более 0.02%. В предельном случае выпадения серы могут возрасти на 0.3%, что представляется пренебрежимо малой величиной.

Сами по себе величины выпадений соединений серы не дают возможности судить о закислении осадков, которое определяется вкладом свободных ионов

водорода в общее содержание катионов. Допустим, что образовавшиеся в стратосфере сульфаты представлены исключительно серной кислотой, гидратированной одной молекулой воды (нейтрализация кислоты на всех этапах поступления кислоты из стратосферы на земную поверхность игнорируется). Для образования и поддержания дополнительного слоя стратосферного аэрозоля массой, допустим, 5 Мт при времени жизни 1 год необходимо ежегодное введение в стратосферу 1.6 Мт серы в виде ее соединений. Допустим далее, что вся эта масса аэрозоля представлена исключительно чистой серной кислотой. Это означает, что эквивалентное количество свободных ионов водорода в водных растворах этой кислоты составит 10¹¹ г-экв [H⁺]. Допустим, кроме того, что кислота выводится исключительно осадками (сухое поглощение аэрозолей поверхностью игнорируется). При площади поверхности Земли 5.1*10¹⁴ м² на каждый квадратный метр будет дополнительно выводиться в 2*10⁻⁴ г-экв [H⁺] в год. Средняя интенсивность выпадающих на всем земном шаре осадков составляет немногим более 1000 $\pi/M^2/год$ (Henshaw et al., 2000). Таким образом, дополнительная концентрация кислоты в дождевой воде (при условии наших допущений) составит максимально 2*10⁻⁷ г-экв [H⁺] /литр.

Современная кислотность осадков варьирует по территории земного шара в пределах величины pH от 4 до 7 (Whelpdale, Kaiser, 1996). Для расчетов в качестве среднего можно взять значение pH=5.6. Это значение соответствует абсолютно чистой воде с растворенным в ней атмосферным углекислым газом. Результаты расчетов возможных изменений величин pH дождевой воды при дополнительном поступлении серной кислоты из стратосферы представлены в табл. 13.1.

Исходное значение рН	Исходное значение концентрации [H ⁺]	Результирующее значение концентрации [H ⁺]	Результирующее значение рН
4.00	0.0001	0.0001002	4.00
5.60	0.00000251	0.00000271	5.57
	0.0000001	0.0000003	6.52

Таблица 13.1. Максимально возможное изменение pH при ежегодном поступлении из стратосферы дополнительно 5 Мт серной кислоты

Из таблицы со всей очевидностью следует, что при любом исходном значении pH (в разумных пределах) кислотность осадков на Земном шаре практически не изменится. При исходном значении pH=7.00 осадки не закисляются, а лишь становятся несколько менее щелочными. Следует принять во внимание, что приведенные выше величины являются оценками по максимуму, поскольку проигнорированы процессы нейтрализации и сухого выпадения. Таким образом, учет дополнительного сколь либо опасного закисления атмосферных осадков, т.е. снижения величины pH ниже 4.0 лишен всякого смысла.

К выводу об отсутствии превышения нагрузки по кислотности пришли Кравитц и др. (Kravitz et al., 2008). На основе модельных расчетов они показали, что внесение в стратосферу 4 Мт серы приведет к дополнительному выпадению кислоты на уровне 1 мг-экв/м²/год лишь на очень малых площадях. Это значение ниже принятой критической нагрузки для самых чувствительных экосистем на порядок величины.

Рассмотрим влияние на закисление осадков мощных вулканических извержений, при которых в стратосферу выбрасываются многие миллионы тонн серы. Извержение вулкана Пинатубо привело к выбросу в стратосферу около 30 Мт серной кислоты. Тем не менее, сети мониторинга закисления осадков не обнаружили сколь либо выраженного сигнала в 1991 или 1992 годах на фоне существенных межгодовых вариаций кислотности (согласно, данным ЕМЕП). Влияние вулканических выбросов на состав атмосферных осадков может быть обнаружено лишь в уникальных условиях. На наличии вулканического сигнала основана датировка ледовых кернов, отбираемых на ледниках Гренландии и Антарктиды (Бонч-Осмоловская и др., 1989; Hammer, 1980; Hammer et al., 1980). В годы мощных извержений кислотность соответствующих слоев льда возрастает иногда на порядок величины (табл. 13.2).

Вулканическая актив- ность	Год	Выброс H ₂ SO ₄ в стратосферу, Мт	[H ⁺], мкг-экв/литр	pН
Фоновое состояние	С 500 по 1950 г	0	1.1	6.0
Извержения средней мощности	С 500 по 1950 г	»10	»4	5.4
Извержение вулкана Элдгья	934	?	11.4	4.9
Извержение неизвестного вулкана	1259	480±120	8.0	5.1
Извержение вулкана Лаки	1783	190-200	10.9	5.0
Извержение вулкана Тамбора	1815	»100	8.0	5.1

Таблица 13.2. Кислотность слоев льда, отобранного в центральной Гренландии

Хаммер и др. (Hammer et al., 1997) обобщили данные проб антарктических ледовых кернов, по возрасту соответствующих 57 мощнейшим вулканическим извержениям за последние 50 тыс. лет. Максимальные выпадения сульфатов лежали на уровне 0.1 г/м² год, а значения pH соответствующих слоев льда были не ниже 5.2.

Из табл. 13.2 и данных Хаммера и др. следует, что даже при мощнейших извержениях значение pH осадков в высоких широтах достигает величины не ниже 5, а выпадения сульфатов не превышают 0.1 г/м² в год. Эти величины соответствует фоновым, незакисленным осадкам в современной Европе (Израэль и др., 1989). Следует помнить, что пункты отбора ледовых кернов характеризуются весьма стабильным и высоким значением pH в отсутствие вулканического влияния. Это обусловлено тем, что все такого рода станции расположены на значительной высоте над уровнем моря за пределами пограничного слоя, где сосредоточена основная масса закисляющих веществ антропогенного происхождения. Если бы ледники находились

на уровне моря, выявить вулканический сигнал было бы в принципе невозможно.

Проведенный теоретический расчет и значения кислотности воды ледников со всей убедительностью показывают, что введение в стратосферу дополнительного аэрозольного вещества в виде серной кислоты даже на уровне 10 Мт не повлияет на кислотность атмосферных осадков. Если изменения и возможны, то следует говорить о некотором снижении щелочности осадков в тех районах Земли, где типичные значения рН лежат в диапазоне 6-7. Для районов с типичными значениями рН осадков порядка 5 обнаружение дополнительного закисления при использовании сернокислого аэрозоля в стратосфере невозможно. В принципе, этот вывод не нуждается в особых доказательствах - он логично вытекает из соотношения двух величин. Первая величина - ежегодный антропогенный выброс серы в тропосферу в виде закисляющих веществ составляет в настоящее время около 70 Мт/год (Möller, 2003), и эта сера выпадает с осадками на ограниченной площади (не более 10% площади земного шара). Вторая величина – предполагаемое введение порядка одного миллиона тонн серы в стратосферу, которая будет выпадать относительно равномерно по всему земному шару. Естественно, что во втором случае интенсивность выпадений закисляющих веществ будет на три порядка ниже.

13.2. Возможность разрушения озона

Можно предположить, что введение в стратосферу дополнительного количества аэрозольного вещества может повлиять на озоносферу Земли и вызвать определенное негативное влияние на биосферу. Известно, что толщина озонового слоя определяет интенсивность ультрафиолетового (УФ) излучения на поверхности планеты. В зависимости от длины волны излучения и от дозы УФ излучение может вызывать как позитивные, так и негативные эффекты. Например, при поглощении кожей человека УФ излучения образуется витамин D. С другой стороны, биологически активное УФ излучение в диапазоне длин волн 315-280 нм вызывает разрушение молекул ДНК, приводит к заболеваниям кожи человека, негативно влияет на биоту поверхностного слоя океана.

Для оценки степени опасности воздействия аэрозолей на озоносферу и, соответственно, на поток УФ излучения на поверхности Земли следует иметь представление о степени вариабельности во времени и в пространстве общего содержания озона (ОСО). За время существования жизни на Земле элементы биосферы (растения, животные) адаптировались к вариациям потока УФ излучения, и можно уверенно предполагать отсутствие негативных явлений при изменениях в пределах этих вариаций. Регулярные наблюдения за ОСО ведутся по всему земному шару, начиная с первой половины XX века. Надежно установлено, что в зависимости от времени года и широты ОСО изменяется от 250 до 470 единиц Добсона (ЕД) при средней величине около 300 ЕД¹⁾. Для отдельных районов земного шара диапазон изменений еще шире – от 190 до 600 ЕД. Полувековые наблюдения в Швейцарии выявили

наличие изменчивости ОСО от месяца к месяцу в пределах 15%, а от года к году – в пределах 10% (Александров и др., 1992).

