

М.В. Кабанов, Д.М. Кабанов, С.М. Сакерин

## МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ И КОЭФФИЦИЕНТОВ ОСЛАБЛЕНИЯ СВЕТА С АВИАКОСМИЧЕСКИХ НОСИТЕЛЕЙ

Обосновывается ряд методов пассивного зондирования оптической толщи атмосферы с аэрокосмических носителей по данным фотометрирования яркости подстилающей поверхности вблизи горизонта, а также поверхностей, обладающих яркостным контрастом (например, «суша—море»). Приводятся вертикальные зависимости коэффициента ослабления света в диапазоне длин волн 10,2 – 12,4 мкм и оптико-метеорологических параметров, полученных в ходе апробирования методов с борта самолета-лаборатории Ил–14.

Освоение космического пространства не только расширило возможности применения уже известных схем и методов пассивного зондирования атмосферы, но и стимулировало развитие новых [1–3], находящихся все более широкое применение в задачах изучения природных ресурсов Земли (ИПРЗ).

Основной оптической характеристикой атмосферы, имеющей самостоятельное значение, а также определяющей решение большинства задач ИПРЗ, является прозрачность (оптическая толщина) и ее вертикальный профиль. Наиболее развитые методы, основанные на фотометрировании дневного, ночного, сумеречного горизонта [1–2] и надирных измерений в области полосы поглощения  $O_2$  [3], из-за особых условий применения каждого могут быть использованы лишь в ограниченном числе случаев. Альтернативной является их совместное комплексное использование и развитие новых методов.

В настоящей работе рассматриваются несколько способов определения прозрачности атмосферы [4, 5], являющихся дальнейшим развитием методологии пассивного пригоризонтного зондирования. Важной особенностью предлагаемых методов является нахождение таких условий и схем эксперимента, в которых уравнение переноса излучения допускает простое и точное решение. Некоторые идеи перекликаются с ранее опубликованными работами об определении передаточной функции атмосферы по контрастам [1] и по двухугловой методике измерения температуры поверхности океана [6].

В основе методов лежит уравнение переноса излучения, которое, следуя обозначениям [7], можно представить в общем случае в виде

$$B(l, \omega) = B_0 \exp\left(-\int_0^l \varepsilon dl\right) + \int_0^l \varepsilon S \exp\left(-\int_{l'}^l \varepsilon dl'\right) dl; \quad (1)$$

$$S = (\kappa/\varepsilon) B^0(T_a) + (\varepsilon/4\pi\varepsilon) \int B(\omega') p(\omega, \omega') d\omega' \quad (2)$$

при граничном условии:  $B(l, \omega) = B_0$  при  $l = 0$ , где  $L$  – расстояние до визируемого объекта наблюдения;  $\varepsilon = \sigma + \kappa$  – коэффициенты ослабления, рассеяния и поглощения;  $p(\omega, \omega')$  – индикатриса рассеяния света из направления  $\omega'$  в направлении наблюдения  $\omega$ ;  $B^0(T_a)$  – яркость абсолютно черного тела при температуре атмосферы  $T_a$ ;  $S$  – функция источников атмосферы. Для горизонтального направления визирования на объект наблюдения в пределах однородного слоя атмосферы на высоте  $H$  естественно полагать постоянной функцию источников  $S$  [7]. В этом случае уравнение (1) запишется в виде

$$B(L) = B_0 \exp(-\varepsilon L) + S_H [1 - \exp(-\varepsilon L)], \quad (2a)$$

где  $B(L)$  и  $S_H$  – наблюдаемая яркость и функция источников в горизонтальном направлении визирования на высоте  $H$ . Индексы длины волны здесь и далее опущены. Последующие выводы и методы, кроме отдельных случаев, справедливы как для видимого, так и для ИК диапазонов спектра.

**Метод послыоного пригоризонтного зондирования** (рис. 1) может быть реализован с авианосителя путем измерения функции источников зондируемого слоя (в горизонтальном направлении) и яркостей подстилающей поверхности при одном угле визирования к ней с двух высот (верхней и нижней границы слоя).

