

2. Показатели состояния здоровья городского населения Павлодарской области и их обусловленность влиянием атмосферного загрязнения/ А.Айдосов, А.А. Айдосова, Н.Ж. Жакашев, Ж.А. Дюсенова. //Тр. V Междунар. науч.-техн. конф. «Новое в охране труда, окружающей среде и защите человека в чрезвычайных ситуациях». Ч.3.–Алматы, 2002.–С.70-74.

3. Айдосов А.А.Методы исследования параметров количественной зависимости состояния и уровня заболеваемости населения от характера и индивидуальности воздействия факторов окружающей среды / А.А. Айдосов, Ж.А. Дюсенова, Г.И. Ажиева // «Вестник КазГАСА. - 2004. - №1 (12). - с 246-253.

УДК 551.511

## РАДИАЦИОННО-КОНВЕКТИВНАЯ МОДЕЛЬ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

*Бахтеев Денис Уралович, МГУ им.М.В.Ломоносова, Россия, 119991, г.Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1., e-mail: [mmmf@mech.math.msu.su](mailto:mmmf@mech.math.msu.su)  
Канцырев Борис Леонидович, Россия, 117997, г.Москва, Нахимовский пр., 36, e-mail: [boris.kantsyrev@mail.ru](mailto:boris.kantsyrev@mail.ru)*

Цель представленной работы - построение комплексной модели атмосферы Земли, взаимодействующей с излучением Солнца и поверхностью мирового океана и суши. В основе настоящей работы положена представленная академиком Р.И. Нигматулиным в его пленарном докладе «Гидродинамика и термодинамика климата» на 11-м Всероссийском съезде по фундаментальным проблемам теоретической и прикладной механики в Казани (20-24 авг. 2015 г.) модель атмосферы. (См. также [5, гл 6, §9]). По имеющимся данным, в основном из проб ледниковых кернов, наблюдаются корреляции между температурой и уровнем содержания  $CO_2$  в атмосфере. Тем не менее, в течении последних 15 лет уровень  $CO_2$  продолжает расти, в то время как рост температуры остановился и даже наблюдается некоторое понижение. Поэтому необходим анализ вклада различных механизмов теплопереноса в общий энергетический баланс энергии, приходящей на Землю и уходящей от нее. Основной целью создания климатических моделей является определение качественной и количественной взаимосвязи между четырьмя основными компонентами климатической системы: поверхности, гидросферы, атмосферы и криосферы. С другой стороны на сегодняшний день существуют численные трехмерные модели климата Земли. Но при этом зачастую коэффициенты в этих уравнениях и граничных условиях являются полуэмпирическими и по сложной динамике трудно оценить вклад различных механизмов. Поэтому разумным является подход, позволяющий оценить вертикальные движения и изменения переменных, осредненных по какой-либо широте. Первые подобные модели были созданы в 1970-х годах и получили название радиационно-конвективных.

**Ключевые слова:** безынерционная модель, уравнения переноса излучения, влияние массовых долей углекислого газа и водяного пара, устойчивость атмосферы, расчёт распределения параметров атмосферы по высоте.

## RADIATION-CONVECTIVE ATMOSPHERIC MODEL

*Bahteev Denis Uralovič, Lomonosov Moscow State University. M. b. Lomonosov, Russia, 119991, Moscow, GSP-1, leninskie gory, 1, e-mail; [mmmf@mech.math.msu.su](mailto:mmmf@mech.math.msu.su)  
Boris Leonidovich Kantsyrev, Russia, 117997, Moscow, Nakhimovskiy Ave., 36, e-mail: [boris.kantsyrev@mail.ru](mailto:boris.kantsyrev@mail.ru)*

The objective of the presented work is to build an integrated model of the Earth's atmosphere, interacting with the radiation of the Sun and the ocean and land surface. This work is

based on information provided by academician R.i. Nigmatulinym in his plenary report "Hydrodynamics and thermodynamics of climate" at the 11-th all-Russian Congress on fundamental problems of theoretical and applied mechanics in Kazan (20-24 August 2015, 2010.) model of the atmosphere. According to reports, mainly from samples of glacial core samples, the observed correlation between temperature and the level of content in the atmosphere. However, during the past 15 years the level has continued to grow, whereas temperature rise stopped, and even there is some downgrading. Therefore, an analysis of the contribution of the various mechanisms of heat transfer in the overall energy balance of energy that comes to Earth and going from it. The main purpose of creating climate models is to define qualitative and quantitative relationship between the four main components of the climate system: the surface hydrosphere, atmosphere and the cryosphere. On the other hand there are now several numerical 3D models of the Earth's climate. But often the coefficients in these equations and boundary conditions are semi-empirical and complex dynamics, it is difficult to assess the contribution of different mechanisms. Therefore, a reasonable approach is to evaluate vertical movements and changes of variables, averaging for any latitude. The first models were created in the 1970 's and are called radiation-convective.

**Keywords:** bezynercionnaâ model, radiation transport equation, the effect of the mass share of carbon dioxide and water vapour, atmospheric stability calculation of the distribution of atmospheric parameters on height.

