

**Б.А. Каргин**

## **ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ПОЛЯ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ В АЭРОЗОЛЬНОЙ АТМОСФЕРЕ**

Приведены результаты расчетов методом Монте-Карло поля излучения в видимом диапазоне солнечного спектра в системе <Земля – аэрозольная атмосфера>. Представленный материал предназначен для сравнительных расчетов и количественной оценки влияния отдельных параметров аэрозольной атмосферы на радиационные поля.

### **1. Введение**

В данной статье приводятся некоторые результаты численных экспериментов, посвященных исследованию методом Монте-Карло радиационных характеристик системы <Земля – аэрозольная атмосфера>. Приведенный материал не претендует на подробное описание радиационных полей. Результаты расчетов предназначены для иллюстрации возможностей статистического моделирования и разработанного на его основе в Вычислительном центре СО РАН (Новосибирск) комплекса программ на примере решения нескольких типичных задач атмосферной оптики.

Упомянутый комплекс алгоритмов и программ предназначен для решения широкого спектра атмосферно-оптических задач: от простейших, каковыми являются рассматриваемые здесь задачи, до сложнейших стохастических задач радиационной энергетики облачной атмосферы, спутникового оптического зондирования атмосферы и океана, локации и видения. В то же время представленный материал может быть полезен как для сравнительных расчетов, так и для количественной оценки влияния отдельных оптических параметров атмосферного аэрозоля на радиационные поля.

Численному и аналитическому решению задачи о переносе солнечного излучения в плоскостепенной неоднородной по высоте атмосфере посвящено огромное количество работ. Достаточно подробную библиографию можно найти, например, в [1 – 3]. Характерными особенностями многих из этих работ являются идеализация в той или иной мере реальных оптических параметров атмосферы и трудно контролируемые ошибки. Метод Монте-Карло свободен от этих недостатков. Поэтому представляется полезным проведение достаточно подробных расчетов, которые могут послужить основой для оценки точности приближенных методов и выявления некоторых закономерностей спектральной и угловой структур радиационного поля.

В данной статье ограничимся рассмотрением поля видимого излучения ( $0,4 \leq \lambda \leq 0,8$  мкм), которое во многих отношениях играет важную роль в атмосферной оптике. Здесь уместно отметить, что по предложению Международной комиссии по радиации при Международной ассоциации метеорологии и физики атмосферы (МАМФА) с целью сравнения эффективности численных и аналитических методов в атмосферно-оптических задачах была выполнена, в том числе и с участием автора, большая серия расчетов потоков и интенсивностей видимого солнечного излучения для упрощенных моделей атмосферы. Эти материалы опубликованы в [3, 4]. Аналогичная работа, в которой автор также принял участие, была проведена по инициативе Всесоюзного межведомственного семинара по лучистому теплообмену [5]. Заметим, что изложение методики расчетов выходит за рамки данной публикации. Достаточно полное представление об алгоритмах статистического моделирования в рассматриваемых задачах оптики атмосферы можно получить, например, из [6, 7].

Ввиду того что подробное описание результатов расчетов заняло бы слишком много места, мы ограничимся лишь иллюстрацией некоторых, интересных, на наш взгляд, зависимостей. Представленные результаты являются частью численной радиационной модели земной атмосферы, разработанной в ВЦ СО РАН (Новосибирск).

## 2. Оптические модели атмосферы

Исходным и важнейшим этапом построения численной модели поля оптического излучения атмосферы является выбор оптической модели, в наибольшей степени адекватной реальным условиям. Ввиду чрезвычайного многообразия природы и пространственно-временных вариаций аэрозолей существует большое количество оптических моделей аэрозольной атмосферы. Наибольшее распространение получили модели [8 – 12], которые и были в основном использованы в настоящих расчетах.

Следует отметить, что интерес к разработке моделей аэрозольной атмосферы не ослабевает. Об этом свидетельствует появление сравнительно новых фундаментальных работ [13 – 17], посвященных этой проблеме. В них прослеживается тенденция более тонкого учета микрофизических и химических свойств аэрозолей, а также географических и сезонных вариаций атмосферных аэрозолей.

