

И.И. Ипполитов, Ю.А. Пхалагов, М.В. Кабанов, О.В. Раводина, З.С. Теодорович, М.В. Винарский,  
В.Н. Ужegov, Н.Н. Щелканов, В.Н. Генин

## ДИНАМИКА КОЭФФИЦИЕНТОВ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ И ПОТОКОВ РАСSEЯННОГО УФ-ИЗЛУЧЕНИЯ ВО ВРЕМЯ СОЛНЕЧНОГО ЗАТМЕНИЯ 9 марта 1997 г.

Сибирский физико-технический институт, Томск  
Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск  
Институт оптического мониторинга СО РАН, Томск

Поступила в редакцию 20.11.98 г.

Принята к печати 15.02.99 г.

На основе анализа временной изменчивости потоков рассеянного от неба УФ-излучения, коэффициентов аэрозольного ослабления и метеопараметров атмосферы, полученных во время утреннего затмения Солнца, выявлено значительное возрастание уровня УФ-излучения в первые минуты после окончания затмения. Показано, что этот эффект по времени совпадает с распадом тумана, образовавшегося во время затмения. Высказано предположение, что обнаруженное увеличение потока рассеянного УФ-излучения сразу после затмения связано с добавкой однократно рассеянного прямого солнечного излучения на частицах распадающегося тумана, когда его вертикальная оптическая толщина становится близкой к единице. Приведены оценки, показывающие, что образование утреннего тумана 9 марта, вероятнее всего, было вызвано затмением.

### 1. Введение

Исследование влияния солнечного затмения на изменчивость оптических характеристик атмосферы Земли представляет значительный научный интерес. В частности, кратковременное прекращение притока солнечной радиации во время затмения и связанное с ним резкое падение температуры дают возможность через измерения временного хода коэффициентов аэрозольного ослабления оценить скорость конденсационных процессов в реальной атмосфере. По временной изменчивости потока УФ-излучения в последней фазе затмения и сразу после него можно оценить степень воздействия затмения на изменение общего содержания озона (ОСО), а при наличии дополнительной информации выявить вклад других факторов в вариации потоков УФ-радиации, играющей важную роль для жизни на Земле.

Благоприятная возможность для таких исследований представилась во время солнечного затмения 9 марта 1997 г., которое наблюдалось в восточной части Северного полушария. Для координат г. Томска ( $56^{\circ} 30'$  с.ш. и  $84^{\circ} 58'$  в.д.) оно началось в 6 ч 56 мин местного времени (за 56 мин до восхода Солнца). В момент восхода Солнца (7 ч 52 мин) фаза затмения составляла уже около 90%, а его максимальная фаза (94%) наблюдалась в 7 ч 55 мин. Закончилось затмение в 8 ч 54 мин. Продолжительность его в Томске составила 1 ч 58 мин.

Для исследований влияния солнечного затмения на оптико-метеорологические параметры атмосферы были проведены одновременные измерения спектральной прозрачности приземного слоя воздуха и потоков рассеянного УФ-излучения Солнца. Эти измерения сопровождалась метеорологическими наблюдениями на аттестованной метеостанции, расположенной в том же месте и работающей в эти часы в режиме непрерывных наблюдений.

### 2. Динамика коэффициентов аэрозольного ослабления в приземном слое

Измерения спектральной прозрачности приземной атмосферы проводились 9 марта с 7 ч 24 мин до 14 ч местного времени с помощью аппаратного комплекса [1]. Прозрачность атмосферы измерялась на длинах волн: 0,44; 0,48; 0,55; 0,69; 0,87; 0,94 и 1,06 мкм, для выделения которых использовались интерференционные светофильтры полушириной от 0,006 до 0,015 мкм. Измерения осуществлялись по схеме с отражением на базе 415 м (общая длина измерительной трассы составляла 830 м). На каждой длине волны проводилось 20-секундное усреднение сигналов. Среднее время измерения одного спектра в диапазоне  $\lambda = 0,44 \div 1,06$  мкм составляло около 5 мин. Из полученных спектров пропускания атмосферы по методике, изложенной в [1], рассчитывались спектральные коэффициенты аэрозольного ослабления  $\alpha(\lambda)$ .

