

К.П. Куценогий, В.Л. Потемкин, П.К. Куценогий, А.И. Смирнова

ВЛИЯНИЕ АЭРОЗОЛЕЙ НА СПЕКТРАЛЬНУЮ ОПТИЧЕСКУЮ ПЛОТНОСТЬ АТМОСФЕРЫ НА ЮГЕ ОЗ. БАЙКАЛ

Измерения спектральной оптической плотности проводили в период комплексной экспедиции в июле 1991 года в южной части оз. Байкал. Места наблюдения совпадали с точками отбора аэрозольных проб. Спектр размеров аэрозольных частиц, хорошо аппроксимируется суммой 3-х логнормальных функций. Совокупность экспериментальных данных и теоретический анализ показывают, что оптическая плотность в южной части оз. Байкал определяется свойствами второй моды атмосферных аэрозолей. Этот вывод хорошо согласуется с результатами исследований оптических свойств атмосферных аэрозолей, полученными в других регионах.

Аэрозоли являются важным компонентом атмосферы и оказывают существенное влияние на радиационный баланс солнечного излучения. Атмосферные аэрозоли во многом определяют видимость в атмосфере [1, 2] и влияют на климат [3]. Поэтому исследованию оптических свойств атмосферных аэрозолей уделяют большое внимание [4, 5]. Однако до сих пор слабо исследована связь между спектром размеров, концентрацией аэрозолей и спектральной оптической плотностью (СОП).

Место проведения наблюдений, аппаратура и методика измерений

Измерения СОП проводили в период комплексной экспедиции в июле 1991 года в южной части оз. Байкал [7]. Места наблюдения совпадали с точками отбора аэрозольных проб. Одна из точек располагалась на метеостанции у истока реки Ангара, вторая – в пяти километрах на восток на площадке солнечного телескопа. Высота первой точки над уровнем озера Байкал составляла 5 м, второй – 500 м. Высота поверхности озера Байкал над уровнем моря равнялась 470 м. Координаты точек наблюдения примерно равны 53° северной широты и 104° восточной долготы.

Для измерения СОП использовался спектральный актинометр Фейснера с набором интерференционных светофильтров. Угол зрения равнялся 9°. Температурная поправка – около 3% на 10° С. В качестве регистратора использовали цифровой вольтметр Ф-30. В табл. 1 приведены основные характеристики применяемых светофильтров. Выбранные части спектра практически свободны от поглощения атмосферными газами за исключением озона в полосе Шапюи. Поправка на него вводилась по измерению общего содержания озона в районе наблюдений озонометром М-124.

Расчеты СОП проводили по формуле (1) [6]. Формула (2) для расчета оптической массы атмосферы (m) справедлива с погрешностью не более 1% при высоте солнца $h > 10^\circ$ [6].

$$\tau_\lambda = [\lg (S_{0\lambda}/S_\lambda)/m] = \alpha_\lambda X - \beta_\lambda, \quad (1)$$

где $S_{0\lambda}$ – заатмосферная радиация на длине волны λ ; S_λ – измеренная радиация на длине волны λ ; α_λ – коэффициент поглощения излучения длиной волны λ озоном; X – общее содержание озона в атмосфере; β_λ – оптическая плотность рэлеевской атмосферы;

$$m = 796,8 \sin(h) (\sqrt{1 + (0,05/\sin^2 h)} - 1); \quad (2)$$

h – высота солнца над горизонтом.

Спектральные характеристики светофильтров

Длина волны в максимуме, нм	383	425	491	520	556	590	672	760	774	820
Полуширина пропускания, нм	11	10	12	14	12	12	16	17	20	25
Пропускание в максимуме, %	36	37	43	47	37	29	36	32	40	20

При оптически устойчивой атмосфере график зависимости $\lg S_\lambda$ от m линеен [6]. Это позволяет определить величину $S_{0\lambda}$, экстраполируя экспериментальную зависимость к нулевому значению оптической массы атмосферы ($m = 0$). В нашем случае для этого была выбрана серия наблюдений за 12.7.91, когда результаты измерений хорошо ложились на прямую линию.

Для измерения спектра размеров и счетной концентрации аэрозольных частиц диаметром менее 0,4 мкм использовали сетчатую диффузионную батарею TSI-3040 и счетчик ядер конденсации TSI-3020. Для частиц крупнее 1 мкм использовали импакторы различного типа [7].

