

А.С. Харин, П.И. Лузан, М.В. Шатунова, Л.Р. Дмитриева-Арраго

**МЕТОД РАСЧЕТА КОМПОНЕНТ
РАДИАЦИОННОЙ ЭНЕРГЕТИКИ СИСТЕМЫ
ЗЕМЛЯ – АТМОСФЕРА В ИК-ОБЛАСТИ СПЕКТРА
И РОЛЬ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОБЛАКОВ**

Введение

Потоки и притоки ИК-излучения в атмосфере, наряду с потоками и притоками солнечного излучения, являются компонентами энергетики системы земля – атмосфера, регулирующей циркуляцию атмосферы. Особенностью процесса переноса длинноволнового излучения является то, что, в отличие от солнечного излучения, атмосфера в этой области спектра ($\lambda > 5$ мкм) не только поглощает излучение, но и излучает при своей температуре. В связи с этим распределение температуры в атмосфере играет важную роль для радиационных эффектов. В безоблачных и облачных условиях ИК-излучение охлаждает атмосферу. В то же время для подстилающей поверхности тепловый поток из безоблачной атмосферы и с нижней границы облаков является источником энергии, компенсирующим тепловые потери поверхности. Разница состоит в том, что поток, приходящий на земную поверхность от облака, значительно больше, чем из безоблачной атмосферы, благодаря присутствию в облаках капель и кристаллов, посылающих большую энергию, чем водяной пар.

Методы расчета потоков ИК-излучения в атмосфере, методы определения микрофизических свойств облаков, методы описания взаимодействия излучения с облаками являются компонентами общего алгоритма описания физических процессов в моделях прогноза погоды.

В современных моделях в настоящее время рассчитываются микрофизические характеристики облаков, прежде всего водность и ледность.

Для этой цели систему уравнений модели дополняют соответствующими уравнениями переноса [3, 4]. Однако проблемой является обеспечение этих уравнений начальными и граничными условиями, поскольку регулярные данные наблюдений за облачными характеристиками весьма ограничены. Средний радиус распределения облачных частиц по размерам задают постоянными значениями или рассчитывают с помощью методов параметризации. Существующие данные спутниковых наблюдений использует Национальный центр прогноза окружающей среды (NCER) США, который публикует результаты объективного анализа влажности, но не сообщает сведений о точности этих данных [www/ncser.noaa.gov/].

Эксперименты, выполненные в рамках проектов ASTEX (Atlantic Stratocumulus Transition Experiment, 1992) и SCMS (Small Cumulus Microphysics Study, 1995), дали полезную информацию о концентрациях частиц в облаках континентального и морского происхождения [15].

Кроме того, ценная информация имеется по результатам самостоятельных измерений, выполнявшихся ранее в России в Центральной аэрологической обсерватории. Обобщение данных наблюдений представлено в монографии [6] и справочнике [12]. В этих работах приведены характерные значения влажности облаков, среднего радиуса распределения в капельных и кристаллических облаках, а также сведения о характерной форме функции распределения частиц облаков по размерам. Использование характерных значений микрофизических параметров в моделях прогноза погоды не гарантирует их соответствия конкретным условиям.

Таким образом очевидно, что прогноз влажности и прогноз или задание среднего радиуса могут иметь погрешности в конкретных условиях. Поэтому проблема зависимости радиационной энергетики атмосферы в моделях от вариаций микрофизических свойств облаков существует. Представленная статья посвящена этой проблеме.

1. Метод расчета потоков и притоков ИК-излучения в атмосфере

Алгоритм расчета потоков ИК-излучения основан на решении уравнения переноса излучения в двухполюсовом приближении для модели плоскопараллельной атмосферы [5, 13].

Восходящий $F_{\Delta\nu}^{\uparrow}(z)$ и нисходящий $F_{\Delta\nu}^{\downarrow}(z)$ потоки излучения на высоте z в спектральном интервале $\Delta\nu$ вычисляются по формулам [5]:

$$F_{\Delta\nu}^{\uparrow}(z) = B_{\Delta\nu}(z) - \int_0^z P_{\Delta\nu}(z, z') \frac{dB_{\nu}^{\downarrow}}{dz'} dz', \quad (1)$$

$$F_{\Delta\nu}^{\downarrow}(z) = B_{\Delta\nu}(z) - B_{\Delta\nu}(z) P_{\Delta\nu}(z, H) + \int_z^{\infty} P_{\Delta\nu}(z, z') \frac{dB_{\nu}^{\downarrow}}{dz'} dz', \quad (2)$$

где $P_{\Delta\nu}(z, z')$ – функция пропускания слоя (z, z') для потока излучения; $\Delta\nu$ – спектральный интервал; $\bar{\nu}$ – середина интервала $\Delta\nu$; $B_{\Delta\nu}(z)$ – функция излучения абсолютно черного тела в интервале $\Delta\nu$:

$$B_{\nu}(z) = \pi E_{\nu}(T) = \sigma T^4, \quad (3)$$

где E_{ν} – монохроматическая интенсивность излучения абсолютно черного тела (функция Планка):

$$E_{\nu}(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{e^{h\nu/kT} - 1},$$

где $h=6,626 \cdot 10^{-34}$ Дж·с – постоянная Планка; $c=2,99 \cdot 10^8$ м/с – скорость света; $k=1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/град. – постоянная Больцмана; $\sigma=5,67 \cdot 10^{-8}$ Дж/с·м²·К⁴.

