



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра метеорологии климатологии и охраны атмосферы

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему: «Анализ связи радиационного баланса и температуры поверхности
почвы»

Исполнитель Павлов Алексей Андреевич
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат технических наук доцент
(ученая степень, ученое звание)

Лебедев Андрей Борисович
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
заведующий кафедрой


(подпись)

кандидат физико-математических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)

Сероухова Ольга Станиславовна
(фамилия, имя, отчество)

« 21 » июня 2023 г.

Санкт-Петербург
2023

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1.1. Энергообмен атмосферы и подстилающей поверхности и его описание с помощью уравнения теплового баланса. Составляющие уравнения теплового баланса.....	5
1.2. Радиационный баланс поверхности. Составляющие радиационного баланса поверхности	8
1.3. Методы расчета составляющих радиационного баланса для пункта при отсутствии актинометрических наблюдений.....	11
Глава 2. Влияние физико-географических условий на радиационный баланс земной поверхности.....	13
2.1 Влияние характера подстилающей поверхности.....	13
2.2 Суточный и годовой ход радиационного баланса	14
Глава 3. Тепловой режим почвы и его связь с радиационным балансом.....	17
3.1 Задача о суточном ходе температуры почвы и ее решение.....	17
3.2. Формирование вертикального профиля температуры почвы. Законы Фурье	23
Глава 4. Изучение связи температуры подстилающей поверхности и радиационного баланса этой поверхности по материалам наблюдений.....	26
4.1 Существующие гипотезы о зависимости температуры поверхности почвы от радиационного баланса и ее обоснование	26
4.2 Данные для проведения расчетов.....	43
4.3. Сравнение результатов с ранее полученными и анализ	47
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	50
ЛИТЕРАТУРА	3
Приложение 1	59
Приложение 2	62

ВВЕДЕНИЕ

Солнце или солнечное излучение является основным источником энергии для всех физических и биологических процессов, происходящих на Земле. Планетарные циркуляционные системы атмосферы и океанов приводятся в действие солнечной энергией. Обмен водяным паром и жидкой водой с места на место, в течение земной шар зависит от солнечной энергии. Лучистая энергия от Солнца, падающая на землю, называется инсоляцией или приходящей солнечной радиацией. Он передается в различных длинах волн электромагнитного спектра, в основном в ультрафиолетовом, видимом и инфракрасных диапазонах. Ввиду важности солнечной энергии для процессов погоды, климата и сельском хозяйстве важно понимать характеристики излучения и физические законы, управляющие им.

Температура почвы играет важную роль во многих почвенных процессах и связана с атмосферными, почвенными и поверхностными условиями. Температура как один из движущих факторов почвогенеза была признана в конце 19 века Докучаевым [1] и независимо от Хилгард [2], который перечислил климат, растения и организмы, исходный материал и время в качестве ключевых почвообразующих факторов. Позже, например, Элленберг [3] и Грей и др. [4] показали, что существует доминирующее влияние климата и исходного материала на многочисленные свойства почвы.

Измерения температуры почвы имеют решающее значение для калибровки многих функций температурного отклика почвы в имитационных моделях, поскольку температура почвы и содержание воды влияют на физические, химические и биологические процессы в почве. Поскольку свойства почвы и условия поверхности значительно различаются в пространстве, это создает большую проблему для определения температуры почвы на конкретном участке моделирования, а также для пространственного применения моделей температуры почвы. Большая часть данных о приземных атмосферных условиях поступает с метеостанций, которые распределены

неравномерно, что создает значительную неопределенность в отношении пространственного распределения, особенно в отношении осадков. Однако свойства почвы и важные условия поверхности, такие как снежный покров и характеристики растительного покрова [7] которые влияют на температуру почвы, гораздо труднее оценить из-за их еще более сильной пространственной изменчивости.

Что касается сельскохозяйственного землепользования, факторы управления, такие как орошение, обработка почвы и управление растениеводством (т.е. сбор урожая, обрезка и мульчирование), влияют на физические свойства почвы и/или характеристики поверхности почвы, влияя на температуру и влажность почвы и могут вносить значительные пространственные и временные изменения по сравнению с естественными или ненарушенными землями.

Предмет исследований радиационного баланса и температуры подстилающей поверхности.

Цель работы – провести анализ теплового режима почвы с радиационным балансом подстилающей поверхности для нужд сельского хозяйства.

Задачи работы:

- 1) Изучить механизмы энергообмена атмосферы и подстилающей поверхности и его описание с помощью уравнения теплового баланса;
- 2) Оценить влияние физико-географических условий на радиационный баланс земной поверхности;
- 3) Провести анализ уравнений теплопроводности почвы и основные теплофизические характеристики приповерхностного слоя почвы;
- 4) Изучить суточный ход составляющих радиационного баланса в посевах безрассадного томата в условиях Ростовской области до и после полива.

ГЛАВА 1. РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

1.1. Энергообмен атмосферы и подстилающей поверхности и его описание с помощью уравнения теплового баланса. Составляющие уравнения теплового баланса

Под тепловым балансом Земли следует понимать пропорциональное распределение энергии, которая поступает и расходуется на поверхности Земли в виде тепловой и лучистой энергии и в атмосфере [8].

Главным образом энергия на поверхность Земли поступает от излучения Солнца. Количественные параметры данного излучения выражается с помощью солнечной постоянной, которая включает число солнечных лучей проходящих перпендикулярно установленной площади. На земной поверхности данное значение не превышает 1000 Вт/м^2 , тогда как на орбите она находится в пределах 1370 Вт/м^2 (рисунок 1.1).



Рисунок 1.1 – Распределение солнечной энергии на поверхности Земли

Тепловой баланс атмосферы и поверхности чаще всего выражают с помощью закона сохранения энергии и его составляют для отдельных элементов земной поверхности или атмосферы, или же их совокупности, в

этом случае формируется основа для теплового баланса системы Земля-атмосфера.

Тепловой баланс земной поверхности можно выразить с помощью уравнения:

$$R = P + A + L_E \quad (1.1)$$

где R – радиационный баланс;

L_E – затраты тепла на испарение;

P – затраты тепла на турбулентный теплообмен;

A – теплообмен поверхности с нижележащими слоями.

Схематически данный процесс можно представить в следующем виде.

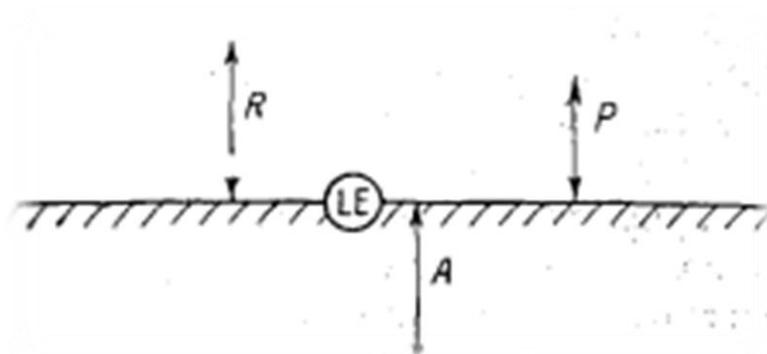


Рисунок 1.2 – Схема теплового баланса

Если на основании многолетних исследований установить значение солнечной энергии, приходящую на поверхность Земли, за 100 %, то доля приходящая на радиационный баланс составит не более 30 % и будет включать испарение в количестве 20 % и затраты на нагрев воздуха в количестве 10 %. Более стабильная ситуация наблюдается в распределении температурных значений в верхних слоях литосферы и водной поверхности. Данное заключение позволяет приравнять тепловой баланс к нулю в процессе горизонтального теплообмена в пределах литосферы и водной поверхностью планеты. Затраты тепла на испарение на планете в 2 раза больше, чем на нагревание воздуха в связи с тем, что океан занимает около 70% ее поверхности.

В тепловом балансе земной поверхности наибольший расходный компонент является испарение, а поступление тепла, которое формируется в процессе конденсации водяного пара, относится в преобладающей расходной части в атмосфере. Процесс испарения вызывает потеря тепла с поверхности Земли и близлежащих слоев атмосферы, что способствует снижению температуры нижних слоев тропосферы. Процессы конденсации воды в газообразной форме способствует формированию различных видов облаков и приводит к росту температурного параметра.

Причем в низких широтах процессы конденсации приводят к масштабному росту температур в пределах всей тропосферы, тогда как в полярных широтах нагрев тропосферы происходит в границах ее нижней части.

Далее по приоритетности в части расходной теплового баланса земной поверхности и приходной для теплового баланса атмосферы относят вихревой тепловой поток, который формируется в фазе раздела сред литосфера-атмосфера. Ее еще называют явной теплотой. Воздействию явной теплоты подвержен 3 км слой тропосферы.

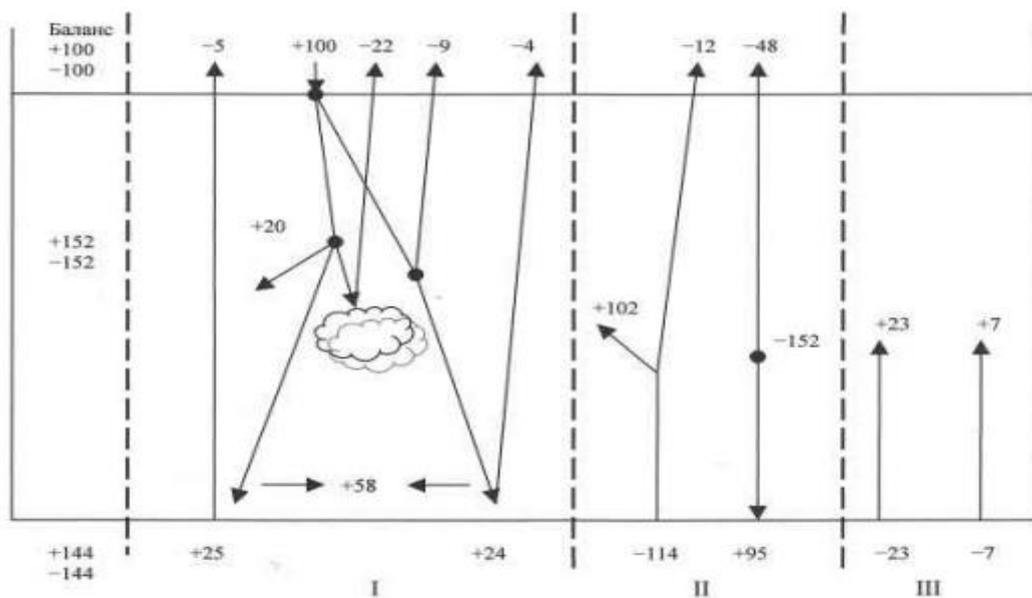


Рисунок 1.3 – Распределение теплоты в атмосфере и прилегающей земной поверхностью

Тепловой баланс атмосферы можно выразить в виде уравнения (рисунок 1.3):

$$\Delta W = R + P + A + L_E \quad (1.2)$$

где ΔW – колебания теплосодержания внутри столба атмосферного воздуха.