Рассматриваемые расчеты были выполнены для 6 длин волн видимого диапазона солнечного спектра: 0,4; 0,5; 0,55; 0,6; 0,7 и 0,8 мкм. Вертикальные профили коэффициентов молекулярного рассеяния  $\sigma_m(\lambda, z)$  и поглощения  $k_m(\lambda, z)$  были заимствованы из модели [8]. В качестве профилей коэффициентов аэрозольного рассеяния  $\sigma_a(\lambda, z)$  и поглощения  $k_a(\lambda, z)$  использованы данные работ [10 – 12]. В [10] представлена замкнутая относительно всех исходных параметров оптическая модель аэрозольной атмосферы. Для учета вертикального изменения индикатрисы аэрозольного рассеяния  $g_a(\lambda, z, \mu)$  ( $\mu$  – косинус угла рассеяния) предложена трехслойная модель со следующим разбиением по вертикали:  $0 \leq z \leq 5$  км,  $5 < z \leq 17$  км и  $17 < z \leq 50$  км. Расчеты по модели [12] представлены для длин волн  $\lambda = 0,4$  и  $0,55$  мкм с целью оценки чувствительности поля излучения к изменению аэрозольных параметров.

В приземном слое ( $0 \leq z \leq 2$  км) была использована аэрозольная модель городского аэрозоля, в тропосфере ( $2 < z \leq 10$  км) – модель тропосферного аэрозоля, в стратосфере ( $10 < z \leq 30$  км) для чистой атмосферы – модель стратосферного аэрозоля, а для замутненной – вулканического, в верхней стратосфере ( $z > 30$  км) – модель метеоритной пыли [12, табл. 8]. Индикатрисы рассеяния для соответствующих моделей были вычислены по формулам теории Ми для логнормального и модифицированного гамма-распределений с параметрами, представленными в [12, табл. 6]. При расчетах было учтено, что в каждой из упомянутых моделей аэрозоль представляет собой композицию аэрозолей различной природы в соотношениях, указанных в [12, табл. 5]. Здесь следует конкретизировать соотношения, по которым в соответствии с данными [12] вычислялись оптические параметры атмосферы.

Пусть аэрозоль состоит из  $n$  фракций частиц различной природы. Введем обозначения:  $M_i(z)$  – счетная концентрация частиц (число частиц в единице объема)  $i$ -го сорта на высоте  $z$  ( $i = \overline{1, n}$ );  $\beta_i(\lambda)$  и  $\kappa_i(\lambda)$  – микроскопические сечения соответственно рассеяния и поглощения излучения с длиной волны  $\lambda$  полидисперсными частицами  $i$ -го сорта;  $g_i(\lambda, \vartheta)$  – нормированные индикатрисы рассеяния полидисперсных частиц  $i$ -го сорта;  $V_i$  – доля объема частиц  $i$ -го сорта в общем объеме частиц в смеси;  $\bar{V}_i$  – средний объем частиц  $i$ -го сорта. Тогда объемные коэффициенты рассеяния и поглощения и индикатрисы рассеяния смеси аэрозолей определяются по формулам:

$$\sigma_a(\lambda, z) = \sum_{i=1}^n M_i(z) \beta_i(\lambda); \quad (1)$$

$$k_a(\lambda, z) = \sum_{i=1}^n M_i(z) \kappa_i(\lambda); \quad (2)$$

$$g_a(\lambda, z, \vartheta) = \sum_{i=1}^n M_i(z) \beta_i(\lambda) g_i(\lambda, \vartheta) / \sigma_a(\lambda, z). \quad (3)$$

Процедура вычисления значений  $\sigma_a$ ,  $k_a$ ,  $g_a$  для некоторой длины волны  $\lambda$  заключается в следующем. Величины  $\beta_i(\lambda)$ ,  $\kappa_i(\lambda)$  и  $g_i(\lambda, \vartheta)$ , входящие в (1) – (3), вычисляются в соответствии с данными таблиц 6 и 7 из [12] по формулам теории Ми (см., например, [9, 18, 19]). По

известным значениям  $\sigma_a(0,55, z)$  для  $\lambda = 0,55$  (см. табл. 8) и данным табл. 5 из [12] вычисляются входящие в (1–3) значения  $M_i$

$$M_i = M_1 M_{0,i}, \quad (4)$$

где  $M_{0,i} = V_i \bar{V}_1 / (V_1 \bar{V}_i)$ ;  $M_1(z) = [\sigma_a(0,55, z) + k_a(0,55, z)] / \sum_{i=1}^n M_{0,i} [\beta_i(0,55, z) + \kappa_i(0,55, z)]$ .