Для описания поглощения излучения газовыми компонентами атмосферы H_2O , CO_2 и O_3 использован метод расчета функции пропускания, разработанный Розановым и Фрольским [8, 9] на основе двухпараметрической, статистической модели полосы поглощения Гуди [2]. Розанов и Фрольск усовершенствовали эту модель путем учета зависимости поглощения от температуры и введения третьего параметра в виде приведенной температуры.

Спектр ИК-излучения разделен на 17 широких интервалов (полос). Селективное газовое поглощение атмосферных газов в этих полосах аппроксимируется функцией пропускания в зависимости от трех параметров – \bar{U} , \bar{P} , \bar{T} .

$$F_{\Delta\nu}(p, p') = \exp \left[\frac{-\beta_{\Delta\nu}(\bar{T}) \bar{U}(p, p')}{1 + \frac{\alpha_{\Delta\nu}(\bar{T}) \bar{U}(p, p')}{\bar{P}(p, p')}} \right], \quad (4)$$

где $\bar{U}(p, p') = \frac{\beta_d \int \rho(p'') dp''}{g \rho_0(p'')}$ — приведенная масса; (5)

$\bar{P}(p, p') = \frac{1}{\bar{U}(p, p')} \frac{\beta_d \int \rho(p'') dp''}{g \rho_0(p'')}$ — приведенное давление; (6)

$\bar{T}(p, p') = \frac{1}{\bar{U}(p, p')} \frac{\beta_d \int \rho(p'') T(p'') dp''}{g \rho_0(p'')}$ — приведенная температура; (7)

$\alpha_{\Delta v}(\bar{T})$ и $\beta_{\Delta v}(\bar{T})$ — коэффициенты статистической модели полосы поглощения; ρ и ρ_0 — плотность поглощающего газа и воздуха; g — ускорение свободного падения; $\beta_d = 1,66$ — коэффициент диффузности.

Коэффициенты $\alpha_{\Delta v}(\bar{T})$ и $\beta_{\Delta v}(\bar{T})$ при различных значениях температуры среды (К) представлены в табл. 1.

Для расчета интегральных потоков излучения выполняется суммирование спектральных потоков, рассчитанных по формулам (1) и (2) по всем спектральным интервалам для каждого уровня в атмосфере.

Полная функция пропускания в безоблачных условиях имеет вид:

$$P(\lambda) = P_{H_2O}(\lambda) \cdot P_{O_2}(\lambda) \cdot P_{O_3}(\lambda). \quad (8)$$

В безоблачных условиях учитывается также поглощение в континууме водяного пара в соответствии с работой Робертса с соавторами [16].

Радиационные изменения температуры $\frac{dT}{dt}$ (К/сут) в слое атмосферы ($z_2 - z_1$) рассчитываются на основании эффективных потоков излучения $F_{эфф}$ на границах слоя (z_1, z_2) по формуле:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p \rho} \frac{dF_{эфф}}{dz}, \quad (9)$$

где c_p — удельная теплоемкость воздуха; ρ — плотность воздуха;

$$F_{эфф} = F^{\downarrow} - F^{\uparrow}. \quad (10)$$

Модели прогноза погоды содержат погрешности в расчете характеристик, участвующих в методах описания физических процессов. Это относится, в частности, к количеству водяного пара, углекислого газа и озона, а так же к микрофизическим характеристикам облаков, которые влияют на перенос ИК-излучения в атмосфере.

Таблица 1

Коэффициенты статистической модели $\alpha_{\Delta v}$ и $\beta_{\Delta v}$ в разных спектральных интервалах для водяного пара, углекислого газа и озона при различных температурах среды

!	Δv_i , cm^{-1} , cm^{-1} , cm^{-1}	Газ	200 К			225 К			250 К			275 К			300 К			$\beta_{\Delta v}$, cm^2/T																					
			H2O	O3	H2O	O3	H2O	O3	H2O	O3	H2O	O3	H2O	O3	H2O	O3																							
1.	70	140	42716,0	36706,6	32009,6	28234,7	25137,1	4309,5	4258,9	4204,1	4143,8	4080,3	41,1	6861,8	210	140	H2O	80515,5	75553,8	70854,5	66458,8	62390,0	5143,9	5660,3	6113,1	6510,6	6861,8												
2.	210	140	H2O	80515,5	75553,8	70854,5	66458,8	62390,0	5143,9	4309,5	4258,9	4204,1	4143,8	4080,3	200	100	H2O	7372,2	9561,5	11728,5	13776,2	15653,1	291,1	432,0	599,0	787,7	993,9												
3.	380	100	H2O	119,6	154,4	189,6	224,2	260,0	4,5	7,1	10,4	14,6	19,9	380	100	CO2	0,02	0,06	0,13	0,24	0,39	0,007	0,02	0,05	0,12	0,23	19,9												
4.	530	60	H2O	45,5	74,4	112,1	158,0	210,4	2,0	3,8	6,4	10,0	14,6	530	60	CO2	0,02	0,06	0,13	0,24	0,39	0,007	0,02	0,05	0,12	0,23	19,9												
5.	610	60	H2O	2,9	3,3	3,6	4,0	4,5	3,2	3,9	4,5	5,0	610	60	CO2	2,9	3,3	3,6	4,0	4,5	3,2	3,9	4,5	5,0	610	60	CO2	2,9	3,3	3,6	4,0	4,5	5,0						
6.	670	60	H2O	12,6	20,0	30,4	44,1	61,2	0,9	1,5	2,5	3,7	670	60	H2O	12,6	20,0	30,4	44,1	61,2	0,9	1,5	2,5	3,7	670	60	H2O	12,6	20,0	30,4	44,1	61,2	0,9	1,5	2,5	3,7			
7.	730	60	H2O	4,4	7,3	11,8	18,3	27,4	0,3	0,6	1,0	1,6	730	60	O3	18,5	17,0	15,0	13,5	12,2	72,5	70,3	68,3	66,3	64,3	44,9	730	60	CO2	34,8	46,5	56,9	65,4	71,9	9,2	15,4	23,5	33,3	44,9
8.	870	220	H2O	0,9	1,4	2,2	3,2	4,7	0,05	0,09	0,15	0,25	870	220	O3	3,4	3,1	3,0	3,0	3,2	2,1	2,6	3,1	3,8	4,7	870	220	CO2	0,03	0,08	0,16	0,29	0,47	0,006	0,02	0,04	0,10	0,18	
9.	1020	80	H2O	0,04	0,08	0,14	0,23	0,37	0,005	0,011	0,021	0,04	1020	80	O3	406,7	328,8	270,9	227,2	194,0	1973,3	1947,7	1926,6	1910,1	1910,1	1020	80	CO2	0,04	0,08	0,14	0,23	0,37	0,005	0,011	0,021	0,04	0,10	

