

УДК 631.6:512.312

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА СЛОЯ ПОЧВЫ

Арушанов М.Л.

д.г.н., зав. лабораторией Научно-исследовательского гидрометеорологического института,
тел.: +(99890) 997-61-46, e-mail: mikl-arushanov@rambler.ru

Жумаев У.Х.

с.н.с., аспирант Научно-исследовательского гидрометеорологического института

Предложен и реализован алгоритм расчета температурного профиля слоя почвы, коэффициентов теплоемкости и теплопроводности, как функция влажности и плотности почвы.

Ключевые слова: математическая модель, уравнение теплопереноса, профиль температуры, коэффициенты теплоемкости и теплопроводности.

MODELING OF THERMAL MODE OF THE SOIL LAYER

Arushanov M.L., Jumaev U.H.

An algorithm for calculating the temperature profile of the soil layer, the coefficients of heat capacity and thermal conductivity, as functions of moisture and soil density, is proposed and implemented.

Keywords: mathematical model, heat transfer equation, temperature profile, heat capacity and heat conductivity coefficients.

ТУПРОҚ УСТИ ҲАРОРАТ РЕЖИМИ МОДЕЛИ

Арушанов М.Л., Жумаев У.Х.

Тупроқ намлиги ва зичлигининг функцияси сифатида, тупроқ қатламларининг ҳарорат профилини, иссиқлик ҳажми ва иссиқлик ўтказувчанлик коэффициентларини алгоритмик ҳисоблаш таклифи қилинган ва амалга оширилган.

Таянч иборалар: математик модел, иссиқлик узатиш тенгламаси, иссиқлик профили иссиқлик ҳажми ва иссиқлик ўтказувчанлик коэффициентлари.

1. Введение

Одной из главенствующих составляющих динамики роста культуры является распределение температуры в почве, имеющей неоднородную структуру почвенных слоев. Поэтому данные о вертикальном профиле температуры в исследуемом слое почвы чрезвычайно важны.

Совокупность явлений поступления, переноса и аккумуляции тепла называют *тепловым режимом почвы* [1]. С тепловым режимом почв тесно связаны начало и конец вегетационного периода, пространственное размещение растений, характер распространения корневых систем, скорость поступления к корням питательных элементов. Теплофизическое состояние почвы характеризуется комплексом теплофизических коэффициентов – теплоемкостью, тепло- и температуропроводностью, соответствующим температурным полем и тепловыми потоками, формирующимися в почвенном профиле. Оно определяется главным образом взаимосвязью почвенно-физических факторов, складывающихся в генетических горизонтах почвы, и атмосферного климата.

Важнейшей составляющей климата почвы является *температурный режим* – процесс изменения температуры почвы во времени и пространстве. Температура почвы существенно влияет на многие протекающие в ней процессы. С температурным режимом связаны внутрпочвенное испарение и транспирация, а температурный градиент оказывает непосредственное влияние на движение воды в почве. От температуры почвы, как и от ее влажности, зависит интенсивность азотных трансформаций [2, 3]. Поэтому актуальной и практически значимой является задача моделирования теплового режима почвы, а именно, нахождение численных значений комплекса теплофизических параметров.

2. Постановка задачи

Теплота, поступающая на поверхность почвы, под действием создаваемого градиента температур перераспределяется в толщине почвенного слоя. Уравнение теплопереноса в почве имеет вид [4]:

$$\rho \bar{n} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\chi \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\chi \frac{\partial T}{\partial y} \right) +$$

$$+ \frac{\partial}{\partial z} \left(\chi \frac{\partial T}{\partial z} \right) + f(x, y, z, t) \quad (1)$$

где T – температура почвы; $\rho(x, y, z)$ – плотность почвы; $c[w(x, y, z)]$ – теплоемкость; χ – коэффициент теплопроводности, зависящий от влажности почвы w : $\chi = \chi[w(x, y, z)]$. Теплоперенос осуществляется вдоль координатных осей Ox, Oy, Oz ; $f(x, y, z, t)$ – функция источника тепла.

Искомая функция T должна удовлетворять начальным и граничным условиям.