Выше в главе 9 было показано, что озон практически не участвует в реакциях окисления соединений серы в стратосфере, поскольку скорости конкурирующих реакции с участием атомарного кислорода и гидроксильного радикала на порядки величины выше (Schiavone, Graedel, 1981; Schofield, 1973). Рассмотрим все же крайний гипотетический случай, когда окисление серы из валентного состояния серы II (сероводород) до валентного состояния VI (сульфаты) идет исключительно с участием озона:

 $H_{2}S + O_{3} \rightarrow S + H_{2}O + O_{2}$ $S + O_{3} \rightarrow SO^{\circ} + O_{2}$ $SO^{\circ} + O_{3} \rightarrow SO_{2} + O_{2}$

 $SO_2 + O_3 + H_2O \rightarrow H_2SO_4 + O_2$

 $H_2S^{(II)} + 4O_3 + H_2O \rightarrow H_2S^{(VI)}O_4 + 4O_2$

В этой ситуации окисление каждого атома серы требует участия 4 молекул озона. Допустим, что для создания дополнительного аэрозольного слоя требуется ввести в стратосферу 1 Мт сероводорода. Окисление такого количества сероводорода потребует участия менее 6 Мт озона, тогда как всего в стратосфере Земли содержится около 3000 Мт озона.

Время жизни озона в стратосфере определяется двумя процессами: стратосферно-тропосферным массообменом и фотохимическими реакциями. Первый процесс доминирует в самом нижнем слое стратосферы, а начиная с 15 км содержание озона определяется его фотохимией. Время жизни озона в нижнем слое стратосферы составляет около 2-х лет и уменьшается с высотой в слое 15-30 км до 10 дней (Garsia, Solomon, 1985). Возьмем для оценок максимальное время жизни 2 года, что соответствует интенсивности стока озона 3000/2=1500 Мт/год. Таким образом, в предельном гипотетическом случае скорость разрушения озона при введении в нижнюю стратосферу 1 Мт сероводорода в год увеличится на 0.4%. Уменьшение массы озона на такую величину не может сказаться на наземных экосистемах, поскольку эта величина существенно меньше величины природных вариаций содержания озона.

Ламарк и др. (Lamarque et al., 2007) рассмотрели возможность озонового коллапса 250 млн лет назад, когда предположительно произошел колоссальный выброс сероводорода в атмосферу. Их модельные расчеты показали, что

¹⁾ Если собрать весь озон в столбе атмосферы в единый слой на земной поверхности, его толщина составит около 3 мм; ЕД равна толщине такого слоя, равной 0.01 мм.

при разовом поступлении в тропосферу 5000 миллионов тонн сероводорода и при его концентрации на уровне тропопаузы 100 ppb (что в 10000 раз выше современного значения) заметного изменения общего содержания озона в стратосфере не произошло.

Анализ ранних измерений содержания озона в приземном слое воздуха на рубеже XIX-XX веков показал, извержения вулканов сопровождались падением концентраций озона (Александров и др., 1992). Сейчас невозможно установить, было ли это следствием уменьшения поступления стратосферного озона в нижнюю атмосферу или причина была в снижении скорости фотохимической генерации озона непосредственно в приземном слое за счет снижения потока солнечной радиации.

В принципе возможны реакции разрушения озона на поверхности аэрозольных частиц. Например, при запусках твердотопливных американских ракет, сопровождающихся выбросом большого количества частиц оксида алюминия, происходит полное разрушение стратосферного озона на поверхности этих частиц (WMO, 1991; Ross et al., 1997). Явление это носит локальный характер: в первое время после запуска в озоносфере образуется «дыра» диаметром более 5 км, где концентрация озона близка к нулю. Однако через некоторое время уровень озона полностью восстанавливается.

Химический состав частиц и состояние вещества (кристаллическое, аморфное, жидкое) играют важную роль в определении скоростей гетерогенных реакций. Ивлев и Довгалюк (1999) предложили считать поток молекул озона F на сферу радиуса г равным

$$F = \frac{1}{4} * [O_3] * v_{O3} * 4\pi r^2$$
,

где $v_{O3} = SQR(8*R*T/(p*M_{O3}) - средняя скорость броуновского движения молекул озона, [O₃] – концентрация озона. В этом случае вероятность гибели молекулы озона на поверхности сфер определится коэффициентом g:$

-
$$d[O_3]/dt = \frac{1}{4} \gamma^* SQR(8*R*T/(\pi^*M_{O3})*3*C/(\rho^*r)*[O_3])$$
.

Здесь C – массовая концентрация аэрозольных частиц, r – плотность частиц.

Величины *g* для разных веществ, определяемые лабораторным путем, варьируют в пределах от 1E-10 до 1E-5 со слабой зависимостью от температуры. Для оксида алюминия и пород, его содержащих, *g* равна примерно 1E-5, а для сульфатных аэрозолей в 1000 раз меньше, порядка 1E-8. Это значит, что при прочих равных условиях вероятность разрушения молекулы озона на поверхности сульфатной частицы будет в 1000 раз меньше, чем на поверхности оксида алюминия. Скорость разрушения озона прямо зависит от концентрации частиц. В шлейфе продуктов сгорания топлива ракеты концентрация твердых частиц на 4-5 порядков величины выше, чем концентрация сульфатных частиц в стратосфере. Таким образом, скорость гетерогенного разрушения озона на поверхности частиц ничтожна и не может вызвать заметного уменьшения оптической толщи озона.

Еще один механизм разрушения озона связан с тем, что на поверхности аэрозольных частиц могут создаваться условия протекания гетерогенных процессов, подобных тем, которые ведут к разрушению озона над Антарктидой (Solomon, 1999). Соломон (Solomon, 1999) считает, что именно жидкие сферические частицы серной кислоты несут ответственность за резкое усиление явления озоновой «дыры» в марте-апреле 1992 года после извержения вулкана Пинатубо. По мнению Стенчикова и др. (Stenchikov et al., 2002) основной причиной снижения ОСО после извержения Пинатубо явилась активация хлора на поверхности сульфатных частиц вулканического происхождения. Предложено несколько реакционных схем гетерогенного разрушения озона в стратосфере (Prather, 1992; WMO, 2007). Крутцен (Crutzen, 1971, 1974), Молина и Роуланд (Molina, Rowland, 1974) в своих работах использовали следующую схему разрушения озона:

 $HCl + O_2 + поверхность \rightarrow HO_2^{\bullet} + Cl$

 $HCl + O_2 + поверхность \rightarrow OH^{\bullet} + ClO$

 $Cl^{\bullet} + O_{3} \rightarrow ClO^{\bullet} + O_{2}$ $ClO^{\bullet} + O^{\bullet} \rightarrow Cl^{\bullet} + O_{2}$ \dots $O_{3} + O^{\bullet} \rightarrow 2O_{2}$

Из приведенной химической схемы следует, что разложение озона по циклическому механизму возможно лишь при одновременном наличии соединений хлора и аэрозольной поверхности. Предполагается, что в условиях стратосферы соединения хлора находятся в достаточном количестве за счет диффузии из тропосферы хлорсодержащих фреонов. Это означает, что протекание указанных выше реакций лимитируется доступностью поверхности для реализации гетерогенных процессов. Твердая фаза на уровне максимума озона может образоваться при конденсации кристаллов тригидрата азотной кислоты при исключительно низких (около 190°K) температурах (Pueschel, 1996; Robock, 2000). Считается, что именно этот процесс генерации полярных стратосферных облаков отвечает за быстрое разрушение озона и образование озоновых «дыр» над Антарктидой.

Лабораторные эксперименты при стратосферных температурах показывают, что на поверхности растворов серной кислоты действительно могут идти реакции, подобные гетерогенным реакциям в стратосфере на поверхности твердых частиц, но их скорости в 100-1000 раз медленнее (Tolbert et al., 1988). Хофман и Соломон (Hofmann, Solomon, 1989) подтверждают, что гетерогенные реакции, обычно идущие на поверхности частиц тригидрата азотной кислоты, могут идти и на поверхности частиц серной кислоты (вулканический и «фоновый» аэрозоль), хотя и с более низкими скоростями. Предполагается, что скорости гетерогенных процессов зависят от величины поверхности аэрозоля и от массовой доли серной кислоты в жидких каплях. По оценкам Дешлера и др. (Deshler et al., 1996) для удвоения скорости деструкции озона площадь поверхности вулканического аэрозоля должна вырасти примерно на порядок.

Возможен термический механизм влияния стратосферного аэрозольного вещества на содержание озона в стратосфере. Сульфатные аэрозольные частицы могут частично поглощать солнечное излучение, что ведет к нагреву стратосферы. Изменение температуры в свою очередь ведет к смещению динамического равновесия между процессами генерации и разрушения озона. Кроме того, нагрев стратосферы меняет схему глобальной циркуляции, что также может влиять на суммарное содержание озона (Pueschel, 1996; Stenchikov et al., 2002). Эксперты ВМО указывают, что после извержений вулканов Эль-Чичон (1982) и Пинатубо (1991) температура стратосферы на уровне 50 hPa выросла на 1°К, что вызвало снижение глобального содержания озона примерно на 2%. Следует однако иметь ввиду, что вулканические продукты содержат значительное количество минеральных частиц с более высоким коэффициентом поглощения излучения, чем у сульфатных аэрозольных частиц.

