

В. В. Зуев, В.Е. Зуев, В. Н. Маричев

НАБЛЮДЕНИЯ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЬНОГО СЛОЯ ПОСЛЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ПИНАТУБО НА СЕТИ ЛИДАРНЫХ СТАНЦИЙ

Приводится обзор докладов 16-й Международной конференции по лазерному зондированию (Массачусетс, США, 20–24 июля 1992 г.), посвященных исследованию стратосферного аэрозоля после извержения вулкана Пинатубо, происшедшего в июне 1991 г. Это извержение по мощности доставленного в атмосферу аэрозольного облака превосходило ранее известные за последние годы и могло вызвать существенные климатические последствия в масштабах земного шара.

В июне 1991 г. произошла серия извержений вулкана Пинатубо (Филиппины 15,14°с.ш., 120,35°в.д.), кульминация которых пришлась на 15 июня. По мощности доставленного в атмосферу аэрозольно-газового вулканического облака это извержение превосходило ранее известные за последние годы и, по оценкам Бласа и др. [1], дало 20 мегатонн SO_2 , что в три раза больше, чем после извержения вулкана Эль-Чичон в 1982 г. Такое огромное количество аэрозоля в стратосфере должно было привести к изменению радиационного баланса земной атмосферы в целом и иметь существенные климатические последствия. Данное обстоятельство вызывало большой научный интерес в исследовании развития и распространения этого стратосферного облака в глобальном масштабе. Существующие лидарные станции земного шара, а также мобильные лидары, работающие в режиме дежурных измерений, позволили провести детальное изучение пространственно-временного распределения стратосферного вулканического слоя. География наблюдений достаточно обширна и в Северном полушарии охватывает Европу (Германия, Италия), Северную Америку (США, Канада), Азию (Япония, Россия, Китай), а в Южном полушарии – юго-восточную Австралию.

Результаты лидарных исследований представлены вертикальными профилями аэрозольных коэффициентов полного и обратного рассеяния, отношением рассеяния, оптической толщиной вулканического слоя. Существенным шагом вперед явилось использование поляризационных характеристик светорассеяния и многоволнового зондирования, что позволило расширить знания о микрофизике аэрозольных частиц, включая их форму и распределение по размерам.

Выполнение рутинных наблюдений в течение длительного периода времени, начатое еще до извержения вулкана Пинатубо, дало возможность отследить процесс формирования вулканического аэрозольного облака и его распространения над континентами и последующего размытия и оседания.

Общими элементами в результатах исследований лидарных станций и мобильных лидаров явились:

- 1) Появление первого кратковременного вулканического слоя на более низких высотах – от тропопаузы до 17–20 км – и второго – с продолжительным временем жизни на высотах 21–30 км и выше.
- 2) Сферическая форма аэрозольных частиц в основном вулканическом слое, в то время как под слоем присутствуют частицы неправильной формы.
- 3) Использование лидарного канала комбинационного рассеяния от молекул азота для разделения компонент молекулярного и аэрозольного рассеяния света.

Вулканический стратосферный слой над Европой

Исследование аэрозольного вулканического слоя над Европой было представлено лидарными станциями исследовательских центров *GKSS* в северной Германии, Геестхacht (53,5°с.ш., 10,5°з.д.) и *ENEA*, Фраскатти, Италия (41,8°с.ш., 12,7°з.д.).

Измерения на лидарной станции *GKSS* были начаты в августе 1991 г. и проводились по сигналам упругого и комбинационного рассеяния от эксимерного ХеС1-лазера на длинах волн

308 и 332 нм (от N_2) [2]. Использование двухволновой методики приема эхосигнала до высот 35 км дало возможность разделить аэрозольное ослабление и обратное аэрозольное рассеяние и восстановить профиль коэффициентов ослабления α , обратного рассеяния β_π и отношения обратного рассеяния R в возмущенной нижней стратосфере. Картина динамики стратосферного аэрозоля с августа 1991 г. по декабрь 1992 г. представлена на рис. 1. До ноября плотность аэрозольных частиц умеренно возрастала. Отношение рассеяния не превышало 2, что эквивалентно 6 и 12 на длинах волн 550 и 700 нм, а вершина слоя находилась между высотами 21–25 км. Быстрое увеличение рассеяния частицами пришлось на начало декабря 1991 г., 8 декабря аэрозольный слой достиг высоты 30,5 км, и его оптическая толщина составила 0,3 с максимумом $R = 3$ для $\lambda = 308$ нм. Возрастание количества аэрозоля в стратосфере может быть вызвано циркуляцией, когда сильно перемешанные воздушные массы осенью 1991 г. начали двигаться в северном направлении и достигли 53°с.ш. в декабре. В присутствии плотного аэрозольного облака в стратосфере произошло сильное охлаждение, что подтвердилось измерениями радиозондов – очень низкие температуры до -83°C наблюдались на высоте 25 и 33 км в декабре и январе.

Измерения на 17 января 1991 г. показали присутствие стратосферного аэрозольного слоя между 17,5 и 22 км с лидарным отношением в нем 20–30 ср, оптической толщиной слоя 0,15 и $\beta_\pi \approx 0,001 \text{ км}^{-1}\cdot\text{ср}^{-1}$. Поскольку измерения проводились на длине волны 308 нм, то было учтено поглощение озоном по данным ближайшей станции озонзондирования Хоенпейсенберга (48°с.ш.).

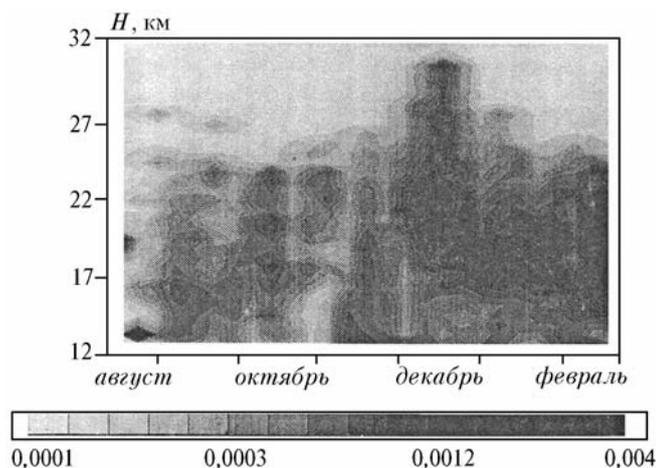


Рис. 1. Временное развитие стратосферного аэрозольного слоя в обозначениях $\beta_{\text{па}}$ на $\lambda = 308$ нм. Временное разрешение – 1 неделя, пространственное – 600 м. Количество выстрелов $1,5 \cdot 10^6$, время накопления 2 ч

В начале наблюдений в августе 1991 г. отмечались низкие лидарные отношения около 5 ср. Это расхождение с теорией Ми указывает на наличие несферических частиц в стратосфере подобно кристаллам льда. Только несколько месяцев спустя после извержения Пинатубо лидарное отношение сильно возросло до значений 10–30, что было вызвано аэрозольным стратосферным слоем из сферических сульфидных частиц. Поскольку тяжелые несферические частицы покинули стратосферу, то в создавшихся условиях может быть произведена оценка радиусов частиц по теории Ми. Проведенные измерения хорошо согласуются с результатами численных расчетов для $\lambda = 532$ нм, основанными на измеренном Ягером и Хофманом спектре частиц [3].

Наблюдения стратосферного вулканического облака над Фраскатти (Италия, $41,8^\circ\text{с.ш.}$, $12,7^\circ\text{з.д.}$) проводились с июля 1991 г. [4]. Использовался лидар с АИГ-лазером ($\lambda = 532$ нм, энергия импульса 200 мДж) и приемным телескопом с зеркалом диаметром 50 см. Эволюция локального вулканического слоя демонстрируется на рис. 2. Видно, что 20 дней спустя после извержения вулкана Пинатубо аэрозольный слой был обнаружен над Фраскатти на высоте 14 км. Вторая часть слоя на высоте 23 км была замечена 4 сентября 1991 г. Максимальное значение отношения рассеяния ($R = 14$) было 17 октября. При этом вулканическое облако имело протяженность от тропопаузы до высоты 30 км.

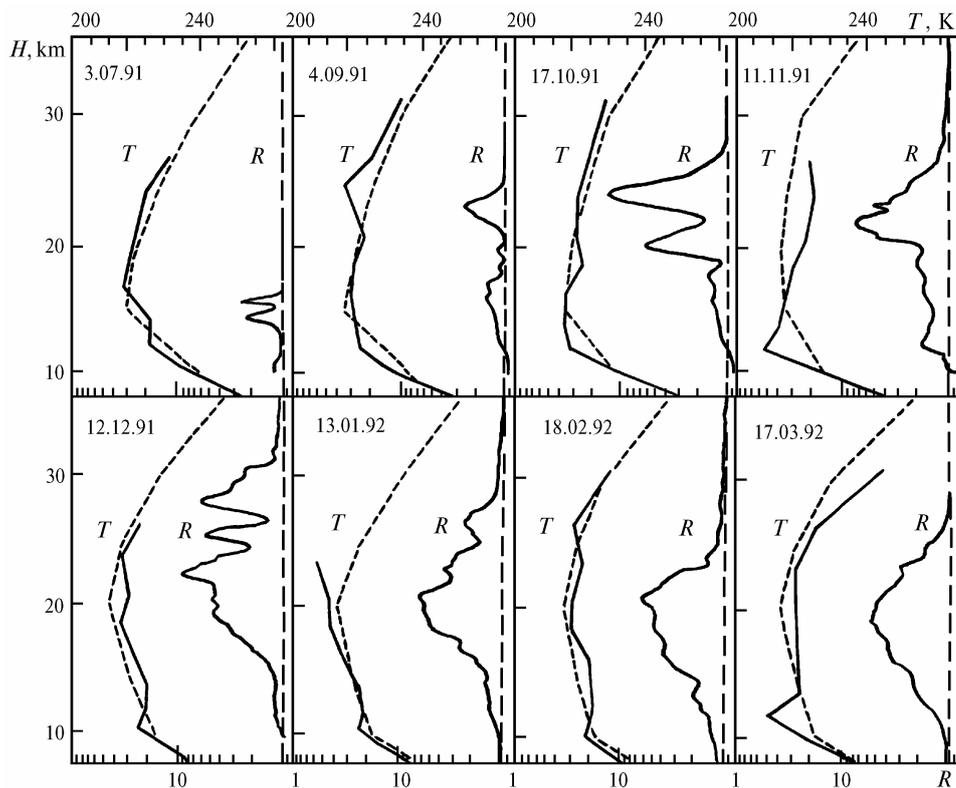


Рис. 2. Профили температуры T и отношение R . Для T сплошная линия – данные зондов, штриховая – модель *CIRA*