Нижняя граница помещается на глубине, на которой температура либо постоянна, либо зависит от времени известным образом. Примем, что на глубине 100см (нижняя граница) температура почвы остается постоянной. Основанием для этого предположения явились данные агрометеорологического архива Узгидромета на метеостанции Сыр-Дарья*, осредненные для каждого дня года за десятилетний период (1980-1990 годы). На рис. 1 приведен график годового хода температуры почвы на глубине ≈ 100 см по данным метеостанции Сыр-Дарья, осредненных с учетом выполненной интерполяции (см. сноску) за период 1980-1990 годы.

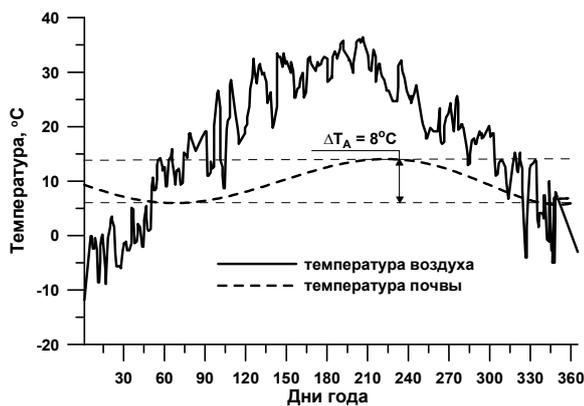


Рис. 1. Годовой ход температуры воздуха и температуры почвы на глубине 100 см по осредненным за период 1980-1990 годам данным Узгидромета.

Примечание: ΔT_A – максимальная разность амплитуд температуры почвы в ее годовом ходе.

В качестве верхнего граничного условия записывается соотношение, обеспечивающее «сшивание» решений задачи в почве и в приземном воздухе, - условие теплового баланса на поверхности почвы.

Рассмотрим двумерную аппроксимацию задачи о распределении температуры в почве.

* Ежедневных данных о профилях температуры в базе архивных данных Узгидромета не имеется, а только за отдельные дни месяца. Поэтому осреднение выполнялось для тех дней года, для которых имелись данные наблюдений, а затем выполнялась интерполяция.

Введем коэффициент температуропроводности

$K = \frac{\chi}{\rho c}$ и уравнение (1) преобразуем к виду:

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \\ & + \frac{K}{\rho c} \left[\frac{\partial(\rho c)}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial(\rho c)}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} \right] + \\ & + \frac{1}{\rho c} f(x, y, z, t). \end{aligned} \quad (2)$$

Решение уравнения (2) выполняется численным методом. Для этого почвенный профиль разбивается на слои (рис. 2) с заданным шагом, а решение уравнения (2) основывается на методе конечно-разностной схемы [5]. Для фиксированных значений $x = \text{const}, y = \text{const}$ узла сетки (рис. 2а) уравнение (2) может быть представлено в виде

$$C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial t} \left(k_z \frac{\partial T_s}{\partial z} \right), \quad (3)$$

где $C_s = \rho_s c_s$ – объемная теплоемкость почвы; ρ_s, c_s, k_z – плотность, удельная теплоемкость и коэффициент теплопроводности почвы, соответственно. При определении величины C_s учитывается структура почвы, а также ее влагосодержание. Уравнение для C_s может быть записано как:

$$C_s = \sum_{i=1}^4 \rho_i \theta_i c_i \quad (4)$$

где $\rho_i, \theta_i, c_i (i=1, 2, \dots, 4)$ – объемные доли различных почвенных фракций: минеральной ($i=1$), органической ($i=2$), воды ($i=3$) и воздуха ($i=4$), соответственно.

Таким образом, расчет потока тепла в почву, а также вертикального профиля температуры почвы основан на сопряженном решении уравнения теплового баланса земной поверхности и уравнения почвенной теплопроводности (4).

В окончательном виде уравнение для потока тепла G_s представим в виде

$$G_s = -k_z \frac{dT_s}{dz}. \quad (5)$$

Тогда краевые условия для (5) можно записать как:

$$\begin{aligned} C_s \frac{\partial T_{s,0}}{\partial t} = & R_n + \lambda E_s + H_s + G; \\ T_{s,N(t)}(t = t_0 + dt) = & T_{s,N}(t_0) + \frac{dT_{s,N(t)}}{dt} \end{aligned} \quad (6)$$

Выражения (6) (обозначения см. рис. 2) в общем виде выражают зависимость решения уравнения (5) на рассматриваемом временном периоде (вегетативный период) для фиксированного момента, начиная от t_0 (посев) до $t_0 + dt$.