В контексте использования дополнительной массы сульфатного аэрозоля вопрос формулируется следующим образом: может ли увеличение поверхности стратосферных сульфатных частиц привести к реализации циклического механизма разрушения озона? Однозначного ответа на этот вопрос пока нет. Неизвестно, идут ли процессы образования активных форм хлора на поверхности жидких капель серной кислоты, и если идут, то насколько эффективно. В своем отчете о состоянии озоносферы за 2007 год эксперты ВМО приводят противоречивые данные. С одной стороны они считают, что гетерогенная химия на поверхности жидкого аэрозоля H_2SO_4 *n H_2O не имеет существенного значения для глобального содержания озона (WMO, 2007). С другой стороны, утверждается, что присутствие значительного количества таких аэрозолей в стратосфере может быть причиной ощутимых потерь озона из-за гетерогенных реакций (WMO, 2003). Последнюю точку зрения разделяют Зуев и Бондаренко (2007), обнаружившие явную зависимость общего содержания озона в атмосфере от количества аэрозольного вещества в стратосфере. Более того, по их мнению, снижение содержания озона после вулканических извержений может привести к негативным влияниям возрастающего потока солнечной ультрафиолетовой радиации на растительность.

Косвенный ответ на поставленные вопросы могут дать оценки влияния на озоновый слой аэрозольных продуктов вулканических извержений (Butler et al., 1994). Извержения вулканов Эль-Чичон в 1982 году и, особенно, Пинатубо в 1991 году дали богатый материал для анализа ситуации. К этому времени появилась возможность мониторинга химического состава вулканических

облаков с использованием спутников (Krueger, 1983; Bluth et al., 1992). Одновременно велся мониторинг аэрозольной составляющей с помощью наземной сети озонозондирования (Stenchikov et al., 2002) и лидаров (Авдюшин и др., 1992). Долговременные наблюдения позволили проследить распространение продуктов извержений в стратосфере на протяжении длительного времени. Робок (Robock, 2000) отмечает, однако, что количественная оценка влияния вулканогенного стратосферного сульфатного аэрозоля на озон затруднена, поскольку постоянно идут изменения, обусловленные химическими и динамическими эффектами. Так Тай и др. (Tie et al., 1994) на основании модельных расчетов нашли, что в первый год после извержения на озон влияют в основном радиационно-динамические эффекты, а во второй – химические.

Табазадех и др. (Tabazadeh et al., 1997) считают, что вулканический аэрозоль при низких полярных температурах может быть столь же эффективным, как и полярные стратосферные облака в части активации процессов каталитического разложения озона. Вулканический аэрозоль по сравнению с тригидратом азотной кислоты может активировать хлор при более высоких температурах (примерно 200°К) главным образом потому, что сульфатные аэрозольные частицы не испаряются как тригидрат азотной кислоты (обычно при 195°К и давлении 50 мбар). Кроме того, вулканический аэрозоль может активировать хлор на высотах ниже 17 км, где полярные стратосферные облака в Арктике существовать не могут. Наблюдения показывают, что в Арктике в холодные зимы идет существенное истощение озона, а вулканы могут усилить этот процесс за счет расширения области, где разрушение озона становится возможным.

Проводя аналогию между введением в стратосферу сульфатного аэрозоля и вулканическими извержениями, следует иметь ввиду, что вместе с соединениями серы вулканы эмитируют большое количество минеральной пыли и соединений хлора. Так при извержении вулкана Агунг в 1963 году было выброшено в стратосферу около 10 Мт силикатных частиц с размерами от 0.2 до 2 мкм, на поверхности которых могло идти разрушение озона. Поступление в стратосферу хлора вулканического происхождения одновременно с аэрозольными продуктами также может быть причиной разрушения озона (Brune et al., 992). Например, извержение Эль-Чичон (1982) сопровождалось выбросом в стратосферу огромного количества соляной кислоты (эквивалентного 9% общего содержания ее в стратосфере), что, как будет показано ниже, могло послужить причиной разрушения озона (Hofman, Solomon, 1989). Другой точки зрения придерживается Парсон (Parson, 2007), считающий, что вулканические извержения не сопровождаются поступлением хлора стратосферу. Во всяком случае, в ледниковых кернах слои с высоким содержанием вулканических сульфатов никогда не сопровождаются повышенным содержанием хлоридов.

Несмотря на условность аналогии, можно попытаться количественно оценить степень влияния дополнительной массы сульфатных стратосферных аэрозолей на озон. В табл. 13.3 обобщена информация о влиянии мощных вулканических извержений, имевших место в последнее время, на содержание озона в атмосфере, полученная на основе наблюдений и модельных расчетов. Анализ таблицы позволяет сделать вывод, что такое влияние действительно имело место. Наиболее отчетливо оно проявляется непосредственно в вулканическом облаке. Эффект снижения ОСО наиболее четко проявляется в высоких широтах (до 10%). По данным модельных расчетов даже после такого мощного извержения как извержение Пинатубо в 1991 году снижение ОСО в атмосфере на глобальном уровне составляло около 2-3%. Это ниже предела обнаружения современными сетями мониторинга, которые позволяют оценивать ОСО с точностью на уровне 4% (Борзенкова и др., 1987). Детальное исследование, выполненное Кондратьевым и др. (1974), привело их выводу, «что не обнаруживается определенной связи уменьшения концентрации озона с увеличением концентрации аэрозоля, т.е. озоноразрушающее действие аэрозольных частиц не является, вероятно, определяющим фактором содержания озона в стратосфере».

Извержение	Описание эффекта	Ссылка
Кракатау, 1883; Мон-Пеле, 1902; Катмай в 1912	Заметное изменение содержания приземного озона в Европе (по инструментальным наблюдениям)	Александров и др., 1992
Агунг, 1963	ОСО упало, особенно в тропиках, где находится примерно 90% озона	WMO, 2007
Фуэго, 1974	В слое 32-48 км наблюдалось уменьшение содержания озона на 4%	Борзенкова и др., 1987
Агунг, 1963; Эль- Чичон, 1982; Пинатубо, 1991	В Европе максимальное снижение ОСО составляло 5% после извержений Агунга и Эль-Чичона, а после Пинатубо – 8%. Снижение в северной полярной зоне составляло 5-6% после Пинатубо и 2-3% после Эль-Чичон. В тропиках снижение ОСО было менее 2% после всех 3 извержений.	Angell, 1997
Эль-Чичон, 1982	Устойчивая аномалия ОСО в 1982-83 гг. в СП*	Александров и др., 1992
Эль-Чичон, 1982	В самом вулканическом облаке в стратосфере концентрация озона упала на 20%. Вулкан эмитировал огромное количество соляной кислоты. Не ясно, какая часть разрушения озона связана с дополнительным аэрозолем, а какая с дополнительным хлором.	NAS, 1992
Эль-Чичон, 1982	Локальное разрушение озона составило около 16% на высоте 20 км в средних широтах. Гетерогенные реакции, подобные антарктическим, ответственны, хотя бы частично, за аномальное снижение ОСО в средних широтах в начале 1983 г.	Hofmann, Solomon, 1989

Таблица 13.3. Литературные данные о влиянии мощных вулканических извержений на озоносферу Земли

Извержение	Описание эффекта	Ссылка
Эль-Чичон, 1982 Пинатубо, 1991	Температура стратосферы на уровне 50 hPa увеличилась на 1К, что вызвало снижение глобального ОСО примерно на 2%.	WMO, 2007
Пинатубо, 1991	Аэрозольные продукты способствовали уменьшению количества озона во всей озоносфере Земли на 2%.	Brune et al., 1992
Пинатубо, 1991	Вулканический аэрозоль возможно внёс зна- чительный вклад в беспрецедентные размеры антарктической «озоновой дыры» в 1992 г.	Solomon et al., 1993
Пинатубо, 1991	Аномалия концентрации озона над Гавайями в 1991-92 гг. выражалась в понижении его содержания в слое до 25 км и повышением выше 25 км. Нетто-результат – некоторое понижение ОСО озона в конце 1992 г.	Hofmann et al., 1993
Пинатубо, 1991	Выраженное влияние на стратосферный озон в тропиках. Падение содержание озона на 33% в слое 16-28 км. В сентябре падение составило 29±9 ЕД. На высотах 28-31,5 км слабое увеличение на 5.0±2 ЕД. Значительное снижение озона в поясе 4-8° ЮШ с мая по август 1992 г.	Grant et al., 1994
Пинатубо, 1991	Глобальное снижение ОСО составило в 1992 году 2.8%, а в 1993 году – 2.4% в основном из-за изменения температуры стратосферы, а не гетерогенных реакций.	Kinnison et al., 1994
Пинатубо, 1991	Снижение ОСО на 5-10% над огромными территориями. Наибольшие потери в СП* средних широт, а в ЮП* в высоких широтах.	Randel et al., 1995
Пинатубо, 1991	Снижение ОСО в 1991-1993 гг. по сравнению с 1986-1990 гг. Снижение началось в сентябре 1991 г. и совпало с проходом вулканических аэрозолей в слое 10-14 км.	Deshler et al., 1996
Пинатубо, 1991	В течение зимних месяцев 1992 г. снижение ОСО на 11% на 23 градусе южной широты.	Sahai et al., 1997
Пинатубо, 1991	Падение ОСО в низких широтах на 2-3%, а в высоких – на 10-12% в основном из-за изменения температуры стратосферы, а не гетерогенных реакций.	Rosenfield et al., 1997
Пинатубо, 1991	Деструкция озона в тропической стратосфере возросла на 2-3% из-за разогрева стратосферы, гетерогенных каталитических реакций и изменения скорости фотолиза. Снижение ОСО в низких широтах на 1-2% за счет изменения циркуляции и на 0.5% - за счет гетерогенной химии	Andres, Kasgnoc, 1998