Как видно из уравнения (1.2), тепловой баланс атмосферы складывается из радиационной ее составляющей, результатов фазовых преобразований водяного пара за счет испарения и конденсации, вихревого столбчатого обмена между атмосферой и земной поверхностью.

1.2. Радиационный баланс поверхности. Составляющие радиационного баланса поверхности

Радиационный баланс поверхности в воздушной прослойке можно выразить как заданное соотношение лучистой энергии, которая распределена в вертикальном столбе с диаметром до 1 см^2 на всю высоту атмосферы. Проще говоря, это суммарное значение пучка радиационных волн, поступающих в атмосферу от Солнца и их потеря в космическом пространстве.

Радиационный баланс поверхности и атмосферы можно представить в виде уравнения:

$$R = I_0 + I_\infty + E_\infty \quad (1.3)$$

где I_0 – количество поступившей границу атмосферы солнечной радиации,

I_∞ – количество радиации, имеющая коротковолновый (приходная и расходные части),

E_{∞} – количество отраженной радиации от земной поверхности и атмосферы, имеющая длинноволновый диапазон радиация.

Схематически данный процесс можно выразить следующим образом (рисунок 1.4).



Рисунок 1.4 – Схема радиационного баланса поверхности и атмосферы

Положительное значение радиационного баланса характерно для пояса от 30° южной широты до 30° северной широты. Для более высоких широт баланс имеет отрицательное значение. Но в среднем по планете тепловой баланс стремится к нулевым значениям. В связи, с чем земная поверхность прибывает в состояние лучистого равновесия.

Для атмосферы характерен отрицательный радиационный баланс, а для земной поверхности он положителен. Если рассматривать в системе атмосферу–земную поверхность, то в этом случае радиационный баланс находится в отрицательных значениях.

$$R_A = E_{эф} - E_A + Rn \quad (1.4)$$

где Rn – солнечная радиация, которая была поглощена атмосферой,

R_A – эффективное излучение с земной поверхности,

E_A – общая радиация, включающая короткие и длинные волны, выделяющиеся за пределы атмосферы.

Схематически данный процесс можно выразить следующим образом (рисунок 1.5).

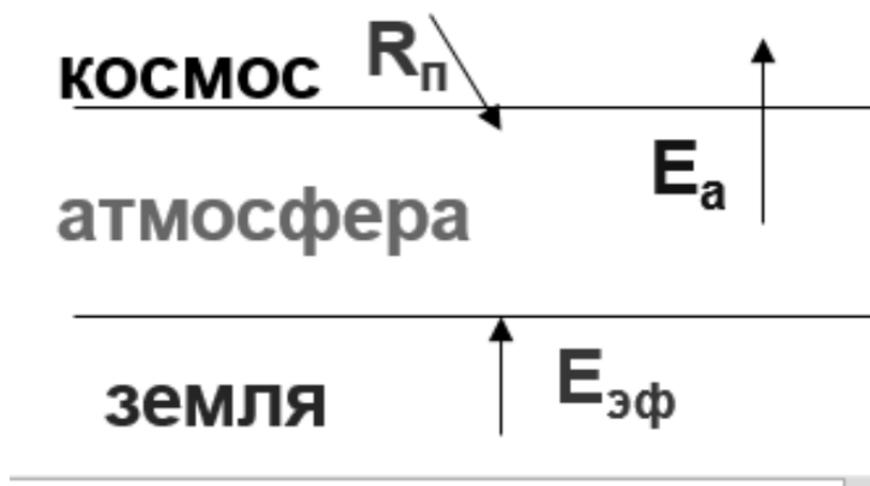


Рисунок 1.5 – Схема радиационного баланса атмосферы

В составляющие радиационного баланса, обеспечивающие приход энергии относят коротковолновые волны, которые были поглощены атмосферой, и эффективное излучение, которое сорбируется парниковыми газами, а в расходной части находится совокупность потерь радиации в космическое пространство.

Количество солнечной энергии, получаемой на единицу горизонтальной площади земной поверхности, зависит от количество факторов. К ним относятся интенсивность излучения, испускаемого солнцем, положение солнца в небе и общей прозрачности атмосферы. Качество солнечного излучения, достигающего земной поверхности также зависит от тех же факторов.

При среднем расстоянии Земли от Солнца, равном примерно $1,5 \cdot 10^8$ км, интенсивность излучения, перпендикулярная солнечному лучу, известна как солнечная постоянная. Значение солнечной постоянной оценивается между 1369 и 1375 Вт/м² при среднем значении 1373 Вт/м². Однако главным фактором определение энергии у земной поверхности – это угол наклона солнца по отношению к земной поверхности.

Плотность потока излучения у земной поверхности зависит от косинуса зенитного угла Солнца и это зависит от времени суток, широты и сезона.

1.3. Методы расчета составляющих радиационного баланса для пункта при отсутствии актинометрических наблюдений

При актинометрических наблюдениях солнечной радиации не измеряются длинноволновые составляющие. В связи с чем, эффективное излучение рассчитывают путем вычитания из общего радиационного баланса поглощенной радиации.

Собственное излучение поверхности Земли на определённый срок мониторинга с учетом ее температуры можно выразить:

$$E_n = \delta * \sigma * T^4 \quad (1.1)$$

где $\delta = 0,96$ – относительная излучательная способность,

$\sigma = 5,67 * 10^8 \text{ Вт}/(\text{м}^2 * \text{К}^4)$ – постоянная Стефана-Больцмана,

T – температура поверхности почвы, К.

Определение значения суточной суммы собственного излучения литосферы осуществляется путем осуществления временного интегрирования суточных параметров этого излучения.

Суммарная радиация складывается из рассеянной и прямой, которая попадает на земную поверхность и выражается следующим образом:

$$Q = D + S' \quad (1.2)$$

D – рассеянной радиация, при безоблачном небе она составляет 0,28 кВт/м², а при наличии облаков 0,70 кВт/м²;

S' – прямая солнечная радиация на поверхности земли, которая определяется из выражения:

$$S' = S * \sinh \quad (1.3)$$

где h – высота Солнца на определённый момент времени,

S – прямая солнечная радиация.

Определение длинноволнового баланс можно выполнить:

$$B_{Д} = B - B_{К} = B - Q + R_{К} \quad (1.4)$$

где $B_{К}$ – коротковолновый баланс,

$R_{К}$ – коротковолновая радиация,

В ночное время радиационный баланс практически равен нулю и в этот период рассчитывается только длинноволновая радиация.

Глава 2. Влияние физико-географических условий на радиационный баланс земной поверхности

2.1 Влияние характера подстилающей поверхности

Так как поступающая энергия Солнца поглощается поверхностью Земли, то происходит нагрев и атмосферы, и земного слоя. Данное явление создает тепловой режим воздушной и твердой оболочек земли. Именно они формируют климат всей планеты.

Под тепловым режимом атмосфера следует понимать динамику изменения температуры в атмосфере при постоянных наблюдениях. Тепловой режим формирует климатические особенности местности и оценивается по особенностям прохождения теплообменных процессов между атмосферным воздухом и совокупностью пространств, состоящих из космического пространства, воздух различных слоев атмосферы и земная поверхность.

Теплообмен осуществляется тремя направлениями: радиационным, процессами испарения и за счет процессов теплопроводности. Радиационное направление происходит путем излучения самим воздушным пространством и поглощения им радиации Солнца, и других слоев земной поверхности. Теплопроводность происходит на молекулярном уровне, а именно между воздушным и земным слоем земной поверхности, и турбулентном уровне, т.е. внутри воздушного слоя атмосферы.

Процесс испарения в конечном итоге заканчивается конденсацией водяного пара. При протекании процесса испарения происходит поглощения тепла, а при конденсации наблюдается его выделение.

К второстепенным направлениям теплообмена можно отнести адиабатические процессы. Он сконцентрирован внутри воздушных масс без дополнительного обмена с окружающей средой, это характерно для вертикального перемещения масс.

Все данные направления теплообмена способствует колебанию температур воздуха. В науки метеорологии выделяют следующие виды изменения температуры: индивидуальные и локальные.

При индивидуальном изменении температур происходит перестройка теплового режима слоя воздушного пространства и вызывается за счет явления теплообмена, которые были рассмотрены выше.

Для конкретной территории земной поверхности характерны локальные изменения температуры воздуха с учетом особенностей теплообменных процессов. Также они формируются горизонтальной адвекцией холодного или тёплого воздуха.

Удельная теплоёмкость и теплопроводность оказывают влияние на тепловой режим всех поверхностей. С учетом физических особенностей грунта его теплоемкость меньше, чем у воды. В случае с грунтом нагрев и остывание происходит только его верхних слоев. В воде температура колеблется в зависимости от прозрачности толщи, осуществляется ли процесс турбулентного перемешивания или вертикального перемещения.

Совокупность этих факторов вызывает изменения температуры в грунте в течение суток менее чем на 1 м, а за год до 20 м. в случае с водой в течение суток температура изменяется до 20 м а в за год до 400 м.

2.2 Суточный и годовой ход радиационного баланса

Для грунта наступление суточного хода температуры приходится на 0,5 часа после начала светового дня и достигает максимальных значений на 13-14 часа.

Для Московской области присуще суточный диапазон изменения температур на поверхности земли составляет в зимний период 5-10⁰С, а в летний период 10-20⁰С. Максимальные значения суточных изменений температур, которые наблюдаются на поверхности грунты, наблюдаются в сухую безоблачную погоду.

Для экватора не характерно наличие годового хода температуры, которая формируется на грунте. Динамика роста годовых изменений температур наблюдается в направлении умеренных широт, так как наблюдается увеличение на 3°C в пределах 10° с.ш., а уже на 30° с.ш. прирост составляет 10°C , на 50° с.ш. прирост – 25°C . В районе полюсов температура незначительно снижается.

На снижение температуры грунта оказывает влияние растительный покров, в зимний период наблюдается рост температуры за счет формирования снежного покрова. Это можно проследить при оценке глубины промерзания грунта, в частности без снежного покрова он может промерзнуть до 100 см, тогда как при его наличии всего на 40 см.

В качестве примера можно привести наблюдения по повышению роста температуры грунта на $6-7^{\circ}\text{C}$ под снежным покровом в пределах средней полосы Европейской части России. Температура изменяется в зависимости от снежного покрова, который формируется на грунте.