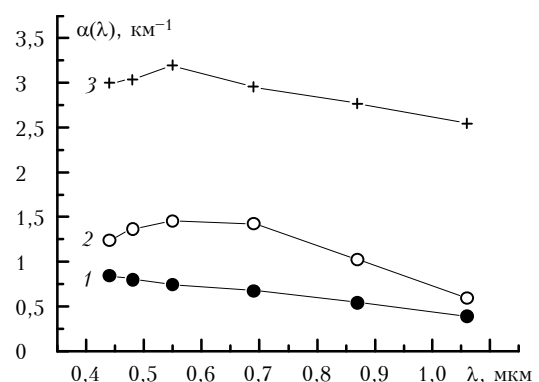


Рис. 1. Динамика изменения спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления в первые три цикла измерений при переходе от дымки к туману в  $7^{25}$ ,  $7^{30}$  и  $7^{35}$  местного времени (кривые 1, 2 и 3 соответственно)

Характерная особенность атмосферно-оптической ситуации состояла в том, что в районе измерений 9 марта в 7<sup>25</sup> наблюдалась сравнительно плотная дымка (с дальностью видимости  $S_m \approx 6-8$  км) при относительной влажности воздуха  $f = 96-98\%$  и температуре воздуха  $t = -14^\circ\text{C}$ . Затем дымка начала интенсивно сгущаться, и через 10 мин в приземном слое воздуха образовался довольно плотный туман ( $S_m < 0,8$  км), который держался в течение всего затмения. На рис. 1 показана динамика изменения спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления в начальной стадии формирования тумана. Как видно, образование тумана проходило очень быстро и в 7<sup>45</sup> его плотность была уже такой, что на указанной трассе сигналы на всех длинах волн оказались на уровне шумов.

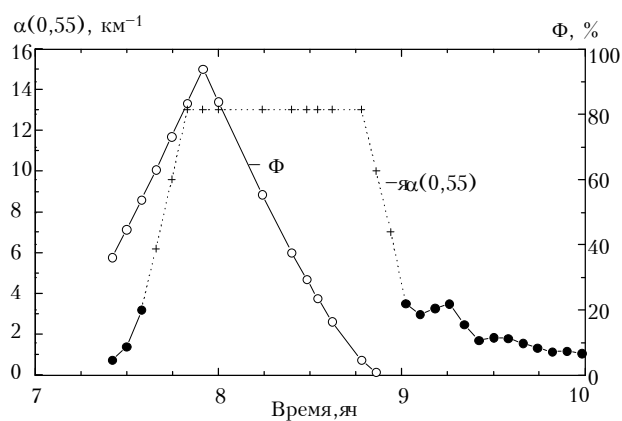


Рис. 2

На рис. 2 представлены временной ход измеренного коэффициента аэрозольного ослабления  $\alpha(0,55)$  и фазы солнечного затмения  $\Phi$ , рассчитанной по формуле

$$\Phi(t) = 94 [1 - \Delta(t)]. \quad (1)$$

Здесь  $\Delta(t)$  – доля открытого Солнца, которая для каждого момента времени определялась по приближенной формуле в предположении, что видимые диаметры (угловые размеры) Солнца и Луны одинаковы:

$$\Delta(t) = 1 + \frac{2}{\pi} \left[ \frac{t}{59} \sqrt{1 - \left(\frac{t}{59}\right)^2} - \arcsin \sqrt{1 - \left(\frac{t}{59}\right)^2} \right], \quad (2)$$