Извержение	Описание эффекта	Ссылка
Пинатубо, 1991	Зарегистрировано снижение ОСО на 2% в тропиках и на 7% в средних широтах. Непосредственно в аэрозольном облаке концентрация упала на 20%	Robock, 2000
Пинатубо, 1991	В средних и высоких широтах СП в первом полугодии 1992 г. ОСО упало на 15%, а в низких широтах на 1.5%.	Stenchikov et al., 2002
Пинатубо, 1991	В тропической зоне ОСО упало на 2%, в средних широтах на 7%, к северу от 60 широты на 10-12%.	Textor et al., 2004
Пинатубо, 1991	Влияние на стратосферный озон остается весьма спорным. В СП количество озона уменьшилось после извержения, но ЮП не произошло никаких изменений. Модельные эксперименты показывают, что уменьшение в СП связано в основном с изменением динамических процессов в стратосфере	Shepherd, Randel, 2007
Пинатубо, 1991	В СП ОСО снизилось. Снижения в ЮП не отмечено. Возможно, извержение и снижение ОСО в СП являются случайным совпадением. Модели показывают более значительное снижение ОСО именно в ЮП. Минимальное ОСО атмосферы над Гавайями было достигнуто к концу 1991 г.	WMO, 2007

Примечание: *СП и ЮП – северное и южное полушария, соответственно.

Поскольку влияние продуктов вулканических выбросов на озон исчисляется первыми процентами, можно достаточно уверенно считать, что рассматриваемая зависимость носит линейный характер. При извержении вулкана Пинатубо в 1991 году образовалось около 30 Мт аэрозольных сульфатных частиц (McCormick et al., 1995). Если с целью снижения радиационного потока в стратосферу будет ежегодно вводиться 4 Мт сульфатных аэрозолей, можно допустить, что содержание озона на глобальном уровне упадет на 0.3-0.4%. В высоких широтах возможен эффект на уровне 1%. Полученные оценки значительно ниже значений долгопериодных и сезонных вариаций содержания озона в атмосфере. Они не смогут быть зафиксированы современными средствами мониторинга.

На рис. 13.1, взятом из работы Питари и Манчини (Pitari, Manchini, 2002), представлены вертикально-зональные разрезы, показывающие, что осенью в год извержения Пинатубо температура на высоте аэрозольного облака в экваториальной части возросла на 3°С, а под облаком в верхней тропосфере упала примерно на 5°С. Сравнение распределения разности температур с распределением разности концентрации озона указывает на определенное подобие пространственных характеристик. Следует, однако, иметь ввиду, что данные по температуре и по озону получены в разное время – картина распределения изменений концентраций озона характеризует следующий после извержения год. Обращает на себя внимание тот факт, что концентрации озона в высоких

широтах через год после извержения не только не упали, как утверждали Текстор и др. (Textor et al., 2004), но наоборот, заметно возросли. Показанное на данном рисунке распределение изменений концентраций озона дает основание полагать, что изменения во многом носили случайный, и в значительной степени не связанный с извержением Пинатубо характер.



Рисунок 13.1. Средние зональные изменения температуры (в °С) после извержения Пинатубо в сентябре-ноябре 1991 года (внизу) и средние зональные изменения ОСО (%) к июню 1992 года по сравнению июлем 1991 года, обусловленные аэрозолями вулкана Пинатубо (вверху) (Pitari, Manchini, 2002)

Александров и др. (1992) считают, что трудно судить об опасности увеличения УФ потока в пределах 10% для животных и растительности. Ясно, что такое изменение лежит в пределах межсуточных и тем более сезонных изменений суточных доз. Наблюдаются долговременные тренды величины содержания, причины которых до конца не ясны. Во всяком случае, эксперты ВМО не обнаружили связи содержания озона с 11-летним циклом солнечной активности (WMO, 2007). На протяжении последних 25 лет глобальное содержание озона варьировало в пределах 6% от его среднего уровня. Это дает основания предполагать, что при изменении содержания озона, обусловленного введением в стратосферу дополнительного количества сульфатных аэрозолей, на уровне первых процентов не может повлиять на жизнедеятельность наземной флоры и фауны. Выше было показано, что одним из наиболее вероятных факторов, определяющих разрушение озона, является протекание в стратосфере гетерогенных реакций с участием активных форм хлора. В настоящее время основная масса стратосферного хлора связана с выбросом в атмосферу фреонов на протяжении XX века. К настоящему времени концентрация фреонов в стратосфере достигла своего максимума и начинает снижаться (Parson, 1995). Это может существенно изменить картину взаимодействия озона и сульфатных аэрозольных частиц. По мнению экспертов ВМО при отсутствии в стратосфере хлора сульфатные частицы могут даже способствовать генерации озона (WMO, 2007). Модельные расчеты показывают, что это может произойти в ближайшие десятилетия (Tie, Brasseur, 1995; Robock, 2000; Lane et al., 2007).

13.3. Снижение потока солнечной радиации

Интенсивность потока солнечного излучения определяет скорость фотосинтеза наземных и водных растений, что является основой биологической продуктивности всех экосистем Земли. Для создания необходимого климатического эффекта поток излучения должен быть снижен примерно на 1%. Теоретически, если поток солнечной радиации является критическим лимитирующим фактором, определяющим биологическую продуктивность, то ее величина снизится на 1%, что представляется существенным в масштабах планеты. Однако, в реальных условиях биологическая продуктивность контролируется набором целого ряда лимитирующих факторов, включающим доступность воды, питательных веществ, микроэлементов, тепла и т.д. Следовательно, реальное снижение биопродуктивности экосистем при снижении потока солнечного излучения на 1% будет существенно меньше 1%. Естественно, что снижение биопродуктивности будет варьировать от одной экосистемы к другой, но в любом случае составлять малые доли процента.

Влияние на продуктивность растительности различных факторов было детально исследовано Будыко (1984). Он показал, что растения обычно используют в процессе фотосинтеза лишь 0.1-1% всей поступающей световой энергии. Только при очень малой освещенности поток солнечной радиации может быть лимитирующим фактором, и тогда зависимость интенсивности фотосинтеза от потока радиации приобретает линейный характер. В обычных условиях суммарная ассимиляция почти не зависит от интенсивности радиационного потока и определяется, главным образом, температурой воздуха.

Общепризнанно, что при мощных вулканических извержениях из-за выбросов продуктов извержения в атмосферу наземные экосистемы могут подвергаться значительному негативному воздействию. Однако причиной воздействия является не прямое снижение потока солнечной радиации, необходимой для процесса фотосинтеза, а сопутствующее снижение температуры. Например, следующий за извержением вулкана Тамбора (Индонезия) 1816 год получил в Европе название «год без лета». Неурожай привел к голоду во многих странах, причиной чему были необычные летние заморозки. При этом в литературе не отмечается влияния прямого снижения солнечной радиации на растения.

Использование стратосферного аэрозоля для стабилизации современного климата предполагает, что концентрация в атмосфере диоксида углерода как основного парникового газа может не меняться или расти. Это следует рассматривать скорее как положительный фактор, поскольку диоксид углерода является «строительным материалом» растений при фотосинтезе. Современная концентрация CO_2 (на уровне 0,04% об.) значительно ниже той, при которой достигается наивысшая продуктивность фотосинтеза подавляющего большинства автотрофных растений (Будыко, 1984). Растения, которые в результате фотосинтеза образуют соединения с 3-мя атомами углерода, более чувствительны к росту концентрации диоксида углерода. К таким растениям относятся рис, пшеница, соевые бобы, картофель, различные овощи. Растения, которые образуют соединения с 4-мя атомами менее чувствительны к повышению концентрации CO_2 – это в основном тропические растения – маис, сахарный тростник, просо, сорго и некоторые травы.

