

26.234.7

Б 90

М.И.БУДЫКО

Г.С.ГОЛИЦЫН

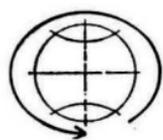
Ю.А.ИЗРАЭЛЬ

Глобальные климатические катастрофы

Природные
климатические
катастрофы

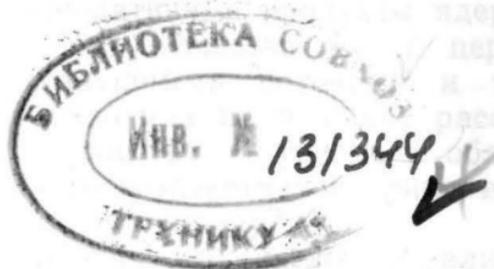
Влияние
ядерного конфликта
на климат

**Глобальные
климатические
катастрофы**



М.И.БУДЫКО
Г.С.ГОЛИЦЫН
Ю.А.ИЗРАЭЛЬ

Глобальные климатические катастрофы



МОСКВА ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1986

Рецензент: академик А. М. Обухов

Рассматривается физический механизм природных климатических катастроф, вызванных извержениями вулканов и падением на земную поверхность крупных небесных тел. Обсуждается роль климатических катастроф при массовых вымираниях организмов в геологическом прошлом.

Излагаются полученные в последние годы результаты исследований влияния крупномасштабного ядерного конфликта на климат. Обосновывается вывод о вероятности катастрофического для биосферы изменения климата, вызванного ядерным столкновением.

Книга предназначена для специалистов в области изучения окружающей среды, экологии и физики атмосферы.

The book "Global Climatic Catastrophes" by M. I. Budyko, G. S. Golitsyn and Yu. A. Izrael treats the physical mechanism of natural climatic catastrophes caused by volcanic eruptions and bombardments of the Earth's surface by large celestial bodies. The role of climatic catastrophes in mass extinctions of organisms in the geological past is considered.

The results of studying large-scale nuclear collision effects on climate are presented. The conclusion is substantiated that the nuclear collision can cause the climatic changes that would be disastrous for the biosphere.

The book is intended for specialists in the natural environment, ecology and physics of the atmosphere.

Предисловие

Необходимость исключить возможность крупномасштабного ядерного конфликта из жизни человечества является важнейшей проблемой современности. Не вызывает сомнений, что вероятные катастрофические последствия такого конфликта многократно превысят бедствия, которые принесли человечеству крупнейшие в истории военные столкновения — первая и вторая мировые войны. Однако вопрос об ущербе, который причинит живой природе массовое применение ядерного оружия, до настоящего времени выяснен не полностью.

Легко понять, что этот ущерб не будет локальным, т. е. он не будет ограничен разрушениями, вызванными взрывами атомных бомб в местах их падения. В результате ядерных взрывов в атмосферу и гидросферу поступят многие вредные для организмов вещества, в том числе радиоактивные продукты ядерных реакций. Эти вещества могут переноситься воздушными потоками и течениями в водоемах на большие расстояния, что существенно увеличит область губительного воздействия ядерных взрывов на живую природу.

Несомненно, что косвенное влияние ядерного конфликта причинит огромный ущерб человечеству, поскольку в современную эпоху существование человеческого общества поддерживается сложной системой производства продуктов питания, промышленных товаров, медикаментов и т. д. Разрушение важных центров этой системы может вызвать голод, эпи-

демии и другие бедствия, которые распространятся на территории, непосредственно не охваченные ядерным столкновением.

На основании этих соображений уже неоднократно делался вывод о том, что вероятное число жертв ядерного конфликта будет намного больше, чем количество людей, уничтоженных взрывами ядерных бомб, причем это число может составить значительную часть населения нашей планеты.

В последние годы были проведены исследования, указавшие на существование реальной опасности еще более тяжелых последствий крупномасштабного ядерного столкновения, которые будут иметь глобальный характер, т. е. распространяться на биосферу в целом. Эти последствия могут привести к уничтожению человечества и, может быть, даже создадут угрозу существованию биосферы.

Основной причиной глобальной катастрофы, которая может возникнуть в результате ядерного конфликта, будет сравнительно кратковременное, но значительное изменение климата, вызванное различными факторами, в число которых входит резкое повышение числа аэрозольных частиц в атмосфере.

Представление о возможности возникновения глобальных климатических катастроф как в настоящее время, так и в геологическом прошлом в результате воздействия на климат определенных внешних факторов появилось в конце 60-х годов в ходе формирования новой научной дисциплины — физической климатологии, которая возникла в течение нескольких последних десятилетий. Так

как указанная дисциплина была создана в значительной мере усилиями советских ученых, бóльшая часть новых выводов о физическом механизме генезиса климата и его изменений была получена в нашей стране значительно раньше, чем за рубежом. В частности, представление об аэрозольной климатической катастрофе было сформулировано в работах советских ученых более чем на десять лет раньше по сравнению с аналогичными выводами зарубежных исследователей.

Вывод о катастрофических изменениях климата после крупномасштабного ядерного конфликта также впервые был сделан в нашей стране. Этот вывод обсуждался на ряде национальных и международных совещаний в начале 80-х годов еще до появления первых публикаций по данному вопросу.

В 1983—1984 гг. началось широкое обсуждение в печати вопроса о катастрофических изменениях климата в результате ядерной войны.

Заслуживает большого внимания тот факт, что подавляющее большинство авторов, участвовавших в этом обсуждении, высказали заключение о возможности климатической катастрофы в результате крупномасштабного ядерного конфликта.

В этой книге для объяснения физического механизма глобальных климатических катастроф сначала рассматривается вопрос о причинах изменений климата, происходивших в геологическом прошлом и происходящих в наше время. Затем приводятся сведения о локальных и глобальных климатических катастрофах, обусловленных естественными факто-

рами, и рассматривается возможное влияние этих катастроф на массовые вымирания организмов в геологическом прошлом. После этого обсуждаются изменения климата, вызванные деятельностью человека, к числу которых относится возможность возникновения глобальной климатической катастрофы в результате крупномасштабного ядерного конфликта.

Изложенные в книге материалы могут быть использованы в оценках чувствительности биосферы к таким крайне опасным воздействиям человека на биосферу, каким может стать ядерная война. Широкое распространение сведений об угрожающих для всего мира экологических последствиях применения ядерного оружия может снизить вероятность возникновения ядерного конфликта и, возможно, полностью исключить ядерную угрозу из жизни человечества.

1

Природные климатические катастрофы

Изменения климата

**Катастрофические изменения
климата**

**Критические эпохи
геологической истории**

1. Природные климатические катастрофы

1.1. Изменения климата

Климаты геологического прошлого. Более или менее определенные сведения об изменениях климатических условий в прошлом имеются в основном для последних 570 млн. лет — отрезка времени, называемого фанерозоем. С начала фанерозоя широко распространились животные, имевшие разнообразные твердые ткани (скелетные формы). Остатки этих животных хорошо сохранились в осадочных породах. В фанерозое возникли растительные покровы на континентах, следы которых также сравнительно часто находят в отложениях. В результате этого оказалось возможным довольно детально изучить смену последовательных флор и фаун на протяжении фанерозоя.

До недавнего времени сведения о климатах геологического прошлого получались в основном косвенными методами — по материалам о распространении различных животных и растений, о литогенезе, о строении земной поверхности, на которой в ряде случаев находили следы древних оледенений и т. д. Сейчас для этой цели широко используются данные о палеотемпературах, определяемых путем анализа изотопного состава остатков древних организмов, а также расчеты по методам теории климата, включая расчеты, в которых применяются сведения о химическом составе древних атмосфер. Таким способом были получены, в частности, данные об изменениях средней для всего земного шара температуры нижнего слоя атмосферы для 28 эпох фанерозоя. Эти данные представлены на рис. 1 (Будыко, Ронов, Яншин, 1985). Как видно из рисунка, средние для указанных эпох температуры изменялись приблизительно на 10°C .

Данные, представленные на рис. 1, характеризуют среднюю температуру для эпох, длительность которых составляла от нескольких миллионов до нескольких десятков миллионов лет. Очевидно, что диапазон изменений средней температуры для более коротких интервалов времени должен быть больше приведенного выше значения. В частности, на протяжении фанерозоя отме-

чено два интервала времени, в течение которых оледенение распространялось на значительную часть поверхности Земли. Первое из этих оледенений имело место в конце каменноугольного и в начале пермского периода, второе достигало наибольших размеров в четвертичном периоде. Средние глобальные температуры нижнего слоя атмосферы для времени первого оледенения оценить до-

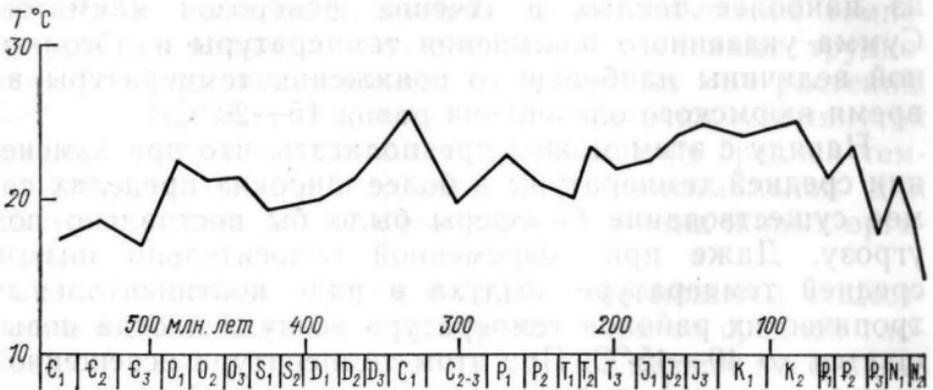


Рис. 1. Изменения средней температуры нижнего слоя атмосферы (T) в фанерозое.

вольно трудно. Что же касается второго крупного оледенения, то хотя относящиеся к нему данные о средних температурах на рис. 1 не представлены (на рисунке это трудно сделать, так как четвертичный период продолжался около 2 млн. лет, в течение которых температура менялась в широких пределах), для нескольких эпох четвертичного периода они имеются. В частности, по палеотемпературным данным найдено, что во время последнего оледенения (около 20 тыс. лет тому назад) средняя температура воздуха была ниже современной примерно на 5°C (CLIMAP Project Members, 1976). Так как современная температура воздуха ниже средней температуры для всех эпох, данные для которых представлены на рис. 1, можно заключить, что диапазон изменения средних глобальных температур воздуха в фанерозое был не меньше 10°C .

Есть основания думать, что фактический интервал изменения средней температуры в фанерозое для более

или менее длительных интервалов времени (больше тысячи лет) вряд ли был существенно больше этого значения. Об этом отчасти свидетельствуют палеотемпературные данные. Так, например, Фрейкс (Frakes, 1979) заключил, что в середине мелового периода средняя температура воздуха была на 10—15°C выше современной, причем этому периоду, по-видимому, соответствовал один из наиболее теплых в течение фанерозоя климатов. Сумма указанного повышения температуры и абсолютной величины наибольшего понижения температуры во время вюрмского оледенения равна 15—20°C.

Наряду с этим можно предполагать, что при изменении средней температуры в более широких пределах самое существование биосферы было бы поставлено под угрозу. Даже при современной относительно низкой средней температуре воздуха в ряде континентальных тропических районов температура воздуха иногда повышается до 40—45°C. При этом температура освещенной солнцем земной поверхности, не покрытой растительностью, обычно достигает гораздо больших значений.

Столь высокие температуры неблагоприятны для жизнедеятельности большинства животных и растений. В таких условиях заметно снижается продуктивность фотосинтеза. Многие животные в странах тропического климата в наиболее жаркие дни стараются укрыться от перегрева в водоемах, норах или на ветках деревьев, что, однако, далеко не всегда спасает их от гибели.

Заслуживают внимания результаты опытов с крокодилами (Colbert et al., 1946), в которых было показано, что крокодилы, привязанные днем на берегу реки и лишенные возможности укрыться в воде, сравнительно скоро погибают от перегрева. Это заключение интересно в связи с тем, что из всех современных животных крокодилы наиболее близки к крупным рептилиям мезозойского времени, которые жили в условиях самого теплого в течение фанерозоя климата.

Для объяснения возможности существования мезозойских рептилий в тропиках существенное значение имеет учет известной закономерности изменения климата, установленной в ряде теоретических и эмпи-

рических исследований (см. Будыко, 1984). При повышении средней глобальной температуры наиболее значительное потепление происходит в средних и особенно в высоких широтах, тогда как в низких широтах температура возрастает сравнительно мало. В связи с этим максимальная температура тропиков в наиболее теплые эпохи прошлого была ненамного выше современной, хотя даже такое относительно небольшое повышение температуры, по-видимому, создавало определенные трудности для жизнедеятельности животных и растений. Можно предполагать, что и при наличии упомянутой выше закономерности заметное повышение средней температуры воздуха по сравнению с максимальной для фанерозоя привело бы к вымиранию многих живых организмов.

Есть основания также считать невозможным существование на протяжении фанерозоя эпох со средней глобальной температурой, заметно более низкой по сравнению с указанной выше температурой для вюрмского оледенения. Такое заключение можно сделать на основании современных исследований физического механизма изменений климата в геологическом прошлом. Причины изменения средних глобальных температур нижнего слоя атмосферы в фанерозое ясны из данных табл. 1, построенной по материалам недавно опубликованной работы (Будыко, Ронов, Яншин, 1985).

В табл. 1 приведены значения изменения средней температуры нижнего слоя воздуха (ΔT) для различных геологических эпох по сравнению с современной температурой. Величина ΔT равна сумме трех значений, из которых первое (ΔT_{CO_2}) соответствует изменению температуры в результате колебания количества углекислого газа в атмосфере, второе (ΔT_s) характеризует влияние на температуру роста солнечной постоянной, обусловленного увеличением светимости Солнца, третье (ΔT_α) равно изменению температуры из-за увеличения или уменьшения альбедо земной поверхности.

Как видно из таблицы, главной причиной изменения средней температуры в геологическом прошлом были колебания количества углекислого газа в атмосфере, что

Таблица 1

Изменения средней температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в фанерозое

Интервал времени	Начало и конец интервала (млн. лет)	ΔT_{CO_2}	$-\Delta T_s$	ΔT_{α}	ΔT
Ранний кембрий	570—545	3,3	3,9	3,6	3,0
Средний кембрий	545—520	4,6	3,6	3,0	4,0
Поздний кембрий	520—490	2,8	3,5	3,0	2,3
Ранний ордовик	490—475	7,7	3,4	3,4	7,7
Средний ордовик	475—450	6,3	3,2	3,4	6,5
Поздний ордовик	450—435	6,3	3,1	3,4	6,6
Ранний силур	435—415	4,6	2,9	3,0	4,7
Поздний силур	415—402	4,6	2,8	3,0	4,8
Ранний девон	402—378	4,6	2,7	3,2	5,1
Средний девон	378—362	6,1	2,5	3,0	6,6
Поздний девон	362—346	7,8	2,5	3,0	8,3
Ранний карбон	346—322	10,0	2,2	3,2	11,0
Средний—поздний кар- бон	322—282	6,1	2,1	1,0	5,0
Ранняя пермь	282—257	9,2	1,8	0,8	8,2
Поздняя пермь	257—236	4,7	1,7	3,2	6,2
Ранний триас	236—221	4,8	1,5	3,0	6,3
Средний триас	221—211	7,4	1,5	2,8	8,7
Поздний триас	211—186	5,7	1,4	2,8	7,1
Ранняя юра	186—168	6,0	1,3	3,0	7,7
Средняя юра	168—153	7,2	1,1	3,2	9,3
Поздняя юра	153—133	8,9	1,0	3,0	10,9
Ранний мел	133—101	6,9	0,8	3,0	9,1
Поздний мел	101—67	7,7	0,6	3,2	10,3
Палеоцен	67—58	4,0	0,4	3,0	6,6
Эоцен	58—37	6,0	0,3	2,8	8,5
Олигоцен	37—25	0,3	0,3	2,8	2,8
Миоцен	25—9	4,0	0,1	2,4	6,3
Плиоцен	9—2	1,8	0	1,6	3,4

приводило к соответствующим изменениям парникового эффекта. Установлено, что зависимость температуры нижнего слоя атмосферы от концентрации углекислого газа в ней имеет логарифмический характер, причем при удвоении концентрации CO_2 температура возрастает примерно на 3°C . Наряду с этим некоторое влияние на

температуру оказывает увеличение солнечного излучения и колебания альbedo земной поверхности, которое зависит от относительной площади континентов и океанов, площадей различных растительных зон на континентах и от наличия на земной поверхности снежного и ледяного покровов.

Изменение притока солнечной радиации на 1 % повышает или понижает температуру нижнего слоя атмосферы приблизительно на $1,5^{\circ}\text{C}$; изменение альbedo системы Земля—атмосфера на 0,01, обусловленное колебаниями среднего альbedo земной поверхности, приводит к повышению или понижению температуры примерно на 2°C .

Большое влияние на термический режим могут оказывать снежные и ледяные покровы. Легко понять, что после образования снежного или ледяного покрова его площадь зависит от термического режима атмосферы, причем эта зависимость имеет характер положительной обратной связи. Снег и лед образуют постоянный покров на континентах и океанах в тех случаях, когда температура земной поверхности опускается ниже точки заморозания воды. Возникновение снежного или ледяного покрова значительно увеличивает альbedo земной поверхности, что приводит к уменьшению количества поглощенной солнечной радиации и создает предпосылки для дальнейшего понижения температуры воздуха и расширения пространства, занятого снежным или ледяным покровом.

Учет этой зависимости в модели теории климата показал, что сравнительно небольшое уменьшение средней глобальной температуры воздуха может оказаться достаточным для полного оледенения Земли («белая Земля»). Такое состояние может быть достигнуто или при снижении солнечной постоянной на несколько процентов, или вследствие ослабления парникового эффекта при уменьшении в несколько раз массы углекислого газа, имеющегося в современной атмосфере (Будыко, 1968 и др.).

Как видно из данных, использованных при составлении табл. 1, в начале фанерозоя светимость Солнца

была меньше ее современного значения приблизительно на 3 %. В более раннее время (в докембрии, особенно в раннем докембрии) эта разность была гораздо больше, и, по-видимому, в начале истории Земли (4,5 млрд. лет тому назад) достигала 25 %. Тем не менее, средняя температура воздуха на протяжении основной части фанерозоя была выше современной, причем если в некоторые эпохи докембрия и возникали оледенения, то они никогда не распространялись на всю Землю.

Такое заключение отнюдь не противоречит вытекающей из упомянутых выше расчетов возможности возникновения «белой Земли». Сравнительно недавно установлено, что в Солнечной системе есть ряд небесных тел, поверхность которых полностью покрыта льдом [некоторые спутники Юпитера, отдельные астероиды (Маров, 1981)]. Относительно теплые климаты отдаленного прошлого, по-видимому, объясняются гораздо большим количеством углекислого газа в древней атмосфере по сравнению с современной, что существенно усиливало парниковый эффект. Как установлено в ряде исследований, в геологическом прошлом количество углекислого газа в атмосфере превышало его современную массу в 10—100 раз из-за гораздо более высокой скорости поступления этого газа в атмосферу из сильно разогретых в результате распада долгоживущих радиоактивных элементов глубоких слоев Земли (Будыко, Ронов, Яншин, 1985). Влияние указанного фактора с избытком компенсировало воздействие ослабленного притока солнечной радиации на термический режим атмосферы, что исключило возможность развития глобального оледенения.

В результате этого на протяжении почти 4 млрд. лет на Земле могла сохраняться биосфера, т. е. область, населенная живыми организмами. Неоднократно высказывалось мнение, что вероятность столь длительного существования биосферы на планете земного типа чрезвычайно мала. Одна из причин этого — узость интервала температур, в котором возможна активная жизнедеятельность подавляющего большинства организмов по сравнению с изменчивостью температур на различных небесных телах.

Иначе говоря, в течение всей истории биосферы Земли существовала возможность ее уничтожения в результате не вполне согласованного изменения двух независимых процессов — роста светимости Солнца и постепенного замедления дегазации глубоких слоев Земли из-за уменьшения количества разогревающих эти слои долгоживущих радиоактивных изотопов ряда элементов. Такое согласование начало нарушаться в последние 100 млн. лет, когда вследствие резкого ослабления процесса дегазации произошло уменьшение массы углекислого газа в атмосфере, что создало тенденцию к понижению средней температуры нижнего слоя атмосферы. Сохранение этой тенденции в течение нескольких миллионов лет могло бы привести к полному оледенению Земли, что означало бы уничтожение биосферы.

Таким образом, во все эпохи после возникновения биосферы существовала возможность развития глобального экологического кризиса, т. е. такого изменения климата, которое привело бы к полному уничтожению биосферы или (при менее значительном изменении климата) к вымиранию существенной части организмов, населявших нашу планету.

Глобальный экологический кризис мог возникнуть в результате не только изменения термического режима, но и воздействия на организмы ряда других атмосферных факторов, в частности колебания химического состава атмосферы.

В исследованиях эволюции состава атмосферного воздуха было установлено, что в фанерозое на фоне общей тенденции к увеличению количества кислорода в атмосфере существовало несколько эпох, в течение которых количество атмосферного кислорода уменьшалось. Как видно из рис. 2 (Будыко, Ронов, Яншин, 1985), наиболее значительное понижение количества кислорода произошло в конце пермского периода и в триасовом периоде, когда оно уменьшилось в несколько раз по сравнению с его максимумом в карбоне. Было установлено, что такое уменьшение массы кислорода совпало по времени с наиболее крупным в фанерозойской истории животных экологическим кризисом, в ходе которого

значительно сократилось разнообразие большинства типов животных (Будыко, 1982). Весьма вероятно, что в дальнейших исследованиях будут обнаружены и другие, меньшие по масштабу, но все же достаточно значительные экологические кризисы в истории биосферы.

Отметим, что в этом параграфе мы рассматриваем медленные изменения физического состояния и химического состава атмосферы в геологическом прошлом. Та-

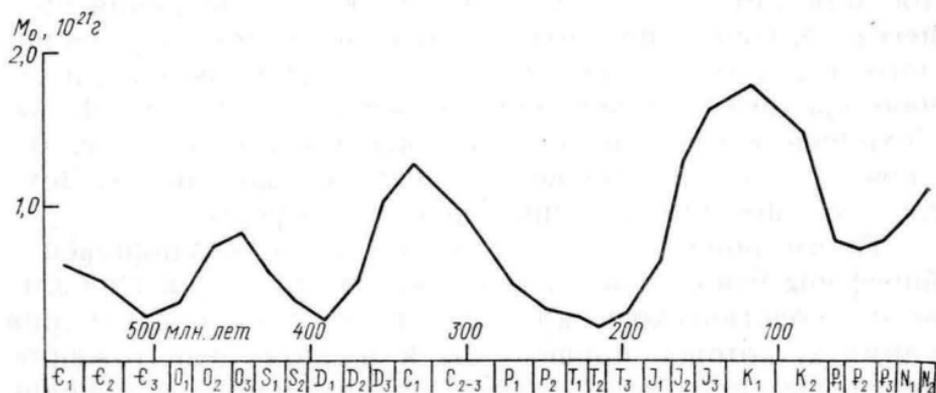


Рис. 2. Изменения массы кислорода M_o в атмосфере в фанерозое.

кие изменения в определенных условиях могли причинять значительный ущерб биосфере и даже привести к ее уничтожению. Вопрос о возможном влиянии на биосферу быстрых изменений климата обсуждается в параграфе 1.2.

Современное изменение климата. По сравнению с изменениями климата в геологическом прошлом колебания климатических условий в эпоху существования мировой системы метеорологических наблюдений, т. е. за последние сто лет, изучены гораздо лучше. По данным измерений температуры нижнего слоя атмосферы на метеорологических станциях оказалось возможным рассчитать среднюю за каждый год температуру для северного полушария и получить менее точные из-за недостатка данных наблюдений оценки средней температуры для южного полушария. Так как общие тенденции изменений средней температуры для обоих полушарий, по-видимому, сходны, для изучения современных изменений

климата чаще используются не средние глобальные температуры, а более достоверные данные, относящиеся к северному полушарию, где сеть метеорологических станций намного совершеннее сети станций в южном полушарии.

На рис. 3 представлены значения аномалий средней для северного полушария температуры воздуха. Из этого

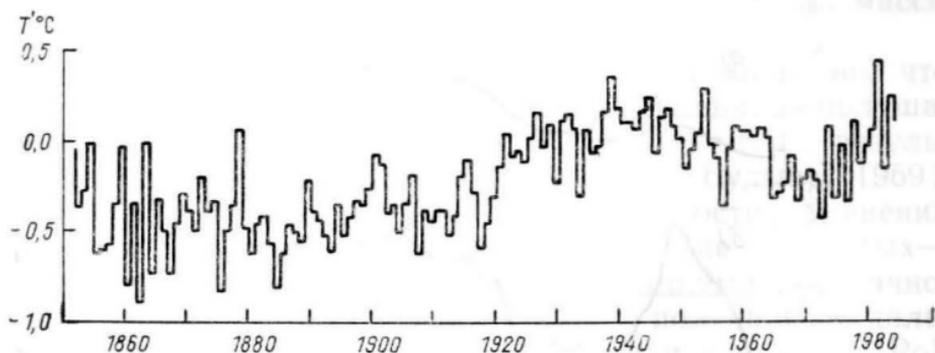


Рис. 3. Аномалии средней для северного полушария температуры воздуха (T').

рисунка видно, что на протяжении последнего столетия преобладала тенденция к повышению температуры воздуха, которая, однако, была в значительной степени замаскирована сравнительно короткопериодическими колебаниями температуры. Эти колебания не исчезают и при осреднении аномалий за пятилетние (а также за десятилетние) интервалы времени (Kelly et al., 1985).

Хотя изменения средней глобальной температуры за последнее столетие относительно невелики, изучение современных колебаний температуры имеет большое значение для понимания физического механизма быстро развивающихся изменений климата, которые могут иметь катастрофические последствия.

Вопрос о причинах современных колебаний климата был в основном выяснен в ходе исследований, выполненных за последние двадцать лет.

Хотя гипотеза о влиянии колебаний прозрачности атмосферы на климатические условия была высказана еще

в XVIII веке Б. Франклином, до сравнительно недавнего времени она отнюдь не была общепринятой.

Доказательства правильности этого представления были получены после сопоставления изменений средней температуры нижнего слоя атмосферы с колебаниями прямой солнечной радиации, приходящей к земной поверхности при ясном небе, и использования для объяс-

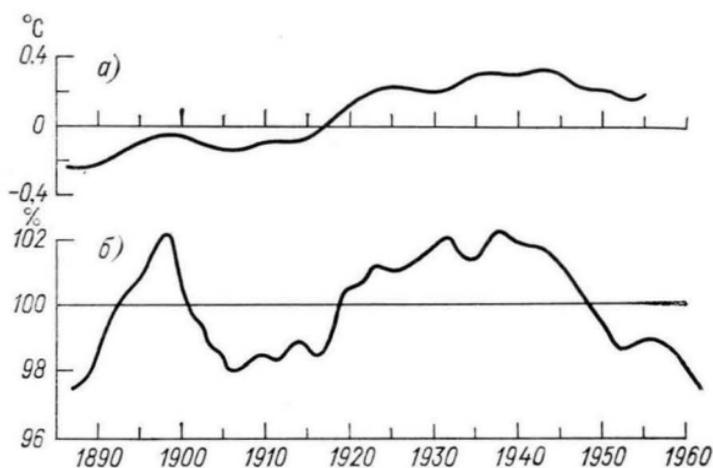


Рис. 4. Аномалии средней температуры (а) и прямой радиации, приходящей к земной поверхности при ясном небе (б).

нений колебаний солнечной радиации расчетов ослабления потока этой радиации в результате ее рассеяния и поглощения на частицах аэрозоля, находящихся в стратосфере. Результаты одного из первых сопоставлений векового хода аномалий средней температуры и аномалий средних для больших территорий значений прямой радиации, рассчитанных по материалам наблюдений на ряде метеорологических станций, представлены на рис. 4 (данные об аномалиях температуры и радиации сглажены по скользящим десятилетним периодам). При сравнении кривой б с кривой а между ними обнаруживается определенное сходство. На обеих кривых имеются два максимума, из которых один относится к концу XIX века, а второй (главный) — к тридцатым годам XX века. Вместе с тем между этими кривыми имеются

некоторые различия, в частности первый максимум более заметен в вековом ходе радиации по сравнению с вековым ходом температуры. Сходство кривых *a* и *b* позволило предположить, что изменения радиации, обусловленные нестабильностью прозрачности атмосферы, являются существенным фактором изменения климата. Для выяснения этого вопроса был выполнен расчет изменений температуры, обусловленных колебаниями прозрачности атмосферы для коротковолновой радиации, которые происходят при увеличении или уменьшении массы стратосферного аэрозоля.

В результате этого анализа было установлено, что рассчитанные аномалии средней для северного полушария температуры воздуха хорошо согласуются с результатами наблюдений за 1910—1960 гг. (Будыко, 1969). Это означало, что основные закономерности изменений климата за это время (включая потепление двадцатых—тридцатых годов) объяснялись колебаниями прозрачности атмосферы. Аналогичный вывод получили в дальнейшем Оливер (Oliver 1976), Саган и соавторы (Pollack, Toon, Sagan, 1975; Pollack et al., 1976), Кароль (1977), Кароль и Пивоварова (1978), Хансен и соавторы (Hansen et al., 1981) и другие.

В исследованиях современных изменений климата было также установлено, что за последние десятилетия наряду с воздействием колебаний прозрачности атмосферы все возрастающее влияние на среднюю температуру воздуха оказывало увеличение количества углекислого газа в атмосфере, о чем подробнее говорится в параграфе 2.1.

Возвращаясь к вопросу о физическом механизме влияния нестабильности количества стратосферного аэрозоля на климат, следует отметить, что уже в шестидесятых годах были известны химический состав и пути образования этого аэрозоля. Прямые наблюдения за составом стратосферного аэрозоля, начатые Юнге (Junge, 1963), показали, что этот аэрозоль в основном состоит из капелек концентрированного водного раствора серной кислоты. Большая часть стратосферных аэрозольных частиц сосредоточена в слое толщиной несколько километ-

ров, середина которого обычно находится на высоте 18—20 км. Этот аэрозоль образуется из газов, содержащих серные соединения, поступающих в атмосферу из глубоких слоев Земли, в том числе во время вулканических извержений.

Теоретические расчеты и материалы наблюдений показали, что, если источник стратосферного аэрозоля находится во внетропических широтах, аэрозоль сравнительно быстро распространяется в пределах соответствующего полушария, но более медленно проникает в другое полушарие. Если источник аэрозоля близок к экватору, аэрозоль быстро распространяется в обоих полушариях. Частицы стратосферного аэрозоля постепенно выпадают как под влиянием силы тяжести, так и в результате крупномасштабных движений воздуха, переносящих их в тропосферу, где они быстро вымываются осадками. Среднее время жизни частиц стратосферного аэрозоля (т. е. время, в течение которого их количество уменьшается в e раз) составляет 1—2 года.

Солнечная радиация, проходящая через слой стратосферного аэрозоля, ослабляется отчасти в результате ее поглощения на частицах аэрозоля и главным образом из-за ее рассеяния на этих частицах. Так как большая часть аэрозольных частиц имеет характерные размеры порядка десятых долей микрометра, индикатриса рассеяния на этих частицах сильно вытянута в направлении падающего луча. В связи с этим прямая радиация, проходящая через аэрозольный слой, ослабляется значительно сильнее по сравнению с суммарной солнечной радиацией. Уменьшение полного притока коротковолновой радиации, поступающей в тропосферу, оказывает заметное воздействие на климат.

Так как частицы указанных выше размеров на длинноволновую радиацию влияют заметно меньше, чем на коротковолновую, при увеличении массы аэрозоля радиационный баланс Земли уменьшается. Наиболее заметно масса стратосферного аэрозоля увеличивается после вулканических извержений взрывного характера, в ходе которых в атмосферу поступает значительное количество серосодержащих газов, из которых форми-

руются капельки серной кислоты, а также силикатных частиц, уменьшающих поток коротковолновой радиации, поступающей в тропосферу. Подробнее вопрос о влиянии вулканических извержений на климат рассматривается в параграфе 1.2.

1.2. Катастрофические изменения климата

Локальные и глобальные климатические катастрофы. В этой работе мы будем называть природными катастрофами быстро возникающие изменения окружающей среды, которые приводят к массовой гибели живых организмов. Из такого определения ясно, что упомянутый в параграфе 1.1 процесс уменьшения разнообразия организмов при снижении количества кислорода в конце палеозоя и начале мезозоя хотя и являлся глобальным экологическим кризисом, однако не может считаться экологической катастрофой, так как продолжался десятки миллионов лет.

По сравнению с глобальными климатическими катастрофами гораздо чаще встречаются локальные катастрофы, вызванные атмосферными факторами. Из-за их ограниченной продолжительности такие катастрофы во многих случаях связаны скорее с изменениями погоды, чем с колебаниями климата. Однако при отсутствии общепринятого определения масштаба времени, разделяющего синоптические процессы, формирующие погоду, и процессы формирования климата, отличить погодные катастрофы от климатических катастроф не всегда легко. Приведем несколько примеров часто встречающихся локальных экологических катастроф, обусловленных атмосферными факторами.

Наиболее известный пример такого рода — крупные засухи, которые могут охватывать территории, измеряемые тысячами километров. Во время таких засух погибает множество растений, входящих как в естественный растительный покров, так и составляющих сельскохозяйственные посевы. Значительная часть животных, обитающих на территории, охваченной крупной засухой, погибает или, если есть возможность, переселяется

в другие районы, что также приводит к гибели части вынужденных эмигрантов.

Наиболее крупные засухи в экономически слабо развитых странах (включая дореволюционную Россию) обуславливали массовую смертность населения сельскохозяйственных районов, пораженных засухой. Нередко в охваченных засухой районах возникали эпидемии, которые распространялись за их пределы. Широко известны недавние примеры катастрофических засух, возникавших в Африке в области Сахель, в Эфиопии, Судане и некоторых других странах.

Известны также тяжелые для живой природы последствия значительных колебаний термического режима, которые нередко распространяются на еще более обширные по сравнению с районами засух территории. Такие изменения погоды в меньшей степени сказываются на смертности людей (хотя эта смертность всегда возрастает при особенно крупных колебаниях термического режима), но неизбежно приводят к массовой гибели животных и растений, принадлежащих к видам, более чувствительным к термическим условиям окружающей среды.

Подобное явление нередко наблюдается в средних широтах на обширных территориях. Длительные и сильные похолодания приводят к значительному сокращению численности многих видов животных и даже к полному исчезновению некоторых видов. Особенно сильные похолодания вызывают сокращение ареалов наименее морозостойких растений.

Менее известно, что необычно жаркая погода также может приводить к массовой гибели животных. Так, например, в 1932 г. в Южной и Центральной Австралии, где в течение более двух месяцев температура воздуха была выше 38°C , погибло множество птиц (Lack, 1954).

Еще один пример сравнительно часто возникающей локальной климатической катастрофы связан с аномальным развитием атмосферных процессов при проникновении теплых тропических вод к югу вдоль западного побережья Южной Америки — так называемое явление Эль-Ниньо. В этом случае холодные воды Перуанского

течения, богатые питательными веществами и содержащие значительное количество растворенного в них кислорода, на большом пространстве перекрываются теплыми водами, что разрушает цепи питания, поддерживающие в этой области существование громадных популяций рыб. Исчезновение рыб приводит к массовой гибели птиц, питающихся рыбой, и создает угрозу голода для значительной части населения прибрежных районов, существование которого поддерживается промыслом рыбы. Не останавливаясь на других аспектах влияния явления Эль-Ниньо на атмосферные и экологические процессы, отметим, что это влияние в ряде случаев проявляется на больших расстояниях от области нахождения указанного выше течения (см. Федоров, 1984 и др.).

Общей чертой всех локальных климатических катастроф является то, что, хотя в ряде случаев эти катастрофы и приводят к очень тяжелым последствиям, они редко являются причиной полного вымирания тех или иных видов животных и растений. Это объясняется, во-первых, способностью большинства живых организмов быстро восстанавливать численность своих популяций даже после ее многократного сокращения и, во-вторых, возможностью сохранения этих организмов в районах с более благоприятными условиями окружающей среды. Исключением из этого правила могут быть организмы, которые до возникновения климатической катастрофы уже были малочисленными и занимали небольшое пространство, т. е. по существу находились на грани вымирания.

Переходя к глобальным климатическим катастрофам, отметим, что они соответствуют случаю вымирания многих видов организмов в результате быстрого изменения климата или на всем земном шаре, или на столь большой его части, которая охватывает ареалы ряда представителей животного и растительного царств. Следует особенно подчеркнуть значение фактора времени в возникновении глобальных климатических катастроф.

Даже сравнительно крупные изменения климата, которые развивались на протяжении многих тысяч лет и

тем более миллионов лет, не приводили, как показывают данные палеонтологии, к массовому вымиранию организмов. Наиболее яркие примеры таких изменений климата относятся к случаям развития обширных оледенений, в частности хорошо изученных оледенений плейстоцена.

В ледниковые эпохи этого времени резко изменялись климатические условия в тех областях средних и высоких широт, где возникали оледенения. Одновременно с этим изменялся климат на всех широтах, включая тропики, где наряду с некоторым похолоданием существенно менялись условия увлажнения.

Эти значительные изменения климата, оказывающие очень большое влияние на живую природу, не приводили к массовым вымираниям организмов. Причина этого была проста — при медленных изменениях климата не происходило разрушения экологических систем. Эти системы сохранялись в определенных географических зонах, которые перемещались по мере изменения климата. В средних широтах северного полушария такое перемещение происходило в основном с севера на юг.