В представлении плоскопараллельной атмосферы уравнение (1) для яркости подстилающей поверхности при выбранном направлении визирования  $\psi$  ( $B_n(\psi) = B_0$ ) на высотах  $H_n$  и  $H_{n-1}$  может быть представлено в виде следующих рядов:

$$B_n(\psi) = B_0 T_1 T_2 \dots T_n + S_1 (1 - T_1) T_2 T_3 \dots T_n + \\ + S_2 (1 - T_2) T_3 T_4 \dots T_n + \dots + S_{n-1} (1 - T_{n-1}) T_n + S_n (1 - T_n); \quad (3)$$

$$B_{n-1}(\psi) = B_0 T_1 T_2 \dots T_{n-1} + S_1 (1 - T_1) T_2 T_3 \dots T_{n-1} + S_2 (1 - T_2) T_3 T_4 \dots T_{n-1} + \dots + S_{n-2} (1 - T_{n-2}) T_{n-1} + S_{n-1} (1 - T_{n-1}), \quad (4)$$

где  $T_i = \exp(-\varepsilon_i \Delta L)$  – прозрачность  $i$ -го слоя протяженностью  $\Delta L = L_i - L_{i-1}$ , которая может быть определена с учетом сферичности и рефракции по известным формулам [7];  $S_i$  – функция источников  $i$ -го слоя в направлении визирования  $\psi$ . Тогда из уравнений (3), (4) получим

$$B_n = B_{n-1} T_n + S_{n-2} (1 - T_n) = S_n - (S_n - B_{n-1}) T_n. \quad (5)$$

Функция источников для заданного направления в пространстве может быть определена, если в этом направлении обеспечивается выполнение условия большой оптической толщи

$$\tau = \varepsilon l \geq 3:4$$

на дистанции, в пределах которой оптические свойства среды и ее освещение постоянны. Тогда яркость излучения фона в этом направлении в соответствии с (1) имеет вид

$$B_{\text{фн}} \simeq (0,95 \div 1) S_n, \quad (6)$$

то есть с приемлемой на практике точностью, может быть отождествлена с функцией источников. В реальной атмосфере единственным направлением, для которого хорошо выполняется условие (6), является направление, касательное к нижней границе визируемого слоя ( $H_n N$ ). Так, например, при  $H_{n-1} = 2,5$  км,  $H_n = 2,75$  км и  $\varepsilon_n = 0,03$  км<sup>-1</sup> оптическая толщина в направлении  $H_n N$  составляет величину  $\tau = 2\sqrt{2H_n R} \cdot \varepsilon_n = 3,42$  и  $B_{\text{фн}} = 0,97 S_n$ .

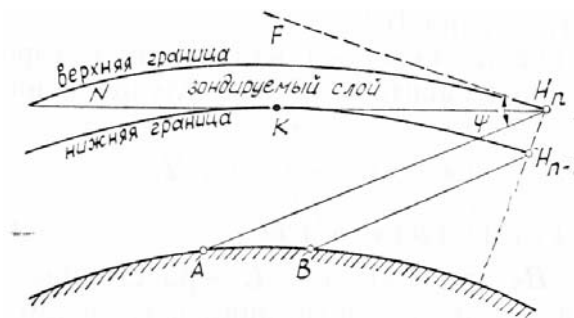


Рис. 1. Схема метода послынного пригоризонтного зондирования прозрачности атмосферы

Кроме того, требует доказательства постоянство функции источников среды в пределах зондируемого слоя при изменении угла визирования на несколько градусов (между направлениями  $H_n N$  и  $H_n A$ ), то есть выполнение  $S_n = S_{H_n N}$ .