Для поверхности мирового океана характерно наступления суточного хода температур на 2-3 час после начала светлого дня, а достигает своих максимальных значений на 15–16 часе. В течении суток температура может изменяться до глубины более 20 см. Суточные колебания температур воды также привязана в географическим особенностям местности. Для умеренных широт прирост температур водной поверхности достигает $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$, В условиях тропиков это значение составляет $0,5^{\circ}\text{C}$. А для морей России, расположенные в южной части страны, это значение составляет $1-2^{\circ}\text{C}$

Для больших озер, расположенных в умеренных широтах, присуще изменение температуры в пределах 2-. Это явление вызвано значительными изменениями температуры прилегающего грунта.

В морях годовые изменения температур наблюдаются на глубинах до 400 м. В условиях тропика диапазон изменений годового хода температур достигает максимума и составляет $2-3^{\circ}\text{C}$. На 40° с.ш. изменения годового хода

температур достигает 10°C , 40° ю.ш. она не превышает 5°C . Годовое изменение температур достигает 20°C для материковых морей и озер.

Близкое значение результирующих показателей наблюдается у суточного хода температур воздуха, который формируется над грунтом, и самой поверхности. Однако в первом случае минимум температур наступает на 45 минуте после наступления светлого дня, а максимальных значений достигается только на 14-15 часа, разница составляет около 1 часа.

Для тропиков среднесуточное изменение температуры, формируемого над поверхностью грунта, составляет 12°C . Снижение этих значений приходится на умеренные широты, и достигаются значения $6-10^{\circ}\text{C}$ и субарктических широтах до 3°C . Для условий пустынь, где формируется ясная погода, изменения температур может достигать 30°C .

По высоте также происходит изменения суточного хода температур. В частности на высоте метеорологической будки амплитуда наблюдается снижение температуры на 1%, по сравнению с поверхностью грунта. При достижении 300 м температура ниже в 2 раза, а уже на высоте 1 км она снижается в среднем на 2°C .

Суточное изменение температур в условиях гор по высоте протекает более мягко, чем для условий равнины. На высоте 3 км суточное изменение температур в условиях гор достигает $3-4^{\circ}\text{C}$. Те же тенденции наблюдается при неровности рельефа, как при выпуклости и выгнутости поверхности. Данное явление можно объяснить, что на возвышенностях наблюдается циркуляция воздуха, вызывая активное промешивание воздушных масс, а при углублении рельефа, он наоборот задерживается в них. Для широких долин присуще большее изменение температур, чем для ущельев.

На степень изменчивости температуры оказывает влияние влажность и облачностью, а также процессы адвекцией. В совокупности с суточным ходом они вызывают значительные изменения климата.

Глава 3. Тепловой режим почвы и его связь с радиационным балансом

3.1 Задача о суточном ходе температуры почвы и ее решение

Температура почвы является одной из метеорологических и климатологических переменных, участвующих в гидрологических процессах поверхности суши, взаимодействиях между землей и атмосферой сельскохозяйственной метеорологии и различных экосистемах и это важная особенность роста растений, основанная на многочисленных сельскохозяйственных исследованиях. Кроме того, температура почвы влияет на физические и химические реакции в почве.

Температура почвы имеет различные пространственные и временные характеристики на разных глубинах почвы. Тепловой поток внутри почвы зависит от различных параметров, состоящих из температуры воздуха, солнечной радиации, скорости ветра, сезона и физических свойств почвы. Поэтому оценка температура почвы является умеренно требовательной, особенно вблизи поверхности земли, где колебания температуры почвы относительно высоки, чем в более глубоких слоях почвы.

Измерение температура почвы на разных глубинах почвы обычно выполняется различными термометрами и датчиками, установленными на разных глубинах. Погрешность измерения для термометров температура почвы составляет $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Однако датчики измерения температура почвы дороги, и их применение требует специальных знаний. Кроме того, для непрерывного мониторинга этой переменной требуется несколько датчиков на разных глубинах.

Рассмотрим полуэмпирическую модель, разработанную для пространственного моделирования, что делает его пригодным для оценки температура почвы в условиях низких температур. Данная модель сочетает в себе принципы физики теплопередачи с эмпирической моделью,

предложенной Zheng et al. в 1993 г. и оценивает среднюю температуру почвы (T) на любой глубине (z), используя уравнение:

$$T_t(z) = T_{t-1}(z) + [T_{surf} - T_{t-1}(z)] \exp\left[-z\left(\frac{\pi}{k_s p}\right)^{1/2}\right] * \exp(-k_{LB} LAI_t) \quad (3.3)$$

где t – время (день),

T_{surf} – видимая температура на поверхности почвы,

k_s – коэффициент температуропроводности ($\text{см}^2 \text{с}^{-1}$),

p - период изменения температуры (s , в данном случае один год) и

k_{LB} – коэффициент поглощения излучения в соответствии с законом Ламберта–Бира, который регулирует передачу излучения между атмосферой и почвой в зависимости от площади листьев или эквивалентной толщины подстилки на поверхности почвы.

Чтобы учесть влияние поверхностного покрова на T_{surf} в течение вегетационного периода, мы использовали следующую зависимость [между температурой воздуха ($T_{воздуха}$) и T_{surf}]:

$$T_{surf} = \begin{cases} T_{air} \left[s_1 + (1 - s_1) \exp(s_2 (LAI - LAI_{ref})); T_{air} \geq 0 \right] \\ s_{snow} T_{air} & T_{air} \leq 0 \end{cases} \quad (3.4)$$

Модель билинейная (BL) модель относится к группе нелинейных моделей на основе анализу временных рядов, которая была первоначально предложена Грейнджером и Андерсеном. Эта модель расширена на основе моделей семейства авторегрессионная скользящая средняя. Модель BL извлечена из разложения Тейлора второго порядка и может быть обозначена как модель BL (p, q, r, s). Математически это можно сформулировать следующим образом:

$$Z_t = \sum_{i=1}^p (\varphi_i * Z_{t-i}) - \sum_{j=1}^q (\theta_j * \varepsilon_{t-i}) + \sum_{i=0}^r \sum_{j=0}^s (\beta_{ij} * Z_{t-i-j} * \varepsilon_{t-j}) + \varepsilon_t, \quad (3.5)$$

где Z_t - стандартизированный временной ряд;

(p, q, r, s) - положительные целые числа, указывающие порядок модели VL;

(φ, θ, β) - коэффициенты модели;

ε_t - стандартизированный случайный ряд.

Умножение двух переменных, включая Z_t и ε_t приводит к тому, что модель VL приобретает нелинейную форму, и ее можно использовать для моделирования нелинейных явлений. Подгонка нелинейного VL, используемого в исследовании, состоит из двух этапов:

1. Определение порядка модели. Для определения наиболее правильного порядка модели VL был применен скорректированный информационный критерий Акайке (AICC). AICC был рассчитан для различных порядков VL с помощью следующего уравнения, и каждый порядок с наименьшим AICC был выбран в качестве модельного порядка:

$$AICC(p, q) = mLn(\hat{\sigma}_\varepsilon^2) + \frac{2(p+q+1)n}{(n-p-q-2)} \quad (3.6)$$

где n – количество данных;

p – порядок модели в автокоррелированном разделе;

q - порядок модели в разделе скользящего среднего и $\hat{\sigma}_\varepsilon^2$ дисперсия ошибок.

2. Вычисление коэффициентов эффективности модели. Для оценки коэффициентов модели используется стандартный метод функции оценки максимального правдоподобия.

Адаптивная система нейро-нечеткого вывода как мощный инструмент для целей моделирования был впервые представлен Джангом в 1993 г. Он

способен анализировать нелинейные явления и исследовать взаимосвязи между входными и выходными данными в системах с несколькими переменными. Нечеткая часть адаптивной системы нейро-нечеткого вывода устанавливает связь между входными и выходными переменными, которая называется функцией принадлежности. В целом, существует два типа систем нечеткой логики, в том числе:

1. Система вывода Мамдани;
2. Система вывода Сугено. Основное различие между ними заключается в функции принадлежности, так что выходной функции принадлежности в Мамдани имеет нелинейную форму, но в типе Sugeno он линейный (постоянный).

Для классификации данных в адаптивной системы нейро-нечеткого вывода могут быть применены две парадигмы, состоящие из разбиения сетки и субтрактивной кластеризации. В методике адаптивной системы нейро-нечеткого вывода пространство входных данных классифицируется по нескольким нечетким локальным областям, в то время как каждая точка данных рассматривается как потенциальный центр кластера в ANFIS-SC.

Адаптивная система нейро-нечеткого вывода использовался в текущем исследовании при моделировании суточных временных рядов значений температуры почвы. Обратите внимание, что на производительность моделирования этой модели сильно влияют тип и количество MFS. Поэтому оптимальный тип и количество MFS должны быть достигнуты методом проб и ошибок.

Основы анализа сигналов были введены Фурье в 17 веке. Фактически, теория Фурье легла в основу изобретения В. Гроссмана и Морле первоначально была представлена теория вейвлетов. Он был разработан путем интеграции инженерных и математических теорий и привлек внимание многих ученых из-за простоты его применения. Как видно, слово «вейвлет» означает небольшую волну. Эта небольшая волна должна включать ограниченное число колебаний, быстрое возвращение к нулю как в

положительном, так и в отрицательном направлениях своей области и среднее значение нуля. Эти атрибуты называются условиями допустимости.

Одним из преимуществ вейвлет-преобразования является его возможность фильтрации, при которой данные делятся на две категории, включая приближения и детали. Приближения включают крупномасштабные компоненты (низкая частота), а детали состоят из мелкомасштабных компонентов (высокая частота). Процесс разложения волн включает один или несколько этапов. При многоступенчатой декомпозиции процедура декомпозиции может повторяться путем непрерывного разложения приближений. Поэтому волна делится на подмножества, что называется деревом вейвлет-декомпозиции.

Вейвлет-функция содержит две важные характеристики: она является колебательной и краткосрочной $\varphi(x)$ является вейвлет-функцией, если ее преобразование Фурье удовлетворяет:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \varphi(x) dx = 0 \quad (3.7)$$

Это известно как условие допустимости для волны $\varphi(x)$ – это начальная вейвлет-функция, в которой функции, используемые при анализе, изменяются по размеру и местоположению с помощью двух математических операций передачи и масштабирования в исследуемом колебании:

$$\varphi_{a,b}(x) = \frac{1}{\sqrt{a}} \varphi\left(\frac{x-b}{a}\right) \quad (3.8)$$

Наконец, коэффициенты вейвлета могут быть рассчитаны в любой точке сигнала (b) и для любого масштаба (a):

$$T(a,b) = \frac{1}{\sqrt{\alpha}} \int_{-\infty}^{+\infty} \varphi\left(\frac{t-b}{a}\right) f(t) dt \quad (3.9)$$

Температура рассчитывается для разных значений a и b и показывает наибольшее соответствие, когда температура имеет наибольшее положительное значение. При $T = 0$ соответствие отсутствует. Существует несколько типов материнских волн, которые используются в текущем исследовании для разложения данных значений температуры почвы.