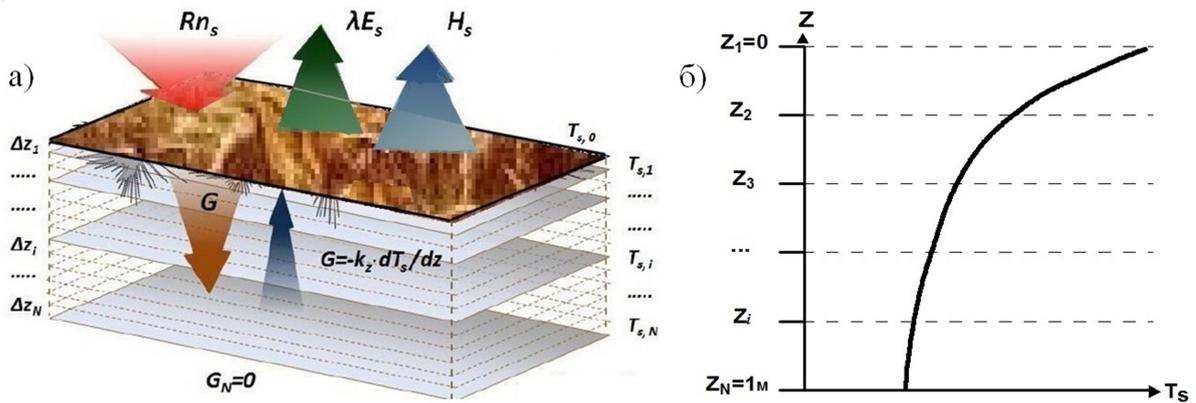


Рис. 2. Трехмерная иллюстрация (а) разбиения толщи почвы на слои Z_i ; б) – типичный температурный профиль почвы.

Примечание: R_n , λE_s , H_s , G – падающая солнечная радиация ($Вт/м^2$), поток тепла ($Вт$), связанный с фазовым преобразованием воды и турбулентный поток (б.в.), градиент температуры ($^{\circ}C/м$), соответственно.

3. Результаты численного моделирования

Приведенные ниже результаты модельных расчетов теплового режима почвы выполнены для климатических условий Сырдарьинской области Гулистанского района Узбекистана. В этой географической области преобладают почвы сероземного пояса засоленные, глинистые и суглинистые на аллювиальных суглинистых и глинистых отложениях, подстилаемых песком и галечником. Модельные расчеты теплового поля показали, что суточные колебания температуры почвы затухают уже на глубине 40–60 см; сезонные же изменения распространяются на большую глубину. Эти результаты хорошо согласуются с аналогичными исследованиями, выполненными в работах [1, 2, 4].

Анализ рис. 1 показал существование лага, т. е. смещения во времени температуры почвы на глубине 100 см по сравнению с изменением температуры воздуха. Минимум температуры почвы на глубине

100 см наблюдается в феврале-марте, максимум августе-сентябре. Наличие смещения позволило определить некоторый средний промежуток времени, ($\bar{\Delta t} \approx 30$ сут для слоя 100см) на который необходимо сдвинуть уровни одного ряда относительно другого, и построить зависимость температуры почвы, например, на глубине 100 см от температуры воздуха. Для более высоких слоев этот сдвиг квазилинейно уменьшается.

Как показали численные эксперименты, для фиксированной географической области, решение уравнений (2) или (4) достаточно выполнить один раз и построить регрессионное уравнение «температура почвы – температура воздуха» для каждого выделенного почвенного слоя, что обосновано высокой, близкой к экспоненциальной, корреляцией между поверхностной температурой почвы и ее температурой в слое до 100см (коэффициент детерминации $R^2 = 0,82$ (рис. 3)).

