

Т.Ю. Чеснокова, К.М. Фирсов*, Ю.В. Воронина

Применение рядов экспонент при моделировании широкополосных потоков солнечного излучения в атмосфере Земли

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск
*Волгоградский государственный университет

Поступила в редакцию 5.06.2007 г.

Рассматривается метод быстрого вычисления широкополосных потоков и интенсивности солнечного излучения в атмосфере Земли с учетом газового поглощения, аэрозольного рассеяния и облачности. Пространственное интегрирование уравнения переноса излучения осуществляется методом дискретных ординат DISORT, интегрирование по длинам волн — методом k -распределения с учетом спектральной зависимости аппаратной функции фильтра, солнечной постоянной и альbedo поверхности Земли.

Исследовано влияние характеристик облачности (на примере жидкокапельных облаков Cb и $Sc1$) и различных способов учета альbedo подстилающей поверхности на точность вычисления интенсивности коротковолнового излучения. Имеется хорошее согласие между коротковолновыми потоками, вычисленными с использованием рядов экспонент, и тестовыми *line-by-line* расчетами, а также с расчетами других авторов.

Введение

Атмосферные радиационные процессы играют важную роль в формировании климата Земли. В настоящее время наблюдается повышение средней глобальной температуры планеты, вызванное изменением концентрации оптически активных компонент атмосферы. По данным исследований [1], удвоение концентрации CO_2 в атмосфере приведет к увеличению среднеглобальной температуры на $1,5-4^\circ$. При этом радиационный тепловой поток изменится всего на $3-4 \text{ Вт/м}^2$ (или 1%). Уменьшение солнечной постоянной всего на 1% (около 14 Вт/м^2) может спровоцировать ледниковый период [2]. Эти цифры показывают, с какой точностью необходимо моделировать атмосферный радиационный перенос в задачах прогнозирования климата. Для исследования взаимодействия атмосферной радиации и океана среднемесячный эффективный поток на поверхности должен рассчитываться с точностью не хуже $\pm 10 \text{ Вт/м}^2$ [3]. Еще более высокая точность требуется при моделировании атмосферного радиационного переноса при решении обратных задач восстановления общего содержания атмосферных парниковых газов и аэрозоля по данным измерения нисходящего излучения у поверхности Земли.

Радиационные коды постоянно совершенствуются, тем не менее сравнение наиболее популярных, используемых в настоящее время пакетов программ, вычисляющих перенос коротковолнового излучения, показало значительный разброс данных. В работе [4] приведены измерения и результаты вычислений коротковолновых потоков программами

RAPRAD [5], MODTRAN4.9 [6], SMARTS [7], RRTM_SW [8], SBDART [9], SBMOD [10] для различных атмосферных ситуаций. Максимальные расхождения достигали 19 Вт/м^2 даже для прямого потока. В работе [11] сделано сравнение 16 современных компьютерных кодов, вычисляющих коротковолновый перенос. Для безоблачной влажной атмосферы в отсутствие аэрозоля среднее отклонение интегральных потоков составило 5%. Причинами расхождений могут являться различные параметризации, используемые при спектральном интегрировании уравнения переноса.

Для ускорения расчета интегральных по спектру потоков излучения часто применяют разбиение коротковолнового диапазона на небольшое число интервалов, в которых коэффициенты рассеяния и альbedo подстилающей поверхности принимают за постоянную величину, а молекулярное поглощение рассчитывается или методом k -распределения (KD), или методами моделей полос. В этом случае условие постоянства коэффициентов рассеяния и альbedo подстилающей поверхности может не выполняться. Поэтому необходимо было провести ряд тестовых расчетов, чтобы выяснить, где широкополосные модели дают неудовлетворительные результаты, и предложить способ их коррекции. Одним из основных источников погрешностей может быть спектральная зависимость альbedo подстилающей поверхности. Поэтому было рассмотрено несколько способов определения среднего значения альbedo для заданных спектральных интервалов. Тестовые расчеты проводились на основе алгоритма вычисления атмосферного радиационного переноса, представленного на сайте ИОА СО РАН «Атмосферная радиация».