Собственную яркость атмосферы  $B^\circ(T_a)$  в уравнении (2) можно считать постоянной в пределах зондируемого слоя атмосферы  $H_n H_{n-1}$ . Таким образом, необходимо оценить изменение лишь второго слагаемого уравнения (2), обусловленного вкладом в функцию источников рассеянного излучения. Указанное изменение функции источников может быть оценено отношением

$$\eta(\Delta\omega) = \frac{\int_{\omega_\odot} B(\omega') p(\omega', \omega + \Delta\omega) d\omega' + \int_{4\pi - \omega_\odot} B_p(\omega') p(\omega', \omega + \Delta\omega) d\omega'}{\int_{\omega_\odot} B(\omega') p(\omega', \omega) d\omega' + \int_{4\pi - \omega_\odot} B_p(\omega') p(\omega', \omega) d\omega'} \quad (7)$$

где яркость  $B(\omega')$  освещения элементарных слоев складывается из многократно рассеянного света от небосвода и подстилающей поверхности –  $B_p(\omega')$  и прямого излучения Солнца –  $B_\odot(\omega'_\odot)$  в пределах телесного угла  $\Omega_\odot$ . Очевидно, максимальная анизотропия освещения наблюдается в области углов прямого солнечного излучения  $\omega'_\odot$  и именно в этом диапазоне осуществляется наибольший вклад в изменение функции источников. Тогда менее изменчивые вторые слагаемые уравнения (7)  $B_p(\omega')$  и

$B_p(\omega' + \Delta\omega)$  можно считать практически одинаковыми в пределах небольших изменений угла визирования ( $\Delta\omega \approx 1 \div 3^\circ$ ). Учитывая вытянутость вперед индикатрисы рассеяния, наибольшее изменение функции источников будет при околосолнечных углах наблюдения, то есть при солнечных азимутах и низком положении Солнца. В этом случае, по данным [8], доля рассеянной радиации составляет 20÷80%, а с учетом освещения из нижней полусферы вклад прямого и рассеянного излучений в среднем можно считать не менее как равнозначным.

На рис. 2 приведены оценки изменения функции источников при переориентации угла визирования на  $3^\circ$  от угла  $\alpha$  между направлением на Солнце и направлением зондирования  $H_n N$  для различных состояний атмосферного замутнения. Кривые 1–3 отражают результаты расчетов с использованием индикатрис рассеяния ( $\lambda = 0,69$  мкм) для приземного и тропосферного аэрозолей [9], удовлетворяющих стандарту «чистой атмосферы» на высотах 0,3 и 8 км соответственно. Для расчета кривых 4 и 5 использовались экспериментальные данные об индикатрисах рассеяния в приземных дымках различной плотности [10] ( $S_M = 4$  и 40 км;  $\lambda = 0,55$  мкм).

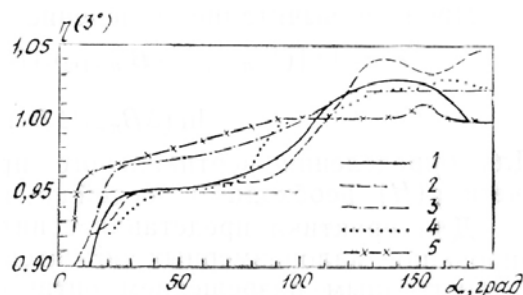


Рис. 2. Зависимость функции  $\eta(3^\circ)$  от углового положения к направлению зондирования: 1— $\lambda = 0,69$  мкм,  $H = 0$ ,  $S_M = 18,6$  км [91]; 2— $\lambda = 0,69$  мкм,  $H = 3$  км,  $S_M = 79$  км [9]; 3— $\lambda = 0,69$  мкм,  $H = 8$  км,  $S_M = 1085$  км [9]; 4, 5 [10]— $\lambda = 0,55$  мкм,  $H = 0$ ,  $S_M = 4$  км и 40 км соответственно

Из результатов проведенных расчетов следует, что изменения функции источников, превышающих 5%, следует ожидать только в диапазоне околосолнечных углов визирования  $\sim 45^\circ$  для сильных замутнений (кривая 4) и примерно  $30^\circ$  — для слабых замутнений.