Подставляя (4) и  $\beta_i$ ,  $\kappa_i$  и  $g_i$  в (1), (2) и (3), находим  $\sigma_a$ ,  $k_a$  и  $g_a$ . Для оценки влияния сильных изменений содержания аэрозоля в атмосфере (за счет вулканических извержений) на структуру оптического поля были выполнены расчеты для  $\lambda = 0,55$  мкм дополнительно для 5 профилей коэффициента аэрозольного ослабления, заимствованных из [13, рис. 72]. При этом использовались индикатрисы рассеяния стратосферного аэрозоля. Для оценки влияния отражающих свойств земной поверхности на поле радиации была использована модель спектрального распределения альбедо по данным [11, рис. 29] для четырех типов поверхности – свежего снега, растительности, глинозема и воды.

### 3. Потoki и интенсивности видимого излучения в аэрозольной атмосфере

На рис. 1 и 2 иллюстрируется чувствительность вертикальных профилей потоков восходящего  $F^+(z)$  и нисходящего  $F^-(z)$  излучения к изменению аэрозольного состава атмосферы. Результаты приведены в единицах, соответствующих единичной мощности источника ( $\pi S_\lambda = 1$ ).

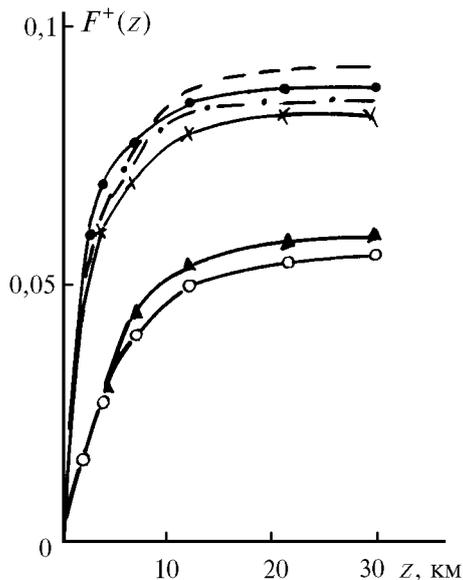


Рис. 1. Вертикальные профили восходящих потоков излучения для  $\lambda = 0,55$  мкм,  $\vartheta_0 = 0$  и  $A = 0$ . Профили  $\Sigma(z)$  по [13, рис. 72]:  $\circ$  – фоновый аэрозоль (1);  $\Delta$  – нормальное содержание аэрозоля (8);  $X$  и  $-$  – после вулканических извержений (2 и 3);  $\bullet$  и  $-$  – после сильных вулканических извержений (5 и 6). Цифры в скобках указывают номера профилей  $\Sigma(z)$ , соответствующие [13]

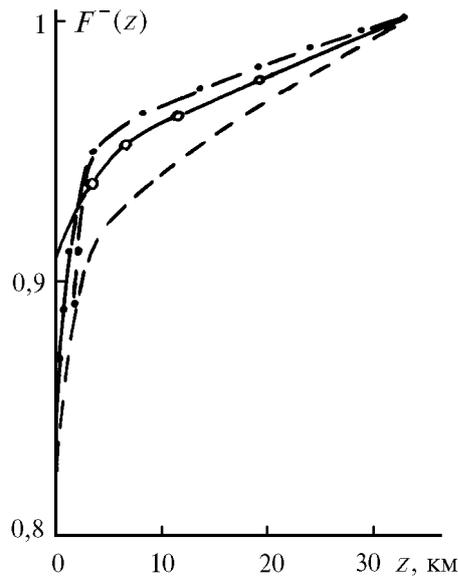


Рис. 2. Вертикальные профили нисходящих потоков. Обозначения те же, что и к рис. 1

