

УДК 551.510.534:551.501.71

## Определение общего содержания озона по спектрофотометрическим наблюдениям Солнца в УФ-области спектра

К. А. Бурлов-Васильев<sup>1</sup>, И. Э. Васильева<sup>1</sup>, Г. А. Терез<sup>2</sup>, Э. И. Терез<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Главная астрономическая обсерватория НАН Украины,  
03680, ГСП, Киев-127, Голосиив

<sup>2</sup>Симферопольский государственный университет,  
95036, г. Симферополь, ул. Ялтинская, 4, кафедра астрономии

*Описан новый вариант многоволновой методики определения общего содержания озона (ОСО) в земной атмосфере, основанный на предположении произвольной спектральной зависимости аэрозольного ослабления света на атмосферном аэрозоле. По данным спектрофотометрических наблюдений Солнца в УФ-диапазоне ( $\lambda\lambda$  305–340 нм), проведенных в 1989 и 1998 гг. на высокогорной станции ГАО НАН Украины (пик Терскол), определены значения ОСО. Кроме ОСО, предложенная методика позволяет определить количество других малых примесей ( $SO_2$ ,  $NO_2$ ) и спектральную зависимость поглощения аэрозолем.*

*ВИЗНАЧЕННЯ ЗАГАЛЬНОГО ВМІСТУ ОЗОНУ ЗІ СПЕКТРОФОТОМЕТРИЧНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ СОНЦЯ В УФ-ОБЛАСТІ СПЕКТРУ, Бурлов-Васильєв К. А., Васильєва І. Е., Терез Г. А., Терез Е. І. — Описано новий варіант багатохвильової методики визначення загального вмісту озону (ЗВО) в земній атмосфері, що базується на припущенні про довільну спектральну залежність послаблення світла на атмосферному аерозолі. За даними спектрофотометричних спостережень Сонця в УФ-діапазоні ( $\lambda\lambda$  305–340 нм), проведених у 1989 і 1998 рр. на високогірній спостережній базі ГАО НАН України (пік Терскол), визначені значення ЗВО. Крім ЗВО, запропонована методика дозволяє визначити вміст інших малих домішок ( $SO_2$ ,  $NO_2$ ) та спектральну залежність поглинання аерозолем.*

*DETERMINATION OF THE GENERAL OZONE ABUNDANCE FROM SPECTROPHOTOMETRIC UV OBSERVATIONS OF THE SUN, by Burlov-Vasil'ev K. A., Vasil'eva I. E., Terez G. A., Terez E. I. — We describe a new version of the multiwave technique for determining the total ozone content in Earth's atmosphere. The technique is based on the assumption that the aerosol attenuation depends arbitrarily on wavelength. It was used for the processing of solar spectrophotometric observations in the near-UV region (305–340 nm) in 1989 and 1998 at the High-Altitude Station Terskol of the Main Astronomical Observatory of the Academy of Sciences of Ukraine. The data processing showed that not only the total ozone content could be determined with the*

*technique but a number of other trace gases as well including SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub>, along with the spectral dependence of aerosol absorption.*

В настоящее время основным базовым прибором для измерения общего содержания озона (ОСО) в земной атмосфере по-прежнему является спектрофотометр Добсона, оптическая схема которого была разработана еще в 1924 г. [12]. В последующие десятилетия было создано много новых вариантов озонметров. Однако они не привели к существенному увеличению точности. Дело здесь, по-видимому, не в конструкции приборов, а в самой методике измерений. Есть факторы, которые делают малоперспективным дальнейшее усовершенствование приборов. Это прежде всего отсутствие надежной методики определения спектрального ослабления аэрозолем и малыми газовыми примесями, такими как SO<sub>2</sub> и NO<sub>2</sub>. За последние три десятилетия в вопросе учета аэрозольного ослабления (а значит, и точности определения ОСО) наметился определенный прогресс. Предполагая, что аэрозольное ослабление не есть постоянная величина, а может линейно изменяться в УФ-области, современные спектрофотометры Добсона проводят измерение ОСО не по одной, а по двум парам длин волн. В спектрофотометрах Брюэра [16] используются пять длин волн. В 1975 г. Г. И. Кузнецовым [5] была высказана идея об увеличении точности определения ОСО в атмосфере при использовании наблюдений на многих длинах волн. Эта идея была развита в последующих работах [4, 6, 13, 14], где число длин волн в УФ-участке спектра было доведено до 200 (многоволновые методики). В данной работе для определения ОСО по спектрофотометрическим наблюдениям Солнца в УФ-области предлагается новый вариант многоволновой методики, предполагающей, что аэрозольное ослабление является произвольной функцией от длины волны.