Результаты измерений и их анализ

На рис. 1 приведены результаты измерения СОП в течение суток на трех длинах волн: 383, 556 и 820 нм. Из этих данных видно, что наиболее прозрачной атмосфера была 12.7.91 г. Самое сильное ослабление солнечного излучения наблюдалось 21.7.91 г.

В день с устойчивой погодой в суточном ходе СОП просматриваются два максимума. Утренний в районе 10 – 11, вечерний – в 16 – 18 ч. Изменения СОП в течение суток на различных длинах волн обычно были подобны друг другу. Если 12, 13 и 22-го минимум СОП наблюдался в 12 – 14 ч, то в день с максимальной оптической плотностью (21.7.91) в это время наблюдался максимум СОП.

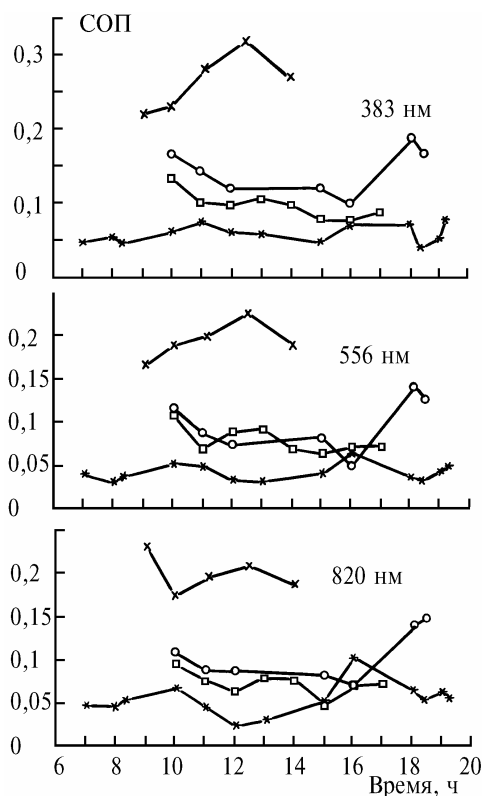


Рис. 1. Суточный ход спектральной оптической плотности на различных длинах волн: * – 12 июля; \circ – 13-го; \times – 21-го; \square – 22 июля

Для того чтобы оценить, с чем связаны суточные изменения СОП, посмотрим, как она изменяется с длиной волны. На рис. 2 показана зависимость СОП от длины волны за 12, 13, 21 и 22 июля 1991 года. Три кривые на каждом рисунке относятся к утреннему, полуденному и вечернему времени. Спектральный ход изменения СОП для различных дней различен, но в один и тот же день формы кривой спектральной оптической плотности в разные моменты времени примерно подобны. Это указывает на тот факт, что спектр размеров аэрозольных частиц, влияющий на значение СОП, изменяется день ото дня, но сохраняется в течение одного дня.

Таким образом, на основании этих данных можно сделать заключение о том, что в течение суток в основном изменяется счетная концентрация аэрозолей, и примерно постоянен спектр размеров аэрозолей, влияющих на СОП.

В отличие от монотонно убывающего значения СОП [9] с ростом длины волны ни в одной из серии наблюдений мы не увидели подобной монотонной зависимости. Причина такого различия, на наш взгляд, заключается в том, что в [9] приводятся усредненные данные по достаточно большому промежутку времени. В то же время в монографии [6] для конкретных опытов, как правило, также наблюдается немонотонный характер изменения СОП. Обращая внимание на этот факт, автор [6] связывает такую немонотонность с влиянием на СОП полос поглощения газовыми примесями. Совокупность экспериментальных результатов, полученных в данной серии измерений, трудно объяснить приведенным аргументом, т.к. в этом случае должна была бы сохраняться форма зависимости СОП от длины волны. Заметные изменения СОП от опыта к опыту скорее всего указывают на разнообразие спектра размеров, концентрации, химического состава атмосферных аэрозолей.