Заметим, что в предшествующие геологические эпохи концентрация диоксида углерода была существенно выше, что вело к бурному развитию наземной растительности. В настоящее время рост концентрации диоксида углерода на десятки процентов может в некоторой степени вести к росту урожайности сельскохозяйственных растений и, безусловно, компенсировать снижение притока солнечного света на 1-2% (Борзенкова и др., 1987). Это подтверждают модельные расчеты (Govindasamy et al., 2002), выполненные для четырех сценариев: (1) контрольный с современным уровнем CO_2 , (2) с удвоенной концентрацией CO_2 , (3) с современным уровнем CO_2 и со снижением потока радиации на 1.8% и (4) с удвоенной концентрацией CO_2 и со снижением потока радиации на 1.8%. Выходными параметрами были первичная продуктивность наземных экосистем, равновесная масса накопленного углерода и интенсивность поглощения углерода при дыхании растений. Результаты расчетов Говиндасами и др. представлены в табл. 13.4.

Модельный сценарий		Первичная	Равновесная
[CO2], ppm	Солнечное излучение, %	продуктивность, Гт(С)/год	наземная биомасса, Гт-С
355	100	56.4	631.6
710	100	100.1	1212.9
355	98.2	55.1	619.5
710	98.2	97.1	1156.2

Таблица 13.4. Отклик наземной биоты на изменение концентрации CO₂ и интенсивность падающего солнечного излучения (Govindasamy et al., 2002)

Из таблицы следует, что снижение потока солнечной радиации снижает фотосинтетическую активность растений на очень малую величину (в пределах точности расчетов), но в сочетании с удвоенной концентрацией CO₂

может наблюдаться весьма высокий эффект роста продуктивности растений по сравнению с сегодняшним днем.

13.4. Влияние авиации на параметры стратосферы при внесении аэрозольного вещества

Правомочен также вопрос о возможности негативного влияния на озоновый слой специализированной авиации, которая может использоваться для введения соединений серы в стратосферу. В свое время вопрос о влиянии стратосферной авиации на климат был детально рассмотрен экспертами ВМО (WMO, 1995). Было показано, что при максимально возможном воздействии трансатлантической стратосферной авиации (500 самолетов в эксплуатации) содержание озона в стратосфере Северного полушария может снизиться на 0.3-1.8%. В нашем случае количество полетов и время нахождения в стратосфере будет меньше, как минимум, на порядок величины.

13.5. Изменение глобальных и/или региональных климатических параметров

Одновременное наличие в атмосфере парниковых газов и отражающего солнечное излучение аэрозольного слоя не может не вызвать изменений климатических характеристик по сравнению с тем случаем, когда отсутствует и то, и другое. Можно подобрать такой уровень воздействия аэрозолей, который будет практически компенсировать глобальный температурный эффект, но на региональном уровне пространственное распределение температур будет неизбежно меняться. Это не требует особых доказательств. Достаточно напомнить, что парниковый эффект действует постоянно, а действие аэрозолей прекращается в ночное время и ослабевает в зимний период в высоких широтах.

Аэрозольное вещество в любом случае частично поглощает солнечное излучение, что ведет к разогреву окружающего воздуха. Это в свою очередь может вызвать изменение характера циркуляции атмосферы, что повлияет на протяженность и высоту тропопаузы и пространственную картину распределения осадков и температуры воздуха у земной поверхности. Нагрев стратосферы из-за наличия аэрозоля увеличивает температурный градиент между экватором и полюсами в самой стратосфере. Таким образом, использование дополнительного аэрозольного слоя будет приводить к изменению полей температуры и других климатических параметров.

Глобальный климат и определяющие его геофизические, геохимические и биологические системы являются исключительно нелинейными, обладающими множеством сложных обратных связей. В последние годы было выполнено большое количество модельных исследований влияния мощных вулканических извержений на климат отдельных районов Земли. Показано, что общее глобальное снижение температуры не означает, что оно будет реализовано относительно равномерно не только по величине, но и по абсолют-

ному знаку (Lane et al., 2007). Возможно, что к негативным эффектам можно отнести сезонную неравномерность климатического эффекта стратосферных аэрозолей.

Анализ климатических последствий извержения Пинатубо показал, что при падении глобальной температуры в течение 3-х лет после извержения на вполне ощутимую величину (десятые доли градуса), эффект был весьма мозаичным по площади земного шара и неодинаковым по сезонам (см. главу 4). Так в северном полушарии лето 1992 года было заметно холоднее обычного, а зима 1991/92 годов несколько теплее. Весьма вероятно, что извержение Лаки в 1783 году сопровождалось ослаблением индийского муссона и засухой в Сахеле¹⁾ (Morton, 2007).

Гипотетически можно допустить, что такой температурный сдвиг способен повлиять на производство сельскохозяйственных культур. Скорее всего, эффект перераспределения температур может наблюдаться лишь после мощных извержений в экваториальной зоне (Robock, 2000). Так повышение зимней температуры после мощных извержений было впервые обнаружено Гройсманом (1985) на территории центральной части России. Над Северной Америкой потепления не было. Позже он обнаружил зимнее потепление как над Россией, так и над Северной Америкой после извержений Эль-Чичон и Пинатубо (Groisman, 1992). Гройсман объяснил явление усилением меридионального переноса, вызванного повышением температурного градиента между экваториальной областью и полярной зоной.

Отметим, что стратосферный аэрозоль в средних широтах может проникать в тропосферу, вызывая более частое (на 10%) образование цирусов. Эта аномалия наблюдалась после Эль-Чичон и Пинатубо в течение ряда лет (Textor et al., 2004). Цирусы в свою очередь будут увеличивать общее альбедо Земли, что должно усилить эффект похолодания.

Следует сказать, что аналогия между проявлениями вулканических извержений и действием искусственного аэрозольного слоя в данном случае весьма условна. Вулкан извергается в определенном районе земного шара. Продукты его извержения обусловливают усиление глобального температурного градиента между экваториальной областью и полюсами лишь при его расположении в низких широтах. В случае применения метода воздействия на климат с использованием стратосферных аэрозолей имеется возможность проводить введение вещества в стратосферу таким образом, чтобы минимизировать региональные возмущения и исключить усиление широтных температурных градиентов.

Возможность изменения климатических параметров на уровне отдельных широтных зон при создании дополнительного стратосферного сульфатного слоя была впервые продемонстрирована на основании модельных расчетов Говиндасами и Кальдейрой (Govindasamy, Caldeira, 2000). Их модель показала, что при удвоении концентрации CO₂ с одновременным снижением

¹⁾ Естественно, что это не подтверждено реальными измерениями.

потока солнечной радиации на 1.8% глобальная температура остается практически неизменной, но пространственная картина распределения температур заметно меняется. Более детальное моделирование (Rasch et al., 2008) показало, что при изменении радиационных параметров аэрозоля меняются как средние глобальные величины температуры и осадков, так и их пространственное распределение.

Такой же результат продемонстрировала модель Бровкина и др. (Brovkin et al., 2009). При компенсации положительного температурного эффекта парниковых газов действием стратосферного сульфатного аэрозоля модель предсказывает повсеместное снижение количества осадков, повышение зимних температур и понижение летних. Следует однако заметить, что авторы использовали нереалистичные сценарии как выбросов CO2 (1.3E13 тонн до 2500 года), так и массы дополнительного слоя сульфатных аэрозолей (введение в стратосферу порядка 30 Мт в расчете на серную кислоту ежегодно в течение многих десятилетий). При более реалистичных входных параметрах модели действительно предсказывают изменение конфигурации глобальных полей распределения температуры и осадков, но эти изменения существенно ниже тех, которые возникают при росте концентраций парниковых газов в отсутствие применения геоинженерных методов стабилизации климата (Morton, 2007; Rasch et al., 2008; Bala, 2009). Таким образом, человечество сталкивается с дилеммой: ждать несколько столетий, пока содержание парниковых газов снизится до исходного уровня (начало XX века), адаптируясь к значительному изменению климатических параметров, либо использовать геоинженерные подходы, допускающие относительно небольшие изменения климатических параметров на региональном уровне.

Изменения региональных климатических параметров при применении геоинженерных методов стабилизации климата следует рассматривать в сравнении с той ситуацией, когда действует только парниковый эффект. Модельные расчеты показывают, что при удвоении концентрации CO₂ и компенсации парникового эффекта стратосферными аэрозолями заметные температурные аномалии могут отмечаться на 15% площади планеты. Без применения геоинженерии в этом случае аномалии возникнут на 97% всей площади (Keith, 2000).

13.6. Закисление воды Мирового океана

Эффект постепенного повышения кислотности воды Мирового океана никак не связан с применением геоинженерных методов. Противники компенсации парникового эффекта любым инженерным методом при сохранении высоких (и все возрастающих) концентраций диоксида углерода в качестве аргумента используют тезис о том, что человечество, получив возможность стабилизации климата без снижения выбросов парниковых газов, перестанет развивать технологии ограничения выбросов CO₂. Результатом такой политики может стать опасное изменение кислотно-щелочного баланса морской воды. Вода Мирового океана является слабощелочной средой. Измеряемые значения pH лежат в пределах 8.1-8.2. При растворении в морской воде CO₂ образуется молекула слабой угольной кислоты, диссоциация которой ведет к росту концентрации свободных ионов водорода (т.е. к снижению значения pH) и изменению карбонатного баланса:

$$[\mathrm{CO}_2]_{\mathrm{aq}} + \mathrm{H}_2\mathrm{O} + [\mathrm{CO}_3^{-2}] \implies 2 [\mathrm{HCO}_3^{-1}]$$

Таким образом, рост концентрации растворенного CO_2 ведет к снижению концентрации карбонат-иона как основного строительного материала для скелетов и твердых оболочек многих видов морской биоты за счет перехода кальция в более растворимое состояние.