#### АППАРАТУРА

Измерения интенсивности солнечной УФ-радиации проводились на Высокогорной базе ГАО НАН Украины (пик Терскол, высота 3100 м). Для наблюдений использовалась стационарная астрономическая аппаратура, состоящая из горизонтального солнечного телескопа и дифракционного спектрометра однократного прохождения. Подробное описание инструмента приведено в работе [3]. Телескоп ( $D = 23$  см,  $F = 3$  м) строит изображение Солнца на входной щели спектрометра, вырезающей площадку  $1' \times 0.05'$  или  $1' \times 0.005'$  спокойной области в центре солнечного диска. В принципе спектрометром измеряется полная интенсивность излучения в апертуре инструмента, направленного на центр солнечного диска, т. е. сумма прямой и диффузной радиации. Но, учитывая малый угол зрения спектрометра, диффузной составляющей в данном случае можно пренебречь.

Спектрометр имеет классическую вертикальную компоновку элементов (фокусное расстояние коллиматорного и камерного зеркал 2 м) и плоскую решетку 600 или 1200 штр/мм с малым углом блеска. Выходная щель, кварцевая линза поля и фотоприемник (фотодиод ФПУ-1А или английский кварцевый фотоумножитель 6256В) установлены в фокальной плоскости спектрометра на сканирующей каретке, приводимой в движение шаговым двигателем, и могут перемещаться в пределах 120 мм вдоль направления дисперсии. Сигнал от фотоприемника усиливается электрометрическим усилителем, оцифровывается (вольтметром Ф-203 или АЦП САД-20) и поступает в компьютерную систему регистрации.

При наблюдениях использовался первый порядок спектра вблизи угла блеска (обратная линейная дисперсия около 0.8 нм/мм при использовании

решетки 600 штр/мм и 0.4 нм/мм для решетки 1200 штр/мм). Для уменьшения рассеянного света непосредственно за входной щелью устанавливался фильтр УФС-1 (в некоторых случаях УФС-2). Длительность скана составляла около 4 мин. Калибровка монохроматора по длинам волн осуществлялась по спектру ртутной лампы с точностью 0.02 нм и уточнялась в процессе наблюдений по фраунгоферовым линиям Солнца. Уровень рассеянного света не превышал 0.1 % вблизи 310 нм. Специальное исследование [8] поляризационных и отражательных свойств зеркал целостатной группы телескопа показало, что максимальная погрешность измерений интенсивности солнечной радиации, вызванная изменением угла падения излучения на зеркала при изменении часового угла Солнца и наличием инструментальной поляризации в принципе может составлять величину до 2 %. Используя малополяризующие решетки и выбирая оптимальное положение зеркал целостатной группы для каждого дня, нам удалось снизить эту погрешность до 0.2 %. Стабильность фотоприемного канала, контролируемая по люминофорам, была не хуже 0.1 % за несколько часов.

#### МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИНЫ АТМОСФЕРЫ

При определении ОСО по спектрофотометрическим наблюдениям особое значение имеет точность измерения оптической толщины атмосферы  $\tau(\lambda)$ , ибо эта величина является исходной для дальнейших расчетов. Спектральные значения  $\tau(\lambda)$  находятся методом Бугера. Однако этот метод может привести к заметным систематическим погрешностям, если рассеивающие свойства атмосферы не остаются стабильными в течение всего времени наблюдений [10]. Поэтому для контроля стабильности свойств атмосферы проводились параллельные наблюдения Солнца с помощью ореольного фотометра. Эти наблюдения показали, что условия высокой оптической стабильности атмосферы (при которых изменения коэффициента прозрачности не превышают нескольких десятых долей процента) в условиях пика Терскола даже при «корональном» качестве неба могут достигаться, как правило, лишь утром, от восхода Солнца и до 11 ч местного времени [2].