Измеряемые параметры	Время, ч								
	1 <sup>00</sup> я	4 <sup>00</sup> я	7 <sup>00</sup> я	7 <sup>30</sup> я	8 <sup>00</sup> я	8 <sup>30</sup> я	10 <sup>00</sup> я	13 <sup>00</sup> я	16 <sup>00</sup> я
	Тип облачности, балла								
$t_0, ^\circ\text{Cя}$	0/0я	10/0я	10/10я	10/10я	туманя	туманя	10/10я	10/0я	6/1, Ciя
$t_1, ^\circ\text{Cя}$	я	Ася	Ся	Ся	я	я	Ся	Ся	Ас, Сся
$f, \%$	-14,2я	-20,2я	-16,0я	-13,5я	-13,5я	-13,7я	-11,2я	-4,0я	-2,6я
$e, \text{мбаря}$	-7,2я	-11,7я	-14,6я	-14,0я	-13,5я	-13,6я	-12,6я	-7,6я	-2,9я
$E_{\text{в}}, \text{мбаря}$	83я	99я	100я	91я	93я	97я	99я	87я	86я
$E_{\text{л}}, \text{мбаря}$	3,02я	2,50я	1,98я	1,98я	2,02я	2,09я	2,32я	3,01я	4,25я
$B^*, \text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})я$	3,62я	2,52я	1,98я	2,08я	2,16я	2,15я	2,33я	3,46я	4,94я
	3,38я	2,25я	1,71я	1,81я	1,90я	1,88я	2,06я	3,21я	4,80я
	0,032я	-0,030я	-0,012я	-0,010я	–я	–я	0,005я	0,042я	–

Значения  $t_0$ ,  $t_1$  и  $e$  для различных моментов времени брались из таблицы. Значения  $T_{\text{к}}$ , соответствующие температурам конденсации для облачности нижнего и среднего ярусов, брались из среднеширотной термодинамической модели атмосферы [3].

где  $t$  – время, мин, отсчет которого начинается с максимальной фазы затмения (т.е. с 7 ч 55 мин).

Пунктирной линией здесь обозначен временной ход коэффициента  $\alpha(0,55)$  в плотном тумане, когда сигналы были на уровне шумов. В этот временной отрезок оценка коэффициентов проводилась приближенно по известной формуле:  $\alpha(0,55) = 3,91/S_m$ , где  $S_m$  оценивалась визуально по местным объектам.

Из рисунка видно, что туман начал интенсивно формироваться ( $\alpha(0,55) > 3 \text{ км}^{-1}$ ), когда фаза затмения составляла около 50%, а его распад начался практически сразу после окончания затмения.

Поскольку обсуждаемый случай существования утреннего тумана является единственным за весь март, можно предположить, что его соответствие временным рамкам солнечного затмения является не случайным совпадением, а обусловлено особенностями термодинамических процессов в тропосфере, вызванных затмением. Качественный анализ таких процессов проведем на основе метеорологических данных в период от 1<sup>00</sup> до 16<sup>00</sup> 9 марта 1997 г., представленных в таблице, где  $t_1$  – температура воздуха,  $t_0$  – температура поверхности снега,  $e$  – парциальное давление водяного пара,  $E_{\text{в}}$  и  $E_{\text{л}}$  – давление насыщения водяного пара по отношению к поверхностям воды и льда при соответствующих температурах.

В таблице для отдельных временных точек приведены также вычисленные значения эффективного излучения земной поверхности  $B^*$ . Расчет  $B^*$  был выполнен по формуле Ангстрема [2] для случая безоблачного неба

$$B^* = \delta(\sigma T_0^4 - a\sigma T_1^4) \quad (3)$$

и для случая, когда небо закрыто облаками:

$$B^* = \delta(\sigma T_0^4 - a\sigma T_1^4) - \delta(1 - a)\sigma T_{\text{к}}^4, \quad (4)$$

где  $\delta = 0,969$  – относительный коэффициент поглощения ИК-радиации земной поверхности;

$\sigma = 8,1566 \cdot 10^{-11} \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин} \cdot \text{К}^4)$  – постоянная Стефана-Больцмана;

$a = K_1 - D \cdot 10^{-ce}$  – коэффициент излучательной способности атмосферы.

Эмпирические постоянные  $K_1$ ,  $D$  и  $c$  при расчете были взяты следующие:  $K_1 = 0,18$ ;  $D = 0,25$  (величины безразмерные);  $c = 0,95$  (если  $e_1$  в мбар).