Из анализа временного хода интегрального коэффициента обратного рассеяния (ИКОР), представленного на рис. 3, можно отметить следующее. Судя по величине ИКОР, аэрозольное наполнение облака от вулкана Пинатубо спустя 3,5 месяца после его извержения достигло и превзошло аэрозольную массу облака от вулкана Эль-Чичон после 11 месяцев от начала извержения последнего. Таким образом, скорость роста содержания аэрозоля от Пинатубо в 3 раза превышала скорость роста массы стратосферного аэрозоля от вулкана Эль-Чичон. По колебаниям ИКОР из рис. 3 видно, что возмущения, вызванные вулканом Эль-Чичон, являются нижним пределом от возмущений вулкана Пинатубо.

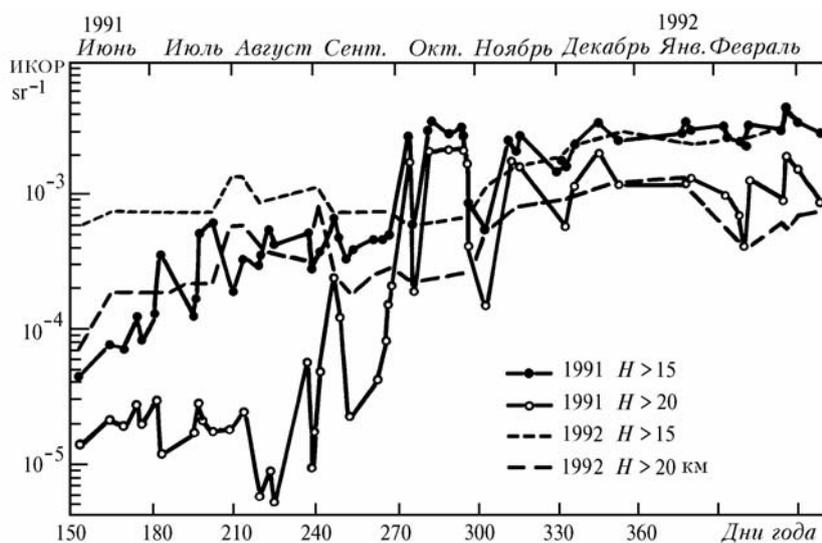


Рис. 3

Наибольшие высоты нахождения аэрозольного облака ($H = 31$ км) наблюдались в середине декабря.

Вулканический стратосферный слой над Северной Америкой

Наблюдения стратосферного вулканического слоя над Североамериканским континентом и прилегающей к нему юго-восточной морской зоны выполнялись лидарными станциями г. Торонто (Канада), Хэмптона и юго-восточного Канзаса (США), а также самолетным лидаром *NASA* (США).

В Торонто ($42,8^\circ\text{с.ш.}$, $79,5^\circ\text{з.д.}$) рутинные наблюдения ведутся с марта 1991 г. лидарами дифференциального поглощения (XeCl-лазер) и упругого рассеяния (2-я гармоника АИГ-лазера) [5]. С марта 1991 г. по март 1992 г. выполнено более 90 ночных наблюдений за стратосферным аэрозолем. Аэрозольное облако от вулкана Пинатубо достигло Торонто 21 июля 1991 г. двумя слоями на высотах 17 и 22 км. Трехмерное представление его динамики по отношению рассеяния на длинах волн 532 и 353 нм приведено на рис. 4, 5. Из рисунков видно, что максимальное значение R не превышало 5 для той и другой длины волны. Особенности R на 532 нм ярче выражены, чем на 353 нм вследствие более сильного молекулярного рассеяния на последней длине волны ($\beta_{\text{пм}} \sim \lambda^4$). Слой на высоте 17 км просуществовал до конца октября 1991 г. Средние значения отношения рассеяния для него составляли: $R_{532} = 2,2$, $R_{353} = 13$. Слой на высоте 22 км исчез на 240-й день года. Средние отношения рассеяния для него были на уровне 2,7 (532 нм), т.е. выше, чем в нижнем слое. Затем слой появился вновь на 260-й день на высоте 23 км и просуществовал несколько дней. В конце сентября сильный слой возник на высоте 24 км с $R = 5$ (532), $R = 2$ (353 нм). Этот слой появился вторично на 305-й день и рос более интенсивно до $R = 5$ (353 нм). Вероятно, этот слой переместился вокруг Земли за 35 дней. При этом возрастание размеров частиц привело к увеличению R . Оценочно скорость переноса составляла 830 км/день (10° /день) или 10 м/с. Для сравнения, по данным МакКормика, главный шлейф переносился на восток западным ветром 30 и 20 м/с во 2-ю неделю июля и 1-ю неделю августа 1991 г. Однако следует учитывать, что этот перенос осуществлялся при отличных от вышеприведенного случая ветровых режимах на низких широтах и высотах ниже 21 км.

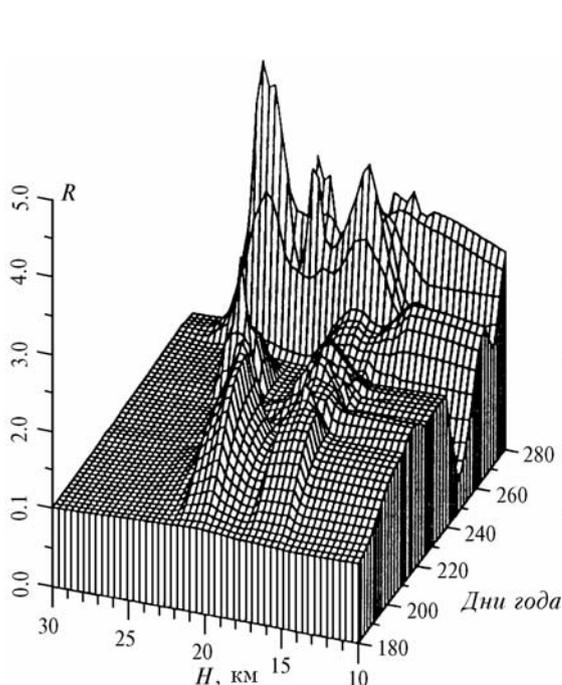


Рис. 4. Изменение R на $\lambda = 532$ нм в период между 29.06.1991 г. (день 180-й) и 7.10.1991 г. (день 280-й)

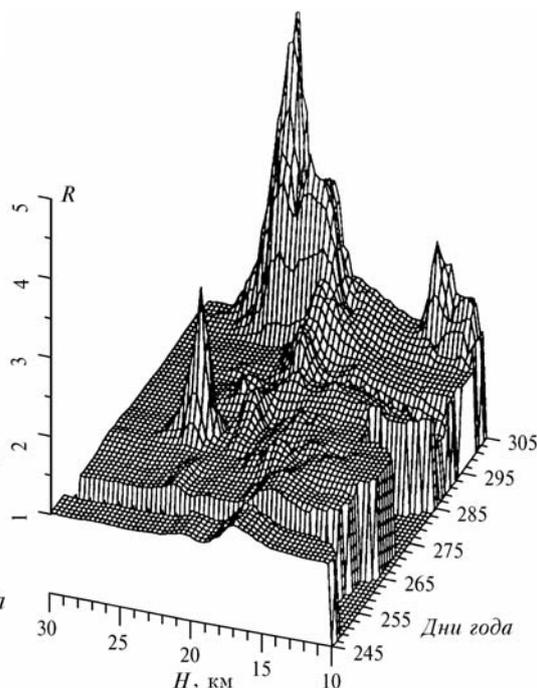


Рис. 5. Изменение R на $\lambda = 353$ нм в период между 2.09.1991 г. (день 245-й) и 31.10.1991 г. (день 304-й)

Для исследования формы частиц были использованы два канала для приема параллельно и перпендикулярно поляризованных компонентов рассеяния. Так как сферические частицы при рассеянии излучения не меняют поляризацию, то значение отношения кроссполяризованной компоненты к параллельно поляризованной $\delta = P_{\perp}/P_{\parallel}$ указывает на отклонение от сферичности частиц. На рис. 6 показаны профили R и δ для одной из реализаций ряда измерений. Ведут они себя противоположным образом: максимуму $R = 4$ на высоте 24 км соответствует минимум деполяризации $\delta = 0,6\%$, а наибольший пик $R = 1,2$ на высоте 19 км приходится на максимум деполяризации $\delta = 5\%$. Если учесть, что для чистого воздуха $\delta = 1,4\%$, то можно уверенно утверждать, что в основном вулканическом слое присутствуют частицы только сферической формы, по всей вероятности, капли H_2SO_4/H_2O . В слабом слое на высоте 19 км содержится значительное количество асферичных частиц, которыми могут быть частицы из твердого кристаллического материала.

