6. G.Gonn I.B., Taylor R.G. Thermoelectric and Crystallographic Properties of Ag₂Se // J. Elektrochim. Soc., 1960, 107, p.977.
7. Kiukkola K., Wagner C. Relations activité composition dans les solutions solides Ag₂Se / Electrochem. Soc., 1934, 40, p.43-45

Канцырев Б.Л.

Анализ влияния поглощения длинноволнового излучения на разогрев приземной атмосферы и земной поверхности

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН
(Россия, Москва)*

doi: 10.18411/sr-10-04-2018-44

idsp: 000001:sr-10-04-2018-44

Аннотация

В настоящей статье в рамках простой радиационной модели рассмотрено влияние изменения коэффициента поглощения длинноволнового теплового излучения, создаваемого земной поверхностью, на изменение температуры как приземного слоя атмосферы, так и самой поверхности. При этом приведена более общая модель, результаты рассмотрения которой позволят интерпретировать индивидуальное влияние каждого из нескольких важных параметров на наблюдаемые в наше время климатические изменения.

Ключевые слова: радиационно-конвективная модель, коэффициент поглощения, коротковолновый диапазон, длинноволновый диапазон, зависимость температуры от времени.

Введение

В настоящее время для решения задач физики атмосферы широко применяются весьма сложные математические модели и компьютерные коды, которые анализируют пространственные нестационарные движения атмосферы совместно с уравнениями теории переноса излучения. При этом для решения прикладных задач моделирования погоды и климата требуется учитывать огромное разнообразие граничных условий и параметров, обусловленное сезонностью, характером местности, взаимодействием атмосферы с океаном или сушей. С другой стороны, в научных исследованиях часто требуется анализ влияния отдельных параметров модели конкретного явления на решение соответствующей задачи.

В настоящей работе представлено такое исследование в рамках радиационной и радиационно-конвективной модели. Преимуществом подобного подхода является сочетание простоты модели и с её результатами, вполне адекватными реальным процессам в атмосфере и на земной поверхности. Например, как известно, подобный подход даёт правильное значение «эффективной температуры земной поверхности» без атмосферы в -27°C и «средней приповерхностной температуры» в $+15^{\circ}\text{C}$ на основании простого радиационного баланса.

Система уравнений

Запишем уравнение притока тепла в атмосфере в виде уравнения баланса энтропии, пренебрегая адвективным потоком тепла и потоками, обусловленными фазовым переходом в атмосфере:

$$\rho T \frac{dS}{dt} = Q_T + Q_R, \quad (1)$$

Вертикальный поток тепла, обусловленный турбулентным перемешиванием, принят в соответствии с [1];

$$q_T = -\lambda_T \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad \theta - \text{потенциальная температура, } \theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{(\gamma-1)}{\gamma}} = T_0 \exp \left(\frac{S}{C_p} \right),$$

$$\text{Объёмные источники в правой части (1)} \quad Q_T = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial \theta}{\partial z} \right), \quad Q_R = \frac{\partial}{\partial z} (G - U),$$

ρ - плотность воздуха, T, S - температура и энтропия воздуха, G и U - нисходящий и восходящий потоки излучения (в рамках двух-потокowej модели), t и z – соответственно время и вертикальная координата, λ - теплопроводность воздуха, соответствующая конвективному турбулентному переносу тепла, оператор $\left(\frac{d}{dt} \right)$

соответствует субстанциональной производной.

Уравнение газо-статики :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \quad (2)$$

где g – ускорение силы тяжести.

Уравнение неразрывности, которое удобно записать в рамках одномерной модели вертикальных процессов, как уравнение для расчёта вертикальной скорости воздуха:

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt}. \quad (3)$$

Уравнение состояния :

$$p = \rho R T. \quad (4)$$

В дальнейшем удобно перейти к лагранжевой вертикальной координате, определяемой преобразованием:

$$dm = \rho dz - \rho w dt, \quad (5),$$

где m - массовая координата, w -вертикальная скорость воздуха.