В информационно-вычислительной системе «Атмосферная радиация», доступной по Интернету (<http://atmos.iao.ru>), для переноса широкополосного излучения в облачной и безоблачной атмосфере используется модель, которая обеспечивает высокую скорость расчетов и точность, сопоставимую с прямыми моделями *line-by-line* (LBL). Для учета молекулярного поглощения используется модификация метода рядов экспонент, описанная в работах [12–16]. Функция пропускания, обусловленная молекулярным поглощением солнечного излучения в заданном спектральном интервале, является сверткой с солнечной постоянной и аппаратной функцией, если последнюю необходимо учитывать. Для пространственного интегрирования радиационных характеристик применяется метод дискретных ординат DISORT [17].

Алгоритм расчета переноса широкополосного излучения

В работах [12–16] было показано, что интегральные по спектру радиационные характеристики (яркость, поток) могут быть представлены в виде

$$I_{\Delta\lambda} = \sum_{i=1}^N C_i Q_i, \quad (1)$$

где Q_i – монохроматические радиационные характеристики (безразмерные величины) на кумулятивной длине волны g_i , $i = 1, \dots, N$ ($N \sim 5-10$ – число квадратур Гаусса).

Расчет радиационных характеристик реализуется в несколько этапов:

1. Методом *line-by-line* [18] на основе атласа спектральных линий поглощения атмосферных газов HITRAN-2004 [19] рассчитываются вертикальные профили коэффициентов молекулярного поглощения $K(\lambda, h)$ с высоким спектральным разрешением.

2. Определяются значения эффективных коэффициентов молекулярного поглощения $k(g_i, h)$ на высоте h с учетом аппаратной функции прибора $F(\lambda)$ и спектрального хода солнечного излучения $S(\lambda)$ на кумулятивных длинах волн g :

$$g(k, h) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda) S(\lambda) U(\lambda) d\lambda; U(\lambda) = \begin{cases} 1, & K(\lambda, h) < k \\ 0, & K(\lambda, h) > k \end{cases}. \quad (2)$$

3. Для каждой длины волны g_i решается уравнение переноса излучения, причем эффективный коэффициент поглощения здесь можно использовать как обычный монохроматический коэффициент поглощения, который входит в альбедо однократного рассеяния и оптическую толщину.

Для решения стационарного уравнения переноса с учетом многократного рассеяния излучения аэрозолями и облаками широко используются различные методы, такие, например, как метод Монте-Карло, метод сферических гармоник, метод дискретных ординат и др. Мы выбрали метод дискретных ординат DISORT [17], так как он сочетает в себе как высокую скорость, так и хорошую точность вычислений. В этом методе интегриродифференциальное урав-

нение переноса излучения при пространственном интегрировании разлагается в ряды по азимутальным и зенитным углам, т.е. по дискретным ординатам.

Уравнение переноса монохроматического излучения имеет вид

$$\mu \frac{dI(\tau, \mu, \phi)}{d\tau} = I(\tau, \mu, \phi) - I_S(\tau, \mu, \phi), \quad (3)$$

где I – монохроматическая интенсивность нисходящего излучения на вертикальной оптической толщине τ в единице телесного угла в направлении, характеризующемся азимутальным углом ϕ и косинусом зенитного угла μ ; I_S – функция источника, состоящая из нескольких источников, таких как тепловое излучение атмосферы, солнечное излучение, приходящее на верхнюю границу атмосферы под углами ϕ_0 и μ_0 , и рассеяние в направлении μ из всех других направлений. В коротковолновом диапазоне тепловым излучением атмосферы можно пренебречь, тогда функция источника будет иметь следующий вид:

$$I_S(\tau, \mu, \phi) = \frac{\omega(\tau) I_0}{4\pi} P(\tau, \mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) e^{-\tau/\mu_0} + \frac{\omega(\tau)}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\phi' \int_{-1}^1 d\mu' P(\tau, \mu, \phi; \mu', \phi') I(\tau, \mu', \phi'). \quad (4)$$

Здесь ω – альбедо однократного рассеяния; P – индикатриса рассеяния, зависящая от угла между падающим и рассеянным излучением:

$$P(\tau, \mu, \phi; \mu', \phi') = P(\tau, \cos\theta);$$

$$\cos\theta = \mu\mu' + \sqrt{(1-\mu^2)(1-\mu'^2)} \cos(\phi - \phi'). \quad (5)$$