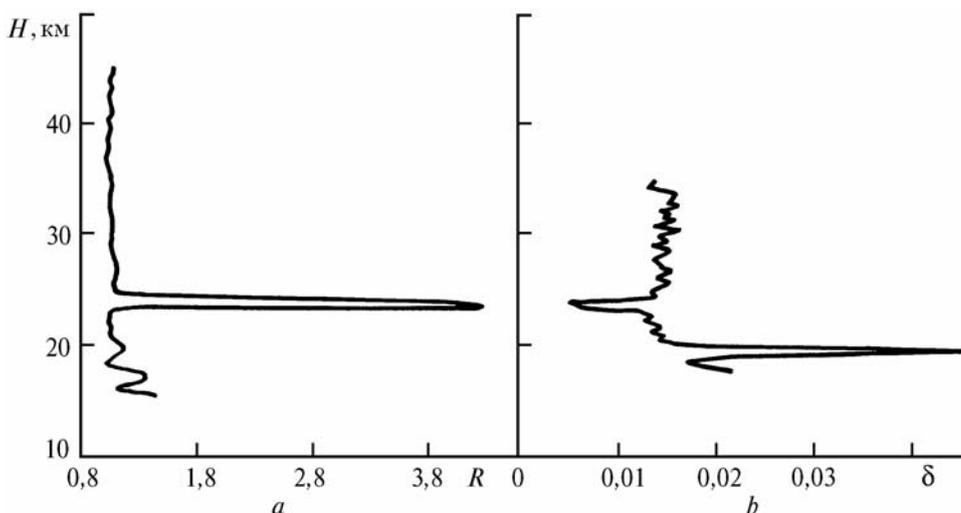


Рис. 6. Значение R (а) и δ (б) на $\lambda = 532$ нм, измеренные над Торонто 4 сентября 1991 г.

Исследования вулканического облака над Хэмптоном (Вирджиния, 37° с.ш., 76° з.д.) проводились с помощью лидара на рубине с 14-дюймовым телескопом, разработанным в исследовательском центре *NASA* [6]. Для разделения аэрозольной и молекулярной компонент рассеяния, как и в [6], использовались профили давления и температуры по данным запусков радиозондов. Рутинные измерения были начаты 13 июля. Анализ вертикального распределения, интенсивности и распространения вулканического облака от Пинатубо проводился по параметру отношения рассеяния R . Впервые аэрозольное облако от вулкана Пинатубо было детектировано 3 августа 1991 г., а измерения фонового содержания стратосферного аэрозоля были сделаны 18 июля. В промежуток между этими датами измерениям препятствовали облака в тропосфере. За период 3 августа – 11 марта было проведено 40 отдельных ночных наблюдений. 20 профилей, описывающих изменение аэрозольного наполнения стратосферы за период с 3 августа 1991 г. по 28 февраля 1992 г., приведены на рис. 7. С 3 августа появился слабый слой на высоте ниже 20 км, а 28 августа обозначился второй слой на высоте 24 км. Несмотря на то, что мощность и распределение слоя варьировались в широких пределах ото дня ко дню, наблюдалась тенденция увеличения количества аэрозоля в период с августа 1991 г. по февраль 1992 г. Слои аэрозоля выше 30 км были зарегистрированы 31 октября. С декабря 1991 г. высота калибровки эхосигналов на молекулярное рассеяние была перенесена из тропопаузы на высоту $H > 30$ км из-за увеличения количества аэрозоля в верхней тропосфере. 20 февраля наблюдался на высоте 22,4 км необычайно мощный слой с $R = 34$. Вероятно, этот слой был тропическим слоем от вулкана Пинатубо, перенесенным в зимний период из низких широт в средние. Профили отношения рассеяния, полученные в течение более полугода со времени извержения Пинатубо, указывают на расширение и опускание стратосферного вулканического слоя.

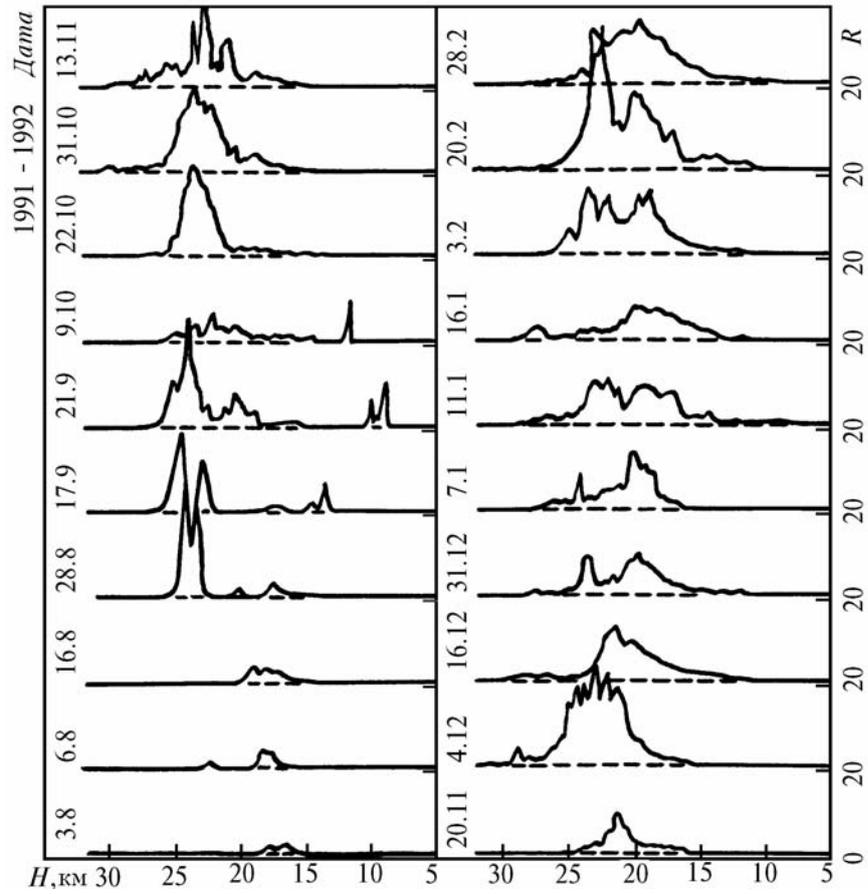


Рис. 7. Профили R , полученные на лидарной системе $LaRC$ в период с 3 августа 1991 г. по 28 февраля 1992 г.

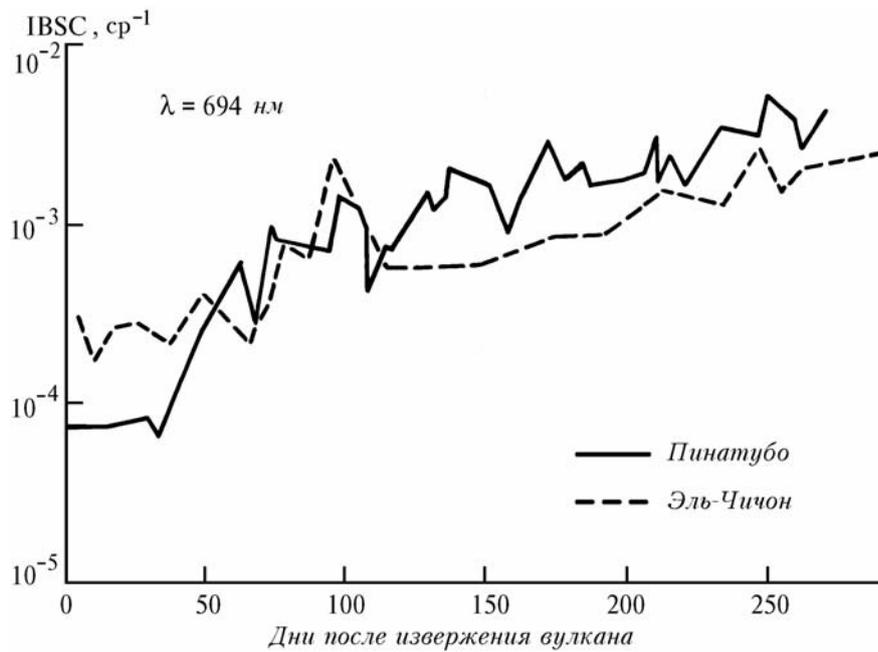


Рис. 8. Временной ход ИКОР в стратосфере, измеренный на лидаре $LaRC$ после извержения вулканов Эль-Чичон и Пинатубо

Сравнение особенностей формирования и поведения вулканических облаков от вулканов Эль-Чичон и Пинатубо в течение 300 дней после извержения проводится на основе анализа временного ряда ИКОР (рис. 8). Для обоих случаев наблюдается постоянный рост ИКОР, вызванный фактором аэрозольного формирования частиц из газа и его полярным переносом из тропиков. Фоновый уровень до извержения Пинатубо был ниже, чем до извержения вулкана Эль-Чичон. Первый слой от вулканов Эль-Чичон и Пинатубо достиг Хэмптона на 42-й и 48-й день после извержения, что указывает на сравнимые скорости переноса. Максимум ИКОР от вулкана Пинатубо, наблюдаемый на 250-й день, указывает на двойное превышение максимума аэрозольного наполнения от вулкана Эль-Чичон, приходящегося на 245-й день.

Сопоставление вертикальных профилей коэффициентов аэрозольного рассеяния, полученных из лидарных данных и спутника <SAGE-II>, дано на рис. 9. Лидарные коэффициенты рассеяния были пересчитаны на $\lambda=1,02$ мкм. Для 24 октября 1991 г. получено отличное совпадение профилей коэффициентов рассеяния над тропопаузой и выше, то же самое отмечается 31 декабря, только здесь сигналы со спутника получены с высот более 25 км, а лидаром – в интервале 5–35 км. Проведенный эксперимент демонстрирует хорошие возможности лидара и спутника <SAGE-II> для оценки высоты и определения массы стратосферного аэрозольного облака, так как лидарные данные дополняют нижнюю часть профиля аэрозольного рассеяния и сверяются с данными спутника в верхней части профиля.