Одним из важных шагов в применении вейвлет-функций является выбор соответствующего уровня разложения для анализа предполагаемого сигнала. Для определения допустимых уровней разложения использовалось следующее уравнение:

$$L = \text{Int}[\log(N)] \quad (3.10)$$

где L – количество уровней разложения;

N – общее количество рядов данных;

Int – целочисленный оператор.

Гибридные модели были разработаны после выбора соответствующего уровня разложения.

Для оценки эффективности классических билинейной модели и адаптивная система нейро-нечеткого вывода, а также гибридных моделей при моделировании суточной температуры почвы использовались три статистических показателя, включая среднеквадратичную ошибку (RMSE), среднюю абсолютную ошибку (MAE) и эффективность Клинга-Гупты (KGE). временные ряды различной глубины на станциях.

3.2. Формирование вертикального профиля температуры почвы. Законы Фурье

Колебания температуры почвы в течении заданного промежутка времени зависит в основном от количества суточной и годовой солнечной энергии, поступающей с солнечной радиацией из космического пространства. В почвенном профиле формируются температурные волны, которые возникают вследствие циклической подачи солнечной энергии и вызывающие температурные колебания на поверхности почвы с последующим их распределением в толще.

В первые математической моделью данное явление было описано Ж. Б. Фурье (Fourier) еще в 1966 г. В основу данной модели положено уравнение теплопроводности, позволяющее учесть распределение температурных волн в почвенном горизонте:

$$c_v(z,t) \frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda(z,t) \frac{\partial T(z,t)}{\partial z} \right) \quad (3.11)$$

где $T(z,t)$ – температура,

t – время,

z – глубина,

$c_v(z,t)$ и $\lambda(z,t)$ – объемная теплоемкость и теплопроводность почвы, связанные с температуропроводностью почвы соотношением $\lambda(z,t) = k(z,t) * c_v(z,t)$.

При решении уравнения теплопроводности Фурье использовал гармонический закон, учитывающий изменение температуры поверхности почвы в течении заданного промежутка времени. Данное математическое выражение позволило определить режим колебания температур для почв, обладающих одинаковыми по всему горизонту теплофизическими показателями в независимости от расположения заданной точки в слое.

Диапазон колебаний температур и глубина ее проникновения в почвенный профиль зависят от амплитуды изменения температуры поверхности и ее теплопроводности.

Амплитуда колебаний температуры в почвенном горизонте согласно первому закону Фурье убывает по глубине по экспоненциальной кривой:

$$T_{Az}(z) = T_A e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{k\tau}}} \quad (3.12)$$

где T_A – амплитуда колебаний температуры на поверхности почвы,

T_{Az} – амплитуда колебаний температуры на глубине z ,

τ – период колебаний,

k – теплопроводность почвы.

При изменении температурных показателей в почве наблюдается сдвиг фаз по отношению к поверхности. Описать динамику изменения максимальных значений температуры на заданной поверхности по отношению к поверхности можно с помощью второго закона Фурье:

$$t_0 = \frac{z}{2} \sqrt{\frac{\tau}{\pi k}} \quad (3.12)$$

Также Фурье доказал, что с изменением градиента температур на поверхности происходит затухание температурной волны с глубиной. При этом на заданной глубине наблюдается снижение градиента температуры в $e = 2.7$ раз. Из чего следует, что при сокращении периода колебания будет снижаться глубина затухания:

$$d = \sqrt{\frac{k\tau}{\pi}} \quad (3.13)$$

Для колебаний с периодами τ_1 и τ_2 глубины затухания связаны соотношением:

$$d_2 = d_1 \sqrt{\frac{\tau_2}{\tau_1}} \quad (3.14)$$

В частности, для годовых и суточных колебаний

$$d_2 = d_1 \sqrt{365} = 19d_1. \quad (3.15)$$

В целом, если температура поверхности почвы меняется по закону

$$T(0, t) = T^* + T_A \sin(\omega t - \varphi), \quad (3.16)$$

где $\omega = 2\pi/\tau$, то в почве с однородными тепловыми свойствами температура на глубине z в соответствии с решением Фурье будет меняться по закону:

$$T(z, t) = T^* + T_A e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{k\tau}}} \sin\left(\omega\left(t - \frac{z}{2}\sqrt{\frac{\tau}{\pi k}}\right) - \varphi\right) \quad (3.17)$$

Годовые и суточные температурные волны распространяются в почве независимо, накладываясь друг на друга, т. е. подчиняются принципу суперпозиции. При этом на поверхности почвы амплитуды годовых и суточных колебаний температуры, как правило, сопоставимы друг с другом, но с глубиной суточные колебания затухают намного быстрее, чем годовые. Поэтому начиная с определенной глубины в почвенном профиле суточных колебаний уже не наблюдается, и динамика температуры связана исключительно с годовым (сезонным) трендом.

Глава 4. Изучение связи температуры подстилающей поверхности и радиационного баланса этой поверхности по материалам наблюдений

4.1 Существующие гипотезы о зависимости температуры поверхности почвы от радиационного баланса и ее обоснование

Расчет температуры поверхности почвы основан на модели растительного покрова Беста [30], что является упрощением модели, предложенной Дирдорфом. Растительный покров рассматривается как один слой листы, покрывающий долю площади поверхности земли. растительный покров (или частичный покров) n_f должен быть между 0 и 1 и должен представлять тип и количество надземной биомассы C_v (кг га⁻¹)

Уравнение теплового баланса поверхности почвы сформулировано в модели AGRISOTES. аналогично тому, как в Herb et al. [31], а именно:

$$h_{net,g} = (1 - v_f)((1 - \alpha_g)h_s + \varepsilon_g h_{l,ac}) + h_{l,fg} - h_{l,ga} - h_{e var,g} - h_{conv,g} \quad (4.1)$$

где $h_{net,g}$ – чистый тепловой поток грунта (Вт·м⁻²),

α_g – альbedo поверхности почвы,

h_s – наблюдаемое солнечное излучение на единицу площади земной поверхности (Вт·м⁻²),

ε_g – коэффициент излучения почвы,

$h_{l,ac}$ – проходящая атмосферная длинноволновая радиация (Вт·м⁻²),

$h_{l,fg}$ – чистая длинноволновая радиация. излучение от листы на землю (Вт·м⁻²),

$h_{l,ga}$ – уходящая длинноволновая радиация испускаемой от непокрытой почвы (Вт·м⁻²),

$h_{e\text{var},g}$ – теплопередача испарением от почвы поверхности в атмосферу ($\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$),

$h_{\text{conv},g}$ – конвективный теплообмен от почвы поверхности в атмосферу ($\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$).

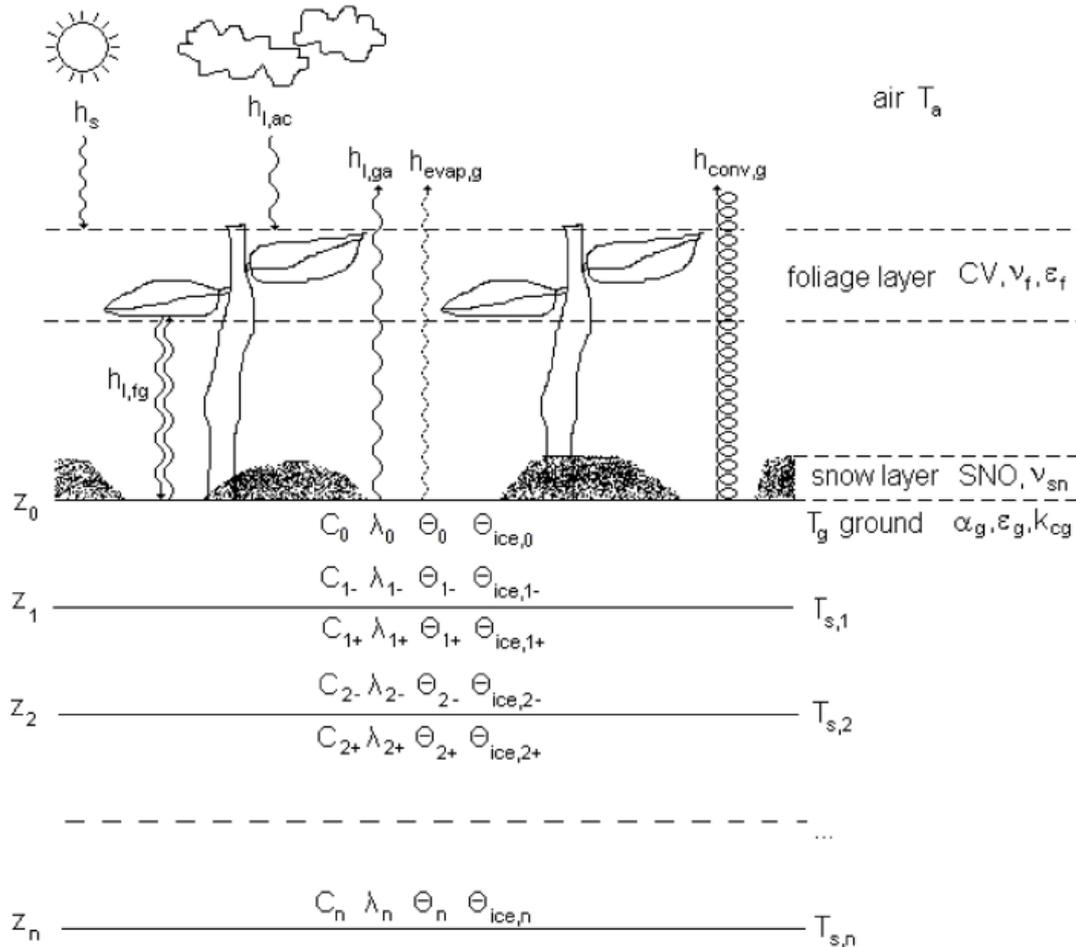


Рисунок 4.1 – Схема теплового потока и теплообмена модели AGRISOTES

Конвективная и испарительная составляющие теплового потока между землей и растительным покровом пренебрегают, как в модели Беста. Как указано в [31], это упрощение только подходит при наличии густой кроны. Поэтому здесь анализируют комбинированное покрытие почвы путем линейной модели плотного потока и модели непокрытой почвы с

использованием фактор растительного покрова n_f аналогично описанному в [31].

Альbedo поверхности почвы α_g и коэффициент излучения почвы ε_g рассчитываются исходя из влажности поверхности, как предложено Ван Бавелем и Гиллелем [50]. Приходящая атмосферная длинноволновая излучения, $h_{l,ca}$, согласно [51], выражается следующим образом:

$$h_{l,ca} = \varepsilon_{ac} \sigma (T_a + 273,15)^4 \quad (4.2)$$

где T_a – температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$),

σ – постоянная Стефана-Больцмана ($\approx 5,67 \times 10^{-8}$ Вт м $^{-2}$ К $^{-4}$),

ε_{ac} – коэффициент излучения атмосферы.