**Введение.** Радиационно-конвективные модели основаны на глобальном и сезонном осреднении поверхностной температуры и температуры атмосферы. Особое внимание при этом должно уделяться обратной связи между температурой поверхности и содержанием  $H_2O$  в атмосфере. Недостатком существующих моделей является плохой учёт взаимосвязи температуры поверхности земли и испарением, влажностью, осадками, образованием облаков. Величина критического падения температуры, используемая в радиационно-конвективных моделях для учета конвективного обмена, значительно больше, чем реально наблюдаемая глобально усредненная скорость падения температуры в тропосфере. Радиационно-конвективные модели позволяют определить реакция системы на изменения оптически наблюдаемых следовых компонент в атмосфере, аэрозолей и количества облаков. В предшествующих моделях радиации-конвекции проводился расчет одной из основных величин, ответственных за состояние климата, в зависимости от высоты. Обычно этой величиной являлось температура. Несмотря на простоту такого подхода, он позволил дать ряд полезных оценок. В то же время очевидно, что у него есть ограничения при применении к реальным климатическим системам. Для более точного моделирования энергетического баланса уравнение баланса энергии необходимо решать совместно с уравнениями сохранения массы и импульса. Цель настоящей работы- построения указанной модели, позволяющей проводить совместное решение уравнений тепло-гидравлических процессов и процессов переноса излучения.

**Теплогидравлическая модель атмосферы.** В приземном слое тропосферы вертикальный перенос тепла является турбулентным и описывается коэффициентом турбулентной теплопередачи, зависящим от высоты. В более высоких слоях тропосферы перенос тепла крупномасштабно также описывается диффузионным потоком [1,4], при этом учитывается изменение плотности за счет давления и крупномасштабный поток тепла пропорционален градиенту потенциальной температуры  $\theta$ .

$$\theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \quad (1)$$

Отрицательный градиент потенциальной температуры в направлении нормали к

поверхности Земли  $\frac{d\theta}{dz}$  ведет к возникновению тепловой или свободной конвекции. Градиенты обычной и потенциальной температуры связаны соотношением:

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{\theta}{T} \left( \frac{dT}{dz} + \Gamma \right), \quad \Gamma = \frac{g}{C_p} \quad (2)$$

Считается, что для неустойчивой атмосферы  $\frac{d\theta}{dz} < 0$ , то есть  $-\frac{dT}{dz} > \Gamma$ . Поэтому

атмосфера разделяется на два подслоя, если  $-\frac{dT}{dz} > \Gamma$ , то атмосфера называется суперadiaбатичной, в обратном случае она называется субadiaбатичной. Предполагается, что если в начале распределение температуры суперadiaбатично, то за счет конвекции устанавливается состояние конвективного равновесия. Конвекция перемешивает атмосферу до тех пор, пока не устанавливается однородное распределение потенциальной температуры

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$$

**Устойчивость линейного распределения температуры.** Представляется интересным более детально исследовать вопрос об устойчивости подобного решения в рамках общей модели с учётом сжимаемости и сил инерции. Приведем основные уравнения механики сплошных сред.

Уравнение импульса:

$$+\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g \quad (3)$$

Уравнение неразрывности:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

Уравнение притока тепла:

$$\rho \frac{du}{dt} = \frac{p}{\rho} \frac{d\rho}{dt} + \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda^T \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (5)$$

Уравнение состояния:

$$\rho = \frac{p}{RT} \quad (6)$$

Сначала найдем решение системы в стационарном случае. То есть частные производные по времени равны нулю  $\frac{\partial}{\partial t}(\ ) = 0$ . Скорость среды полагаем равной нулю  $v = 0$ .

$$\begin{aligned} \frac{dp_0}{dz} &= -\rho_0 g \\ \frac{d^2 T_0}{dz^2} &= 0 \end{aligned} \quad (7)$$

Нижний индекс 0 означает стационарное решение.

### Рассматриваемые длины волн

Прделаем небольшую выкладку, чтобы посмотреть для каких длин волн  $\lambda$  можно пренебречь теплопроводностью для возмущённого решения. Рассмотрим случай:

$$\begin{aligned} \frac{dT}{dt} &= \lambda^T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \\ T &= T_0 + T', \quad T' = T'_0 \exp(i(\omega t - kz)) \\ i\omega &= \lambda^T k^2 \end{aligned}$$

Подставим  $\omega = \frac{2\pi}{\tau_0}$ ,  $k = \frac{2\pi}{\lambda} \Rightarrow \tau_0 = \frac{1}{\lambda^T} \frac{\lambda^2}{2\pi}$  - характерное время, за которое происходит теплообмен.

Рассмотрим волну с фазовой скоростью  $c = \frac{\omega}{k}$

$$\tau = \frac{2\pi}{kc} \ll \tau_0$$

$$k \ll \frac{c}{\vartheta^T}$$

$$\lambda \gg 2\pi \frac{\lambda^T}{c} = 2\pi \frac{\lambda^T}{\lambda} \tau_0$$

$$\lambda \gg \sqrt{\lambda^T \tau_0}$$

Где  $\vartheta^T$  – коэффициент турбулентного теплообмена

### Решение системы уравнений

Линеаризуем систему в окрестности стационарного решения. Для этого наложим на наше решение возмущения  $p'(t, z), \rho'(t, z), v'(t, z)$ .

$$p = p_0 + p', \quad \rho = \rho_0 + \rho', \quad v = v_0 + v'$$

Где  $\frac{p'}{p} \ll 1, \frac{\rho'}{\rho} \ll 1, \frac{T'}{T} \ll 1$ , т.е. возмущения имеют малый порядок.