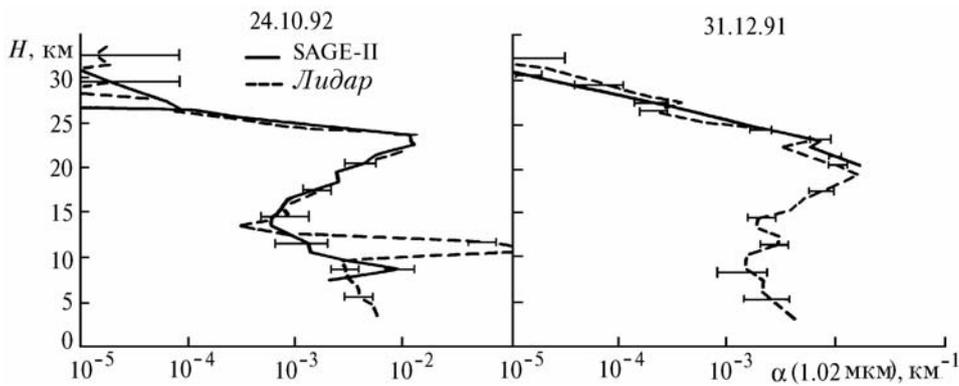


Рис. 9

Программа изучения стратосферного вулканического слоя, проводимая в том же исследовательском центре NASA, Лэнгли (Хэмптон) была расширена с помощью многочастотного зондирования атмосферы [7]. Авторы [7] использовали лидар с передатчиком на АИГ-лазере с тремя длинами волн 1064, 532 и 355 нм, диаметром зеркала телескопа 37 см, аналогоцифровым преобразователем, механическим затвором и видеокамерой обзора неба.

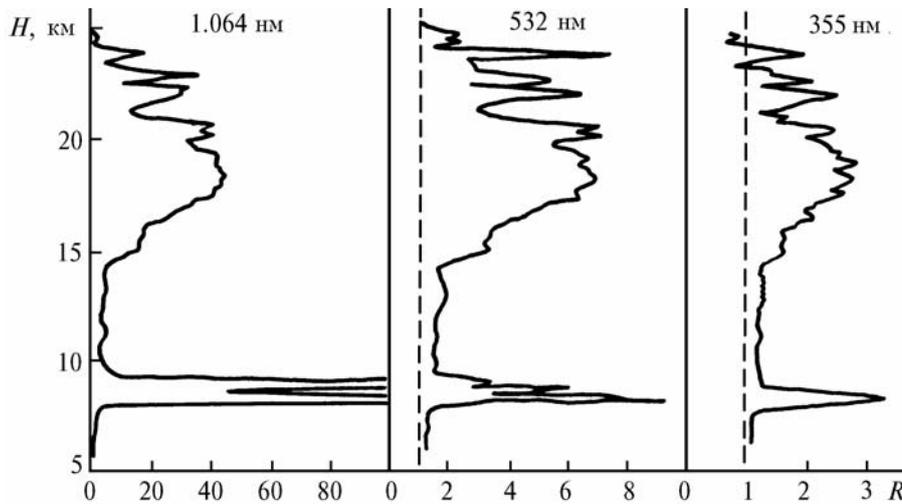


Рис. 10

Исследования слоя были начаты в конце февраля 1992 г. Калибровка эхосигналов на молекулярное рассеяние проводилась в районе верхней тропосферы с учетом модели аэрозольной атмосферы; выше 25 км произвести калибровку было невозможно из-за низкого отношения сигнала к шуму при токовом приеме. Пример трехволнового зондирования в виде профилей отношения рассеяния (27 февраля 1992 г.) приведен на рис. 10.

По измерениям четко прослеживалась вертикальная структура аэрозоля и ее изменение ото дня ко дню. Максимальное значение R по длине волны 532 нм аналогично наблюдаемому Ягером в Гармишпартенкирхене в октябре 1991 г. и значительно меньше, чем по данным Винкера и Осборна на более низких широтах. Трехволновые измерения использовались для определения распределения частиц по размерам с целью уточнения оценки массы аэрозольного наполнения стратосферы и лучшего понимания микрофизических и динамических процессов. По профилям отношения рассеяния R авторы рассчитали спектральный показатель α_c в законе спектральной зависимости аэрозольного рассеяния от длины волны λ . Для пары 1,064 и 0,352 мкм $\alpha_c = 0,7 \div 1,2$; $\bar{\alpha}_c = 1$. Незначительные вариации α_c были на высотах 15 – 23 км. Значения α_c , определенные по паре 1,064 и 0,532 мкм, были больше, чем для пары 0,532 и 0,355 мкм. Вместе с тем эти значения несколько меньше, чем измерил Пост и др. [8] в сентябре 1991 г. У них α равнялась 1,5. Сравнение представленных значений α с расчетами по теории Ми для сернокислого аэрозоля указывает на одновершинное распределение частиц по размерам с радиусом до нескольких десятков микрон.

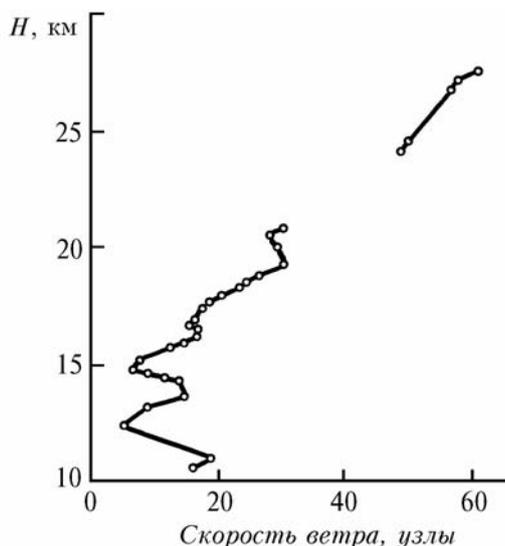


Рис. 11

С целью раннего обнаружения влияния вулкана Пинатубо на атмосферу NASA организовала самолетную экспедицию по обзору стратосферного шлейфа вулкана вскоре после его извержения. Самолет был оборудован поляризационным лидаром на длине волны 532 нм. За период 7–14 июля 1991 г. было совершено 6 полетов (21–28 дней после извержения вулкана). Результатом измерений явились вертикальные профили R и деполаризации δ , восстановленные по траектории полетов, совершаемых в юго-восточной зоне от Флориды (0–35°с.ш., 50–80°з.д.). На ранней стадии извержения вулканический материал был стратифицирован по высоте и имел горизонтальное неоднородное распределение. Вулканический аэрозоль присутствовал на высоте 17–26 км, толщина его составляла от одного до нескольких километров. Аэрозоль был представлен двумя слоями: на высоте 22,5 (0–5°ю.ш.) и 25–26 км (от 2 до 13–14°с.ш.). Последний слой был более интенсивным с $R = 80$. Наблюдаемое расслоение аэрозоля связано с ветровыми ножницами (рис. 11). Так, профиль ветра над Барбадосом свидетельствует о более высоких скоростях выше 25 км и более низких в нижних слоях. Скорости ветров в стратосфере и данные спутника <SAGE-II> подтверждают, что слой на 25 км соответствует основному острию вулканического шлейфа по 1,5 оборота вокруг Земли от начала извержения.

ИКОР, полученный по результатам трех полетов, показан на рис. 12. Максимальное содержание аэрозоля было 13 июля 1991 г. и обеспечивалось за счет аэрозольного слоя на высоте 25 км. Масса аэрозольного наполнения при использовании связи между массой аэрозоля и обратным рассеянием как 17,3 г-ср/м составляла примерно 8 Мт. При этом протяженность аэрозольного тела была оценена по данным спутника <SAGE-II>. Поскольку SO_2 , инжектируемый в стратосферу, только частично конвертируется в аэрозоль, то указанная масса аэрозольно-газового облака должна быть больше по крайней мере в два раза. Фоновое содержание стратосферного аэрозоля до извержения составляло 0,1 Мт.

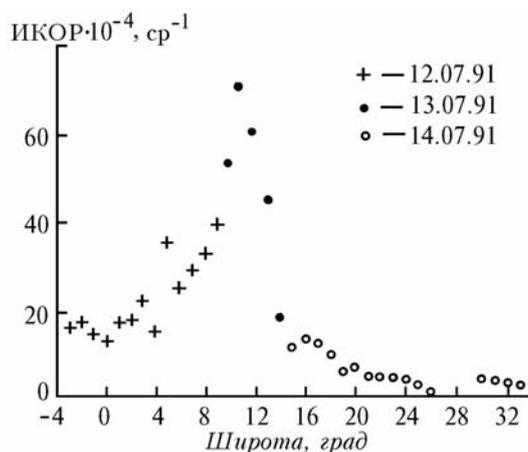


Рис. 12. Широтная вариация ИКОР в стратосфере (532 нм), наблюдаемая за три дня (плюсы – 12 – 13, точки – 13, кружки – 14 июля 1991 г.)

Многочастотное зондирование стратосферного облака от вулкана Пинатубо было проведено в Годдардовском центре космических полетов (*NASA*). Измерения проводились в ноябре – декабре 1991 г. на СКР-лидаре с эксимерным ХеF-лазером. Принимались сигналы упругого $\lambda = 351$ нм и комбинационного $\lambda = 372$ нм (O_2), $\lambda = 383$ нм (N_2), $\lambda = 403$ нм (H_2O) обратного рассеяния.