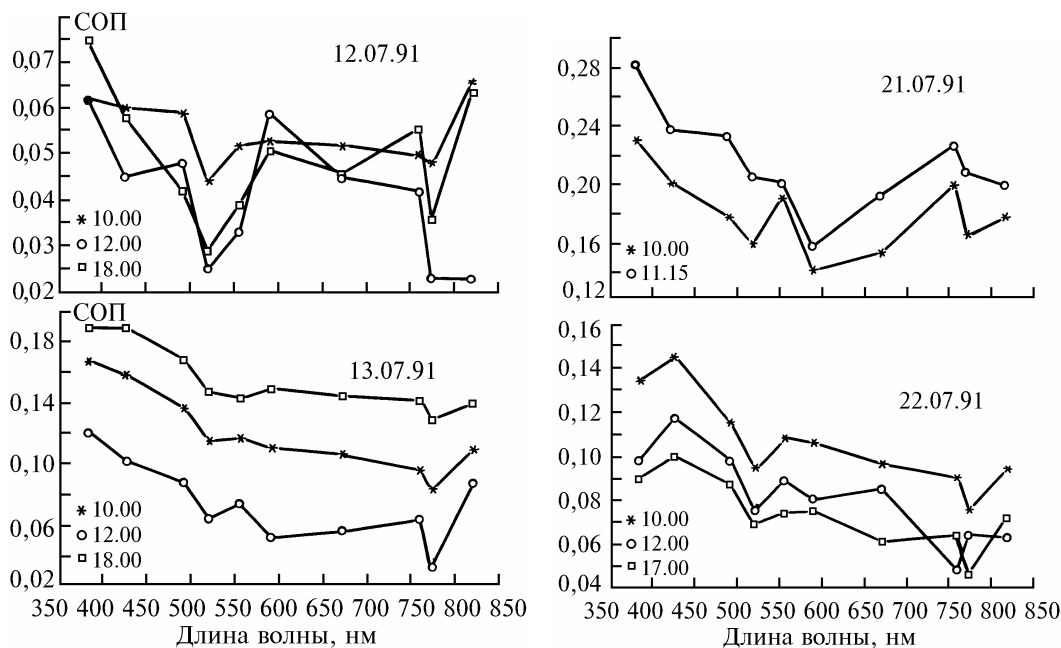


Рис. 2. Зависимость спектральной оптической плотности от длины волны

В наших экспериментах также измерялись спектр размеров и концентрация аэрозолей, а также динамика их изменения во времени. Спектр размеров аэрозольных частиц, полученный при усреднении результатов измерений за весь период наблюдений [8], хорошо аппроксимируется суммой 3-х логнормальных функций:

$$dN/d \lg r = \sum_{i=1}^3 \frac{n_i}{\sqrt{2\pi} \lg s_i} \exp \left(-\frac{\lg^2(r/R_i)}{2 \lg^2 s_i} \right). \quad (3)$$

Значения параметров формулы (3), полученные в результате обработки экспериментальных данных, приведены в табл. 2.

Параметры логнормальной аппроксимации спектра размеров атмосферного аэрозоля

Параметры	Номер моды		
	1-я	2-я	3-я
n_i , см ⁻³	1100	4600	0,3
R_i , мкм	0,01	0,045	0,8
σ_i	1,3	2,0	2,4

Исследование суточного хода изменения счетной концентрации и спектра размеров субмикронной фракции аэрозоля (первая и вторая моды) показало, что данная часть спектра размеров связана с процессами фотохимического их образования и последующих процессов старения в результате коагуляции [8]. Этот вывод хорошо иллюстрируется экспериментальными данными (рис. 3, 4). Так, на рис. 3 приведен суточный ход изменения счетной концентрации, а на рис. 4 показан характер трансформации спектра размеров субмикронных аэрозолей в разное время суток. В частности, на рис. 3 виден отчетливый максимум счетной концентрации, образующийся спустя несколько часов после восхода солнца. В это время, как правило, спектр размеров субмикронных аэрозольных частиц имеет двухмодальный вид (квадраты на рис. 4). После захода и до восхода солнца спектр размеров одномодален (крестики на рис. 4) и счетная концентрация в этот период почти постоянна.