Для расчета $h_{l,fg}$ поверхность почвы и растительный слой рассматриваются как две параллельные плиты, для которых рассчитывается чистый радиационный обмен и масштабируется с учетом растительности покрова. Используя температуру воздуха вблизи растений в качестве приближения для температуры навеса приводит к выражению для $h_{l,fg}$ в виде:

$$h_{l,fg} = v_f \mu_{fg} \sigma ((T_a + 273,15)^4 - (T_g + 273,15)^4) \quad (4.3)$$

где T_g – температура поверхности почвы ($^{\circ}\text{C}$),

μ_{fg} – степень радиационного обмена определяется как [32]:

$$\mu_{fg} = \frac{1}{1/\varepsilon_f + 1/\varepsilon_g - 1} \quad (4.4)$$

где ε_f – коэффициент излучения листвы.

Уходящее длинноволновое излучение, испускаемое непокрытой почвой $h_{l,ga}$ рассчитывается как:

$$h_{l,ga} = (1 - v_f) \varepsilon_g \sigma (T_g + 273,15)^4 \quad (4.5)$$

Теплопередача испарения $h_{e\text{var},g}$ от земли в атмосферу примерно равна приблизительно равна доле $1 - n_f$ от общего теплопереноса при испарении (земля + листва) тепловая энергия ($\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$):

$$h_{e\text{var},g} \approx (1 - v_f) h_{\text{evap}} \quad (4.6)$$

Следует отметить, что уравнение (4.6) не основано на физических принципах, а простое приближение с использованием растительного покрова n_f для линейной интерполяции между два предельных случая: случай непокрытого грунта, в котором $n_f = 0$ и $h_{e\text{var},g} = h_{\text{evap}}$, и случай полного растительного покрова, в котором $n_f = 1$ и предполагается, что испарение с почвы может пренебречь ($h_{e\text{var},g} = 0$). Это приближение позволяет модели AGRISOTES выполнять расчеты, когда в качестве входных данных предоставляется только фактическая суточная эвапотранспирация, без данных о распределении между землей и листвой общего тепла испарения передача. В отличие от этого, в приложениях, где доступно ежедневное испарение с земли в качестве входных данных, точность модели, вероятно, можно было бы повысить, сохраняя $h_{e\text{var},g}$ в качестве прямого ввод модели вместо использования аппроксимации в уравнении (4.6). Однако это будет, в целом требуют повторной калибровки модели, чтобы результаты калибровки представлялись впоследствии перестают быть действительными.

Предполагается, что происходит конвективный поток тепла от поверхности почвы в атмосферу только с непокрытой части поверхности почвы (для покрытой части конвективная предполагается, что тепловой поток

происходит только между листво́й и возду́хом) и выражается конвективный теплообмен в грунте $h_{conv,g}$ в виде:

$$h_{conv,g} = (1 - v_f)k_{cg} (T_g - T_a) \quad (4.7)$$

где k_{cg} – коэффициент конвективной теплопередачи между поверхностью почвы и воздухом ($\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2} \text{К}^{-1}$), которая зависит от длины шероховатости оголенной поверхности почвы и скорости ветра. В модели, k_{cg} считается прямым входным параметром модели и должен быть выбран либо для представлять среднюю скорость ветра и характеристики поверхности в рассматриваемом регионе или определяться калибровкой модели. Комбинируя уравнения (4.1)–(4.3) и (4.5)–(4.7), Уравнение теплового баланса растительной поверхности почвы можно записать в виде:

$$h_{net,g} = (1 - v_f)((1 - \alpha_g)h_s + \varepsilon_g \sigma(\varepsilon_{ac} (T_a + 273,15)^4) - h_{evar} - k_{cg} (T_g - T_a)) + v_f \mu_{fg} \sigma((T_a + 273,15)^4 - (T_g + 273,15)^4) \quad (4.8)$$

Уравнение (4.8) показывает отсутствия зависимости к температуре. Для расчета T_g из уравнение (4.8) выделяется с использованием аппроксимации ряда Тейлора первого порядка:

$$\sigma(T_g + 273,15)^4 \approx \sigma(T_a + 273,15)^4 + 4\sigma(T_a + 273,15)^3 \Delta T_g = h_{l0} + k_{l0} \Delta T_g \quad (4.9)$$

где введены следующие сокращения:

$$\Delta T_g = T_g - T_a, h_{l0} = \sigma(T_a + 273,15)^4, k_{l0} = 4\sigma(T_a + 273,15)^3, \\ h_{l,g0} = \varepsilon_g h_{l0}, k_{l,g0} = \varepsilon_g k_{l0}.$$

Это преобразует уравнение теплового баланса в вид:

$$h_{net,g} = (1 - v_f)((1 - \alpha_g)h_s - (1 - \varepsilon_{ac})h_{l,g0} - h_{evap}) - ((1 - v_f)(k_{l,g0} + k_{cg}) + v_f \mu_{fg} k_{l0}) \Delta T_g. \quad (4.10)$$

Уравнение (4.10) устанавливает связь между выходными переменными T_g и $h_{net,g}$ и входные параметры модели. Он обеспечивает основу для получения верхнего граничного условия для моделирования температуры почвы в толще почвы в бесснежные периоды.

Для агрегирования входных переменных модели вводятся следующие сокращения:

$$k_1 = (1 - v_f)(k_{l,g0} + k_{cg}) + v_f \mu_{fg} k_{l0}, \quad (4.11)$$

$$h_{i,1} = (1 - v_f)((1 - \alpha_g)h_s - (1 - \varepsilon_{ac})h_{l,g0} - h_{evap}). \quad (4.12)$$

Итак, уравнение (4.10) можно переписать в виде:

$$h_{net,g} = h_{i,1} - k_1 \Delta T_g \quad (4.13)$$

или в форме:

$$\Delta T_g = \Delta T_1 - R_1 h_{net,g}, \quad (4.14)$$

где $R_1 = 1/k_1$ или $\Delta T_1 = h_{i,1}/k_1$.

Для расчета среднесуточной температуры поверхности почвы $\Delta T_{g,meam}$ используют суточное осреднение по времени к уравнению (4.13) для получения разности между среднесуточной температурой поверхности почвы $\Delta T_{g,meam}$ и среднесуточной температурой воздуха:

$$\Delta T_{g,meam} = \Delta T_{1,meam} - R_{1,meam} h_{net,g,meam} \quad (4.15)$$

которое будет использоваться в качестве верхнего граничного условия для моделирования температуры почвы в бесснежные периоды.

Основываясь на контрасте между сухими и влажными регионами, Мененти и Чоудхури [33] предложили метод индекса поверхностного энергетического баланса (SEBI) для получения эвапотранспирации из испарительного дробная часть. Этот метод основан на индексе водного стресса растений (CWSI) [34]. При таком подходе относительно испарение определяется путем масштабирования наблюдаемой температуры поверхности в максимальном диапазоне температура, обозначенная экстремумами в поверхностном энергетическом балансе, что предполагает теоретическое более низкое и верхние границы на поверхности и разности температур воздуха. Здесь в сухом состоянии испарение принимается равным нулю из-за ограничения доступности воды в почве для определенного набора границ характеристик слоя таким образом, чтобы плотность потока явного тепла принимала максимальное значение $T_{s,max}$ (максимальное температура поверхности). $T_{s,max}$ инвертируется из уравнения объемного переноса, которое выражается как [35]:

$$T_{s,max} = \langle T \rangle_{pbl} + r_{a,max} \left(\frac{H}{\rho C_p} \right), \quad (4.16)$$

где $\langle T \rangle_{pbl}$ – средняя температура планетарного пограничного слоя, К;

$r_{a,max}$ – максимальное аэродинамическое сопротивление явной теплопередаче, с/м.

Минимальная температура поверхности получается для влажной области из уравнения (4.17) путем вычисления потенциальное ET из уравнения Пенмана-Монтейта с учетом нулевого внутреннего сопротивления:

$$T_{s,min} = \langle T \rangle_{pbl} + \frac{r_{a,min} (R_n - G) - (e_{sat} - e)}{\rho C_p \left(1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right)}, \quad (4.17)$$

где $r_{a,min}$ – минимальное аэродинамическое сопротивление, с/м,

а e и e_{sat} – фактическое и давление насыщенного пара соответственно.

Δ - наклон давления насыщенного пара в зависимости от T_a (температура воздуха, измеренная на эталонной высоте), кПа/°С.

γ – психрометрическая константа, кПа/°С.

Интерполяция наблюдаемой температуры поверхности с максимальной и минимальной поверхностью температурах, относительная доля испарения может быть рассчитана по уравнению, данному ниже:

$$\frac{LE}{LE_p} = 1 - \frac{\Delta T * r_a^{-1} - \Delta T_{min} * r_{a,min}^{-1}}{\Delta T_{max} * r_{a,max}^{-1} - \Delta T_{min} * r_{a,min}^{-1}}, \quad (4.18)$$

где $\Delta T = T_s - T_{pbl}$, $\Delta T_{min} = T_{s,min} - T_{pbl}$ и $\Delta T_{max} = T_{s,max} - T_{pbl}$.

Температура поверхности T_s определяется с использованием данных изображения в тепловом инфракрасном диапазоне для каждого пикселя, в то время как T_{pbl} – это воздушная потенциальная температура на большей высоте или в верхней части планетарного пограничного слоя (PBL).

Модифицируя CWSI, Menenti и Choudhury теоретически определили попиксельные диапазоны для LE и T_s для учета поверхностной изменчивости фактического испарения, вызванного альбедо и аэродинамическими свойствами шероховатость. Для поверхности с определенным альбедо поверхности и шероховатостью попиксельный максимум и минимальные температуры поверхности и переопределенный CWSI как попиксельный SEBI вычисляются для получения региональная ЭТ из относительной доли испарения.