В качестве вертикальных профилей коэффициентов аэрозольного ослабления были приняты данные из [13, рис. 72]. Вертикальные профили потоков приведены для моделей, соответствующих среднегодовым условиям, нормальному содержанию аэрозоля, а также замутненной атмосфере в результате умеренных и сильных вулканических извержений. Результаты

показывают, что потоки восходящего излучения более чувствительны к изменению содержания аэрозоля в атмосфере, чем потоки нисходящего излучения.

Увеличение коэффициента ослабления аэрозоля на высотах 15–20 км на один-два порядка при неизменном профиле вероятности выживания  $q(z)$  приводит к увеличению восходящих потоков на несколько десятков процентов. Изменение потоков нисходящего излучения составляет не более десяти процентов. Следует отметить резкое возрастание потоков  $F^+(z)$  в зависимости от высоты в приземном слое и тропосфере. После 10 км это возрастание замедляется.

На рис. 3–5 представлены спектральные данные относительно потоков восходящего  $F_\lambda^+(H)$  (на верхней границе атмосферы) и нисходящего  $F_\lambda^-(0)$  (у поверхности Земли) излучения в зависимости от угла  $\vartheta_0$  склонения Солнца ( $\vartheta_0$  – угол между внешней нормалью к слою атмосферы и направлением на Солнце) для трех типов поверхности – свежего снега, глинозема и абсолютно поглощающей поверхности ( $A=0$ ). В расчетах принята модель [10]. Результаты свидетельствуют о сильной спектральной изменчивости потоков. Восходящие потоки  $F_\lambda^+(H)$  при  $A=0$  монотонно зависят от длины волны  $\lambda$ , а именно – при увеличении длины волны потоки уменьшаются. Перераспределение восходящих потоков по длинам волн в случае отражающей поверхности связано со спектральной изменчивостью альбедо поверхности. Нисходящие потоки более сложно зависят от длины волны.

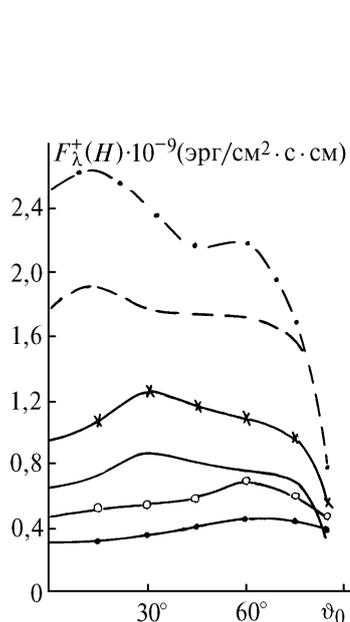


Рис. 3. Зависимость потоков уходящего из атмосферы излучения от угла  $\vartheta_0$  при  $A=0$ . Оптическая модель [10]. Обозначения: ---  $\lambda = 0,4$  мкм; - · - · -  $\lambda = 0,5$  мкм; -X-  $\lambda = 0,55$  мкм; —  $\lambda = 0,6$  мкм; -o-  $\lambda = 0,7$  мкм; —●—  $\lambda = 0,8$  мкм

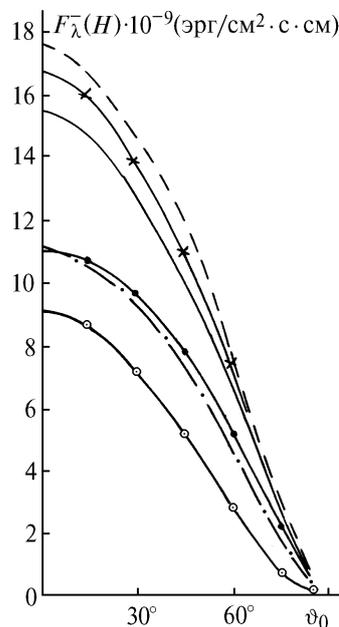


Рис. 4. Зависимость потока приходящего на поверхность Земли излучения от угла  $\vartheta_0$ . Обозначения те же, что к рис. 3