Для последующего анализа рассмотрим табличные данные и данные рис. 3, на котором для наглядности приведен временной ход температуры воздуха и снега в период с 1<sup>00</sup> до 16<sup>00</sup> 9 марта 1997 г. Как видно, в период с 1<sup>00</sup> до 4<sup>00</sup> при отсутствии облачности наблюдается положительное эффек-

тивное излучение  $B^*$  и происходит интенсивное радиационное охлаждение воздуха и подстилающей поверхности.

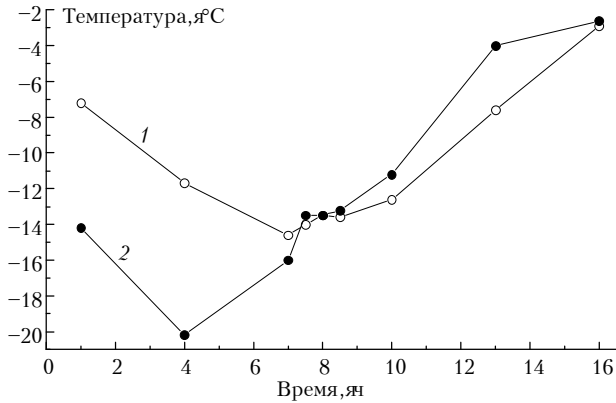


Рис. 3. Временной ход температуры воздуха –  $t_1$  (кривая 1) и снега –  $t_0$  (2)

С понижением температуры уменьшается давление насыщения водяного пара  $E_v$  и  $E_n$ , что приводит к усилению процесса осаднения паров воды на снег (к  $4^{00} e > E_n$ ) и росту относительной влажности воздуха. К 4 ч утра, вследствие сформировавшейся сплошной облачности среднего и верхнего ярусов, значение  $B^*$  становится отрицательным, т.е. падающий поток излучения превышает уходящий.

В период с  $4^{00}$  до  $7^{00}$  наблюдается интересная ситуация, когда температура воздуха продолжает падать, а температура снега при этом растет, т.е. происходит нагрев поверхности снега за счет противоизлучения атмосферы. Охлаждение воздуха ведет к дальнейшему понижению  $E_v$  и росту относительной влажности. Однако сток паров воды на более холодную поверхность снега препятствует образованию тумана в это время [2].

Эффективное излучение  $B^*$  в период с  $4^{00}$  до  $7^{00}$  продолжает оставаться отрицательным, уменьшаясь по абсолютной величине. Примерно в  $7^{30}$  температуры воздуха и подстилающей поверхности выровнялись, сток влаги на снежную поверхность прекратился, что в условиях высокой относительной влажности воздуха (близость значений  $e$  и  $E_v$ ) создало хорошие предпосылки для начала процесса конденсации паров воды и образования тумана. Последний являлся туманом радиационного типа, поскольку в ночные и утренние часы 9 марта стояла безветренная погода и адвективный перенос воздушных масс отсутствовал.

Судя по оптическим данным (см. рис. 2) туман начал интенсивно формироваться около  $7^{35}$ , что хорошо соответствует данным рис. 3. Распад его начался сразу после окончания затмения по мере прогресса воздуха и роста давления насыщения водяного пара  $E_v$ .

Итак, проведенный анализ временного хода имеющихся метеопараметров атмосферы, температуры подстилающей поверхности и рассчитанных значений  $B^*$  показывает, что во время затмения 9 марта 1997 г. объективно существовали условия для возникновения тумана. Можно предположить, что своего рода спусковым крючком для его формирования было появление сплошной облачности, которая привела к смене знака эффективного излучения атмосферы и способствовала всем последующим процессам. В свою очередь, само образование этой облачности, возможно, было спровоцировано затмением, когда нагретый загоризонтным Солнцем слой воздуха на высоте не-

скольких километров начал остывать при затмении. В результате процессов конденсации влаги в этом слое образовалась облачность.