Другой известной моделью является система поверхностного энергетического баланса (SEBS). Su Z [37-39] описали модифицированную форму SEBI для оценки энергетического баланса поверхности земли с

использованием данных дистанционного зондирования, которые получили название SEBS. SEBS оценивает явное и скрытое тепло потоки по спутниковым данным и обычно доступным метеорологическим данным. Расчеты поверхности земли физические параметры, расчет длины шероховатости для теплообмена и оценка испарительная доля на основе энергетического баланса в предельных случаях являются основными основаниями СЭБС [40]. В SEBS поток скрытого тепла считается равным нулю на сухом пределе, что означает поток явного тепла достигает своего максимального значения (т. е. $H_{dry} = R_n - G$). С другой стороны, при мокром пределе ET имеет место потенциальная скорость (LE_{wet}) (т. е. испарение ограничено только энергией, доступной для конкретной поверхности и состоянии атмосферы), а поток явного тепла достигает своего минимального значения H_{wet} поток явного тепла в сухом и влажном пределах может быть выражен как:

$$H_{wet} = \frac{(R_n - G)\gamma}{(\gamma + \Delta)} - \frac{\rho C_p (e_{sat} - e)}{r_a (\gamma + \Delta)}, \quad (4.19)$$

где r_a зависит от длины Обухова, которая, в свою очередь, является функцией скорости трения и явный тепловой поток. Относительная доля испарения (EF_r) и доля испарения (EF) затем могут быть выражается как:

$$EF_r = \frac{H_{dry} - H}{H_{dry} - H_{wet}}, \quad (4.20)$$

$$EF_r = \frac{EF_1 * LE_{wet}}{R_n - G}, \quad (4.21)$$

Используя теорию подобия, в SEBS проводится различие между пограничным слоем (ABL) и приземным слоем атмосферы (ASL). Такое разграничение делается для того, чтобы высота АПС как эталон потенциальной температуры воздуха для расчета тепловых потоков. Здесь различают температуру поверхности и потенциальную температуру воздуха. Дистанционное зондирование параметры земли, полученные из данных, и наземные метеорологические измерения используются в качестве входных данных в СЭБС. Использование данных дистанционного зондирования из ATSR и наземных данных из численного прогноза погоды модель, Jia et al. [41] предложили модифицированную версию SEBS и подтвердили расчетную явную теплоту потока с помощью сцинтиллометров с большой апертурой. Вуд и др. [42] применил SEBS к южным Великим равнинам регионе США и сравнил потоки скрытого тепла с измерениями Сайты Energy Balance Bowen Ration (EBBR). Их результаты указывают на потенциальную полезность SEBS подход к оценке поверхностного теплового потока из космоса для целей усвоения данных. Ежедневно, ежемесячно, и ежегодная оценка испарения в полузасушливой среде была сделана SEBS. СЭБС может даже использоваться как для локального масштабирования, так и для регионального масштабирования при всех режимах стабильности атмосферы, как показано Su Z.. Точность значения ET, оцененного по SEBS, может достигать 10–15 % от значения, полученного на месте измерения, даже когда доля испарения колебалась от 0,5 до 0,9, как показано Su et al. [43].

К основным преимуществам СЭБС можно отнести:

- 1) учет энергетического баланса в предельных случаях, который сводит к минимуму неопределенность, связанную с температурой поверхности или метеорологическими переменными;
- 2) новая формулировка высоты шероховатости для теплопередачи вместо использования постоянных значений;
- 3) характеристика реальных турбулентных потоков тепла без каких-либо предварительных знаний;

4) репрезентативность параметров, связанных с поверхностным сопротивлением.

Обратите внимание, что SEBS широко применяется в крупных неоднородные районы, на которые поступают данные MODIS с информацией о тепловом диапазоне 1 км [15]. Однако, относительно сложное решение турбулентных тепловых потоков и слишком много требуемых параметров часто могут вызывать более или меньшие неудобства в SEBS, когда данные недоступны.

Упрощенный новый метод, основанный на SEBI, называемый упрощенным индексом поверхностного энергетического баланса (S-SEBI) был разработан для оценки поверхностного потока по данным дистанционного зондирования [44]. Контраст между максимальной и минимальной температурой поверхности, зависящей от коэффициента отражения (альбедо), для сухой и влажной условий, соответственно, является основной основой этого метода разделения доступной энергии на ощутимую и потоки скрытого тепла. Никаких дополнительных метеорологических данных не требуется, если экстремальные значения поверхности изучены. Предполагая устойчивое глобальное излучение и температуру воздуха, физическое объяснение наблюдаемая отражательная способность поверхности и температура в подходе S-SEBI могут быть даны, когда поверхность характеристики наблюдаемого изображения меняются между темными/влажными и сухими/яркими пикселями. На низком отражательная способность, температура поверхности остается почти постоянной с увеличением отражательной способности из-за наличие достаточного количества воды в этих условиях. При более высоком коэффициенте отражения температура поверхности увеличивается до некоторого значения с увеличением коэффициента отражения и обозначается как «контролируемый испарением» из-за того, что изменение температуры на этой стадии контролируется исключительно уменьшением испарение из-за недостатка влаги в почве. Помимо перегиба отражательной способности, температура поверхности

снижается с увеличением коэффициента отражения поверхности. В это время влажность почвы сжимается до такого уровня, что испарение не происходит. Таким образом, доступная энергия полностью используется для поверхностного обогрева. Таким образом, увеличение коэффициента отражения поверхности приводит к уменьшению чистого излучения, что, в свою очередь, производит меньший нагрев поверхности и соответствующую температуру поверхности, которая называют «радиационно-контролируемым». Здесь доля испарения (EF) ограничена по сухим и влажным областям и сформулированы путем интерполяции поверхности, зависящей от отражения температура между максимальной и минимальной температурой поверхности, зависящей от отражения, как показано в уравнении:

$$EF = \frac{(T_H - T_S)}{(T_H - T_{LE})}, \quad (4.22)$$

где T_H – температура поверхности земли, соответствующая засушливым условиям и представляющая собой минимум поток скрытого тепла ($LE_{dry} = 0$) и максимальный поток явного тепла ($H_{dry} = R_n - G$),

T_{LE} – наземная температура поверхности, соответствующая влажным условиям и представляющая собой максимальный поток скрытого тепла ($LE_{wet} = R_n - G$) и минимальный поток явного тепла ($H_{wet} = 0$) для данной отражательной способности поверхности.

Используя следующее уравнение регрессии, можно рассчитать T_H и T_{LE} соответственно:

$$T_H = c_{max} + d_{max} \alpha, \quad (4.23)$$

$$T_{LE} = c_{min} + d_{min} \alpha, \quad (4.24)$$

где c_{\max} , d_{\max} , c_{\min} , d_{\min} – эмпирические коэффициенты, которые оцениваются по графику рассеяния T_s и α над изучаемой территорией. Наконец, EF рассчитывается из уравнения (4.22) с использованием уравнений (4.23) и (4.24).

Основные преимущества S-SEBI заключаются в том, что дополнительные наземные измерения не требуются для получения КВ, за исключением температуры поверхности и коэффициента отражения (альбедо), полученных с помощью дистанционного зондирования данные о наличии экстремумов поверхности на снимках дистанционного зондирования; и экстремальные температуры для влажных и сухих условий меняются с изменением значений коэффициента отражения (альбедо), но в других методах как и SEBAL, фиксированная температура определяется для влажных и сухих условий.

Алгоритм поверхностного энергетического баланса для суши (SEBAL), модель обработки изображений для расчета эвапотранспирация (ET) как остаток поверхностного энергетического баланса была разработана в Нидерландах Bastiaanssen et al. [45]. В рамках наиболее перспективных подходов, доступных в настоящее время для оценки эвапотранспирации, SEBAL был разработан для расчета компонентов энергетического баланса как на локальные и региональные масштабы с минимальными наземными данными. Эта модель представляет собой промежуточный подход, использующий как эмпирические отношения, так и физическая параметризация. Для этого требуются данные цифровых изображений, собранные любой спутниковый датчик, измеряющий видимое, ближнее инфракрасное и тепловое инфракрасное излучение, T_s , NDVI и карты альбедо. Поток скрытого тепла (LE) оценивается как невязка уравнения баланса энергии на попиксельно. Чистое излучение (R_n) вычисляется из баланса коротковолнового и длинноволнового излучения.

Поток тепла в почву (G) рассчитывается с использованием уравнения, предложенного Бастиансеном, которое применимо к все виды растительного

покрова и типа почвы [46]. В некоторых климатических условиях этот метод были проверены как в масштабе поля, так и в масштабе водосбора с типичной точностью в масштабе поля, равной 85%, и 95% в дневном и сезонном масштабах, соответственно, в более чем 30 странах мира оценка потока явного тепла (H) требуется для получения параметров, которые позволят вычислить ЭТ как остаток от энергетического баланса. В SEBAL берутся две эталонные температуры воздуха. Одна будучи температурой воздуха, расположенной на высоте h_1 близко к поверхности, а другая на более высокой высоте h_2 . К определению значения dT для каждого пикселя, SEBAL предполагает наличие линейной зависимости между dT и радиометрической температурой поверхности T_s с учетом однородных метеорологических и состояние поверхности:

$$dT = cT_s + d, \quad (4.25)$$

где dT – приземная разность температур воздуха,

T_s – радиометрическая приземная температура,

« c » и « d » – эмпирические коэффициенты, полученные по так называемым «якорным» пикселям для заданного спутниковый снимок. Приземная разность температур воздуха, dT , затем вычисляется с использованием аэродинамической теории для двух экстремальных условий [46] как:

$$dT_{dry} = \frac{H_{dry} * r_{dry}}{\rho_{air\ dry} C_p}, \quad (4.26)$$

где H_{dry} – поток явного тепла на сухом пределе, Вт·м⁻².

Основные преимущества SEBAL для оценки потоков земной поверхности от тепловых удаленных источников данные зондирования:

- 1) минимальное использование вспомогательных наземных данных;

2) автоматическая внутренняя коррекция, что предотвращает строгую коррекцию влияния атмосферы на температуру поверхности;

3) внутренний калибровка, которая выполняется внутри каждого анализируемого изображения.