!	\bar{V}_t см ⁻¹	ΔV_t см ⁻¹	Газ	200 К	225 К	250 К	275 К	300 К	200 К	225 К	250 К	275 К	300 К	$\beta_{\Delta V_t}$, см ² /г		
														300 К	275 К	
10.	1120	120	H2O	0,08	1,4	2,2	3,1	4,1	0,04	0,7	0,13	0,20	0,30	0,30	0,07	
			O3	0,04	0,09	0,17	0,29	0,43	0,003	0,009	0,02	0,04	0,07	0,07	0,04	
			CO2	17,1	18,9	20,3	21,5	22,4	37,7	43,4	48,8	53,8	58,8	63,8	68,8	
11.	1210	60	H2O	1,8	2,9	4,3	5,9	7,7	0,3	0,4	0,7	1,0	1,4	1,0	0,7	
			O3	17,1	18,9	20,3	21,5	22,4	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
12.	1270	60	H2O	8,4	12,1	16,8	23,0	30,9	1,0	1,6	2,6	4,0	6,0	8,0	10,0	
			H2O	43,7	75,4	117,0	166,8	222,2	6,8	12,0	19,3	28,8	40,5	55,0	70,0	
13.	1330	60	H2O	43,7	75,4	117,0	166,8	222,2	12,0	19,3	28,8	40,5	55,0	70,0	90,0	
			H2O	1321,5	1577,8	1781,5	1935,7	2046,2	167,2	212,4	257,6	301,6	351,6	401,6	451,6	
14.	1390	60	H2O	1321,5	1577,8	1781,5	1935,7	2046,2	167,2	212,4	257,6	301,6	351,6	401,6	451,6	
			H2O	10688,8	8848,8	7463,5	6385,8	5526,7	1681,3	1597,4	1561,2	1528,0	1494,8	1461,6	1428,4	1395,2
15.	1550	260	H2O	6523,8	5527,8	4751,1	4130,0	3623,7	224,3	231,0	236,5	241,0	244,8	248,6	252,4	256,2
			O3	57,1	49,8	44,3	40,0	36,6	32,9	32,8	32,6	32,4	32,1	31,9	31,7	31,5
16.	1940	520	H2O	6523,8	5527,8	4751,1	4130,0	3623,7	224,3	231,0	236,5	241,0	244,8	248,6	252,4	256,2
			CO2	0,87	0,70	0,58	0,50	0,43	0,09	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15	0,16	0,17
17.	2230	60	CO2	95,0	92,6	87,4	80,9	73,7	16,0	20,8	26,0	31,6	37,4	43,2	49,0	54,8

Для исследования различий потоков и радиационных изменений температуры в разных районах земного шара для безоблачных условий были выполнены расчеты потоков по формулам (1) и (2) с учетом функции пропускания газовых компонент, рассчитанной по формулам (4) и (5–7) на исходных данных моделей атмосферы: тропические широты, «лето средних широт» и субарктика [17]. Радиационные изменения температуры рассчитаны с использованием формул (9) и (10). При численной реализации алгоритма атмосфера разбита на 32 слоя. Результаты расчета потоков и радиационных изменений температуры в атмосфере представлены на рис. 1.