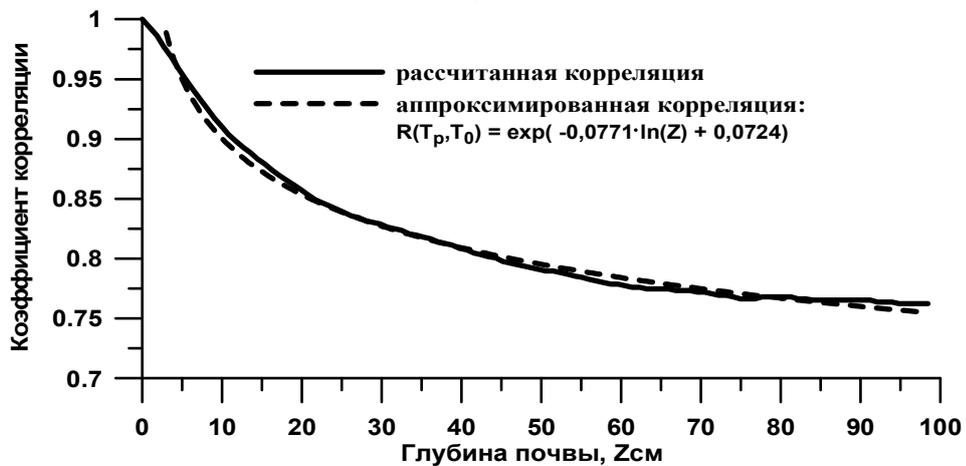


Рис. 3. Корреляционная зависимость температуры слоя почвы от ее поверхностной температуры.

Примечание: $R(T_p, T_0)$ – аппроксимированная корреляционная зависимость температуры слоя почвы (T_p) от температуры поверхностного слоя (T_0), как функция глубины слоя Z .

Днём поверхность почвы нагревается прямой солнечной радиацией, а ночью поверхность охлаждается в результате эффективного излучения [6] (разность восходящего и нисходящего потоков длинноволновой радиации на уровне земли). При этом минимальная температура воздуха наблюдается перед восходом Солнца, а максимальная температура отмечается через 2 – 3 часа после полудня. Нами регрессионные уравнения «поверхностная температура почвы – температура воздуха» получены для максимальных и минимальных температур почвы и воздуха, причем в качестве предиктора рассматривалась и приходящая в течение светлых суток солнечная суммарная радиация Q_{Σ} :

$$T_{p, \max} = 1,2784 \cdot T_{e, \max} + 0,4499 \cdot Q_{\Sigma} + 0,4744, \quad (7)$$

где $T_{p, \max}$ – максимальная температура на поверхности почвы, $T_{e, \max}$ – максимальная температура воздуха. Погрешность вычислений по формуле (7) составляет $\approx 9\%$.

В ночное время наблюдается взаимосвязь между минимальной температурой почвы и эффективным излучением Земли E^* . Исходя из выше сделанных соображений получено соотношение, которое предлагается использовать для расчетов минимальной температуры почвы:

$$T_{p, \min} = 0,8024 \cdot T_{e, \min} + 1,4789 \cdot E + 4,6385, \quad (8)$$

где $T_{p, \min}$ – минимальная температура на поверхности почвы, $T_{e, \min}$ – минимальная температура воздуха.

На рис. 4 приведен результат динамики расчетной и наблюдаемой по данным метеостанции Сыр-Дарья максимальной температуры почвы. Коэффициент корреляции между рядами динамики температуры при этом хорошо характеризует тесноту связи и равен 0,89. Поэтому, как показали численные эксперименты, для фиксированной географической области, решение уравнений (2) или (5) достаточно выполнить один раз и построить регрессионное уравнение «температура почвы – температура воздуха» для каждого выделенного почвенного слоя.

В течение каждых суток температура поверхности почвы достигает минимума \approx в момент восхода Солнца, максимума в 14-16ч, после чего вновь уменьшается, т.е. имеет выраженный суточный ход. Расчет суточного хода температуры почвы на глубинах от 1см до 80 см приведен на рис. 5. Температура почвы на глубине 60–100 см, практически, не изменяется в течение суток, но имеет явно выраженный сезонный ход (рис. 1).

Климатические профили температуры почвы, как решение уравнения (4) для 12 месяцев года в климатических условиях Сырдарьинской области Гулистанского района, приведены на рис. 6.

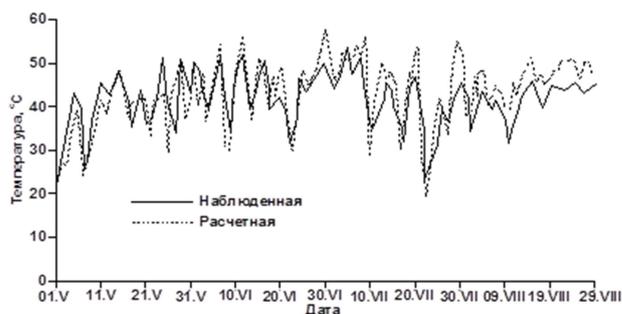


Рис. 4. Динамика расчетной и наблюдаемой максимальной температуры почвы за вегетативный период озимой пшеницы.