Индикатриса разлагается по полиномам Лежандра:

$$P(\tau, \cos\theta) = \sum_{l=0}^{2M-1} (2l+1) \beta_l(\tau) P_l(\cos\theta). \quad (6)$$

Коэффициенты полиномов Лежандра рассчитываются по формуле

$$\beta_l(\tau) = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P_l(\cos\theta) P(\tau, \cos\theta) d(\cos\theta). \quad (7)$$

Количество полиномов M зависит от вида индикатрисы. Например, для индикатрисы в облаках может потребоваться M до нескольких сотен.

После разложения по полиномам Лежандра монохроматическая интенсивность излучения может быть представлена в виде суммы:

$$I(\tau, \mu, \phi) = \sum_{m=0}^{2M-1} I^m(\tau, \mu) \cos m(\phi_0 - \phi). \quad (8)$$

Для определения интенсивности широкополосного излучения уравнение (8) интегрируется по длине волны. При использовании разложения функции пропускания в ряды экспонент методом k -распределения интенсивность $I_i(\tau, \mu, \phi)$, рассчитанная на

кумулятивных длинах волн g_i , подставляется в уравнение (1) с весами C_i .

Для вычисления потока излучения интенсивность интегрируется по телесному углу в пределах полусферы.

Результаты моделирования потоков излучения

Входными данными для вычисления потоков излучения являются высотные профили коэффициентов молекулярного поглощения, коэффициентов аэрозольного рассеяния и поглощения, альbedo однократного рассеяния аэрозоля, коэффициентов молекулярного (рэлеевского) рассеяния и поглощения, коэффициентов рассеяния и поглощения в облаках, индикатрисы рассеяния аэрозоля и облачности, альbedo подстилающей поверхности.

Для тестирования корректности вычислений молекулярного поглощения было проведено сравнение наших расчетов с эталонными расчетами [20] для упрощенной ситуации нерассеивающей безоблачной атмосферы. Были вычислены нисходящие потоки методом *line-by-line* и методом k -распределения с 10 квадратурами Гаусса в спектральном диапазоне 9500–20000 см^{-1} на интервалах по 500 см^{-1} при поглощении H_2O для лета средних широт и зенитном угле Солнца 10° (рис. 1).

Максимальное различие в потоках, вычисленных прямыми методами *line-by-line*, было меньше 1,6%; между параметризованными потоками и эталонными расчетами [20] – до 3%; между параметризованными потоками и нашими *line-by-line* расчетами – менее 1,4%. Интегральный нисходящий поток в диапазоне 3500–20000 см^{-1} для таких же атмосферных условий составил согласно нашим расчетам 846,3 $\text{Вт}/\text{м}^2$ для метода *line-by-line* и 847,6 $\text{Вт}/\text{м}^2$ для метода k -распределения. Эталонные расчеты методом *line-by-line* [20] дают величину 844,9 $\text{Вт}/\text{м}^2$. Различие между интегральными потоками составило всего 0,3%, что показывает хорошее согласие.

Затем были проведены расчеты для более реальной ситуации, когда учитывались поглощение всеми газами и облачность. Альbedo подстилающей поверхности A_S полагалось равным единице. Оптические свойства жидкокапельных облаков (коэффициент ослабления, альbedo однократного рассеяния ω и средний косинус рассеяния) задавались согласно модели [21]. Индикатриса рассеяния облака рассчитывалась по формуле Хенни–Гринштейна [22]. Были рассмотрены 2 типа облаков [23]: *Cb* – облака с относительно большой оптической толщиной, расположенные в низком слое 1,8–2 км, и *ScI* – облака с небольшой оптической толщиной в верхней тропосфере на высоте 12,4–13 км. Результаты наших расчетов методом дискретных ординат DISORT с использованием методов k -распределения и *line-by-line* представлены в табл. 1. Для сравнения приведены расчеты методом Монте-Карло с использованием *line-by-line* вычислений коэффициентов молекулярного поглощения [20] для тех же атмосферных условий.