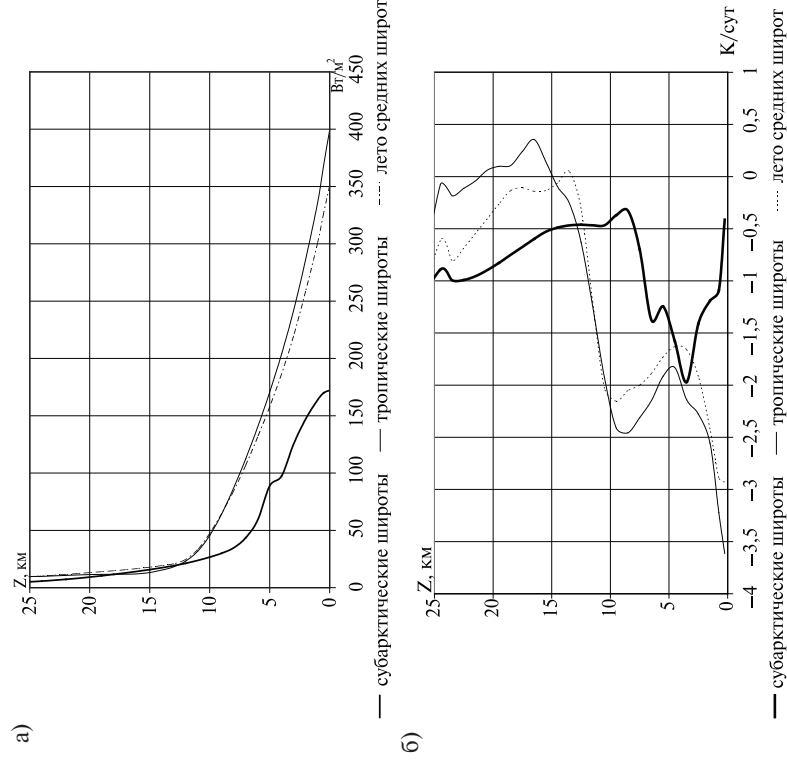


Рис. 1. Результаты расчетов нисходящих потоков излучения (а) и радиационных изменений температуры (б) в безоблачной атмосфере

Из анализа рис. 1а следует, что различия между величинами потоков и притоков ИК-излучения в разных широтных зонах весьма существенны. Различия в потоке на подстилающую поверхность между тропиками и арктическими широтами составляет 200 Вт/м², а между тропиками и умеренными широтами — примерно 60 Вт/м².

На рис. 1б видны различия в характерных значениях радиационных изменений температуры между разными широтными зонами. Основное свойство радиационного изменения температуры в ИК-области спектра заключается в выхолаживании атмосферы на всех уровнях, за исключением небольшого нагревания с максимумом 0,5 К/сут в тропических широтах в слое 15–23 км. Различия в выхолаживании между разными широтами достигают от –3 до –3,5 К/сут в нижних слоях атмосферы.

Разработанный алгоритм для безоблачных условий применяется в численных экспериментах, связанных с изучением влияния вариаций микрофизических свойств облаков на перенос ИК-излучения.

2. Метод расчета потоков ИК-излучения в облачной атмосфере с учетом влияния микрофизических свойств облаков

В современных моделях прогноза погоды учитывается влияние микрофизических свойств облаков на перенос излучения. Однако до настоящего времени в некоторых моделях в радиационных алгоритмах, относящихся к ИК-области спектра, для учета влияния облака на поток применяется приближение абсолютно черного тела.

Выполненные ранее оценки погрешности абсолютно черного приближения [1, 10, 11] показали, что ошибки в потоках под облаком и притоке излучения к облачному слою могут достигать 20 % в зависимости от высоты облака и его прозрачности, то есть от микрофизических характеристик облака.

Ниже представлен разработанный алгоритм расчета потоков ИК-излучения в облачной атмосфере с учетом влияния микрофизических характеристик облаков при заданной функции распределения частиц облака по размерам в виде двухпараметрического гамма-распределения [6, 12].

Как будет видно далее, алгоритм позволяет оценить некоторые пороговые значения влажности, при которых возможно применение к облакам абсолютно черного приближения.

Для расчета потоков ИК-излучения в облачной атмосфере применяются формулы (1) и (2) с учетом функции пропускания облачного слоя $P_{\text{об}}(\lambda)$. Общая формула для расчета функции пропускания в этом случае имеет вид:

$$P(\lambda) = P_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda) \cdot P_{\text{CO}_2}(\lambda) \cdot P_{\text{об}}(\lambda). \quad (11)$$

Спектральная функция пропускания облака $P_{\text{об}}(\lambda)$ рассчитывается в зависимости от оптической толщины облака $\tau_{\text{об}}(\lambda)$ по формуле:

$$P_{\text{об}}(\lambda) = \exp(-\tau_{\text{об}}(\lambda)). \quad (12)$$

Если известен коэффициент поглощения в облаке μ , оптическая толщина облака рассчитывается по формуле $\tau_{\text{об}}(\lambda) = \int_{z_1}^{z_2} \mu(\lambda) dz$.

$$\text{Отсюда } \tau_{\text{об}}(\lambda) = \mu(\lambda) (z_2 - z_1). \quad (13)$$

В работе К.С. Шифрина предложена приближенная формула для расчета коэффициента поглощения ИК-излучения сферическими отдельными частицами [14].

Коэффициент поглощения для частицы радиусом r представлен в виде:

$$k_{\text{п}} = \pi r^2 (1 - R^{(1)}) (1 - \exp(-4\rho\chi)). \quad (14)$$

Здесь χ – мнимая часть коэффициента преломления: $\rho = 2\pi r / \lambda$;

$R^{(1)}(\lambda) = \int_0^{\pi/2} S(\varphi) \sin 2\varphi d\varphi$ – доля рассеянного излучения 1-го порядка назад; $S(\varphi)$ – коэффициент отражения от сферической частицы.