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho^2} \frac{dp}{dz} = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + v' \frac{d\rho}{dz} + \rho \frac{\partial v'}{\partial z} = 0 \quad (9)$$

Упростим уравнение притока тепла:

$$\rho \frac{du}{dt} = \frac{p}{\rho} \frac{d\rho}{dt} + \lambda^T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

$$u = c_v T = \frac{c_v p}{\rho R} = \frac{1}{\gamma - 1} \frac{p}{\rho} \Rightarrow du = \frac{1}{\gamma - 1} d\left(\frac{p}{\rho}\right)$$

$$\frac{dp}{dt} = \gamma \frac{p}{\rho} \frac{d\rho}{dt} + (\gamma - 1) \lambda^T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Мы рассматриваем адиабатические возмущения давления, плотности и температуры, то есть происходящие настолько быстро, что не успевают сказываться теплопроводность между частицами среды.

Для адиабатических движений идеального газа скорость звука равна:

$$c^2 = \gamma \frac{p}{\rho} = \gamma RT$$

Подставим возмущенное решение в систему, и для удобства записи отбросим нижний индекс 0, означающий стационарное решение.

$$\frac{\partial p'}{\partial t} + v' \frac{dp}{dz} = c^2 \frac{\partial \rho'}{\partial t} + v' c^2 \frac{d\rho}{dz} \quad (10)$$

Будем искать решения системы в комплексном виде:

$$p' = p'_0 \exp i(\omega t - kz)$$

$$\rho' = \rho'_0 \exp i(\omega t - kz)$$

$$v' = v'_0 \exp i(\omega t - kz)$$

$k$  и  $\omega$  – волновое число и комплексная частота

$$p' \left(-\frac{ik}{\rho}\right) + \rho' \left(-\frac{c^2}{\rho} K_\rho\right) + v'(i\omega) = 0$$

$$p' \cdot 0 + \rho'(i\omega) + v' \rho (K_\rho - ik) = 0$$

$$p'(i\omega) + \rho'(-i\omega c^2) + v'(-f) = 0$$

Для удобства обозначим:  $K_\rho := \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz}$ ,  $f := c^2 \frac{d\rho}{dz} - \frac{dp}{dz}$

Для того чтобы эта система относительно трёх неизвестных имела ненулевые решения, необходимо, чтобы её определитель был равен нулю. Обозначим  $\lambda = \frac{\omega}{k}$ .

$$i\lambda \left(\frac{if}{k\rho} + \lambda^2\right) + \rho \left(\frac{K_\rho}{k} - i\right) \left(-i\lambda \frac{c^2 K_\rho}{\rho k} + \lambda \frac{c^2}{\rho}\right) = 0$$

Мы получили дисперсионное соотношение на  $k$  и  $\omega$ .

$$i\lambda \left( \frac{if}{k\rho} + \lambda^2 - c^2 \left( \left( \frac{K\rho}{k} \right)^2 + 1 \right) \right) = 0 \quad (11)$$

Таким образом мы получили два решения

- 1)  $\lambda = 0$  – конвективные волны распространяются со скоростью среды (покоятся), и имеют нейтральную устойчивость.
- 2)  $\lambda_{1,2} = \pm \left( c^2 \left( \left( \frac{K\rho}{k} \right)^2 + 1 \right) - \frac{if}{\rho k} \right)^{\frac{1}{2}}$  – две акустических волны, одна движется вверх, другая вниз.

Чтобы амплитуды колебаний не возрастали со временем, нужно чтобы мнимая составляющая комплексной частоты  $\omega$  была больше 0.

$$\omega = kc \left( \left( \frac{K\rho}{k} \right)^2 + 1 \right)^{\frac{1}{2}} \left( 1 - \frac{if}{kc^2\rho \left( \left( \frac{K\rho}{k} \right)^2 + 1 \right)} \right) \quad (12)$$

Поскольку  $\frac{if}{kc^2\rho \left( \left( \frac{K\rho}{k} \right)^2 + 1 \right)}$  – малая величина, разложим корень по формуле Тейлора.

$$\omega = kc \left( \left( \frac{K\rho}{k} \right)^2 + 1 \right)^{\frac{1}{2}} \left( 1 - \frac{if}{2kc^2\rho \left( \left( \frac{K\rho}{k} \right)^2 + 1 \right)} \right) \quad (13)$$

Тогда

$$i\omega = kc \left( \left( \frac{K\rho}{k} \right)^2 + 1 \right)^{\frac{1}{2}} \left( i + \frac{gf}{2kc^2 \left( \left( \frac{K\rho}{k} \right)^2 + 1 \right)} \right) \quad (14)$$

А значит при  $f < 0$  будет возмущение будет устойчиво.