При этом и в структуре географических зон, и в экологических системах развивались постепенные изменения, способствующие эволюции организмов, входящих в эти системы. Однако массового вымирания организмов в таких случаях не возникало.

Легко представить себе, что случилось бы с животными и растениями, если бы аналогичные изменения климата произошли не за тысячи лет, а за один-два года. Не подлежит сомнению, что в таком случае имела бы место грандиозная экологическая катастрофа, связанная с вымиранием множества видов животных и растений.

Наибольшее значение для выяснения вопроса о механизме глобальных экологических катастроф, вызванных увеличением массы аэрозоля в стратосфере, имеет оценка влияния внезапно возникающего понижения температуры окружающей среды на животных и растения.

Как отмечалось ранее (Будыко, 1971, 1984), воздействие резкого понижения температуры на жизнедеятель-

ность различных организмов бывает весьма разнообразным. Для каждого организма существуют предельные понижения температуры: а) непосредственно приводящие к его гибели; б) снижающие его активность до пределов, когда он погибает в ходе борьбы за существование; в) уменьшающие сопротивление организма к инфекционным заболеваниям, в результате чего он становится их неизбежной жертвой; г) нарушающие процесс размножения; д) уничтожающие растения или животных, от которых зависит существование организма (например, источников его питания).

Из этого перечня ясно, что фактические значения летальных (т. е. уничтожающих данный организм) понижений температуры могут быть гораздо меньше тех понижений, которые вызывают гибель организма в результате его замерзания. Так как определить эти фактические значения по данным об экологии современных животных и растений довольно трудно, большое значение для выяснения этого вопроса приобретают сведения о массовых вымираниях, происходивших в критические эпохи геологического прошлого.

Критическими эпохами обычно называют те относительно короткие интервалы времени, в течение которых происходили наиболее значительные изменения последовательных флор и фаун. Вопрос о критических эпохах обсуждается на протяжении многих лет, причем и в настоящее время существуют заметные различия взглядов на ряд аспектов этого вопроса. Более подробно проблема критических эпох рассматривается в параграфе 1.3. Здесь же мы остановимся на существенном для понимания этой проблемы вопросе о причинах климатических катастроф, которые происходили на протяжении истории Земли.

Вулканические извержения и климат. Как отмечалось выше, первым, кто обратил внимание на возможное влияние на климат газов и пыли от извержений вулканов, был Б. Франклин. Он высказал мнение, что именно крупное извержение вулкана Лаки в Исландии в 1783 г. в Европе вызвало «сухой туман», т. е. мглу, сопровождавшуюся холодным летом и низкими урожаями (см.

Humphreys, 1940). В дальнейшем С. И. Савинов (1913), Кимбалл (Kimball, 1918), Н. Н. Калитин (1920) и другие авторы установили, что после вулканического извержения взрывного характера происходит резкое умень-

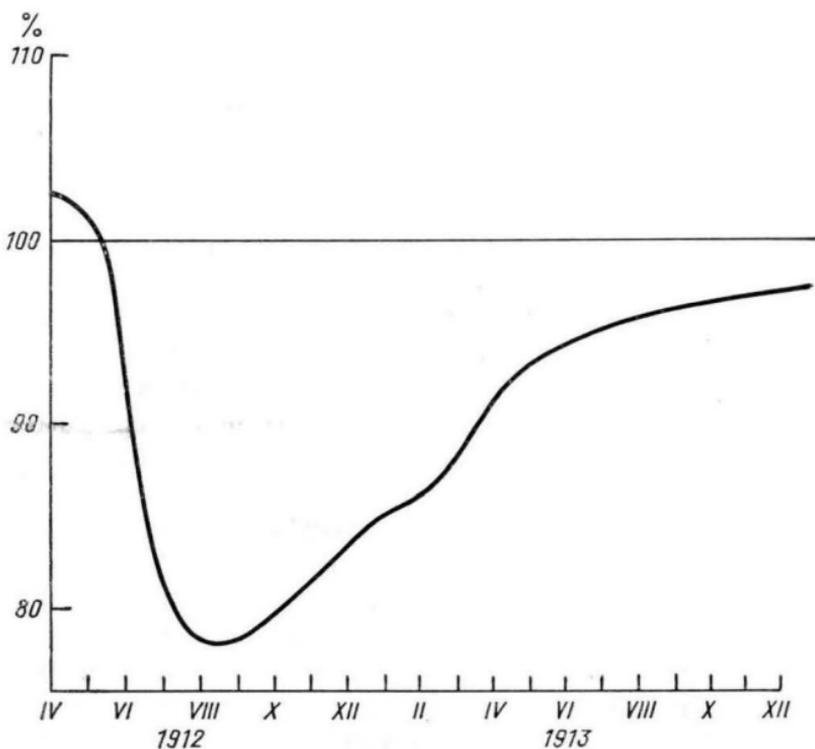


Рис. 5. Изменение прямой радиации (%) после извержения вулкана Катмай (Аляска), весна 1912 г.

шение солнечной радиации, достигающей земной поверхности. В таких случаях среднее для больших территорий значение прямой радиации в течение нескольких месяцев или лет может уменьшиться на 10—20 % (рис. 5). На рисунке приведены значения отношений средних месячных сумм при безоблачном небе к их нормам после извержения вулкана Катмай на Аляске весной 1912 г. Эта кривая, построенная по данным наблюдений на нескольких актинометрических станциях в Европе и Америке, показывает, что в отдельные месяцы атмосферный аэрозоль уменьшил прямую радиацию более чем на 20 %.

На рис. 6 представлены значения аномалий средней температуры воздуха, которые возникли бы после этого извержения при отсутствии термической инерции климатической системы (кривая 1). Фактические средние

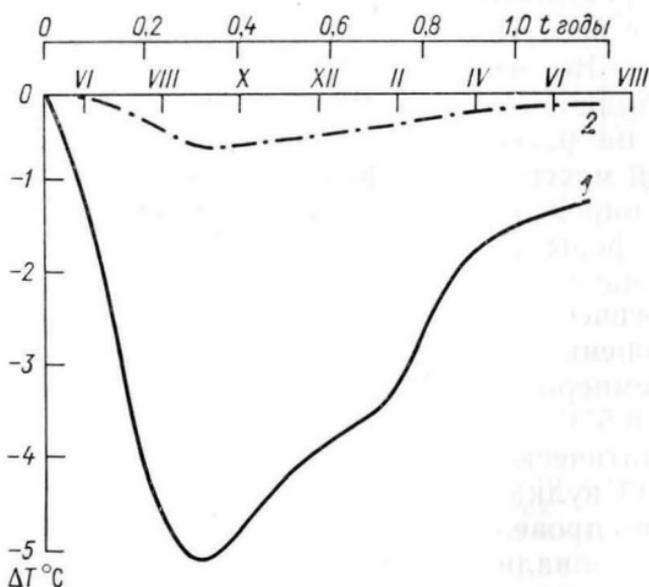


Рис. 6. Изменения температуры нижнего слоя атмосферы ΔT после вулканического извержения.

в течение года изменения температуры после извержения уменьшаются примерно в десять раз из-за значительной теплоемкости океанических вод. Аномалии температуры, рассчитанные при учете влияния термической инерции климатической системы, изображены на рисунке кривой 2. Как видно, в этом случае понижение температуры после извержения составляет только несколько десятых градуса, хотя продолжительность понижения температуры несколько возрастает по сравнению со случаем безынерционной климатической системы.

За время существования мировой сети метеорологических станций (которое, как можно условно считать, начинается с 1880 г.) было несколько крупных извержений взрывного типа, из которых одно произошло совсем недавно (в 1982 г. вулкан Эль-Чичон в Мексике).

Наиболее сильным из взрывных извержений, произошедших в это время, было извержение вулкана Кракатау (1883 г. в Индонезии). После этого извержения в атмосферу было выброшено примерно 20 км^3 пемзы и пепла, причем в результате взрыва возникли морские волны, пересекавшие весь Тихий океан и проникшие в Атлантический океан. Во всем мире после извержения наблюдались необычайно яркие закаты, которые объяснялись влиянием на рассеянную солнечную радиацию резкого увеличения массы стратосферного аэрозоля (Раст, 1982).

Точно определить понижение температуры нижнего слоя атмосферы после извержения Кракатау трудно, поскольку в начале 80-х годов прошлого века мировая сеть метеорологических наблюдений была еще очень редка и несовершенна. Можно предполагать, что понижение средней температуры в северном полушарии составляло примерно $0,5^\circ\text{C}$.

Систематическое исследование влияния отдельных извержений вулканов на температуру земной поверхности недавно провели Келли и Сир (Kelly and Sear, 1984). Они использовали данные для нескольких наиболее крупных за последние сто лет извержений и так называемым методом наложенных эпох вычислили изменения среднемесячной температуры северного полушария в течение года, следующего за каждым из этих извержений, а результаты осреднили. Данные этих вычислений, представленные на рис. 7, взятом из упомянутой работы Келли и Сира, характеризуют в основном температуру воздуха над сушей. Из рисунка видно, что наибольшие значимые отклонения, достигающие $0,3^\circ\text{C}$, отмечаются во второй после события месяц. Этот же рисунок показывает, что для возвращения температуры к норме необходимо по крайней мере несколько месяцев, что может служить оценкой времени реакции атмосферы на подобные воздействия.

Хорошо документированным является извержение вулкана Сент-Хеленс на северо-западе США 18 мая 1980 г. Вулкан выбросил большой шлейф пепла, который быстро распространился над восточной частью штата Вашингтон и над соседними штатами Айдахо и

Монтана. Масс и Робок (Mass and Robock, 1982) обработали данные метеорологической сети для территории, оказавшейся на пути быстро расширявшегося вулканического облака. Сравнив данные измерений температуры

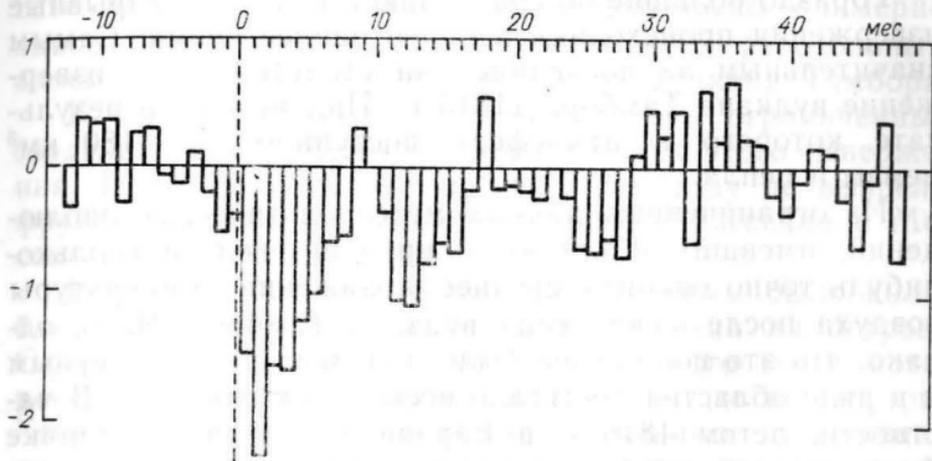


Рис. 7. Средние изменения температуры нижнего слоя атмосферы после вулканических извержений.

По оси ординат — аномалии температуры в единицах стандартного отклонения.

на этой территории и в близлежащих районах вне облака, эти авторы нашли, что дневная температура в местностях под облаком упала на 8°C , очевидно, вследствие резкого уменьшения уровня солнечной радиации у земной поверхности. Однако ночные температуры в местностях под облаком оказались повышенными на $4\text{--}6^{\circ}\text{C}$.

Оба эффекта могут быть объяснены свойствами пылевого облака, содержащего сильно рассеивающие солнечный свет частицы с максимумом в распределении частиц по размерам от 1 до 10 мкм. По оценкам Хоббса и др. (Hobbs et al., 1982), в облаке было около 2 Мт частиц диаметром больше 2 мкм, а частиц диаметром меньше 2 мкм в 200 раз меньше (по массе). Частицы таких размеров хорошо поглощают (и испускают) тепловое излучение, поэтому в ночь со сплошной облачностью, когда суточный ход температуры вблизи земной поверхности очень слаб, облако пепла не давало остыть нижним слоям атмосферы.

Наблюдения за этим явлением позволили также определить скорость изменения температуры земной поверхности при уменьшении интенсивности солнечного света у поверхности.

Гораздо большие по сравнению с Кракатау взрывные извержения происходили в более раннее время. Самым значительным за последние два столетия было извержение вулкана Тамбора (1815 г., Индонезия), в результате которого в атмосферу поступило 150—180 км³ пемзы и пепла.

Из ограниченных данных метеорологических наблюдений, имевшихся для этого времени, нельзя скольконибудь точно оценить среднее понижение температуры воздуха после извержения вулкана Тамбора. Ясно, однако, что это понижение было довольно неравномерным и в ряде областей достигало нескольких градусов. В частности, летом 1816 г. в Европе и Северной Америке была столь низкая температура, что этот год получил название «года без лета» (причина такого явления в то время была неизвестна). Извержение вулкана Тамбора заслуживает внимания как ближайшее к нам по времени извержение, вызвавшее изменение климата, которое при его сравнительной непродолжительности нанесло заметный ущерб живой природе. В частности, из-за резкого снижения урожаев в ряде районов, очень далеких от вулкана, погибли от голода многие тысячи людей (Stommel H. and Stommel E., 1979, 1983).

Для всего исторического периода (т. е. нескольких последних тысячелетий) данные о сильных извержениях взрывного типа можно получить путем химического анализа слоев льда крупных ледников, сформированных за длительные интервалы времени. В этих слоях сохраняются соединения серы, осажденные на поверхности льда из атмосферы после взрывных вулканических извержений (Hammer, Clausen and Dansgaard, 1980; и др.).

Использование таких данных позволило установить, что сильное извержение взрывного типа произошло в 536 г. Записи историков позднеантичного времени подтвердили образование в этом году в атмосфере мало-

прозрачной пелены, которая сохранялась более года. Яркость Солнца при наличии этой пелены снизилась до яркости Луны. Исследование имеющихся об этом извержении данных привело к выводу, что оно произошло в тропических широтах и что образовавшееся в результате извержения аэрозольное облако было примерно вдвое более плотным по сравнению с аэрозольным слоем, возникшим после извержения вулкана Тамбора.

К сожалению, имеются только очень ограниченные сведения об экологических последствиях этого извержения. В частности известно, что в том году не вызрели фрукты в странах Средиземноморского бассейна и Месопотамии (Stothers, 1984).

Возможно, что еще более значительным было колебание климата после извержения вулкана на острове Санторин в восточной части Средиземного моря, которое произошло приблизительно в 1500 г. до нашей эры. Хотя экологические последствия данного извержения оценить трудно, имеется предположение, что они были очень значительными и привели, в частности, к гибели процветавшей до указанного времени высокоразвитой крито-микенской цивилизации. Возможно, что память об этом извержении сохранилась в народных легендах о «тьме египетской», отраженных в Библии (Раст, 1982).

Не подлежит сомнению, что для гораздо более продолжительных интервалов времени, сравнимых с длительностью геологических эпох и периодов, в некоторых случаях воздействие извержений вулканов на климат и биосферу было намного сильнее по сравнению с воздействием извержений, происходивших на протяжении последних нескольких тысяч лет.

Давно известно, что возможные отклонения показателей интенсивности многих природных процессов от нормы возрастают при увеличении рассматриваемого интервала времени. Так, например, катастрофические землетрясения, мало вероятные для короткого интервала времени, вполне вероятны в течение достаточно продолжительного интервала.

С общей точки зрения представляется естественным предполагать проявление за длительную геологическую

историю Земли таких грандиозных аномалий в характеристиках природных процессов, которые не наблюдались за сравнительно короткое время существования человечества и тем более за совсем непродолжительное время изучения человеком окружающей его природы.

На основе этого представления была сформулирована концепция о возникновении в прошлом аэрозольных климатических катастроф (Будыко, 1969, 1971). Эта концепция основана на следующих соображениях.

Если влияние отдельных взрывных извержений на температуру Земли сравнительно невелико вследствие ограниченного количества аэрозоля, попадающего после каждого извержения в стратосферу, то очевидно, что температура Земли будет гораздо сильнее изменяться при совпадении в течение короткого времени многих извержений взрывного типа. Возможность таких совпадений для длительных периодов времени, являющаяся следствием общих статистических закономерностей, заметно возрастает при колебаниях среднего уровня вулканической активности. Аналогично этому наибольшее количество аэрозоля, поступающего в стратосферу во время одного вулканического извержения, будет увеличиваться при возрастании рассматриваемого интервала времени по тем же причинам, что и наибольшая частота извержений.

На основании анализа эмпирических данных о поступлении аэрозоля в стратосферу за последние столетия, собранных в сводке Лэма (Lamb, 1969), была найдена формула, связывающая максимальное количество аэрозоля, поступающего в атмосферу за интервал времени t в зависимости от общей длительности периода T , для которого проводится соответствующий анализ. Из этой формулы следовало, что максимальное поступление аэрозоля при $T \gg t$ пропорционально логарифму отношения T/t .

С помощью указанной формулы был получен вывод, что для достаточно длительных периодов времени, измеряемых многими тысячами и миллионами лет, количество аэрозоля, поступающего в атмосферу за одно десятилетие, могло в 10—20 раз превосходить количество

аэрозоля, которое находилось в стратосфере после извержения Кракатау.

Значение этого вывода можно пояснить с помощью рис. 6. Как видно из этого рисунка, при сравнительно небольшом извержении взрывного характера средняя температура воздуха могла бы понизиться почти на 5°C при малой термической инерции климатической системы. Так как термическая инерция для нашей планеты в значительной мере определяется теплооборотом в верхних слоях океанов, ясно, что при отсутствии океанов понижение температуры после взрывных извержений характеризовалось бы не десятими долями градуса, а значениями порядка 5°C . Такие похолодания, безусловно, имели бы катастрофические последствия для живой природы.

Простые расчеты показывают, что при сохранении аэрозольного слоя в стратосфере на протяжении десяти лет влияние термической инерции на понижение температуры значительно уменьшается, а для более длительных понижений прозрачности атмосферы становится незначительным. Таким образом, серия из десяти взрывных извержений, более или менее равномерно распределенных в течение десятилетнего интервала времени, может вызвать глобальную климатическую катастрофу. Аналогичная катастрофа возникает при отдельном взрывном извержении, после которого в стратосфере распространяется аэрозольный слой, на порядок величины более плотный по сравнению с аэрозольными слоями, появившимися при извержениях вулкана Катмай или Кракатау.

Можно оценить общую массу частиц, составляющих такой аэрозольный слой. Уже в начале 70-х годов по данным нескольких эмпирических и теоретических исследований было найдено среднее значение параметра M , равного массе оптически активных частиц в вертикальном столбе атмосферного воздуха, ослабляющих поток суммарной радиации на 1%. Оказалось, что M примерно равно 10^{-6} г/см² (Будыко, 1974). Принимая во внимание, что уменьшение радиации, поступающей в тропосферу, на 1% понижает среднюю температуру

у земной поверхности при стационарном состоянии климатической системы на $1,5^{\circ}\text{C}$, и учитывая, что влияние термической инерции уменьшает эту величину примерно в десять раз, найдем, что при массе оптически активных частиц аэрозоля, приблизительно равной 100 млн. т, средняя температура нижнего слоя атмосферы понизится на 3°C . Общая масса частиц аэрозоля в этом случае будет несколько больше указанного значения.

Отметим, что масса частиц стратосферного аэрозоля, определенная по данным прямых наблюдений после недавнего взрывного извержения вулкана Эль-Чичон, составляла несколько миллионов тонн (Rampino and Self, 1982). Из приведенной выше оценки ясно, что при этом количестве аэрозоля могло произойти понижение средней температуры воздуха примерно на одну десятую градуса.

В недавно выполненной работе П. Я. Гройсмана было действительно обнаружено небольшое понижение температуры после извержения вулкана Эль-Чичон. Однако оказалось, что точное значение этого понижения оценить довольно трудно, поскольку в течение нескольких лет, предшествовавших извержению, средняя температура за отдельные годы колебалась в широких пределах. Вероятно, что этот вопрос будет легче решить через несколько лет после извержения при использовании данных о температуре как до, так и после извержения.

Представленные выше заключения о физической природе аэрозольных климатических катастроф, возникающих после взрывных вулканических извержений, были изложены в работах, опубликованных в конце 60-х и начале 70-х годов. Из более поздних исследований этой проблемы упомянем расчет, выполненный одним из авторов этой книги совместно с Гройсманом. В этом расчете для оценки вероятности реализации в геологическом прошлом аэрозольных катастроф, вызываемых извержениями вулканов, были применены методы математической статистики, а также учтены данные геохимических исследований о колебаниях уровня вулканической активности в различные эпохи фанерозоя. Выполненный анализ подтвердил приведенное выше заключение о воз-

возможности возникновения за достаточно длительные интервалы времени стратосферных аэрозольных слоев с массой, которая обеспечивала понижение средней глобальной температуры нижнего слоя атмосферы на 5—10 °С и более. Так как при этом температура воздуха на континентах понижалась на гораздо большую величину, чем для планеты в целом, такие похолодания могли приводить к вымиранию многочисленных видов животных и растений.

Приведенные выше схематические оценки влияния плотности аэрозольного слоя на изменение температуры воздуха основаны на предположении, что изменения температуры прямо пропорциональны уменьшению или увеличению начальной плотности аэрозольного слоя.

Такое предположение, безусловно, является приближенным, так как плотность аэрозольного слоя изменяется во времени, причем скорость убывания плотности, определяющая время жизни аэрозольных частиц, возрастает вследствие усиления процессов коагуляции и седиментации при увеличении начального значения плотности. Наряду с этим при высокой плотности аэрозольного слоя необходимо учитывать нелинейную зависимость ослабления потока коротковолновой радиации от плотности слоя. Можно, однако, показать, что учет этой нелинейности не имеет существенного значения для порядковых оценок при незначительном повышении плотности аэрозольного слоя.

Этот вопрос рассмотрен в исследованиях закономерностей формирования аэрозольного слоя в стратосфере под воздействием естественных и антропогенных факторов, выполненных М. Л. Асатуровым (1977, 1979, 1981, 1984, 1985). В двух первых из этих работ была предложена модель расчета эволюции поступивших в стратосферу аэрозольных частиц, не содержащих серу (например, частиц пыли и дыма), для однородного аэрозольного слоя. В этой модели учтены закономерности коагуляции, седиментации и вертикального турбулентного переноса аэрозольных частиц.

В дальнейшем наряду с указанными процессами в модели были учтены закономерности поступления

в стратосферу серосодержащих газов и их окисления до паров серной кислоты, а также поглощение этих паров стратосферным сернокислотным аэрозолем. Рассмотрение этих процессов важно при моделировании фонового и вулканогенного стратосферного аэрозоля, содержащего серу.

При этом в отличие от модели Турко, Туна и др. (Turco et al., 1979) в модели, разработанной М. Л. Асатуровым, были учтены нуклеация паров серной кислоты и тропосферный сток образующихся ядер конденсации. При учете этих процессов прогнозируемое увеличение оптической плотности фонового стратосферного аэрозольного слоя при возрастании выбросов серосодержащих газов в тропосферу более чем вдвое превышает аналогичную величину, рассчитанную без учета указанных процессов.

Вопрос о связи начальной плотности аэрозольного слоя с его влиянием на радиационный режим рассмотрен в работе Асатурова (1984), в которой теоретическая модель эволюции слоя стратосферного аэрозоля применена для расчета изменения его плотности во времени. В этой работе выяснено влияние на эволюцию стратосферного аэрозольного слоя изменений его начальной плотности в очень широком диапазоне, вплоть до значений, в десять тысяч раз превышающих величины, характерные для современных взрывных извержений. Ограничиваясь только существенными для нашей темы максимальными значениями начальной плотности, превышающими указанные значения в сто раз, отметим, что при стократном увеличении начальной плотности характерное время жизни частиц аэрозоля уменьшается за счет коагуляции примерно в два раза по сравнению со значением, характерным для современных взрывных извержений. При увеличении начальной плотности слоя в десять раз суммарное за время существования слоя ослабление потока радиационной энергии возрастает не в десять, а приблизительно в пять раз. Такие отклонения связи аномалий радиационного притока тепла с изменениями плотности аэрозольного слоя от прямой пропорциональности не имеют большого значения для порядковых оценок, полу-

ченных в первых работах по проблеме аэрозольных катастроф. Они должны, однако, учитываться в более детальных исследованиях данной проблемы.

Как отмечается в этой работе, ввиду нелинейности зависимости термического режима Земли от массы выброса для формирования климата существенна временная, а также пространственная структура выбросов в стратосферу. Например, серия приблизительно одинаковых по мощности выбросов может привести к заметно большему понижению средней приземной температуры воздуха, чем один более мощный выброс в стратосферу, масса которого равна сумме аналогичных масс в рассматриваемой серии. При совпадении во времени ряда выбросов в стратосферу понижение средней приземной температуры будет тем больше, чем равномернее они распределены по земному шару. Оба эти эффекта тем сильнее, чем больше общая масса выбросов в стратосферу.

В докладе Национального исследовательского совета США (The Effects. . ., 1985) обсуждается возможная климатическая роль наиболее крупных взрывных извержений. По мнению авторов доклада, очень крупные извержения с объемом выброса аэрозольных частиц на порядок больше выброса при извержении вулкана Тамбора могут дать массу аэрозоля порядка 10^9 т. Согласно приведенной там грубой оценке, такое количество пыли и сульфатов в стратосфере обусловит среднее для Земли в целом падение температуры на 10°C в течение нескольких месяцев. Отметим, что этот расчет довольно плохо обоснован. В частности, полученная в нем абсолютная величина понижения температуры после извержения, вероятно, занижена.

Как указано ниже, при аэрозольной катастрофе среднее понижение температуры на континентах должно быть в несколько раз больше среднего глобального понижения. Совершенно очевидно, что внезапное похолодание на десятки градусов приведет к гибели множества обитающих на суше животных и растений. Наряду с понижением интенсивности фотосинтеза даже сравнительно небольшое (порядка нескольких градусов) понижение

температуры океанических вод может уничтожить стенотермные формы морских организмов.

Падения небесных тел и климат. Гипотеза о возможности возникновения аэрозольных климатических катастроф в результате столкновения небесных тел с Землей была высказана в конце 70-х годов. Приведем краткое изложение этой гипотезы, включенное в монографию одного из авторов данной работы (Будыко, 1980). В этой монографии указано, что одним из результатов падения больших метеоритов должно быть значительное увеличение оптической плотности аэрозольного слоя в атмосфере. Сохранившиеся следы метеорных кратеров на земной поверхности позволяют предполагать, что за длительную историю Земли с ней сталкивались метеориты, размеры которых достигали нескольких сотен метров и даже больше. Если в результате взрыва при падении метеорита на поверхность Земли в стратосферу попадало количество аэрозольных частиц, равное только малой части его массы, этого было достаточно для резкого уменьшения солнечной радиации, достигающей земной поверхности.

На основании очень схематичного расчета в упомянутой работе был сделан вывод о том, что после падения достаточно большого метеорита произойдет понижение температуры примерно на 5—10 °С, которое будет продолжаться многие месяцы и окажет катастрофическое воздействие на разнообразные живые организмы.

Вопрос о влиянии столкновения небесных тел с Землей на биосферу привлек большое внимание после появления работ Альвареца и соавторов (Alvarez et al., 1980, 1982), о которых подробнее говорится в параграфе 1.3.

Детальный расчет воздействия падения большого астероида на климат был выполнен в работах Туна и соавторов (Toon et al., 1982; Pollack et al., 1983). В этих работах было сделано заключение, что вследствие коагуляции и седиментации частиц аэрозоля, возникающих в результате взрыва астероида, высокая концентрация этих частиц сохраняется только в течение нескольких месяцев после падения астероида. В указанное время

приход солнечной радиации снижается до уровня, недостаточного для поддержания фотосинтеза. В этом расчете найдено, что ослабление притока солнечной радиации приведет к понижению средней температуры нижнего слоя атмосферы над океанами на 2—3 °С в течение более двух лет и более, над континентами — на несколько десятков градусов в течение полугода. Из основного варианта расчетов, выполненных в этих работах, можно найти, что в течение первых десяти месяцев после падения астероида средняя глобальная температура снижается в среднем на 9 °С, в течение первых двадцати месяцев — в среднем на 6 °С. Эти результаты довольно близки к значениям, полученным в упомянутом выше расчете (Будыко, 1980).

Из анализа данных о годовом ходе температуры можно сделать вывод, что в работе Туна и соавторов преувеличена разность обусловленных ослаблением радиации понижений температуры над континентами и океанами. Вероятно, авторы не учли влияния усиления теплообмена в атмосфере между континентами и океанами на термический режим после падения астероида, что должно было заметно уменьшить разность между понижением температуры на континентах по сравнению с ее понижением над океанами.

Шумейкер (Shoemaker, 1983) оценил, что для тел радиусом r в километровом диапазоне размеров частота столкновений пропорциональна r^{-2} ; при $2r = 10$ км эта частота соответствует примерно одному столкновению в 100 млн. лет. При характерной скорости столкновения в 20 км/с такое тело, ударяясь о Землю, высвобождает энергию порядка $4 \cdot 10^{23}$ Дж (или 10^8 Мт в тринитротолуоловом (ТНТ) эквиваленте). Толщина прослойки отложений на границе мелового и третичного периодов в среднем составляет около 2 см (там, где она различима). При такой толщине слоя осадков можно считать полную массу глобальных осадков равной $2 \cdot 10^{13}$ т. Интересно, что недавнее исследование, включающее электронномикроскопический анализ частиц глины этого слоя, показало, что они оплавлены или имеют вид частиц, побывавших под высоким давлением.

Это еще одно свидетельство ударного происхождения слоя (Kastner et al., 1984).

Имеются предположения об ударных кратерах, которые по возрасту подходят к этому событию. В одной работе (Масайтис и Мащак, 1982) было обращено внимание на Карский кратер, расположенный вблизи реки Кара, берущей начало на Северном Урале и впадающей в Байдарацкую губу Карского моря. Согласно последним определениям (В. И. Фельдман, частное сообщение, 1984), его возраст датируется в 63 ± 3 млн. лет. Карский кратер, или карская депрессия, по терминологии В. Л. Масайтиса, впервые описавшего его как ударный кратер, на самом деле состоит из двух кратеров: основного — Карского — диаметром 60 км и второго — Усть-Карского — диаметром 25 км, частично уходящего на дно Байдарацкой губы. Тем же возрастом датируется и Каменский кратер, расположенный около Ростова-на-Дону (диаметр 11,5 км). Все они находятся на одной дуге большого круга и могли образоваться в результате одновременного падения двух или трех тел, которые в космосе были единой системой, связанной слабым полем тяготения и двигавшейся по одной траектории, но распавшейся в сильном поле тяготения Земли по мере приближения к ней. Такая система при столкновении с Землей вполне могла поднять в воздух количество пыли, достаточное по порядку величины для того, чтобы вызвать описанную катастрофу, поскольку одновременное столкновение с Землей двух (или трех) астероидов высвобождает больше энергии и образует больше пыли, чем один астероид с массой, равной сумме их масс.

Мы не знаем начального распределения по размерам частиц, образующихся при ударных столкновениях. Однако если принять аналогию с взрывом ядерной бомбы, когда на 1 Мт взрывной мощности возникает примерно 0,3 Мт пыли по массе, то мы получим $3 \cdot 10^{13}$ т пыли. Это прекрасно согласуется с оценкой в $2 \cdot 10^{13}$ т, найденной из упомянутой выше глобальной толщины осажденного слоя, равной 2 см. То, что высвобождаемая энергия по крайней мере на четыре порядка больше энергии взрывов ядерных бомб при самых «тяжелых» сценариях, го-

ворит о возможности климатических катастроф при таких соударениях. Очевидно, что при столкновении с телом диаметром 5 км количество пыли будет на порядок меньше, однако и такого столкновения может быть вполне достаточно для глобального запыления атмосферы.

Образующемуся при этом слою осадков в 0,2 см будет труднее сохраниться в геологической летописи Земли, однако целенаправленные поиски геологических и биологических свидетельств таких соударений стоило бы предпринять. Тун с соавторами рассчитал, что в результате выброса 10^{11} т пыли (количество, которое можно ожидать от столкновения с телом диаметром 2 км) поток солнечной радиации станет ниже уровня, необходимого для поддержания фотосинтеза. Это обусловит почти такое же резкое падение температуры поверхности, как и в случае выброса 10^{13} т пыли. Это связано с резко нелинейной зависимостью падения температуры от уровня освещенности, о чем говорится в параграфе 2.2 (Toon et al., 1982; Pollack et al., 1983).

Зависимость прихода радиации от количества пыли в атмосфере показана на рис. 8, взятом из упомянутой работы Туна и др. (см. также статью Pollack et al., 1983). На этом рисунке по вертикальной оси отложена доля солнечного света, достигающего поверхности, а по горизонтальной оси — оптическая плотность τ . Для пыли (со средним радиусом 0,25 мкм, логарифмически нормальном распределении частиц по размерам с параметром дисперсии 2, комплексном показателе преломления $m = 1,5 - 0,001i$) коэффициент ослабления (экстинкции) света при характерной длине волны солнечного спектра 0,5 мкм будет равен $2,8 \text{ м}^2/\text{г}$. Если бы вся пыль слоя толщиной 2 см и плотностью $2 \text{ г}/\text{см}^3$ была субмикронной, то оптическая плотность τ оценивалась бы как $\tau \approx 10^5$. Рисунок 8 показывает, что значения τ даже порядка 100 для пыли уменьшают уровень освещенности на семь порядков, т. е. приближают его к пределу чувствительности человеческого глаза.

Приведенные в этом параграфе материалы указывают что в геологическом прошлом происходили круп-

ные кратковременные изменения климата, которые могли оказывать существенное влияние на живую природу.

В настоящее время известен только один физический механизм таких изменений — значительное увеличение

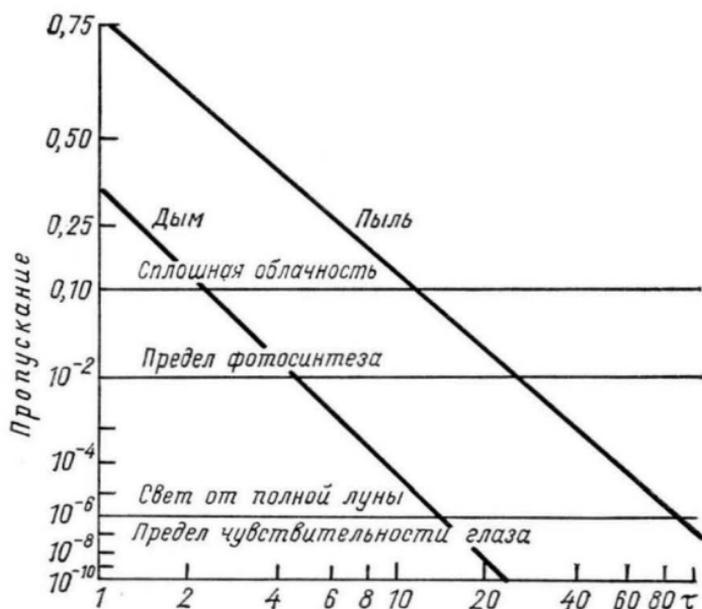


Рис. 8. Зависимости пропускания солнечного света слоями пыли и дыма от их оптической плотности τ .

массы атмосферного аэрозоля, которое приводило к понижению прозрачности атмосферы и могло быть причиной аэрозольных климатических катастроф.

Возможность возникновения таких катастроф следует из того, что понижение средней температуры воздуха после крупных взрывных извержений последних столетий (Кракатау, Тамбора) было только на порядок величины меньше понижения температуры, которое привело бы к грандиозной экологической катастрофе. Учитывая, что вулканическая активность существенно изменяется во времени, и принимая во внимание отмеченную выше возможность с точки зрения статистических закономерностей совпадения в отдельные короткие интервалы времени серии извержений, ясно, что на протяжении истории Земли неоднократно происходило повышение плот-

ности аэрозольного вулканогенного слоя по крайней мере на один порядок (а возможно, и на большую величину).

Также несомненно, что заметное повышение плотности аэрозольного слоя возникало после падения на поверхность Земли крупных небесных тел, хотя обусловленные такими событиями понижения прозрачности атмосферы оценить труднее. Дополнительные сведения об этом втором пути формирования аэрозольных катастроф приводятся в параграфе 1.3.

Для понимания физического механизма аэрозольных климатических катастроф имеют значения сведения о пыльных бурях, которые возникают на нашей планете и в гораздо больших масштабах на Марсе.

Пыльные бури. Пыльные бури могут существенно изменять локальные метеорологические условия на Земле. Частицы пыли образуют облака высотой 2 км и выше. Эта пыль может эффективно ослаблять солнечное излучение; в основном путем рассеивания, а также частично путем поглощения. В результате атмосфера разогревается, что уменьшает падение температуры с высотой. Это повышает устойчивость потока. Существует и другая, чисто гидродинамическая причина повышения устойчивости потока и ослабления в нем турбулентности, теория которой для этих условий развита Г. И. Баренблаттом и Г. С. Голицыным (Barenblatt and Golitsyn, 1974). В этой работе предложена модель турбулентного пограничного слоя для потока, содержащего тяжелую примесь при различных условиях температурной стратификации. В таком потоке пыль во взвешенном состоянии может поддерживаться только за счет турбулентных пульсаций скорости, т. е. часть кинетической энергии турбулентности должна затрачиваться на поддержание взвеси. В результате при прочих равных условиях интенсивность турбулентности в потоке с пылью ниже, чем в незагрязненном потоке. Поэтому в потоке с пылью турбулентное перемешивание подавляется и тем больше, чем больше концентрация примеси. Это может приводить к ослаблению конвекции, усилению роста скорости ветра с высотой уже в первых метрах над подстилающей поверх-

ностью. Последнее обстоятельство, наблюдавшееся и в природных условиях (см. упомянутую выше работу Баренблатта и Голицына), при неровной поверхности может способствовать подъему новых количеств пыли.