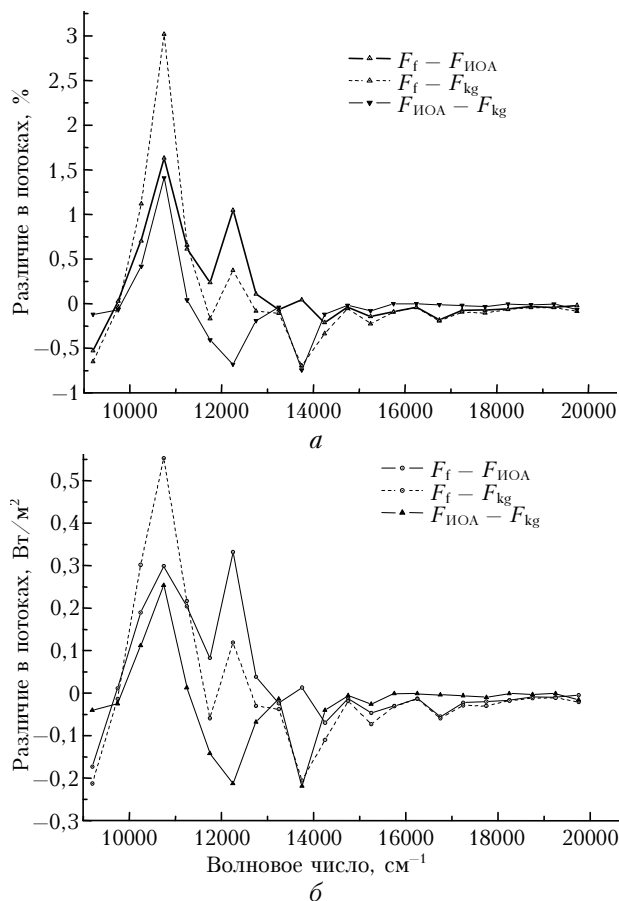


Рис. 1. Различие между эталонными и нашими расчетами нисходящих потоков у поверхности Земли (F_t – эталонные расчеты потоков [20], $F_{\text{ИоА}}$ – наши *line-by-line* расчеты потоков, $F_{\text{кг}}$ – расчеты методом « k -распределения»): a – относительная разница, %; b – абсолютная разница, $\text{Вт}/\text{м}^2$

Таблица 1

Нисходящие и восходящие потоки излучения с учетом облачности. Метеомодель «лето средних широт», 10000–10500 см^{-1} , альbedo подстилающей поверхности $A_S = 1$, зенитный угол Солнца 30°

Высота, км	Восходящие потоки, $\text{Вт}/\text{м}^2$			Нисходящие потоки, $\text{Вт}/\text{м}^2$		
	Монте-Карло, LBL [20]	DISORT, LBL	DISORT, KD	Монте-Карло, LBL [20]	DISORT, LBL	DISORT, KD
Облака <i>ScI</i> , $R_{\text{ef}} = 5,4$ мкм, $\tau_{\text{cloud}} = 2,81$; слой 12,4–13 км						
0	23,20	23,01	22,75	23,20	23,01	22,75
1	21,53	21,25	20,95	25,14	24,99	24,81
2	20,79	20,48	20,18	26,81	26,67	26,62
5	20,18	19,86	19,54	29,79	29,61	29,85
10	20,13	19,79	19,47	30,97	30,92	29,93
100	20,47	20,07	19,47	31,44	31,36	31,74
Облака <i>Cb</i> , $R_{\text{ef}} = 30$ мкм, $\tau_{\text{cloud}} = 9,7$; слой 1,8–2 км						
0	21,42	21,74	21,51	21,42	21,74	21,51
1	20,02	20,24	19,99	23,14	23,55	23,38
2	20,53	20,68	20,60	26,98	26,91	27,04
5	19,22	19,48	19,31	30,15	29,93	30,38
10	19,10	19,34	19,16	31,38	31,25	30,67
100	19,10	19,34	19,16	31,45	31,36	31,74

Расхождение в нисходящих потоках на уровне Земли между нашими расчетами и расчетами методом Монте-Карло составило менее 2% для облачности ScI и 0,5% для облачности Cb. При этом погрешность параметризации молекулярного поглощения рядами экспонент была около 1%. Для восходящих потоков расхождения немного выше.