Профили отношения рассеяния R , коэффициентов обратного и полного аэрозольного рассеяния $\beta_{\pi\alpha}$ и α_a , а также лидарного отношения $q = \alpha/\beta_{\pi}$ для высот 10–25 км и длины волны 351 нм даны на рис. 13. Максимум концентрации аэрозоля в слое, судя по значениям β_{π} и R , приходится на интервал высот 19–22 км. Величина q была рассчитана, исходя из теории Ми, по реальным СКР-сигналам в предположении, что аэрозоль состоит из сульфидных капель ($\text{H}_2\text{SO}_4 = 75\%$). Вычисления были выполнены для длин волн 351 и 694 нм (рис. 14). В интервале высот 15–25 км значение q находится в пределах 18–28 ср. Приведенные на рис. 15 оценки модального радиуса частиц от вулканов Эль-Чичон и Пинатубо показали, что он составляет 0,2–0,5 мкм. Эти значения соответствуют лидарному отношению $q = 10 \div 30$ ср. При данном распределении частиц спектральная зависимость коэффициента ослабления для длин волн 351 и 694 нм выражается как $\alpha \sim \lambda^{-0.6}$, $\beta_{\pi} \sim \lambda^{-1.7}$.

Приведенное на рис. 13 вертикальное распределение q можно объяснить изменением размеров частиц. Так, согласно рис. 15, при уменьшении размера частиц до 0,2 мкм наблюдается возрастание q . Уменьшение β_{π} на высотах ниже 20 км (рис. 13) указывает, что средний радиус частицы уменьшается до типичных размеров (~0,1 мкм), соответствующих их фоновому распределению. Тогда лидарное отношение должно увеличиваться до $q = 50–60$ ср, как показано на рис. 13 и 15.

Основная масса аэрозоля находилась в слое 15–25 км с максимумом на высоте 21–23 км. Оптическая толща слоя составляла $0,04 \div 0,06$.

Вулканический стратосферный слой над Азией

В исследовании стратосферного вулканического облака были задействованы лидарные станции Японии (Фукуока, Цукуба, Хачиоия), Китая (Хэйфэй, Пекин), России (Томск), Беларуси (Минск).

Измерения в Фукуоке (33,5°с.ш., 130,4°в.д.), выполненные на лидаре с длиной волны 532 нм, обнаружили в июле 1991 г. появление сильных рассеивающих слоев в стратосфере от выбросов вулкана Пинатубо [11]. По содержанию аэрозоля данные слои сравнимы со слоями аэрозоля от вулкана Эль-Чичон. Подобно ситуации с вулканом Эль-Чичон, наблюдалось два слоя: на ранней стадии развития с июля по август 1991 г. появился нижний слой на высоте около 17 км. Верхний слой локализовался на высотах между 20 и 35 км. Высоты максимумов слоев совпадали с тремя интервалами температуры. В некоторых случаях температурная инверсия возникала на той же самой высоте, что и сильный рассеивающий слой.

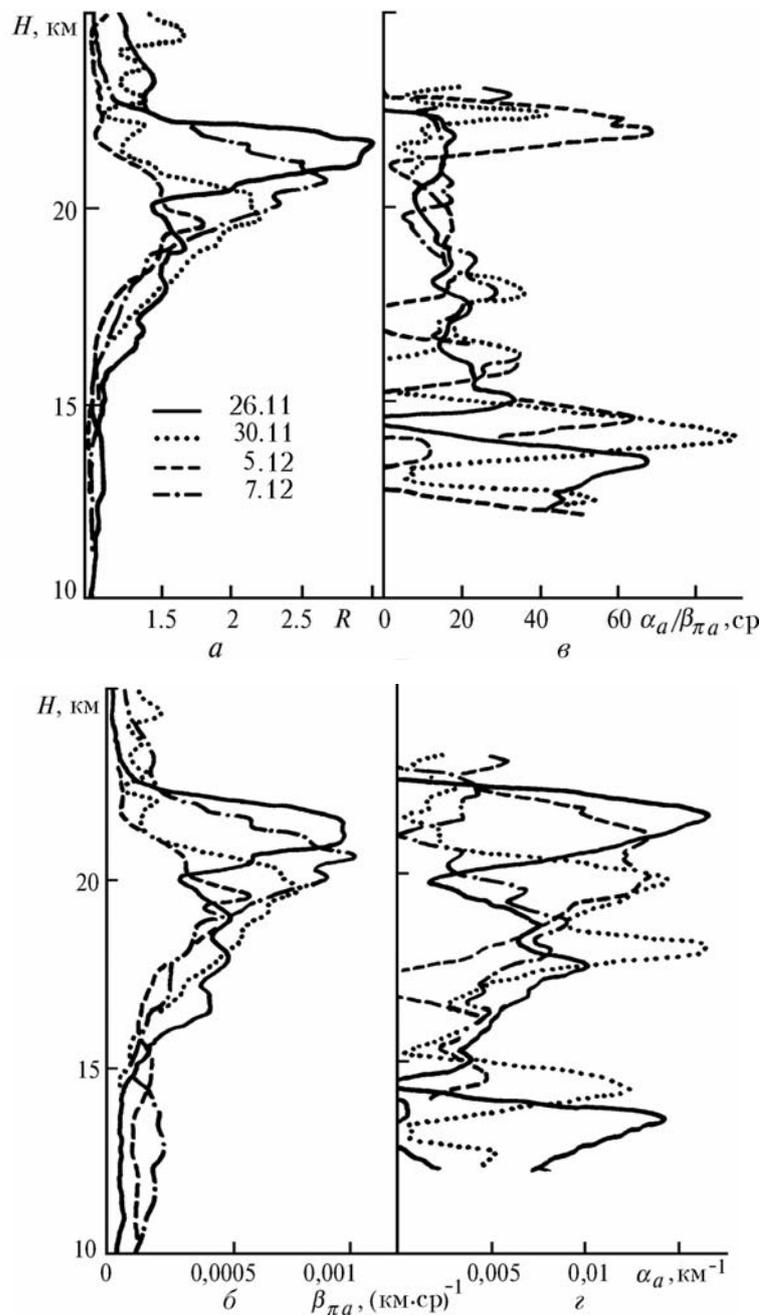


Рис. 13. Параметры аэрозоля, восстановленные по лидарным данным на $\lambda = 351$ нм. Для a и b вертикальное разрешение 300 м, для v и z изменяется от 1,35 на 13 до 1,95 км на 23 км

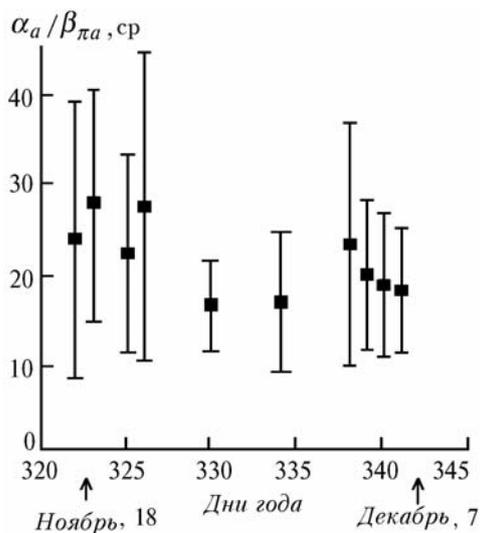


Рис. 14. Значения $q = \alpha_a / \beta_{па}$, полученные из лидарных данных на $\lambda = 351$ нм для интервала высот 15–25 км

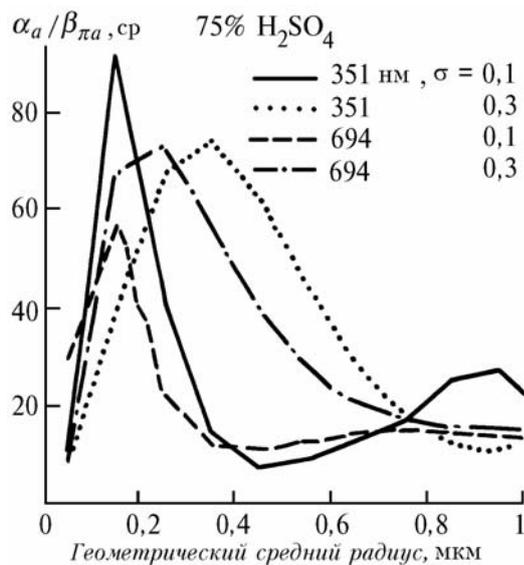


Рис. 15. Значения $q = \alpha_a / \beta_{па}$, рассчитанные по теории Ми для сферических капель, состоящих из смеси 75% H_2SO_4 и 25% H_2O . Распределение капель по размерам логнормальное; стандартные отклонения: $\sigma = 0,1$ и $\sigma = 0,3$

Параллельное зондирование стратосферного аэрозольного облака от извержения вулкана Пинатубо выполнялось на лидарных станциях городов Цукуба (36,05°с.ш., 140,13°в.д.) и Наха (26,20°с.ш., 127,68°в.д.). Измерения в Цукубе велись непрерывно, задолго до извержения вулкана, а в Нахе были начаты с 19 сентября 1991 г. Вулканическое облако достигло Цукубы спустя две недели после извержения в виде аэрозольного слоя над тропопаузой (рис. 16, а). Затем в июле и начале августа появился тонкий и плотный слой на высоте 21 км, который впоследствии наблюдался на высотах 21–27 км, увеличиваясь со временем по плотности. В середине ноября аэрозольный слой на высоте 30–33 км возник над Нахой (рис. 16, б). Несколько дней спустя аналогичный слой был замечен над Цукубой.