К тем же результатам приводит и нагревание пылевых облаков солнечной радиацией. В нагретых областях атмосферы давление понижается по сравнению с окружающей чистой атмосферой. Возникающие благодаря этому ветры могут поднимать вверх новые количества пыли (Голицын, 1973). Два указанных механизма: усиление ветра в потоке с тяжелой взвесью в результате ослабления турбулентности и возникновение систем ветра в результате неоднородного нагревания атмосферы пылью, поглощающей солнечный свет,—являются так называемыми положительными обратными связями, способствующими саморазвитию во времени и в пространстве пыльных бурь. Их рост обычно прекращается тогда, когда размеры пылевого облака становятся больше участков поверхности, с которых может подниматься пыль, или система ветров сносит это облако с подобных участков.

Наибольшие пылевые облака на Земле наблюдаются над Сахарой. Восточные и северо-восточные пассаты проносят эти облака над странами Западной Африки и выносят их в Атлантику, где они прослеживаются вплоть до Флориды и даже Мексики. Еще в средние века часть Атлантики у западного побережья Африки в районе островов Зеленого мыса получила название «Море мрака». Обработка данных спутниковых наблюдений (Carlson, 1979) показала, что обусловленная облаками пыли оптическая плотность τ , равная единице или более, может быть обнаружена на площади до 1 млн. км² и такое облако содержит до 8 Мт пыли.

В Западной Африке в течение сухого сезона (январь—май) преобладают северо-восточные ветры, которые часто приносят пыль. Такой ветер называют харматан. В работе Бринкмана и МакГрегора (Brinkman, McGregor, 1983) сообщается, что при таких ветрах в Нигерии оптическая плотность достигала двух с уменьшением суммарной (прямой плюс рассеянной) солнечной

радиации до 30 %. При этом дневная температура падала на 5—6 °С.

Гораздо больших масштабов пыльные бури достигают на Марсе, где они зачастую принимают глобальные размеры, покрывая планету толстой пеленой. Так, осенью 1971 г. при подлете к Марсу американской автоматической станции «Маринер-9» и советских станций «Марс-2 и -3» их телевизионные установки зарегистрировали, что вся планета затянута мутной пеленой, над которой поднимаются лишь четыре конусообразные вершины. Позднее была определена высота этих гор, равная 15 км и более (Мороз, 1978). На Марсе нет океанов, и пыль, по-видимому, существует на большей части поверхности планеты. Глобальные пыльные бури наблюдаются почти каждый марсианский год. Они всегда начинаются, когда Марс находится вблизи своего перигелия. Эллиптическая орбита Марса вытянута так сильно, что, приближаясь к перигелию, планета получает от Солнца примерно в полтора раза больше энергии, чем когда она находится в афелии. В это время в южном полушарии Марса конец весны — начало лета. Пыльные бури обычно начинаются в некоторых специфических местах, а именно в южных субтропических и средних широтах. В течение нескольких дней пыль покрывает всю эту область широт и еще примерно за неделю распространяется до полюсов.

Данные косвенного зондирования планеты (Мороз, 1978) показывают, что марсианская пыль поглощает солнечный свет несколько сильнее, чем земная силикатная пыль. В максимальной фазе развития бури τ достигает пяти. Пыль заполняет слой атмосферы толщиной 10 км, но может проследиваться и гораздо выше этого слоя. При этом, как показывают прямые измерения на поверхности планеты, атмосфера Марса нагревается на несколько десятков градусов (Мороз, 1978), а поверхность остывает на 10—15 °С (Ryan and Henry, 1979). Эти же измерения показали, что в чистой атмосфере Марса наблюдается очень регулярная система циклонов. Однако с приходом пылевого облака всякая циклоническая активность прекращается до тех пор, пока сохраняется

облако пыли, т. е. на месяц и более (Sharman and Ryan, 1980). Это указывает, что в атмосфере, замутненной поглощающим аэрозолем, меняется и весь характер общей циркуляции. На закономерностях формирования термического и динамического режима атмосфер планет и их взаимосвязи мы остановимся в параграфе 2.2, где специфика атмосферы Марса по сравнению с земной атмосферой будет обсуждаться более подробно.

В дополнение приведем некоторые сведения о сходном по эффектам с пыльными бурями явлении арктической дымки. Недавние исследования показали, что в арктической атмосфере, особенно весной, содержится большое количество аэрозоля (Patterson et al., 1982; Rosen and Novakov, 1983). Это тонкодисперсный аэрозоль с модальным радиусом в распределении по размерам около 0,4 мкм, богатый сажевым компонентом, который встречается в слоях высотой до 5 км. Оптическая плотность арктической дымки доходит до 0,3. Оценки показывают, что такой слой может заметно влиять на альбедо, т. е. на коэффициент отражения солнечной радиации. Однако это влияние определяется еще и зенитным углом Солнца, т. е. геометрией освещения слоя, и альбедо подстилающей поверхности: над открытым океаном с низким альбедо полное локальное альбедо может увеличиваться на несколько процентов, а над льдом с высоким отражением полное альбедо может понизиться на 10 %. Все это может приводить к локальным изменениям температуры в пределах нескольких градусов.

Арктическая дымка интересна еще и тем, что благодаря специфике арктических метеорологических условий она существует в течение нескольких месяцев. Образующийся в конце зимы—весной полярный фронт ведет к формированию в высоких широтах устойчивой воздушной массы, где очень мало осадков. Поэтому процессы вымывания аэрозоля резко ослаблены, и можно проследить эволюцию аэрозоля и его оптических свойств на протяжении ряда месяцев.

Дым от лесных пожаров. Последний пример природного явления, приводящего к заполнению атмосферы аэрозолем,— крупные лесные пожары. На территории

СССР большие лесные пожары случались нередко. Никоновская летопись описывает пожары, возникавшие в засушливое лето 1371 г., когда над обширными территориями стояла дымная мгла. Солнце было тусклым и на нем «аки гвозди» были видны пятна, звери бежали из лесов, и осенью хлеб почти не вызрел, дав «тощее зерно». Огромные лесные пожары были летом 1915 г. в Западной Сибири. Многим памятно засушливое лето 1972 г., когда на Европейской территории СССР в лесах и торфяных болотах возникали пожары и дымная мгла висела в течение нескольких недель.

Дым от крупных лесных пожаров обычно поднимается на высоту 2—3 км. В августе 1972 г. мгла поднималась в среднем до 5 км. Спутниковые изображения позволяют проследить эволюцию и траектории дымовых облаков. А. А. Григорьев и В. Б. Липатов (1978) описывают, как в августе 1972 г. облако дыма, образовавшееся в средней части Европейской территории СССР, обогнуло Уральский хребет и в виде струи шириной в несколько сотен километров достигло озера Балхаш.

Что касается высоты подъема дыма, то она, конечно, определяется метеорологическими условиями, в первую очередь вертикальными градиентами температуры и ветра. Чем они больше, тем ниже подъем дыма и быстрее его рассеивание. Большие пожары происходят почти всегда в сухую антициклоническую погоду. При этом в центре антициклона, как правило, развиваются крупномасштабные нисходящие движения, которые также не способствуют подъему дыма вверх. Однако наблюдаются случаи подъема дыма до гораздо больших высот. Так, в сентябре 1954 г. при больших лесных пожарах в Бурятии много дыма наблюдалось на высоте около 8 км (Коровченко, 1958). Известны случаи, когда частицы дыма улавливались и в стратосфере (Cadle, 1972).

Наиболее полно в литературе описана судьба облака дыма от лесных пожаров, возникших в западной части Канады в последнюю декаду сентября 1950 г. (Wexler, 1950; Smith, 1950; Watson, 1952). Пожары охватили площадь около 40 тыс. км² в северо-западной

части провинции Альберта и в северо-восточной части провинции Британская Колумбия. Через два дня после начала наиболее интенсивной фазы пожаров почти над всей Канадой образовалось облако дыма и покрыло

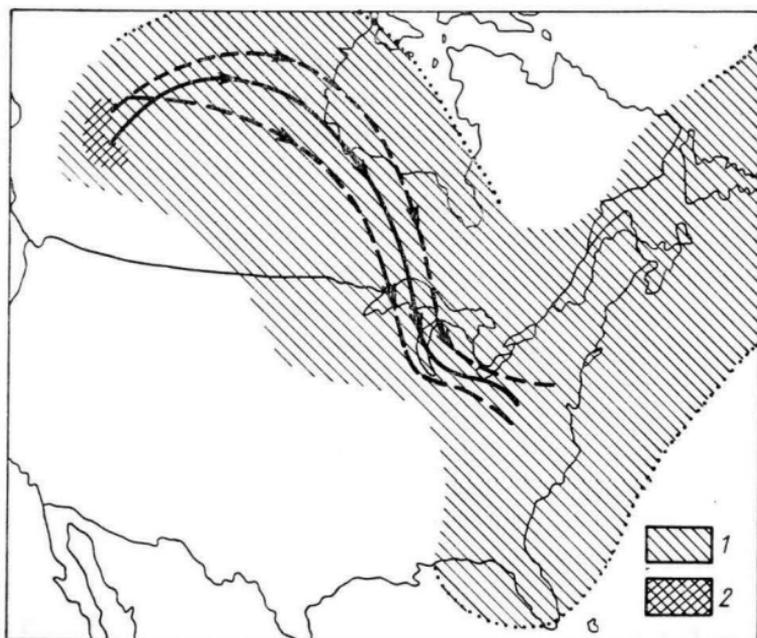


Рис. 9. Распространение дымового облака (1) от очага пожаров в Западной Канаде (2) в конце сентября 1950 г. (Smith, 1950).

все восточные штаты США к востоку от Миссисипи и ряд других (см. рис. 9). Во многих городах в полдень уровень освещенности упал так, что пришлось включить уличное освещение. Через пять дней облако достигло Западной Европы и было видно всюду от Испании до Скандинавии. В Англии, где облако вызвало серию необычных оптических явлений (синие солнце и луна), были организованы специальные полеты высотных самолетов, которые обнаружили частицы дыма на высоте 10—12 км (Bull, 1951).

Подробные наблюдения были проведены вблизи столицы США, г. Вашингтона (Smith, 1950). Было обнаружено, что слой дыма находится на высоте 2,5—5 км и

ограничен снизу и сверху инверсиями, в то время как внутри самого слоя градиент температуры адиабатический, что свидетельствует о хорошем перемешивании слоя. Суммарная солнечная радиация упала примерно вдвое (Wexler, 1950). По оценке Векслера, все это сопровождалось падением температуры на 4°C в течение четырех дней (по сравнению с прогнозом для незамутненной атмосферы). Согласно упомянутой статье Смита (Smith, 1950), максимальное понижение температуры составило 6°C , однако повышения температуры ночью, как это было в штате Дакота 30 лет спустя при извержении вулкана Сент-Хеленс (см. выше), не наблюдалось. Объяснение этого различия кроется в том, что частицы дыма, гораздо более мелкие, чем вулканический пепел, почти не поглощают тепловое излучение земной поверхности и нижних слоев атмосферы, но эффективно перекрывают доступ к ним солнечной радиации путем усиления ее рассеяния в космос и частично путем ее поглощения.

Исследования крупных лесных пожаров и дыма от них показывают, как высоко и как далеко может распространяться этот дым и какое влияние он оказывает на погоду. Материалы таких исследований позволяют изучить основные физические свойства дыма, законы, управляющие его поведением в атмосфере, и его роль в изменении метеорологических условий. Вместе с тем анализ эффектов различных природных и антропогенных аэрозолей позволяет выявить роль тех или иных свойств аэрозолей и их влияние на разнообразные атмосферные процессы, погоду и климат.

Исследование влияния изменений массы атмосферных аэрозолей на радиационный и термический режимы атмосферы имеет большое значение для выяснения физического механизма аэрозольных климатических катастроф геологического прошлого, о которых говорилось в предыдущих разделах этого параграфа.

1.3. Критические эпохи геологической истории

Массовые вымирания организмов. Предположение о том, что в прошлом время от времени происходили глобальные катастрофы, которые оказывали сильное влияние на живую природу и приводили к вымиранию многочисленных организмов, было высказано в начале XIX века основоположником палеонтологии и сравнительной анатомии Кювье. Гипотеза Кювье была, вероятно, основана на выводах Лапласа, который в конце XVIII века предположил, что причиной подобных катастроф было падение на Землю комет, вызывавших разрушительные землетрясения и затопление огромных пространств суши приливной волной.

Учение о катастрофах оказало заметное влияние на возникновение биостратиграфии, поскольку из него вытекало заключение о резких различиях живой природы в отдельные геологические периоды. Это заключение делало понятным систематические смены последовательных фаун, отраженные в изменениях форм наиболее распространенных окаменелостей.

В середине XIX века концепция катастрофизма была отвергнута большинством исследователей главным образом под влиянием взглядов Лайелла, обосновавшего актуалистический подход к изучению прошлого Земли. В соответствии с этими взглядами на протяжении всей истории нашей планеты действовали процессы, которые определяют ее эволюцию и в настоящее время.

Впоследствии выяснилось, что актуализм, оказавший глубокое влияние на развитие геологии, не является вполне универсальной концепцией. В частности, в работах А. Л. Яншина было указано, что процессы, формировавшие природные условия прошлого, во многих случаях существенно отличались от современных. В связи с этим чисто актуалистический подход к изучению истории Земли часто оказывается не вполне правильным (Яншин, 1961 и др.).

На протяжении последних десятилетий выдающиеся биологи неоднократно высказывали убеждение, что в геологическом прошлом резкие изменения абиотических

условий окружающей среды неоднократно приводили к массовым вымираниям организмов (Шмальгаузен, 1940; Мауг, 1963 и др.). Наряду с этим отдельные ученые (в особенности Давиташвили, 1969) считали, что при неполноте палеонтологической летописи и неизбежной неточности датировок отдельных окаменелостей невозможно доказать близкое по времени вымирание многих видов организмов в критические эпохи геологической истории. В связи с этим они отрицали массовые вымирания, обусловленные абиотическими факторами.

Наличие ряда массовых вымираний на протяжении истории Земли (главным образом в конце геологических периодов) признается очень многими исследователями (см. обзоры Newell, 1967; Valentine, 1968; Hergman 1981 и др.), хотя эта концепция не является общепринятой.

Можно думать, что в ряде случаев мнение об отсутствии массовых вымираний является результатом неправильной интерпретации неполноты палеонтологической летописи. Рассматривая этот вопрос, следует иметь в виду, что заключение о существовании в тот или иной момент времени данного вида (или рода) обычно делается при наличии соответствующих находок. Если этих находок для указанного момента или более позднего времени нет, высказывается заключение, что данный вид (или род) вымер.

Оба таких заключения неизбежно являются неточными. Первое фактически относится не к определенному моменту, а к довольно продолжительному интервалу времени, длительность которого зависит от погрешности датировки имеющейся находки (или группы находок). Второе заключение может не соответствовать действительности по многим причинам, препятствующим сохранению остатков существующих животных. Самая простая из этих причин — сокращение численности животных и уменьшение занимаемого ими ареала, после чего вероятность сохранения их остатков может стать совершенно ничтожной. Так, например, крайне маловероятно, что через миллионы лет по данным палеонтологической летописи можно будет установить существование в наше время представителей таких когда-то процветавших

групп животных, как клювоголовые рептилии или кистеперые рыбы.

Указанная причина может иметь существенное значение для правильного использования материалов палеонтологической летописи при изучении эпох массовых вымираний.

Выше отмечено, что некоторые авторы ставили под сомнение достоверность сведений о массовых вымираниях, считая, что при ограниченной точности датировок последних находок определенных животных для разных районов вымирание этих животных могло быть в действительности неодновременным. Наряду с этим отмечалось, что в ряде случаев перед эпохами массовых вымираний происходило постепенное сокращение числа представителей тех групп животных, которые окончательно исчезали в критические эпохи.

Первое из этих соображений, указывающее на ограниченные возможности использования палеонтологической летописи в изучении смен последовательных фаун, не отвечает на вопрос о реальности кратковременных массовых вымираний.

Второе соображение в некоторых случаях может отражать реальные изменения в составах фаун, в других — является следствием простой статистической закономерности, которая не имеет никакого отношения к процессу вымирания. Если из-за ограниченности числа находок остатков существовавших животных эти находки обнаруживаются не для каждого рассматриваемого интервала времени, неизбежно перед моментом массового вымирания будет отмечаться исчезновение того или иного числа видов (или родов) животных, которые в действительности вовсе не вымерли. Чем больше ограничена полнота палеонтологической летописи, тем большее число таких «псевдовымираний» будет иметь место до действительного исчезновения соответствующих видов или родов животных.

Приведем простой пример, иллюстрирующий эту закономерность (Будыко, 1982). Предположим, что в критическую эпоху практически одновременно вымерло определенное число групп животных, и будем считать, что

вероятность нахождения остатков представителей каждой группы животных за время ее существования за интервал времени T равна 50 %. Тогда наиболее вероятно, что 50 % указанных групп животных исчезнет в палеонтологической летописи не в момент «критической эпохи», а на T лет раньше, 25 % исчезнет на $2T$ лет раньше и т. д. Так как время T может составлять миллионы лет, легко получить ошибочный вывод, что процесс вымирания продолжался длительное время и развивался постепенно, закончившись в критическую эпоху. Возможность такой ошибки часто не принимается во внимание при изучении процессов вымирания животных.

Приведенные здесь соображения относятся к организмам, количество найденных и надежно датированных остатков которых невелико по сравнению с числом их видов и продолжительностью их существования. Такое положение имеет место, например, с динозаврами. Для этой группы, существовавшей более ста миллионов лет и включавшей много родов и видов, найдены остатки всего нескольких тысяч животных, что недостаточно для сколько-нибудь надежного определения продолжительности существования каждого обнаруженного рода или вида.

Несколько легче изучить по палеонтологическим данным процессы вымирания организмов, которые представлены большим количеством данных. К таким организмам относятся многие морские беспозвоночные. Однако и в этом случае часто возникают заметные трудности, связанные с неизбежной неточностью датировок отдельных отложений. Отмечая громадные успехи, достигнутые современной стратиграфией в решении задач определения абсолютного возраста горных пород методом изотопного анализа (главным образом, калиево-аргоновым методом), нельзя забывать, что эти методы дают удовлетворительные результаты при наличии ряда благоприятных условий, которых часто не существует.

Приведем известный пример, иллюстрирующий возможные ошибки определения абсолютного возраста. Одним из крупнейших открытий современной палеоантропологии считалась находка Робертом Лики черепа *Homo*

habilis, который известен под названием череп № 1470.

Значение находки определялось ее древностью, так как найденный калиево-аргоновым методом абсолютный возраст черепа был признан равным 2,9 млн. лет. Эта дата намного превосходила возраст всех других находок остатков представителей рода *Homo*, что и явилось причиной признания находки Р. Лики научной сенсацией.

Так как вопрос о датировке черепа № 1470 привлек большое внимание, он был изучен при применении всех современных возможностей стратиграфии, в результате чего через несколько лет после первого определения, по мнению большинства исследователей, оказалось необходимым понизить первоначально найденную оценку древности черепа примерно на 1 млн. лет. Таким образом, ошибка первой оценки абсолютного возраста в этом случае составляла около $\frac{1}{3}$ от найденного значения. В связи с этим примером трудно полностью доверять высказываниям о том, что относительная погрешность определения абсолютного возраста калиево-аргоновым методом не превышает 1 %.

Ответ на вопрос о реальности массовых вымираний можно получить, по-видимому, только путем применения методов математической статистики. В одном из первых анализов такого рода была вычислена вероятность случайного совпадения во времени вымирания ряда групп рептилий в конце мелового периода при учете возможных различий времени вымирания отдельных групп (Будыко, 1971). Из этого расчета следовало, что вероятность случайного совпадения этих вымираний равна одной десяти тысячной, т. е. она ничтожно мала. Впоследствии более детальные расчеты такого рода были выполнены в серии работ Раупа (Raup, 1979) и других авторов, которые во всех случаях подтвердили реальность массовых вымираний в критические эпохи геологической истории.

Приведем результаты одного из исследований этого направления. По данным об изменении числа семейств морских беспозвоночных и позвоночных животных на протяжении фанерозоя была вычислена фоновая ско-

рость вымирания этих семейств, которая сравнительно медленно изменялась во времени. При сопоставлении этой скорости с фактическими данными о вымираниях

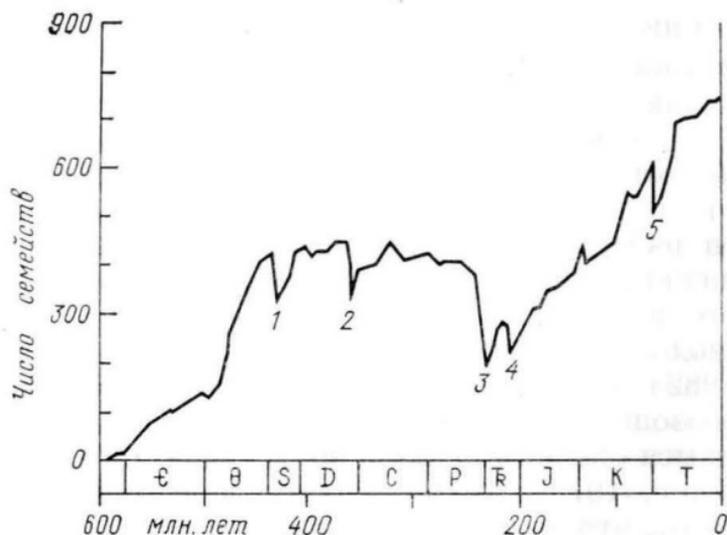


Рис. 10. Изменение числа семейств морских животных в течение фанерозоя.
1—5 — эпохи массовых вымираний.

было установлено, что в конце пяти геологических периодов скорость вымирания намного превосходила фоновую, причем в четырех случаях (конец ордовика, перми, триаса и мела) вероятность случайного совпадения многочисленных вымираний была ничтожно малой. Таким образом, была подтверждена статистическая достоверность нескольких массовых вымираний в истории Земли (Raup and Sepkosky, 1982).

На рис. 10 представлены данные Раупа и Сепкоски об изменении числа семейств рассмотренных ими групп животных на протяжении фанерозоя. На рисунке отчетливо видны заметные понижения числа семейств в эпохи массовых вымираний. Однако из данных этого рисунка нельзя непосредственно оценить, сколько видов животных исчезло во время каждого вымирания.

Легко понять, что относительное число родов, существование которых прекратилось после массового вы-

мирования, должно быть больше относительного числа исчезнувших семейств, а относительное число вымерших видов — больше числа родов. Причина этого заключается в том, что в ряде семейств вымирают не все входящие в них роды, а в многих родах — не все принадлежащие к ним виды.

Так как из палеонтологической летописи можно получить надежные данные только о числе вымерших более высоких таксономических групп (например, семейств), для определения числа исчезнувших родов и видов в ряде исследований использовались статистические оценки. Таким методом было найдено, что в конце мелового периода исчезло около 50 % существовавших тогда родов и около 75 % видов животных (Russell, 1979, 1982). По-видимому, еще более массовое вымирание произошло в конце пермского периода, когда по имеющимся оценкам исчезло 96 % видов морских животных (Raup, 1979). Такие масштабы вымираний свидетельствуют, что в отдельные моменты истории биосферы возникала опасность ее уничтожения.

Эти результаты полностью подтвердили взгляды крупнейших биологов нашего столетия Шмальгаузена и Майра, которые еще до выполнения описанных здесь исследований не сомневались в реальности массовых вымираний, происходивших в критические эпохи геологического прошлого под воздействием абиотических факторов. Заслуживает внимания мнение другого выдающегося биолога XX века Симпсона, который писал: «Я согласен, что массовые вымирания имели место в определенные моменты фанерозойской истории и что они отличаются от фонового вымирания, которое происходило на протяжении всех геологических эпох» (Simpson, 1983).

Продолжительность массовых вымираний. Если вопрос о реальности массовых вымираний в критические эпохи можно считать разрешенным, то проблема определения продолжительности времени, в течение которого происходили массовые вымирания, менее ясна.

В упомянутых выше работах Рассела и Раупа отмечается, что, хотя из данных палеонтологической летописи можно установить возникновение в прошлом массовых

вымираний, эти данные не отвечают на вопрос о продолжительности вымираний. Так, например, Рассел считает, что эти вымирания могли происходить за время от практически мгновенного до десяти—ста тысяч лет.

Рауп и Сепкоски указывают, что из статистического анализа следует вывод только о сравнительной краткости эпох вымираний, тогда как определить их длительность таким методом невозможно.

Попытки оценить продолжительность массовых вымираний путем непосредственного изучения палеонтологических данных приводят к противоречивым результатам даже в новейших исследованиях.

Многие из этих исследований относятся к последнему из наиболее значительных массовых вымираний, которое произошло в конце мелового периода. В это время исчезли многие представители морской и наземной флоры и фауны. В конце мелового периода вымерла значительная (может быть, большая) часть видов морского планктона. Из четырех семейств планктонных фораминифер в конце мела вымерли три семейства, из 23 родов вымерли 17. В это время исчезло большинство семейств и родов существовавших тогда двухстворчатых моллюсков. В конце мела вымерли многие брахиоподы, остракоды, аммоноидеи, белемноидеи и другие беспозвоночные животные. Значительные изменения произошли в группе костистых рыб. Так, в частности, при переходе от последней эпохи мелового периода (маастрихта) к первой эпохе третичного периода (данию) из 38 родов сохранилось 8, из 50 видов — 11 (Развитие и смена... , 1978).

Широко известен факт вымирания в конце мелового периода многих наземных, водных и летающих рептилий. К числу вымерших наземных рептилий относились динозавры.

Кажется несомненным, что самые точные сведения о продолжительности позднемелового вымирания можно получить из наиболее массовых палеонтологических материалов, относящихся к некоторым морским позвоночным, в частности к фораминиферам. Назовем исследование изменения планктона на границе мелового и тре-

тичного периодов, в котором сделан вывод, что вымирание произошло за время не более двухсот лет (Smit and Hertogen, 1980). Имеются, однако, работы, где на основании анализа аналогичных материалов сделано заключение о том, что вымирание планктона продолжалось значительно дольше.

Заслуживают внимания два обзора палеонтологических данных, освещающих вопрос о продолжительности позднемелового вымирания, которые были недавно напечатаны в журнале *Scientific American*. В первом обзоре делается вывод, что вымирание разнообразных организмов, включая динозавров и многих рептилий, произошло за очень короткое время, причем причиной вымирания было падение астероида (Russell, 1982). Во втором обзоре предполагается, что это вымирание продолжалось не менее двух миллионов лет и было вызвано похолоданием климата, причина которого не называется (Stanley, 1984).

Поскольку обе статьи были написаны хорошо известными учеными, причем различие взглядов этих авторов отражает аналогичное различие мнений больших групп палеонтологов, представляется вероятным, что имеющиеся палеонтологические материалы не дают возможности достоверно определить продолжительность массовых вымираний. В связи с этим к данному вопросу следует обратиться при обсуждении механизма, который приводил к массовым вымираниям организмов.

Причины массовых вымираний. Остановимся сначала на вопросе об экологическом механизме массовых вымираний, который часто недостаточно учитывается при обсуждении этой проблемы. Выше уже отмечалось, что одно и то же изменение климата оказывает совершенно различное влияние на живую природу в зависимости от продолжительности времени, в течение которого данное изменение климата развивается. При этом был приведен пример возникновения четвертичных оледенений, когда понижение температуры на обширных территориях составляло десятки градусов. Так как соответствующее изменение климата происходило на протяжении многих тысяч лет, массового вымирания организмов не про-

изошло. Следует указать на вторую причину, исключившую возможность массовых вымираний при наступлении ледников,— крупные изменения климата в ледниковые эпохи происходили только в средних и высоких широтах, что позволяло многим животным и растениям перемещаться в более теплые районы низких широт, где климат менялся сравнительно мало.

Очевидно, что если бы ледники распространились на всю поверхность Земли (что в принципе возможно при наличии соответствующего изменения притока тепла, поступающего в тропосферу), произошло бы вымирание всех живых организмов, т. е. уничтожение биосферы. Такое заключение подтверждается фактом полного отсутствия живых существ, постоянно обитающих в центральных областях Антарктиды, покрытых ледяным щитом.

В предыдущем параграфе приводился пример существенного сокращения общего числа видов животных в начале мезозойской эры при значительном понижении количества кислорода в атмосфере. Такое сокращение было неизбежным, поскольку изменение химического состава атмосферы имело глобальный характер.

Приведенные здесь соображения могут быть использованы для оценки высказанной в упомянутой выше статье Стенли (Stanley, 1984) гипотезы о том, что поздне-меловое вымирание, длившееся два миллиона лет, объяснялось изменением климата в сторону похолодания.

Можно согласиться с выводом, полученным Стенли из анализа палеонтологического материала, о том, что причиной массового вымирания было понижение температуры среды обитания организмов. Наряду с этим совершенно невероятно, что такое похолодание развивалось постепенно и продолжалось два миллиона лет.

Если предполагаемое Стенли похолодание было сравнительно небольшим, т. е. соответствующим понижению средней температуры на несколько градусов (есть некоторые палеотемпературные данные, подтверждающие такую возможность), то на протяжении миллионов лет значительная часть организмов могла бы приспособиться

к такому похолоданию или путем переселения в более теплые районы, или в результате акклиматизации, или путем эволюционных изменений. Изучение колебаний средней температуры на протяжении эпох фанерозоя показывает, что в ряде случаев эти колебания составляли несколько градусов, причем никаких массовых вымираний при таких медленных изменениях температуры не происходило.

Наряду с этим явно невозможно предположить, что за последние миллионы лет мелового периода средняя температура земной поверхности значительно понизилась (например, на 10°C). Такое похолодание было бы обнаружено по палеотемпературным данным. Кроме того, оно неизбежно привело бы к развитию в наиболее холодных областях крупных оледенений, которых, как известно, в конце мелового периода не было.

Существует простой экологический принцип воздействия неблагоприятных факторов на живую природу. Чем быстрее проявляется воздействие неблагоприятного фактора (в данном случае понижения температуры окружающей среды), тем больший ущерб такое воздействие причиняет организмам.

Поэтому даже незначительное, но резкое понижение средней температуры воздуха на всей Земле может вызвать массовое вымирание, только если оно возникает в течение немногих лет. Однако такого вымирания не произойдет, если температура будет постепенно понижаться на протяжении многих тысяч и тем более миллионов лет.

Наряду с вопросом об экологическом механизме массовых вымираний существенное значение имеет вопрос о факторах, которые могли быть причиной критических эпох геологической истории.

В параграфе 1.2 изложены результаты исследований, в ходе которых было установлено, что после вулканических извержений взрывного типа на всем земном шаре (или в одном из полушарий) вследствие уменьшения прозрачности атмосферы понижается температура нижнего слоя атмосферы. После единичных извержений такое понижение температуры достигает нескольких деся-

тых градуса, однако после серии извержений средняя температура воздуха может понизиться на 5°C и даже больше. Подобные случаи могут повторяться через 10—100 млн. лет, что согласуется с интервалами времени между критическими эпохами.

Гипотеза о связи критических эпох с моментами столкновения Земли с кометами, крупными метеоритами и астероидами высказывалась неоднократно.

Как отмечено выше, идея о том, что падение на земную поверхность комет приводило к вымиранию организмов, была изложена Лапласом в конце XVIII века. В наше время эта гипотеза была поддержана рядом авторов, включая известного химика Юри (Urey, 1973), который предположил, что массовые вымирания организмов объясняются столкновением комет с Землей.

Есть ряд оснований для того, чтобы рассматривать падения на Землю небесных тел как фактор, вызывавший массовые вымирания. Наблюдения за Луной уже давно показали наличие на ее поверхности многочисленных кратеров, образованных при падении более или менее крупных небесных тел. В космических исследованиях, проведенных в шестидесятые—восьмидесятые годы, установлено, что аналогичную структуру имеют поверхности Марса, Меркурия, Венеры, а также спутники Юпитера и Сатурна.

Несомненно, что на поверхность Земли падало не меньшее количество небесных тел, чем на поверхность этих планет, и это привело к образованию многих кратеров. Предполагается, что импактные кратеры (астроблемы) радиусом 100 км возникали в среднем один раз за 14 млн. лет, радиусом 500 км — один раз за 600 млн. лет. Хотя следы таких кратеров на нашей планете в большинстве случаев сглажены воздействиями атмосферных и гидросферных процессов, часть астроблем сохранилась до нашего времени (Геология астроблем, 1980).

Ясно, что такие грандиозные явления, как столкновения Земли с сравнительно большими небесными телами, должны были оказывать большое влияние на живую природу. Подобные столкновения сопровождалась

взрывами, энергия которых была чрезвычайно велика. После взрыва происходило кратковременное локальное повышение температуры воздуха, которое сменялось более длительным глобальным похолоданием вследствие значительного увеличения аэрозольного слоя в атмосфере, заполненной продуктами взрыва. Физический механизм такого похолодания, вероятно, в значительной мере аналогичен механизму похолодания после единичного крупного вулканического извержения, хотя снижение температуры в данном случае могло быть гораздо большим из-за громадной мощности взрыва. Следует думать, что после падения сравнительно большого небесного тела, как и после эксплозивного вулканического извержения, в атмосферу поступало большое количество аэрозольных частиц взрывного происхождения.

В последние годы были предприняты попытки найти рассеянное метеоритное вещество в слоях, соответствующих эпохам крупных вымираний животных. Эти попытки дали интересные результаты. Так, в слоях, относящихся к концу мелового периода, было найдено избыточное количество иридия, что характерно для внеземных тел. В дальнейшем были установлены аналогичные аномалии концентраций ряда других металлов платиновой группы, а также никеля и кобальта. Такое явление было обнаружено на различных континентах и островах, включая Европу, Африку, Северную Америку, Новую Зеландию, а также на дне центральной области Тихого океана, что доказывает его глобальный характер.

По данным о количестве иридия в осадочных отложениях были рассчитаны размеры упавшего внеземного тела, которые оказались равными 5—16 км при его массе порядка нескольких единиц на 10^{14} кг. Так как эти величины характерны для астероидов, то считают, что столкнувшееся с Землей небесное тело было астероидом. Кинетическая энергия падения такого астероида составляет около 10^{23} Дж, что примерно соответствует взрыву 10^{14} т тринитротолуола (Alvarez et al., 1980; Gopathy, 1980; Hsü, 1980; Newell, 1980; Smit and Hertogen, 1980; Hsü et al., 1982; O'Keefe and Ahrens, 1982; и др.).

В исследованиях рассматриваемой здесь проблемы были высказаны различные гипотезы в отношении последствий падения астероида, которые вызвали вымирания животных в конце мелового периода. Так, в частности, предполагалось, что после этого падения в атмосферу было выброшено количество пыли, на три порядка превышающее количество аэрозоля, попавшего в стратосферу после наиболее крупного взрывного извержения за последнее столетие (вулкан Кракатау, 1883). Считалось, что в течение нескольких лет стратосферный пылевой экран не пропускал солнечной радиации к поверхности Земли, в результате чего прекратился фотосинтез и происходило массовое вымирание животных (Alvarez et al., 1980). Другие авторы предполагали, что вымирание было связано с нагреванием атмосферы, произошедшим или сразу после падения астероида, или через тысячи лет после этого падения в результате накопления в атмосфере углекислого газа, поглощение которого в океанах уменьшилось из-за гибели фитопланктона вследствие прекращения фотосинтеза (Hsü et al., 1982).

Эти предположения о механизме массового вымирания в конце мелового периода представляются неправдоподобными. Прекращение фотосинтеза на всей планете в течение нескольких лет должно было вызвать вымирание почти всех живых организмов, в частности организмов в океанах, где не существует сколько-нибудь значительных запасов органического вещества, которое может быть использовано для их питания. Так как после массового вымирания многие океанические организмы сохранились, указанное предположение, по-видимому, основано на значительном преувеличении количества пыли, попавшей в стратосферу после падения астероида. Можно также думать, что это падение не сопровождалось заметным нагреванием всей атмосферы. Если астероид упал в океан, то переход всей энергии его падения в тепло не привел бы к сколько-нибудь значительному повышению температуры океана. Кроме этого, основная часть энергии падения, вероятно, была бы поглощена земной корой, в которую углубился астероид.

Влияние нагревания атмосферы на вымирание животных кажется также неправдоподобным из-за селективного характера вымирания позвоночных, среди которых исчезли многие группы, не имевшие терморегуляции, тогда как теплокровные животные (млекопитающие и птицы) почти не пострадали. Эта закономерность делает очень вероятным предположение о том, что вымирание животных в конце мелового периода было обусловлено кратковременным похолоданием.

Найденное в расчетах, упомянутых в параграфе 1.2, понижение температуры на 5—10°C было, безусловно, достаточным для вымирания более или менее stenotherмных жизненных форм, которых в конце мезозойской эры было очень много, так как в течение указанной эры на всех широтах существовал теплый или жаркий климат.

Кроме вулканической и метеоритной гипотез существует еще ряд предположений о причинах резких изменений природных условий в геологическом прошлом, хотя эти предположения часто недостаточно обоснованы и встречают различные возражения (см. обзоры Newell, 1967; Негтап, 1981; и др.). В частности, известная идея о возможности влияния на земные организмы взрывов сверхновых звезд на сравнительно близком расстоянии от Солнечной системы в нескольких исследованиях проверялась по данным об изотопном составе ряда элементов для эпох массовых вымираний. Такие анализы дали отрицательные результаты (The quest. . . , 1980).