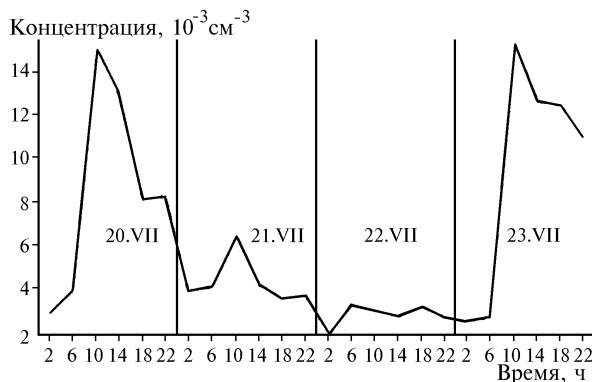


Рис. 3. Изменение счетной концентрации аэрозольных частиц в зависимости от времени

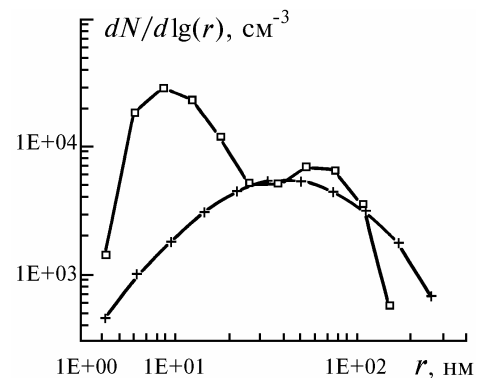


Рис. 4. Примеры спектров размеров аэрозольных частиц в различное время суток

Располагая сведениями о спектре размеров и концентрации аэрозольных частиц, проведем расчеты СОП, предполагая, что частицы однородны по объему и имеют сферическую форму. При оценках примем, что спектр размеров и химический состав аэрозолей не меняется с ростом высоты. Вертикальный профиль концентрации зададим по модели, предложенной в [10]. Его представим в следующем виде:

$$N(z) = \begin{cases} N(0) \exp(-z/H_1), & 0 \leq z < 3,5 \text{ км}, \\ N(0) \exp(-3,5/H_1), & 3,5 \leq z < 3,5 \text{ км}, \\ N(0) \exp(-3,5/H_1 - z/H_2), & 11 \leq z < 30 \text{ км}, \end{cases} \quad (4)$$

$$H_1 = 1,95 \text{ км}, \quad H_2 = 4,67 \text{ км},$$

где z – высота слоя в км; $N(0)$ – счетная концентрация на поверхности земли.

При расчетах величина $N(0)$ задавалась по формуле (3), а параметры взяты из табл. 2. Величина СОП вычислялась по соотношению:

$$\tau_\lambda = 0,434 \int_0^\infty \int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 Q_{\text{ext}} (dN/dr) dr dz, \quad (5)$$

здесь Q_{ext} – фактор эффективности ослабления аэрозолей, который зависит от длины волны, размера аэрозольной частицы, комплексного показателя коэффициента преломления. Q_{ext} рас-

считывался по теории Ми с помощью программы VHMIE [11]. В расчетах принималось, что атмосферные аэрозоли относятся к категории <dust – like> (пылевые) или состоят из кварца (песчаная почва). Комплексный показатель коэффициента преломления для пылевых частиц брался из таблиц [12], а для SiO₂ из [11].

В табл. 3 приведены результаты вычислений τ по формулам (3) и (5), а также вклады в значения τ от различных аэрозольных мод (различных размерных фракций) и их суммарное значение. В табл. 4 представлены значения τ на разных длинах волн, измеренные экспериментально. Для экспериментальных значений СОП приведены усредненные по времени данные, а также отношение максимального и минимального значений, измеренных в течение суток.