Значения оптической толщины  $\tau(\lambda)$  атмосферы в каждой длине волны определялись методом Бугера для каждого дня в отдельности, что позволяло исключить изменения параметров фотоприемного канала после повторных включений питания. Для обработки использовались сканы, полученные в условиях высокой оптической стабильности в диапазоне от 5 до 1.2 воздушных масс. Основная серия наблюдений проведена с 3 по 20 августа 1998 г. — всего 12 дней. Наиболее стабильной атмосфера была 12, 16 и 17 августа. Кроме того, использованы наблюдения, проводившиеся в течение ряда лет с 1989 г. по программе исследования абсолютного распределения энергии в спектре Солнца. В принципе, используя наблюдательную аппаратуру с абсолютной калибровкой чувствительности, можно получить величины оптической толщины атмосферы  $\tau(\lambda)$  непосредственно из наблюдений, используя данные о внеатмосферном распределении энергии в спектре Солнца (как это сделано в [15]). Однако точность полученных  $\tau(\lambda)$  не может быть высокой, т. к. внеатмосферная энергетическая освещенность от Солнца в области  $\lambda\lambda$  300—340 нм известна с точностью порядка 5 %, а погрешность абсолютной калибровки наблюдательной аппаратуры в этой области еще больше. Поэтому мы использовали значения  $\tau(\lambda)$ , определенные по данным прошлых лет также методом Бугера.

Оптические толщины  $\tau(\lambda)$  определены из наклона соответствующих прямых Бугера и в этом смысле являются средними по времени. Формаль-

ная средняя квадратичная погрешность  $\sigma_t$ , определенная методом наименьших квадратов при решении системы уравнений Бугера, плавно увеличивается от 0.001—0.002 при  $\lambda = 350$  нм до 0.01 при  $\lambda = 310$  нм, затем резко увеличивается до 0.07—0.1 при  $\lambda = 305$  нм. Отметим, что резкое увеличение погрешности в области  $\lambda < 310$  нм может быть вызвано суммарным действием ряда инструментальных и атмосферных факторов, и подходить к результатам для  $\lambda < 310$  нм следует с осторожностью.

#### МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОСО

Существующие многоволновые методики определения ОСО исходят из традиционного предположения, что в рассматриваемом диапазоне спектра основной вклад в ослабление прямого солнечного излучения атмосферой дают поглощение озоном и рассеяние на молекулах и аэрозолях, причем ослабление, обусловленное аэрозолем, линейно зависит от длины волны. Перспективность использования многоволновой методики объясняется тем, что любой дифференциальный метод абсорбционного анализа многокомпонентных смесей требует измерения сигналов на  $N \geq m + 1$  длинах волн ( $m$  — число неизвестных компонентов в исследуемой смеси). При этом чувствительность анализа может быть улучшена с увеличением  $N$  за счет применения метода производных или метода наименьших квадратов, позволяющих уменьшить средние квадратичные ошибки измерений в  $\sqrt{N}$  раз.

Однако анализ многоволновых методик определения ОСО, сделанный в [7], показал, что для линейной зависимости аэрозольного ослабления от длины волны многоволновая методика не дает существенных преимуществ перед измерениями в двух добсоновских длинах волн, если общее число измерений в обоих случаях одинаково. Поэтому при разработке методики определения ОСО мы предположили, что  $\tau_a$  может быть произвольной функцией от длины волны. Вначале было решено оценить погрешности предлагаемого варианта многоволновой методики на модели атмосферы. Для анализа использовалась условная модель атмосферы при нормальном давлении и содержании озона  $X_0 = 300$  е. д. Зависимость  $\tau_a(\lambda)$  задавалась различными функциями, от линейной до экспоненциальной, наиболее часто встречающейся в реальных условиях [1]. Учитывая, что суммарная оптическая толщина  $\tau$  атмосферы равна

$$\tau = \tau_a + \tau_p + \tau_{os}, \quad (1)$$

где  $\tau_a$ ,  $\tau_p$  и  $\tau_{os}$  — оптические толщины аэрозольной, рэлеевской и озоновой составляющих, были рассчитаны значения  $\tau$  в диапазоне спектра  $\lambda$  300—340 нм. Таким образом, мы получили исходный материал, который является аналогом реальных наблюдений.