Вопрос о возможных механизмах, создававших резкие изменения природных условий, еще далеко не исчерпан и требует дальнейшего изучения. Принимая во внимание узость «климатической зоны жизни» (диапазона атмосферных условий, в котором возможно существование организмов), следует считать в высокой степени вероятным, что за длительное время существования биосферы в определенные моменты эта зона для отдельных групп организмов исчезала в результате воздействия на окружающую среду различных внешних факторов, в том числе и названных выше. Важнейшим примером такого изменения природных условий является упомянутый

выше экологический кризис, произошедший в конце мезозойской эры.

Следует выразить убеждение, что похолодание, вызвавшее этот кризис, не было очень большим. В частности, вызывает сомнение полученное в некоторых расчетах заключение о том, что после падения астероида средняя температура воздуха над континентами понижалась на 40°C , причем в течение полугода эта температура была ниже точки замерзания. Подобное похолодание привело бы к вымиранию гораздо большего числа видов континентальной флоры и фауны по сравнению с числом видов, исчезнувших в конце мелового периода. Также, по-видимому, преувеличено заключение о возможности уменьшения радиации ниже предела, при котором возможен фотосинтез, на время в несколько лет, как вначале считали Альварец и соавторы (Alvarez et al., 1980). В более поздней работе тех же авторов была снижена оценка этого времени до нескольких месяцев (Alvarez et al., 1982). Аналогичное заключение было получено также Туном и соавторами (Toon et al., 1982). Нам представляется, что такая оценка также, возможно, преувеличена и что существенной причиной вымирания морских организмов, кроме уменьшения интенсивности фотосинтеза, было понижение температуры воды на несколько градусов. Как указано выше, животные конца мезозойской эры могли быть очень чувствительны даже к незначительным колебаниям термического режима.

Рассмотренное массовое вымирание в конце мелового периода является одним из нескольких наиболее крупных вымираний, произошедших на протяжении фанерозоя. Возможно, что еще большие масштабы имело вымирание в конце пермского периода.

Несомненно, что в фанерозое кроме нескольких очень значительных вымираний гораздо больше было менее крупных событий такого рода, надежное обнаружение которых затрудняется неполнотой палеонтологической летописи. Имеются данные о том, что некоторые из этих менее значительных вымираний были также обусловлены

падением на Землю небесных тел (Asaro et al., 1982; Ganapathy, 1982; McGhee, 1982; Palmer, 1982).

В последние годы проблема массовых вымираний обсуждалась на ряде научных совещаний. Одно из них, состоявшееся в октябре 1981 г. в США, было посвящено влиянию падения крупных небесных тел на вымирания организмов. В отчете о совещании (Simon, 1981) отмечается, что в ходе обсуждения этой проблемы была признана возможность причинной связи между указанными событиями. Характерно, что об этом признании говорится как о «научной революции».

Более широкая задача обсуждалась на совещании в Западном Берлине, проведенном в мае 1983 г. для выяснения роли «внезапных событий» в истории Земли. Как видно из отчета (Fifield, 1983), в ряде докладов на этом совещании отмечалась невозможность понимания многих явлений земной истории на основе концепции униформизма. На совещании была рассмотрена роль крупных вулканических извержений как факторов вымирания организмов и обсуждено значение падения внеземных тел для массовых вымираний. В докладах на совещании были приведены результаты расчетов вероятной частоты столкновения астероидов и комет разного размера с Землей и представлены новые оценки частоты массовых вымираний в фанерозое. Заслуживает внимания хорошее согласование указанных частот между собой.

В последние несколько лет появилось много работ, подтверждающих реальность массовых вымираний в истории Земли и устанавливающих связь этих вымираний с резкими изменениями абиотической среды. Хотя вопрос о конкретном механизме массовых вымираний далек от полного разрешения, существует значительная вероятность, что по крайней мере часть этих вымираний связана с сравнительно кратковременными изменениями природных условий при падении на земную поверхность небесных тел и при крупных вулканических извержениях. Упомянем еще один пример, подтверждающий это предположение. В работах МакЛарена (McLaren, 1970, 1982) приведены материалы, указывающие на массовое

вымирание морской фауны в середине позднего девона (365 млн. лет тому назад). Среди возможных причин этого вымирания МакЛарен назвал падение большого метеорита. Недавно в Австралии были обнаружены повышенные концентрации иридия в слое, соответствующем позднедевонскому вымиранию (Playford et al., 1984; McLaren, 1985 a и b).

В заключение приведем несколько дополнительных соображений в отношении рассмотренного выше вопроса о продолжительности массовых вымираний.

Хотя изложенные здесь представления о причинах этих вымираний приводят к выводу об очень кратковременном воздействии аэрозольных климатических катастроф на живую природу, они все же не дают однозначного ответа на вопрос о продолжительности вымираний. Уже в первые годы исследований аэрозольных катастроф было отмечено, что причиной вымираний могло быть не одно необычно крупное вулканическое извержение (или одна серия близких по времени извержений), а ряд крупных извержений, возникших в эпохи максимальной вулканической активности и разделенных интервалами времени до многих тысяч лет. Первые похолодания могли уничтожить наименее приспособленных к охлаждению животных, а последующие — привести к вымиранию ряда других групп, ослабленных предыдущими похолоданиями (Будыко, 1971).

В дальнейшем было высказано предположение, что падение астероида должно было активизировать процессы перемещения магматических масс в литосфере и вызвать более или менее длительное усиление вулканической активности. Эта причина могла привести к возникновению серии особенно крупных вулканических извержений, в связи с чем после начальной аэрозольной катастрофы мог произойти ряд новых катастроф, вызвавших вымирания организмов, уцелевших после падения астероида (Будыко, 1982).

Недавно была выдвинута интересная, но очень спорная гипотеза о том, что падение небесных тел на земную поверхность также могло приводить к серии аэрозоль-

ных катастроф, разделяемых продолжительными интервалами времени.

В последней работе Раупа и Сепкоски (Raup and Sepkosky, 1984) получены данные о массовых вымираниях в фанерозое, которые были более слабыми по сравнению с крупнейшими вымираниями, обнаруженными в упомянутом выше их исследовании. Они пришли к выводу, что эти вымирания были разделены более или менее близкими интервалами времени, в среднем равными 26 млн. лет. Этим выводом заинтересовались Миллер и другие американские астрофизики, которые высказали гипотезу, что такие вымирания могли быть вызваны небольшой звездой — спутником Солнца, — которая пока не обнаружена данными наблюдений. По их мнению, эта звезда, названная Немезидой, движется по эллиптической орбите на среднем расстоянии от Солнца, которое примерно в 100 000 раз больше расстояния между Солнцем и Землей. В таком случае время обращения Немезиды вокруг Солнца составляет 26 млн. лет, причем, двигаясь по своей орбите, Немезида время от времени приближается к облаку Оорта — области, содержащей кометы и остатки вещества, израсходованного на создание Солнца и планет Солнечной системы. Воздействие этой звезды на облако Оорта может вызвать массовые выбросы комет, движущихся в сторону Солнца, причем некоторые из этих комет должны сталкиваться с Землей. Продолжительность одной серии образования таких комет считается близкой к 1 млн. лет (Thomsen, 1984).

Эта гипотеза вызывает сомнения по двум причинам: во-первых, недоказанность статистической достоверности периодичности массовых вымираний, установленной Раупом и Сепкоски. Вывод о периодичности сделан по данным о сравнительно небольшом числе случаев вымираний, причем достоверность определения каждого из этих случаев и точность оценки их возраста (от которой зависит установление факта периодичности) довольно ограничена.

Во-вторых, предположение о длительном существовании небольшой звезды — спутника Солнца — вызвало возражения ряда астрономов, которые считают, что эта

малая звезда не могла длительное время быть частью Солнечной системы, поскольку сила тяготения на столь большом расстоянии от Солнца слаба. Дискуссия по данному вопросу продолжается (Weisburd, 1984).

Принимая во внимание, что вопрос о продолжительности массовых вымираний в настоящее время еще не вполне выяснен, отметим, что и при этом условии существует большая вероятность определяющей роли аэрозольных климатических катастроф, по крайней мере для части массовых вымираний. Заключение о воздействии аэрозольных климатических катастроф на биосферу в геологическом прошлом многими специалистами рассматривается как крупнейшее открытие в области наук о Земле. Президент Международного союза геологических наук Е. Зейболд, подводя итоги развития геологии за последние годы, к числу немногих важнейших достижений этой науки отнес обнаружение слоев иридия в морских и континентальных осадках, свидетельствующих о падении гигантского астероида. Это позволило, как он считает, прояснить пути органической эволюции на нашей планете и подтвердить реальность массовых вымираний морских и континентальных организмов (Зейболд, 1985). Сходное мнение высказал также директор Геологической службы Канады Прайс (1985), который, упомянув о новой концепции массовых вымираний, указал, что «появились совершенно новые взгляды на биологическую эволюцию... Интересно, что специалисты, изучающие это явление, в то же время занимаются рассмотрением последствий ядерных взрывов. Высказано предположение, что ядерная война может вызвать резкое понижение температуры, прежде всего из-за поднятия пыли в атмосфере. Это еще одно свидетельство в пользу того, что победителей в ядерной войне не будет». Этот вывод имеет существенное значение для вопроса, обсуждаемого в следующей главе.

2

Влияние ядерного конфликта на климат

**Аэрозольная
климатическая катастрофа**

**Другие воздействия
ядерного конфликта на атмосферу**

Достоверность результатов

2. Влияние ядерного конфликта на климат

2.1. Аэрозольная климатическая катастрофа

Антропогенное изменение климата. Одним из наиболее существенных результатов, полученных в ходе научной революции, которая произошла в области климатологии в течение последних десятилетий, было открытие современного антропогенного изменения климата. На рис. 11 (кривая 1) представлен первый опубликованный

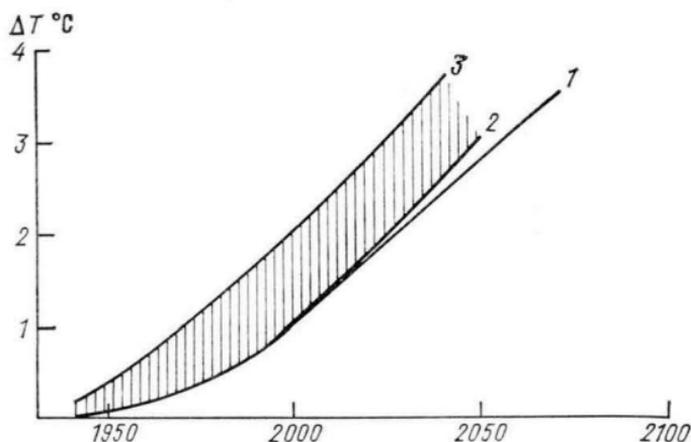


Рис. 11. Прогнозы антропогенного изменения климата.

прогноз ожидаемого изменения средней температуры воздуха в конце XX и в XXI веке под влиянием накопления в атмосфере углекислого газа, образованного в результате сжигания углеродного топлива (Будыко, 1972). В дальнейшем аналогичные прогнозы давались рядом ученых и различными научными совещаниями, причем все они имели довольно сходный характер. В качестве примера на рис. 11 представлен в виде кривых 2 и 3 прогноз, предложенный Советско-американским совещанием экспертов по проблеме влияния роста количества углекислого газа в атмосфере на климат (Влияние увеличения количества углекислого газа..., 1982). Как видно из сравнения кривой 1 с кривыми 2 и 3, значительный прогресс в изучении антропогенного изменения климата, который произошел за десять лет, отделяющих

второй из этих прогнозов от первого, не привел к существенному изменению вывода о перспективе значительного потепления, которое может произойти в течение ближайших десятилетий.

В современных исследованиях изменений климата большое внимание уделяется вопросу об обнаружении потепления, которое произошло до настоящего времени из-за накопления в атмосфере дополнительного количества углекислого газа антропогенного происхождения. В результате анализа материалов наблюдений за ростом концентрации углекислого газа установлено, что по сравнению с концом прошлого века масса CO_2 в атмосфере в 80-х годах нашего столетия возросла примерно на 20 %. Из расчетов по моделям теории климата следует, что такое изменение химического состава атмосферы должно привести к повышению средней температуры воздуха приблизительно на $0,5^\circ\text{C}$. Определение изменения средней глобальной температуры воздуха за последнее столетие связано с известными трудностями, так как это изменение в значительной мере маскируется влиянием на температуру колебаний прозрачности атмосферы, о которых говорилось в параграфе 1.1. Хотя данный вопрос вызвал ряд дискуссий, тем не менее есть основания считать, что антропогенное потепление было обнаружено уже во второй половине 70-х годов сначала в работах советских, а затем зарубежных авторов (см. Будыко, Винников, 1983). Отметим, что в ряде отчетов совещаний по проблеме изменения климата заключение по данному вопросу приводится в форме вывода о том, что наблюдаемое за последнее столетие повышение средней температуры примерно на $0,5^\circ\text{C}$ не противоречит предположению, что оно было вызвано увеличением концентрации углекислого газа в атмосфере (см., например, International Assessment of the Impact of an Increased Atmospheric Concentration of Carbon Dioxide on the Environment. WMO/ICSU/UNEP Conference, Villach, Austria, October 1985).

Наряду с этим в ряде работ (Кароль и др., 1982; Кароль, 1983) было показано, что повышение концентрации некоторых малых газовых составляющих в атмо-

сфере (закиси азота, метана, тропосферного озона, фреонов и др.) также ведет к потеплению климата. Эти газы слабо поглощают солнечное излучение, но заметно увеличивают непрозрачность атмосферы в тепловой инфракрасной области спектра, т. е. усиливают парниковый эффект.

Открытие антропогенного изменения климата, обусловленного ростом концентрации углекислого газа и ряда малых газовых составляющих атмосферы, представляет большой интерес для понимания природы возможной в настоящее время антропогенной климатической катастрофы. Оказалось, что воздействие человека на климат не создает каких-либо новых, ранее неизвестных путей изменения климата. Физический механизм происходящего в настоящее время потепления в основном совпадает с механизмом, который в геологическом прошлом вызывал многочисленные потепления (а также похолодания), происходившие, как показано в главе 1, главным образом в результате увеличения или уменьшения массы углекислого газа в атмосфере.

Еще более близкая аналогия существует между закономерностями, определяющими возникновение природных аэрозольных катастроф и возможной антропогенной климатической катастрофы. Возможность возникновения антропогенной климатической катастрофы вытекает из исследований, выполненных в нашей стране около десяти лет тому назад. В работах, посвященных этой проблеме, был использован приведенный в главе 1 вывод о том, что увеличение массы оптически активных частиц стратосферного аэрозоля примерно на 10^{-6} г/см² понижает температуру нижнего слоя атмосферы при стационарном состоянии климатической системы на 1,5 °С. Отсюда следует, что при массе аэрозоля в стратосфере северного полушария около 0,5 млн. т температура воздуха понизится на несколько десятых градуса. Есть основания полагать, что имеющимися техническими средствами можно создать и постоянно поддерживать слой оптически активного атмосферного аэрозоля с массой до нескольких миллионов тонн, воздействие которого на климат приведет к заметному понижению температуры

воздуха (Будыко, 1974). Это могло бы позволить предотвратить потепление из-за накопления углекислого газа и других «парниковых» газов в атмосфере. Мы не касаемся здесь вопроса о целесообразности подобного мероприятия, которая далеко не очевидна.

Легко понять, что создание аэрозольного слоя достаточной мощности при отсутствии (или слабом развитии) антропогенного потепления привело бы к катастрофическим последствиям. Аналогичная катастрофа могла бы произойти и при нестационарном состоянии климатической системы, когда весьма плотный аэрозольный слой существует ограниченное время, возникая в результате однократного воздействия на физические процессы в стратосфере.

Как отмечено в главе 1, в таком случае влияние изменения массы аэрозоля (за срок примерно нескольких месяцев) на температуру нижнего слоя атмосферы будет примерно на порядок величины слабее по сравнению с аналогичной зависимостью для стационарной климатической системы (Будыко, 1971). Это означает, что катастрофические последствия возникнут при увеличении в одном из полушарий массы оптически активных частиц аэрозоля на несколько десятков миллионов тонн (примерно такие же оценки приведены в главе 1 при обсуждении влияния вулканических извержений на климат).

Вопрос о возможности влияния ядерного конфликта на климат был поставлен в 1975 г. в отчете Национальной академии наук США (Long-term worldwide effects... , 1975). В этом отчете было отмечено, что в результате взрыва имевшихся тогда боеголовок в верхние слои атмосферы будет выброшено до 10^8 т пыли, что сравнимо с массой аэрозоля, поступившего в атмосферу в результате извержения Кракатау. По мнению авторов отчета, такой взрыв не сможет оказать существенного влияния на глобальный климат и биосферу.

Из упомянутых выше исследований, опубликованных до 1975 г., было очевидно, что такое заключение недостаточно обосновано. Если принимать названную в отчете оценку общей массы аэрозоля, поступившего в ат-

мосферу, за достоверную, то следует иметь в виду, что эта масса может состоять не только из оптически активных частиц, забрасываемых в стратосферу. В то же время количество таких частиц будет заметно увеличено продуктами горения, образованными в результате пожаров, которые возникнут на обширных территориях после ядерных взрывов. Этот фактор до 1982 г. не учитывался. Считая, что эти два фактора в первом приближении будут компенсировать друг друга, найдем, что в среднем для северного полушария масса оптически активного аэрозоля составит около $0,4 \cdot 10^{-4}$ г/см². Эта масса аэрозольных частиц должна снизить среднюю температуру нижнего слоя атмосферы примерно на 10 °С, причем понижение температуры над континентами будет гораздо сильнее понижения средней глобальной температуры. Такое похолодание, несомненно, будет иметь катастрофические последствия.

Подобная простейшая оценка изменения климата была представлена одним из авторов этой книги в докладах, сделанных в 1982 г., и опубликована несколько позже (Будыко, 1984). Поскольку она основывается на результатах работ еще конца 60-х—начала 70-х годов и не связана с детальными модельными расчетами, ее изложение предваряет описание результатов исследований, приведших к подробной разработке климатических последствий ядерной войны.

В этом исследовании было сделано предположение, что масса оптически активных частиц, поступающих в стратосферу после ядерного конфликта, может измеряться сотнями миллионов тонн, в связи с чем для Земли в целом начальная масса стратосферного аэрозоля в единичном столбе будет иметь порядок величины 10^{-4} г/см². Из расчетов по формулам атмосферной оптики следует, что при такой концентрации стратосферного аэрозоля количество солнечной радиации, поступающей в тропосферу, уменьшится более чем вдвое.

Принимая во внимание приведенную выше зависимость температуры воздуха от прихода солнечной радиации, найдем, что при стационарном состоянии климатической системы средняя температура воздуха у земной

поверхности в этом случае могла бы понизиться на несколько десятков градусов. Действительное снижение температуры будет заметно уменьшено по абсолютной величине из-за влияния термической инерции климатической системы. Это влияние нетрудно учесть с помощью простых эмпирических формул. В результате выясняется, что при времени жизни аэрозоля в стратосфере в несколько месяцев понижение средней температуры воздуха у земной поверхности в рассматриваемом случае составит 5—10 °С. Это совпадает с приведенным выше значением понижения средней температуры после падения большого астероида.

Следует иметь в виду, что ожидаемое понижение температуры в различных районах земного шара будет заметно отличаться от этого среднего значения. Так как увеличение массы аэрозоля в северном полушарии будет большим, а площадь океанов там относительно меньше, чем в южном, среднее похолодание в северном полушарии будет примерно 15 °С. Из анализа данных о годовом ходе температуры в северном полушарии можно заключить, что ожидаемое среднее понижение температуры над континентами северного полушария будет составлять более 20 °С.

Некоторое представление о пространственном распределении температуры после ядерного конфликта дает карта-схема возможного распределения понижения температуры воздуха через несколько месяцев после ядерного столкновения (Будыко, 1985). Эта карта (рис. 12) построена для меньшего понижения прихода солнечной радиации по сравнению с оценкой, использованной в приведенном выше расчете. Данные на карте получены из эмпирических материалов о годовом ходе температуры и поэтому в некоторых отношениях являются более надежными по сравнению с расчетами по моделям теории климата. Схема аномалий температуры на рис. 12 соответствует определенной последовательности понижения прихода радиации в тропосферу (ее сезонным изменениям), которая может заметно отличаться от сценария изменения прихода радиации после ядерного конфликта. Возможно, последнее обстоятельство не имеет большого

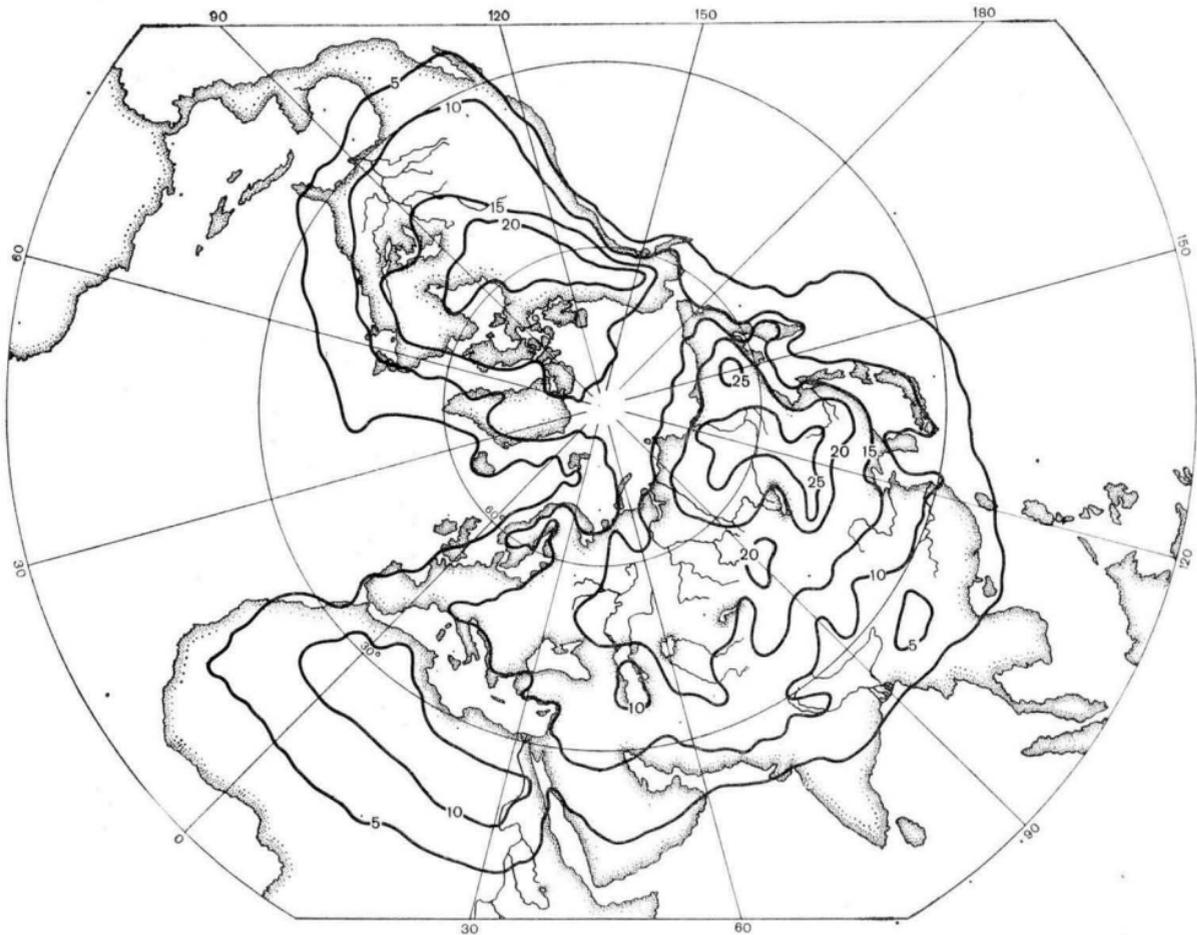


Рис. 12. Распределение понижения температуры воздуха (°C) через несколько месяцев после ядерного столкновения.

значения, так как эти сценарии весьма условные, и поэтому любые расчеты пространственных распределений ожидаемых изменений климата после ядерного конфликта носят предварительный характер. Более существенное значение для оценки достоверности этой схемы (и других имеющихся в настоящее время схем пространственного распределения температуры после ядерного конфликта) имеет тот факт, что в современных исследованиях невозможно учесть влияние сильнейшей нестационарности атмосферных процессов на изменения климата, о чем подробнее говорится ниже.

Вероятно, что время наиболее резкого понижения температуры будет измеряться несколькими месяцами, причем менее значительное похолодание будет продолжаться заметно дольше.

Не останавливаясь на других аспектах возможного изменения климата после ядерного столкновения, отметим, что это изменение будет иметь черты крупной климатической катастрофы, сравнимой с климатическими катастрофами геологического прошлого, о которых говорилось в главе 1.

Несмотря на очень большую схематичность изложенного выше расчета ожидаемого изменения климата после ядерной войны, можно думать что в данном случае такая схематизация оправдана значительной неопределенностью ряда параметров рассматриваемой задачи, в особенности параметров, связанных с оценкой количества аэрозоля, поступающего в стратосферу. В связи с этим можно выразить убеждение, что приведенные здесь оценки позволяют предполагать возможность катастрофических последствий крупномасштабного ядерного столкновения для биосферы в целом.

Эта катастрофа не только приведет к уничтожению множества видов животных и растений, но и создаст новые бедствия для той части человечества, которая уцелеет после ядерной войны. Вероятно, что резкое похолодание (в особенности в районах с теплым климатом, где жилые помещения не отапливаются) приведет к гибели многих людей от холода. Однако это не будет главной опасностью, которую создаст для человечества

глобальное похолодание. Более тяжелые последствия будет иметь нарушение системы сельскохозяйственного производства. При столь значительном снижении средней температуры произойдет существенное уменьшение продуктивности фотосинтеза, в связи с чем урожаи сельскохозяйственных культур могут быть полностью или почти полностью уничтожены. Как указали Крутцен и Беркс (Crutzen and Birks, 1982), продуктивность фотосинтеза может снизиться также в результате заметного уменьшения солнечной радиации, приходящей к земной поверхности.

Поскольку существующие глобальные запасы продовольствия незначительны по сравнению с его ежегодным потреблением, прекращение или резкое снижение производства продовольствия приведет к гибели множества людей (этот вопрос подробно рассмотрен в книге Nagwell and Hutchinson, 1985).

Так как точность представленного здесь расчета ограничена, существенное значение для подтверждения реальности перспективы возникновения аэрозольной климатической катастрофы после ядерной войны имеет рассмотренный в предыдущей главе вопрос об аэрозольных климатических катастрофах в геологическом прошлом. Возможность развития таких явлений под действием естественных факторов и их сильнейшее влияние на биосферу значительно усиливает вероятность возникновения аналогичной катастрофы при взрывах многочисленных атомных бомб.

Исследования влияния ядерного столкновения на климат. Остановимся подробнее на истории развития этих исследований. В 1975 г. в отчете Национальной Академии США был сделан необоснованный вывод о невозможности значительного изменения климата после ядерного столкновения.

Существенное значение для изучения этой проблемы имела работа Крутцена и Беркса (Crutzen and Birks, 1982), в которой была сделана первая попытка количественно оценить массу дыма, образующегося в результате массовых пожаров, возникновения которых можно ожидать после ядерного удара. Эти оценки показали,

что образование дыма приведет к резкому ослаблению солнечной радиации. Авторы статьи отметили, что при этом существует опасность значительного ослабления фотосинтеза, и упомянули о возможности изменения климата, хотя и не дали количественных оценок таких изменений.

В более позднем отчете (The effects. . ., 1985) Национальная Академия наук США указывает, что работы по проблеме климатических последствий ядерной войны были начаты в США в 1982 г. Первые публикации американских авторов по этому вопросу появились в конце 1983 г.

В СССР представление об аэрозольных катастрофах было изложено в 1969 г., а представление о возможности осуществления антропогенной аэрозольной климатической катастрофы вытекало из работы М. И. Будыко, опубликованной в 1974 г.

В 1982—1983 гг. в своих выступлениях на различных совещаниях авторы этой книги обращали внимание на возможности глобальных катастрофических последствий ядерного столкновения.

Этой проблеме было посвящено выступление Ю. А. Израэля 9 мая 1983 г. на IX Конгрессе Всемирной метеорологической организации (ВМО) при обсуждении вопроса «Метеорология и общество» (Израэль, 1983а).

16—18 мая 1983 г. в Москве состоялась Всесоюзная конференция советских ученых «За мир и избавление человечества от ядерной угрозы», на которой А. М. Обухов и Г. С. Голицын выступили с докладом «Возможные атмосферные последствия ядерного конфликта» (1983). В этом докладе было указано, что температура сильно замутненной дымом или пылью нижней атмосферы и подстилающей поверхности должна стремиться к температуре теплового равновесия, определяемой равенством усваиваемой атмосферой солнечной энергии и уходящего теплового излучения поверхности Земли и атмосферы. В нормальных условиях эта температура равна $255 \text{ K} = -18^\circ\text{C}$. В нем же было отмечено, что резкое ослабление влагооборота в этих условиях должно приводить к увеличению времени жизни аэрозоля в атмосфере,

и указано на неизбежность изменения общей циркуляции атмосферы. Более подробно это изложено в научном исследовании Комитета советских ученых за мир, против ядерной угрозы (Голицын, Гинзбург, 1983). В 1983—1984 гг. были опубликованы результаты первых работ Вычислительного центра АН СССР по численному моделированию последствий для климата ввода в атмосферу большого количества дыма (On the modelling..., 1983). В 1983 г. в работах Ю. А. Израэля были подняты такие вопросы, как разрушение слоя озона, геофизические и экологические последствия ядерной войны, а в его монографии был сделан подробный обзор данной проблемы на начало 1984 г.

Осенью 1983 г. в Вашингтоне состоялась конференция по биологическим последствиям ядерной войны. На этой конференции в докладе Сагана и выступлениях Турко впервые был предложен термин «ядерная зима». Представленные на конференции результаты расчетов по моделям общей циркуляции, проведенных в Вычислительном центре АН СССР и в Национальном центре атмосферных исследований США, были очень близкими. Оказалось, что после ядерного столкновения во внутриконтинентальных областях произойдет значительное понижение температуры подстилающей поверхности (температура опустится существенно ниже точки замерзания воды). Аналогичные результаты были получены в расчетах по простой пространственно осредненной, так называемой радиационно-конвективной модели Турко и др. (Turco et al., 1983), и еще более простой модели (Голицын, Гинзбург, 1983, 1985).

Непосредственно после конференции в Вашингтоне состоялась научная дискуссия, проведенная по телевидению («телемост» между Москвой и Вашингтоном), в ходе которой советские и американские ученые обсуждали возможные разнообразные последствия ядерной войны — биологические, атмосферные, экологические и медицинские. С советской стороны в обсуждении атмосферных и экологических последствий ядерного конфликта принимал участие Ю. А. Израэль — один из авторов данной книги. Он же выступил с докладом на эту

тему на 9-й Международной конференции по физике облаков, проведенной в Таллине в августе 1984 г.

С конца 1983 г. активную работу по проблемам последствий ядерной войны для природы, биосферы и сельского хозяйства начал Научный комитет Международного совета научных союзов по проблемам окружающей среды. В рамках проекта ENUWAR (Environment and Nuclear War, т. е. окружающая среда и ядерная война) была проведена серия семинаров и рабочих совещаний ученых разных стран (один из таких семинаров состоялся в мае 1984 г. в Ленинграде), в результате которых был подготовлен и издан доклад в двух томах: Том I — физические последствия (Pittock et al., 1985), том II — биологические последствия ядерного конфликта, в том числе для сельского хозяйства (Hargwell and Hutchinson, 1985).

По инициативе СССР в 1984 г. ВМО обратилась к Объединенному научному комитету ВМО/МСНС, руководящему Всемирной программой исследований климата, с предложением обсудить возможные климатические последствия ядерной войны. Члены этого комитета Г. С. Голицын и Н. А. Филлипс подготовили доклад «Возможные климатические последствия крупномасштабной ядерной войны» (Golitsyn and Phillips, 1985), который был одобрен и представлен в ВМО. На некоторых выводах этого доклада мы остановимся в параграфе 2.3.

Итак, в СССР, США, Австралии, ФРГ, Англии, Канаде и ряде других стран в настоящее время ведется активная работа по уточнению оценок последствий ядерной войны для атмосферы, климата и биосферы в целом. Несмотря на то что по ряду вопросов еще имеются неопределенности, возможность глобальных катастрофических последствий ядерного конфликта сейчас представляется совершенно несомненной.

Результаты всех исследований в этой области указывают на недопустимость ядерной войны, которая с неизбежностью приведет к крупномасштабному изменению климата на нашей планете и причинит непоправимый ущерб как биосфере в целом, так и всему человечеству.

Рассмотрим некоторые опубликованные сценарии ведения ядерной войны. Все известные до сих пор сценарии — журнала Амбио (1982), около 20 сценариев Турко и др. (Turco et al., 1983), сценарий упомянутого отчета (The Effects... , 1985), сценарий проекта ENUWAR (Pitcock et al., 1985) — разработаны либо частными лицами, либо общественными учреждениями и поэтому ничьей официальной точки зрения не отражают. В то же время все они имеют некоторые общие черты, на которых мы и остановимся. Так, например, во всех сценариях предполагается, что ядерные заряды обеих сторон могут быть использованы как против военных целей, так и против экономического потенциала противника, значительная часть которого находится в городах или пригородах.

Подземные цели, согласно сценариям, будут поражаться путем наземных взрывов большой мощности, т. е. зарядами в 1 Мт и более (до 20 Мт), наземные цели — зарядами от 50 до 500 кт.

Для сравнения напомним, что мощность атомной бомбы, сброшенной в августе 1945 г. на Хиросиму, была около 12 кт эквивалентной мощности тринитротолуола (ТНТ) и на Нагасаки — 20 кт. Всего в мире к 1985 г. накоплено до 50 000 единиц зарядов ядерного оружия (Pitcock et al., 1985) с суммарной мощностью около 12 000 Мт. Согласно основным сценариям, предполагается использование примерно половины этого количества зарядов. Принималось также, что около половины общего количества взрывов будут наземными.

При наземных взрывах или взрывах вблизи земной поверхности (на высоте ниже 0,5—1 км) образуются глубокие воронки (кратеры) и выбрасывается огромное количество грунта (пыли).

При воздушных взрывах (когда огненный шар при взрыве не касается земной поверхности (Glasstone and Dolan, 1977) основными поражающими факторами являются световое излучение и ударная волна. Первое способно вызвать пожары на огромных площадях в городах и особенно в лесах, а также на газовых и нефтяных промыслах. В результате многочисленных пожаров создается реальная возможность попадания в атмосферу

большого количества дыма и различных газообразных веществ. Аэрозольные частицы, выбрасываемые при взрыве и образующиеся при пожарах, приводят к помутнению атмосферы и другим изменениям ее радиационных свойств.

Из табл. 2 (Израэль, 1983б) видно, что большинство

Таблица 2

Геофизические (экологические) последствия основных крупномасштабных поражающих факторов ядерных взрывов

Основные крупномасштабные эффекты (поражающие факторы)	Возможные геофизические последствия
1. Загрязнение биосферы радиоактивными продуктами	Изменение электрических свойств атмосферы, изменение погоды Изменение свойств ионосферы
2. Загрязнение атмосферы аэрозольными продуктами	Изменение радиационных свойств атмосферы Изменение погоды и климата
3. Загрязнение атмосферы различными газообразными веществами (метаном, этиленом, тропосферным озоном и т. д.) тропосферы верхней атмосферы	Изменение радиационных свойств атмосферы, изменение погоды и климата Изменение радиационных свойств верхней атмосферы, нарушение озонового слоя Изменение возможности прохождения УФ излучения, изменение климата
4. Изменение альbedo земной поверхности	Изменение климата

крупномасштабных эффектов ядерных взрывов в конечном итоге ведет не только к изменениям погоды и климата, но и к другим серьезным геофизическим последствиям.

При наземных ядерных взрывах в атмосферу выбрасывается огромное количество грунта (пыли)— до

5000 т породы на 1 кт мощности взрыва; из них небольшая часть испаряется — до 15—25 т/кт (Израэль, 1973, 1984). Испарившаяся часть затем превращается в высокодисперсную аэрозольную фракцию со средним размером в доли микрометра (при мощности наземных взрывов 2500 Мт общее количество такого материала составит 40—60 Мт).

Большая часть выбрасываемого грунта выпадает вблизи места взрыва, основная часть испарившегося вещества (до 80 %) захватывается грубодисперсными аэрозолями, оставшиеся высокодисперсные аэрозоли выпадают на поверхность земного шара в течение недель, месяцев и даже лет.

Общий объем грунта, вовлеченный в радиоактивное облако, резко убывает с высотой взрыва. При высоком воздушном взрыве масса образующегося аэрозоля практически равна массе ядерного устройства.

Скорость подъема огненного шара в нижней части атмосферы около 100 м/с. Поднимаясь, огненный шар растет, сворачивается в тор, превращается в облако, постепенно теряет плавучесть, вступая во все более разреженные слои атмосферы, наконец, на определенной высоте его масса сравнивается с массой вытесненного им воздуха и шар останавливается. Высота подъема зависит от мощности взрыва и стратификации атмосферы. На рис. 13 показано распределение высот верхней и нижней границ облака в зависимости от мощности взрыва для тропической атмосферы ($<30^\circ$ ш.) и атмосферы более высоких ($>30^\circ$) широт. В низких широтах вследствие значительной высоты тропопаузы подъем происходит до больших высот, однако относительно положения самой тропопаузы различие между высотой подъема в низких и высоких широтах невелико.