### 3. Динамика потоков рассеянного УФ-излучения

Измерения потоков рассеянного УФ-излучения проводились 9 и 10 марта 1997 г. с помощью фильтрового спектрофотометра [4] в спектральных областях  $A$  и  $B$ . Максимум эффективной спектральной чувствительности в области  $A$  находился при  $\lambda = 353$  нм с полушириной полосы 63 нм. Рассеянное излучение собиралось с направления в зенит кварцевым полушаром из телесного угла, плоский угол при вершине которого равен  $90^\circ$ . Во время затмения измерения проводились с интервалом времени 1 мин, а после его окончания – 15 мин. Измерения 10 марта можно считать опорными, проведенными в близких метеоусловиях, но без затмения.

Если через  $A_9$  и  $A_{10}$  обозначить потоки рассеянного УФ-излучения в области  $A$  соответственно 9 и 10 марта, то отклонение отношения  $A_9/A_{10}$  от единицы будет связано как с ограничением доли открытого Солнца ( $\Delta = S_{\text{откр}}/S_{\text{полн}}$ ) во время затмения, так и с изменением атмосферных условий в указанные дни.

Для выявления особенностей в динамике потоков рассеянного УФ-излучения во время затмения проанализируем данные рис. 4, где приведен временной ход измеренных и рассчитанных отношений  $A_9/A_{10}$ . Кривая 2 вычислена по формуле (2) и определяет временную зависимость доли открытого Солнца  $\Delta(t)$ , которая в случае идентичных атмосферных условий 9 и 10 марта полностью соответствует отношению потоков  $A_9/A_{10}$  без учета известного эффекта потемнения солнечного диска к краю. Кривая 3 рассчитана с учетом этого эффекта.

Расчет проводился по следующей формуле:

$$\Delta'(t) = \frac{S(\Phi)}{S(0)} = \frac{\int_{\text{УГТ}}^{y84} I_0(\Phi, \lambda) \exp\left(-\int_0^{100} \alpha(z, \lambda) dz\right) d\lambda}{\int_{\text{УГТ}}^{y84} I_0(0, \lambda) \exp\left(-\int_0^{100} \alpha(z, \lambda) dz\right) d\lambda}, \quad (5)$$

где  $\Phi$  – фаза затмения;  $I_0(\Phi, \lambda)$  – спектральные потоки излучения на верхней границе атмосферы (100 км) в области  $A$  ( $\lambda = 322 \div 384$  нм), которые рассчитывались с учетом потемнения солнечного диска к краю по методике, изложенной в [6];  $\alpha(z, \lambda)$  – объемный коэффициент ослабления,  $\text{км}^{-1}$ , на длине волны  $\lambda$  и на высоте  $z$ , км.

Данные о вертикальных профилях коэффициентов ослабления  $\alpha(z, \lambda)$  взяты для лета умеренных широт Северного полушария из [3], а значения  $I_0(\Phi, \lambda)$  на верхней границе атмосферы из [9]. Видно, что учет потемнения солнечного диска к краю вносит очень небольшие изменения в рассчитанные значения отношения потоков 9 и 10 марта.

В целом из рис. 4 следует, что временной ход измеренных величин существенно отклоняется от расчетных и характеризуется монотонным возрастанием от момента восхода Солнца до максимальной величины  $A_9/A_{10} = 1,24$ , соответствующей моменту окончания затмения. Затем наблюдается спад этой зависимости с характерным временем 22 мин до значения  $A_9/A_{10} = 1$  с выраженными отклонениями от монотонного хода.

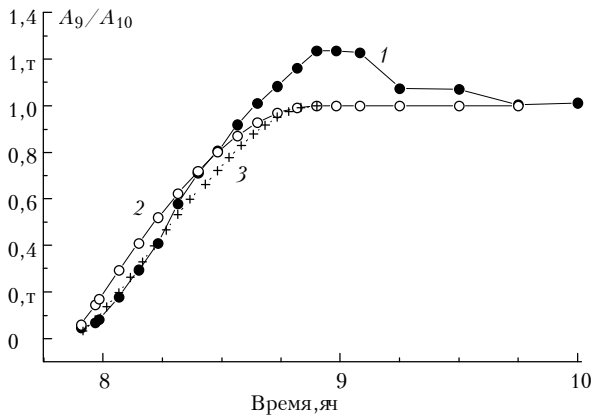


Рис. 4. Временной ход отношения потоков рассеянного УФ-излучения  $A_9/A_{10}$ , измеренных 9 и 10 марта (кривая 1), и доли открытой части солнечного диска, рассчитанной без учета и с учетом эффекта потемнения солнечного диска к краю (кривые 2 и 3 соответственно)