На следующем этапе моделирования был задан реальный спектральный ход альbedo подстилающей поверхности Земли (рис. 2).

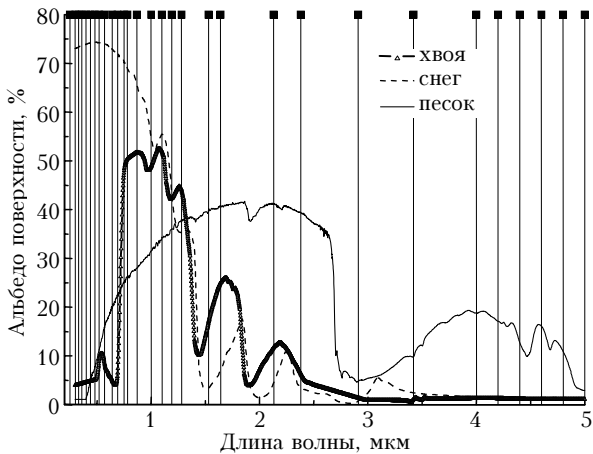


Рис. 2. Спектральный ход альbedo поверхности Земли

Часто для широких спектральных интервалов альbedo подстилающей поверхности задают постоянной величиной. Например, в RRTM_SW [8] спектральный диапазон 0,25–4 мкм разбивают на 14 полос, в RAPRAD [5] — на 32 полосы, а в моделях, используемых в расчетах общей циркуляции атмосферы [21, 24], — на 24 полосы, в пределах которых оптические свойства аэрозоля, облачности и альbedo подстилающей поверхности условно принимают независимыми от длины волны. Однако альbedo подстилающей поверхности имеет ярко выраженный спектральный ход, что может привести к значительным погрешностям вычисления уходящего излучения. Мы провели моделирование потоков для нескольких типов подстилающей поверхности с учетом разбиения на спектральные интервалы согласно Slingo [21, 24], используя различные способы определения среднего значения альbedo для каждого спектрального интервала:

а) среднее интегральное значение альbedo

$$\bar{A}_S = \frac{1}{\Delta\nu} \int A_S(\nu) d\nu, \quad (9a)$$

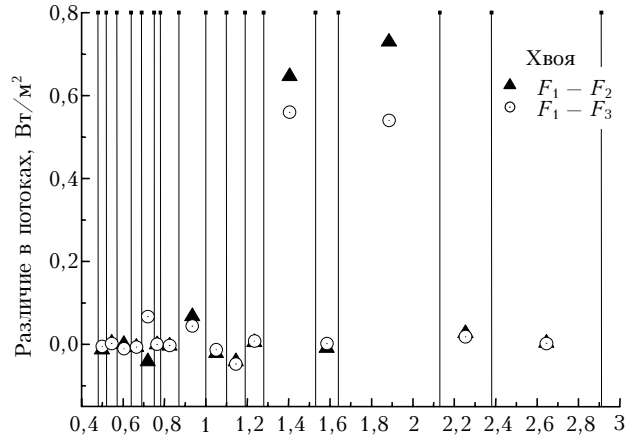
б) свертку с солнечной постоянной

$$\bar{A}_S = \frac{1}{\int I_0(\nu) d\nu} \int I_0(\nu) A_S(\nu) d\nu, \quad (9б)$$

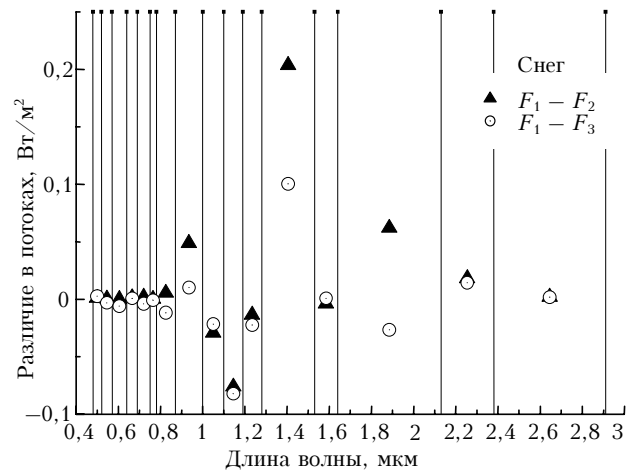
в) свертку с функцией пропускания

$$\bar{A}_S = \frac{1}{\int T(\nu) d\nu} \int T(\nu) A_S(\nu) d\nu. \quad (9в)$$

Первоначально были проведены расчеты для безоблачной, нерассеивающей атмосферы, чтобы выбрать интервалы, в которых неучет спектрального хода альbedo дает наибольшую погрешность. Результаты моделирования представлены на рис. 3 и в табл. 2.