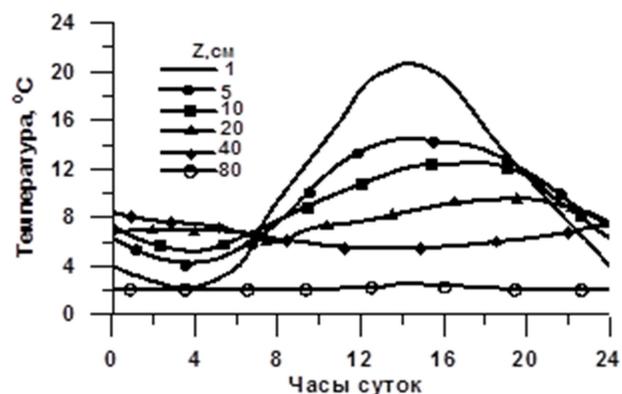


Рис. 5. Суточный ход температуры почвы на различных глубинах, апрель.

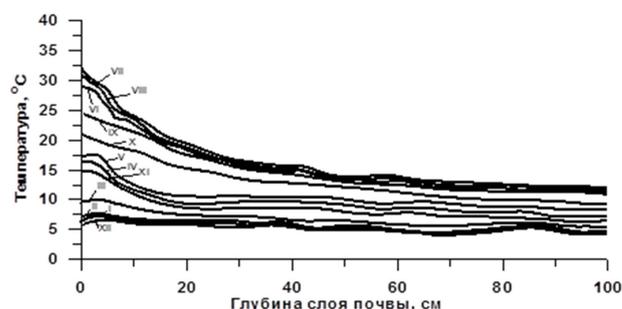


Рис. 6. Климатические профили температуры почвы.

4. Коэффициенты теплоемкости и теплопроводности, как функции влажности и плотности почвы

В математическую постановку задачи (2) входят коэффициенты теплоемкости и теплопроводности, которые зависят от влажности w и плотности почвы ρ . Объемная теплоемкость почвы определяется по формуле:

$$c(w) = \rho \left(0,2 + \frac{w}{100} \right). \quad (9)$$

Связь теплопроводности χ с влажностью и плотностью почвы хорошо аппроксимируется квадратичной зависимостью вида:

$$\chi(w) = [c(w) \cdot \lambda_1 (w - \lambda_4)^2] + \lambda_2 \rho + \lambda_3. \quad (10)$$

* Значения эффективного излучения Земли были получены в результате обработки данных AVHRR, получаемые метеорологическим спутником серии NOAA, и данных двухпотоковой модели длинноволновой радиации [63]. Их совместное использование дало погрешность расчетов менее 7%.

Неизвестные коэффициенты в (10) λ_i ($i=1,2,3,4$), определены по данным [2,8] и уточнены для почв сероземного пояса Узбекистана при проведении численных экспериментов: $\lambda_1 = -0,0139$; $\lambda_2 = 3,171$; $\lambda_3 = 1,229$; $\lambda_4 = 19,978$.

Расчетные значения теплофизических коэффициентов приведены в табл. 1. Численный алгоритм решения задачи реализован на языке Fortran PowerStation.

Таблица 1
Теплофизические коэффициенты почв (Сырдарьинская область, Гулистанский район)