Помимо ряда преимуществ, он имеет несколько недостатки же. Основные недостатки этого метода заключаются в том, что

1) субъективные характеристики. Репрезентативные горячие/сухие и влажные/холодные пиксели в изображении требуются [47] для определения модели параметры а и б. Результирующие оценки потока Н и ET от SEBAL могут различаться в зависимости от выбранные оператором крайние пиксели, размер домена и пространственное разрешение спутниковых сенсоров [48];

2) В горных районах требуются некоторые корректировки на основе цифровой модели высот для Ц и и для учета градиента [49];

3) На оценку Н сильно влияют ошибки в разнице температур приземного воздуха или измерения приземной температуры;

4) Игнорирование эффекта угла обзора радиометра, может вызвать изменение T_s на несколько градусов для некоторых изображений

Картирование эватранспирации с высоким разрешением с внутренней калибровкой (METRIC) является вариантом SEBAL, модель энергетического баланса, разработанная в Нидерландах. Фундаментальный принцип, лежащий в основе METRIC заключается в том, что испаряющиеся капли жидкости поглощают тепло, как указано Allen et al. [50] для получения ET из данные дистанционного зондирования в видимом, ближнем инфракрасном и тепловом инфракрасном диапазонах спектра, а также наземные измерения скорости ветра и приземной температуры точки росы. Два основных условия выбираются в пределах наблюдаемого сценария для внутренней калибровки потока явного и скрытого тепла расчет и зафиксировать граничные условия для энергетического баланса. Такая внутренняя калибровка устраняет необходимость глубокой атмосферной коррекции температуры поверхности или коэффициента отражения (альбедо) с использованием модели переноса

излучения [51]. Внутренняя калибровка, аналогичная SEBAL также снижает влияние любых погрешностей при оценке коррекции аэродинамической устойчивости или поверхности шероховатость. Калибровка выполняется путем выбора вручную горячего и холодного пикселя для определения диапазона вертикальные градиенты температуры (dT) над поверхностью. Холодное состояние, как правило, орошаемое поле люцерны, где $ET = ET_r$ (эталонное значение ET для стандартизированной люцерны высотой 0,5 м в мм/ч). Горячий обычно представляет собой сухое голое сельскохозяйственное поле, где $ET = 0$. Как только температура поверхности, T_s и dT рассчитываются в соответствии с горячими и холодными условиями, линейная зависимость, как указано в уравнение (18) определено. Однако контекстная зависимость SEBAL, METRIC и треугольной моделей было указано в недавно проведенном исследовании [52]. Они указали, что влажные/сухие пиксели (края), необходимые для запуска этих моделей, могут не обязательно существовать в пределах определенного экстенда изображения. Поскольку объем спутникового изображения и/или пространственное разрешение спутника различаются, влажные/сухие пределы ET может значительно измениться, что приведет к различным результатам модели, т. е. оценкам ET . Эти модели не являются детерминированными. Неизвестно, особенно в SEBAL, насколько велика степень оператору будет уместно правильно выбрать так называемую горячую/влажную пикселей, которые могут удовлетворять предположениям, сделанным в этих моделях, так что линейная корреляция между температурой вблизи поверхности и дистанционно измеряемой температуры поверхности остаются верными. Во многих случаях даже очень большая протяженность не требует существования как горячих, так и влажных экстремумов. Например, невозможно выбрать горячий пиксель из большого однородного леса. Также нет другая альтернатива для моделей SEBAL/METRIC автоматическому выбору крайних пикселей из изображения с различной протяженностью, пространственным разрешением и облаками [52] крайности могут быть правильно выбраны из относительно больших

изображений, которые, вероятно, включают в себя горячее и холодное экстремумы, отражающие состояние поверхности после благоприятного уменьшения/устранения эффектов облаков и местности, алгоритмы типа SEBAL, по-видимому, ограничены в предоставлении разумных моделей ET в основном из-за постоянные коэффициенты «с» и «d» в алгоритме SEBAL, не учитывающие влияние вариации частичного растительного покрова в зависимости от экстремумов ET.

Производительность модели METRIC была проверена Gowda et al. [53] в Техасской школе равнины в два разных дня в 2005 г. с использованием данных Landsat 5 TM путем сравнения результирующего дневного ET оценки с измеренными значениями, полученными из баланса влажности почвы. Интеграция модели водного баланса с METRIC-оценкой ET может обеспечить значительное улучшение графиков орошения, поскольку найдено в Испании Santos et al. [54]. Тасуми и др. указали на высокий потенциал успешной оценки ET моделей SEBAL/METRIC путем сравнения полученного ET с измеренным лизиметром значения в полусухих США.

Модели с двумя источниками (TSM) Норман и др. предложили новую модель, названную моделью с двумя источниками, также известную как дуэльный источник модель для повышения точности оценок с использованием данных спутникового дистанционного зондирования, особенно за разреженные поверхности. Основной принцип этой модели заключается в разделении составного радиометрической температуры поверхности в компоненты почвы и растительности и считается разумным и потоки скрытого тепла передаются в атмосферу от обоих компонентов поверхности. Незаменимость наземная информация или любая априорная калибровка сделали применимость модели дуэльного источника шире, не прибегая к каким-либо дополнительным входным данным. В модели дуэльного источника спутниковая поверхность температура (T_s) считается составом почвы (T_{soil}) и температур растительного покрова (T_{veg}), а H и LE также подразделяются на почвенный и растительный вклад соответственно. Готок

скрытого тепла поток вычисляется с использованием уравнения Пристли-Тейлора [55]. Итерационный метод используется для получения температуры почвы (T_{soil}) и растительного покрова (T_{veg}) по спутниковым данным T_s , установив начальное значение 1,3 для Параметр Пристли-Тейлора α [56, 57]. Этот номинальный выбор α завышает поток скрытого тепла навеса в условиях дефицита влаги и дают отрицательное испарение почвы (LE_{soil}) и рассматривается как нефизическое решение в дневное время. Таким образом, α итеративно уменьшается до тех пор, пока LE_{soil} не приблизится к ноль, чтобы получить окончательное α , а также T_{soil} и T_{veg} . Затем из этих оценок рассчитываются LE и H как модели с одним, так и с двумя источниками чувствительны к использованию разницы температур для оценки H . Необходимость точных атмосферных поправок, оценок коэффициента излучения и высокой точность калибровки сенсора является основным преимуществом метода двойного источника. Соединение двух моделей источников с PBL устраняет необходимость наземных измерений T_a и, таким образом, намного лучше подходит для приложений в крупномасштабных регионах, чем другие алгоритмы. Эффекты геометрия вида обычно учитывается, а эмпирические поправки на «избыточное сопротивление» исключаются в моделях с дуэльным источником.

4.2 Данные для проведения расчетов

Место нахождения объекта – Ростовская область. Климатические параметры района исследований представлены в приложении 1. Результаты измерений проходили 2005-2013 гг. Рельеф участка имеет общий уклон в западном направлении, абсолютные отметки поверхности земли по устьям скважин от 34,62 до 90,10 м, максимальное превышение составляет 55,48 м. Амплитуда сезонного колебания уровня грунтовых вод составляет 1,0-1,5 м. Культура – томаты на капельном орошении.

Визуально почвенный покров однороден и представлен, согласно классификации и диагностики почв СССР, черноземами южными карбонатными. Вскипание наблюдается уже с поверхности.

Черноземы южные – это группа почв, свойственная засушливым степям. Недостаточность атмосферного увлажнения проявляется в ослабленном гумусонакоплении. В исследуемом черноземе мощность гумусового горизонта составляет 50 см и он относится к среднемошным глинистым разновидностям на лессовидных глинах и суглинках. Горизонт карбонатных выделений выше, чем в обыкновенных черноземах. Чаще всего слабое вскипание начинается с поверхности, а сильное с 30-40 см.

Морфологическое строение южного чернозема имеет следующий вид: А(А пах) – АВ – Вк – ВСк – Ск и представлено в приложении 2.

Как видно из рисунков 4.2 и 4.3 и описания профиль южных черноземов имеет определенные черты сходства с профилем каштановых почв.

Таким образом, по морфологическому строению почв почвенный покров обследуемого участка представлен, в основном, черноземами южными среднемошными с карбонатными вкраплениями, особенно в горизонте Вк и глубже.

Водно-физические свойства почв представлены в таблице 4.1. Черноземы южные имеют однородный гранулометрический состав по всему почвенному профилю и представлен легкой глиной. Структурное состояние при сухом просеивании хорошее, водопрочность агрегатов недостаточно удовлетворительная (район разреза 1) и удовлетворительная (район разреза 2). Плотность почв или объемная масса свидетельствуют об уплотнении почв с 20 см. Верхний слой почвы характеризуется как уплотненная пашня (1,19-1,22 т/м³). В слое 20-40 см, согласно классификации, пашня сильно уплотнена, а в слое 40-60 см плотность почв составляет 1,38-1,40 т/м³. Это типичные значения для подпахотных горизонтов различных почв.

Таблица 4.1 – Физические свойства черноземов южных

№ скважины и разреза	Слой, см	Гранулометрический состав		Структурное состояние		Водопрочность агрегатов		Плотность почв, т/м ³
		физ. глина, %	состав	%	оценка	%	оценка	
Р1	0-20	не определялись		87,3	хороше е	29,5	Недостаточно удовлетворительная	1,19
	20-40	не определялись						1,35
	40-60	не определялись						1,38
Скв. 1	0-20	66,2	Гл	Не определялись				
	20-40	66,9	Гл	Не определялись				
	40-60	67,9	Гл	Не определялись				
	60-80	68,9	Гл	Не определялись				
	80-100	68,2	Гл	Не определялись				
	100-130	71,3	Гл	Не определялись				
	130-160	66,6	Гл	Не определялись				
	160-200	65,7	Гл	Не определялись				
	200-250	66,8	Гл	Не определялись				
250-300	62,3	Гл	Не определялись					
Р2	0-20	не опред.		85,6	хороше е	31,2	Удовлетворительная	1,22
	20-40	Не определялись						1,36
	40-60	Не определялись						1,40
Скв. 2	0-20	67,3	Гл	Не определялись				
	20-40	66,5	Гл	Не определялись				
	40-60	64,8	Гл	Не определялись				
	60-80	65,9	Гл	Не определялись				
	80-100	67,3	Гл	Не определялись				
Примечание: Гл – глина легкая.								

О водно-физических свойствах почв также можно судить по водопроницаемости, наименьшей влагоемкости (НВ), влажности завядания (ВЗ) и запасом продуктивной влаги (таблица 4.2, 4.3).

Для оценки водопроницаемости почвы в агрономических и мелиоративных целях используют шкалу Н. А. Качинского. Согласно этой шкале водопроницаемость изучаемых черноземов в первый и во второй часы впитывания характеризуется как наилучшая и составляет соответственно 399,5 мм/час и 204,0 мм/час, то есть по данному параметру почвы пригодны для орошения.

Наивысшему увлажнению почвы в полевых условиях соответствует наименьшая (полевая) влагоемкость. Это показатель для обследуемых почв представлен в таблице 4.3.

В слое 0-60 см НВ составляет 29,1 %, в слое 0-100 см – 26,7 %. Нижние горизонты менее обеспечены влагой, так как с глубины 20-30 см почвы сильно уплотнены.

Нижним пределом доступной или активной влаги является влажность завядания (ВЗ). Разница между НВ и ВЗ соответствует диапазону активной влаги (Wд.а.в.). Эта величина характеризует максимально возможное количество продуктивной влаги (таблица 4.3).

Согласно классификации по запасам продуктивной влаги данные почвы считаются хорошо обеспечены ею в 0-20 см слое и очень хорошо в метровом.