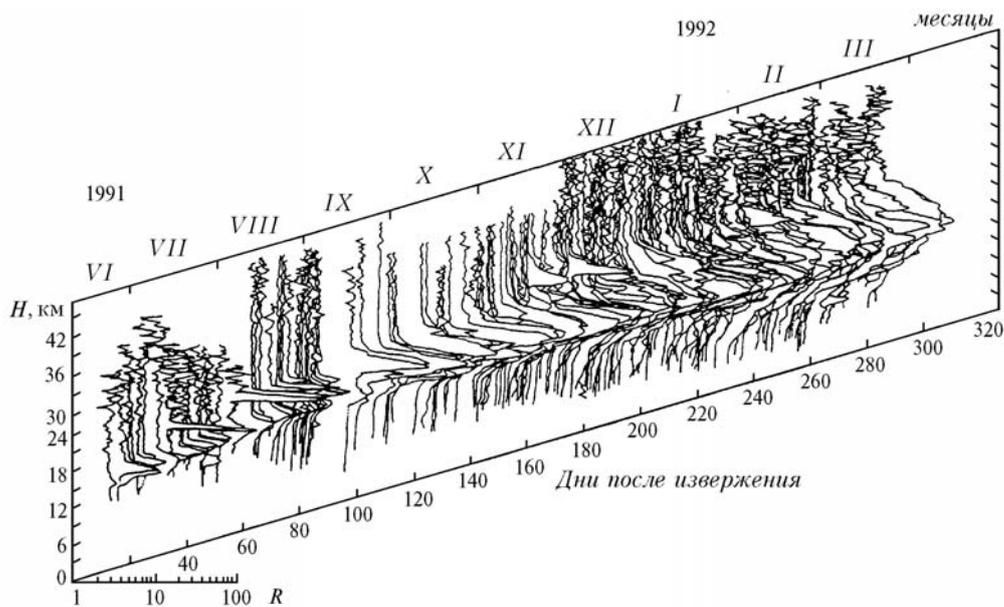


Рис. 16, а. Профили R , наблюдаемые над Цукубой с конца июня 1991 г. до середины марта 1992 г.

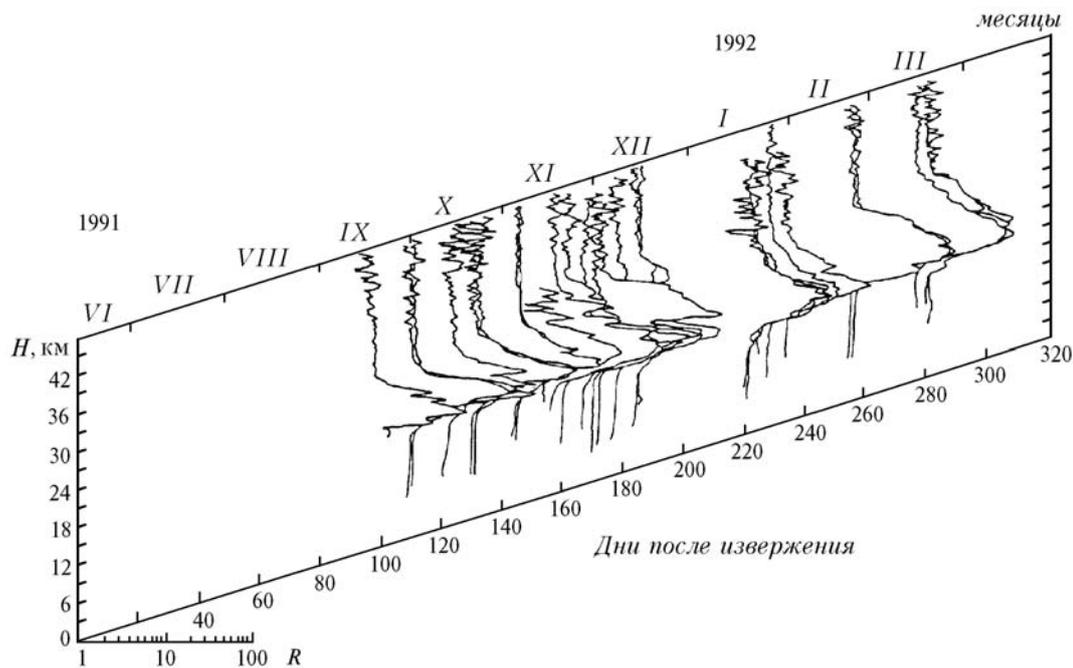


Рис. 16, б. Профили R , наблюдаемые с середины сентября 1991 г. до середины марта 1992 г. над Нахой

Интегральный коэффициент обратного рассеяния над Цукубой (рис. 17, а) рос основательно с сентября до конца февраля. Этот же коэффициент над Нахой (рис. 17, б) увеличивался к середине ноября, совпадая по срокам с первым наблюдением верхнего слоя выше 30 км. В декабре ИКОР уменьшился до его значения в начале наблюдений, в то время как над Цукубой в декабре и январе наблюдались его большие флуктуации. Этот феномен мог быть связан с изменением поля ветра в стратосфере и процессами переноса аэрозоля от нижних широт к высоким.

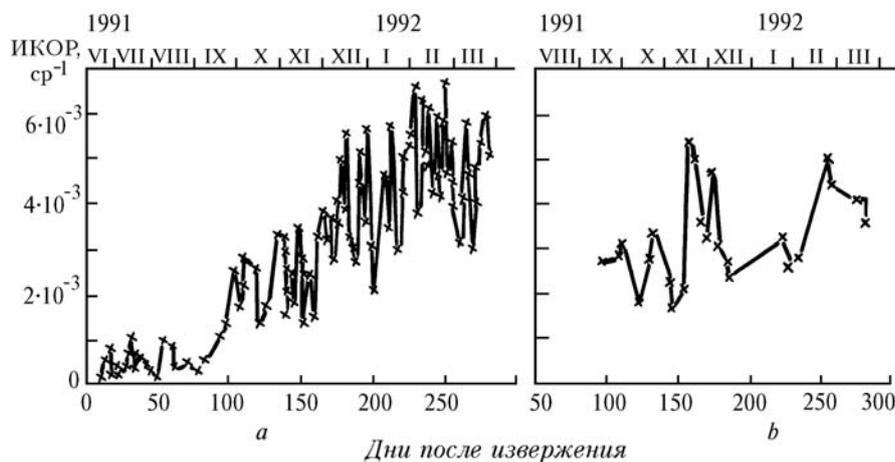


Рис. 17. Временная вариация ИКОР над Цукубой (а), над Нахой (б)

Поляризационные исследования демонстрируются на рис. 18. Здесь представлены профили отношения деполяризации и соответствующие им профили отношения рассеяния. Видно, что наибольшие значения отношения деполяризации наблюдаются на нижней стороне аэрозольного облака и пик деполяризации со временем значительно опускается вниз. Таким образом, несферические частицы, вызывающие деполяризацию излучения, находятся в нижней части облака, сферические – в верхней. Асферические частицы могут быть образованы из начального вулканического пепла, сферические – из SO_2 в процессе химических реакций.

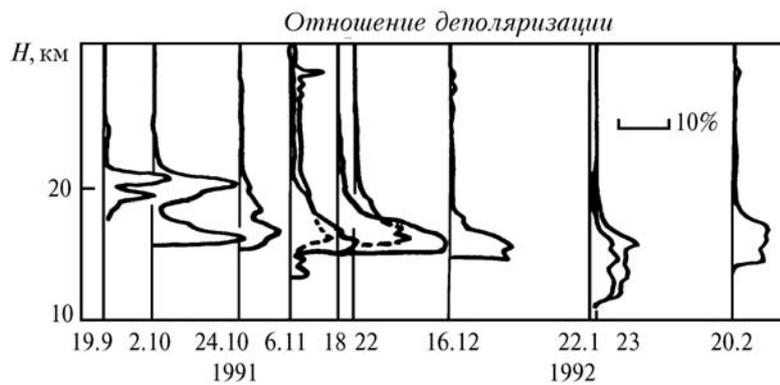


Рис. 18, а. Профили δ стратосферного аэрозоля над Нахой

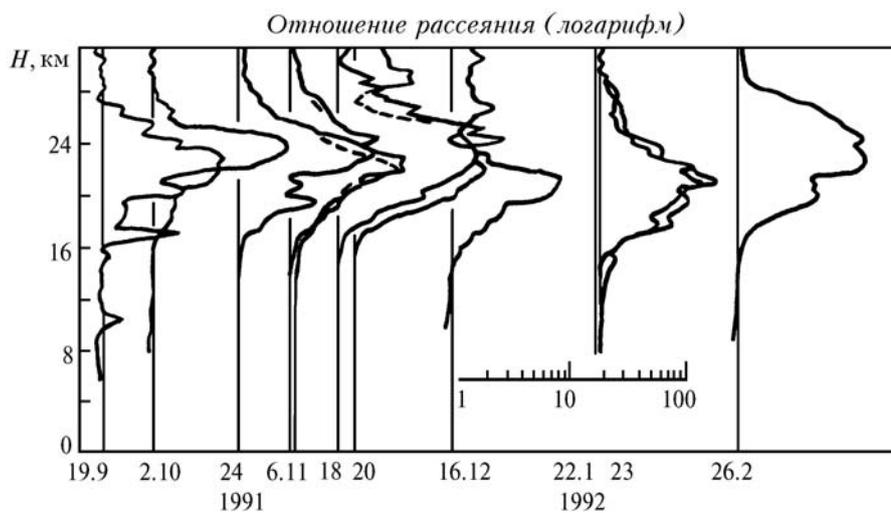


Рис. 18, б. Профили R , используемые для расчета реального δ аэрозоля путем отделения деполяризованного обратного рассеяния молекул от кажущегося δ