Кроме того, очевидно, что при реализации способа необходим выбор равнояркой в горизонтальном направлении подстилающей поверхности в пределах области фотометрирования АВ.

Таким образом, из (5) следует, что искомая прозрачность слоя  $T_n$  и коэффициент ослабления света  $\varepsilon_n$  определяются по формулам:

$$T_n = (S_n - B_n) / (S_n - B_{n-1}), \quad (8)$$

$$\varepsilon_n = \ln [(S_n - B_{n-1}) / (S_n - B_n)] / (L_n - L_{n-1}),$$

где  $L_n = R\psi - [(R\psi)^2 - 2H_n R]^{1/2}$ ,  $R$  — средний радиус кривизны слоя (фактически средний радиус Земли с учетом средней рефракции);  $\psi$  — угол визирования на подстилающую поверхность, отсчитываемый от истинного горизонтального направления ( $H_n F$ ).

**Метод определения прозрачности атмосферы по контрастам наземных объектов** в его наиболее простой форме уже обсуждался в литературе [11], хотя не получил широкого практического распространения. Яркость двух разноярких подстилающих поверхностей, наблюдаемых с высот  $H_n$  и  $H_{n-1}$ , при одном угле визирования на них (например, надирном) вблизи границы раздела описывается уравнениями:

$$\begin{cases} B_{n1} = B_{01} \exp\left(-\int_0^{H_n} \varepsilon dh\right) + B'_A n, \\ B_{n2} = B_{02} \exp\left(-\int_0^{H_n} \varepsilon dh\right) + B''_A n \end{cases} \quad (9)$$

$$\begin{cases} B_{(n-1)1} = B_{01} \exp\left(-\int_0^{H_{n-1}} \varepsilon dh\right) + B'_A (n-1), \\ B_{(n-1)2} = B_{02} \exp\left(-\int_0^{H_{n-1}} \varepsilon dh\right) + B''_A (n-1), \end{cases} \quad (10)$$

где  $B_A$  — «собственная» яркость атмосферы (дымки), представляющая собой второе слагаемое уравнения (1).

Для рассматриваемого способа необходимо выполнение условия  $B'_A = B''_A$ , которое реализуется, если свойства атмосферы в горизонтальном направлении не изменяются в пределах области фотометрирования вблизи границы раздела поверхностей. Естественно предполагать в этом случае, что и функции источников  $S'$  и  $S''$ , зависящие в том числе от условий освещения из нижней полусферы, будут одинаковы и определяются средним значением альбеда двух подстилающих поверхностей.

Проведя вычитание и деление уравнений (9, 10), получим

$$\begin{aligned} \varepsilon_n &= \ln [(B_{(n-1)1} - B_{(n-1)2}) / (B_{n1} - B_{n2})] / (H_n - H_{n-1}) = \\ &= \ln (\Delta B_{n-1} / \Delta B_n) / \Delta H. \end{aligned} \quad (11)$$

Для определения вертикального профиля коэффициента ослабления света  $\varepsilon(H)$  необходимо послойное измерение перепадов яркости  $\Delta B_i$ .

Для практики представляет интерес контрастный метод фотометрирования малоразмерных объектов (пересеченной местности) с пространственным разрешением оптической системы, меньшим, чем размеры объектов. В этом случае яркость атмосферной дымки  $B_A$  будет определяться средним значением альбеда подстилающей поверхности (пересеченной местности или взволнованной морской поверхности) и в пределах горизонтально однородной атмосферы останется постоянной.

Фотометрируемую в процессе полета яркость можно представить в виде:

$$B_H(x) = B_0(x) \exp \left[ - \int_0^H \varepsilon dh \right] + B_A(H), \quad (12)$$

где  $x$  — текущая координата в направлении полета.