Таблица 3

Расчетные значения СОП для двух типов аэрозолей

λ , нм	Пылевые частицы				Частицы SiO ₂			
	Номер моды			Суммарная плотность	Номер моды			Суммарная плотность
	1-я	2-я	3-я		1-я	2-я	3-я	
383	$2,9 \cdot 10^{-6}$	0,099	$5,0 \cdot 10^{-3}$	0,10	$1,5 \cdot 10^{-5}$	0,17	$5,0 \cdot 10^{-3}$	0,17
425	$2,9 \cdot 10^{-6}$	0,084	$5,2 \cdot 10^{-3}$	0,089	$1,2 \cdot 10^{-5}$	0,14	$5,0 \cdot 10^{-3}$	0,14
491	$<2,9 \cdot 10^{-6}$	0,058	$5,1 \cdot 10^{-3}$	0,063	$8,8 \cdot 10^{-6}$	0,11	$5,1 \cdot 10^{-3}$	0,12
520	$<2,9 \cdot 10^{-6}$	0,048	$5,1 \cdot 10^{-3}$	0,053	$8,8 \cdot 10^{-6}$	0,10	$5,1 \cdot 10^{-3}$	0,11
556	$<2,9 \cdot 10^{-6}$	0,039	$5,3 \cdot 10^{-3}$	0,044	$5,9 \cdot 10^{-6}$	0,085	$5,1 \cdot 10^{-3}$	0,090
590	$<2,9 \cdot 10^{-6}$	0,032	$5,3 \cdot 10^{-3}$	0,038	$5,9 \cdot 10^{-6}$	0,070	$5,2 \cdot 10^{-3}$	0,075
672	$<2,9 \cdot 10^{-6}$	0,022	$5,2 \cdot 10^{-3}$	0,027	$5,9 \cdot 10^{-6}$	0,046	$5,2 \cdot 10^{-3}$	0,051
760	$<2,9 \cdot 10^{-6}$	0,015	$5,3 \cdot 10^{-3}$	0,020	$2,9 \cdot 10^{-6}$	0,031	$5,3 \cdot 10^{-3}$	0,037
774	$<2,9 \cdot 10^{-6}$	0,014	$5,3 \cdot 10^{-3}$	0,019	$2,9 \cdot 10^{-6}$	0,029	$5,3 \cdot 10^{-3}$	0,035
820	$<2,9 \cdot 10^{-6}$	0,012	$5,4 \cdot 10^{-3}$	0,017	$2,9 \cdot 10^{-6}$	0,024	$5,3 \cdot 10^{-3}$	0,030

Из представленных в табл. 3 расчетов видно, что основной вклад в величину СОП вносят частицы, относящиеся ко второй моде. Практически ничтожно значение самой мелкой (первой) моды. Данный результат хорошо согласуется с результатами исследований оптических свойств атмосферных аэрозолей, полученными в других регионах [13].

Сравнение рассчитанных значений оптической плотности для частиц различного состава показывает, что изменение химического состава существенно проявляется в оптических свойствах субмикронных фракций (1-я и 2-я моды). Для грубодисперсной фракции ($d > 2$ мкм) аэрозолей в исследуемом спектральном интервале оптическая плотность определяется размером и концентрацией аэрозольных частиц.

Таблица 4

Значения СОП, измеренные на различных длинах волн

λ , нм	Дата									
	12.07.91		13.07.91		21.07.91		22.07.91		23.07.91	
	среднее	$\frac{\max}{\min}$	среднее	$\frac{\max}{\min}$	среднее	$\frac{\max}{\min}$	среднее	$\frac{\max}{\min}$	среднее	$\frac{\max}{\min}$
383	0,060	1,9	0,145	1,9	0,264	1,5	0,098	1,7	0,060	1,4
425	0,059	2,8	0,142	1,9	0,215	1,3	0,113	1,6	0,050	1,2
491	0,055	2,2	0,120	2,1	0,215	1,4	0,094	1,4	0,042	1,3
520	0,039	4,0	0,099	2,3	0,187	1,5	0,074	1,5	0,024	1,6
556	0,042	2,1	0,098	2,9	0,194	1,4	0,080	1,7	0,040	1,2
590	0,049	2,3	0,096	2,9	0,146	1,4	0,076	1,8	–	–
672	0,046	2,6	0,097	2,6	0,174	1,5	0,074	1,9	0,044	1,4
760	0,051	2,4	0,098	2,2	0,215	1,1	0,064	1,9	0,040	1,2
774	0,038	3,4	0,074	4,0	0,201	1,4	0,054	2,1	0,028	1,4
820	0,053	4,4	0,103	2,1	0,198	1,4	0,072	2,0	0,043	2,0

Как показал теоретический анализ, величина СОП в наших опытах в основном определяется характеристиками второй моды. В то же время расчеты показывают, что при постоянной счетной концентрации СОП сильно изменяется в зависимости от размеров и химического состава аэрозольных частиц. Из экспериментальных данных [8] видно, что характерной особенностью второй

моды является примерно постоянное значение счетной концентрации. В то же время может меняться как размер, так и химический состав этих частиц. Причиной этого могут быть процессы конденсации либо паров воды, либо нелетучих продуктов, образующихся в результате газофазных реакций в атмосфере [14, 15]. В случае образования на поверхности частиц пленки, имеющих размер молекул, возможны явления сильного увеличения сечения ослабления [11, 14].