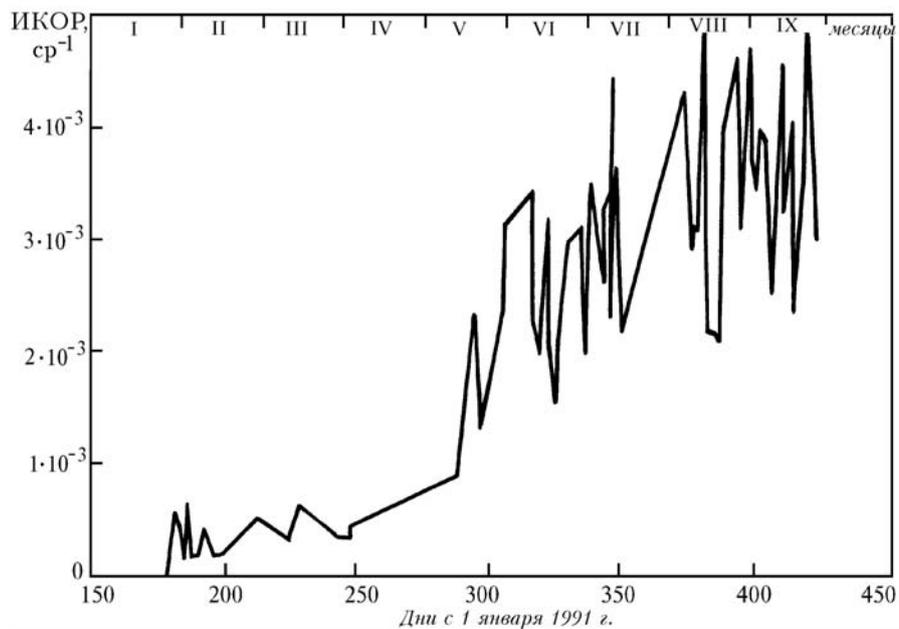


Рис. 19. Временной ход ИКОР на $\lambda = 532 \text{ нм}$ в интервале высот 15 – 30 км

Также в Цукубе были проведены многочастотные лидарные измерения аэрозольного слоя от Пинатубо. Использовались две лидарные системы: крупногабаритная *NIES* с $\lambda = 532$ нм и трехволновой лидар (1064, 532 и 355 нм), работающие с июня 1991 г. Временные вариации ИКОР, полученные *NIES*-лидаром, показаны на рис. 19. Заметно, что основная масса аэрозоля появилась над Японией в конце 1991 г., хотя некоторые аэрозольные образования спорадически возникали спустя полмесяца после извержения. Анализ оптических свойств атмосферы был выполнен для результатов, полученных с декабря 1991 г., когда ядро аэрозольного облака находилось над Японией. Определялись следующие параметры аэрозоля: отношение коэффициентов полного и обратного рассеяния, спектральная зависимость этих коэффициентов, оптическая толщина. Коэффициенты обратного рассеяния рассчитывались при заданных лидарных отношениях $q = \alpha/\beta_{\text{па}}$. Профили $\beta_{\text{па}}$ для длин волн 1064 и 532 нм при разных q приведены на рис. 20.

По результатам измерений, полученных в период с декабря по март 1992 г., были определены показатели спектральной зависимости коэффициентов обратного $\delta(\beta_{\text{п1}} = \beta_{\text{п2}}(\lambda_1/\lambda_2)^{-\delta})$ и полного $\gamma(\alpha_1 = \alpha_2(\lambda_1/\lambda_2)^{-\gamma})$ рассеяний. Для длин волн 355 и 532 нм значения δ и γ были равны 1,4 и 1,6 соответственно, а оптическая толщина τ на $\lambda = 532$ нм в соответствующем интервале высот 15–30 км составляла 0,104.

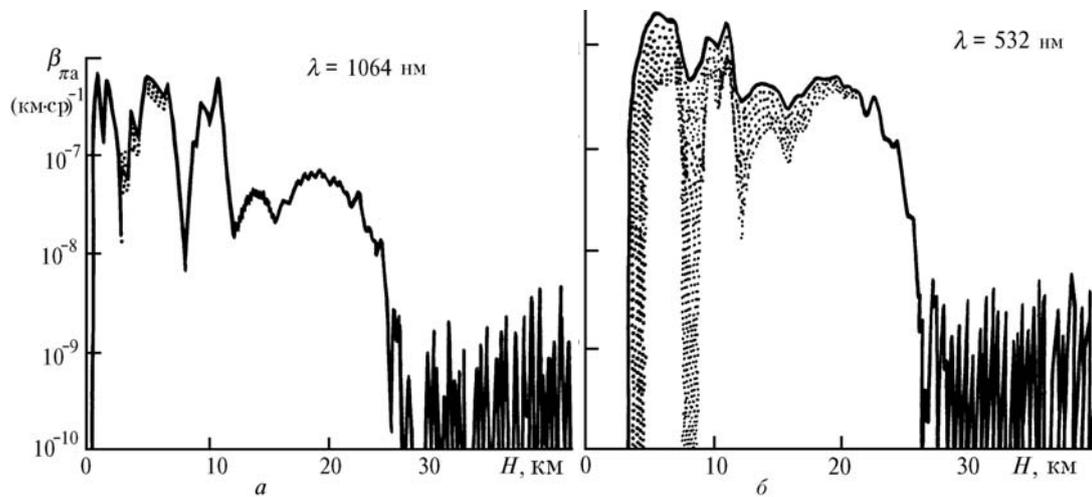


Рис. 20. Профили $\beta_{\text{па}}$, скорректированные на аэрозольное ослабление с использованием уравнения Фернальда: a – для 1064, b – для 532 нм. Точки представляют скорректированные профили, начиная с $q = 10$ (вершина) до $q=90$ (низ). Сплошная кривая – без коррекции на ослабление ($q = 0$)

Двухволновые измерения профилей коэффициента ослабления аэрозольного стратосферного наполнения от вулкана Пинатубо были проведены с помощью СКР-лидара в Токийском университете в Хачиойи. Использование двухволновой методики измерений [14] упругого ($\lambda_L = 532$ нм) и комбинационного ($\lambda_R = 607$ нм, колебательная Q -ветвь азота) рассеяния позволили восстановить профили коэффициента ослабления $\alpha(532$ нм). В предположении спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного рассеяния

$$\alpha_a(\lambda_L = 532) / \alpha_a(\lambda_R = 607) = \lambda_R / \lambda_L$$

выражение для профиля коэффициента ослабления запишется в виде

$$\alpha_a(\lambda_L, H) = \frac{1}{1 + 1_L / 1_R} \left\{ \frac{d}{dH} \ln \frac{N(H)}{H^2 P(H)} - a_{Lm} - a_{Rm} \right\},$$

где $N(H)$ – молекулярная плотность на высоте H ; α_{Lm} , α_{Rm} – коэффициенты молекулярного рассеяния. Профили коэффициента ослабления и отношения рассеяния, полученные 23 февраля 1992 г., приведены на рис. 21, 22. По данным зондирования прослеживается выраженная структура вулканического аэрозоля с двумя слоями на высотах 15–20 км и 22–25 км.

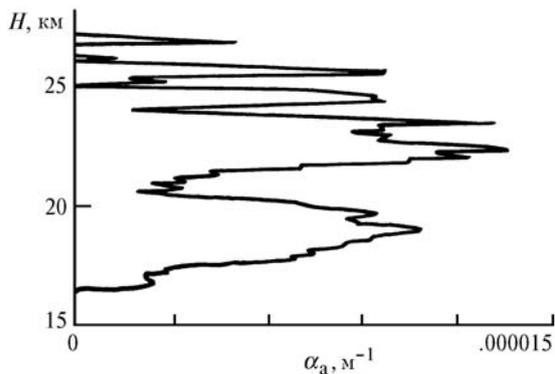


Рис. 21

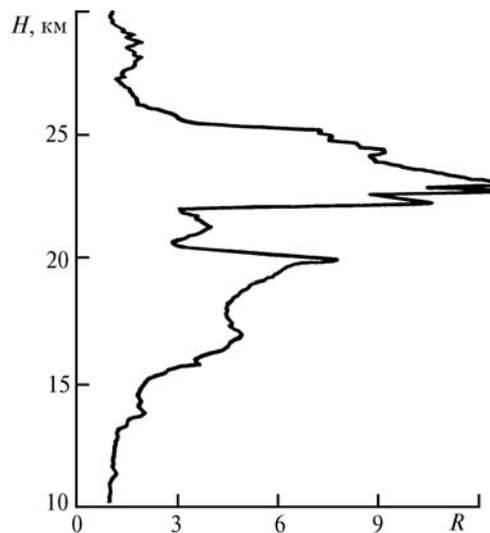


Рис. 22

В Китае наблюдения стратосферных облаков после извержения вулкана Пинатубо проводились над Пекином ($39,54^\circ\text{с.ш.}, 116,27^\circ\text{в.д.}$) и над Хэйфэем ($31,32^\circ\text{с.ш.}, 117,17^\circ\text{в.д.}$).

Исследования над Пекином выполнялись с помощью лидара на рубиновом лазере ($\lambda = 694 \text{ нм}$) с энергией $0,5\text{--}1 \text{ Дж/имп}$ и приемным телескопом диаметром 40 см , дающего пространственное разрешение $0,3 \text{ км}$ [15]. За период наблюдений с 22 июля 1991 г. по 7 марта 1992 г. было замечено увеличение R на высотах $H = 15\text{--}20 \text{ км}$ к сентябрю 1991 г. до $2,5\text{--}6$ (рис. 23). С сентября начала проявляться двухслойная структура с максимумами на высотах $25\text{--}27$ и на $16\text{--}17 \text{ км}$. 16 октября произошло внезапное увеличение R до 37 в верхнем слое на высоте $23\text{--}24 \text{ км}$. Временной ход максимума отношения рассеяния R_{max} и интегрального коэффициента обратного рассеяния ($15\text{--}30 \text{ км}$) за 9 месяцев приведен на рис. 24, 25.