В работе Шифрина приведена таблица значений $R^{(1)}(\lambda)$, которая использована в расчетах. Формула для коэффициента поглощения в единице объема облака μ имеет вид [14]:

$$\mu(\lambda) = \int_0^{\infty} k_{\text{п}} f(r, \beta) dr, \quad (15)$$

где $f(r, \beta)$ – функция распределения частиц облака по размерам, заданная в виде двухпараметрического гамма-распределения

$$f(r, \beta) = \frac{1}{\Gamma(\alpha + 1)\beta^{\alpha+1}} r^{\alpha} \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right), \quad (16)$$

где $\Gamma(\alpha + 1)$ – гамма функция; α и β – параметры распределения.

Первый момент распределения – средний радиус \bar{r} – связан с параметрами α и β формулой:

$$\bar{r} = (\alpha + 1) / \beta. \quad (17)$$

На основании формулы (15) с учетом (14) и (16) при значении $\alpha = 2$ получена формула для вычисления коэффициента поглощения $\mu(\lambda)$ в облаке [14]:

$$\mu(\lambda) = \frac{3\delta}{4\rho_k} \frac{(1 - R^{(1)}) [(1 + \Delta\beta)^5 - 1]}{5(1 + \Delta\beta)^5}, \quad (18)$$

где $\Delta = \frac{8\pi\chi}{\lambda}$.

В формулу (18) входят микрофизические характеристики облака: водность и параметр распределения β , характеризующий средний радиус распределения при заданном α (17). Функцией длины волны являются χ и $R^{(1)}$.

3. Зависимость потоков и притоков ИК-излучения в облачной атмосфере от микрофизических свойств облаков

В современных моделях прогноза погоды водность рассчитывается из уравнения переноса, которое не обеспечено реальными начальными и граничными условиями. В связи с этим, а также с возможными погрешностями расчета правых частей уравнения, водность рассчитывается с погрешностью. Значения среднего радиуса в большинстве случаев заданы приближенно.

Учитывая это обстоятельство, была исследована зависимость вертикального распределения потоков излучения, эффективного излучения на подстилающей поверхности и радиационного выхолаживания в атмосфере при облаках нижнего и среднего яруса от водности и среднего радиуса распределения.

Расчеты были выполнены по формулам для потоков (1), (2) с функцией пропускания облака, рассчитанной по формулам (11)–(13) и (18), для модели атмосферы – лето средних широт, при значении среднего радиуса 3, 6, 9 мкм. Рассмотрены облака толщиной 1 км, расположенные в слоях 1–2 и 5–6 км.

Результаты расчетов потоков и эффективного излучения при $\bar{r}=6$ мкм для значений водности δ , заданных в интервале 0,03–0,3 г/м³, характерных для слоистых облаков, представлены в табл. 2–5.

Таблица 2
Нисходящий поток ИК-излучения при однослойной облачности нижнего яруса (Вт/м²), $\bar{r} = 6$ мкм

Высота, км	$\delta, \text{ г/м}^3$					
	без облака	0,03	0,06	0,1	0,2	0,3
0,0	351,2	391,4	402,4	406,0	407,0	407,0
0,5	327,7	378,0	391,8	396,5	397,7	397,7
1,0	301,9	361,9	378,4	384,0	385,5	385,5
2,0	259,8	261,8	261,8	261,8	261,8	261,8
3,0	221,0	223,5	223,5	223,5	223,5	223,5
4,0	188,0	190,7	190,7	190,7	190,7	190,7
5,0	159,3	162,1	162,1	162,1	162,1	162,1
6,0	133,1	135,8	135,8	135,8	135,8	135,8
7,0	108,2	110,7	110,7	110,7	110,7	110,7

Из анализа табл. 2 следует, что тепловой поток, приходящий на подстилающую поверхность от нижней границы облака, при изменении водности на порядок максимально различается на 15 Вт/м². Наибольшие различия относятся к безоблачным условиям – 40–50 Вт/м².

Потоки, приходящие на верхнюю границу облака одинаковы, в то же время потоки, выходящие с нижней границы облака, отличаются больше чем на 20 Вт/м².

При значениях водности, больших 0,1 г/м³, потоки на нижней границе облака практически не изменяются, т.е. при этих условиях можно пользоваться абсолютно черным приближением.

В табл. 3 представлены значения эффективного излучения при тех же вариациях водности. Из анализа таблицы можно заключить, что эффективное излучение при изменении водности от 0,03 до 0,3 г/м³ уменьшается в два раза, что представляет собой утепляющий эффект облака. Эффективное излучение уменьшается в пять раз, по сравнению с безоблачными условиями при водности облака нижнего яруса 0,3 г/м³.

Таблица 3

Зависимость эффективного излучения подстилающей поверхности от водности облака нижнего яруса (Вт/м^2), $\bar{\tau} = 6$ мкм

δ , г/м ³	облака нижнего яруса (Вт/м^2), $\bar{\tau} = 6$ мкм					
	Без облака	0,03	0,06	0,1	0,2	0,3
Эффективное излучение	70,3	29,6	18,7	15,0	14,0	14,0

Таким образом, наибольшее изменение эффективного излучения происходит при малых значениях водности, т.е. на стадиях развития или разрушения облачного слоя.

В табл. 4 представлено распределение нисходящих потоков при наличии облака среднего яруса в зависимости от водности.