Изучим поведение функции  $f$ .

$$f = c^2 \frac{d\rho}{dz} - \frac{dp}{dz}$$

Подставив уравнение состояния в уравнение импульса, выразим  $\frac{d\rho}{dz}$

$$\frac{d\rho}{dz} = -\rho\gamma \frac{\left( g + R \frac{dT}{dz} \right)}{c^2}$$

Подставив в  $\frac{dp}{dz}$  уравнение состояния и воспользовавшись предыдущим равенством, получим:

$$\begin{aligned} f &= \rho g \left( 1 - \gamma - \gamma \frac{R}{g} \frac{dT}{dz} \right) < 0 \\ 1 - \gamma &< \gamma \frac{R}{g} \frac{dT}{dz} \\ -\frac{dT}{dz} &< \frac{g}{c_p} \end{aligned} \quad (15)$$

Где мы воспользовались тем, что  $R = c_p - c_v$  и  $\gamma = \frac{c_p}{c_v}$

Таким образом волна  $\lambda_1$ , движущаяся вверх будет устойчива если температура падает медленнее чем  $\frac{g}{c_p}$ , и неустойчива, если быстрее. Для волны  $\lambda_2$ , движущейся вниз, будет наоборот. То есть среда будет неустойчива за счет акустических волн. Нейтральная устойчивость будет иметься лишь в случае  $\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}$ .

Проделанный анализ показывает устойчивость распределения близкого к эмпирически наблюдаемому распределению температуры в стандартной атмосфере.

### Безынерционная модель атмосферы.

Уравнение баланса тепловой энергии имеет вид:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -v \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{\rho c_p} \left( \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q \right) \quad (16)$$

Где  $\lambda$ - турбулентный коэффициент теплообмена

Исходя из уравнения неразрывности и баланса тепловой энергии получим соотношение для определения скорости среды:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\gamma - 1}{\gamma} \frac{1}{p} \left( \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q \right) \quad (17)$$

Где  $Q$ - ( $[Q]=W/M^3$ ) мощность излучения, поглощаемого атмосферой,  
Поскольку движение воздуха считается безынерционным

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \text{ откуда с учётом термического уравнения состояния}$$

$$\rho = \frac{p}{RT} \quad (18)$$

получим барометрическую формулу, для расчёта давления:

$$p = p_0 \exp \left( -\frac{g}{R} \int_0^z \frac{dz}{T} \right) \quad (19)$$

Для плотности водяных паров в атмосфере Земли, как известно:

$$p_{H_2O} = X p_{\text{sat}H_2O}(T, p) \quad (20)$$

$X$  – относительная влажность

Модель, созданная в рамках данной работы, включает в себя также уравнение неразрывности:

$$\frac{\partial \rho_{\text{air}}^{\circ}}{\partial t} + \frac{\partial \rho_{\text{air}}^{\circ} v}{\partial z} = 0 \quad (21)$$

Как видно, для решения уравнения баланса тепловой энергии необходимо знать излучаемое или поглощаемое атмосферой тепловое излучение  $Q$ .

### Радиационная модель атмосферы.

Запишем уравнения, связанные с переносом излучения [2,3]:

$$Q = \frac{\partial G}{\partial z} - \frac{\partial U}{\partial z}, \quad (22)$$

$$G = \sum_{\lambda} G_{\lambda}; U = \sum_{\lambda} U_{\lambda},$$

$$\rho_w = \frac{p_w}{R_w T},$$

$$p_w = \alpha p_{s,w}(T),$$

$$\cos \theta \frac{\partial G_{\lambda}}{\partial z} = (k_{\lambda,w} \rho_w + k_{\lambda,c} \rho_c)(G_{\lambda} - B(\lambda, T)), \quad (23)$$

$$\cos \theta \frac{\partial U_{\lambda}}{\partial z} = (k_{\lambda,w} \rho_w + k_{\lambda,c} \rho_c)(-U_{\lambda} + B(\lambda, T)),$$

где  $G$ ,  $U$  – интенсивность потока радиации [ $Вт/м^2$ ] соответственно в направлении к Земле ( $G$ ) и вверх от поверхности Земли ( $U$ ).

После осреднения по углу зенита  $\theta$  среднее значение косинуса по данным [4] оказывается примерно 0.6.

Граничные условия на внешней границе атмосферы  $z = H(t)$  и межфазной поверхности  $z = 0$ :

$$z = H(t): p = 0, \rho = 0, T = 0$$

$$z = 0: T = T_{\Sigma}.$$

Для того, чтобы записать условие теплового баланса на границе атмосферы и поверхности Земли, следует учесть осреднённое по длинам волн выражение для восходящего потока излучения [3]

$$U = AG + (1 - A)B(T) \Big|_{z=0} \quad (24)$$

Где  $G$ - поток падающего излучения,  $B$ - поток теплового излучения, соответствующий температуре поверхности Земли. Данное соотношение получается, как следствие предположения о том, что часть  $A$  единицы поверхности -полностью отражает падающее излучение, а оставшаяся доля поверхности  $(1 - A)$ - излучает как абсолютно чёрное тело с температурой  $T$ . Величина  $A$  представляет собой отношение интенсивности отражённого восходящего излучения к интенсивности падающего, т.е альбедо. Таким образом моделируется восходящее «серое» излучение земной поверхности.