Уравнение притока тепла при этом примет более простой вид:

$$\rho T \frac{\partial S}{\partial t} = Q_T + Q_R, \quad (6)$$

Уравнение газо-статики будет представлено в виде стационарного соотношения :

$$p = g(M - m), \quad (7)$$

где M - масса земного атмосферного столба площадью 1 м².

Уравнения радиационного переноса запишем с учётом ослабления за счёт поглощения коротковолнового излучения:

$$\frac{\partial}{\partial z}(G_1) = \rho_r k_{r1}(G_1 - P(T)), \quad (8)$$

$$\frac{\partial}{\partial z}(U_1) = \rho_r k_{r1}(P(T) - U_1), \quad (9)$$

$$P(T) = \int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} f(\lambda, T) d\lambda, \quad (10)$$

Где падающий G_1 и восходящий U_1 потоки излучения, измеряемые в Вт/м², соответствуют коротковолновому диапазону солнечного излучения (0.7 – 3.6 мкм), поглощаемого в основном водяными парами. $P(T)$ - поток радиации, переизлучённой атмосферой в данном диапазоне длин волн. $f(\lambda, T)$ - функция Планка, ρ_r - плотность поглощающей компоненты атмосферы, k_{r1} - массовый коэффициент поглощения, соответствующий указанному диапазону длин волн.

Аналогичные уравнения переноса излучения для длинноволнового диапазона:

$$\frac{\partial}{\partial z}(G_2) = \rho_r k_{r2}(G_2 - (\sigma T^4 - P(T))), \quad (11)$$

$$\frac{\partial}{\partial z}(U_2) = \rho_r k_{r2}((\sigma T^4 - P(T)) - U_2), \quad (12)$$

где пере-излучаемый поток получается вычитанием потока $P(T)$ из интегрального потока излучения абсолютно чёрного тела. Массовый коэффициент поглощения k_{r2} – выбирается как варьируемый параметр задачи, соответствующий поглощению в длинноволновом диапазоне.

В качестве граничного условия для интегрального коротковолнового потока падающего излучения G_1 на условной «верхней границе атмосферы»

принята величина, равная солнечной постоянной, умноженной на косинус зенитного угла, который рассчитывается с учётом суточных и сезонных изменений для данной географической широты. Соответствующий поток падающего излучения длинноволнового диапазона принят равным нулю.

Граничное условие для тепловой задачи на земной поверхности записано в виде:

$$(1 - A)(G_0 - \sigma T_o^4) - \lambda_{gr} \frac{\partial T_{gr}}{\partial z} + \lambda_{air} \frac{\partial T_{air}}{\partial z} = L J_{(z=0)} \quad (13)$$

где величина G_0 представляет собой суммарный поток падающего излучения, достигший земной поверхности, а T_o – температура земной поверхности.

A - альbedo поверхности. Второе и третье слагаемые в левой части уравнения представляют потоки, переносимые теплопроводностью в грунте (океанской воде) и в

атмосфере вблизи нижней границы атмосферы. $L = L(T)$ - удельная на единицу массы теплота фазового перехода (испарения воды или сублимации льда). J - массовый поток паров воды, создаваемый испарением или конденсацией.

Для моделирования потока испарения использовалась формула Дальтона:

$$J = 0.0127 C (P_{sh_2o} - P_{h_2o}) / P, \quad (14)$$

где коэффициент C – меняется от 0.4 до 1 при изменении заданной, как параметр, горизонтальной скорости воздуха от 0 до 2 м/с. Значения давления P с индексами относятся к давлению насыщенных водяных паров при температуре поверхности воды

и давлению водяных паров в воздухе вблизи поверхности. P без индекса- атмосферное давление на земной поверхности.

Результаты.

Представляет интерес расчёт влияния изменений значения коротковолнового и длинноволнового коэффициентов поглощения на решение уравнений без учёта теплопроводности. В этом случае температура земной поверхности отличается от температуры воздуха вблизи поверхности и особенно наглядно проявляется влияние изменений коэффициентов поглощения на них.