Таблица 4

Нисходящий поток ИК-излучения при однослойной облачности среднего яруса (Вт/м^2), $\bar{\tau} = 6$ мкм

Высота, км	δ , г/м ³					
	без облака	0,03	0,06	0,1	0,2	0,3
0,0	351,2	371,5	379,6	383,8	385,8	386,0
0,5	327,7	353,0	363,3	368,6	371,1	371,3
1,0	301,9	331,9	344,1	350,4	353,5	353,8
2,0	259,8	298,8	314,8	323,1	327,2	327,5
3,0	221,0	269,1	288,9	299,4	304,6	305,0
4,0	188,0	244,9	268,5	281,0	287,3	287,8
5,0	159,3	225,1	252,7	267,3	274,6	275,2
6,0	133,1	135,8	135,8	135,8	135,8	135,8
7,0	108,2	110,7	110,7	110,7	110,7	110,7

Из данных табл. 4 следует, что при облачности среднего яруса изменение потока, приходящего на подстилающую поверхность, при изменении водности на порядок находится в пределах примерно 15 Вт/м^2 , так же как для облаков нижнего яруса. Потоки, приходящие на верхнюю границу облака, одинаковы, а выходящие с нижней границы — различаются на 50 Вт/м^2 . Максимальные различия с безоблачными условиями уменьшаются и составляют 35 Вт/м^2 . Результаты расчетов эффективного излучения при облачности среднего яруса представлены в табл. 5.

Таблица 5

Зависимость эффективного излучения подстилающей поверхности от водности облака среднего яруса (Вт/м^2), $\bar{\tau} = 6$ мкм

δ , г/м ³	облака среднего яруса (Вт/м^2), $\bar{\tau} = 6$ мкм					
	Без облака	0,03	0,06	0,1	0,2	0,3
Эффективное излучение	70,3	49,5	41,4	37,2	35,2	35,0

Как видно из табл. 5, эффективное излучение подстилающей поверхности уменьшается с ростом водности облака среднего яруса на 14 Вт/м^2 , т.е. на 30–35 %, а по сравнению с безоблачными условиями уменьшается в два раза.

Отсюда следует, что утепляющей эффект облачности среднего яруса значительно слабее, чем эффект облачности нижнего яруса.

Из анализа табл. 2–5 следует, что при значениях водности больше 0,1 г/м³ увеличение водности практически не увеличивает поток на подстилающую поверхность и не уменьшает эффективное излучение.

Важно исследование изменения радиационного выхолаживания атмосферы от водности облаков. Рассмотрены облака нижнего и среднего ярусов. В качестве примера на рис. 2 представлено вертикальное распределение выхолаживания атмосферы при наличии облаков нижнего и среднего ярусов при водности 0,2 г/м³.

Из рисунка видно, что имеется сильное выхолаживание в облачном слое нижнего и среднего ярусов, которое достигает -8 — -9 К/сут. Зависимость радиационного выхолаживания в облаках нижнего и среднего яруса от среднего радиуса и водности представлена в табл. 6 и 7.

Таблица 6
Радиационное выхолаживание (К/сут) в облаке нижнего яруса

$\bar{\tau}$	δ , г/м ³				
	0,03	0,06	0,1	0,2	0,3
3 мкм	-7,3	-8,2	-8,4	-8,4	-8,4
6 мкм	-6,7	-7,9	-8,3	-8,4	-8,4
9 мкм	-6,1	-7,5	-8,1	-8,4	-8,4

Как видно из табл. 6, в облаке нижнего яруса выхолаживание достигает максимального значения $-8,4$ К/сут при водности больше 0,1 г/м³,

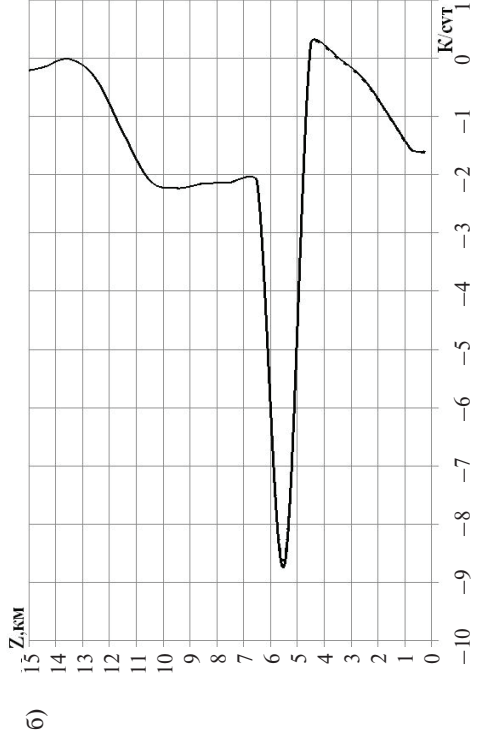


Рис. 2. Вертикальное распределение радиационного выхолаживания (К/сут) атмосфер при наличии облаков (а) нижнего яруса, (б) среднего яруса.

Водность $-0,2 \text{ г/м}^3$, $\bar{\tau} = 6 \text{ мкм}$

независимо от величины среднего радиуса. Отсюда следует, что при указанных значениях водности можно пользоваться абсолютно черным приближением, поскольку водность перестает влиять на потоки через границы облачного слоя. При значениях водности меньших, чем $0,1 \text{ г/м}^3$, появляется заметная зависимость от среднего радиуса: чем больше средний радиус, тем меньше выхолаживание облачного слоя.

Аналогичное исследование было выполнено для облака, расположенного в слое 5–6 км при тех же значениях водности и среднего радиуса. Величины водности облака в разных условиях могут быть различны. Однако использованные в экспериментах значения водности в облаках как нижнего, так и среднего яруса вполне реальны.