По оценкам с середины XVIII века по конец XX среднее глобальное значение pH поверхностного слоя Мирового океана уже упало с 8.179 до 8.104 (Огг et al., 2005). Модельные расчеты показывают, что с дальнейшим ростом антропогенных выбросов CO_2 значение pH поверхностного слоя воды Мирового океана будет продолжать падать вплоть до значений около 7.4 (Caldeira, Wickett, 2003; Brovkin et al., 2009). Это в свою очередь грозит полным исчезновением многих видов морской биоты, например, кораллов. Следует отметить, что надежность модельных прогнозов на сроки в сотни лет чрезвычайно низка.

Еще раз отметив, что проблема закисления Мирового океана не имеет прямого отношения к использованию геоинженерных методов стабилизации климата, обратим внимание на тот факт, что в геологическом прошлом Земли были продолжительные периоды, когда уровни концентраций СО₂ во много раз превышали современные. Естественно, это не могло не сказываться на карбонатном балансе морской воды. Тем не менее, древние формы морской биоты сохранились до наших дней. Например, кораллы возникли в девонском периоде (около 370 млн лет назад) и до настоящего времени пережили несколько значительных изменений концентраций СО₂ в атмосфере и, соответственно, в океане. С другой стороны, в геологическом прошлом возрастание атмосферных концентраций СО₂ проходило чрезвычайно медленно, занимая время порядка сотен тысяч лет. В этой ситуации по концентрациям СО₂ и карбонатов атмосфера и вся толща океана находились всегда в практическом равновесии. Быстрые (десятки лет) изменения концентрации СО₂ в атмосфере за счет антропогенной деятельности действительно может привести к значительному сдвигу баланса карбонатной системы в самом верхнем (фотическом) слое Мирового океана (Caldeira, Wickett, 2003).

13.7. Мгновенное прекращение использования стратосферных сульфатных аэрозолей

В ряде работ на основании модельных расчетов показано, что длительное применение метода компенсации парникового эффекта стратосферными аэрозолями позволяет стабилизировать климат на протяжении многих десятилетий. В этом случае предполагается постоянный рост концентраций парниковых газов при одновременном наращивании величины аэрозольного эффекта (Matthews, Caldeira, 2007; Brovkin et al., 2009). Однако при резком прекращении применения геоинженерного метода климатическая система быстро придет в равновесие с имеющимся уровнем концентраций парниковых газов. Рост глобальной температуры может быть очень резким – до 10 градусов за 30 лет. Столь резкий рост температуры может, по мнению авторов, вести к катастрофическим последствиям, поскольку биосфера не сможет адаптироваться к столь быстрым изменениям (в 20 раз быстрее, чем в наши дни).

Данный эффект, обнаруженный на базе модельных расчетов на десятилетия вперед, на самом деле не имеет никакого отношения к геоинженерным подходам. Он основывается на двух предположениях. Во-первых, геоинженерия определяется авторами как средство борьбы с парниковым эффектом при полном отсутствии снижения выбросов парниковых газов (Matthews, Caldeira, 2007). Представляется, что эти действия совершенно не связаны – применение методов геоинженерии отнюдь не препятствует снижению выбросов парниковых газов. Во-вторых, сценарий с мгновенным прекращением применения геоинженерного метода после десятилетий его использования является совершенно надуманным. При необходимости нет никаких препятствий к постепенному прекращению геоинженерного вмешательства.

Список литературы

Авдюшин С.И., Тулинов Г.Ф., Иванов М.С., Кузьменко В.Н., Межуев И.Р., Дудоладов Ю.П. 1992. Лидарные наблюдения с бортов НИС «Профессор Зубов» и «Профессор Визе» продуктов извержения вулкана Пинатубо в стратосфере Атлантики. – Доклады Академии Наук, т. 325, № 3, с. 472-476.

Александров Э.Л., Израэль Ю.А., Кароль И.Л., Хргиан А.Х. 1992. Озонный щит Земли и его изменения. – Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат, 288 с.

Бонч-Осмоловская Е.А., Горленко В.М., Иванов М.В., Лейн А.Ю., Рябошапко А.Г., Скайринг Г.В., Бримблкомб П., Хаммер К., Коен И., Круйкшанк К., Майнард Дж., Рибург В.С., Холсер В., Нильсен Х., Шидловский М., Руде Х. 1989. Эволюция глобального биогеохимического цикла серы. – Москва, «Наука», 200 с.

Борзенкова И.И., Будыко М.И., Бютнер Э.К., Величко А.А., Винников К.Я., Голицын Г.С., Израэль Ю.А., Кароль И.Л., Кобак К.И., Кузьмин И.И., Легасов В.А., Менжулин Г.В. 1987. Антропогенные изменения климата. – Гидрометеоиздат, 406 с.

Будыко М.И. 1984. Эволюция биосферы. – Ленинград, Гидрометеоиздат, 488 с.

Гройсман П.Ю. 1985. Региональные климатические последствия вулканических извержений. – Метеорология и Гидрология, № 4, с. 39-45.

Зуев В.В., Бондаренко С.Л. 2007. Исследования озоносферы методами дендрохронолгии. – Томск, Изд-во Института оптики атмосферы, 159 с. Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А. 1999. Физика атмосферных аэрозольных систем. – Санкт-Петербургский Государственный Университет, 193 с.

Израэль Ю.А., 2005. Эффективный путь сохранения климата на современном уровне – основная цель решения климатической проблемы. – Метеорология и Гидрология, № 10, с. 5-9.

Израэль Ю.А., Назаров И.М., Прессман А.Я., Ровинский Ф.Я., Рябошапко А.Г., Филиппова Л.М. 1989. Кислотные дожди. – Ленинград, Гидрометеоиздат, 269 с.

Кондратьев К.Я., Ивлев Л.С., Никольский Г.А. 1974. Комплексные исследования стратосферного аэрозоля. – Метеорология и Гидрология, № 9, с. 16-26.

Рябошапко А.Г. 1983. Атмосферный цикл серы. – В кн. «Глобальный биогеохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека». – Москва, «Наука», с. 170-255.

Andres R.J., Kasgnoc A.D. 1998. A time averaged inventory of subaerial volcanic sulphur emissions. – J. Geophys. Res., vol. 103, pp. 25251-25261.

Angell J. K. 1997. Estimated impact of Agung, El Chichón and Pinatubo volcanic eruptions on global and regional total ozone after adjustment for the QBO. – Geophysical Research Letters, vol. 24, pp. 647-650.

Bala G. 2009. Problems with geoengineering schemes to combat climate change. – Current Science, vol. 96, No. 1, pp. 41-48.

Bluth G.J.S., Doiron S.D., Schnetzler C.C., Krueger A.J., Walter L.S. 1992. Global tracking of the SO₂ clouds from the June 1991 Mount Pinatubo eruptions. – Geophys. Res. Letters, vol. 19, pp. 151-154.

Brovkin V., Petoukhov V., Claussen M., Bauer E., Archer D., Jaeger C. 2009. Geoengineering climate by stratospheric sulfur injections: Earth system vulnerability to technological failure. – Climatic Change, vol. 92, Numbers 3-4, pp. 243-259.

Brune W.H., Turco R., Matthews W.A., Douglas A., Prendez M., Subbaraya B.H., Cox R.A., Brasseur G., Zhou X., Zander R.J., Rodriguez, O'Neill A. 1992. Stratospheric processes: Observations and interpretation. – Chapter 4 in: Scientific assessment of ozone: Depletion 1991. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No 25. – Geneva, World Meteorological Organization.

Butler C.F., Fenn M.A., Long C.S., Stowe L.L. 1994. Aerosol-associated changes in tropical stratospheric ozone following the eruption of Mountain Pinatubo. – J. Geophys. Res., vol. 99, D4, pp. 8197-8212.

Caldeira K., Wickett M.E. 2003. Anthropogenic carbon and ocean pH. – Nature, vol. 425, p. 365.

Cicerone R.J. 1996. Geoengineering: encouraging research and overseeing implementation. – Climatic Change, vol. 77, pp. 221-226.

Crutzen P.J. 1971. Ozone production rates in an oxygen, hydrogen, nitrogen oxide atmosphere. – J. Geophys. Res., vol. 76, pp. 7311-7327.

Crutzen P.J. 1974. Estimates of possible future ozone reductions from continued use of fluorochloromethanes (CF_2Cl_2 , $CFCl_3$). – Geophys. Res. Lett., vol. 1, pp. 205-208.