Переменная составляющая «флуктуирующей» яркости оказывается зависящей только от прозрачности атмосферы

$$\tilde{B}_H(x) = \tilde{B}_0(x) \exp \left[ - \int_0^H \varepsilon dh \right] \quad (13)$$

и технически может быть легко выделена из регистрируемого сигнала. Для более общего случая, когда линейное пространственное разрешение оптической системы (например, при наборе высоты) становится соизмеримым с размерами фотометрируемых объектов, необходимо привлечение аппарата корреляционных функций и учета аппаратной функции прибора.

**Двухугловой способ определения оптической толщи атмосферы** является дальнейшим развитием предыдущего метода.

На рис. 3 приведена геометрическая схема эксперимента, в котором из точек 1 и 2 измеряются яркости двух типов подстилающей поверхности ( $a$  и  $b$ ) на границе их раздела. Уравнения соответствующих яркостей запишутся в виде

$$\begin{cases} B_{1a} = B_{0a}' T_H + B_A', \\ B_{1b} = B_{0b}' T_H + B_A'; \end{cases} \quad (14)$$

$$\begin{cases} B_{2a} = B_{0a}'' T_H^{(\cos \psi)^{-1}} + B_A'', \\ B_{2b} = B_{0b}'' T_H^{(\cos \psi)^{-1}} + B_A'' \end{cases} \quad (15)$$

где  $T_H = \exp[-\tau_{(0+H)}]$  — интегральная (по высоте) прозрачность и оптическая толщина атмосферы;  $B_{0a}^{(c)}$  и  $B_{0b}^{(c)}$  — яркости подстилающих поверхностей, не искаженные влиянием атмосферы ( $h \rightarrow 0$ );  $B_A'$  и  $B_A''$  — яркости атмосферной дымки в соответствующих направлениях. В основе применения метода заложено допущение об ортотропности подстилающей поверхности в пределах нескольких десятков градусов от надирного направления наблюдения. Анализ экспериментальных данных о яркости и излучательной способности типичных подстилающих поверхностей в диапазоне спектра  $\lambda \geq 4$  мкм [8, 12] позволяет заключить, что многие из них остаются ортотропными в пределах угла визирования  $0 \div 30^\circ$  ( $50^\circ$ ). Так, по данным работы [14] излучательная способность морской поверхности ( $\lambda = 10,0$  мкм) изменяется в пределах примерно 2% в диапазоне углов  $0 \div 40^\circ$ , и лишь при углах более  $50^\circ$  наблюдается быстрое увеличение степени черноты. Указанное обстоятельство широко используется различными авторами при обосновании двухугловых методов дистанционного определения температуры поверхности океана [6].

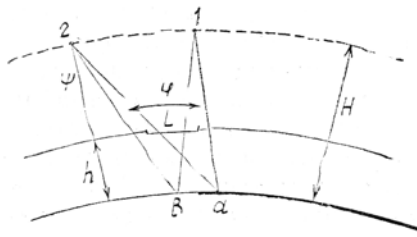


Рис. 3. Схема двухуглового способа определения оптической толщи атмосферы:  $\psi$  — угол визирования; 1 и 2 — траекторные точки орбиты, из которых производится измерение;  $a$  и  $b$  — зондируемые участки на границе раздела двух подстилающих поверхностей;  $H$  — высота орбиты;  $\varphi$  — угол между двумя направлениями визирования из точек 1 и 2

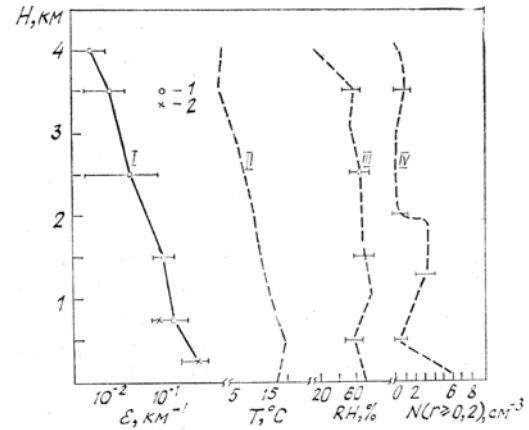


Рис. 4. Результаты измерений оптико-метеорологических параметров в районе г. Ильичевска (21.08.86). I — высотная зависимость коэффициента ослабления атмосферы ( $\lambda = 10.2 \div 12.4$  мкм), 1 и 2 — значения  $\epsilon$ , восстановленные соответственно по формулам (11) и (17); II, III, IV — высотные профили температуры, относительной влажности и концентрации аэрозоля соответственно