Почва	Z, см	ρ , кг/м ³	Влажность, %								
			15			20			25		
			c, Дж/м ³ ·К	$\chi \cdot 10^{-3}$, Вт/м·°С	K·10 ⁻³ , м ² /с	c, Дж/м ³ ·К	$\chi \cdot 10^{-3}$, Вт/м·°С	K·10 ⁻³ , м ² /с	c, Дж/м ³ ·К	$\chi \cdot 10^{-3}$, Вт/м·°С	K·10 ⁻³ , м ² /с
I	0-10	1,10	0,3887	1,6856	3,9418	0,440	2,0307	4,1960	0,4949	2,1246	3,9031
	10-20	1,12	0,3958	1,7408	3,9268	0,448	2,0954	4,1764	0,5039	2,1945	3,8887
	20-30	1,14	0,4028	1,7968	3,9123	0,456	2,1611	4,1575	0,5129	2,2655	3,8749
	30-40	1,18	0,4170	1,9116	3,8847	0,472	2,2954	4,1217	0,5309	2,4108	3,8486
	40-50	1,23	0,4347	2,0600	3,8528	0,492	2,4689	4,0802	0,5534	2,5987	3,8182
	50-60	1,34	0,4735	2,4057	3,7910	0,536	2,8725	3,9997	0,6029	3,0367	3,7592
	60-70	1,38	0,4877	2,5379	3,7710	0,552	3,0267	3,9736	0,6209	3,2044	3,7401
	70-80	1,38	0,4877	2,5379	3,7710	0,552	3,0267	3,9736	0,6209	3,2044	3,7401
	80-90	1,41	0,4983	2,6394	3,7567	0,564	3,1449	3,9550	0,6344	3,3330	3,7265
	90-100	1,45	0,5124	2,7779	3,7386	0,580	3,3061	3,9314	0,6524	3,5085	3,7092
	II	0-10	1,02	0,3604	1,4736	4,0078	0,408	1,7818	4,2819	0,4589	1,8563
10-20		1,12	0,3958	1,7408	3,9268	0,448	2,0954	4,1764	0,5039	2,1945	3,8887
20-30		1,21	0,4276	2,0056	3,8653	0,484	2,3988	4,0964	0,5444	2,5227	3,8301
30-40		1,26	0,4453	2,1516	3,8349	0,504	2,5760	4,0568	0,5669	2,7148	3,8011
40-50		1,26	0,4453	2,1516	3,8349	0,504	2,5760	4,0568	0,5669	2,7148	3,8011
50-60		1,32	0,4665	2,3408	3,8015	0,528	2,7969	4,0133	0,5939	2,9546	3,7692
60-70		1,32	0,4665	2,3408	3,8015	0,528	2,7969	4,0133	0,5939	2,9546	3,7692
70-80		1,34	0,4735	2,4057	3,7910	0,536	2,8725	3,9997	0,6029	3,0367	3,7592
80-90		1,35	0,4771	2,4384	3,7859	0,540	2,9107	3,9930	0,6074	3,0782	3,7543
90-100		1,38	0,4877	2,5379	3,7710	0,552	3,0267	3,9736	0,6209	3,2044	3,7401

Примечание: c – объемная теплоемкость почвы; χ – теплопроводность почвы; K – температуропроводность. I – почва сероземного пояса, засоленная, глинистая и суглинистая; II – почва на аллювиальных отложениях с песком и галечником

Приведенные в табл. 1 теплофизические характеристики рассматриваемых почв отражают объективные почвенно-физические факторы, такие как плотность почвы, водно-физические свойства. Применение предложенных аппроксимирующих функций (9), (10) позволяет существенно сократить объем экспериментальных исследований. Результаты моделирования отражают динамику распределения температур по почвенному профилю в течение суток и в течение года. На основании выполненных модельных расчетов можно сделать следующие выводы:

- коэффициент объемной теплоемкости линейно растет при увеличении влажности;
- коэффициент температуропроводности имеет ярко выраженный максимум при определенной влажности почвы;

- коэффициент теплопроводности нелинейно возрастает, стремясь к «насыщению».

5. Заключение

Привлечение методов имитационного компьютерного моделирования к описанию теплофизического состояния почв является важной практически значимой задачей. Реальный и компьютерный эксперименты должны стать взаимодополняющими сторонами единого экспериментального метода. Возможности компьютерного моделирования позволяют изучить тепловые процессы в почвенном профиле для различных типов почв и природных условий.

Литература

[1] Шейн Е. В. Курс физики почв. – М.: Наука. – 2005. – 290 с.

- [2] *Полуэкттов Р.А., Смоляр Э.И., Терлеев В.В., Топаж А.Г.* Модели продукционного процесса сельскохозяйственных культур. – СПб. – 2006. – 199с.
- [3] *Полуэкттов Р. А., Терлеев В. В.* Компьютерная модель динамики содержания азота в корнеобитаемом слое почвы //Агрохимия. – 2010. – № 10.– С. 17-24.
- [4] *Хворова Л.А., Топаж А.Г.* Динамическое моделирование и прогнозирование в агрометеорологии. – Барнаул, 2010. – 210 с.
- [5] *Самарский А.А.* Методы решения сеточных уравнений. – М.: Наука. – 1978. – 298 с.
- [6] *Матвеев Л. Т.* Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометиздат, 1965. – 874 с.
- [7] *Агрогидрологические свойства почв: справочник.* – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 109 с.