В табл. 7 представлены результаты зависимости радиационного выхолаживания от водности и среднего радиуса в облаке среднего яруса.

Таблица 7
Радиационное выхолаживание (К/сут) в облаке среднего яруса

\bar{r}	$\delta, \text{ г/м}^3$		
	0,03	0,06	0,1
3 мкм	-6,3	-7,8	-8,5
6 мкм	-5,5	-7,3	-8,3
9 мкм	-4,9	-6,6	-7,8

Из анализа табл. 7 видно, что в облаке среднего яруса выхолаживание увеличивается с ростом водности и достигает максимальных значений $-8,7 \text{ К/сут}$ при водности $0,2 \text{ г/м}^3$ независимо от величины радиусов частиц. Зависимость от радиуса появляется при значениях водности $0,1 \text{ г/м}^3$ и меньших. Таким образом, для облака среднего яруса использование абсолютно черного приближения возможно при значениях водности $0,2 \text{ г/м}^3$ и больше.

Сравнение табл. 6 и 7 показывает, что величины максимального выхолаживания в облаках нижнего и среднего яруса близки, а зависимость от величины водности — одного порядка. Если сравнить эти величины с выхолаживанием в безоблачной атмосфере на тех же уровнях (рис. 1б), то видно, что облачность в несколько раз сильнее выхолаживает слои атмосферы, где она присутствует. Этот энергетический

эффект имеет принципиальное значение для задачи моделирования атмосферных процессов, в частности для прогноза температуры подстилающей поверхности и атмосферы.

4. Численные эксперименты при наличии смешанных облаков

Рассмотрены оптические свойства смешанных облаков с учетом доли кристаллической фазы в облаках. При вычислении коэффициентов поглощения в смешанном облаке по формуле (18) кристаллы были рассмотрены в виде сфер. При этом учтены оптические свойства льда.

В смешанном облаке для определения оптических характеристик облака было выполнено взвешивание оптических свойств разных фаз облака на долю ледяной фазы. Оптическая толщина смешанного облака рассчитывалась по формуле:

$$\tau_{obl.} = \tau_{kap.} (1 - B) + \tau_{kr.} B, \quad (22)$$

где B — доля ледяной фазы, для смешанного облака задана равной 0,5.

Для расчета оптической толщины смешанного облака были рассчитаны оптические толщины капельной и кристаллической фаз облаков: $\tau_{kap.}$ при $\delta_{kap.} = 0,2 \text{ г/м}^3$ и $\bar{r}_{kap.} = 3 \text{ мкм}$, $\tau_{kr.}$ при $\delta_{kr.} = 0,03 \text{ г/м}^3$ и $\bar{r}_{kr.} = 50 \text{ мкм}$.

На рис. 3 представлено вертикальное распределение радиационного выхолаживания смешанного облака среднего яруса.

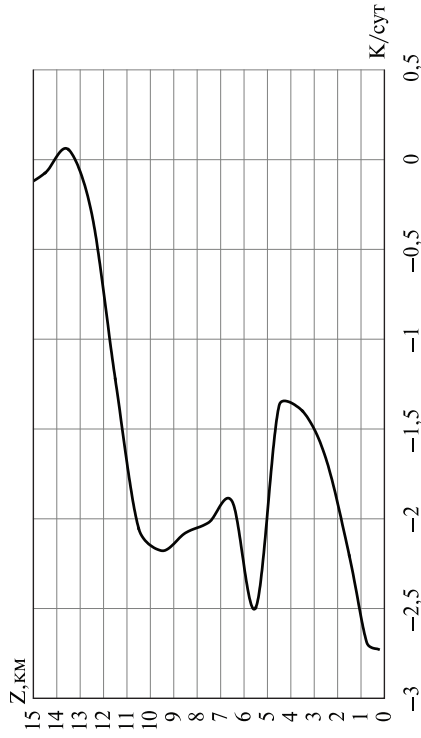


Рис. 3. Вертикальное распределение радиационного выхолаживания в атмосфере при смешанном облаке среднего яруса с долей ледяной фазы $B=0,5$

Из сравнения рис. 3 с рис. 2б видно, что выхолаживание в случае смешанного облака среднего яруса значительно слабее, чем в случае капельного облака, и составляет $-2,5 \text{ К/сут}$.

Таким образом, из экспериментов следует, что фазовый состав облака влияет на величину выхолаживания облачного слоя. При этом величина выхолаживания зависит не только от оптических свойств самих облаков, но и от температурных условий, в которых облака находятся.

Заключение

В статье представлен разработанный алгоритм расчета компонент радиационной энергетики системы земля — атмосфера в ИК-области спектра, основанный на методах теории переноса излучения. Для описания процесса поглощения излучения газовыми компонентами атмосферы и облачностью использованы теоретические методы, разработанные в оптике атмосферы с учетом спектроскопических данных. Алгоритм состоит из метода расчета потоков ИК-излучения и методов вычисления поглощения излучения в газовой атмосфере и облаках, для которых известны водность или ледность и средний радиус распределения частиц по размерам.

В безоблачной атмосфере использована трехпараметрическая функция пропускания, основанная на статистической модели полос поглощения атмосферных газов.

Пропускание облаков описано формулой, зависящей от микрофизических свойств облаков, водности и среднего радиуса распределения частиц.

Проведена серия численных экспериментов с использованием в качестве исходных данных моделей атмосферы: тропики, лето средних широт, субарктика.