Теплопроводность среды ниже уровня земной поверхности и фазовый переход в данном случае не учитываются. Поскольку коэффициент пропускания атмосферы Земли для коротковолнового излучения Солнца составляет согласно [1] около 0,9, а ослабление излучения за счёт рассеяния предполагается неизменным для различных расчётных вариантов, массовый коэффициент поглощения первоначально выбран равным $2 \cdot 10^{-5}$ м²/кг. Аналогично для длинноволнового диапазона, где интегральный коэффициент пропускания около 0,2, массовый осреднённый коэффициент поглощения выбран равным $1,5 \cdot 10^{-4}$ м²/кг. Альbedo предполагается равным 0,4.

На рис 1 представлен результат расчёта установления периодического (т.е. соответствующего сезонным и суточным периодам на широте 45° С.Ш. , которые обусловлены зависимостью от времени для интенсивности солнечного облучения верхней границы атмосферы) температурного режима для земной поверхности и атмосферы.

Рис 1. Зависимость от времени для температуры приземного атм. слоя и земной поверхности в отсутствие теплопроводности атмосферы.

Ширина температурной полосы, соответствующей температуре поверхности (Earth surface) обусловлена суточным ходом температуры, который не виден в данном масштабе. Как видно, хотя в среднем температура земной поверхности соответствует упомянутой выше «средней приповерхностной температуре» $+15^\circ \text{C}$, её колебания значительны, а рассчитанная температура приземного слоя атмосферы скорее ближе к ночным температурам земной поверхности.

Расчёт, проведённый с двукратным увеличением длинноволнового коэффициента поглощения показывает заметное увеличение температуры земной поверхности, что иллюстрирует проявление «парникового эффекта».

При этом в рамках одного лишь радиационного моделирования (без учёта теплопроводности воздуха) температура приземного слоя атмосферы так же заметно растёт. Действительно, на рис 2. представлено сравнение зависимости температуры приземного слоя атмосферы от времени с увеличенным в два раза длинноволновым коэффициентом поглощения в атмосфере (полоса 2) и аналогичной зависимости при тех же самых коэффициентах поглощения, что и на рис 1 (полоса 1).

Рис 2. Сравнение температур приземного слоя атмосферы при различных длинноволновых коэффициентах поглощения атмосферой.

Как видно, увеличение поглощения в длинноволновом диапазоне ведёт к разогреву не только приземной поверхности, но и атмосферы. Представляет интерес проведение аналогичных расчётов температурных зависимостей приземного слоя атмосферы для ряда различных значений длинноволнового коэффициента поглощения. На рис 3 показан результат указанных расчётов для моментов времени, соответствующих полуденному времени середины июня и полуденному времени середины декабря.

Рис 3. Температура приземного слоя в зависимости от поглощения

Как видно, зависимость рассчитанных температур имеет минимум при значении длинноволнового коэффициента поглощения, близком к $1.510 \cdot 10^{-4}$ м²/кг, который соответствует интенсивностям поглощения, характерным для середины 20-го столетия. В наше время поглощение длинноволнового излучения несколько выросло, что обусловлено приблизительно двукратным увеличением концентрации CO₂ в атмосфере.

Закключение

Полученный результат позволяет интерпретировать результат многолетних наблюдений, описанный в работе [2], согласно которому за почти четверть-вековой период с 1984 г по 2008 г некоторый рост глобальной массовой содержания водяных паров в атмосфере (около 0,7 кг/м²), не привёл к глобальному росту облачности. Действительно, если за этот период рост в 1.5 раза содержания атмосферного CO₂ привёл к росту суммарного коэффициента поглощения радиации, пере-излучаемой земной поверхностью, то это должно было бы привести к разогреву приземного

атмосферного слоя и затруднению процесса конденсации атмосферных водяных паров. Другим следствием должно быть и некоторое увеличение глобальной интенсивности осадков, что действительно имеет место.

В дальнейшем реализация представленной выше более общей модели позволит провести более широкий анализ влияния каждого из параметров на результат расчётов.

1. Л.Т. Матвеев, «Физика атмосферы», С-Пб, Гидрометеиздат, 2000, 777 стр.
 2. М.А. Гусакова, Л.Н. Карлин, «Оценка вклада парниковых газов, водяного пара и облачности в изменение глобальной приповерхностной температуры воздуха», Метеорология и гидрология, 2004, №3 стр. 19-26.
-