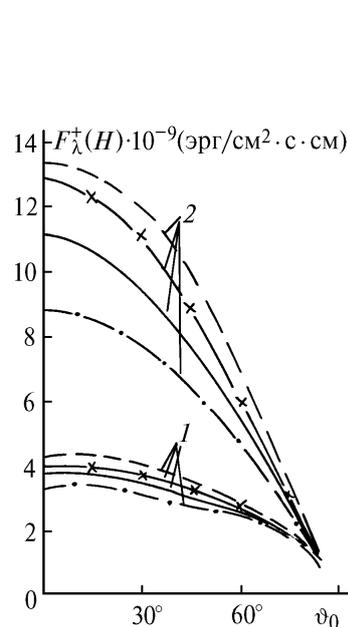


Рис. 5. То же, что на рис. 3, для двух типов поверхности: 1 – глинозем; 2 – снег

На рис. 6–8 приведены зависимости от угла  $\vartheta_0$  лучистых потоков (поглощенная солнечная радиация)  $\Pi_\lambda = \pi S_\lambda \cos \vartheta_0 + F_\lambda^+(0) - F_\lambda^+(H) + F_\lambda^-(0)$ , балансов радиации  $B_\lambda(z) = F_\lambda^-(z) - F_\lambda^+(z)$  и освещенности земной поверхности  $E_\lambda$ . Расчеты выполнены по модели [12] для  $\lambda = 0,4$  и  $0,55$  мкм и четырех типов поверхности. Значения  $B_\lambda(z)$  приведены для  $z = 0,5$  км. Представленные данные показывают, что указанные характеристики существенно зависят от длины волны излучения, угла  $\vartheta_0$  и типа поверхности.

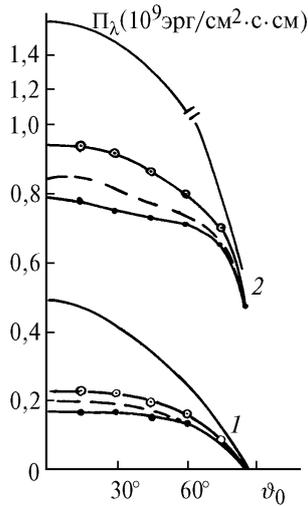


Рис. 6. Зависимость поглощенной в атмосфере радиации от угла  $\vartheta_0$ . Оптическая модель [12]. 1 –  $\lambda=0,4 \text{ мкм}$ ; 2 –  $\lambda=0,55 \text{ мкм}$ ; — — снег; —○— растительность; - - - - глинозем; —●—  $A=0$

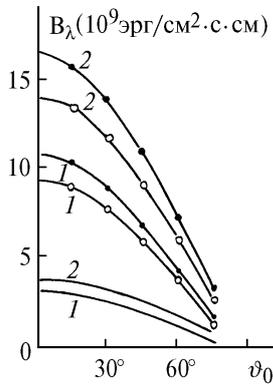


Рис. 7. Зависимость радиационного баланса на высоте  $z=0,5 \text{ км}$  от угла  $\vartheta_0$ . Обозначения из рис. 6

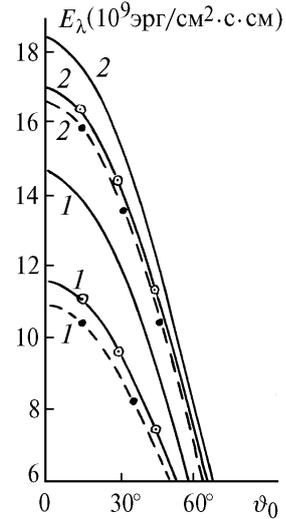


Рис. 8. Зависимость освещенности земной поверхности от угла  $\vartheta$ . Обозначения из рис. 6