а



б

Рис. 3. Различие между восходящими потоками на верхней границе атмосферы при различных параметризациях спектрального хода альbedo подстилающей поверхности. F_1 — восходящие потоки, вычисленные с точным учетом спектрального хода альbedo подстилающей поверхности; F_2 — восходящие потоки, вычисленные с альbedo по формуле (9а); F_3 — восходящие потоки с альbedo по формуле (9б)

Наибольшее различие в значениях потоков наблюдались в интервалах 1,28–1,53 и 1,64–2,13 мкм. Для этих интервалов было проведено моделирование с учетом облачности и аэрозоля. Для параметризации оптических свойств облаков мы использовали модель [21]. Индикатрисы рассеяния аэрозоля и облака рассчитывались по формуле Хенни–Гринстейна [22]. Для описания коэффициентов аэрозольного ослабления и рассеяния использовались модели тропосферного и фонового стратосферного аэрозоля [25].

В безоблачной атмосфере учет спектрального хода альbedo по формулам (9а) и (9б) в интервалах 1,64–2,13 и 1,28–1,53 мкм приводит к погрешностям в потоках до 23%. Однако в случае сплошной облач-

Восходящие потоки на верхней границе атмосферы

№ п/п	Спектральный диапазон	Восходящие потоки, Вт/м ²						
		Метод <i>line-by-line</i>				Метод <i>k</i> -распределения		
		A_S «точное»	A_S (9a)	A_S (9б)	A_S (9в)	A_S (9a)	A_S (9б)	A_S (9в)
1	0,87–1 мкм 10000–11494 см ⁻¹	20,92	20,81	20,86	20,89	20,56	20,61	20,64
2	1–1,1 мкм 9090–10000 см ⁻¹	19,64	19,67	19,66	19,65	19,95	19,93	19,92
3	1,28–1,53 мкм 6539–7812 см ⁻¹	5,02	3,89	4,05	4,73	3,88	4,04	4,72
4	1,64–2,13 мкм 4695–6098 см ⁻¹	4,63	3,56	3,87	4,36	3,52	3,83	4,32
5	1,64–2,13 мкм 4695–6098 см ⁻¹	5,07	3,91	4,26	4,81	3,87	4,22	4,77
6	Среднегод., метео 1,64–2,13 мкм Облако <i>Cb</i>	7,22	7,08	7,11	7,16	7,36	7,39	7,44
7	1,64–2,13 мкм Облако <i>ScI</i>	15,0	14,4	14,56	14,82	14,47	14,62	14,88

Примечание. Учитывалось поглощение всех газов, метеомодель «лето средних широт» для всех случаев, кроме случая № 5, где использовалась среднегодовая метеомодель. Подстилающая поверхность – хвоя. Зенитный угол Солнца 30°.

ности данная погрешность значительно снижается до 4% для *ScI* и до 2% для *Cb*. Причина этого понятна и связана с тем, что большая часть нисходящего солнечного излучения отражается или поглощается облаками, не достигая поверхности Земли. Низко расположенное облако *Cb* с относительно большой оптической толщиной более заметно влияет на отражение и поглощение радиации, поэтому погрешность от неучета спектрального хода альbedo подстилающей поверхности в этом случае минимальна.

Наиболее точными расчеты оказались в том случае, когда среднее значение альbedo рассчитывалось по формуле (9в). Для того чтобы данное определение среднего альbedo было универсальным, функция пропускания, входящая в (9в), рассчитывалась на основе среднегодовой метеомодели.