Другой причиной возникновения немонотонности СОП при изменении длины волны может быть селективное поглощение веществ, образующих аэрозольные частицы. Так, селективное поглощение в области 0,42–0,45 мкм в [15] объясняют большим содержанием в аэрозолях гематита (Fe_2O_3). Поэтому в дальнейших исследованиях желательнее при измерениях спектральной прозрачности более детально исследовать химический состав аэрозолей. Для выяснения особенностей грубодисперсной фракции необходимо расширить измерения СОП в область ИК-излучения.

Выводы

Таким образом, на основании результатов измерений спектральной оптической плотности (СОП) на различных длинах волн, а также концентрации и спектра размеров атмосферного аэрозоля в июле 1991 года в южной части оз. Байкал можно сделать следующие выводы.

1. Изменения СОП на различных длинах волн в течение суток обычно подобны друг другу, что указывает на постоянство в течение суток спектра размеров аэрозольных частиц, оказывающих влияние на СОП. Наблюдалась немонотонная зависимость СОП от длины волны.

2. Спектр размеров аэрозольных частиц хорошо аппроксимируется суммой 3-х логнормальных функций. Совокупность экспериментальных данных и теоретический анализ показывают, что оптическая плотность в южной части оз. Байкал определяется свойствами второй моды атмосферных аэрозолей.

1. Гаврилов В. А. Видимость в атмосфере. Л.: ГИМИЗ, 1966. 324 с.
2. Зеге Э. П., Иванов А. П., Кацев И. Л. Перенос изображения в рассеивающей среде. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.
3. Аэрозоль и климат / Под ред. К. Я. Кондратьева. Л.: ГИМИЗ, 1991. 541 с.
4. Зуев В. Е., Креков Г. М. Оптические модели атмосферы. Л.: ГИМИЗ, 1986. 256 с.
5. Ивлев Л. С., Андреев С. Д. Оптические свойства атмосферных аэрозолей. Л.: ЛГУ, 1986. 359 с.
6. Гущин Г. П. Методы, приборы и результаты измерения спектральной прозрачности атмосферы. Л.: ГИМИЗ, 1988. 200 с.
7. Koutsenogii P.K., Bufetov N.S., Drozdova V.I. et al. // Atmospher. Envir. 1993, 27A. P. 1629 – 1633.
8. Koutsenogii P. Measurements of remote continental aerosol in Siberia. Dissertation zur Erlangung des Grades <Doctor der Naturwissenschaften>. Mainz, 1993. 105 p.
9. Панова Г. П. Спектральная и интегральная прозрачность атмосферы на озере Байкал. Новосибирск: Наука, 1980. 73 с.
10. Креков Г. М., Рахимов Р. Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1982. 197 с.
11. Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 660 с.
12. Jaenicke R. Aerosol physics and chemistry. In: Landolf – Bornstein. Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology New Series Group V: Geophysic and Space Research Volume 4. Meteorology, Subvolume 6, E. Fisher (ed): Physical and Chemical properties of the air. 1988. P. 391 – 457.
13. Розенберг Г. В., Горчаков Г. Н., Георгиевский Ю. С., Любовева Ю. С. // Физика атмосферы и проблема климата. М.: Наука, 1980. С. 216 – 257.
14. Розенберг Г. В. Покровная фаза аэрозоля и ее роль в атмосфере // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1979. Т. 15. N 10. С. 1094 – 1098.
15. Атмосферный аэрозоль и его влияние на перенос излучения / Под ред. К. Я. Кондратьева. Л.: ГИМИЗ, 1978. 120 с.

Институт химической кинетики
и горения, Новосибирск
Лимнологический институт, Иркутск

Поступила в редакцию
8 декабря 1993 г.

K. P. Koutsenogii, V. L. Potemkin, P. K. Koutsenogii, A. I. Smirnova. Influence of Aerosols on the Spectral Optical Thickness of the Atmosphere over Southern Part of Lake Baikal

In this paper we discuss some results of measurements of the spectral atmospheric optical thickness conducted in 1991 in southern part of lake Baikal. The observation sites were located near the points of aerosol sampling. The size spectrum of aerosol particles is well approximated by a sum of three lognormal size-distributions. The set of experimental data collected and their theoretical analysis show that the optical depth of the atmosphere over southern part of lake Baikal is mainly determined by the properties of aerosoles corresponding to the second mode of size-distribution. This result well agrees with data obtained in other geographical regions.