Более тонкой характеристикой радиационного поля, в значительной степени зависящей от оптических параметров атмосферы, является угловая структура яркости атмосферы. Об этом свидетельствуют данные, представленные на рис. 9. Эти данные получены для  $\lambda = 0,55 \text{ мкм}$  при  $A = 0$  для уже упоминавшихся моделей коэффициента аэрозольного ослабления из [13]. На рисунке приведены значения интенсивности излучения  $I(z, \mu)$  при  $\mu > 0$  для  $z = H$ , а при  $\mu < 0$  для  $z = 0$  ( $\mu$  – косинус широтного угла относительно оси  $0z$ ). На рис. 10 представлены результаты расчетов яркости атмосферы  $I(z, \mu, \varphi)$  для  $\lambda = 0,4$  и  $0,55 \text{ мкм}$  по модели [12] для двух значений угла  $\vartheta_0 - 30$  и  $60^\circ$  и двух значений азимута  $\varphi: 0$  и  $180^\circ$ . Данные приведены для двух типов поверхности.

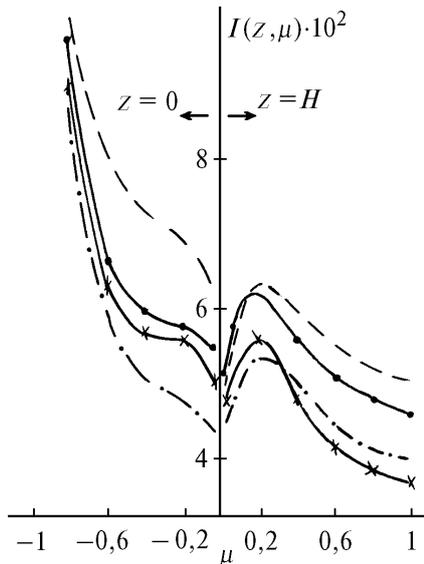


Рис. 9. Яркость уходящего из атмосферы ( $z = H$ ) и приходящего на поверхность Земли ( $z = 0$ ) излучения в зависимости от величины  $\mu$ . Обозначения рис. 1