Заключение

В статье описана модификация алгоритма расчета коротковолновых широкополосных потоков радиации, основывающегося на разложении функции пропускания в ряд экспонент. Результаты вычислений нисходящих потоков, параметризованных методом *k*-распределения, в диапазоне 3500–20000 см⁻¹ для поглощающей атмосферы хорошо согласуются с *line-by-line* расчетами (погрешность параметризации менее 0,3%). Для облачной рассеивающей и поглощающей атмосферы проведенное сопоставление параметризованных нисходящих потоков на уровне Земли с результатами вычислений методом Монте-Карло совместно с *line-by-line* вычислением молекулярного поглощения [20] показало различие менее 2% для облачности *ScI* и 0,5% для облачности *Cb* для спектрального интервала 10000–10500 см⁻¹.

Показано, что при использовании постоянного значения альbedo подстилающей поверхности в рас-

четах переноса широкополосного излучения применение функции пропускания, обусловленной молекулярным поглощением, в качестве весовой функции при вычислении среднего значения альbedo подстилающей поверхности позволяет получить высокую точность расчета интегральных потоков излучения.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ № МК-3130.2007.55 и гранта РФФИ № 07-07-00269-а.

- Houghton J.T., Meira Filho L.G., Bruce J., Hoesung Lee, Callander B.A., Haites E., Harris N., Maslekk K. Climate change 1994. Radiative forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS92 emission scenarios // Report on working group I and II of the Intergovernmental panel on climate change. Cambridge University press, 1995. P. 339.
- Fourquart Y., Bonnel B. Intercomparing Shortwave Radiation Codes for Climate Studies // J. Geophys. Res. D. 1991. V. 96. N 5. P. 8955–8968.
- World Meteorological Organization. Report on the TOGA workshop on sea surface temperature and net surface radiation // Rep. WCP-92. Geneva: World Meteorol. Organ. 1984. P. 37.
- Michalsky J.J., Anderson G.P., Barnard J., Delamere J., Gueymard C., Kato S., Kiedron P., McComiskey A., Ricchiuzzi P. Shortwave radiative closure studies for clear skies during the Atmospheric Radiation Measurement 2003 Aerosol Intensive Observation Period // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. D14S90. doi:10.1029/2005JD006341.
- Kato S., Ackerman T.P., Mather J.H., Clothiaux E.E. The *k*-distribution method and correlated-*k* approximation for a shortwave radiative transfer model // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 1999. V. 62. N 1. P. 109–121.
- Anderson G.P., Berk A., Acharya P.K., Matthew M.W., Bernstein L.S., Chetwynd J.H., Dothe H., Adler-Golden S.M., Ratkowski A.J., Felde G.W., Gardner J.A., Hoke M.L., Richtsmeier S.C., Pukall B., Mello J.B.,