Вторым необходимым условием двухуглового метода является горизонтальная однородность атмосферы в пределах дистанции  $L = htg\varphi$  между двумя направлениями визирования. Это легко допустить, так как наиболее оптически активный слой ограничен по высоте 10 ... 15 км, и соответствующая дистанция  $L$  также не будет превышать 15 км (при угле  $\varphi \cong 45^\circ$ ). К этому следует добавить, что при вхождении в более плотные слои атмосферы (уменьшение  $h$  и увеличение  $\epsilon$ ) расстояние  $L$  пропорционально сокращается, и требование горизонтальной неоднородности становится все менее жестким.

Выполнение двух рассмотренных условий позволяет записать разности яркостей уравнений (14, 15) в виде

$$\begin{cases} \Delta B_1 = (B_{0a} - B_{0b}) T_H = \Delta B_0 T_H, \\ \Delta B_2 = \Delta B_0 T_H^{(\cos \psi)^{-1}}, \end{cases} \quad (16)$$

а искомую оптическую толщину выразить формулой

$$\tau = [\cos \psi / (1 - \cos \psi)] \ln [\Delta B_1 / \Delta B_2]. \quad (17)$$

Реализация метода в видимом диапазоне спектра имеет большие ограничения, так как индикатриса яркости подстилающей поверхности определяется как характеристиками отражения, так и условиями освещения. К ортотропным поверхностям в видимом диапазоне спектра принято относить песок и рыхлый снег [13], а также взволнованную водную поверхность. Кроме того, для ряда поверхностей (травянистый луг, сильно утрамбованный грунт, снег, покрытый инеем) при определенных азимутах визирования относительно Солнца различие индикатрисы яркости не превышает 5% в диапазоне изменения угла наблюдения от 0 до  $45^\circ$  [8].

Для проверки и использования методов был разработан самолетный спектрофотометрический комплекс, состоящий из фильтрового фотометра (0,44–1,6 мкм), фильтрового ИК радиометра (8–12 мкм) и фотометра ФПЧ–УХЛ4, работающего в диапазоне чувствительности человеческого глаза. Измерения проводились с самолета–лаборатории Ил–14 при высотах полета 0,2–5 км в различных географических районах. Основной целью первого этапа исследований была отработка аппаратуры и методик измерений, выбор оптимальных условий проведения экспериментов. Поэтому полученные и иллюстрируемые результаты претендуют лишь на физическую достоверность. Для сравнительной оценки экспериментальных данных пассивного зондирования привлекались модельные представления о высотных профилях коэффициентов ослабления и оптико-метеорологические параметры, измеренные с борта самолета.

Для примера на рис. 4 представлены результаты измерений, проводившихся 21 августа 1986 года в районе г. Ильичевска. Рис. 4 (I) иллюстрирует вертикальную зависимость коэффициента ослабления атмосферы ( $\lambda = 10.2 \div 12,4$  мкм), восстановленную по данным фотометрирования в надирном направлении контрастов яркости подстилающей поверхности на границе раздела суша–море. Дальность видимости в приземном слое атмосферы в период проведения эксперимента, по данным береговой

метеослужбы, составляла  $S_M \approx 13\div 15$  км. Как видно из рисунка, с ростом высоты происходит значительное уменьшение коэффициента ослабления, что, в целом, соответствует теоретическим представлениям и достаточно хорошо согласуется с результатами параллельных измерений вертикальных профилей температуры атмосферы  $T$  (кривая II), относительной влажности воздуха  $RH$  (кривая III) и концентрации частиц аэрозоля  $N$  с радиусом, превышающим 0,2 мкм (кривая IV).