Crutzen P. 2006. Albedo Enhancement by Stratospheric Sulfur Injections: a Contribution to Resolve a Policy Dilemma? – Climatic Change, vol. 77, pp. 211-219.

Deshler T., Johnson B.J., Hofmann D.J., Nardi B. 1996. Correlations between ozone loss and volcanic aerosol at altitudes below 14 kilometers over McMurdo station, Antarctica. – Geophys. Res. Letters, vol. 23, No. 21, pp. 2931-2934.

Garsia R., Solomon S. 1985. The effect of breaking gravity wave on the dynamics and chemical composition of the mesosphere and lower thermosphere. – J. Geophys. Res., vol. 90, pp. 3850-3868.

Govindasamy B., Caldeira K. 2000. Geoengineering earth's radiation balance to mitigate CO₂-induced climate chang. – Geophys. Res. Lett., vol. 14, pp. 2141-2144.

Govindasamy B., Thompson S., Duffy P. B., Caldeira K., Delire C. 2002. Impact of geoengineering schemes on the terrestrial biosphere. – Geoph. Res. Letters, vol. 29, No. 22, p. 2061, doi:10.1029/2002GL015911.

Grant W.B., Browell E.V., Fishman J., Brackett V.G., Veiga R.E., Nganga D., Minga A., Cros B., Butler C.F., Fenn M.A., Long C.S., Stowel L. 1994. Aerosol-associated changes in tropical stratospheric ozone following the eruption of Mount Pinatubo. – J. Geophys. Res., vol. 99, No. D4, pp. 8197-8211.

Groisman P.Y. 1992: Possible regional climate consequences of the Pinatubo eruption: An empirical approach. – Geophys. Res. Lett., vol. 19, pp. 1603-1606.

Hammer C.U. 1980. Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radioechoes. – J. Glaciol., vol. 25, No. 93, pp. 359-372.

Hammer C.U., Clausen H.B., Daansgaard W. 1980. Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. – Nature, vol. 288, No. 5788, pp. 230-235.

Hammer C.U., Clausen H.B., Langway C.C. 1997. 50,000 years of recorded global volcanism. – Climate Change, vol. 35, pp. 1-15.

Henshaw P., Charlson R., Burges S. 2000. Water and the Hydrosphere. – In: Earth System Science. From Biogeochemical Cycles to Global Change /Eds: M. Jacobson, R. Charlson, H. Rodhe and C. Orians. – International Geophysics Series, vol. 72, Academic Press, pp. 109-131.

Hofmann D.J., Solomon S. 1989. Ozone destruction through heterogeneous chemistry following the eruption of El Chichon. – J. Geophys. Res., vol. 94, D4, pp. 5029-5041.

Hofmann, D.J., Oltmans S.J., Harris J.M., Komhyr W.D., Lathrop J.A., DeFoor T., Kuniyuki D. 1993. Ozonesonde measurements at Hilo, Hawaii follo-

wing the eruption of Pinatubo. - Geophys. Res. Letters, vol. 20, pp. 1555-1558.

Keith D.W. 2000. Geoengineering the Climate: History and Prospect. – In: Annual Review of Energy and the Environment, vol. 25, pp. 245-284.

Kinnison D.E., Grant K.E., Connell P.S., Rotman D.A., Wuebbles D. 1994. The chemical and radiative effects of the Mount Pinatubo eruption. – J. Geophys. Res., vol. 99, pp. 25705-25731

Kravitz B., Robock A., Oman L., Stenchikov G., Marquardt A.B. 2008. Acid deposition from stratospheric geoengineering with sulfate aerosols. – Geophys. Res. Lett. (submitted)

Krueger A.J. 1983. Sighting of El Chichon sulfur dioxide clouds with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer. – Science, vol. 220, pp. 1377-1379.

Lamarque J.-F., Kiehl J.T., Orlando J.J. 2007. Role of hydrogen sulfide in a Permian-Triassic boundary ozone collapse. – Geoph. Res. Letters, vol. 34, L02801, 4 p.

Lane L., Caldeira K., Chatfield R., Longhoff S. 2007. Workshop Report on Managing Solar Radiation /Edited by L. Lane, K. Caldeira, R. Chatfield, S. Langhoff. – Report NASA/CP-2007-214558, November 18-19, 2006, 40 p.

Matthews H.D., Caldeira K. 2007. Transient climate – carbon simulations of planetary geoengineering. – Proceedings of NAS, vol. 104, No. 24, pp. 9949-9954.

McCormick M.P., Thomason L.W., Trepte C.R. 1995. Atmospheric effect of the Mt. Pinatubo eruption. – Nature, vol. 373, pp. 399-404.

Molina M.J., Rowland F.S. 1974. Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atom-catalyzed destruction of ozone. – Nature, vol. 249, pp. 810-812.

Möller D. 2003. Luft: Chemie, Physik, Biologie, Reinhaltung, Recht. /W. de Gruyter. – Berlin, 750 p.

Morton O. 2007. Climate change: Is it what it takes to save the world? – Nature, vol. 447, pp. 132-136.

NAS, 1992. US National Academy of science. Policy Implications of Greenhouse Warming: Mitigation, Adaptation, and the Science Base. – Panel on Policy Implications of Greenhouse Warming. – National Academies Press, Washington, DC, 994 p.

Orr J.C., Fabry V.J., Aumont O., Bopp L., Doney S.C., Feely R.A., Gnanadesikan A., Gruber N., Ishida A., Joos F., Key R.M., Lindsay K., Maier-Reimer E., Matear R., Monfray P., Mouchet A., Najjar R.G., Plattner G-K., Rodgers K.B., Sabine C.L, Sarmiento J.L., Schlitzer R., Slater R.D., Totterdell I.J., Weirig M.-F., Yamanaka Y., Yool A. 2005. Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. – Nature, vol. 437, pp. 681-686.

Parson R. 1995. Chlorine in the Atmosphere. Chlorine in the Stratosphere – overview. – Available at: http://zebu.uoregon.edu/text/ozone.

Ревокатова А.П.

Parson R. 2007. Chlorine in the stratosphere – overview. – Available at: http:// zebu.uoregon.edu/text/ozone.

Pitari G., Mancini E. 2002. Short-term climatic impact of the 1991 volcanic eruption of Mt. Pinatubo and effects on atmospheric tracers. – Natural Hazards and Earth System Sciences, vol. 2, Issue 1/2, pp. 91-108.

Prather M. 1992. Catastrophic loss of stratospheric ozone in dense volcanic clouds. – J. Geophys. Res., vol. 97, pp. 10187-10191.

Pueschel R.F. 1996. Stratospheric aerosols: formation, properties, effects. – J. Aerosol Sci., vol. 27, No. 3, pp. 383-402.

Rasch Ph.J., Tilmes S., Turco R.P., Robock A., Oman L., Chih-Chieh Chen, Stenchikov G., Garsia R.R. 2008. An overview of geoengineering of climate using stratospheric sulphate aerosols. – Phil. Trans. R. Soc., A, vol. 366, pp. 4007-4037, doi:10.1098/rsta.2008.0131.

Randel W.J, Wu F., Russell III J.M., Waters J.W., Froidevaux L. 1995.Ozone and temperature changes in the stratosphere following the eruption of Mount Pinatubo. – Journal of Geophysical Research, vol. 100, D8, pp. 16753-16764.

Robock A. 2000. Volcanic eruptions and climate. – Reviews of Geophysics, vol. 38, No. 2, pp. 191-219.

Rosenfield J.E., Considine D.B., Meade P.E., Bacmeister J.T., Jackman C.H., and Schoeberl M.R. 1997. Stratospheric effects of Mount Pinatubo aerosol studied with a coupled two-dimensional model. – J. Geophys. Res., vol. 102, D3, pp. 3649-3670.

Ross M.N., Benbrook J.R., Sheldon W.R., Zittel P. F., McKenzie D.L. 1997. Observation of Stratospheric Ozone Depletion in Rocket Plumes. – Nature, vol. 390, pp. 62-65.

Sahai Y., Kirchhoff V.W.J.H., Alvara P.C. 1997. Pinatubo eruptions: effects on stratospheric O_3 and SO_2 over Brasil. – J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, vol. 59, No. 3, pp. 265-269.

Schiavone J.A., Graedel T.E. 1981. 2nd studies of the kinetic photochemistry of the urban troposphere. 1. Air stagnation conditions. – Atm. Environment, vol. 15, No. 2, pp. 163-176.

Schofield K. 1973. Evaluated chemical kinetic rate constants for various gas phase reactions. – J. Phys. Chem. Ref. Data, vol. 2, No. 1, pp. 25-84.

Shepherd T.G., Randel W.J. 2007. Key issues arising from the 2006 WMO/ UNEP Ozone Assessment. Stratospheric Processes and their Role in Climate (SPARC). – Newsletter No. 29.

Solomon S. 1999. Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and theory. – Rev. Geophys, vol. 37, pp. 275-316.