Примерно такая же картина наблюдалась и для области  $B$  (на рисунке не приводится). Подобный максимум потоков рассеянного УФ-излучения на длинах волн 315,4 и 323,8 нм в завершающей фазе затмения наблюдался и в измерениях, выполненных 9 марта 1997 г. в Иркутске [5].

Существенное увеличение относительных значений потока рассеянного УФ-излучения сразу после затмения является довольно неожиданным и требует соответствующей физической интерпретации. Поскольку рассматривается временной ход отношения двух потоков, измеренных в разные дни, то среди возможных причин проявления подобного эффекта могут быть различия в ОСО, разный характер облачности или отличия в оптическом состоянии атмосферы в указанные дни. Проанализируем каждую из названных причин. Тот факт, что экспериментальная кривая в  $9^{45}$  (т.е. менее чем через час после окончания затмения) достигает значения, близкого к единице, позволяет предположить, что общее содержание озона 9 и 10 марта было практически одинаковым. В связи с этим можно полагать, что имеющиеся отклонения экспериментальных значений  $A_9/A_{10}$  от вычисленных в завершающей фазе затмения не могут быть связаны с уменьшением концентрации озона в ходе затмения. Этот вывод согласуется с данными [6], где проведен анализ результатов измерений ОСО во время солнечных затмений в период с 1954 по 1981 г. и показано, что изменения в концентрации озона во время затмения не превышают погрешностей измерений.

Весьма незначительное влияние на расхождение экспериментальных и расчетных значений  $A_9/A_{10}$  оказало и различие в характере облачности, наблюдаемой 9 марта (сплошная облачность нижнего яруса) и 10 марта (сплошная облачность среднего яруса). Об этом свидетельствует уже отмеченная выше близость потоков  $A_9$  и  $A_{10}$  вскоре после окончания затмения, а также данные многолетних исследований [7], где показано, что при низких углах Солнца ( $5-15^\circ$ ), характерных для зимних месяцев, переход от сплошной облачности нижнего яруса к сплошной облачности среднего и верхнего ярусов вызывает небольшое ( $\sim 5\%$ ) увеличение потоков рассеянной УФ-радиации в области  $A$  и практически не меняет потоки в области  $B$ . Кстати, в данном случае влияние облачности привело бы к уменьшению обсуждаемого эффекта.

По нашему мнению, наиболее вероятной причиной увеличения потока рассеянной УФ-радиации во время

данного солнечного затмения является уже упомянутый выше утренний туман, возникновение и распад которого довольно точно соответствовали временным рамкам затмения (см. рис. 2). Из сопоставления временных зависимостей, приведенных на рис. 2 и 4, следует, что обсуждаемый максимум потока рассеянной УФ-радиации наблюдался во время распада тумана (около 9 ч утра), когда оптическая толщина  $\tau$  вертикального слоя атмосферы быстро уменьшалась. Если принять, что высота слоя тумана составляла  $\sim 0,1$  км, то по оценкам, сделанным на основе данных рис. 2, величина  $\tau$  с  $8^{45}$  до  $9^{00}$  уменьшилась с 1,3 до 0,3. Но при  $\tau = 1$  поток рассеянного излучения  $A_1$  в приближении однократного рассеяния имеет заметно выраженный максимум в соответствии с зависимостью  $A_1 \sim \tau e^{-\tau}$  [8]. Это обстоятельство позволяет предположить, что увеличение потока рассеянного УФ-излучения сразу после затмения связано с добавкой однократно рассеянного прямого солнечного излучения на частицах распадающегося тумана, когда его оптическая толщина  $\tau$  становится близкой к единице. При этом более высокие кратности рассеяния формируют поток многократно рассеянного излучения, который значительно слабее зависит от оптической толщины рассеивающего слоя и в наблюдаемом диапазоне оптических толщ не может привести к выявленному максимуму.