Из анализа методов и полученных результатов следует, что уменьшение вертикальной оптической толщи зондируемого слоя атмосферы приводит к заметному росту ошибок определения  $\epsilon$  с увеличением высоты фотометрирования.

Поэтому представляется целесообразным для повышения точности нахождения  $\epsilon$  проводить фотометрирование под наклонными углами визирования к подстилающей поверхности, тем самым увеличивая оптическую толщину зондируемого слоя.

В целом следует отметить достоверность полученных результатов, несложность практической реализации методов и необходимость их дальнейшего развития.

В заключение авторы выражают глубокую признательность Б.Д. Белану за предоставленную информацию о высотных профилях оптико-метеорологических характеристик атмосферы, оказавшуюся полезной при интерпретации полученных данных.

1. Исследование природной среды с пилотируемых орбитальных станций. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 399 с.
2. Малкевич М.С. Оптические исследования атмосферы со спутников. — М: Наука, 1973. — 303 с.
3. Бадаев В.В., Малкевич М.С. О возможности определения вертикальных профилей аэрозольного ослабления по спутниковым измерениям отраженной радиации в полосе кислорода 0,76 мкм. — Изв. АН СССР, ФАО, 1978, т. 14, № 10, с. 1022—1029.
4. Кабанов М.В., Сакерин С.М. Способ определения прозрачности атмосферы. Авт. свид. № 1286905. — БИ, № 4, 1987.
5. Кабанов М.В., Сакерин С.М. Способ определения наклонной прозрачности атмосферы. Авт. свид. № 1155922. — БИ, № 18, 1985.
6. Власов В.П., Карасев А.Б. Двухугловой метод измерения температуры поверхности океана в инфракрасном диапазоне спектра. — Исследования Земли из космоса, 1984, № 6, с. 59—68.
7. Кабанов М.В., Сакерин С.М. Уравнения пассивного оптического зондирования в однородной атмосфере. — Изв. АН СССР, ФАО, 1982, т. 18, № 7, с. 711—719.
8. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности/Под ред. К. Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 564 с.
9. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. — Новосибирск: Наука, 1982. — 198 с.
10. Панченко М.В. Об учете относительной влажности воздуха при оценке характеристик рассеянного излучения в видимой области спектра. — В сб.: V Всесоюзный симпозиум по распространению лазерного излучения в атмосфере (Тезисы докладов), ч. I. — Томск, 1979, с. 68—73.
11. Смотров О.И. Моделирование полей излучения в задачах космической спектрофотометрии. — Л.: Наука, 1986. — 382 с.
12. Поле излучения Земли как планеты/К.Я. Кондратьев, О.А. Авасте, М.П. Федорова, К.Е. Якушевская. — Л.: Гидрометеиздат, 1967. — 314 с.
13. Мишев Д. Дистанционные исследования Земли из космоса. — М.: Мир, 1985. — 232 с.
14. Saunders P. W. Radiance of Sea and Sky in the Infrared Window 800—1200  $\text{cm}^{-1}$ . — J. Opt. Soc. Amer., 1968, v. 58, № 5, p. 642—652.

Сибирский физико-технический институт  
им. В. Д. Кузнецова, г. Томск  
Институт оптики атмосферы  
СО АН СССР, г. Томск

Поступила в редакцию  
23 сентября 1987 г.

**M.V. Kabanov, D.M. Kabanov, S.M. Sakerin. Aerospace borne methods of optical atmospheric depth and light extinction coefficients determination.**

Methods of aerospace borne passive sounding of the optical atmospheric depth based upon the data on photometric measurements of both the underlying surface brightness near the horizon and the contrast brightness surfaces (for example, «land — sea») are reported.

Vertical dependences of light extinction coefficients in the 10.2 to 12.4 micron wavelength range and optical — meteorological parameters are given, obtained during the on board 11-14 aircraft-laboratory technique measurements.