В Хэйфэе наблюдения вулканического облака проводились с помощью лидара с АИГ-лазером ($\lambda=532 \text{ нм}$) с энергией в импульсе 120 мДж и приемным телескопом с диаметром зеркала $62,5 \text{ см}$ при приеме сигнала в режиме счета фотонов [16]. За период с 19 июля 1991 г. по 8 марта 1992 г. было получено 84 профиля отношения рассеяния протяженностью $6\text{--}35 \text{ км}$ с пространственным разрешением 600 м .

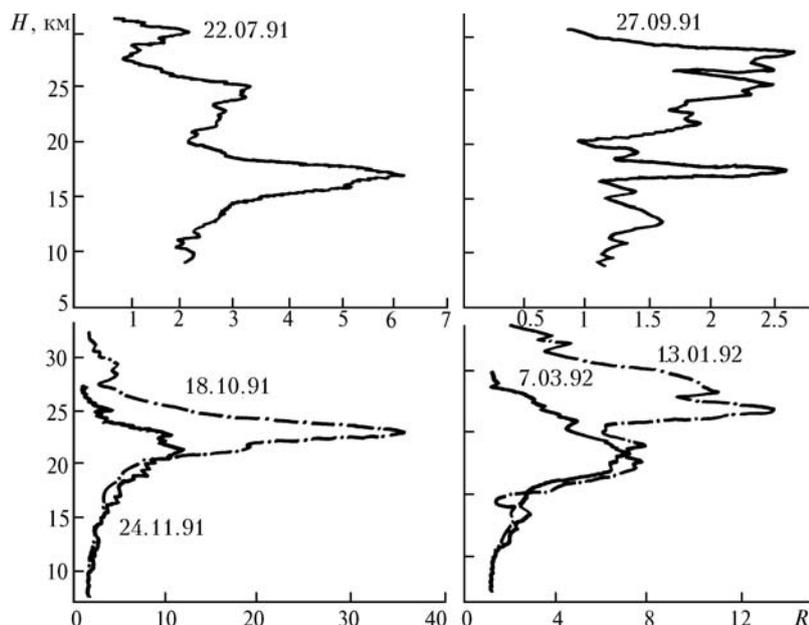


Рис. 23

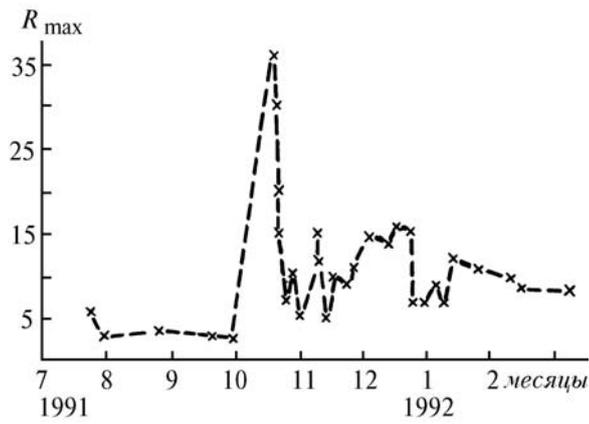


Рис. 24

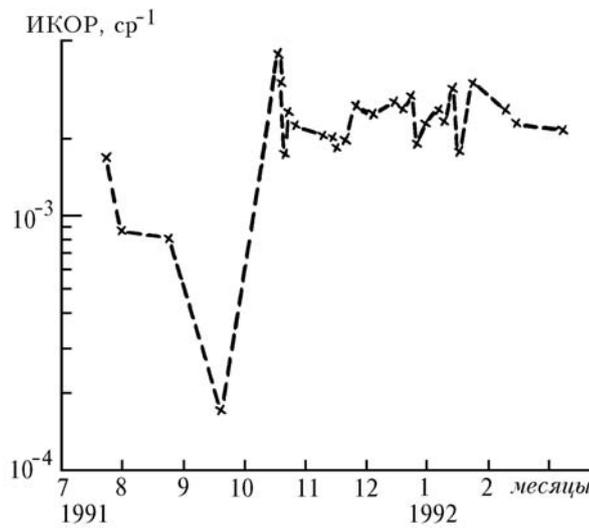


Рис. 25

На рис. 26 представлено изменение значения R_{\max} в течение 300 дней после извержения вулкана Пинатубо. Для данного периода характерен большой диапазон вариаций R от 2 до 44,1 (8 августа 1991 г.). Вулканическое облако появилось через 40 дней после извержения Пинатубо и вначале было экстремально неоднородным. Вершина облака медленно поднималась от 21 до 25 км в течение первых 33 дней (рис. 27) и затем оставалась на высоте 25 км. Но нижняя граница облака опускалась медленно и стабильно от 20 до 15 км.

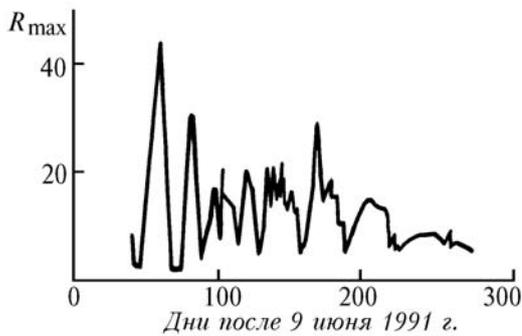


Рис. 26

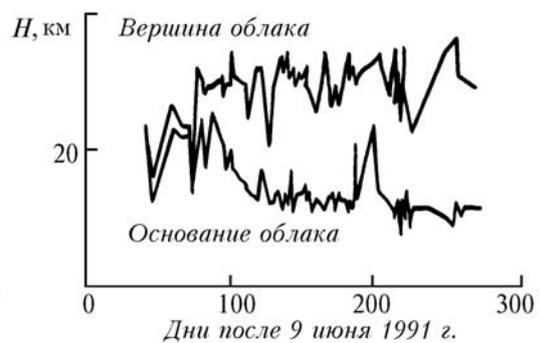


Рис. 27

После 80 дней оптическая толщина была на порядок выше, чем до извержения (рис. 28). Наблюдается высокая корреляция между оптической толщиной и максимумом отношения рассеяния. Величина оптической толщины определялась, в основном, плотной частью облака.

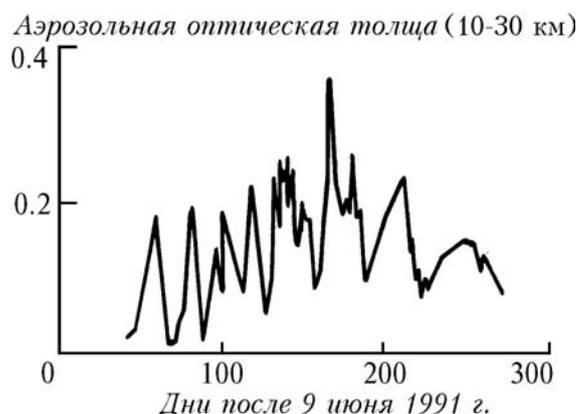


Рис. 28

В наблюдениях за стратосферными вулканическими облаками в России и Беларуси участвовали лидарные станции Института оптики атмосферы РАН (г. Томск, 56,4°с.ш., 85°в.д.) и Институт физики АН Беларуси (г. Минск, 54,°с.ш., 27°в.д.). Результаты лидарного зондирования стратосферного аэрозоля над Томском и Минском до и после извержения вулкана Пинатубо подробно изложены в отдельных статьях данного выпуска журнала.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 93-05-9383).

1. Bluth Gregg J.S., Scott D.Doiron, Schnetzler Ch.C., Krueger A.J. and Walter L.S. // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. P. 151–154.
2. Ansmann A., Schulze Ch. et al. // Abstracts of papers of 16-th ILRC. MIT. July 20–24, 1992. P. 7–10.
3. Jager H., Hofmann D. // *Appl. Opt.* 1991. V. 30. P. 127–138.
4. Congeduti F., Adriani A. et al. // Abstracts of papers of 16-th ILRC, MIT, July 20–24, 1992. P. 79–81.
5. Steinbrecht W., Donovan D., Carswell A.I. // *Ibid.* P. 87–90.
6. Osborn M.T., Winker D.M. et al. // *Ibid.* P. 91–94.
7. Kent G.S., Hansen G.M., Skeens K.M. // *Ibid.* P. 71–74.
8. Post M.J., Grund C.J., Langford A.O., Proffit M.H. // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. P. 195–198.
9. Winker D.M., Osborn M.T. et al. // Abstracts of papers of 16-th ILRC, MIT, July 20–24, 1992. P. 67–70.
10. Ferrare R.A., Melfi S.H. et al. // *Ibid.* P. 13–16.
11. Nagai T., Uchino O., Fujimoto T. // *Ibid.* P. 17–20.
12. Sasano Y., Matsui I., Hayashida S. // *Ibid.* P. 75–78.
13. Abo M., Nagasawa Ch. // *Ibid.* P. 11–12.
14. Ansmann A., Ribesell M., Weitkamp C. // *Optics Lett.* 1990. V. 15. N 13. P. 746–748.
15. Jinhui S., Jinhuan Q. et al. // Abstracts of papers of 16-th ILRC, MIT, July 20–24, 1992. P. 243–245.
16. Huanling Hu. and Zhou Jun // *Ibid.* P. 83–86.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
10 июня 1993 г.

V. V. Zuev, V. E. Zuev, V. N. Marichev. **Observation of the Stratospheric Aerosol Layer due to Mt. Pinatubo Eruption at a Network of Lidar Stations.**

An overview of papers devoted to studies of the stratospheric aerosols due to Pinatubo eruption presented at the 16-th ILRC (Massachusetts, USA, 20–24 July 1992) is given in this paper. The mass of gases and aerosol substance erupted from the Mt. Pinatubo volcano exceeds the powers of any recently observed eruptive clouds and can cause essential climatic changes on the global scale.