Общее содержание озона  $X$  вычислялось следующим методом. Согласно выражению (1)

$$\tau_a = \tau - \tau_p - \tau_{os}. \quad (2)$$

При этом

$$\tau_{os} = \alpha_{os} X, \quad (3)$$

где  $\alpha_{os}$  — коэффициенты поглощения озона,  $X$  — общее содержание озона.

Из опыта наблюдений известно, что спектральные кривые аэрозольного ослабления достаточно гладкие. Поэтому любой ограниченный участок кривой  $\tau_a = f(\lambda)$  (с числом длин волн  $n \geq 3$ ) можно аппроксимировать отрезком прямой. Внутри этого отрезка величины  $\tau_a$  могут быть определены из линейных уравнений

$$\begin{aligned}\tau_{a, i} &= K\lambda_i + S, \\ \tau_{a, i+1} &= K\lambda_{i+1} + S, \\ \tau_{a, i+(n-1)} &= K\lambda_{i+(n-1)} + S.\end{aligned}\quad (4)$$

Далее подставляем (4) и (3) в (2) и получаем систему линейных уравнений вида

$$a_i x + b_i y + c_i z + l_i = 0, \quad (5)$$

где неизвестные  $x = K$ ,  $y = S$  (т. е. параметры прямой, которой мы аппроксимируем участок кривой  $\tau_a$ ),  $z = X$ . Коэффициенты при неизвестных  $a_i = \lambda_i$ ,  $b_i = 1$ ,  $c_i = \alpha_{ос, i}$ ,  $l_i = \tau_{р, i} - \tau_i$ .

Пусть спектр  $\tau$  содержит  $N$  значений. Для каждого участка аэрозольной кривой (который аппроксимируется прямой линиями), включающего  $n$  измерений, мы имеем  $n$  уравнений с тремя неизвестными  $x$ ,  $y$ ,  $z$ . Сдвигая этот участок по спектру на одну точку, получим  $N - n + 1$  систем уравнений. Для решения каждой из систем мы использовали метод сингулярного разложения. В итоге получается расчетное значение  $X_i$  (для использованного интервала длин волн от  $\lambda_i$  до  $\lambda_{i+(n-1)}$ ). Метод кусочно-линейной аппроксимации последовательно применяется ко всей кривой  $\tau_a$ . Таким образом, получаем для всей кривой оптической толщины аэрозоля  $N - n + 1$  значений  $X_i$ . Итоговая величина  $X$  определяется как среднее арифметическое.

Полученное значение  $X$  оказалось точно равным принятому значению  $X_0$  при любой форме кривой  $\tau_a = f(\lambda)$ . Однако этот расчет — чисто теоретический. Он применим лишь при измерениях на приборах, имеющих бесконечно узкую спектральную полосу пропускания, и при отсутствии погрешностей измерения оптической толщины атмосферы  $\tau$ .

Целесообразно оценить методом численного моделирования, насколько повлияют ошибки измерения  $\tau$  на определение величины  $X$ . Допустим, что все погрешности регистрации отсчетов, установки длин волн, флуктуации самой величины  $\tau$  и так далее случайны, а погрешность измерения  $\tau$  характеризуется средней квадратичной ошибкой  $\sigma$ .

Пусть измеряемые значения  $\tau_i$  отличаются от истинного:

$$\tau_i = \tau + \Delta\tau_i.$$

Воспользуемся нормальным законом распределения ошибок:

$$\varphi(X) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(\Delta\tau)^2}{2\sigma^2}\right]. \quad (6)$$

Для определенного значения  $\sigma$  вычисляем максимальное отклонение  $\Delta\tau_{\max}$ . Затем полученный интервал отклонений от  $-\Delta\tau_{\max}$  до  $+\Delta\tau_{\max}$  условно делится на 10 участков, для каждого из которых по кривой (6) определяется плотность вероятности. Зная общее число длин волн  $N$ , в которых проводится регистрация спектра, легко найти количество отклонений, соответствующее каждому из принятых интервалов. Далее формируется массив значений  $\Delta\tau$  для случайных длин волн (использовался генератор случайных чисел). И наконец, определяются измеренные величины  $\tau$ : к исходным значениям  $\tau$  для каждой  $\lambda_i$  прибавляются найденные значения  $\Delta\tau_i$  со своим знаком. В итоге мы получим для всего участка спектра ( $\lambda\lambda$  300—340 нм) массив значений  $\tau$ , в которых «заложена» средняя квадратичная погрешность измерений  $\sigma$ . Далее, как это описано выше, вычисляется значение  $X_1$ . Затем делается вторая серия вычислений. Все повторяется, но отклонения  $\Delta\tau$  разбрасываются генератором случайных чисел по длинам волн другим образом. Снова получается массив значений  $\tau$ , и вычисляется величина  $X_2$ . Эта процедура повторяется многократно, после чего определяется  $\bar{X}$  и средняя квадратичная погрешность  $\sigma\bar{X}$ .