В случае массового применения воздушных взрывов общее количество инертного вещества, превращенного в высокодисперсные аэрозольные частицы, ограничится, по-видимому, десятками тысяч тонн. При существенном вкладе наземных взрывов это количество может быть на 1—2 порядка больше. Это вещество будет заброшено

в стратосферу на высоту 10—40 км и будет находиться там длительное время (месяцы, даже годы).

Для оценки высоты подъема пыли в атмосфере и ее характеристики используем данные о воздействии ядер-

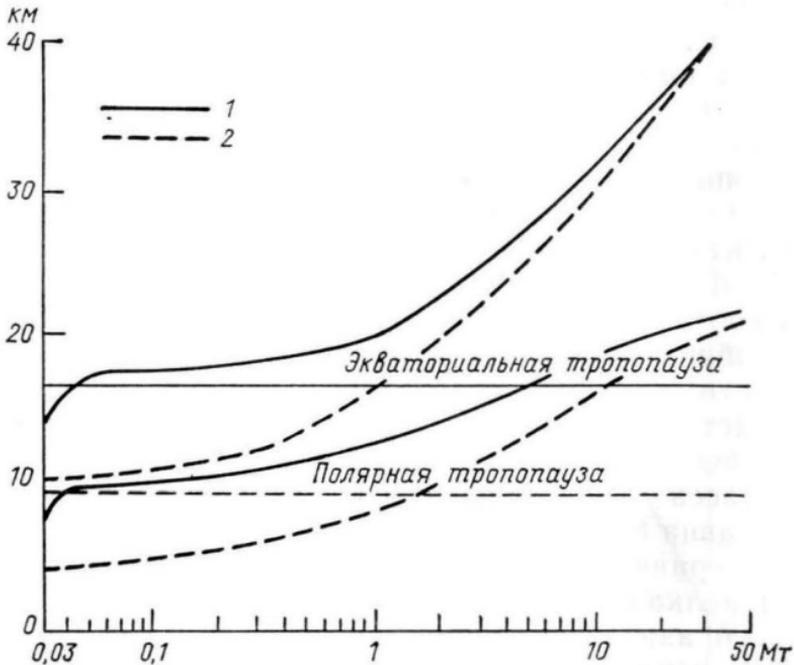


Рис. 13. Зависимость высоты подъема (км) грибовидного облака взрыва от его мощности (Мг).
1 — для верхней и нижней границ облака в тропиках, 2 — для средних и высоких широт.

ных взрывов на аэрозольный режим, опубликованные в книге Ю. А. Израэля «Изотопный состав радиоактивных выпадений» (1973), а также в книге Глестона и Долана (Glasstone and Dolan, 1977).

Распределение по размерам частиц, попадающих в облако при наземном взрыве описывается логарифмически нормальным законом (Израэль, 1973):

$$N(d_1, d_2) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{\lg d_1}^{\lg d_2} e^{-\frac{(\lg d - \lg \bar{d})^2}{2\sigma^2}} d(\lg d), \quad (1)$$

где d — диаметр частиц, мкм; σ — дисперсия. Для

взрыва на силикатных почвах $\lg \bar{d} \approx 2,053$, $\sigma = 0,732$, для взрыва на коралловом грунте $\lg \bar{d} = 2,209$, $\sigma = 0,424$.

Характер этого распределения очень близок к распределению активности частиц, их массы, объема, следовательно, оно может использоваться в целом и для вовлеченного в облако ядерного взрыва вещества. Частицы больших размеров распределены по степенному закону с показателем степени, близким к «-4».

Если взять верхний предел по массе в этой формуле приходящимся на частицы размером менее 1 мкм — 0,2 %, то масса таких частиц в облаке (при расчете от 5000 т/кт) при полной мощности взрывов 2500 Мт составит 50 Мт.

В соответствии с работой Турко и др. (Turco et al., 1983) общее количество вещества в облаке (при полной мощности 5000 Мт) составляет $9,6 \cdot 10^8$ т; из них 80 % поступает в стратосферу, при этом доля частиц размером менее 1 мкм составляет 8,4 %. Таким образом, общая масса высокодисперсных частиц в стратосфере будет равна 80 Мт.

Для сравнения укажем, что через месяц после извержения вулкана Эль-Чичон (1982 г.) количество стратосферного аэрозоля (размером менее 1 мкм) составило 23 Мт, через шесть месяцев — 8,3 Мт (Кондратьев, 1983). Напомним также, что при извержении Кракатау образовалось около 30 Мт аэрозоля всех размеров, правда, при несколько ином распределении частиц по размерам.

Согласно основному сценарию отчета (The Effects... , 1985), в стратосферу заносится от 10 до 23 Мт пыли (субмикронной). Такое различие в результатах возникает из-за того, что в соответствии с этим сценарием, в отличие от сценариев Турко и др. у поверхности производится большее количество менее мощных взрывов. В то же время в тропосфере может находиться 200—500 Мт пыли, из которых субмикронная фракция составляет 8 % (т. е. 17—40 Мт). Из нижней части тропосферы пыль может быть выведена примерно за неделю, однако в верхней тропосфере время жизни частиц пыли будет в несколько раз больше.

В этом же докладе рассмотрен случай использования 100 водородных бомб мощностью 20 Мт каждая. Согласно рис. 14, облако от такого взрыва стабилизируется

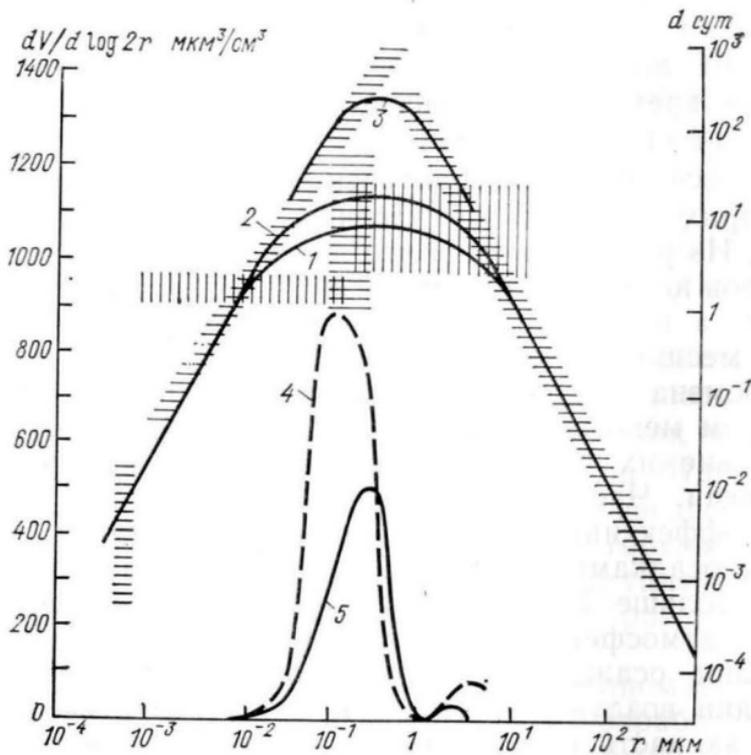


Рис. 14. Зависимость времени жизни d частиц аэрозоля от их радиуса r на различной высоте (Jaenicke, 1981).

1 — ниже 1,5 км, 2 — в средней тропосфере (около 5 км), 3 — вблизи тропопавузы (10—11 км), 4, 5 — распределение частиц дымового аэрозоля по объему в зависимости от их радиуса (Stith et al., 1981) для пробы, взятой на высоте 1,83 км на расстоянии 10 км по ветру от источника дыма (4) и на высоте 1,22 км на расстоянии 18,5 км по ветру (5). Возможные пределы изменения параметров заштрихованы.

на высоте 19—37 км, т. е. практически вся поднятая с земной поверхности пыль попадает в стратосферу. При наиболее вероятном подъеме 0,3 Мт пыли на 1 Мт взрывной мощности в стратосфере окажется 600 Мт пыли (возможны колебания от 200 до 1000 Мт), из них около 50 Мт приходится на субмикронный диапазон. Время жизни частиц пыли в стратосфере, так же как и в тропосфере, зависит от их размера.

Для рассмотрения вопроса о влиянии пыли, выброшенной ядерными взрывами в атмосферу, на прохождение солнечного излучения приведем более подробные сведения о времени жизни аэрозольных частиц в атмосфере и их показателе преломления. Это время зависит также от высоты, на которой они могут находиться. Среднее время жизни частиц в тропосфере приведено на рис. 14 (Jaenicke, 1981).

Для всех кривых характерен более или менее острый пик, приходящийся на частицы радиусом от 0,1 до 1 мкм. Из рисунка видно, что частицы в этом интервале размеров на высоте 1,5 км могут существовать примерно неделю, а в нижней стратосфере вблизи тропопаузы — много месяцев (до года), хотя в конкретных условиях эти времена могут существенно различаться. Частицы размером меньше 0,1 мкм имеют меньшее время жизни вследствие их быстрой коагуляции с более крупными частицами. Частицы размером больше 1 мкм служат более эффективными центрами конденсации и вымываются осадками (мокрое осаждение), а частицы размером больше 10 мкм могут достаточно быстро выпадать из атмосферы под действием силы тяжести (гравитационное осаждение). Кроме того, при турбулентном движении воздушных масс с практически неоседающей примесью часть этой примеси в результате сорбции будет выпадать на земную поверхность — возникает «сухое» осаждение такой примеси с эффективной скоростью 0,5—0,8 см/с.

При прочих равных условиях время жизни частиц аэрозоля в стратосфере намного больше, чем время жизни аэрозольных частиц в тропосфере.

Показатель преломления является основной оптической характеристикой аэрозоля. Поллак и соавторы (Pollack et al., 1973) измерили комплексный показатель преломления ряда скальных и вулканических пород. В видимом диапазоне реальная часть показателя преломления этих пород была в пределах 1,47—1,57, а мнимая часть варьировала от $2 \cdot 10^{-5}$ (вулканические стекла) до $1 \cdot 10^{-3}$ у скальных пород (андезит). В результате наиболее часто используется комплексный показатель

преломления для пыли в видимом диапазоне $m=1,5—0,001i$. В тепловом диапазоне оптические свойства этих материалов существенно зависят от длины волны, поскольку вблизи 10 мкм имеются сильные полосы поглощения у кремния — основного материала многих пород. В окне прозрачности атмосферы 8—12 мкм различные типы пород согласуются по поглощению с точностью до 50 %.

Отчет (The Effects..., 1985) рекомендует пользоваться характеристиками поглощения базальтового стекла, которые зависят от длины волны (см. работу Поллака и соавторов).

Дым ядерных пожаров. Для оценки климатических последствий ядерной войны необходимо знать, какое количество дыма поступит в атмосферу, как высоко и далеко он распространится, как долго он будет существовать в атмосфере. Для этого нужны сведения о пожарах, включающие данные о запасах горючего материала, о распространении пожаров, о поступлении дыма, его оптических и физических свойствах, распределении частиц дыма по размерам и т. д.

Необходимо отметить, что теория крупномасштабных пожаров как следствие ядерной войны разработана еще недостаточно, так как только в 1982 г. было обращено внимание на то, что в результате возникновения пожаров в атмосферу может поступить большое количество дыма.

Человечество уже давно сталкивается с массовыми городскими пожарами. Так, пожар в Риме в 64 г. во время правления Нерона продолжался 9 дней и уничтожил большую часть города с миллионным населением, где каменные дома составляли значительную часть городских построек. Русские деревянные города, большие и малые, не раз выгорали полностью. Лондонский пожар в сентябре 1666 г. в течение двух дней уничтожил свыше 13 000 домов. Здесь можно также вспомнить пожар Москвы 1812 г. или огромный пожар 1871 г. в Чикаго. Про последний известно, что он был вызван лишь одним источником огня (Кегг, 1971).

В современную эпоху человечество встретилось с новыми причинами массовых пожаров. Одними из них являются сильные землетрясения в пределах больших современных городов. Землетрясения разрушают газопроводы, вызывают короткие замыкания в электрических цепях, приводят к разливу нефтепродуктов и т. д. Особенно сильные пожары были при землетрясениях 1906 г. в Сан-Франциско и 1923 г. в Токио. Эти примеры показывают, что при определенных условиях пожары в городах распространяются быстро и охватывают большие территории.

Пожары, возникавшие в результате массированных бомбардировок городов во время второй мировой войны, дают некоторое представление о пожарах ядерной войны. Во время бомбардировки Гамбурга 27 июля 1943 г. на площади в десятки квадратных километров начались пожары, слившиеся в огненный смерч, дым от которого поднимался на высоту 9—12 км (Ebert, 1963)¹. Высокому подъему дыма способствовало наличие почти адиабатического градиента температуры в нижних слоях атмосферы. Дым и пыль закрывали небо над городом в течение 30 ч после начала пожаров.

В результате двух массированных налетов на Дрезден, совершенных английской и американской авиацией 13 и 14 февраля 1945 г., в городе начались массовые пожары, продолжавшиеся около недели. На площади более 12 км² было разрушено свыше 75 % построек. Пожары сопровождались образованием огненного смерча.

Огненные смерчи наблюдались также при бомбардировках Касселя и Дармштадта. Однако в других случаях при аналогичных бомбардировках они не возникали. Последующие исследования показали, что для образования огненных смерчей требуется высокая скорость выделения тепла на единицу площади, близкие к адиабатическому (10 °C/км) градиенты температуры и не очень сильные ветры со скоростью 5—10 м/с.

¹ По другим данным (Brunswick, 1982) дым при этом поднимался до 7 км.

Бомбардировки Хиросимы и Нагасаки 6 и 10 августа 1945 г. являются единственным случаем использования ядерного оружия против городов (и вообще во время войны). В Хиросиме была разрушена и выгорела дотла часть города (площадью около 13 км^2) радиусом 2 км от эпицентра взрыва, причем возник и огненный смерч. В Нагасаки, где была сброшена более мощная бомба, выгорела меньшая площадь (7 км^2): благодаря сильно пересеченной местности значительные части города были затенены от прямой радиации светового импульса ядерного взрыва.

Все приведенные выше примеры указывают на то, что при изучении последствий ядерного взрыва необходимо учитывать большое число факторов: метеорологических, топографических, характер застройки и т. п.

Согласно Глестону и Долану (Glasstone and Dolan, 1977), при ядерных взрывах на высоте ниже 10 км 30—40 % энергии взрыва расходуется в виде импульса (длительностью порядка секунды или нескольких секунд для мегатонных взрывов) интенсивного излучения в видимом диапазоне спектра (и вблизи этого спектрального участка), 45—55 % энергии идет на образование ударной волны и около 15 % расходуется на образование проникающей радиации и наведенной радиоактивности. Возгорание является прямым следствием воздействия светового импульса, интенсивность которого обычно измеряется в килоджоулях на квадратный метр, т. е. это поток светового излучения, проинтегрированный по времени импульса. Порог возгорания сильно зависит от свойств облучаемого материала, его влажности и т. д. и изменяется от 210 до $630\text{—}840 \text{ кДж/м}^2$ (от 5 до $15\text{—}20 \text{ кал/см}^2$). В качестве примера укажем, что в Хиросиме предел возгорания был 294 кДж/м^2 , а в Нагасаки — 840 кДж/м^2 . Значение плотности энергии излучения, вызывающей пожары, зависит от мощности взрыва и от метеорологической дальности видимости в пограничном слое. На рис. 15, взятом из отчета (The Effects..., 1985), показана зависимость полной плотности энергии излучения от расстояния до эпицентра взрыва (в тропосфере) при различной дальности видимости. Последняя опреде-

ляется в основном влажностью атмосферы и наличием аэрозоля.

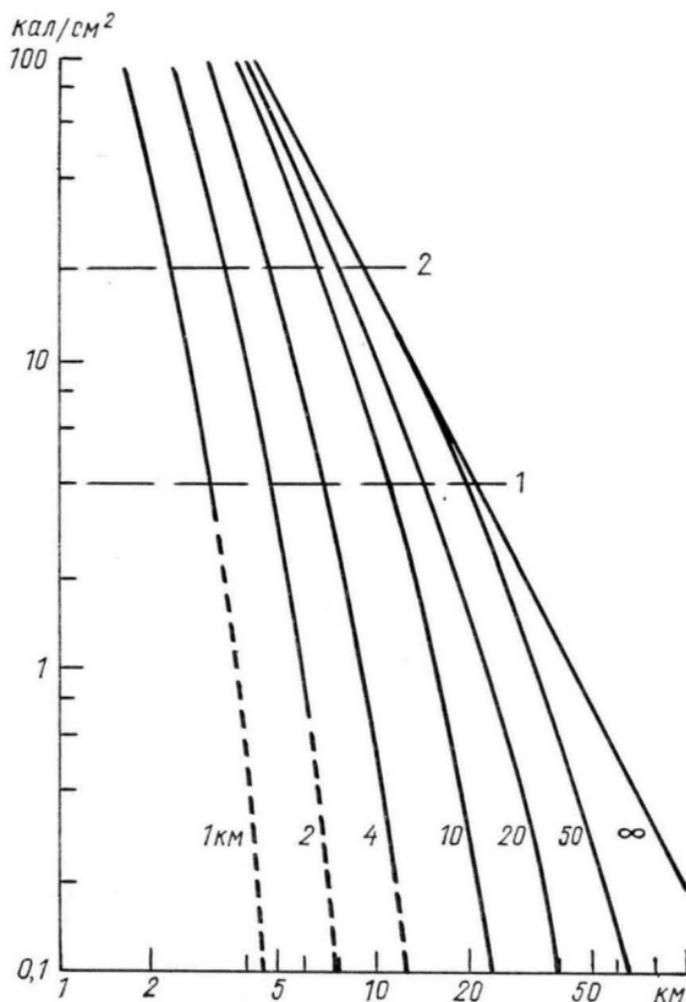


Рис. 15. Зависимость максимального облучения световой энергией от горизонтального расстояния при различной дальности видимости для взрыва мощностью 1 Мт на высоте несколько км (Kerr et al., 1971).

1 — предел возгораемости в Хиросиме, 2 — в Нагасаки. Световое облучение приблизительно пропорционально мощности взрыва.

Световой импульс является причиной первичных загораний. Следующая за ним ударная волна давления может как подавлять огонь (сдувая его или покрывая

горючий материал негорящими остатками зданий), так и способствовать его распространению и появлению новых очагов путем разрушения и разбрасывания твердых горючих материалов, разрушения нефте- и газопроводов и т. д. Дальнейший подъем огненного шара приводит к захвату новых масс воздуха, что способствует распространению огня. Существуют грубые оценки (The Effects..., 1985), из которых следует, что, хотя скорость выделения энергии при пожаре Хиросимы была заметно ниже, чем, скажем, при пожаре Гамбурга 1943 г., тем не менее и в этом случае развился огненный шторм и практически все, что могло гореть, сгорело в радиусе 2 км. В целом можно не сомневаться, что пожары после ядерного взрыва будут более разрушительными, чем все известные в истории пожары больших городов.

Пожары могут возникать также в лесах и степях. Характерно, что Крутцен и Беркс представили свои первые оценки выхода дыма именно для лесных пожаров. Согласно данным рис. 15, площадь возгорания от взрыва с энергией 1 Мт достигает примерно 700 км². Лесные пожары, вызванные ядерными взрывами, могут оказаться более интенсивными, чем обычные лесные пожары, например, из-за повала леса ударной волной. Приблизительным аналогом здесь являются пожары, вызванные падением Тунгусского метеорита 30 июня 1908 г. Его вход в атмосферу и взрыв на высоте около 8—10 км не сопровождался образованием огненного шара (интенсивность свечения в этом случае была на несколько порядков меньше, чем при взрыве ядерной бомбы), но ударная волна, по оценкам Е. Л. Кринова, была такой, так при взрыве 10 Мт ТНТ на высоте около 8 км. Повалено было около 2000 км² леса, кора и сучья со многих деревьев были содраны, возникли многочисленные пожары и полнота сгорания была гораздо большей, чем при обычных лесных пожарах в тайге. Однако площадь возгорания и степень распространения пожаров сильно зависят от сезона и погоды, будучи, естественно, наибольшими летом и в сухую погоду и наименьшими зимой.

Количество дыма, поступающее в результате пожаров в атмосферу, зависит от массы и природы топлива и условий горения. Согласно современным воззрениям (Crutzen et al., 1984; The Effects..., 1985; Pittock et al., 1985), основными источниками дыма будут городские пожары.

В апреле 1984 г., в Лондоне в рамках проекта ENUWAR состоялся семинар, посвященный городским пожарам. На нем были представлены данные о плотности горючих материалов. Оказалось, что плотность колеблется от 200 кг/м² в центре современного европейского города до 20 кг/м² в его пригородах. Используя три модели города с населением 1 млн. человек, Ларсон и Смолл (Larson and Small, 1982) оценивают полный запас топлива в них в пределах 10—40 Мт. В мире сейчас существует около 200 городов с населением 1 млн. человек и более. Сценарий Амбио (1982) насчитывает около тысячи городских целей. Поэтому «потенциальное топливо» составляет приблизительно 10 000 Мт. Сюда же можно отнести запасы нефти, газа, угля и т. д. Детальный подсчет городского топлива в отчете (The Effects..., 1985) дает 7500 Мт, из которых 5000 Мт приходится на древесные материалы, 1500 Мт — на нефть и нефтепродукты, 1000 Мт — на различные пластмассы, полимеры, промышленную органику и т. д. Примерно те же, хотя и несколько меньшие, цифры приведены в книге Питтока и др. (Pittock et al., 1985), однако сказано, что неопределенность при этом составляет около 50 %.

Образование дыма (в процентах от массы сгораемого материала) сильно зависит от условий горения. Масса дымовых частиц быстро растет с уменьшением подачи кислорода или с ростом температуры вентилирующего воздуха. При тлении масса дыма может увеличиваться во много раз. Так, при горении леса на площади около 10 м² относительная масса дыма составляет 3—6 % и увеличивается до 15 % при тлении; при горении нефтепродуктов, пластмасс, резины — 1—15 % при пламенном горении и 5—40 % при тлении. Тщательный обзор многих источников позволил авторам этого отчета принять в качестве средней оценку, равную 4 %. Если принять

в первом приближении, что сгорает половина запасов «потенциального топлива», то мы получаем оценку массы дыма в 200 Мт.

Отметим, что по результатам весьма детальных расчетов авторы отчета (The Effects..., 1985) приходят к выводу, что города являются источником 150 Мт дыма. При этом они принимают, что предел плотности энергии, вызывавшей воспламенение, близок к максимальному (840 кДж/м^2), что $1/3$ областей поражения перекрывается при множественных взрывах и что пожары не распространяются. С учетом возможных неопределенностей считается, что масса дыма составит 20—450 Мт. Предел 20 Мт получен при выходе дыма 1 %, и при городской плотности топлива 20 кг/м^2 по сравнению с 40 кг/м^2 в основном случае.

Рассмотрим теперь лесные пожары. Согласно Сафронову и Вакурову (1981), запасы сухой древесины в среднем составляют около 15 кг/м^2 , но они могут варьировать от 1 до 30 кг/м^2 , достигая $25\text{—}30 \text{ кг/м}^2$ в высокопродуктивных лесах, в которых $15\text{—}20\%$ сухой биомассы ($3,5\text{—}6 \text{ кг/м}^2$) может находиться в виде горючей подстилки и опадка (сухие сучья, листья и т. п.), обычно сгорающих полностью. Из массы древостоя сгорает примерно 20 % (сучья толщиной до 4 см, кора, часть ствола). В среднем сгорает примерно $1/3$ сухой биомассы, что при запасах сухой древесины 15 кг/м^2 составит около 5 кг сгораемого материала на 1 м^2 леса.

До сих пор еще не учитываются пожары в торфяниках, где запасы горючего материала могут составлять от $0,5$ до 15 кг/м^2 (Сафронов и Вакуров, 1981). Летние пожары в торфяниках, как показал 1972 г., в режиме тления могут продолжаться вплоть до сезона осенних дождей.

Имеется описание эксперимента по сжиганию штабеля дров с оценкой массы дыма методом лидарного зондирования (Девлишев и др., 1979). Выход дыма оказался около 2 %. Крутцен и соавторы (Crutzen et al., 1984) приводят данные, что при горении различных сортов деревьев выход дыма составляет от $0,5$ до 7 %, причем наиболее вероятным считается значение 4 %. В от-

чете (The Effects..., 1985) принято, что на 1 м² леса сгорает 4 кг древесины (как и у Крутцена и соавторов), а выход дыма составляет 3 %. Таким образом, различные независимые источники хорошо сходятся в оценках как плотности «топлива», так и выхода дыма. Выход дыма составляет 0,1 кг/м², согласно советским данным, 0,16 кг/м² по Крутцену и др. (1984), 0,12 кг/м² по отчету (The Effects..., 1985).

В первоначальных оценках Крутцена и Беркса предполагалось, что может сгореть примерно 1 млн. км² леса (10¹² м²). Это даст 100—160 Мт дыма (в первоначальных расчетах упомянутых авторов, предложивших значение 200 Мт, принималось, что сгорает 5 кг/м² при 4 % выхода дыма). В основном сценарии (The Effects..., 1985) считается, что сгорает 2,5·10⁵ км² леса и это дает 30 Мт дыма, но допускается возможность получения и 200 Мт дыма от пожаров в лесу при его площади в 10⁶ км² и при выходе дыма 5 %. В качестве нижнего предела в этом докладе считается отсутствие дыма от лесных пожаров.

В главе 1, рассматривая лесные пожары, мы уже упоминали, что в обычных условиях дым от них поднимается до высоты 2—3 км, хотя известны случаи и гораздо более высоких подъемов. Первоначальный подъем дыма происходит в так называемых термиках — воздухе, нагретом пожарами. Они поднимаются до высоты, где плотность воздуха внутри них сравнивается с плотностью окружающей среды. При подъеме воздух в термиках может расширяться, охлаждаясь при этом, в них может также вовлекаться окружающий воздух.

Высота подъема и возможность проникновения в стратосферу восходящих конвективных потоков, обусловленных большими пожарами, могут быть приближенно оценены в соответствии с теорией турбулентных струй. Результаты расчетов применительно к рассматриваемому случаю приведены в монографии Ю. А. Израэля (1984).

Численные расчеты для двухслойной атмосферы проводились в работе Вульфсона и Левина (1981). В ней показано, что при источнике мощностью 10⁶ кВт (что

соответствует сгоранию 70 т керосина в 1 ч) струя в сухой стандартной атмосфере распространится до высоты около 2000 м. Получено, что высота распространения струи пропорциональна корню в четвертой степени из тепловой мощности источника (см. также Гостинцев и др., 1985; Manins, 1985).

В расчетах подъема струи на большую высоту предполагалось, что высота тропопаузы составляла 11 000 м, тропосфера имела стратификацию стандартной атмосферы ($\gamma = dT/dz = -0,65^\circ\text{C}/100\text{ м}$), а стратосфера характеризовалась изотермией ($\gamma = 0$). В качестве граничных условий вблизи поверхности Земли принимались следующие условия: начальный радиус струи $R_0 = 500\text{ м}$, вертикальная скорость воздуха $\omega_0 = 20\text{ м/с}$, превышение температуры в струе по отношению к температуре окружающего воздуха $\Delta T_0 = 100, 200\text{ и }300^\circ\text{C}$. Эти условия соответствуют источникам тепла $Q = \pi R_0^2 \rho c_p \omega_0 \Delta T$ (ρ — плотность воздуха, c_p — его теплоемкость при постоянном давлении) мощностью приблизительно 0,9; 1,85 и $2,8 \cdot 10^9\text{ кВт}$.

Согласно расчетам, для максимальной из указанных мощностей потолок подъема струи достигал 12 км и более.

Таким образом, при мощности источника $(1 \div 2) \cdot 10^9\text{ кВт}$ струя может проникнуть в стратосферу. Такая мощность источников теоретически соответствует лесному пожару на участке площадью 10 км² в случае, когда скорость горения составляет 3—5 г/(м²·с), т. е. при полном выгорании леса (всей древесины) в течение 2—3 ч (что на практике не реализуется).

Фазовые переходы, обусловленные наличием влаги в атмосфере, количество которой будет увеличиваться за счет сгорания древесины, облегчают процесс подъема воздуха в конвективных потоках за счет выделения тепла конденсации.

Расчетами показано, что вертикальная скорость воздуха в струях, распространяющихся во влажной атмосфере, примерно в два раза выше, чем в сухой. Потолок струи метеотрона в стандартной насыщенной влагой атмосфере составил приблизительно 6000 м по сравне-

нию с 2000 м для сухой атмосферы при той же мощности источника.

Сведения, необходимые для оценки высот подъема различных термиков, обобщены в работе Мэнинса.

В условиях, когда можно пренебречь учетом влияния ветра (точнее, учетом сдвига направления ветра с высотой), и при средней скорости падения температуры с высотой около $6^\circ\text{C}/\text{км}$ высота подъема верхней границы термика оценивается как

$$z_{в.г} \approx 0,25Q^{1/4},$$

где z — высота подъема, км, Q — мощность теплового источника, МВт. На рис. 16, взятом из статьи Мэнинса и дополненном нами рядом точек, показана высота подъема термиков от 20 вулканических извержений и ряда больших лесных и городских пожаров. Сплошная линия соответствует приведенной формуле для $z_{в.г}$. Высота подъема нижней границы изолированного термика (если источник тепла действует заметно меньше времени подъема термика) оценивается как $z_{н.г} \approx 0,67z_{в.г}$. Для достижения высоты тропопаузы в средних широтах (10—11 км) мощность теплового источника должна быть $2,4 \cdot 10^6$ МВт (что хорошо согласуется с предыдущим анализом), а для заброса половины дыма в стратосферу тепловая мощность должна приближаться к 10^7 МВт.

Для проверки работоспособности этой формулы применим ее к результатам численного эксперимента Коттона (Cotton, 1985), который промоделировал численно процесс пожара в большом городе. В этом эксперименте на площади диаметром 8 км плотность выхода тепловой энергии составляла 10^5 Вт/м², а в сумме для всей площади $5 \cdot 10^6$ МВт (втрое больше, чем принимается для пожара Гамбурга летом 1943 г.). Согласно данной формуле, при этом $z_{в.г} = 12,1$ км. По расчетам Коттона высота подъема равна 14 км, при этом 44 % дыма вводится в нижнюю стратосферу. В случае пожара Гамбурга по той же формуле получают $z_{в.г} = 9$ км, что также хорошо согласуется с оценками наблюдений, по которым высота подъема составляет 7—12 км (Brunswig, 1982; Ebert, 1963). Аналогичные результаты получены и в численных

моделях больших пожаров, разработанных в Национальной лаборатории им. Лоуренса в Ливерморе, США (Pen-

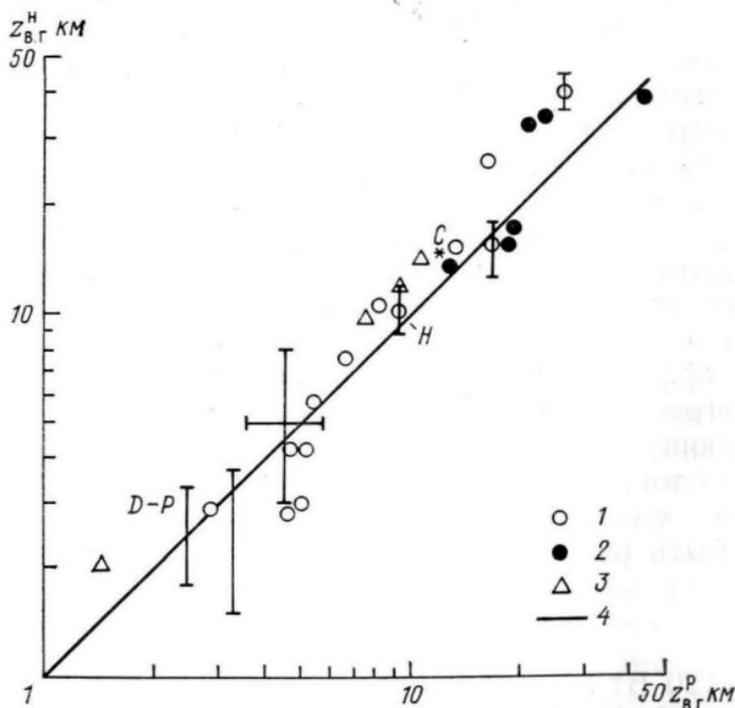


Рис. 16. Сравнение наблюдаемых ($z_{B,r}^H$) и рассчитанных ($z_{B,r}^P$) высот подъема верхней границы облаков, образовавшихся в результате больших пожаров и вулканических извержений. По Мэнинсу (Manning, 1985).

1 — средние широты, 2 — тропики (H — облака над Гамбургом в 1943 г., $(D-P)$ — результаты наблюдения за пожаром нефтяного завода (Davies, 1959), C — результат численного эксперимента Коттона (Cotton, 1985)), 3 — результаты расчетов Н. И. Вульфсона и Л. М. Левина (1981), 4 — $z_{B,r} = 0,255 Q^{1/4}$ (где Q — мощность, МВт).

per et al., 1985; Penner and Haselman, 1985, см. также Pittock et al., 1985).

Поскольку интенсивность пожаров будет разной, можно предположить, что дым должен быть равномерно распределен по высоте примерно от 1 до 10 км, как в статье Турко с соавторами (Turco et al., 1983), или до 9 км, как в отчете (The Effects..., 1985). Однако вполне возможно, что значительное количество дыма попадает и в нижнюю стратосферу.

На основании всего сказанного представляется маловероятным прямое попадание значительного количества аэрозольных частиц, образующихся в результате лесных пожаров, в стратосферу. Это может произойти лишь в единичных случаях. Более вероятно проникновение частиц дыма в стратосферу при городских пожарах.

Существует еще один механизм (кроме повышенной влажности воздуха, на что уже указывалось), способствующий подъему дыма. В результате поглощения солнечной радиации дымом атмосфера нагревается по сравнению с чистыми слоями воздуха, лежащими над задымленными. Это должно приводить к появлению дополнительной плавучести у задымленного воздуха. Грубая оценка эффективности этого механизма была получена Гинзбургом и др. (1985). Эти авторы обобщили модель, описывающую развитие дневного конвективного пограничного слоя, на объемное (равномерное по высоте) поглощение солнечной энергии. Тогда толщина слоя h может быть оценена в зависимости от времени t как

$$h(t) = (2Qt/\Delta\gamma\rho c_p)^{1/2},$$

где $Q \approx 120$ Вт/м² — средний за день положительный радиационный баланс на верхней границе поглощающего слоя, $\Delta\gamma = \gamma - \gamma_a \approx 3,5$ °С/км — отклонение вертикального градиента температуры от адиабатического ($-9,8$ °С/км), ρc_p — энтальпия единицы объема воздуха. Оценки показывают, что приблизительно за 10 дней этот механизм может поднять верхнюю границу задымленного слоя, скажем, с 2 до 10 км, т. е. до нижней границы стратосферы.

Механизм подъема разогретого задымленного воздуха хорошо воспроизводится в многослойных моделях общей циркуляции, учитывающих и стратосферу. Такие модели используются для моделирования глобальных последствий ядерной войны в Национальном центре атмосферных исследований США в Боулдере (Thompson, 1985) и в Национальной лаборатории в Лос-Аламосе (Malone et al., 1985), результаты которых описаны также Питтоком (Pittcock et al., 1985). Обе эти модели (а также и некоторые другие) показывают возможность подъема

значительного количества дыма в нижнюю стратосферу вплоть до 20 и даже 30 км.

В работе (Turco et al., 1983) считается, что за счет городских пожаров, где горючего вещества больше (в среднем 3 г/см^2 , в центре городов 10 г/см^2), образуется 52 % аэрозольных частиц, при огненных штормах — 7 %, при лесных пожарах (где горючего вещества содержится в среднем $2,2 \text{ г/см}^2$) в первые 10 дней — 34 %, в последующий месяц — 7 %. Если в городах сгорит $1,9 \text{ г/см}^2$ горючего вещества, в лесах — $0,5 \text{ г/см}^2$ (на площади $5 \cdot 10^5 \text{ км}^2$), а общее количество дыма составит $2,25 \cdot 10^8 \text{ т}$, из них 5 % (или около 11 Мт) попадает в стратосферу. Все это приведет к резкому увеличению оптической плотности атмосферы.

Очень важной проблемой является оценка времени жизни частиц дыма. В обычных условиях при небольшом количестве дыма, когда можно пренебречь его влиянием на термический режим атмосферы, дым ведет себя как обычный аэрозоль. Тогда его время жизни τ можно оценивать по данным, представленным на рис. 14, т. е. для нижней тропосферы оно составит несколько дней или неделю, для средней тропосферы 10—15 дней, для верхней около месяца. В нижней стратосфере для субмикронных частиц дыма τ может достигать уже многих месяцев.

Существенным является вопрос о том, в течение какого времени дым поступает в атмосферу. Согласно оценкам, в мирное время суммарное по земному шару поступление дыма за год составляет 200 Мт (Seiler and Crutzen, 1980), что близко к оценкам поступления дыма от пожаров ядерной войны. Основными источниками дыма в мирное время являются сжигание ископаемого топлива (нефть, уголь, газ), лесные и другие пожары, например связанные с земледелием. «Мирный» дым отличается от «военного», и условия его введения в атмосферу другие. Главным фактором является низкая интенсивность горения, в результате чего большая часть дыма сосредоточивается в пограничном слое атмосферы, т. е. в нижнем слое высотой 1 км. Отсюда частицы дыма быстро удаляются осадками. Кроме того, ввод дыма

осуществляется в разных местах и более или менее равномерно в течение года, поэтому он нигде не накапливается в количествах, которые могут заметно повлиять на термический режим атмосферы. К тому же содержание элементарного углерода в частицах дыма невелико, так как большая часть дыма образуется при сжигании древесины в контролируемых условиях. Среднее по всей атмосфере время жизни частиц дыма 10 дней или меньше (Ogren, 1982).