Поток лучистой энергии с поверхности Земли в атмосферу:

$$q_{\uparrow} = (1 - A)(B(T) - G) - \lambda_{\text{air}} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (25)$$

Где  $J$ - поток водяного пара, испаряющегося с поверхности,  $L$  –теплота фазового перехода.

Соответственно поток со стороны атмосферы в земной грунт:

$$q_{\downarrow} = (1 - A)(G - B(T)) + \lambda_{\text{gr}} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (26)$$

На поверхности Земли выполняется условие баланса энергии на границе раздела сред земной поверхностью:

$$q_{\uparrow} + q_{\downarrow} = +\lambda_{\text{gr}} \frac{\partial T_{\text{gr}}}{\partial z} - \lambda_{\text{air}} \frac{\partial T_{\text{air}}}{\partial z} = q_{\Sigma(z=0)}$$

$$q_{\Sigma(z=0)} = J_{(z=0)}L \quad (27)$$

где  $L$ -теплота фазового перехода.

В соответствии с законом Ньютона- Рихмана, массовый поток  $J$  в атмосфере вблизи границы раздела разно-температурных сред, равен:

$$J_{z=0} = K_{\beta}(T_1 - T_2(P, P_{12}))/T_1 \quad (28)$$

где  $K_{\beta}$ коэффициент конвективного теплообмена в атмосфере вблизи поверхности Земли (обычно оценивается в пределах 1-10 Вт/м<sup>2</sup>/град),  $T_1$ - температура влажного воздуха вблизи поверхности,  $T_2$  – температура насыщения водяных паров на межфазной поверхности между грунтовой водой (или водной поверхностью) и водяным паром.

где  $J$  и  $l$  – интенсивность испарения (конденсации  $J < 0$ ) и теплота парообразования,  $A$  – коэффициент отражения коротковолновой радиации на поверхности Земли.

Начальные условия:

$$t = 0: T = T(0, z).$$

в соответствии с (10) позволяют определить распределения давления  $p = p(0, z)$ , плотности  $\rho = \rho(0, z)$  и, как показано ниже, вертикальной скорости  $w = w(0, z)$ .

### **Влияние массового содержания углекислоты в атмосфере на её температуру.**

На рис. 1 представлена зависимость температуры воздуха вблизи поверхности Земли при заданных различных массовых содержаниях  $\text{CO}_2$  в воздухе.

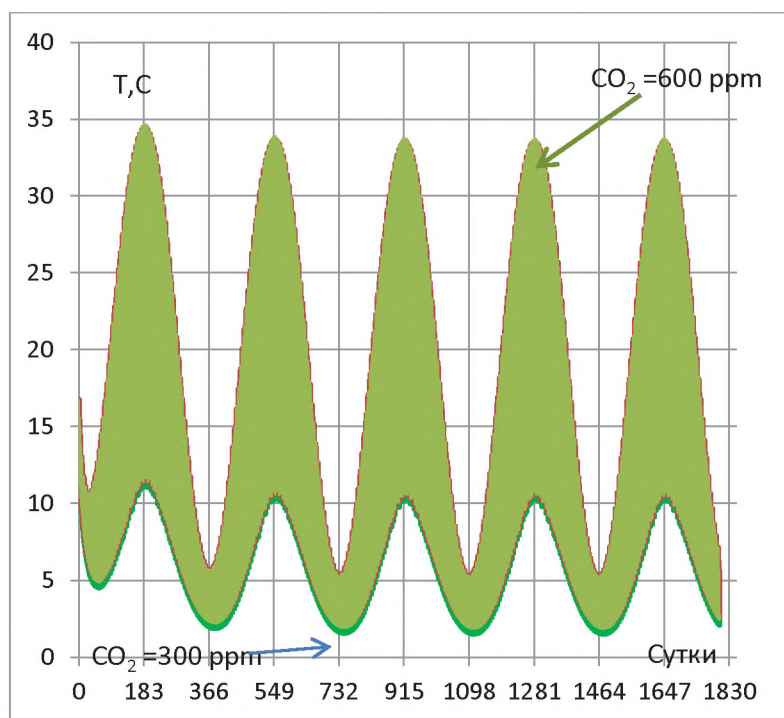


Рис.1. Зависимость температуры у поверхности Земли от времени. На рисунке представлена зависимость температуры от времени с шагом в 60 минут, чем обусловлены сливающиеся линии. Кажущаяся ширина линий соответствует разнице дневных и ночных температур. (До 23 град С в летний период)

Как видно из рисунка, процесс установления периодического режима, обусловленного сменой сезонов, занимает примерно один год. Ширина зелёной полосы в вертикальном направлении соответствует различию между дневной и ночной температурами. Например, для момента времени 1098 суток (зимнее время) ночная температура равна 2 град С, а дневная-5.5. град С. Увеличение массового содержания CO<sub>2</sub> в два раза незначительно изменяет температуру воздуха. Расчёт соответствует 40° С.Ш.