Результаты численного моделирования показали, что решение системы линейных уравнений (5) относительно двух параметров ( $X$  и  $\tau_a$ ) неустойчиво к ошибкам измерений. Матрица плана системы (5) близка к вырожденной, вследствие чего для любого приемлемого интервала длин волн  $\Delta\lambda = \lambda_n - \lambda_1$  в области озонового поглощения оказывается возможным найти такие коэффициенты  $K$  наклона предполагаемой линейной зависимости  $\tau_a$  от длины волны  $\lambda$ , которые минимизируют невязку уравнений (5) при значении  $X$ , практически равном нулю, т. е. на каждом рассматриваемом интервале формально можно найти такую величину  $K$ , при которой  $\tau_a$  «заберет» на себя все озоновое поглощение в этом интервале. Однако, если ввести дополнительное условие  $K = 0$  ( $\tau_{a, i} = S$ ), ведущее к снижению числа независимых переменных до двух, то система успешно решается. Хотя требование  $K = 0$  эквивалентно требованию постоянства  $\tau_a$  на выбранном участке, тем не менее, выбирая участок достаточно малым, и сдвигая его по  $\lambda$ , оказывается в принципе возможным проследить изменение  $\tau_a$  по спектру.

**РЕЗУЛЬТАТЫ**

Для всех отобранных дней величины  $X$  были определены по формуле (5), при этом  $\tau_p$  вычислялись по [9]. Коэффициенты молекулярного поглощения озона, определенные в настоящее время по лабораторным измерениям, согласуются, как показано в работе [18], в пределах 1 %. Для расчетов мы использовали данные [19].

На рис. 1 приведены результаты вычислений ОСО (сплошная кривая), полученные при обработке двух дней наблюдений, а также величины средних квадратичных погрешностей (пунктирная кривая). Как видно из рис. 1, средние квадратичные погрешности быстро увеличиваются при  $\lambda \gg 330$  нм. Поэтому использование этой области, где коэффициенты поглощения озона очень малы, нежелательно. В

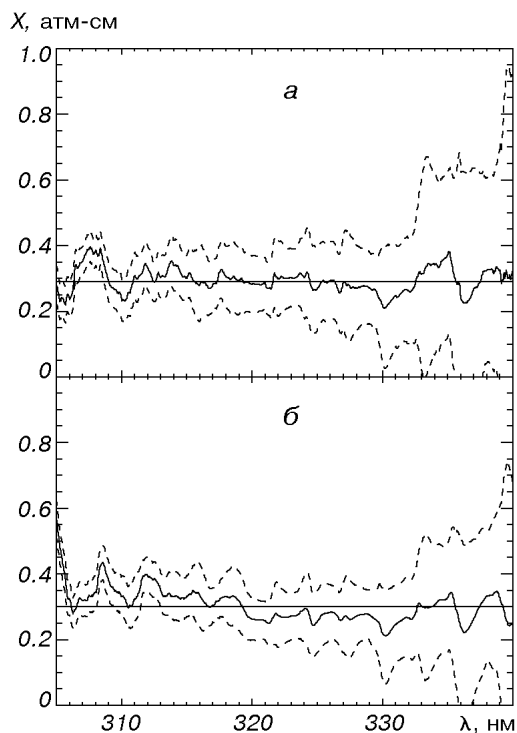


Рис. 1. Результаты определения ОСО: а — 07.08.89, б — 17.08.98

**Измеренные значения ОСО**

	Дата наблюдений				
	07.08.89	19.08.89	12.08.98	16.08.98	17.08.98
$X$ , атм-см	0.293	0.300	0.289	0.293	0.301
$\sigma$	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003