Учитывая существующие проблемы при расчете микрофизических характеристик облаков, приводящие к погрешности их вычисления в моделях прогноза погоды, исследована зависимость потоков и притоков излучения в атмосфере и эффективного излучения подстилающей поверхности от вариаций водности и среднего радиуса частиц. Рассмотрены облака нижнего и среднего ярусов при заданных характеристических значениях микрофизических параметров.

В результате экспериментов получены полезные для улучшения качества прогноза температуры подстилающей поверхности и атмосферные оценки вариаций этих величин при погрешностях в расчете влажности облаков.

Наиболее важные результаты проведенного исследования состоят в следующем:

- Влажность облаков существенно влияет на энергетику подстилающей поверхности и атмосферы.
- Эффективное излучение подстилающей поверхности максимально при облачности с малой водностью. С ростом водности эффективное излучение уменьшается, а при водности облака более $0,1 \text{ г/м}^3$ эффективное излучение практически не изменяется.
- Облака нижнего яруса оказывают более сильное воздействие на эффективное излучение подстилающей поверхности, чем облака среднего яруса.
- Полученные в работе различия эффективного излучения поверхности находятся в пределах 35–50 % за счет изменения водности. Это может вносить погрешности в расчет температуры поверхности.
- Облака в ИК-области спектра оказывают утешающий эффект на подстилающую поверхность.
- При значении водности облака более $0,1 \text{ г/м}^3$ возможно применение приближения абсолютно черного тела.
- Наличие облаков приводит к сильному выхолаживанию слоя атмосферы, в котором они расположены, и меняет тепловой режим подоблачной атмосферы.

Различия эффективного излучения в облачных и безоблачных условиях $35\text{--}55 \text{ Вт/м}^2$, что может вносить большую погрешность в расчет теплового баланса поверхности при неправильном прогнозе наличия облачности.

Значимость этих вариаций в тепловом балансе подстилающей поверхности зависит от величины других компонент теплового баланса.

Проведенный анализ влияния микрофизических свойств облаков на эффективное излучение подстилающей поверхности и радиационные изменения температуры в атмосфере практически важен для совершенствования алгоритмов расчета физических процессов в моделях прогноза погоды.

Список литературы

1. Арст Х.Ю. Эффект нечёрноты облаков // Радиация в облачной атмосфере / под ред. Е.М. Фейгельсон. — Л.: Гидрометеозидат, 1981. — С. 223–226.
2. Гуди Р. Атмосферная радиация. — М.: Мир, 1966. — 524 с.
3. Дмитриева-Араго Л.Р. Методы краткосрочного прогноза неконвективной облачности и осадков на основе модели преобразования влаги с учетом параметризации микрофизических процессов. 1. Модель преобразования влаги в атмосфере и прогноз неконвективной облачности // Метеорология и гидрология. — 2004. — № 2. — С. 5–26.
4. Дмитриева-Араго Л.Р. Методы краткосрочного прогноза неконвективной облачности и осадков на основе модели преобразования влаги с учетом параметризации микрофизических процессов. 2. Метод прогноза осадков, основанный на рассчитанных полях водности и параметризации микрофизических процессов в неконвективных облаках // Метеорология и гидрология. — 2004. — № 3. — С. 27–50.
5. Кондратьев К.Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. — Л.: Гидрометеозидат, 1956. — 420 с.
6. Мазин И.П., Шмелер С.М. Облака, строение и физика образования. — Л.: Гидрометеозидат, 1983. — 280 с.
7. Мейсон Б.Д. Физика облаков. — Л.: Гидрометеозидат, 1961. — 544 с.
8. Розанов Е.В., Фролькис В.А. Оценка влияния температурной зависимости функции пропускания в ИК-диапазоне на чувствительность энергобалансовой климатической модели // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. — 1993. — Т. 29, № 4. — С. 509–514.
9. Розанов Е.В., Тимофеев Ю.М., Фролькис В.А. Влияние некоторых малых составляющих на радиационный режим атмосферы в инфракрасном диапазоне // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. — 1981. — Т. 17, № 4. — С. 384–391.
10. Фейгельсон Е.М. Лучистый теплообмен и облака. — Л.: Гидрометеозидат, 1970. — 232 с.
11. Фейгельсон Е.М. Распределение потоков внутри облачного слоя. Оценки погрешности «чёрного» приближения // Радиация в облачной атмосфере / под ред. Е.М. Фейгельсон. — Л.: Гидрометеозидат, 1981. — С. 216–218.
12. Хргиан А.Х., Мазин И.П. Облака и облачная атмосфера. Справочник. — Л.: Гидрометеозидат, 1989. — 648 с.
13. Чандрасекар С. Перенос лучистой энергии. — М.: Иностранная литература, 1953. — 432 с.
14. Шифрин К.С. О вычислении радиационных свойств облаков // Труды ГГО. — 1955. — Вып. 46 (108). — С. 5–33.
15. Hudson J.G., Yum S.S. Continental/maritime drizzle contrasts in stratus and cumuli // 13th International conference on clouds and precipitation, Reno, Nevada, USA, 2000, 14–18 August. — Vol. 1. — P. 71–74.
16. Roberts S., Biberban. Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8–12 mm window // Appl. Opt. — 1976. — Vol. 15. — P. 2085–2090.
17. WCP-112. A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation // World Climate Research Programme. — WMO/TD, 1986. — № 24. — 60 p.