Отсюда можно оценить, что в каждый момент в атмосфере находится около 5,5 Мт дыма или меньше. Частицы этого дыма не очень сильно поглощают солнечную радиацию. В результате фоновые концентрации элементарного углерода обычно 0,1 мкг/м³ или меньше, и его оптическая плотность по поглощению порядка 0,01 (Charlson and Ogren, 1982).

Опубликованные сценарии ядерной войны (Ambio, 1982; The Effects..., 1985; Pittock et al., 1985) исходят из того, что основной обмен ядерными ударами будет происходить лишь несколько дней. Предполагается на основе исторического опыта, что пожары в городах будут продолжаться в течение суток с наиболее интенсивной фазой в первые несколько часов, а лесные пожары — в течение недели. При такой скорости ввода дымового материала в атмосфере будет накапливаться значительное количество дыма даже при нормальной скорости его выведения из атмосферы.

Однако есть все основания ожидать, что время жизни частиц дыма может заметно возрасти после введения большого количества «военного» дыма. Как мы уже говорили в главе 1, основным механизмом выведения аэрозоля из атмосферы является его вымывание осадками. В нормальных условиях большая часть осадков формируется в нижней половине тропосферы. Поэтому ввод большого количества дыма (порядка 50 % от его массы или более) в верхнюю половину ($z > 5$ км) тропосферы или даже в нижнюю тропосферу существенно увеличит среднее время жизни дыма, которое обычно составляет 5—10 дней. Кроме того, следует ожидать значительного уменьшения интенсивности влагооборота

(см. подробнее ниже), что затруднит выведение дыма осадками просто потому, что их будет меньше и они могут формироваться в более низких слоях тропосферы. Эти простые качественные соображения (Обухов и Голицын, 1983, 1984) были подтверждены количественно в численных экспериментах Мэлоуна с соавторами (Malone et al., 1985), где все эти процессы описывались достаточно детально.

Упомянем еще одну причину уменьшения количества осадков: резкое увеличение концентрации аэрозольных частиц в воздухе после задымления атмосферы приведет к увеличению числа центров конденсации, т. е. при одной и той же относительной влажности (которая на самом деле будет уменьшаться в разогревающейся атмосфере) скорость роста водяных капель замедлится из-за их конкуренции. Поэтому капли могут и не дорасти до размеров, достаточных для выпадения их в виде дождя (Crutzen and Birks, 1982; Обухов и Голицын, 1983, 1984).

Рассмотрим свойства дыма и их изменение со временем. На рис. 14 показано типичное распределение (кривые 4, 5) частиц по размерам в случае дыма от лесных пожаров. Это распределение было получено на основании анализа проб воздуха, отобранных на самолете Стисом и др. (Stith et al., 1981) на разных уровнях и расстояниях от большой горящей кучи лесного мусора. Из рисунка видно, что максимумы распределений приходятся на частицы размером около 0,1 и 0,3 мкм, т. е. относятся к интервалу наибольшего времени жизни. Распределение частиц по размерам влияет как на их время жизни, так и на перенос радиации в задымленном слое. Это распределение зависит как от свойств сжигаемого материала, так и от условий горения и близко к логарифмически нормальному с безразмерной полушириной распределения $\sigma=2$. Для таких распределений медианный радиус r_m по массе (т. е. радиус, делящий распределение на две равные части по массе частиц) в 4,3 раза больше модального радиуса, совпадающего с пиком распределения числа частиц по размерам. Величина r_m для деловой древесины близка к 0,2 мкм при горении и до-

ходит до 0,6 мкм при тлении, при этом содержание сажи (элементарного углерода) считается равным 8—30 %. Для различных полимеров $r_m = 0,6$ мкм. Количество сажи, образующейся при горении пластика и резины, составляет примерно 90 % их массы или более. Мы видим, что образующийся при горении всех этих материалов дым содержит частицы, попадающие в «щель Гринфильда» (см. рис. 14), т. е. наиболее долго живущие в атмосфере. К тому же сажевые дымы гидрофобны, по крайней мере в первые сутки их существования.

Важную роль в судьбе дымовых частиц играет коагуляция, в первую очередь путем броуновской диффузии. Благодаря этому частицы укрупняются, и их общее число в дымовом облаке не превышает 10^{-5} см³ после нескольких часов и 10^{-4} см⁻³ примерно через неделю (Twomey, 1977). Проблема коагуляции частиц дымового облака после ядерных пожаров учитывалась в моделях атмосферных последствий (Turco et al., 1983; Crutzen et al., 1984). Если начальная концентрация дыма вблизи интенсивного огня порядка 10^{-6} см⁻³ для городских и контролируемых пожаров и порядка 10^{-5} см⁻³ для лесных пожаров, то дальнейшее расширение восходящего воздуха уменьшает концентрацию дыма, процесс коагуляции резко замедляется (поскольку его скорость пропорциональна квадрату концентрации частиц), и обычно за время порядка получаса устанавливается устойчивое распределение частиц по размерам, и это распределение мало меняется в дальнейшем. Обзор данных для контролируемых и лесных пожаров позволил авторам отчета (The Effects..., 1985) предложить модальный радиус в 0,1 мкм как характерный для большинства дымов независимо от их происхождения и возраста (если не рассматривать первые минуты или час жизни дымовых частиц).

Воздух в поднимающихся термиках расширяется и охлаждается, что может приводить к конденсации как водяного пара из захваченного окружающего воздуха, так и пара — продукта горения. Эти капли могут захватывать частицы сажи и затем выпадать в виде «черного дождя», наблюдавшегося в Нагасаки и Гамбурге.

Этот процесс зависит от метеорологических условий и интенсивности пожаров. Согласно Ноксу (Кнох, 1985), этот вопрос был исследован на численных моделях в Лаборатории имени Лоуренса в Ливерморе. В Лаборатории получили, что в зависимости от метеоусловий при выпадении «черного дождя» может быть потеряно до 25 % введенных в атмосферу частиц (в случае Нагасаки таким образом было потеряно около 3 %, что согласуется с некоторыми косвенными оценками, Molenkamp, 1979).

Если дождь не выпадает сразу, то в дальнейшем водяные капли могут испариться и частицы дыма, собранные каплями, способны объединиться в одну большую частицу. Такой процесс также может влиять на распределение частиц по размерам и их концентрацию.

В отчете (The Effects..., 1985) описывается такой процесс по наблюдениям Л. Радке, который изучал трансформацию дыма в облаке, образовавшемся над лесным пожаром на высоте около 2 км. Он отбирал образцы частиц дыма с самолета как под облаком, так и над облаком (т. е. дым, прошедший через «фильтр» облачных капель). В дыме над облаком число частиц радиусом $r \leq 0,05$ мкм уменьшилось почти на порядок, так же как в несколько раз уменьшилось число частиц с $r \geq 0,5$ мкм, а число частиц промежуточных размеров практически не изменилось, хотя модальный радиус увеличился с 0,05 до 0,1 мкм. Однако полная масса субмикронных частиц практически не изменилась и коэффициент экстинкции в пределах 20 % остался тем же. В целом влияние облачных капель может менять распределение и концентрацию частиц дыма, однако имеющиеся немногочисленные данные показывают, что интенсивность этого влияния может быть и невелика. К тому же, как свидетельствуют простые физические представления, облачность в задымленной и нагретой атмосфере должна быть гораздо меньше развита, и расчеты на моделях общей циркуляции атмосферы, учитывающих облакообразование и изменение термического режима благодаря поглощению солнечного света дымом, указывают на резкое уменьшение количества облаков

в слоях атмосферы с дымом (Malone et al., 1985). В целом процесс трансформации и эволюции дыма при его подъеме от пожаров остается пока одним из наименее изученных во всей проблеме (Pittock et al., 1985).

Химический состав аэрозоля определяет его комплексный показатель преломления. Действительная часть этого показателя характеризует рассеивающие свойства, а мнимая — поглощательные. Если частицы имеют сложное или многослойное строение, то вопрос об определении показателя преломления может быть решен только путем измерений. В работе Турко и соавторов (Turco et al., 1983) для пыли принималось $m=1,5-0,001i$, а для дыма городских пожаров $m=1,7-0,3i$, что соответствует высокой концентрации сажи, в то время как Стис и др. (Stith et al., 1981) для дыма от лесных пожаров нашли $m=1,53-0,05i$. В отчете (The Effects..., 1985) в основном случае для дыма в среднем принято $m=1,55-0,1i$ с наименьшим значением от $m=1,5-0,002i$ до значения, используемого в статье Турко с соавторами.

Для расчета прохождения радиации (как солнечной, так и тепловой) используется уравнение переноса радиации в том или ином приближении (см. Liou, 1980). Обычно достаточно так называемого транспортного или двухпоточкового приближения — приближения дельта-Эддингтона. Вообще говоря, расчеты должны вестись по каким-то интервалам длин волн, если имеется зависимость поглощения и рассеяния от длины волны λ . Такая зависимость всегда существует, поскольку в поглощении и рассеянии играет роль параметр Ми: $\rho = \pi d / \lambda$, где $d = 2r$ — диаметр частицы сферической формы. Благодаря тому что модальный радиус распределения частиц по размерам близок к 0,1 мкм, параметр Ми близок к единице в максимуме солнечного спектра $\lambda = 0,55$ мкм и при этом свет наиболее интенсивно взаимодействует с частицами. Однако поскольку имеется распределение частиц по размерам, то эффекты сглаживаются по длинам волн спектра и возможно введение средних коэффициентов поглощения и рассеяния для всего солнечного

спектра, а также для тепловой радиации (Pittock et al., 1985).

Оптические свойства слоя аэрозоля характеризуются его оптической плотностью ослабления τ_e . При этом интенсивность потока прямой радиации, падающей на слой под углом θ , ослабляется на множитель $\exp(-\tau_e/\mu)$, где μ — косинус зенитного угла. Величина $\tau_e = \sigma_e M$, где M — масса ($\text{г}/\text{м}^2$) поглощающего аэрозоля в вертикальном столбе слоя (с основанием 1 м^2), а σ_e — коэффициент экстинкции, равный сумме коэффициентов поглощения σ_a и рассеяния σ_s . Ослабление прямого пучка радиации, падающего на аэрозольный слой, складывается не только из поглощения и рассеяния в переднюю полусферу (где при многократном рассеянии может произойти дополнительное поглощение радиации), но и из рассеяния в заднюю (по ходу луча) полусферу. При этом часть радиации отражается от слоя назад. Рассеяние и отражение назад определяются индикатриссой рассеяния света, которая зависит от размеров частиц и их показателя преломления. Чем больше мнимая часть комплексного показателя преломления, тем меньшая часть радиации рассеивается и отражается. Зависимости прохождения солнечного света от оптической толщины экстинкции для дыма и пыли были представлены на рис. 8.

В тепловом диапазоне, типичная длина волны для которого $\lambda = 10 \text{ мкм}$, параметр M_i для частиц дыма примерно равен $1/20$, поэтому дым оказывает весьма малое влияние на тепловое излучение. С учетом распределений частиц по размерам и их оптических свойств отчет (The Effects... , 1985) рекомендует в качестве основных величин использовать следующие: коэффициент экстинкции дымами для солнечного света $5,5(2 \div 9) \text{ м}^2/\text{г}$ (в скобках даны нижний и верхний пределы возможных изменений величины), коэффициент поглощения видимого света $2(1 \div 6) \text{ м}^2/\text{г}$, коэффициент поглощения в тепловом диапазоне $0,5(0,2 \div 5) \text{ м}^2/\text{г}$ (рассеяние в тепловом диапазоне для частиц с параметром M_i порядка 0,05 пренебрежимо мало). Эти цифры показывают, что слой дыма примерно на порядок слабее влияет на потоки излучения в тепловом диапазоне, чем в видимом.

Важным фактором в расчетах переноса радиации является так называемое альbedo однократного рассеяния, определяемое как $\omega = \sigma_s(\sigma_s + \sigma_a)^{-1} = \sigma_s/\sigma_e$, т. е. отношение коэффициента рассеяния к коэффициенту ослабления (экстинкции). Для принятых значений этих коэффициентов $\omega = (5,5 - 2)/5,5 = 0,64$. На самом деле для дымов с большим содержанием сажи $\omega = 0,5$ и для дымов лесных пожаров $\omega = 0,8 - 0,9$ (Crutzen et al., 1984). Кондратьев и др. (1984) дают обзор значений ω для различных аэрозолей. В зависимости от содержания в них сажи величина ω может меняться от 0,17 до 0,94. Очевидно, что величина ω может как-то меняться в процессе эволюции аэрозоля.

В заключение этого раздела дадим оценки оптической плотности облака дыма массой 150 Мт, если его равномерно распределить над 1) областью от 30 до 70° с. ш. (44 % площади полушария) и 2) над всем северным полушарием. В первом случае масса дыма в столбе $M = 1,34$ г/м² и при $\sigma_e = 5,5$ м²/г ($\pm 3,5$) мы получаем $\tau = 7,4$ ($\pm 4,7$). Во втором случае $\tau_e = 3,2$ ($\pm 2,0$). Согласно рис. 8, в первом случае прямой солнечный свет ослабляется более чем в тысячу раз, во втором — примерно в 40 раз.

Поглощение солнечного света слоем дыма должно приводить к разогреву атмосферы, а резкое ослабление интенсивности солнечного света у поверхности — к существенному изменению баланса энергии на поверхности. Все это должно менять термический, а следовательно, и динамический режим атмосферы и ее взаимодействие с подстилающей поверхностью. К описанию этих изменений, которые предсказываются моделями различной сложности и имеет ряд, пусть неполных, природных аналогов, мы и перейдем.

После подъема дыма от индивидуального пожара этот дым (если не учитывать дальнейшего нагревания Солнцем) в основном остается на уровне своей плавучести, т. е. на той высоте, где плотность задымленного воздуха становится равной плотности чистого воздуха. При этом вдали от источника дыма воздух у земной поверхности может быть вполне чистым, как это было,

например, в восточной части США в конце сентября 1950 г., когда наблюдалось помутнение неба при приходе дыма от пожаров в западной части Канады. По оценкам (Smith, 1950; Wexler, 1950) дым располагался на высоте примерно 2 км и выше. Слои арктической дымки также обычно находятся на уровне 2—5 км. На этих уровнях аэрозоль переносится ветром.

Свободная атмосфера (слои выше пограничного слоя толщиной порядка 1 км) практически всегда устойчиво стратифицирована. Поэтому турбулентность там сильно ослаблена и встречается лишь в виде отдельных очагов (что наблюдается при полете на самолетах, когда тряска ощущается лишь в отдельные моменты времени). Это приводит к замедлению перемешивания по вертикали слоев примеси, введенных в свободную атмосферу, по сравнению со случаем ввода примеси на поверхности, т. е. внутри хорошо перемешиваемого пограничного слоя атмосферы, где по крайней мере днем развивается конвекция. Поэтому в некоторых работах по моделированию атмосферных последствий ядерной войны (Turco et al., 1983; Covey et al., 1984) принималось, что плотность (массовая) дыма по высоте распределена равномерно, в отличие от предположения о постоянстве отношения смеси, когда плотность примеси падает с высотой вместе с плотностью воздуха.

Пыльные бури на Марсе являются примером оптически активной примеси, которая быстро распространяется в атмосфере возникающими системами ветров различного масштаба. Качественно можно ожидать, что такой же механизм действует и в земной атмосфере, в которой, хотя плотность воздуха и выше, зато поглощающие свойства дыма проявляются существенно сильнее, чем у марсианской пыли.

Описание процесса распространения дыма в атмосфере дают модели общей циркуляции, где дым вводится в определенных областях земного шара (в ряде континентальных районов в средних широтах северного полушария), переносится ветрами, нагревает атмосферу, поглощает солнечную радиацию (Стенчиков, 1984; MacCracken and Walton, 1984; Covey et al., 1984; Malone

et al., 1985; Pittock et al., 1985). Все эти эксперименты показывают, что нагретый задымленный воздух поднимается на верхние уровни модельной атмосферы и распространяется по горизонтали сначала в зональном направлении, покрывая всю область средних широт, в том числе и океаны, за время порядка недели. Одновременно начинаются процессы переноса дыма в тропические районы и далее в южное полушарие, куда дым начинает проникать через две-три недели после появления его в атмосфере северного полушария.

Хотя современные модели общей циркуляции атмосферы пока не учитывают мезомасштабные процессы, тем не менее они указывают на достаточно быстрое распространение дыма в глобальном масштабе. Учет мезомасштабных факторов и обратных связей между дымом, т. е. результирующим нагреванием атмосферы, и полем ветра может лишь ускорить перемешивание в атмосфере. Распространение дыма зависит и от сезона. Зимой при низком солнце дым поднимается на заметно меньшую высоту и распространяется в другие широты не так интенсивно, как летом.

В используемых моделях общей циркуляции вымывание дыма учитывается лишь в весьма схематизированном виде (иногда просто как уменьшение его концентрации со временем). Может оказаться, что для более надежной оценки последствий ядерного конфликта в тропиках и в южном полушарии необходимо будет использовать достаточно подробные физические схемы выведения дыма из атмосферы.

Баланс энергии в атмосфере. Прежде чем переходить к оценке влияния облака дыма на температурный режим, кратко опишем, как в нормальных условиях этот режим устанавливается за счет различных притоков тепла к атмосфере и земной поверхности.

Термический режим Земли определяется приходом к ней энергии излучения Солнца и преобразованием этой энергии в атмосфере, благодаря которому атмосфера и поверхность Земли нагреваются и отдают энергию в космос в виде тепловой радиации. На планету радиусом a падает поток солнечной радиации интенсивностью

q , равной $1,37 \cdot 10^3$ Вт/м² на среднем расстоянии от Земли до Солнца. Часть этой энергии, определяемая коэффициентом отражения, или альбедо планеты A , при падении на планету отражается и рассеивается в космос. Величина A определяется отражательными, поглощательными и рассеивающими свойствами атмосферы и подстилающей поверхности, а также наличием в атмосфере аэрозольных слоев или облаков (в том числе водных).

В итоге к атмосфере и поверхности планеты приходит количество солнечного излучения, равное $\pi a^2 q(1-A)$, где πa^2 — площадь круга, на который падает поток солнечного излучения. Тепловое излучение планета испускает со всей своей площади $4\pi a^2$ с интенсивностью, равной, согласно закону Стефана—Больцмана, $4\pi a^2 \sigma T_e^4$, где $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-9}$ Вт/(м²·К⁴) — постоянная излучения, а T_e — эффективная температура излучения, уходящего в космос. В среднем поток приходящей солнечной радиации должен уравниваться потоком уходящего теплового излучения планеты, так как в целом планета в нормальных условиях не нагревается и не охлаждается. Приравняв эти два потока, мы получаем уравнение для определения температуры уходящего излучения

$$T_e = [q(1-A)/4\sigma]^{1/4}.$$

Величина T_e характеризует температурный режим планеты. Для Земли, согласно многочисленным спутниковым данным, $A=0,3$ (т. е. около 30 % приходящей к нам энергии Солнца уходит обратно в космос) и тогда $T_e=255$ К = -18 °С.

Однако многолетняя средняя температура поверхности земного шара равна $+14$ °С = 287 К, т. е. на 32 °С больше температуры T_e . Эта разница объясняется парниковым эффектом атмосферы, который состоит в том, что атмосфера более прозрачна для солнечной радиации, чем для тепловой.

Последовательные превращения энергии в атмосфере представлены на рис. 17. Отметим, что ряд из этих цифр, согласно различным источникам (например, Будыко, 1971, 1980; Long-term world effects. . ., 1975; Liou, 1980; Volle, 1982), могут различаться на 10—15 %, что отражает

несовершенство наших знаний энергетического режима Земли.

Если ограничиться рассмотрением лишь потоков солнечной и тепловой радиации на верхней и нижней гра-

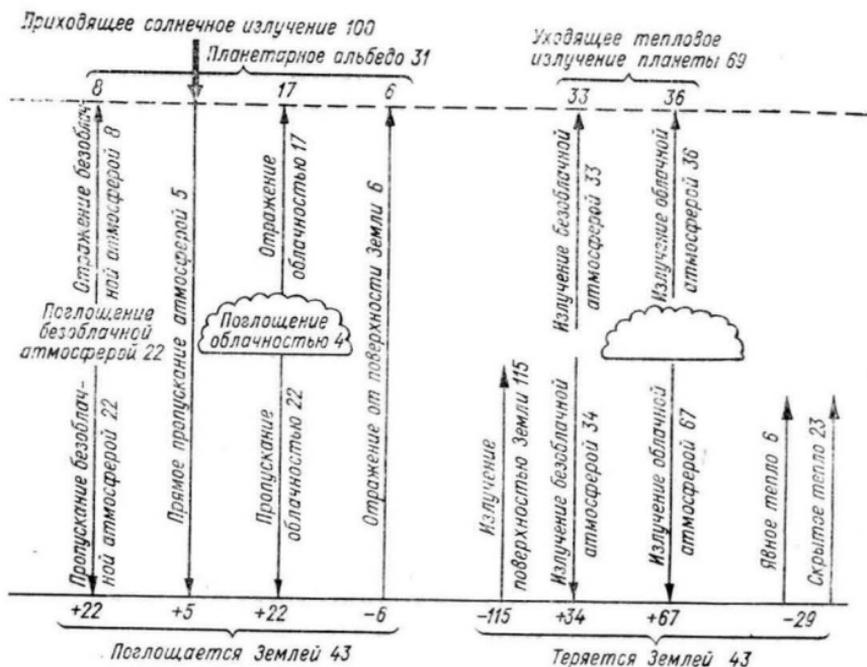


Рис. 17. Превращения солнечного и теплового излучения в земной атмосфере.

Цифры — проценты от среднего значения солнечной постоянной.

ницах атмосферы, то можно ввести так называемые функции пропускания отдельно для двух видов радиации (Goody, 1964; Фейгельсон, 1970, 1981). Они показывают, какая доля радиации доходит от одной границы атмосферы до другой. Для солнечной радиации эта доля $D_s \approx 0,5$, а для тепловой $D_T \approx 0,14$. В земной атмосфере тепловая радиация поглощается главным образом водяным паром, основная масса которого сосредоточена в нижних 3 км, в меньшей степени углекислым газом и в еще меньшей степени озонном, метаном, окислами азота и другими газами. Уровень, где формируется тепловое излучение, уходящее в космос, находится вблизи высоты, где оптическая плотность в тепловом диапазоне τ_T порядка единицы. В нормальных условиях этот уровень

равен 5—6 км (т. е. расположен не на поверхности, как было бы в случае отсутствия парникового эффекта).

Температура земной поверхности определяется из условий баланса энергии на ней. К поверхности, согласно рис. 17, приходит солнечная радиация и длинноволновая радиация, излучаемая атмосферой. Отводится энергия в виде теплового излучения поверхности, потока тепла в почву, потоков явного и скрытого тепла, т. е. затрат тепла на испарение воды с поверхности суши или океана. Два последних потока имеют турбулентный характер, они сильно зависят от динамического и термического состояния атмосферы. При неустойчивой стратификации атмосферы, когда воздух вблизи поверхности легче вышележащих слоев, эти потоки направлены от земной поверхности в атмосферу. При устойчивой стратификации эти потоки направлены от атмосферы к земной поверхности. Их абсолютные величины сильно зависят от скорости ветра, но в целом потоки при устойчивости нижнего слоя воздуха гораздо меньше (по абсолютной величине), чем при неустойчивости (конвекции).

Относительная величина всех членов уравнения баланса энергии на поверхности сильно меняется в течение суток, сезона, с погодой и от места к месту. Для наших целей полезна аналогия с суточным ходом температуры или с ее изменениями полярной ночью. На суше при заходе Солнца температура почвы начинает понижаться вследствие теплового излучения поверхности. В безоблачную погоду остывание идет довольно быстро, а в облачную — заметно медленнее, особенно при низких облаках, которые поглощают тепловую радиацию и частично излучают ее обратно. Ночью поверхность почвы обычно становится холоднее воздуха, и в воздухе развивается ночная инверсия температуры, которая охватывает слой в несколько сотен метров. Зимой или во время полярной ночи инверсия может быть высотой до 1 км и более при повышении температуры внутри этого слоя по сравнению с поверхностью на 15—20 °С.

В этих условиях сильной гидростатической устойчивости скорости ветра обычно невелики, а турбулентность

имеет чисто механическое происхождение, и ее интенсивность значительно ослабляется устойчивой стратификацией.

При отсутствии солнечной радиации испарение сильно уменьшается. Поток тепла в почву, как правило, не превышает 10 % от остальных членов.

Над океанами условия теплового баланса существенно отличаются от таковых над сушей. Благодаря большой тепловой инерции поверхностные слои океана за ночь практически не остывают. Свободная атмосфера за ночь успевает охладиться по сравнению с океаном, и поэтому над его поверхностью ночью развивается неустойчивая стратификация, приводящая к утру в тропиках к появлению мелкокучевой облачности. Аналогичное изменение термического режима океана происходит зимой в средних широтах, когда температура верхнего слоя воды часто гораздо выше температуры нижних слоев атмосферы. Рассмотрим вопрос, как влияет на температуру атмосферы энергия, выделяемая при взрывах и при последующих пожарах. Для того чтобы получить оценку этих эффектов, над знать теплоемкость атмосферы. Для вертикального столба воздуха с основанием 1 м^2 эта величина равна $10^7 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{К})$, а для атмосферы всего северного полушария — $2,5 \cdot 10^{21} \text{ Дж}/\text{К}$. Общее энерговыделение при взрыве 5000 Мт составляет $2,1 \cdot 10^{19} \text{ Дж}$. Сопоставляя эти цифры, получим, что среднее для всей атмосферы повышение температуры окажется близким к $0,01 \text{ К}$. Как упоминалось выше, при пожарах после ядерных взрывов может сгореть до $10^4 \text{ Мт} = 10^{13} \text{ кг}$ топлива с теплотворной способностью около $2 \cdot 10^7 \text{ Дж}/\text{кг}$, т. е. всего выделится до $2 \cdot 10^{20} \text{ Дж}$ энергии, что на порядок выше прямого выделения взрывной энергии. Однако и этого количества энергии хватит, чтобы нагреть атмосферу в среднем не более чем на $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$. Конечно, локальное нагревание атмосферы вблизи мест взрывов и пожаров может быть огромным.

Все приведенные оценки выделения энергии показывают, что она мала по сравнению с той, что приходит на Землю от Солнца. Для полушария за сутки этот

источник дает около $6 \cdot 10^{23}$ Дж — в 3000 раз больше, чем энергия от возможных пожаров. В результате такого сравнения нетрудно представить себе, почему ослабление этого источника энергии способно сильно повлиять на температуру земной поверхности и нижней атмосферы.

Кроме исследований, уже описанных ранее в главе 1 и в начале главы 2, начиная с 1982 г. было выполнено большое число работ, посвященных оценкам влияния аэрозольных — пылевых и дымовых — облаков, возникающих в результате ядерного конфликта. Эти модели отличаются разной степенью детальности, пространственного и временного разрешения процессов. Мы уже упоминали радиационно-конвективную модель Турко и соавторов, оценивающую среднеполушарные эффекты, а также модели общей циркуляции, прослеживающие развитие процессов в пространстве и времени на всем земном шаре в течение месяца и более (Стенчиков, 1985; Кондратьев и др., 1985; Covey et al., 1984; MacCracken and Walton, 1984; Thompson, 1985; Malone et al. 1985). И хотя эти модели описывают атмосферные процессы с сильно различающейся степенью подробности, они исследуют один и тот же простой механизм: если аэрозоль поглощает большую часть солнечной радиации в течение достаточно длительного времени, то нижние слои атмосферы сильно охладятся.

Простейшая теория этого явления была разработана Г. С. Голицыным и А. С. Гинзбургом (1983, 1985). В их модели рассматривается баланс только радиационных видов энергии на верхней границе атмосферы, в самой атмосфере, представленной в виде одного осредненного по высоте слоя, и на земной поверхности. Эта модель удобна тем, что она дает несложные аналитические формулы для оценки эффектов изменений температуры поверхности и атмосферы в среднем. Расчеты по этим формулам удовлетворительно согласуются с теми изменениями температуры, которые наблюдались на Марсе во время пыльных бурь, а также хорошо описывают современный средний климат на Земле и на Марсе и согласуются с оценками изменений температуры во

время астероидной катастрофы 65 млн. лет тому назад (Toon et al., 1982; Pollack et al., 1983). Это позволяет надеяться, что такая модель должна давать правильные оценки и для случая больших дымовых облаков, по крайней мере для средних условий в глубине континентов и над океанами.

Опишем здесь основные положения этой теории и полученные из нее выводы. Дымовое облако, поглощая солнечную радиацию, эффективно перекрывает ее доступ к земной поверхности. При этом основное поглощение (63 %) происходит в верхних его слоях до $\tau=1$, там же имеет место и основной разогрев атмосферы. Поверхность суши, а вслед за тем и нижние слои атмосферы в таких условиях начинают остывать. Хотя при этом несколько увеличивается и инфракрасная непрозрачность атмосферы, тепловое излучение Земли и нижних слоев атмосферы приводит лишь к более медленному, чем в ясную ночь, остыванию. Расчеты при использовании полных трехмерных моделей общей циркуляции с детальным учетом свойств дыма показывают, что уже за несколько суток температура в глубине континентов падает ниже 0°C (см. Pittock et al., 1985).

Парниковый эффект в этом случае практически перестает оказывать влияние на климат. В моделях с высоким разрешением процессов по высоте это происходит потому, что дым занимает практически всю тропосферу и поглощение солнечной радиации происходит выше слоя, где расположена основная часть водяного пара — главного фактора, поддерживающего парниковый эффект в атмосфере. В простых моделях типа модели Голицына и Гинзбурга (1983, 1985) это вызвано тем, что атмосфера становится для солнечного излучения более непрозрачной, чем для теплового.

Простые рассуждения позволяют оценить также асимптотическую величину температуры поверхности суши при прекращении прихода солнечной энергии к земной поверхности. При этом единственным источником энергии для нее остается тепловое излучение атмосферы, т. е. ее слоев, нагретых за счет поглощения солнечного излучения дымовым слоем. Поскольку это по-

глошение осуществляется в слоях, где водяного пара мало и парниковый эффект не действует, то они могут разогреться лишь до эффективной температуры T_e . Если

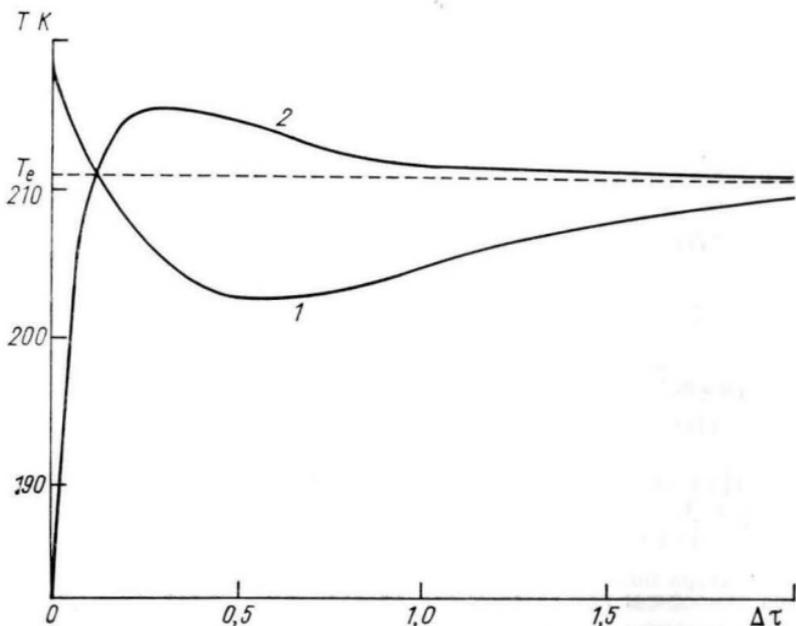


Рис. 18. Температура поверхности Марса (1) и его атмосферы (2) в зависимости от приращения аэрозольной оптической плотности $\Delta\tau$ в тепловом диапазоне (которое считается в 4 раза меньшим, чем в оптическом: $\tau_V = 4\tau_T$).

принять в первом приближении, что при появлении аэрозольного облака альbedo системы Земля-атмосфера меняется сравнительно мало, то при радиационном равновесии температура поверхности для оптически толстого дымового облака должна быть равна $T_e \approx 255 \text{ K} = -18^\circ \text{C}$. Эти простые рассуждения подтверждаются более или менее детальными расчетами Поллака и соавторов (Pollack et al, 1983), моделировавшими изменения температуры земной поверхности с помощью радиационно-конвективной модели, в которой детально учитывалось взаимодействие радиации с поднятой астероидом пылью, а также расчетами Г. С. Голицына и А. С. Гинзбурга (1983, 1985).

На рис. 18—20 представлены основные результаты расчетов изменений температуры поверхности T_s и ат-

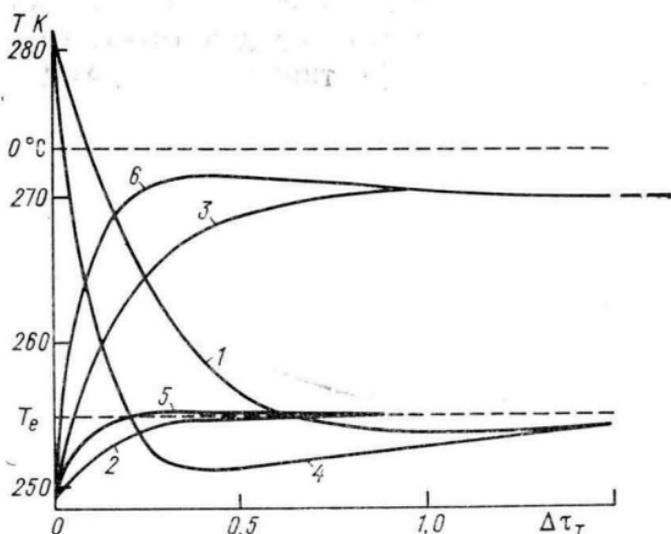


Рис. 19. Изменения температуры поверхности и средней температуры атмосферы Земли в зависимости от приращения аэрозольной оптической плотности $\Delta\tau_T$ в тепловом диапазоне.

1 — температура поверхности, 2 — температура атмосферы над сушей, 3 — температура атмосферы над океаном при $\Delta\tau_T/\Delta\tau_V=1/4$ (пыль), 4–6 — температура земной поверхности (4) и атмосферы над сушей (5) и над океаном (6) для дымового аэрозоля при $\Delta\tau_T/\Delta\tau_V=1/10$ и альбедо $A=0,3$.

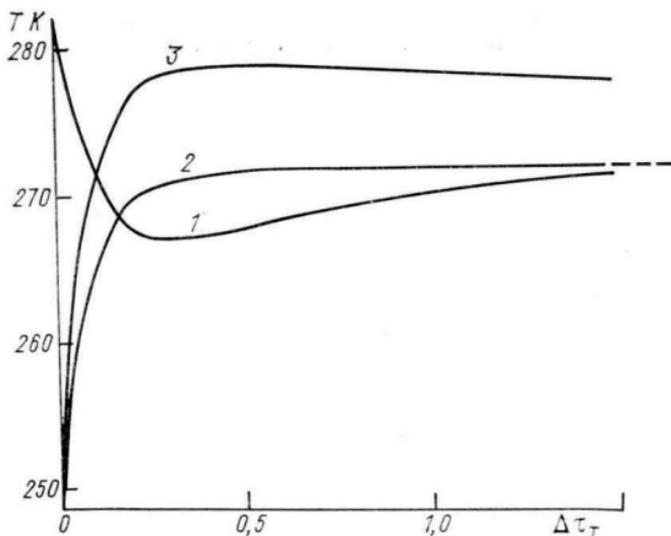


Рис. 20. Изменение температуры поверхности (1) и атмосферы над сушей (2) и над океаном (3) при альбедо $A(\tau_T)\rightarrow 0,1$.

мосферы T_a в зависимости от оптической плотности τ_T (в тепловом диапазоне спектра). На рис. 18 показано изменение T_s и T_a для Марса, пыль которого поглощает солнечное излучение примерно в четыре раза сильнее, чем тепловое (Zurek, 1982). В тонкой углекислой атмосфере Марса, масса столба которой в среднем примерно в 60 раз меньше, чем масса столба земной атмосферы (Мороз, 1978), парниковый эффект добавляет к величине T_s примерно 7 К по сравнению с $T_e=211$ К (для Марса $A=0,24$ и расстояние от Солнца до Марса в среднем в 1,52 раза больше, чем до Земли (Pollack, 1979)). При $\tau_T \approx 1,2$ $T_a=T_s=T_e$, затем температура поверхности становится заметно ниже температуры атмосферы — наступает так называемый антипарниковый эффект, когда $T_s < T_e < T_a$ (Гинзбург, 1973). Результаты зондирования атмосферы Марса с советских и американских автоматических станций хорошо подтверждают эту картину, показывая наличие в атмосфере планеты во время пыльных бурь как глубоких инверсий, так и изотермии (Мороз, 1978).

На рис. 19 представлены результаты расчетов Г. С. Голицына и А. С. Гинзбурга (1983, 1985) изменений T_a и T_s для случаев пылевого облака и дыма в зависимости от оптической толщины ослабления радиации τ_T в тепловом диапазоне. В случае пыли предполагается, что $4\tau_T = \tau_V$, а для дыма $10\tau_T = \tau_V$. Кривые 1—3 относятся к пылевому облаку: кривая 1 относится к температуре поверхности суши T_s , 2 — к температуре атмосферы над океаном, изменением температуры которого здесь пренебрегается. ¹ Кривые 4—6 описывают изменение температуры земной поверхности (4) и атмосферы над сушей (5) и океаном (6) при неизменном альбедо системы $A=0,3$ для аэрозоля дымового происхождения. Из рисунка видно, что аэрозоли пылевого и дымового происхождения по-разному влияют на изменение температуры. В случае пылевого аэрозоля (кривые 1—3), обладающего меньшей поглощательной способностью, тем-

¹ Расчеты Поллака и др. (Pollack et al., 1983) показывают, что за полгода температура поверхности океана уменьшается примерно на 3—5 °С.