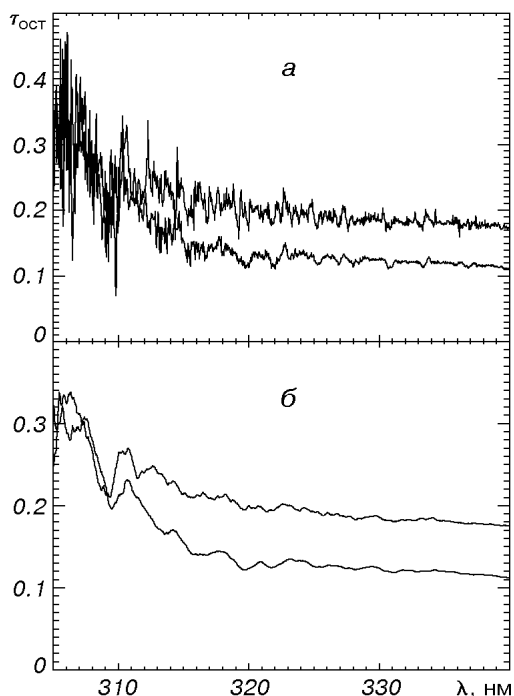


Рис. 2. Остаточная (а) и сглаженная (б) оптическая толщина  $\tau_{\text{ост}}$  для двух дней наблюдений (верхняя кривая — 07.08.89, нижняя кривая — 17.08.98)

коротковолновой области точность определения ОСО должна повышаться за счет снижения чувствительности результатов вычислений к погрешностям методики. Однако в этой области резко уменьшается сигнал. Очевидно, что для каждого конкретного спектрометра можно найти оптимальную коротковолновую границу измерений. Эта граница обычно лежит в пределах от 300 до 310 нм. Для нашего случая мы полагаем ее равной 305 нм. В таблице представлены значения ОСО, усредненные по области  $\lambda\lambda$  305—330 нм, для ряда наблюдательных дней с наилучшей прозрачностью. Как видно, значения ОСО достаточно близки между собой. Это объясняется тем, что наблюдения проводились всегда в один сезон — в августе.

По измеренным значениям ОСО для каждого дня наблюдений были определены остаточные оптические толщины  $\tau_{\text{ост}} = \tau - \tau_p - \tau_{\text{ос}}$ . На рис. 2, а приведены кривые остаточной оптической толщины для двух дней. Значения  $\tau_{\text{ост}}$  представляют собой суммарное ослабление аэрозолем и поглощение малыми газовыми добавками —  $\text{SO}_2$  и  $\text{NO}_2$ . Наличие полос  $\text{SO}_2$  и  $\text{NO}_2$  является одним из источников ошибок при определении ОСО спектрофотометрами Добсона. Количественные оценки возможных ошибок были проанализированы в [17]. При экстремальных загрязнениях, наблюдавшихся в крупных промышленных центрах, для измерений озона имеют значение как наличие  $\text{SO}_2$  (дополнительная погрешность до 25 % при концентрации 0.03 см), так и  $\text{NO}_2$  (дополнительная погрешность не более 5 %). Однако при естественном содержании  $\text{SO}_2$  в атмосфере Земли ( $1 \cdot 10^{-4}$  см) дополнительная погрешность, вносимая в измерение ОСО, менее 1 %, а влияние  $\text{NO}_2$  пренебрежимо мало. Тем не менее, даже в условиях высокогорья, как видно из рис. 2, б, регистрируются полосы поглощения  $\text{SO}_2$ .

## ВЫВОДЫ

Анализ УФ-наблюдений Солнца позволяет сделать вывод, что предложенный вариант многоволновой методики позволяет уточнить значение общего содержания озона в земной атмосфере. Учитывая, что наблюдения были

выполнены в условиях высокогорья, задача определения содержания  $\text{SO}_2$  не ставилась. При наблюдениях в обычных климатических условиях (особенно вблизи промышленных центров) предложенная методика может быть весьма эффективной для измерения содержаний озона,  $\text{SO}_2$  и  $\text{NO}_2$ , а также для определения спектральной зависимости поглощения аэрозолем в УФ-диапазоне.