Атмосфера теряет тепловую энергию за счёт излучения, а на больших высотах поглощает. Следовательно, на нижних слоях атмосферы её разогрев обусловлен не излучением, а турбулентной теплопроводностью, а верхних слоях – излучением. На рис 4 представлен процесс установления среднегодовой температуры воздуха для при различных заданных значениях массовой доли CO<sub>2</sub> в атмосфере. Как видно, увеличение содержания CO<sub>2</sub> от 250 ppm до 500 ppm увеличивает температуру воздуха вблизи поверхности Земли приблизительно на 0.4 град.



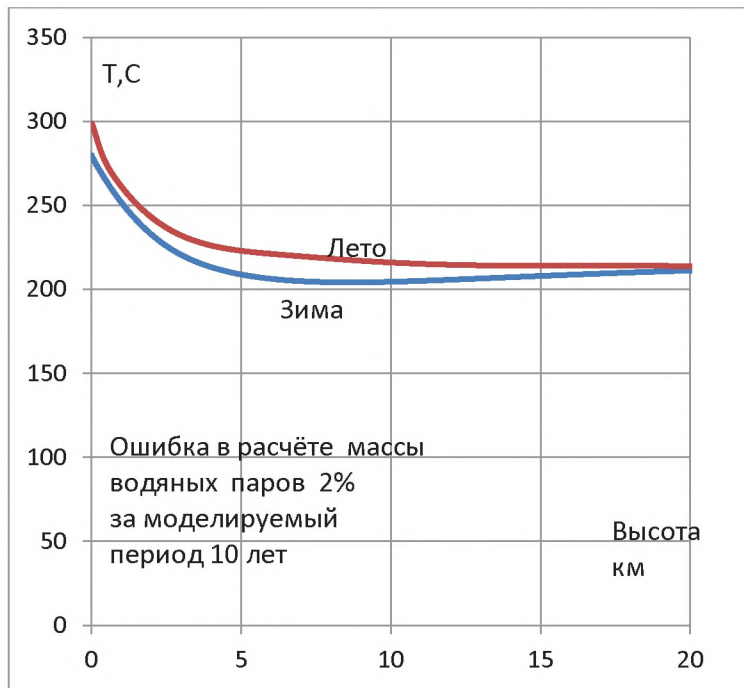


Рис.2. Представлено распределение температуры по высоте, соответствующее осреднению по летнему и зимнему сезонам рис.1.

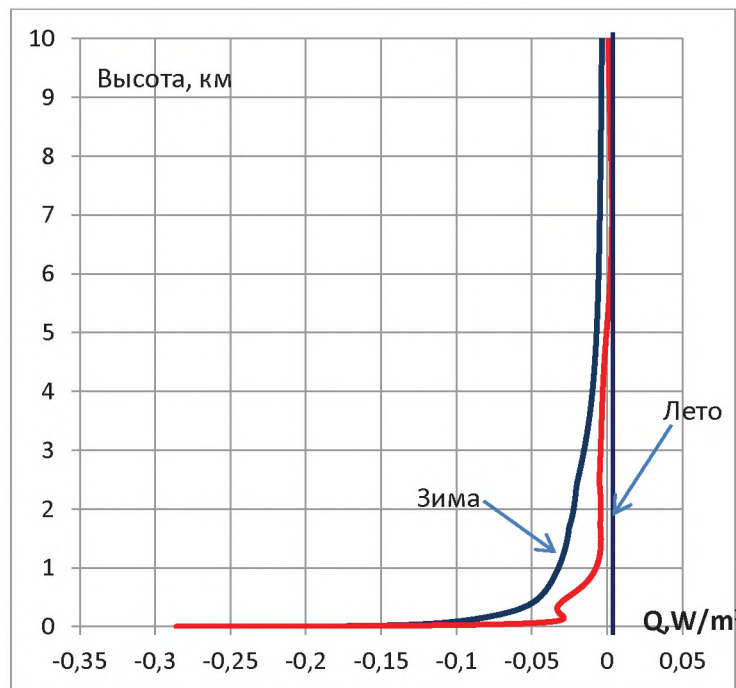


Рис.3. Представлено распределение по высотам для мощности, которая выделяется в атмосфере при поглощении солнечных лучей и переизлучении.

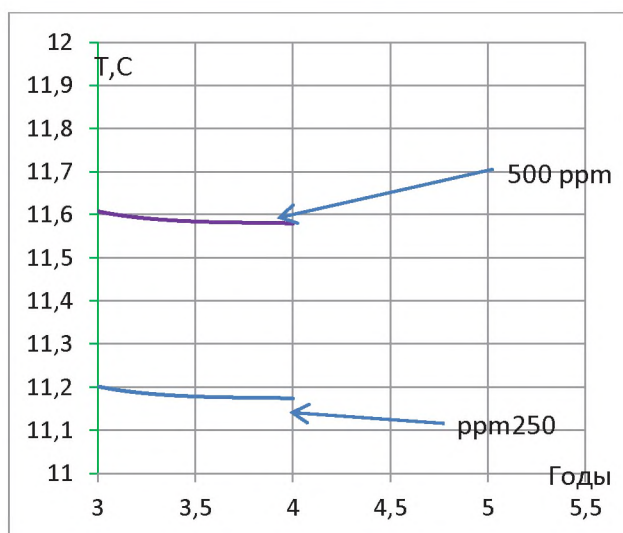


Рис.4. Представлены зависимости от времени для среднегодовой температуры. При этом опущен период установления периодического решения ( первые два года), когда значительно влияние начальных условий.