пература атмосферы с ростом инфракрасной непрозрачности атмосферы изменяется гораздо медленнее, чем в случае дымового аэрозоля, обладающего сильной поглощательной способностью. Рисунок 19 показывает, что разность между температурой атмосферы над океаном и над сушей может достигать 15°C , что должно вести к важным последствиям для динамики атмосферы. Это происходит потому, что океан под аэрозольным облаком остывает очень медленно благодаря своей большой тепловой инерции, и его тепловое излучение служит дополнительным источником разогрева задымленной атмосферы.

На рис. 20 представлены кривые для температуры поверхности суши (1) и атмосферы над сушей (2) и океаном (3) для дымового аэрозоля в случае, когда альбеда системы A растет с ростом оптической плотности τ_V согласно соотношению

$$A(\tau_V) = 0,1 + 0,2 \exp(-1,66\tau_V)^*.$$

Эта формула примерно аппроксимирует ход изменения альбеда с оптической плотностью. В этом случае при $A=0,1$ предельная температура T_e равна $271,5\text{ K}$. Как видно из рис. 18—20, наиболее значительные изменения температуры происходят при оптической плотности для видимого света порядка единицы, так как при этом наиболее резко меняется поток солнечного излучения, достигающий поверхности.

Значительные изменения термического режима атмосферы и поверхности суши должны вести к существенным изменениям как динамического режима атмосферы, так и всего гидрологического цикла. Рассмотрим сначала более простой случай, относящийся к планете Марс, где нет океанов и где реально наблюдались динамические изменения при возникновении пыльных бурь (Ryan and Henry, 1979). Нагревание атмосферы и охлаждение подстилающей поверхности уменьшают вертикальный градиент температуры и даже меняют его знак — вместо падения температуры с высотой начинается ее рост, что сильно увеличивает статическую устойчивость. При этом ослабляется так называемая бароклиническая неустойчивость (Holton, 1972), ведущая к образованию в атмо-

сфере крупных вихрей — циклонов. Наблюдения, проводившиеся автоматическими станциями «Викинг» на поверхности Марса, показали, что в зимнем полушарии, когда атмосфера свободна от пыли, в ней отмечается весьма регулярное прохождение циклонов. С приходом же больших пылевых облаков всякая циклоническая активность прекращается и сохраняются лишь приливные колебания атмосферного давления (Ryan and Henry, 1979; Sharman and Ryan, 1980).

С точки зрения теории общей циркуляции атмосферы Марс и Земля довольно близки между собой (Голицын, 1973). Поэтому подобные эффекты могут ожидать и в земной атмосфере, правда, с осложнениями за счет влияния океанов на атмосферные процессы. Упрощенная теория циклогенеза в зависимости от коэффициента статической устойчивости была развита Б. М. Бубновым и Г. С. Голицыным (1985) и проверена путем лабораторных экспериментов. Эта теория является развитием малопараметрической модели Лоренца (Lorenz, 1962) путем учета влияния вертикальной устойчивости на циркуляцию атмосферы. Модель Лоренца была разработана для описания течений во вращающемся кольцевом сосуде с охлаждаемой внутренней стенкой и нагреваемой внешней, что было ранее предложено Хайдом (Hide, 1958) для моделирования общей циркуляции атмосферы (см. также Должанский и Голицын, 1977; Гледзер, Должанский и Обухов, 1981). Внутренняя холодная часть сосуда моделирует полярные области, внешняя нагретая — тропические. Течения между стенками хорошо воспроизводят основные черты циркуляции атмосферы в средних широтах: зональное течение и возникающие на его фоне вихри — циклоны и антициклоны.

Характер течения в сосуде определяется разностью температур между стенками и скоростью вращения. Существуют два основных режима течения, граница между которыми (рис. 21) имеет вид наковальни. Существует некоторая критическая скорость вращения Ω_{\min} , до которой, независимо от разности температур между стенками, траектория жидкой частицы представляет собой регулярную спираль, начинающуюся на теплой

стенке и заканчивающуюся на холодной: таким образом осуществляется теплообмен между стенками. В отсутствие вращения частица двигалась бы в меридиональной

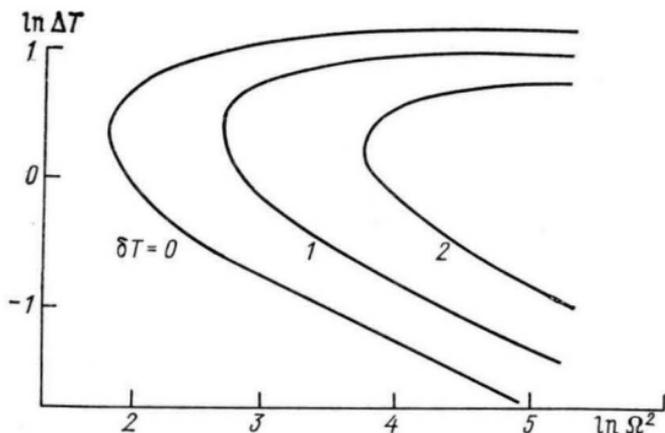


Рис. 21. Устойчивость зонального потока в зависимости от горизонтальной разности температур ΔT и угловой скорости вращения Ω при различных значениях вертикальной разности температур δT . Слева от каждой кривой поток устойчив, внутри образуются вихревые возмущения.

плоскости, но сила Кориолиса выводит частицу из этой плоскости, создавая азимутальную (зональную) составляющую в потоке. Это так называемый режим Хэдли. С ростом скорости Ω , т. е. с ростом силы Кориолиса, при $\Omega < \Omega_{\min}$ спираль закручивается все больше до тех пор, пока при $\Omega = \Omega_{\min}$ не наступит неустойчивость потока — так называемая бароклинная неустойчивость, когда траектория частицы начинает касаться стенки два раза и более, усиливая тем самым теплообмен между стенками. В жидкости образуются вихри циклонического знака (т. е. закрученные в ту же сторону, что и основное внешнее вращение сосуда). На рис. 21 пунктиром внутри «наковальни» цифрами помечены области, где образуются два вихря и более (в правой части — область нерегулярных движений). Режим, где образуются вихри, получил в метеорологии название режима Россби (Лоренц, 1970). На рис. 22 представлена фотография сосуда с тремя циклоническими и тремя антициклоническими

вихрями, которые видны в результате внесения в сосуд алюминиевой пудры. При очень больших разностях температур движение снова становится устойчивым, так как конвекция подавляет неустойчивость.

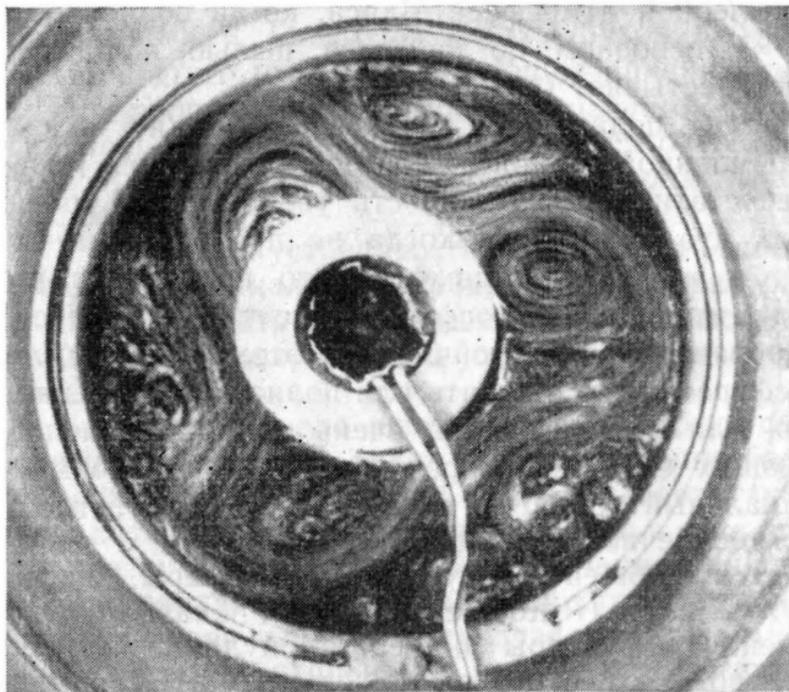


Рис. 22. Пример потока с тремя циклоническими и тремя антициклоническими вихрями в кольцевом сосуде, вращающемся по часовой стрелке; внутренняя стенка холодная, внешняя — теплая. Течение моделирует циркуляцию в средних широтах. При наложении достаточно сильного вертикального градиента температуры вихри исчезают, т. е. поток становится устойчивым.

Если на подобный поток наложить разность температур еще и в вертикальном направлении, так чтобы более высокая температура была наверху, то структура потока меняется. Согласно расчетам Б. М. Бубнова и Г. С. Голицына (1985), кривая устойчивости, т. е. вся «наковальня», смещается вправо и вниз (см. рис. 21). Это свидетельствует об общем повышении устойчивости потока. Прямые лабораторные эксперименты, описанные

Бубновым и Голицыным, полностью подтвердили эти выводы. В применении к атмосфере Марса во время пыльных бурь эта работа объясняет исчезновение циклонов повышением устойчивости атмосферы вследствие смены знака вертикального градиента температуры в запыленной атмосфере Марса, когда солнечное излучение в основном поглощается пылью, а поверхность планеты остывает (см. рис. 18).

Эффект подавления циклогенеза можно ожидать и в задымленной земной атмосфере, по крайней мере там, где ее статическая устойчивость увеличится. Хорошо известно, что циклоны никогда не проникают в стратосферу и не образуются там. Это происходит именно потому, что наша атмосфера выше тропопаузы стратифицирована очень устойчиво. Поэтому в задымленной атмосфере можно ожидать или полного подавления циклонов, или существования очень мелких циклонов, занимающих слой, в котором еще не будет повышаться вертикальный градиент температуры из-за поглощения дымом солнечной радиации.

Модели общей циркуляции атмосферы, описанные Питтоком и др. (Pitcock et al., 1985), показывают резкие изменения структуры общей циркуляции атмосферы после ввода в нее поглощающего дыма. В нормальной атмосфере (Logenz, 1967), если ветер осреднить по долготе, в меридиональной плоскости выявляются две или три ячейки циркуляции в каждом полушарии: тропическая, так называемая ячейка Хэдли, с подъемом воздуха вблизи экватора и опусканием в субтропических широтах (сила Кориолиса там приводит к появлению пассатов) и ячейка средних широт, так называемая ячейка Феррела, в которой воздух поднимается в высоких широтах и опускается в поясе широт 30—40°. В ней дуют преимущественно западные ветры. Зимой образуется и ячейка в полярных широтах. В задымленной атмосфере, разогретой солнечной радиацией, образуется одна большая ячейка Хэдли общей циркуляции с опускающейся ветвью в южном полушарии, несущая туда дым на верхних уровнях (Стенчиков, 1985а и б).

Модели показывают, что при задымлении атмосферы происходит значительное уменьшение количества облаков, сильное уменьшение осадков и вообще снижение интенсивности влагооборота. Впервые идея об ослаблении влагооборота в задымленной атмосфере была выдвинута в СССР уже в начале работ по проблеме последствий ядерной войны для атмосферы (Голицын, 1983; Голицын и Гинзбург, 1983; Обухов и Голицын, 1983). Для этого имеются следующие причины.

1. При прочих равных условиях в нагретой атмосфере по сравнению с нормальной уменьшается относительная влажность, что уменьшает вероятность конденсации водяного пара.

2. Увеличение устойчивости атмосферы вследствие повышения вертикального градиента температуры снижает интенсивность влагообмена между атмосферой и подстилающей поверхностью, где находятся источники влаги.

3. Увеличение числа частиц, которые могут служить центрами конденсации, ведет к формированию большого числа очень мелких капель, что уменьшает так называемый потенциал осадков. Известно, что в сравнительно чистом воздухе над океаном концентрация капель в облаках на порядок меньше и сами капли больше, чем в облаках, образующихся над сушей (Rodgers, 1978).

4. Холодные континенты и теплые океаны вызывают циркуляцию муссонного типа, но это будет зимний муссон, не несущий влагу на континенты.

5. Уменьшение прихода солнечной энергии к земной поверхности вызывает резкое изменение всего баланса энергии, что ведет к существенному уменьшению потока влаги в атмосферу (см. выше).

Конечно, вторжения холодного воздуха с континентов в океанические области, когда океан еще теплый, будут вести к значительному усилению неустойчивости атмосферы, как это наблюдается зимой над Гольфстримом и Куроисио. Однако поскольку температура воздуха над океаном будет в среднем выше, чем над континентами (см. рис. 19 и 20), холодный воздух будет располагаться лишь в нижних слоях атмосферы над океаном,

вызывая невысокие мезомасштабные системы погоды, и осадки будут образовываться в основном над самим океаном (Molenkamp, 1985). В прибрежных областях можно ожидать резкой смены погоды, когда теплый воздух с океана будет повышать температуру у подстилающей поверхности, а холодные континентальные массы — сильно понижать ее. В целом, конечно, океан будет умерять эффект похолодания. Модели циркуляции с учетом взаимодействия атмосферы и океана дают в среднем по полушарию понижение температуры примерно вдвое меньше, чем в глубинах континентов.

Уменьшение осадков в атмосфере вызывают увеличение времени жизни аэрозольных частиц в атмосфере. Мы уже приводили пример с арктической дымкой, когда малая интенсивность осадков зимой и весной ведет к тому, что частицы задерживаются в атмосфере по несколько месяцев. Поэтому все эти эффекты могут способствовать увеличению продолжительности климатических последствий задымления атмосферы (The Effects..., 1985; Pittock et al., 1985).

2.2. Другие воздействия ядерного конфликта на атмосферу

Развитие исследований возможных последствий ядерной войны началось с изучения перспективы разрушения озонового слоя. Американские ученые Фоли и Рудерман (Foley and Ruderman, 1973) первыми обратили внимание на то, что при взрывах мощных ядерных бомб в огненном шаре образуется большое количество окислов азота (NO) — примерно 10^{32} молекул на 1 Мт взрывной мощности. При подъеме грибовидного облака в стратосферу молекулы NO вступают в реакцию с озоном, разрушая его. При этом молекулы NO играют роль катализатора, сами оставаясь в неизменном количестве. Расчеты разной степени детальности (Long-term..., 1975; Crutzen and Birks, 1982, Израэль и др., 1983) показали, что при взрыве большого числа бомб мощностью 1 Мт или более примерно половина стратосферного озона (до 70 %) в северном полушарии может быть разрушена. Это ведет к существенному перераспределению озона по высоте, так как разрушение происходит

в основном на высоте подъема облака взрыва (от 10 до 40 км в зависимости от мощности взрыва). На меньшей высоте озон сохраняется. Такое перераспределение озона ведет к существенному изменению распределения температур в стратосфере и в верхней тропосфере за счет инного поглощения УФ радиации. Максимум уменьшения концентрации озона наступит примерно через полгода после взрывов, а восстановление нормального уровня концентрации озона будет продолжаться в течение двух-трех лет. При этом после рассеяния облаков дыма заметно возрастает уровень ультрафиолетовой радиации на поверхности Земли, особенно в спектральной области 0,27—0,3 мкм, что может привести к существенным биологическим последствиям (повышению уровня мутации, ослаблению фотосинтетической и иммунологической деятельности, увеличению числа заболеваний раком кожи, солнечной слепотой и т. п.).

Однако оружие относительно малой мощности («тактическое») создает огненные шары, которые в основном остаются в тропосфере (Crutzen and Birks, 1982; Pittock et al., 1985), где фотохимические реакции с участием окислов азота ведут, наоборот, к некоторому повышению концентрации озона. Вместе с тем задымление атмосферы, т. е. уменьшение интенсивности солнечного света, может их сильно замедлить (Pittock et al., 1985). Озон вместе с другими газами, такими, как окись и двуокись углерода, метан, этан, является смогообразующим веществом. Поэтому после рассеяния дыма можно ожидать образования смогов.

При пожарах и разрушениях на газовых месторождениях образуются или выбрасываются углекислый газ, метан, тропосферный озон, которые являются «парниковыми» газами. Дополнительное увеличение концентрации некоторых из них (например, метана) будет незначительным по сравнению с их концентрацией в атмосфере в настоящее время (увеличение на 70 млрд^{-1} при фоновом содержании 1650 млрд^{-1} — см. The Effects... , 1985). В присутствии света и окислов азота, играющих роль катализатора, в тропосфере идет интенсивное образование тропосферного озона (из метана и кислорода).

В пределе можно ожидать возрастание его концентрации до 160 млрд^{-1} при фоновом содержании 30 млрд^{-1} (Израэль, 1983).

При разрушении месторождений газа будет выходить, не сгорая, значительное количество метана, этана, пропана. Концентрация этана может достигнуть $50\text{—}100 \text{ млрд}^{-1}$ (при фоновом содержании $1\text{—}2 \text{ млрд}^{-1}$). Перечисленные газы могут увеличить инфракрасную непрозрачность атмосферы и после рассеяния дыма повысить за счет парникового эффекта среднюю температуру земной поверхности на несколько градусов (Израэль, 1983). Вместе с тем окислы азота в стратосфере, в частности N_2O , вносимые туда после ядерных взрывов, могут перехватывать часть солнечной радиации, разогревая стратосферу и охлаждая на несколько градусов земную поверхность (Израэль и др., 1984).

В то же время мы знаем, что благодаря большой термической инерции океана быстрое введение в атмосферу «парниковых» газов начинает полностью сказываться на климате только через несколько десятилетий (Bryan et al., 1982; Schlesinger et al., 1985). Время жизни всех перечисленных газов, кроме CO_2 , составляет несколько лет или меньше (Crutzen and Andreae, 1985). Поэтому реализация парникового эффекта не может осуществиться в полной мере.

В целом вопросы о химических процессах в атмосфере после ядерного конфликта разработаны недостаточно. Например, по оценкам отчета (The Effects..., 1985) в результате ядерных пожаров в атмосферу может попасть около 10^{16} г (10^4 Мт) CO_2 , что примерно равно годовому количеству углекислого газа, выбрасываемому в атмосферу при сжигании ископаемого топлива. Поскольку в атмосфере находится $3 \cdot 10^{18} \text{ г}$ углекислого газа, то прямой эффект этого выброса будет незначительным. Однако содержание CO_2 в атмосфере может измениться вследствие косвенных возмущений глобального биосферного цикла углерода, например вследствие отмирания растительности, что может приводить к более заметному увеличению концентрации углекислого газа в атмосфере. Эта проблема пока изучена очень слабо.

Аналогичные оценки можно привести и для метана. По оценкам отчета (The Effects..., 1985) при ядерных пожарах в атмосферу может быть выброшено около $5 \cdot 10^{13}$ г метана, что примерно на 2 % увеличит уже имеющееся в атмосфере количество этого газа ($3 \cdot 10^{15}$ г). Поэтому прямой эффект его увеличения будет малым. Точно так же прямое введение паров воды в атмосферу при взрывах и пожарах не может иметь существенного значения для долговременных эффектов не только потому, что по максимальной оценке отчета (The Effects..., 1985) увеличение содержания паров H_2O равно $1,4 \cdot 10^{16}$ г (это очень мало по сравнению с их обычным содержанием порядка 10^{19} г), но и потому, что время жизни водяного пара в нормальной атмосфере составляет всего лишь около 10 дней. Локальные возмущения атмосферы, возникающие в результате попадания в атмосферу значительного количества водяного пара, перераспределения ее взрывами и поднимающимися столбами теплого влажного воздуха, могут быть заметными, но не повлияют на общий вывод предыдущего раздела.

Потенциально важным может оказаться вопрос об изменениях альбедо поверхности суши A_s . Поскольку едва ли пожары охватят площадь более $2 \cdot 10^6$ км², что меньше 1 % площади всего северного полушария, прямые изменения в глобальном радиационном балансе будут малы. В самом деле, при среднем значении $A_s \approx 0,2$, если даже A_s приблизится к нулю на 1 % площади, то среднее по полусфере значение альбедо уменьшится на 0,002, что может изменить температуру не более чем на несколько десятых градуса. Более заметным может оказаться эффект загрязнения снега в полярных широтах (Waggen and Wiscombe, 1985) оседающими частицами дыма и сажи. Значение альбедо снега может уменьшиться от 0,8—0,7 до 0,5—0,25. Уменьшение альбедо скажется на более раннем таянии снега и морских льдов. Это вызовет к действию обратную связь между альбедо и температурой земной поверхности (Будыко, 1968), что в свою очередь приведет к потеплению. Оценка такого потепления показывает, однако, что по абсолютной ве-

личине оно будет гораздо слабее похолодания из-за накопления аэрозольных частиц в атмосфере.

Однако в климатической системе возможно проявление и долговременно действующих связей, приводящих к противоположным эффектам. С помощью энергобалансовой модели климата (Robock, 1984), а также с учетом влияния на энергетический баланс верхнего слоя океана снега и льда было проведено интегрирование на несколько лет вперед после начального уменьшения солнечной радиации на поверхности (которое затем за несколько месяцев восстановилось до нормальных значений). Вследствие нелинейности и инерционности обратной связи между температурой и альбедо земной поверхности в модельных расчетах уменьшалась интенсивность годового цикла, что приводило к более низким температурам летом. Поэтому таяло меньшее количество снега и льда, что приводило к общему понижению температуры, которое с уменьшающейся амплитудой продолжалось в течение нескольких лет. Этот эффект следовало бы изучить на более детальных моделях теории климата, большинство из которых интегрировалось пока на срок примерно месяц (в работе Стенчикова (1985а) интегрирование производилось на год, но при фиксированных среднегодовых условиях инсоляции, т. е. без учета годового хода).

В целом вопрос о долговременных климатических последствиях ядерного конфликта пока остается не очень ясным. Здесь необходима большая работа с использованием разнообразных моделей, в которых надо учитывать и сезонные изменения климатических условий.

В работах одного из авторов этой книги обращено внимание еще на одно обстоятельство, которое также пока мало изучено. Это эффекты воздействия радиоактивных продуктов взрыва на электрические свойства атмосферы. Концентрация радиоактивных продуктов ядерных взрывов (до 10^{12} Ки через неделю после взрывов, в предположении, что 20 % энергии взрывов выделяется за счет реакций деления), равномерно распределенных в тропосфере (где окажется примерно 10 % всей радиоактивности), будет равна $5 \cdot 10^{-7}$ Ки/м³, что

эквивалентно энергосвободению примерно в 5×10^{-7} МэВ/(м³·с). Это приведет к ионизации воздуха, во много сотен раз более интенсивной, чем ионизация, изменяющая электропроводность воздуха на 10 % (Израэль и др., 1982; Израэль, 1983б, 1984, 1985). Очевидно, что это может повлиять на образование осадков.

В общем можно сделать заключение, что из различных последствий возможного влияния ядерного конфликта на атмосферные процессы наибольшую опасность для существования биосферы и сохранения человечества представляет аэрозольное похолодание. Следует, однако, подчеркнуть, что не исключены и другие, опасные для живых организмов формы воздействия ядерного конфликта на природные условия всей нашей планеты, которые могут быть установлены в будущих исследованиях.

2.3. Достоверность результатов

Достоверность полученных результатов. В ряде исследований влияния ядерного конфликта на климат, опубликованных в последние годы, рассматривались две задачи: возможная детализация сведений о выбросах оптически активных частиц, образованных при взрывах бомб и пожарах, и использование расчетов по моделям теории климата для получения данных о распределении ожидаемых изменений климата (в основном изменений температуры воздуха) в пространстве и времени.

Решение этих задач столкнулось с трудностями, которые имеют принципиальный характер. Этот вопрос обсуждался в ряде работ, включая работы авторов (Израэль, 1984; Будыко, 1985; Голицын, 1985). Большое внимание этому вопросу уделено и в докладе ENUWAR (Pittock et al., 1985).

Задачу оценки количества аэрозольных частиц, образованных при крупномасштабном ядерном конфликте, можно решить более или менее точно только при широком использовании эмпирических данных, в особенности в отношении образования оптически активных частиц при крупномасштабных пожарах, в ходе которых могут

возникнуть совершенно необычные, т. е. пока совершенно неизученные атмосферные процессы, влияющие на образование и распространение аэрозольных частиц. Весьма вероятно, что любые эксперименты, проведенные на объектах, малых по сравнению с теми, которые будут гореть при ядерном конфликте, не дадут точной информации по этому вопросу.

Не меньшая трудность возникает при применении существующих моделей теории климата для расчета атмосферных процессов, характеризующихся сильнейшей нестационарностью и приводящих к изменениям климата, которые если и происходили в геологическом прошлом, то никогда человеком не наблюдались. Как известно, лучшие из существующих моделей теории климата позволяют удовлетворительно описывать распределение в пространстве ряда метеорологических элементов при стационарном состоянии климатической системы или при сравнительно медленных изменениях воздействующих на нее факторов. Успехи в создании этих моделей были достигнуты при широком использовании для их проверки и обоснования материалов наблюдений мировой системы метеорологических станций, которая работает свыше ста лет.

Возможность получения сколько-нибудь точных результатов при применении существующих моделей для более или менее детального описания развития атмосферных процессов при ядерном конфликте вызывает сильные сомнения. Более того, нет уверенности, что необходимые для этой цели модели теории климата могут быть созданы в близком будущем.

Последнее замечание основано не только на общих соображениях. Имеется достаточно эмпирических материалов об аэрозольных «микрокатастрофах», которыми является каждое взрывное вулканическое извержение. Выше отмечено, что такие извержения сопровождаются понижением средней температуры воздуха на полушарии, в котором находится вулкан, за время от нескольких месяцев до трех лет. Однако эмпирические исследования показывают, что наряду с этим после вулканических извержений возникает сложная картина распре-

деления аномалий температуры воздуха в пространстве и времени, причем в некоторых районах и в некоторые сезоны температура повышается, а не понижается. В этом случае существует возможность, что изменения метеорологического режима в ограниченных районах за не очень продолжительные интервалы времени определяются не закономерными изменениями климата после вулканического извержения, а сравнительно непродолжительными синоптическими процессами, которые в значительной (и пока еще в мало известной степени) непредсказуемы из-за ограниченной устойчивости общей циркуляции атмосферы и океана.

Не случайно, что в настоящее время не существует реалистической теории, описывающей детали региональных изменений метеорологического режима после одиночного взрывного вулканического извержения. Наряду с этим создание такой теории отнюдь не гарантирует ее пригодность для предсказания гораздо более крупных изменений во времени и пространстве метеорологического режима после ядерного конфликта.

Кроме указанных выше принципиальных ограничений возможностей использования моделей теории климата для оценки региональных последствий ядерного конфликта, существуют и другие причины, снижающие точность расчетов по моделям климата.

Пространственное разрешение этих моделей всегда ограничено, т. е. при их применении невозможно точно описать процессы так называемого подсеточного масштаба. Даже в самой подробной модели Европейского центра прогнозов погоды на средние сроки, включающей 18 уровней по вертикали и шаг по пространству, равный 90 км, не описываются грозовые системы и многие мезомасштабные процессы. Несмотря на существенное улучшение качества и срока прогноза погоды, даже эта модель не дает прогнозов на срок больше 10 дней. Еще недостаточно известны микрофизика облаков и процессы вымывания аэрозолей из атмосферы и их микрофизические превращения. Все модели не дают описания мезомасштабных процессов, которые в задымленной атмосфере должны оказывать большое внимание на распро-

странение дыма. Это сделало возможным появление в 1984 г. нескольких публикаций с критикой концепции аэрозольной климатической катастрофы (Teller, 1984; Singer, 1984; Barton and Paltridge, 1984).

Эта критика сводится в основном к указанию на наличие неопределенностей в имеющихся знаниях о тех или иных процессах и к обсуждению тех процессов, которые могли бы уменьшить климатические эффекты ядерного конфликта (коагуляция, вымывание аэрозолей, мезомасштабные процессы и т. д.). Однако такая критика не является объективной. В ней рассматриваются лишь процессы, которые могут уменьшить время жизни аэрозолей в атмосфере, причем, как правило, без убедительных количественных оценок. В то же время существуют и процессы, способствующие значительному увеличению времени жизни аэрозоля,— это прежде всего ослабление влагооборота в атмосфере. В дополнение напомним еще раз о результатах недавно опубликованной работы (Cess et al., 1985). В атмосфере с начальной оптической плотностью дыма $\tau=3$ для второй декады после введения дыма в атмосферу эти авторы рассчитали, что количество осадков для всего пояса средних широт уменьшится вдвое по сравнению с контрольным расчетом для нормальной атмосферы. Рассеяние большей части облаков отмечают в своих расчетах также Мэлоун и др. (Malone et al., 1985).

Почти все исследователи, занимавшиеся проблемой изменения климата после ядерной войны, поддерживают заключение о возможности возникновения в этом случае крупной аэрозольной катастрофы. К числу немногочисленных возражений против этой точки зрения относятся высказывания специалиста в области атомной физики Теллера (Teller, 1984).

В своей статье Теллер коротко останавливается на вопросе о влиянии выброса пылевых частиц на климат и без всякого обоснования высказывает мнение, что это влияние будет сравнимо с влиянием крупного вулканического извержения, которое, по его мнению, оказывает заметное воздействие на климат, но не приводит к его катастрофическим изменениям.

Как отмечено в главе 1, наиболее крупные вулканические извержения в геологическом прошлом, по-видимому, имели катастрофические последствия для очень обширных территорий. Значительный ущерб живой природе наносили даже некоторые менее крупные извержения исторического времени. Если же Теллер имеет в виду воздействие на климат еще менее крупных взрывных извержений последнего столетия, то его утверждение о совпадении массы вулканического аэрозоля с количеством пылевых частиц, поступающих в атмосферу при ядерном конфликте, имеет явно произвольный характер. С этим утверждением не согласуется, в частности, отмеченный Теллером факт недостатка экспериментальных данных, использованных в расчетах массы пыли, поступающей в атмосферу при ядерных взрывах, что должно было обусловить большую осторожность в оценке Теллером количества пылевых частиц, поступающих в атмосферу при ядерном конфликте.

Наряду с этим существует физический механизм, который может значительно повысить массу аэрозоля, воздействующего на климат после ядерного конфликта.

Измерения количества пылевых частиц, которые попадали в высокие слои атмосферы при ядерных испытаниях, проводились при одиночных взрывах атомных бомб, которые не создавали существенных изменений общей циркуляции атмосферы на больших пространствах. Совершенно другая ситуация возникает при практически одновременном применении большого числа ядерных зарядов. По мнению большинства исследователей, в результате образуется плотная малопрозрачная для коротковолновой радиации пелена пыли и дыма, которая будет существовать в течение некоторого времени. Эта пелена будет поднята восходящими движениями воздуха на значительную высоту, что приведет к соединению тропосферы с нижними слоями стратосферы в единую систему.

В таких условиях в нижние слои стратосферы проникнет значительная масса аэрозольных частиц, часть которых сохранится там и после того, как пелена дыма будет разрушена в результате седиментации наиболее

крупных частиц, коагуляции, а также ослабления притока новых частиц из более низких слоев воздуха.

Кроме этого пути проникновения аэрозольных частиц в стратосферу, можно представить и другие физические механизмы изменения общей циркуляции атмосферы при ядерных взрывах, которые намного повысят массу аэрозоля в нижних слоях стратосферы. После разрушения аэрозольной пелены физические свойства современной стратосферы восстановятся, и находящиеся в ней аэрозольные частицы будут сохраняться в высоких слоях атмосферы длительное время из-за слабости вертикальных движений воздуха в этих слоях. Ясно, что имеющихся эмпирических данных недостаточно для оценки таких процессов накопления аэрозольных частиц в стратосфере.

Более подробно Теллер обсуждает вопрос о поступлении в атмосферу аэрозольных частиц, образованных при пожарах, возникших в результате взрывов атомных бомб. Теллер считает, что значительная часть дымовых частиц будет поглощена находящимися в атмосфере капельками жидкой воды. Однако он не отрицает возможности проникновения заметной массы этих частиц в более высокие слои атмосферы, где они могут сохраняться длительное время.

В статье Теллера указывается еще несколько возможных причин неточностей расчетов, выполненных в упомянутых выше работах Турко и соавторов (1983) и Кови и соавторов (1984). Некоторые из этих причин, очевидно, правильны (например, неизвестность сценария возможного ядерного конфликта), некоторые имеют явно односторонний характер и сводятся к поиску аргументов, которые могут представить результаты имеющихся расчетов изменения климата как преувеличенные.

Наибольшие возражения вызывает не конкретное обсуждение Теллером деталей расчетов влияния ядерной войны на климат, а заключение, которое он делает из этого обсуждения.

Теллер считает, что вероятное понижение температуры нижнего слоя атмосферы после ядерной войны будет меньше предсказанного в работе Турко и со-

авторов. Он допускает, что температура в средних широтах северного полушария может понизиться на 5—6 °С. Такое понижение температуры в значительной мере уничтожит урожаи сельскохозяйственных культур и приведет к голоду. Эту перспективу он называет «ужасающей». Для ее предотвращения, по мнению Теллера, в США необходимо создать огромные запасы продовольствия.

В заключении своей статьи Теллер утверждает, что выводы о вероятности более значительного изменения климата после ядерной войны, которая может привести даже к уничтожению биосферы, вредны для престижа науки, их не следует учитывать и при принятии политических решений.

Ошибки, на которых основаны заключения статьи Теллера, имеют довольно элементарный характер. Высказав несколько замечаний о значительной неточности обсуждаемых им расчетов, Теллер сделал вывод, что эти расчеты преувеличивают ожидаемое понижение температуры примерно в десять раз. При этом он не понял, что при современном состоянии исследований обсуждаемой проблемы столь же легко доказать, что полученное в существующих расчетах ожидаемое понижение температуры не преувеличено, а преуменьшено. В связи с этим ясно, что названная в статье Теллера оценка похолодания в средних широтах (относящаяся, по-видимому, к материкам) имеет произвольный характер. Трудно понять, как на ее основании Теллер решился высказывать рекомендации об определенных политических решениях (создание запасов продовольствия).

При решении обсуждаемого вопроса следует исходить из представления, что существующие методы определения предстоящего изменения климата после ядерной войны позволяют оценить только знак и порядок величины предстоящего похолодания.

Это означает, что прогноз экологических последствий ядерного конфликта может иметь только вероятностный характер. Переходя от наибольших значений возможного понижения температуры к наименьшим, можно перечислить несколько возможных вариантов этого прогноза,

к которым относятся: 1) уничтожение биосферы, 2) уничтожение многих видов животных, растений и гибель человечества, 3) уничтожение некоторых живых организмов при сохранении части человечества, 4) отсутствие значительных экологических последствий на территории, непосредственно не затронутой военными действиями.

Последний из этих вариантов сейчас, по-видимому, не имеет сторонников, даже Теллер считает, что его вероятность очень мала.

Насколько можно понять, он считает возможным осуществление только третьего варианта этого прогноза, в связи с чем он рекомендует принять меры предосторожности, включающие создание запасов продовольствия, соответствующих величине его годового производства. Последняя идея Теллера производит довольно тяжелое и аморальное впечатление: она допускает саму возможность ведения ядерной войны. Ясно также, что развивающиеся страны, в которых сосредоточена основная часть населения Земли, не имеют экономических возможностей накопить такие запасы. В связи с этим осуществление подобной идеи не предотвратит гибели в случае ядерной войны миллиардов людей, даже тех, которые не принимали в войне никакого участия. Главное, однако, заключается не в этом.

Как отмечено выше, вероятная погрешность расчетов ожидаемого понижения температуры после ядерной войны составляет не менее порядка величины. Из наиболее вероятных оценок такого изменения температуры можно заключить, что для континентов оно будет составлять от нескольких градусов до нескольких десятков градусов в зависимости в основном от размеров конфликта. Нам, как и ряду других специалистов в области атмосферных наук, которые занимались этой проблемой, более вероятными кажутся оценки изменения температуры, близкие к верхнему из указанных пределов. Наряду с этим есть некоторая (может быть, сравнительно небольшая) вероятность правильности заметно меньших оценок. Есть также некоторая, также небольшая с точки зрения современного состояния исследований, вероятность, что даже наибольшие оценки предстоящего похо-

лодания заметно занижены (если почему-либо будет увеличиваться альbedo системы Земля—атмосфера).

Таким образом, сейчас приходится считаться с возможностью осуществления после ядерной войны трех первых вариантов экологического прогноза. Хотя Теллер, по-видимому, считает допустимым ведение ядерной войны при третьем варианте прогноза, этот вопрос при всей своей аморальности теряет и какой-либо экологический смысл при наличии неисключенной возможности осуществления второго и, может быть, даже первого варианта этого прогноза. Такая возможность превращает ядерную войну в преступление против человечества и биосферы.

Не следуя примеру Теллера, который весьма резко оценил обсуждаемые им работы, мы ограничимся выводом, что высказывания Теллера непригодны для использования при принятии научных и политических решений.

Теперь обратимся к проблемам, требующим дальнейших исследований. Очевидно, что при моделировании климатических последствий есть неучитываемые эффекты, которые могут как ослаблять, так и усиливать эти последствия. Что же в такой ситуации можно считать установленным точно, а что нуждается в дальнейшей разработке?

Приведем по этому вопросу выводы, сделанные в докладе Г. С. Голицына и Н. А. Филлипса на VI сессии Объединенного научного комитета, руководящего Всемирной программой исследований климата в 1985 г. Этот доклад был представлен также на XXXVII заседании Исполнительного Совета ВМО в том же году.