- Jeong L.S. MODTRAN4: Radiative transfer modeling for remote sensing in algorithms for multispectral, hyperspectral, and ultraspectral imagery // VI. Proc. SPIE. Orlando, Florida, 24 April 2000. V. 4049. N 16. P. 176–183.
7. Gueymard C.A. The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models // Sol. Energy. 2004. V. 76. N 4. P. 423–453.
 8. Clough S.A., Shephard M.W., Mlawer E.J., Delamere J.S., Iacono M.J., Cady-Pereira K., Boukabara S., Brown P.D. Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 2004. V. 91. N 2. P. 233–244.
 9. Ricchiazzi P., Yang S., Gautier C., Sowle D. SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1998. V. 79. N 10. P. 2101–2114.
 10. Yang S.R., Ricchiazzi P., Gautier C. Modified correlated k -distribution methods for remote sensing applications // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 2000. V. 64. N 6. P. 585–608.
 11. Halthore R.N., Crisp D., Stephen S.E., Anderson G.P., Berk A., Bonnel B., Boucher O., Fu-Lung Chang, Ming-Dah Chou, Clothiaux E.E., Dubuisson P., Fomin B., Fouquart Y., Freidenreich S., Gautier C., Kato S., Laszlo I., Li Z., Mather J.H., Plana-Fattori A., Ramaswamy V., Ricchiazzi P., Shiren Y., Trishchenko A.W. Wiscombe Intercomparison of shortwave radiative transfer codes and measurements // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. D11206, doi:10.1029/2004JD005293.
 12. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю. Новый метод учета перекрывания полос поглощения атмосферных газов при параметризации уравнения переноса // Оптика атмосф. и океана. 1998. Т. 11. № 4. С. 410–415.
 13. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю., Белов В.В., Серебренников А.Б., Пономарев Ю.Н. Ряды экспонент в расчетах переноса излучения методом Монте-Карло в пространственно неоднородных аэрозольно-газовых средах // Вычислит. технол. 2002. Т. 7. № 5. С. 77–87.
 14. Творогов С.Д. Некоторые аспекты задачи о представлении функции поглощения рядом экспонент // Оптика атмосф. и океана. 1994. Т. 7. № 3. С. 315–326.
 15. Lacis A., Oinas V. A Description of the k -distribution method for modeling non-grey gaseous absorption, thermal emission and multiple scattering in vertically inhomogeneous atmospheres // J. Geophys. Res. D. 1991. V. 96. N 5. P. 9027–9063.
 16. Фомин Б.А. Метод параметризации газового поглощения атмосферной радиации, позволяющий получить k -распределение с минимальным числом членов // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16. № 3. С. 268–271.
 17. ftp://climate.gsfc.nasa.gov/pub/wiscombe/Multiple Scatt/
 18. Мицель А.А., Пташник И.В., Фирсов К.М., Фомин Б.А. Эффективный метод полинейного счета пропускания поглощающей атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 1995. Т. 8. № 10. С. 1547–1548.
 19. Rothman L.S., Jacquemart D., Barbe A., Benner C.D., Birk M., Brown L.R., Carleer M.R., Chackerian C., Jr., Chance K., Coudert L.H., Dana V., Devi V.M., Flaud J.-M., Gamache R.R., Goldman A., Hartmann J.-M., Jucks K.W., Maki A.G., Mandin J.-Y., Massie S.T., Orphal J., Perrin A., Rinsland C.P., Smith M.A.H., Tennyson J., Tolchenov R.N., Toth R.A., Vander A.J., Varanasi P., Wagner G. The HITRAN-2004 Molecular Spectroscopy Database // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 2005. V. 96. N 2. P. 139–204.
 20. Fomin B.A., Gershonov Yu.V. Tables of the Benchmark Calculations of Atmospheric Fluxes for the ICRCCM Test Cases. Part II: Short-Wave Results / Preprint IAE-5990/1. 1996. 39 p.
 21. Hu Y.X., Stamnes K. An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models // J. of Climate. 1993. V. 6. N 4. P. 728–742.
 22. Henyey L., Greenstein J. Diffuse radiation in the galaxy // Astrophys. J. 1941. V. 93. P. 70–83.
 23. Stephens G.L. Radiation profiles in extended water clouds // J. Atmos. Sci. 1978. V. 35. N 11. P. 2111–2132.
 24. Slingo A.A. GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds // J. Atmos. Sci. 1989. V. 46. N 10. P. 1419–1427.
 25. Kneizys F.X., Robertson D.S., Abreu L.W., Acharya P., Anderson G.P., Rothman L.S., Chetwynd J.H., Selby J.E.A., Shettle E.P., Gallery W.O., Berk A., Clough S.A., Bernstein L.S. The MODTRAN 2/3 report and LOWTRAN 7 model. Phillips Laboratory, Geophysics Directorate. Hanscom AFB, MA 01731-3010. 1996. 260 p.

T. Yu. Chesnokova, K.M. Firsov, Yu.V. Voronina. Application of exponential series to model wide-band fluxes of solar radiation in the Earth atmosphere.

The method of fast computation of wide-band fluxes and solar radiation intensity in the Earth atmosphere taking into account the gas absorption, aerosol scattering, and cloudiness, is considered. Spatial integration of the transfer equation is performed by the DISORT method; the integration with respect to wavelengths – by k -distribution, taking into account spectral dependence of instrumental function of the filter, solar constant, and albedo of the Earth surface.

The influence of cloud characteristics (by the example of liquid-drop clouds Cb and ScI) and different ways of accounting of underlying surface albedo on the accuracy of computation of the short-wave radiation has been studied. A good agreement between short-wave fluxes, calculated with the use of exponential series and test *line-by-line* calculations, as well as with calculations of other authors is observed.