Solomon S., Sanders R.W., Garcia R.R., Keys J.G. 1993. Increased chlorine dioxide over Antarctica caused by volcanic aerosols from Mount Pinatubo. – Nature, vol. 363, pp. 245-248.

Stenchikov G, Robock A., Ramaswamy V., Schwarzkopf M., Hamilton K., Ramachandran V. 2002. Arctic Oscillation response to the 1991 Mt. Pinatubo eruption: Effect of volcanic aerosols and ozone depletion. – J. Geophys. Res., vol. 107, p. 4803.

Tabazadeh A., Jensen E.J., Toon O. B. 1997. "A model description for cirrus cloud nucleation from homogeneous freezing of sulfate aerosols." – J. Geophys. Res., vol. 102, pp. 23845-23850.

Textor Ch., Graf H.-F., Timmreck C., Robock A. 2004. Emissions from volcanoes. Chapter 7 of Emissions of Atmospheric Trace Compounds. /Claire Granier, Paulo Artaxo and Claire Reeves Eds. – Kluwer, Dordrecht, pp. 269-303

Tie X.X., Brasseur G.P. 1995. The response of atmospheric ozone to volcanic eruptions: sensitivity to atmospheric chlorine loading. – Geophys. Res. Letters, vol. 22, pp. 3035-3038.

Tie X., Brasseur G. P., Briegleb B., Granier C. 1994. Two-dimensional simulation of Pinatubo aerosol and its effect on stratospheric ozone. – J. Geophys. Res., vol. 99, pp. 20545- 20562.

Tolbert M.A., Rossi M.J., Golden D.M. 1988. Heterogeneous interactions of chlorine nitrate, hydrogen chloride, and nitric acid with sulfuric acid surfaces at stratospheric temperatures. – Geophys. Res. Lett., vol. 8, No. 15, pp. 847-850.

Whelpdale D.M., Kaiser M.S. 1996. Global Acid Deposition Assessment. – WMO Report No. 106, 241 p.

WMO, 1991. World Meteorological Organization Scientific Assessment of Ozone Depletion. – Report No. 25, Chap. 10. – Switzerland, Geneva, World Meteorological Organization.

WMO, 1995. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994. – WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 37 – Switzerland, Geneva, World Meteorological Organization.

WMO, 2003. WMO (World Meteorological Organization) *Scientific Assessment* of Ozone Depletion: 2002, Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 47 – Switzerland, Geneva, World Meteorological Organization, 498 p.

WMO, 2007. WMO (World Meteorological Organization) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, Global Ozone Research and Monitoring Project – Report No. 5 – Switzerland, Geneva, World Meteorological Organization, 572 p.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ СТАБИЛИЗАЦИИ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА ПУТЕМ СОЗДАНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ

Реферат. Издание монографии приурочено к 90-летию известного ученого, академика РАН Юрия Антониевича Израэля. В книге обобщены основные результаты работ ведущих специалистов ряда институтов Росгидромета, проведенных в 2008-2014 гг. под руководством Ю.А. Израэля и посвященных теоретическим и экспериментальным исследованиям возможностей стабилизации глобального климата Земли с использованием геоинженерных методов. Монография печатается в первоначальном варианте, но при подготовке к печати авторами проведена редакционная работа и актуализация полученных результатов в соответствие с современными научными представлениями, добавлены ссылки на последующие публикации авторов по теме монографии.

В монографии представлены основные факторы, определяющие климат Земли. Детально рассмотрено влияние вулканической деятельности на климат. Описываются условия образования природного стратосферного аэрозольного слоя и даются его характеристики. На основе модельных расчетов оценивается размер аэрозольных частиц, максимально отражающих солнечный свет. Теоретические оценки сравниваются с результатами спутниковых и наземных трансформации вулканических облаков после крупных наблюдений извержений. Предлагается использовать, в случае недейственности иных мер, искусственно создаваемый стратосферный аэрозольный слой для стабилизации климата в условиях усиления парниковых свойств атмосферы. Показано, что среди прочих геоинженерных решений использование стратосферного аэрозольного слоя дает наибольший эффект при наименьших затратах. Рассмотрены механизмы образования в стратосфере сульфатных аэрозолей и оценена их масса для достижения нужного климатического эффекта. Приводятся результаты экспериментов по оценке взаимодействия света с аэрозолями различного типа с использованием камер, имитирующих условия стратосферы. Представлены результаты ограниченного натурного эксперимента по созданию аэрозольных образований в тропосфере с использованием авиационных средств. Приведены возможные способы создания искусственного стратосферного аэрозольного слоя нужной оптической толщины. Рассмотрены и оценены экологические эффекты, которые могут сопровождать широкомасштабное применение аэрозо-льного метода стабилизации глобального климата.

Ключевые слова. Стабилизация климата, энергетический баланс планеты, парниковые газы, стратосферные аэрозоли, природные источники аэрозолей, время жизни в стратосфере, оптическая толщина, экстинкция, альбедо, геоинженерия климата, состав частиц, имитационные камеры, натурный эксперимент, технология введения, экологическая безопасность, разрушение озона, мгновенное прекращение использования.

THEORETICAL AND EXPERIMENTAL BASES OF MODERN CLIMATE STABILIZATION BY CREATING AEROSOL FORMATIONS IN THE LOWER STRATOSPHERE

Abstract. The monography is dedicated to the memory of the famous scientist, academician of the Russian Academy of Sciences Yuri Antonievich Israel. It is published to the celebration of his 90th birthday in 2020. The book summarizes the main results of the work conducted by the group of scientists from the Institutes of Roshydromet under the leadership of Yu.A. Israel in 2008-2014. The study is devoted to theoretical and experimental bases of the possibilities to stabilize the global climate of the Earth using geoengineering methods. The monography is published in the original version, taking into account some editorial changes and updates made by the authors in preparation to publication in 2018. Also some references to subsequent publications of the authors on the topic of the monography are included.

The monography presents main factors determining the Earth's climate. The influence of volcanic activity on climate is considered in detail. Conditions of the of natural stratospheric aerosol layer formation are described and its characteristics are given. Optimal size of aerosol particles having maximal sunlight reflectance is estimated on the basis of model calculations. Theoretical estimates are compared with results of satellite and ground-based observations of aerosols cloud transformation after major volcanic eruptions. It is proposed to use, in case of ineffectiveness of other measures, artificially created stratospheric aerosol layer to stabilize the climate in conditions of strengthening the greenhouse properties of the atmosphere. It is shown that among other geoengineering solutions the use of stratospheric aerosol layer gives the greatest effect at the lowest cost. The mechanisms of formation of sulfate aerosols in the stratosphere are considered and their mass is estimated to achieve the desired climatic effect. The results of experiments to assess the interaction of light with aerosols of various types using cameras that simulate the conditions of the stratosphere are presented. The results of a limited scale field experiment on the creation of aerosol formations in the troposphere using an aircraft are presented. Possible methods of creating an artificial stratospheric aerosol layer of the desired optical thickness are presented. Environmental consequences that might be associated with large-scale applications of the aerosol method are considered and evaluated.

Keywords. Climate stabilization, planet energy balance, greenhouse gases, stratospheric aerosols, natural aerosol sources, stratospheric lifetime, optical depth, extinction, albedo, climate geoengineering, particle composition, simulation cham-bers, field experiment, environmental safety, ozone depletion, termination effect.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ СТАБИЛИЗАЦИИ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА ПУТЕМ СОЗДАНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ

Научное редактирование: Выпускающий редактор:

В.А. Гинзбург, А.П. Ревокатова В.А. Гинзбург

Техническое редактирование: Верстка: Л.В. Кудрявцева, И.М. Брускина

Л.А. Прохорова

Рекомендованное цитирование:

Теоретические и экспериментальные основы стабилизации современного климата путем создания аэрозольных образований в нижней стратосфере/Израэль Ю.А., Борзенкова И.И., Гулевский В.А., Андреев Ю.В., Данелян Б.Г., Захаров В.М., Иванов В.Н., Кашин Ф.В., Куляпин В.П., Ревокатова А.П., Рябошапко А.Г., Савченко А.В., Северов Д.А., Чаянова Э.А. – М.: ИГКЭ, 2019 – 287 с.

Recommended citation:

Theoretical and experimental bases of modern climate stabilization by creating aerosol formations in the lower stratosphere / Izrael Yu.A., Borzenkova I.I., Gulevskiy V.A., Andreev Yu.V., Danelyan B.G., Zakharov V.M., Ivanov V.N., Kashin F.V., Kulyapin V.P., Revokatova A.P., Ryaboshapko A.G., Savchenko A.V., Severov D.A., Chayanova E.A. – Moscow, IGCE, 2019 – 287 p.

ISBN 978-5-9631-0798-0

Формат: 160 x 260 Печать цифровая Бумага офсетная Печатных листов: 22,03 Тираж 300 экз. Заказ № 2637 Подписано в печать 16.12.2019 Отпечатано в типографии ООО "Принт" 426035, г. Ижевск, ул. Тимирязева, 5.

© Оформление и подготовка к печати: ФГБУ «ИГКЭ», 2019