1. Бурлов-Васильев К. А., Васильева И. Э. Спектральная прозрачность земной атмосферы в области ближнего ультрафиолета // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.—1992.—28, № 12.—С. 1170—1175.
2. Бурлов-Васильев К. А., Васильева И. Э., Матвеев Ю. Б. Оптическая стабильность земной атмосферы на пике Терскол по измерениям околосолнечного ореола // Кинематика и физика небес. тел.—1990.—6, № 6.—С. 83—86.
3. Бурлов-Васильев К. А., Матвеев Ю. Б., Троян В. И. и др. Абсолютная спектрофотометрия Солнца. II. Специализированный наблюдательный комплекс СЭФ-1 // Кинематика и физика небес. тел.—1990.—6, № 2.—С. 38—43.
4. Дорохов В. М., Климова Т. Н., Торговичев В. А. Усовершенствованные многоволновые методики обработки электрофотометрической информации для определения общего содержания озона // Тр. центр. аэрологической обсерватории.—1988.—Вып. 170.—С. 75—82.
5. Кузнецов Г. И. Многоволновая методика и аппаратура для исследования атмосферного озона и аэрозоля // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.—1975.—11, № 6.—С. 647—651.
6. Людчик А. М., Жучкевич В. В., Красовский А. Н., Турышев Л. Н. Многоволновая методика измерения содержания озона в атмосфере с оптимизацией параметров по результатам измерений // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.—1989.—25, № 1.—С. 45—52.
7. Людчик А. М., Красовский А. Н., Турышев Л. Н., Неверович Л. Ч. Об эффективности многоволновой методики определения содержания озона в атмосфере УФ-спектрометрими-озонотрамами // Журн. прикладной спектроскопии.—1991.—55, № 3.—С. 472—477.
8. Матвеев Ю. Б., Гаврилюк Ю. М. О поляризующем действии отражательных дифракционных решеток. Кинематика и физика небес. тел.—1993.—9, № 3.—С. 91—96.
9. Терез Г. А. Об учете рэлеевского рассеяния при разделении атмосферной экстинкции на составляющие // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.—1990.—26, № 5.—С. 550—552.
10. Терез Э. И. Атмосферная прозрачность и ее учет // Вариации глобальных характеристик Солнца. — Киев: Наук. думка, 1991.—С. 18—29.
11. Brassington D. J. Sulfur dioxide absorption cross-section measurements from 290 nm to 317 nm // Appl. Opt.—1981.—20, N 21.—P. 3774—3779.
12. Dobson G. M. B., Harrison D. N. Measurement of the amount of ozone in the Earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions // Proc. R. Soc., London A, 110, 1926.—P. 660—693.
13. Garrison L. H., Doda D. D., Green A. E. S. Total ozone determination by spectroradiometry in the middle ultraviolet // Appl. Opt.—1979.—18, N 6.—P. 850—855.
14. Green A. E. S. Multi-wavelength determination of total ozone and ultraviolet irradiance. Proceeding of NATO conf., Role of Solar Ultraviolet Radiation in Marine Ecosystems, Copenhagen, July, 28—31, 1980. Printed in London, 1982, P. 109—120.
15. Huber M., Blumthaler M., Ambach W. Total atmospheric ozone determined from spectral measurements of direct solar UV radiance // Geophys. Res. Lett.—1995.—22, N 1.—P. 53—56.
16. Kerr J. B., McElroy C. T., Wardle D. I., et al. The automated Brewer spectrophotometer // Atmospheric ozone. Quadrennial ozone Symposium. Greece, 3—7 September, 1984.—P. 396—401.
17. Komhyr W. D., Evans R. D. Dobson spectrophotometer total ozone measurements errors in polluted air // Geophys. Res. Lett.—1980.—7, N. 2.—P. 157—160.
18. Komhyr W. D., Mateer C. L., Hudson R. D. Effective bass-pair 1985 ozone absorption coefficients for use with dobson ozone spectrophotometers // J. Geophys. Res.—1993.—98, N D11.—P. 20451—20465.
19. Molina L. T., Molina M. J. Absolute absorption cross sections of ozone in the 185 to 350 nm wavelength range // J. Geophys. Res.—1986.—91, N D13.—P. 14501—14508.

Поступила в редакцию 27.04.99