#### 4. Заключение

Резюмируя сказанное, можно отметить следующее. Из непрерывных измерений потока рассеянной от неба УФ-радиации, проводившихся во время утреннего затмения Солнца, выявлен экстремально высокий уровень УФ-излучения в первые минуты после окончания затмения, который затем приходит к своему обычному значению. Временная зависимость отношения потока, полученного при затмении, к аналогичному потоку, полученному в это же время на следующий день, имеет отчетливо выраженный максимум, который не удается связать с уменьшением общего содержания озона во время затмения.

Одновременные измерения коэффициентов аэрозольного ослабления в приземном слое атмосферы показали, что обнаруженный максимум по времени совпал с распадом тумана, образовавшегося во время затмения. Это обстоятельство позволяет предположить, что увеличение потока рассеянного УФ-излучения сразу после затмения связано с добавкой однократно рассеянного солнечного излучения на частицах распадающегося тумана, когда его оптическая толщина  $\tau$  становится близкой к единице. В этом случае поток рассеянного излучения в приближении однократного рассеяния  $A_1$  имеет заметно выраженный максимум в соответствии с зависимостью  $A_1 \sim \tau e^{-\tau}$ .

Анализ временного хода метеопараметров атмосферы, температуры подстилающей поверхности и рассчитанных значений эффективного излучения атмосферы показал, что образование утреннего тумана 9 марта, вероятнее всего, было вызвано затмением, в ходе которого дефицит поступающей солнечной радиации привел к понижению температуры воздуха в средней и верхней тропосфере. Вследствие этого создались условия для формирования облачности верхнего и среднего ярусов, которая привела к изменению знака эффективного излучения подстилающей поверхности и, как следствие, к образованию тумана.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 97-05-65994).

1. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 667–671.
2. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 639 с.
3. Ипполитов И.И., Комаров В.С., Мицель А.А. Оптико-метеорологическая модель атмосферы для моделирования лидарных измерений и расчета распространения радиации // Спектроскопические методы зондирования атмосферы / Под ред. И.В. Самохвалова. Новосибирск: Наука, 1985. С. 4–44.
4. Елисеев А.А., Ипполитов И.И., Кабанов М.В. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 5. С. 572–576.
5. Белецкий А.Б., Михалев А.В., Черниговская М.А. // Оптика атмосферы и океана. 1998. Т. 11. № 4. С. 348–354.
6. Гуцин Г.П., Виноградова Н.Н. Суммарный озон в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 231 с.
7. Елисеев А.А., Ипполитов И.И., Кабанов М.В. и др. // Изв. вузов. Физика. 1998. № 9. С. 71–74
8. Зуев В.Е., Кабанов М.В. Оптика атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 254 с.
9. *The Stratosphere* 1981. Theory and Measurements // Report USA. 1981. № 11. Appendix B. P. B10–B11.

*I.I. Ippolitov, Yu.A. Pkhalagov, M.V. Kabanov, O.V. Ravodina, Z.S. Teodorovich, M.V. Vinarskii, V.N. Uzhegov, N.N. Shchelkanov, V.N. Genin. Dynamics of Aerosol Attenuation Coefficients and Scattered UV-Radiation Fluxes during Solar Eclipse on the 9 of March, 1997.*

Based on an analysis of the data on temporal variability of UV-radiation scattering by the sky and the coefficients of aerosol attenuation and atmospheric meteoroparameters obtained during the morning solar eclipse, a significant increase of the UV-radiation level in the first minutes after the eclipse termination was found. This effect is shown to coincide in time with a degradation of the fog formed during the eclipse. It is proposed that the found increase is due to an addition of the direct solar radiation, single-scattered by particles of the degraded fog, when its vertical optical thickness approaches to a unity. The presented estimates show that the formation of the morning fog on the 9 of March was most likely caused by the eclipse.