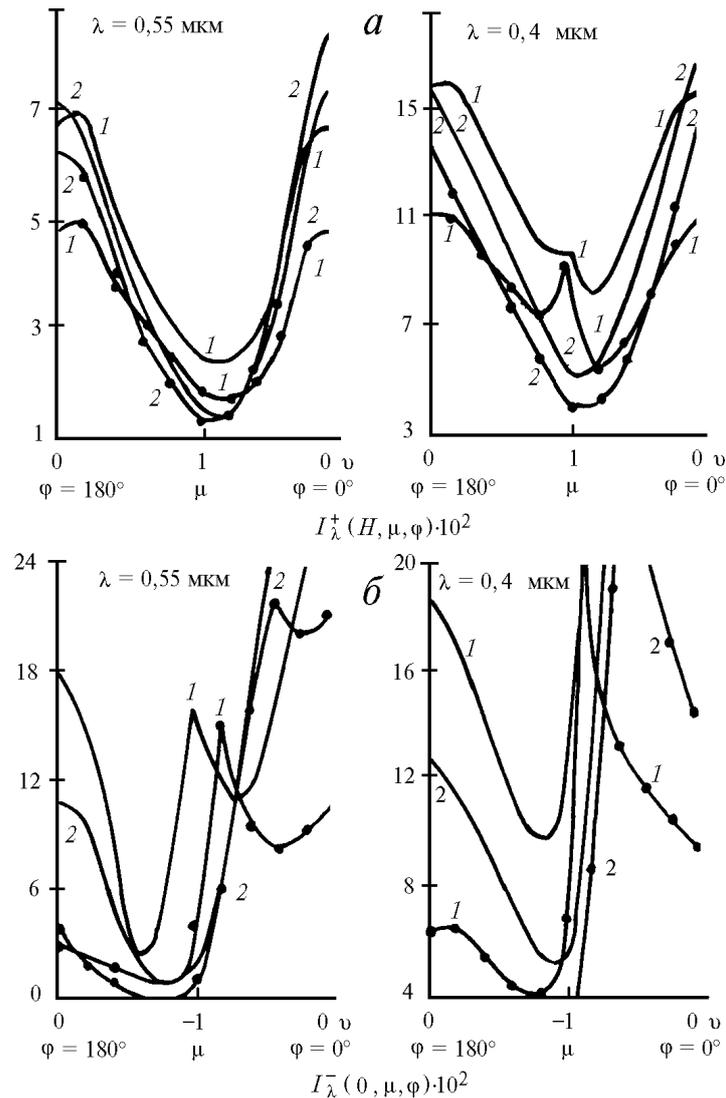


Рис. 10. Яркость уходящего из атмосферы (а) и приходящего на поверхность Земли (б) излучения в зависимости от  $\mu$  и  $\varphi$ . Модель [12]. Кривая 1 –  $\theta = 30^\circ$ , 2 –  $\theta = 60^\circ$ , сплошная линия – снег, линия с точками –  $A = 0$

В целом приведенные здесь результаты расчетов дают представление об изменчивости основных характеристик поля видимого излучения в зависимости от длины волны, оптических свойств атмосферы и условий освещения и измерения.

1. Methods in Radiative Transfer / Ed. W. Kalkofen. – Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1984. 450 p.
2. Метод характеристик в задачах атмосферной оптики / Т.А. Сушкевич, С.А. Стрелков, А.А. Иолтуховский. М.: Наука, 1990. 296 с.
3. Standard Procedures to Compute Atmospheric Radiative Transfer in a Scattering Atmosphere / Ed. J. Lenoble. IAMAP, NCAR: Boulder, Colorado, USA, 1977. 125 p.
4. Результаты расчетов методом Монте-Карло характеристик рассеянного солнечного излучения в плоскопараллельной неоднородной атмосфере / Б.А. Каргин, С.В. Кузнецов, М.А. Назаралиев, С.А. Ухинов. (Потоки): Препринт N 460, 1984. 23 с. (Направленные характеристики): Препринт N 461, 1984. 27 с. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР.
5. Радиационные алгоритмы в моделях общей циркуляции атмосферы. Гидрометеорология. Сер. Обзоры по важнейшим научным и научно-техническим проблемам, предусмотренным пятилетним планом развития народного хозяйства / Обзорная информация. Обнинск, 1983. Вып. 1. 77 с.
6. Метод Монте-Карло в атмосферной оптике / Г.И. Марчук, Г.А. Михайлов и др. Новосибирск: Наука, 1976. 280 с.
7. Каргин Б.А. Статистическое моделирование поля солнечной радиации в атмосфере. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1984. 206 с.

8. Elterman L. UV, Visible and IR attenuation for altitudes up to 50 km. AFCRL-68-0153, Envir. Res. Pap. N 285. 1968. 49 p.
9. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. М.: Мир, 1971. 290 с.
10. Поле излучения сферической атмосферы / К.Я. Кондратьев, Г.И. Марчук, А.А. Бузников и др. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 214 с.
11. Optical properties of the atmosphere / McClatchey R.E., Fenn R.W., Selby J.E.A. et al. AFCRL-72-0497, Envir. Res. Pap. N 411. 1972. 108 p.
12. McClatchey R.E., Volle H.J., Kondratiev K.Ya. Report of the IAMAP R.C.W.G. on a standard atmosphere. WMO/IAMAP. Boulder, Colorado, USA, 1980.
13. Кондратьев К.Я., Поздняков Д.В. Аэрозольные модели атмосферы. М.: Наука, 1981. 103 с.
14. Ивлев Л.С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 366 с.
15. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1982. 198 с.
16. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеониздат, 1983. 224 с.
17. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 256 с.
18. Хюлст Ван де. Рассеяние света малыми частицами. М.: ИЛ, 1961.
19. Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 660 с.

Вычислительный центр  
СО РАН, Новосибирск

Поступила в редакцию  
14 февраля 1994 г.

**B. A. Kargin. Numerical Model of the Solar Radiation Field in the Aerosol Atmosphere.**

In this paper we present some results of numerical calculations of the visible solar radiation field in the Earth-aerosol atmosphere system made using Monte-Carlo method. The results obtained can be used for making comparative calculations and estimating the influence of some parameters of the aerosol atmosphere on the radiation fields.