#### **Влияние интенсивности излучения на температуру атмосферы.**

Для учёта влияния интенсивности излучения Солнца использовались известные соотношения [4,5] , определяющие угол между нормалью к земной поверхности и направлением на Солнце в зависимости от времени суток и сезона. На рис 5. Представлена полученная зависимость косинуса упомянутого угла от времени для  $55^\circ$  С.Ш. ( широта Москвы). Как видно из рис. 6, расчётная модель правильно учитывает влияние интенсивности солнечного излучения результаты для меньших широт приводят к большим температурам. Конечно, в рамках одномерной интерпретации, не учитывающей горизонтальных движений атмосферы, не возможно количественно-точно моделировать распределения температуры около земной поверхности, но целью данной работы является не расчёт погодной обстановки, а определение влияния параметров атмосферы на решение.

**ВЫВОДЫ:** Представленная в настоящем отчёте радиационно-конвективная модель атмосферы рассматривает основные факторы, влияющие на формирование климата Земли. Для изучения роли этих факторов предложена одномерная модель климата, с помощью которой исследуются роль этих факторов при формировании вертикального распределения температуры, радиационных параметров, вертикальной скорости воздуха в атмосфере Земли в разных широтных регионах и возможных горизонтальных конвективных условиях. Поскольку целью исследования было исследование возможных диапазоны влияния роста содержания природных и антропогенных фактов (в частности, роста содержания  $\text{CO}_2$ ) на изменение климата, в настоящей работе рассмотрены следующие основные физические факторы, влияющие на климат:

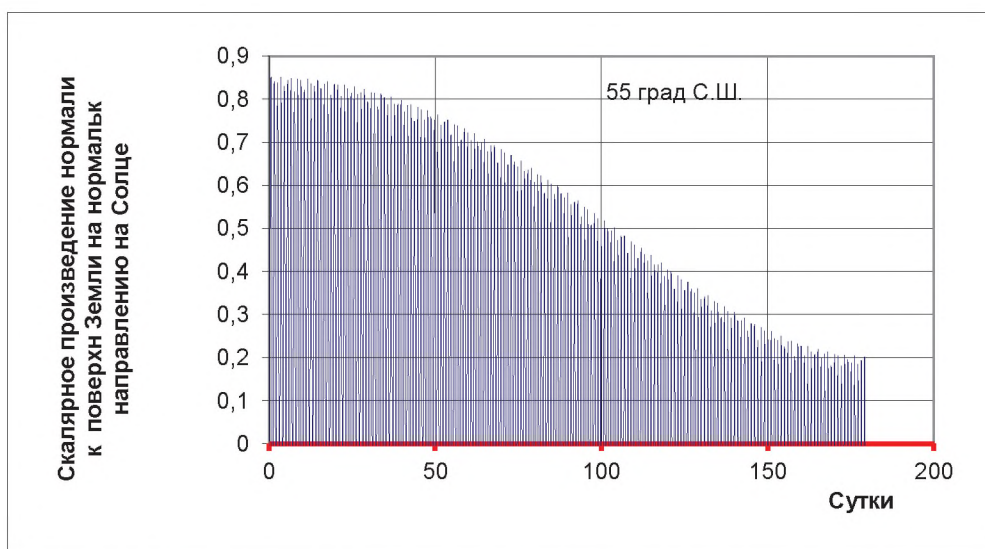


Рис. 5. Учёт данной зависимости в виде;  $I = I_0 \cos(nN)$ , где солнечная постоянная  $I_0$  зависит от расстояния между Землёй и Солнцем.  $N$ - направление на Солнце,  $n$ - нормаль к поверхности Земли.

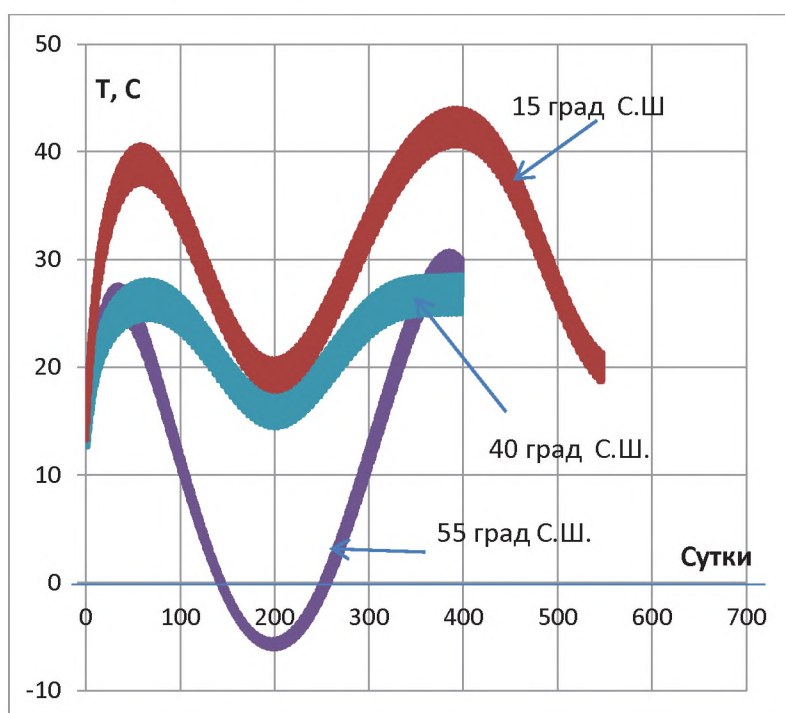


Рис.6. Представлены зависимости температуры воздуха вблизи поверхности Земли от времени для разных широт, в процессе установления периодического режима.