В этом докладе (Golitsyn and Phillips, 1985) отмечается, что научные проблемы «ядерной зимы», не считая биологических и химических последствий, распадаются на две группы.

I. Количественное уточнение оценки массы дыма, который получится при конкретном обмене ядерными ударами, выяснение, каковы будут его начальные свойства и где он будет в конце этого обмена.

II. Расчет результирующего влияния аэрозоля на ат-

мосферу, поверхность суши и воды, включая воздействие атмосферы на дым.

В докладе указано, что в обеих группах существуют неопределенности. Напомним для примера большой интервал $(0,2 \div 6,5) \cdot 10^{14}$ г, который в упомянутом ранее отчете (The Effects..., 1985) предлагается учесть наряду с основной оценкой $1,8 \cdot 10^{14}$ г дыма. Существенно отметить, что неопределенности не являются односторонними, иногда они увеличивают климатический эффект, а иногда — уменьшают.

Исследования, проведенные до сих пор, обычно принимали количество дыма разным $(1 \div 2) \cdot 10^{14}$ г. Этого достаточно, чтобы исключить в первые недели практически весь солнечный свет задымленных областей при расчетах температурных изменений. Такие условия являются настолько экстремальными, что в настоящее время делает оправданным следующее заключение.

Предсказание серьезных температурных изменений в недели, следующие за образованием $(1 \div 2) \cdot 10^{14}$ г дыма от ядерных пожаров, не изменится (за исключением деталей) независимо от того, насколько успешными будут усилия, направленные на устранение многих неопределенностей в расчетах атмосферных эффектов, включенных во вторую группу проблем.

Поэтому прогресс в уменьшении неопределенностей в исследованиях второй группы проблем важен в первую очередь для изучения последствий ядерных ударов, для оценки эффектов в южных широтах и очень долгосрочных эффектов (например, на срок 1 год).

Среди неопределенностей, специально отмеченных в этом докладе, находятся те, которые уже обсуждались здесь. Это ограниченность сведений: а) о распространении дымового облака, т. е. сведений о том, какое количество дыма попадет в стратосферу и как далеко он разносится атмосферными движениями разных масштабов, б) об оптическом старении аэрозоля, т. е. коагуляции, химической эволюции, ведущей к изменению оптических свойств, и в) вымывание аэрозоля осадками.

Для устранения этих неопределенностей могут потребоваться модели большой детальности. Однако, по-

скольку в крупномасштабной ядерной войне даже по осторожным оценкам типа выводов отчета (The Effects..., 1985) количество дыма составит порядка 10^{14} г (100 Мт) или больше, следует ожидать резкого уменьшения потока солнечного света, приходящего к земной поверхности, и, как следствие, падения температуры в континентальных областях на несколько десятков градусов. Эти выводы являются наиболее существенным аргументом, доказывающим катастрофичность и недопустимость ядерной войны.

Выводы. Хотя большие запасы ядерного оружия существуют уже в течение десятилетий, только недавно стало известно о возможности возникновения глобальной экологической катастрофы в результате крупномасштабного применения этого оружия. Такое положение свидетельствует о значительном отставании науки об окружающей среде от развития военной техники, причем в данном случае это отставание может привести к очень тяжелым последствиям.

Из этого примера можно заключить о том, что существует возможность других крайне опасных последствий применения атомного оружия и других современных средств массового уничтожения, последствий, неизвестных в наше время и представляющих потенциальную угрозу уничтожения человечества. Несомненно, что такая угроза быстро возрастает по мере дальнейшего развития военной техники и накопления оружия массового уничтожения.

Важным путем уменьшения вероятности непреднамеренного самоуничтожения населения Земли представляется значительное расширение исследований экологических последствий применения современного ядерного и другого оружия. Необходимость развития таких работ не вызывает сомнений.

И, конечно, основной путь предотвращения глобальной экологической катастрофы — отказ от гонки вооружений, постепенное сокращение и в конечном счете ликвидация всех видов оружия массового уничтожения, полная ликвидация опасности ядерной войны, в которой не может быть ни победителей, ни побежденных.

Список литературы

- Александров В. В., Стенчиков Г. Л. 1984. Об одном вычислительном эксперименте, моделирующем последствия ядерной войны.— Журн. вычисл. матем. и матем. физики, т. 24, № 1, с. 140—144.
- Александров Э. Л. и др. 1982. Атмосферный озон и изменения глобального климата.— Л.: Гидрометеиздат.
- Асатуров М. Л. 1977. Формирование стратосферного слоя сульфатного аэрозоля.— Труды ГГИ, вып. 247, с. 45—54.
- Асатуров М. Л. 1979. Моделирование стратосферного аэрозольного слоя.— Труды ГГИ, вып. 257, с. 81—88.
- Асатуров М. Л. 1981. К вопросу о формировании стратосферного аэрозоля.— Труды ГГИ, вып. 271, с. 113—122.
- Асатуров М. Л. 1984. Закономерности эволюции аэрозоля после крупных выбросов в стратосферу.— Метеорология и гидрология, № 11, с. 59—66.
- Бубнов Б. М., Голицын Г. С. 1985. Теоретическое и лабораторное моделирование влияния статической устойчивости на структуру общей циркуляции атмосферы.— ДАН СССР, т. 281, № 5, с. 1076—1079.
- Будыко М. И. 1968. О происхождении ледниковых эпох.— Метеорология и гидрология, № 11, с. 3—12.
- Будыко М. И. 1969. Изменение климата.— Л.: Гидрометеиздат.— 35 с.
- Будыко М. И. 1971. Климат и жизнь.— Л.: Гидрометеиздат.— 470 с.
- Будыко М. И. 1972. Влияние человека на климат.— Л.: Гидрометеиздат.— 47 с.
- Будыко М. И. 1974. Изменение климата.— Л.: Гидрометеиздат.— 280 с.
- Будыко М. И. 1980. Климат в прошлом и будущем.— Л.: Гидрометеиздат.— 352 с.
- Будыко М. И. 1982. Изменения окружающей среды и смены последовательных фаун.— Л.: Гидрометеиздат.— 77 с.
- Будыко М. И. 1984. Эволюция биосферы.— Л.: Гидрометеиздат.— 488 с.
- Будыко М. И. 1985. Аэрозольные климатические катастрофы.— Природа, № 6, с. 30—38.

- Будыко М. И., Винников К. Я. 1983. Проблема обнаружения антропогенного изменения глобального климата.— Метеорология и гидрология, № 9, с. 14—26.
- Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л. 1985. История атмосферы.— Л.: Гидрометеиздат.— 208 с.
- Влияние увеличения количества углекислого газа в атмосфере на климат. 1982/Материалы Советско-американского совещания по изучению влияния увеличения количества углекислого газа на климат.— Л.: Гидрометеиздат.— 56 с.
- Вульфсон Н. И., Левин Л. М. 1981. Исследование распространения струи метеотрона в облачной среде применительно к активным воздействиям.— Труды ИПГ, вып. 46, с. 50—68.
- Геология астроблем. 1980.— Л.: Недра.— 231 с.
- Гинзбург А. С. 1973. О радиационном режиме поверхности и запыленной атмосферы Марса.— ДАН СССР, т. 208, № 2, с. 295—298.
- Гинзбург А. С. 1985. «Ядерная зима» — реальная угроза человечеству.— США — экономика, политика, идеология, № 3(183), с. 50—59.
- Гинзбург А. С., Голицын Г. С., Демченко П. Ф. 1985. Развитие сильно замутненного конвективного пограничного слоя.— В кн.: Труды 9-й Международной конференции по физике облаков. Т. 4. Л.: Гидрометеиздат.
- Гледзер Е. Б., Должанский Ф. Б., Обухов А. М. 1981. Системы гидродинамического типа и их применение.— М.: Наука.— 366 с.
- Голицын Г. С. 1973. Введение в динамику планетных атмосфер.— Л.: Гидрометеиздат.— 104 с.
- Голицын Г. С. 1983. Выступление на Всесоюзной конференции ученых за избавление человечества от угрозы ядерной войны, за разоружение и мир.— Вестник АН СССР, № 9, с. 57—60.
- Голицын Г. С. 1985. Последствия ядерной войны для атмосферы.— Природа, № 6, с. 22—29.
- Голицын Г. С., Гинзбург А. С. 1983. Климатические последствия ядерного конфликта и некоторые природные аналоги. Научное исследование Комитета советских ученых за мир, против ядерной угрозы.— Москва.— 21 с.
- Гостинцев Ю. А. и др. 1985. Турбулентный термик в стратифицированной атмосфере.— М., Препринт Ин-та хим. физики АН СССР, 46 с.
- Григорьев А. А., Липатов В. Б. 1978. Дымовые загрязнения атмосферы по наблюдениям из космоса.— Л.: Гидрометеиздат.— 48 с.

- Давиташвили Л. Ш. 1969. Причины вымирания организмов.— М.: Наука.— 440 с.
- Девлишев П. П. и др. 1979. Изучение возможного использования лазерных методов при зондировании пожаров.— В кн.: Горение и лесные пожары. Красноярск, с. 158—164.
- Должанский Ф. В., Голицын Г. С. 1977. Лабораторное моделирование глобальных геофизических течений (обзор).— Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, т. 13, № 8, с. 795—819.
- Зейболд Е. 1985. Необходимо установить, как быстро протекают геологические процессы.— Природа, № 3, с. 101—102.
- Израэль Ю. А. 1973. Изотопный состав радиоактивных выпадений.— Л.: Гидрометеиздат.— 160 с.
- Израэль Ю. А. 1983а. Выступление на IX Конгрессе Всемирной метеорологической организации (Женева, май 1983 г.) по вопросу «Метеорология и общество». Издание ВМО, 1984.
- Израэль Ю. А. 1983б. Экологические последствия возможной ядерной войны.— Метеорология и гидрология, № 10, с. 5—10.
- Израэль Ю. А. 1984. Экология и контроль состояния природной среды.— Л.: Гидрометеиздат.— 560 с.
- Израэль Ю. А. 1985. О выборе основных факторов для расчета геофизических и экологических последствий возможной ядерной войны.— ДАН СССР, т. 281, № 4, с. 821—825.
- Израэль Ю. А. и др. 1982. Проблема антропогенных выбросов криптона-85 в атмосферу.— Метеорология и гидрология, № 6, с. 5—15.
- Израэль Ю. А., Петров В. Н., Северов Д. А. 1983. О влиянии атмосферных ядерных взрывов на содержание озона в атмосфере.— Метеорология и гидрология, № 9, с. 5—13.
- Израэль Ю. А., Кароль И. Л., Киселев А. А., Розанов Е. В. 1984. Моделирование изменений состава и термического режима атмосферы после возможной ядерной войны. Доклад на Советско-американском совещании по малым примесям в атмосфере. Вильнюс.
- Калитин Н. Н. 1920. К вопросу о времени наступления оптической аномалии в 1912 г.— Изв. ГФО, № 1, с. 11—17.
- Кароль И. Л. 1977. Изменения 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. 1983. Газовые примеси в атмосфере и изменения глобального климата.— Метеорология и гидрология, № 8, с. 108—116.

- Кароль И. Л., Пивоварова З. И. 1978. Связь изменений содержания стратосферных аэрозолей с колебаниями солнечной радиации.— Метеорология и гидрология, № 9, с. 35—42.
- Кондратьев К. Я. 1983. Извержение вулкана Эль-Чичон: наблюдавшиеся и возможные воздействия на атмосферу.— М.
- Кондратьев К. Я. 1985. Вулканы и климат.— Итоги науки и техники. Сер. метеорология и климатология, т. 14.
- Кондратьев К. Я., Иванов В. А., Поздняков Д. В. 1984. Естественные и антропогенные аэрозоли: сравнительный анализ. Доклад на семинаре SCOPE/ENUWAR.— Ленинград.
- Кондратьев К. Я., Байбаков С. Н., Никольский Г. А. Ядерная война, атмосфера и климат.— Наука в СССР, 1985, № 2, 3.
- Коровченко А. С. 1958. Метеорологические условия полетов над гористыми и лесными областями.— Гражданская авиация, № 10, с. 32—33.
- Маров М. Я. 1981. Планеты солнечной системы.— М.: Наука, 256 с.
- Масайтис В. Л., Машак М. С. 1982. Импактные события на границе мела и палеогена.— ДАН СССР, т. 265, № 6, с. 1500—1503.
- Мороз В. И. 1978. Физика планеты Марс.— М.: Наука.— 454 с.
- Обухов А. М., Голицын Г. С. 1983. Возможные атмосферные последствия ядерного конфликта.— Земля и Вселенная, № 6, с. 5—13.
- Обухов А. М., Голицын Г. С. 1984. Ядерная война: воздействие на атмосферу.— В кн.: Мир и разоружение. М.: Наука, с. 92—102.
- Прайс Р. 1985. Представления о Земле как динамическом теле совершенствуется.— Природа, № 3, с. 103—104.
- Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. Позвоночные/В. Н. Шиманский и др. 1978.— М.: Наука.— 136 с.
- Раст Х. 1982. Вулканы и вулканизм.— М.: Мир.— 344 с.
- Савинов С. И. 1913. Наибольшие величины напряжения солнечной радиации по наблюдениям в Павловске с 1892 г.— Изв. АН СССР, сер. 6, т. 7, № 12.
- Сафронов М. А., Вакуров А. Д. 1981. Пожар в лесу.— Новосибирск: Наука.— 240 с.
- Стенчиков Г. Л. 1985а. Возможные климатические последствия ядерной войны: выбросы и распространение оптически активных примесей в атмосфере.— Труды 9-й Международной конференции по физике облаков. Т. 4. Л.: Гидрометеониздат.

- Стенчиков Г. Л. 1985б. Математическое моделирование климата.— Природа, № 6, с. 39—50.
- Федоров К. Н. 1984. Этот капризный младенец Эль-Ниньо.— Природа, № 8, с. 65—74.
- Фейгельсон Е. М. 1970. Лучистый теплообмен и облака.— Л.: Гидрометеиздат.— 230 с.
- Фейгельсон Е. М. и др. 1981. Радиация в облачной атмосфере.— Л.: Гидрометеиздат.— 280 с.
- Шмальгаузен И. И. 1940. Пути и закономерности эволюционного процесса.— М.—Л.: Изд-во АН СССР.— 231 с.
- Яншин А. Л. 1961. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ.— Геология и геофизика, № 1, с. 3—15.
- Alvarez L. W. et al. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous—Tertiary extinctions: Experiment and theory.— Science, vol. 208, p. 1095—1108.
- Alvarez L. W. et al. 1982. Current status of the impact theory for the terminal Cretaceous extinction.— In: Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth. The Geological Society of America. Special Paper, N 190, p. 305—315.
- Ambio, 1982, vol. 11, N 2/3.
- Asaro F. et al. 1982. Geochemical anomalies near the Eocene—Oligocene and Permian—Triassic boundaries.— In: Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth. The Geological Society of America. Special Paper, N 190, p. 517—528.
- Barenblatt G. I., Golitsyn G. S. 1974. Local theory of nature dust storms.— J. Atm. Sci., vol. 33, N 10, p. 1917—1933.
- Barton I., Paltridge G. W. 1984. Twilight at Noon Overstated.— Ambio, vol. 13, N 1, p. 49—51. Reply by P. J. Crutzen. Darkness after a nuclear war.— Ibid., p. 52—54.
- Bolle H.-J. 1982. Radiation and energy transport in the Earth—atmosphere system.— In: Handbook of Environmental Chemistry, vol. 1, pt. B. Berlin: Springer-Verlag, p. 131—303.
- Brinkman A. W., McGregor J. 1983. Solar radiation in dense Saharan aerosol in northern Nigeria.— Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 109, p. 831—847.
- Brunswick H. 1982. Feuersturm über Hamburg.— Stuttgart: Motorbuch Verlag.— 245 S.
- Bryan K., Komro F. G., Manabe S., Spelman M. J. 1982. Transient climate response to increasing atmospheric carbon dioxide.— Science, vol. 215, p. 56—58.

- Bull G. A. 1951. Blue sun and moon.—*Meteorol. Mag.*, vol. 80, p. 1—4.
- Cadle R. D. 1972. Composition of the stratospheric sulfate layer.—*EOS*, vol. 53, p. 812—820.
- Carbon dioxide and climate: A second assessment. 1982.—Washington: National Acad. Sci.
- Carlson T. N. 1972. Atmospheric turbidity in Saharan dust outbreaks as determined by analysis of satellite brightness data.—*Mon. Wea. Rev.*, vol. 107, p. 322—335.
- Cess R. D., Potter G. L., Chan S. J., Gates W. L. 1985. The climatic effects of large injections of atmospheric smoke and dust: a study of climate feedback mechanisms with one- and three-dimensional climate model. Paper presented at SCOPE/ENUWAR Symposium at Hiroshima, February 1985.
- Charlson R. G., Ogren J. A. 1982. The atmospheric cycle of elemental carbon.—In: *Particulate Carbon Atmospheric Life Cycle*. New York: Plenum Press, p. 3—18.
- CLIMAP Project Members. The surface of ice-age Earth. 1976.—*Science*, vol. 191, p. 1131—1137.
- Colbert E. N., Cowels R. B., Bogert C. M. 1946. Temperature tolerances in American alligator and their bearing on the habits, evolution and extinction of the dinosaurs.—*Bull. Amer. Mus. Nat. History*, vol. 26, N 7.
- Cotton W. R. 1985. Atmospheric convection and nuclear winter.—*Amer. Scientist*, vol. 73, p. 275—280.
- Covey C., Schneider S. H., Thompson S. L. 1984. Global atmospheric effects of massive smoke injections from a nuclear war: Results from general circulation model simulations.—*Nature*, vol. 308, p. 21—31.
- Crutzen P. J., Andreas M. O. 1984. Atmospheric chemistry.—In: *Global Change*.—Cambridge Univ. Press, p. 75—113.
- Crutzen P. J., Birks J. W. 1982. The atmosphere after a nuclear war. Twilight at noon.—*Ambio*, vol. 11, N 2/3, p. 114—125.
- Crutzen F. J., Galbally I. E., Brühl C. 1984. Atmospheric effects from post-nuclear fires.—*Climatic Change*, vol. 6, N 3, p. 323—364.
- Davies R. W. 1959. Large-scale diffusion from an oil fire.—*Adv. in Geophys.*, vol. 5, p. 413—415.
- Ebert C. H. V. 1963. The meteorological factor in the Hamburg fire.—*Weatherwise*, vol. 16, N 2, p. 70—75.
- Fifield R. 1983. Mere hiccups in the history of time.—*New Scientist*, vol. 98, p. 704—706.

- Foley H. M., Ruderman M. A. 1973. Stratospheric NO_x production from past nuclear explosions.— *J. Geophys. Res.*, vol. 78, p. 4441—4449.
- Frakes L. A. 1979. *Climates throughout geologic time.*— Amsterdam, Oxford, New York: Elsevier.— 310 p.
- Francis P. 1983. Giant volcanic calderas.— *Sci. American*, vol. 248, N 6, p. 60—70.
- Ganapathy R. 1980. A major meteorite impact on the Earth 65 million years ago: evidence from Cretaceous—Tertiary boundary clay.— *Science*, vol. 209, p. 921—923.
- Glasstone S., Dolan P. J. (Eds.). 1977. *The effects of nuclear weapons.* US Dept. of Defense, III ed.
- Golitsyn G. S. 1973. On the Martian dust storms.— *Icarus*, vol. 18, N 1, p. 113—119.
- Golitsyn G. S., Ginsburg A. S. 1985. Comparative estimates of climatic consequences of Martian dust storms and of possible nuclear war.— *Tellus*, vol. 37B.
- Golitsyn G. S., Phillips N. A. 1985. Possible climatic consequences of a major nuclear war. Report to XXXIX Executive Council of the World Meteorological Organization. Geneva.
- Goody P. M. 1964. *Atmospheric radiation: Theoretical basis.* Oxford university press. London. (Русск. пер.: П. М. Гуди. Атмосферная радиация.— М.: Мир, 1966.— 476 с.)
- Hammer E. U., Clausen H. B., Dansgaard W. 1980. Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact.— *Nature*, vol. 288, p. 230—235.
- Harwell M. A., Hutchinson T. C. 1985. *Environmental consequences of nuclear war.* Vol. 2. SCOPE 28. N. Y.: J. Wiley.
- Herman G. 1981. Causes of massive biotic extinctions and explosive evolutionary diversification throughout Phanerozoic time.— *Geology*, vol. 9, p. 104—108.
- Hide R. 1958. Some experiments on thermal convection in a rotating liquid.— *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, vol. 79, N 339, p. 161—180.
- Hobbs P. V. et al. 1982. Particles and gases in the emissions from the 1980—1981 volcanic eruptions of Mt. St. Helens.— *J. Geophys. Res.*, vol. 87, p. 11062—11086.
- Holton J. R. 1972. *An Introduction into Dynamic Meteorology.*— New York: Academic Press, 319 p.
- Hsü K. J. 1980. Terrestrial catastrophe caused by cometary impact at the end of the Cretaceous.— *Nature*, vol. 285, p. 201—203.
- Hsü K. J. et al. 1982. Mass mortality and its environmental and evolutionary consequences.— *Science*, vol. 216, p. 249—256.

- Humphreys W. J. 1940. *Physics of the Air*.— New York: McGraw Hill.
- Jaenicke R. 1981. Atmospheric aerosols and global climate.— In: *Climatic Variations and Variability: Facts and Theories*. Dordrecht: Reidel Publ., p. 577—597.
- Junge C. 1963. *Atmospheric chemistry and radioactivity*.— N. Y.: Acad. Press. (Русск. пер.: К. Юнге. Химический состав и радиоактивность атмосферы.— М.: Мир, 1965.— 424 с.)
- Kastner M. et al. 1984. The precursor of the Cretaceous—Tertiary boundary clays at Stevens Klint, Denmark and DSDP Hole 465 A.— *Science*, vol. 226, N 4671, p. 137—143.
- Kelly P. M., Sear C. B. 1984. Climatic impact of explosive volcanic eruptions.— *Nature*, vol. 311, p. 740—743.
- Kelly P. M. et al. 1985. The extended Northern Hemisphere surface air temperature record: 1851—1984.— In: *Proc. Third Conference on Climate Variations and Symposium on Contemporary Climate: 1850—2100*. Los Angeles, p. 35—36.
- Kerr J. W. 1971. Historic fire disasters.— *Fire Res. Abstr. Rev.*, vol. 13, p. 1—16.
- Kerr J. W. et al. 1971. Nuclear weapons effects in a forest environment — Thermal and Fire. Report N 2; TP 2—70. Washington, D. C.: Defense Nuclear Agency.
- Kimball H. H. 1918. Volcanic eruptions and solar radiation intensities.— *Mon. Wea. Rev.*, vol. 46, N 8, p. 355—356.
- Knox J. 1985. Microphysical/mesoscale aspects of nuclear winter and new directions in assessments. Preprint UCRL-91359, Lawrence Livermore National Laboratory.
- Lack D. 1954. *The natural regulation of animal numbers*. Oxford, Clarendon Press, 344 p. (Русск. пер.: Д. Лэк. Численность животных и ее регуляция в природе.— М.: Изд-во иностр. лит., 1957.— 404 с.)
- Lamb H. H. 1969. *Activité volcanique et climat*.— *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*. Vol. XI, N 3.
- Larson D. A., Small R. D. 1982. Analysis of the large urban fire environment. I. Theory. II. Parametric analysis and model city simulations. PSR Report 1210.— Santa Monica, Calif.: Pacific Sierra Res. Corp.
- Liou K.-N. 1980. *An Introduction to Atmospheric Radiation*.— New York: Academic Press. (Русск. пер.: Лиоу Ку-Нан. Основы радиационных процессов в атмосфере.— Л.: Гидрометеиздат, 1984.— 376 с.)
- Long-term world effects of multiple-weapons detonations. 1975.— Washington: Nat. Acad. Sci.

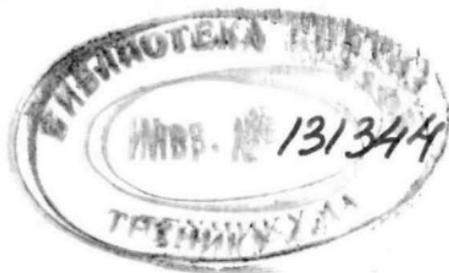
- Lorenz E. N. 1962. Simplified dynamic equations applied to the rotating basin experiments.— *J. Atm. Sci.*, vol. 19, N 1, p. 39—51.
- Lorenz E. N. 1967. Nature and theory of the general circulation of the atmosphere. WMO Publ. Geneva. (Русск. пер.: Э. Н. Лоренц. Природа и теория общей циркуляции атмосферы.— Л., 1970).
- MacCracken M. C., Walton J. 1984. The effects of interactive transport and scavenging of smoke on the calculated temperature change resulting from large amounts of smoke: Paper presented at the International Seminar on Nuclear War, 4th Session, Erice, Sicily, Aug. 19—24.
- Malone R. C. et al. 1985. Nuclear winter: three-dimensional simulations including interactive transport, scavenging and solar heating of smoke.— *J. Geophys. Res.*, vol. 90.
- Manins P. C. 1985. Cloud heights and stratospheric injections resulting from a thermonuclear war.— *Atmos. Environ.*, vol. 19.
- Mass C., Robock A. 1982. The short-term influence of the Mount St. Helens volcanic eruption on surface temperature in the north-west United States.— *Mon. Wea. Rev.*, vol. 110, p. 614—622.
- Mayr E. 1963. Animal species and evolution. Cambridge, Mass. Belknap Press of Harvard Univ. Press. 797 pp. (Русск. пер.: Э. Майр. Зоологический вид и эволюция.— М.: Мир, 1968.— 597 с.).
- McGhee G. R. 1982. The Frasnian—Famennian extinction event: A preliminary analysis of Appalachian marine ecosystems.— Special Paper, N 190, The Geological Society of America, p. 491—500.
- McLaren D. J. 1970. Time, life and boundaries — *J. Paleontology*, vol. 44, p. 801—815.
- McLaren D. J. 1982. Frasnian—Famennian extinctions.— Special Paper, N 190, Geological Society of America, p. 477—484.
- McLaren D. J. 1985a. Mass extinction and iridium anomaly in the Upper Devonian of Western Australia: A commentary.— *Geology*, vol. 13, p. 170—172.
- McLaren D. J. 1985b. Ammonoids and extinctions.— *Nature*, vol. 313, p. 12—13.
- Molencamp C. R. 1979. An introduction to self-induced rainout. Report UCRL-52669, Lawrence Livermore National Laboratory.
- Molencamp C. R. 1985. Mesoscale simulation of coastal flows during nuclear winter. Paper presented at Symposium M-14 "Climate Effects of Nuclear War". IAMAP/IAPSO Joint Assembly, August 5—16, 1985, Honolulu, Hawaii.
- Newell N. D. 1967. Revolutions in the history of life.— Special Paper, N 89, Geological Society of America, p. 63—91.

- Newell N. D. 1980. Now-asteroid caused extinctions.— *Science News*, vol. 117, N 2, p. 22.
- Nuclear Winter and Associated Effects. 1985.— Ottawa: The Royal Society of Canada.
- Ogren J. A. 1982. Deposition of particulate elemental carbon from the atmosphere.— In: *Particulate Carbon Atmospheric Life Cycle*. New York: Plenum Press, p. 379—391.
- O'Keefe J. D., Ahrens T. J. 1982. Impact mechanics of Cretaceous-Tertiary extinction bolide.— *Nature*, vol. 298, p. 123—127.
- Oliver R. C. 1976. On the response of hemispheric mean temperature to stratospheric dust: an empirical approach.— *J. Appl. Met.*, vol. 15, N 9, p. 333—350.
- On the modelling of climatic consequences of the nuclear war. 1983.— *Proc. Appl. Math. Computing Center of AS USSR*. 21 p.
- Palmer A. R. 1982. Biome boundaries: A possible test for extra-terrestrial perturbations of the biosphere.— *Special Paper, N 190, The Geological Society of America*, p. 469—475.
- Patterson E. M., Marshall B. T., Rahn K. A. 1982. Radiative properties of the Arctic aerosol.— *Atm. Environ.*, vol. 16, p. 2967—2977.
- Penner J. E., Haselman L. C., Jr. 1985. Smoke inputs to climate models: optical properties and height distribution for nuclear winter studies. Preprint UCRL-92523, Lawrence Livermore National Laboratory.
- Penner J. E., Haselman L. C., Edwards L. L. 1985. Smoke plume distribution above large scale fires: implications for simulations of nuclear winter. Report VCRL-90915—Rev. 1. Lawrence Livermore National Laboratory.
- Peterson K. R. 1970. An empirical model for estimating worldwide deposition from atmospheric nuclear detonations.— *Health Phys.*, vol. 18, p. 357—378.
- Pittock A. B. et al. 1985. Environmental consequences of nuclear war. Vol. 1, SCOPE 28, N. Y.: J. Wiley.
- Playford P. E. et al. 1984. Iridium anomaly in the Upper Devonian of the Canning Basin, Western Australia.— *Science*, vol. 226, p. 437—439.
- Pollack J. B. 1979. Climatic change on the terrestrial planets.— *Icarus*, vol. 37, N 3, p. 479—553.
- Pollack J. B., Toon O. B., Khare B. N. 1973. Optical properties of some terrestrial rocks and glasses.— *Icarus*, vol. 19, p. 372—389.
- Pollack J. B., Toon O. B., Sagan C. 1975. The effect of volcanic activity on climate.— In: *Proc. WMO/IAMAP Symp. on*

- Long-Term Climatic Fluctuations, WMO, N 421, Geneva, p. 279—285.
- Pollack J. B. et al. 1976. Volcanic explosions and climatic change: a theoretical assessment.—*J. Geophys. Res.*, vol. 81, N 6, p. 1071—1083.
- Pollack J. B. et al. 1983. Environmental effects of an impact-generated dust cloud: implications for the Cretaceous—Tertiary extinctions.—*Science*, vol. 219, p. 287—289.
- Rampino M. R., Self S. 1982. Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883) and Agung (1963): Their stratospheric aerosols and climatic impact.—*Quart. Res.*, vol. 18, p. 127—143.
- Raup D. M. 1979. Size of the Permian—Triassic bottleneck and its evolutionary implications.—*Science*, vol. 206, p. 217—218.
- Raup D. M., Sepkosky J. J. 1982. Mass extinctions in the marine fossil record.—*Science*, vol. 215, N 4539, p. 1501—1503.
- Robock A. 1984. Nuclear winter: snow and ice feedbacks prolong effects.—*Nature*, vol. 310, p. 668—670.
- Rodgers R. R. 1978. A short course in cloud physics.—N. Y.: Pergamon Press, Ch. 5.
- Rosen H., Novakov T. 1983. Combustion-generated carbon particles in the Arctic atmosphere.—*Nature*, vol. 306, p. 768—778.
- Russell D. A. 1979. The enigma of the extinction of the dinosaurs.—*Annual Review of Earth and Planetary Science*, vol. 7, p. 163—182.
- Russell D. A. 1982. The mass extinctions of the late mesozoic.—*Sci. American*, vol. 246, N 1, p. 48—55.
- Ryan J. A., Henry R. M. 1979. Mars atmospheric phenomena during major dust storms as measured at the surface.—*J. Geophys. Res.*, vol. 84, N 6, p. 2821—2829.
- Schlesinger M. E., Gates W. C., Han Y.-J. 1985. The role of the ocean in the CO₂-induced climate change: preliminary results from the OSU coupled atmosphere—ocean general circulation model.—Report N 60, Climatic Research Institute, Oregon State University, Corvallis.—40 p.
- Seiler W., Crutzen P. J. 1980. Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and the atmosphere from biomass burning.—*Climatic Change*, vol. 2, p. 207—247.
- Sharman R. D., Ryan J. A. 1980. Mars atmosphere pressure periodicities from Viking observations.—*J. Atm. Sci.*, vol. 37, N 9, p. 1994—2001.
- Shoemaker E. M. 1983. Asteroid and comet bombardment of the Earth.—*Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, vol. 11, p. 461—494.

- Simon C. 1981. Clues in the clay.— *Science News*, vol. 120, p. 314—315.
- Simpson G. G. 1983. Private communication.
- Singer F. 1984. Is the “nuclear winter” real? — *Nature*, vol. 310, p. 625. Reply by S. L. Thompson, S. H. Schneider and C. Covey.— *Ibid.*, p. 625—626.
- Smit J., Hertogen J. 1980. An extraterrestrial event at the Cretaceous—Tertiary boundary.— *Nature*, vol. 285, p. 198—200.
- Smith C. D., Jr. 1950. The wide spread smoke layer from the Canadian forest fires during late September 1950.— *Mon. Wea. Rev.*, vol. 78, p. 180—184.
- Stanley S. M. 1984. Mass extinctions in the ocean.— *Sci. American*, vol. 250, N 6, p. 146—54.
- Stith J. L., Radke L. F., Hobbs P. V. 1981. Particle emissions and the production of ozone and nitrogen oxides from the burning of forest slash.— *Atm. Environ.*, vol. 15, p. 73—82.
- Stothers R. B. 1984. Mystery cloud of AD 536.— *Nature*, vol. 307, p. 344—345.
- Stommel H., Stommel E. 1979. The year without a summer.— *Sci. American*, vol. 240, N 6.
- Stommel H., Stommel E. 1983. *Volcano weather: the story of a year without summer*. Boston: Seven Seas Press, 177 p.
- Teller E. 1984. Widespread after-effects of nuclear war.— *Nature*, vol. 310, p. 621—624.
- The Effects on the Atmosphere of a Major Nuclear Exchange. 1985. National Research Council. Washington: Nat. Academy Press, 193 p.
- The night after: climatic and biological consequences of a nuclear war. 1985.— Moscow, Mir Publishers, 166 p.
- The quest for a catastrophe. 1980.— *Sci. News*, vol. 118, N 9, p. 134.
- Thomsen D. E. 1984. Nemesis: searching for the sun's deadly companion star.— *Sci. News*, vol. 126, p. 134.
- Thompson S. L. 1985. Global interactive simulations of nuclear war smoke.— *Nature*.
- Toon O. B. et al. 1982. Evolution of an impact-generated dust cloud and its effects on the atmosphere.— *Special Paper*, N 190, The Geological Society of America, p. 187—200.
- Turco R. P. et al. 1979. A one-dimensional model describing aerosol formation and evolution in the stratosphere: I. Physical processes and mathematical analogs.— *J. Atm. Sci.*, vol. 36, N 4, p. 699—717.

- Turco R. P. et al. 1983. Nuclear winter: Global consequences of multiple nuclear explosions.— Science, vol. 222, p. 1283—1293.
- Twomey S. 1977. Atmospheric Aerosols. New York: Elsevier.
- Understanding climatic change: a program for action. 1975. The report of U. S. Committee of GARP.— Washington: Nat. Acad. Sci.
- Urey H. C. 1973. Cometary collisions and geological periods.— Nature, vol. 242, p. 32—33.
- Valentine J. W. 1968. Climatic regulation of species diversification and extinction.— Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 79, p. 273—276.
- Warren S. G., Wiscombe W. J. 1985. Dirty snow after nuclear war.— Nature, vol. 313, p. 467—470.
- Watson H. H. 1952. Alberta forest fire smoke.— Weather, vol. 7, p. 128—130.
- Weisburd S. 1984. Sister star scenario: sound or shot? — Sci. News, vol. 126, p. 279.
- Wexler H. 1950. The great smoke pall, September 24—30, 1950.— Weatherwise, p. 129—142.
- Zurek R. W. 1982. Martian great dust storms: An update.— Icarus, vol. 50, N 2/3, p. 288—310.



Оглавление

Предисловие	5
1. Природные климатические катастрофы	9
1.1. Изменения климата	10
1.2. Катастрофические изменения климата	23
1.3. Критические эпохи геологической истории	52
2. Влияние ядерного конфликта на климат	73
2.1. Аэрозольная климатическая катастрофа	74
2.2. Другие воздействия ядерного конфликта на атмосферу	130
2.3. Достоверность результатов	135

Монография

**МИХАИЛ ИВАНОВИЧ БУДЫКО
ГЕОРГИЙ СЕРГЕЕВИЧ ГОЛИЦЫН
ЮРИЙ АНТОНИЕВИЧ ИЗРАЭЛЬ**

Глобальные климатические катастрофы

Редактор О. Д. Рейнгеверц. Художник И. Г. Архипов. Художественный редактор Б. А. Денисовский. Технический редактор М. И. Брайнина. Корректор И. Б. Михайлова. ИБ № 1732. Сдано в набор 26.11.85. Подписано в печать 11.02.86. Т-00849. Формат 84×108^{1/32}. Бумага типографская № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Усл. печ. л. 8,4. Усл. кр.-отт. 8,65. Уч.-изд. л. 7,83. Тираж 6200 экз. Индекс МОЛ-153. Заказ № 387. Цена 90 коп.

Гидрометеиздат. 199053. Ленинград,
2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.



Гидрометеоиздат
1986

Глобальные климатические катастрофы

Рассматривается физический механизм природных климатических катастроф, вызванных извержениями вулканов и падением на земную поверхность крупных небесных тел.

Излагаются полученные в последние годы результаты исследований влияния крупномасштабного ядерного конфликта на климат. Обосновывается вывод о вероятности катастрофического для биосферы изменения климата, вызванного ядерным столкновением.

Global climatic catastrophes

The book by M. I. Budyko, G. S. Golitsyn, and Yu. A. Izrael treats the physical mechanism of natural climatic catastrophes caused by volcanic eruptions and bombardments of the Earth's surface by large celestial bodies. The results of studying large-scale nuclear collision effects on climate are presented. The conclusion is substantiated that the nuclear collision can cause the climatic changes that would be disastrous for the biosphere.