1. Влагосодержание (капельное и паровое).
  2. Содержание парниковых газов (водяного пара  $H_2O$ , углекислого газа  $CO_2$ ),
  3. Внутрифазный и межфазный тепло - и массоперенос в системе атмосфера – океан – суша:
- радиационный перенос;
  - турбулентный перенос тепла,  $CO_2$ , паровой влаги;

#### Список литературы

1. Калинин Н.А. Динамическая метеорология / Н.А. Калинин Пермь, Пермский ун-т, 2001.- 260 с.

2. Кондратьев К.Я. Актинометрия/ К.Я.Кондратьев.- Л. 1965 - 691 с.
3. Кондратьев К.Я. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности/ К.Я. Кондратьев, В.Н.Конашенок,С.Д. Андреев и др.//сб. тр. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности.-Л.-Гидрометеиздательство-1969-564 С.
4. Матвеев Л.Т Курс общей метеорологии/ Л.Т Матвеев–Л. Гидрометеиздат.-1984.-751с.
5. Нигматулин Р.И. Механика сплошной среды: кинематика, динамика, термодинамика, статистическая динамика/ Р.И. Нигматулин. -М. Геотар, 2014. -639 с.

УДК 532.517

## АДАПТАЦИЯ И ПРОВЕРКА РЕШАТЕЛЕЙ OPENFOAM ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ ТЕЧЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТЬЮ

*Жайнаков Аманбек Жайнакович, академик, д.ф.м.н., профессор, КГТУ им. И. Раззакова, Кыргызстан, 720044, г. Бишкек, пр. Мира 66, e-mail: [jainakov-41@mail.ru](mailto:jainakov-41@mail.ru)*

*Курбаналиев Абдикерим Брысбаевич, д.ф.м.н., профессор, ОшГУ, Кыргызстан, 723500, г.Ош, ул. Ленина 331, e-mail: [kurbanaliev@rambler.ru](mailto:kurbanaliev@rambler.ru)*

*Калеева Анара Колбаевна, стар. преп., БатГУ, Кыргызстан, 715100, г. Баткен, ул. Жусупова 21, e-mail: [kaleeva77@mail.ru](mailto:kaleeva77@mail.ru)*

*Турганбаева Акпари Балтабаевна преп. ОГПИ им. А. Мырсабекова, Кыргызстан, 723503, г. Ош, ул. Исанова, 73, e-mail: [turganbaeva@mail.ru](mailto:turganbaeva@mail.ru)*

Целью работы является численное моделирование распределения смешения скалярной величины в однофазном несжимаемом потоке в Т-образной смесительной трубе. Открытый пакет OpenFOAM был использован для моделирования. Проведено сравнение численных результатов с лабораторными экспериментами. Сравнения между численными и экспериментальными данными показывают хорошие согласие по характеристикам потока и переноса загрязняющих примесей.

**Ключевые слова:** турбулентность, однофазное течение, скалярный перенос, Т-образный смесительная труба, экологическая безопасность, открытый пакет OpenFOAM

## ADAPTATION AND VALIDATION OF OPENFOAM FOR ECOLOGICAL SAFETY RELATED FLOW SIMULATIONS

*Jainakov Amanbek Jainakovich, Academician, d.p.m.s., professor, KSTU named after I.Razzakov, Kyrgyzstan, 720044, c. Bishkek, pros. Mira-66, e-mail: [jainakov-41@mail.ru](mailto:jainakov-41@mail.ru)*

*Kurbanaliev Abdikerim Irisbaievch, d.p.m.s., professor, OshSU, Kyrgyzstan, 723500, c. Osh, Lenina street 331, e-mail: [kurbanaliev@rambler.ru](mailto:kurbanaliev@rambler.ru)*

*Kaleeva Anara Kolbaevna, star. prep., BatSU, Kyrgyzstan, 715100, c. Batken, Jusupova street-21, e-mail: [kaleeva77@mail.ru](mailto:kaleeva77@mail.ru)*

*Turganbaeva Akpari Baltabaevna, prep., OGPI named after A. Myrsabekova, Kyrgyzstan, 723503, c. Osh, Isanova street-73, e-mail: [turganbaeva@mail.ru](mailto:turganbaeva@mail.ru)*

The aim of this paper is the numerical simulation of scalar mixing distribution in the incompressible single phase scalar transport flow in a T-junction mixing pipe. Open source package OpenFOAM was used for simulation. The numerical results have been validated against laboratory experiments. The comparisons between the simulations and observations show a good agreement on the flow patterns and pollutant transports