Таблица 4.2 – Водопроницаемость чернозема южного

№ разреза	Интервалы наблюдений							
	1-й час							
	10	10	10	10	10	10	Средняя мм/мин.	Всего мм/час
1	8,27	7,93	7,21	6,35	5,52	4,67	6,66	399,5
№ разреза	Интервалы наблюдений							
	2-й час							
	10	10	10	10	10	10	Средняя мм/мин.	Всего мм/час
2	4,28	3,97	3,51	3,02	2,95	2,67	3,40	204,0

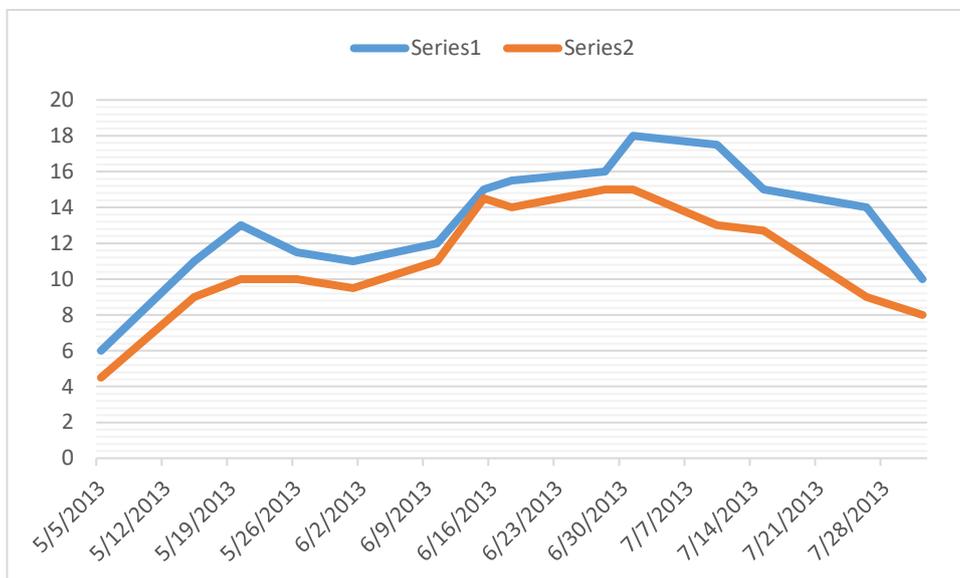
Таблица 4.3 – Водно-физические свойства чернозема южного

Слой, см	НВ, %	ВЗ, %	Wдав, %	Запасы продуктивной влаги, мм
0-20	29,8	10,7	19,1	45,4
20-40	28,3	11,4	16,9	45,6
40-60	27,4	12,3	15,1	41,6
60-80	24,2	12,6	11,6	32,5
80-100	23,9	12,9	11,0	30,8
0-60	29,1	11,5	17,6	132,6
0-100	26,7	12,0	14,7	195,9

Таким образом, рассматривая водно-физические свойства черноземов южных (в среднем по участку) их можно охарактеризовать как хорошими и удовлетворительными, не требующими на настоящий момент

специальных мероприятий по их улучшению, кроме соблюдения надлежащей культуры земледелия.

Под естественным покровом температура почвы измерялась на глубинах 5, 10, 15, 20, 40, 80, 120 и 160 см.



Ряд 1 – Значение температуры на глубине 40 см, Ряд 2 – Значение температуры на глубине 80 см

Рисунок 4.4 – Распределение температуры в толще почвы

4.3. Сравнение результатов с ранее полученными и анализ

Радиационный баланс в значительной степени изменяются от уровня агротехники. В приведенных ниже данных таблице 4.4 показан суточный ход составляющих радиационного баланса в посевах безрассадного томата в условиях Ростовской области до и после полива.

Величины радиационного баланса находятся в тесной связи с градиентом температуры ($\Delta T_{0,2}$) и влажностью воздуха ($\Delta l_{0,2}$). Связь величины R_r с градиентом $\Delta l_{0,2}$ прямая, а с градиентом $\Delta T_{0,2}$ обратная, и аппроксимируется уравнениями первой степени:

$$R_r = 42.1(0.05 * \Delta l_{0,2} + 0.17)r = 0.87 \quad (4.27)$$

$$R_r = 42.1(0.05 * \Delta T_{0,2} + 0.30)r = 0.70 \quad (4.28)$$

Таблица 4.4 – Изменение составляющих радиационного баланса в посевах безрассадного томата до и после полива, при ясной погоде, Вт/м²

Элемент	Периоды наблюдений	Время суток, часы						Среднее за сутки
		00	06	09	12	15	18	
Прямая радиация (S_1)	<i>до полива</i>	-	-	460	620	450	90	410
	<i>после</i>	-	-	510	720	490	100	460
	<i>полива</i>	-	-	-	-	-	-	-
Рассеянная радиация (D)	<i>до полива</i>	-	120	220	300	300	130	200
	<i>после</i>	-	60	200	220	220	140	170
	<i>полива</i>	-	-	-	-	-	-	-
Суммарная радиация (Q_0)	<i>до полива</i>	-	120	660	900	730	220	600
	<i>после</i>	-	70	680	890	690	240	610
	<i>полива</i>	-	-	-	-	-	-	-
Отраженная радиация (S_0)	<i>до полива</i>	-	40	150	160	420	70	100
	<i>после</i>	-	30	150	150	150	70	100
	<i>полива</i>	-	-	-	-	-	-	-
Альбедо (A)	<i>до полива</i>	-	220	150	120	170	180	140
	<i>после</i>	-	190	150	101	150	180	130
	<i>полива</i>	-	-	-	-	-	-	-
Длинноволновой баланс (R_{ln})	<i>до полива</i>	-60	-60	-40	-110	-40	-40	-170
	<i>после</i>	-60	-20	-40	-80	-20	-40	-180
	<i>полива</i>	-	-	-	-	-	-	-
Радиационный баланс (R_r)	<i>до полива</i>	-60	40	520	670	540	140	330
	<i>после</i>	-60	60	540	690	540	130	330
	<i>полива</i>	-	-	-	-	-	-	-

Установлено, что в начале вегетационного периода, когда большая часть поверхности почвы была оголена, а поливы еще не проводились, величина радиационного баланса (R_r) подстилающей поверхности была относительно низкой и колебалась в пределах 2654-2693 МДж/м² в сутки. В связи с этим, разница (ΔR) между величинами радиационного баланса орошаемого (R_0) и неорошаемого (R_H) участков была незначительна, за исключением дней, когда проводили послепосевные поливы нормой 150-200 м³/га. К началу цветения

томатов наблюдался общий рост суммарной радиации (до 20%), заметно возрастала высота и облиственность растений. В это время величина радиационного баланса возрастала как на орошаемом (на режиме 80% от НВ), так и неорошаемом участках до 2693 МДж/м². Но в годы, когда в этот период наблюдалось частое выпадение осадков в условиях прохладной погоды, разность ΔR не превышала 5%.

Высокий уровень радиационного баланса сохранился и в фазах интенсивного формирования плодов и начала их созревания. В этот период растения достигали максимальной высоты и формировали мощную надземную массу. К этому времени было проведено от 2 до 4 поливов, соответственно, на режимах 70 и 80% от НВ. В результате разница ΔR достигала - 15-16%.

К концу вегетации, в связи с усыханием листьев, прекращением поливов, а также в связи с общим снижением потока суммарной радиации (на 5-25%), существенно уменьшалась и величина радиационного баланса на неорошаемом и орошаемых участках до 2785 МДж/м² в сутки. В среднем же за вегетационный период орошение способствовала росту величины радиационного баланса подстилающей поверхности на 5-9%.

Значительные изменения величины радиационного баланса отмечались в суточном ходе, когда его интенсивность при ясной погоде в полуденные часы достигала 710 кВт/м², а в ночные часы снижалась до отрицательных значений - 50 кВт/м². При пасмурной погоде наблюдалось значительное сглаживание суточного хода величины радиационного баланса, так как наличие сплошной облачности способствовало снижению потока суммарной радиации в 2-4 раза. В результате разница между величинами радиационного баланса по срокам не превышала 100 кВт/м².

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суточный цикл солнечной радиации оказывает сильное влияние на баланс поверхностной энергии. Компоненты баланса поверхностной энергии, такие как скрытый тепловой поток, ощутимый тепловой поток, наземный тепловой поток и исходящее длинноволновое излучение, рассеивают доступную энергию на поверхности земли. Поскольку они имеют разную относительную эффективность, суточный цикл температуры поверхности земли будет зависеть от наличия контроля и ограничений на потоки. Например, низкая турбулентность может ограничить сумму видимых и скрытых тепловых потоков; ограничение влажности может повлиять на распределение между видимыми и скрытыми тепловыми потоками. Таким образом, измерение суточного цикла температуры поверхности суши в сочетании со знанием радиационного воздействия на поверхность суши может дать важную информацию о величине компонентов баланса поверхностной энергии.

Растительный покров изменяет поверхностные свойства почв. Это влияет как на коротковолновое альbedo, так и на длинноволновую излучательную способность. Это связано с влиянием растительности на поверхностное испарение и содержание воды. Содержание воды влияет на физические свойства почвы и распределение поверхностной энергии.

Таким образом, растительный покров воздействует на почву так же, как одежда действует на кожу. По сравнению с непокрытой почвой растительные остатки могут уменьшить экстремальные потоки тепла и массы на поверхности почвы. Обработка растительных остатков может привести к более благоприятным агрономическим условиям почвы.

Из-за сложности системы взаимодействия почвы и воздуха модель была упрощена для различных целей во многих исследованиях. Полная модель с полным описанием ее сложных факторных взаимосвязей и ее численным решением еще не внедрена в практическое использование.

На основании проведенных расчетов доказано, что в начале вегетационного периода, когда большая часть поверхности почвы была оголена, а поливы еще не проводились, величина радиационного баланса подстилающей поверхности была относительно низкой и колебалась в пределах 2654-2693 МДж/м² в сутки. Высокий уровень радиационного баланса пришелся на фазы вегетации, интенсивного формирования плодов и начала их созревания.

При соблюдении региональной агротехнологии выращивания сельскохозяйственных культур их урожайность зависит от продолжительности солнечного сияния в течение основных фаз развития растения.

Моделирование температуры сельскохозяйственной почвы должна базироваться на модельных подходах с ограниченной сложностью для расчета суточных температур почвы на различных гибких глубинах с использованием ежедневных погодных данных и временных изменений характеристик поверхности почвы, а также объема пор почвы, что позволяет учитывать влияние обработки почвы. Учитывая конкретные потребности что касается применения в сельском хозяйстве (например, условий обитания почвенных вредителей), особое внимание дополнительно уделять параметризации процессов при наличии почвенного покрова (снега и растительности) и льда в почве.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добровольский В.В. География почв с основами почвоведения. Учебник для геогр. спец. вузов. – М.: Высшая школа, 1989. – 320 с.
2. . Fanning, D.S.; Fanning, M.C.B. Soil Morphology, Genesis, and Classification; John Wiley and Sons: New York, NY, USA, 1989; 395p, ISBN 0471892483.
3. Ellenberg, H. Zeigerwerte der Gefäßpflanzen Mitteleuropas. Scr. Geobot. 1974, 9, 1–97.
4. Gray, J.M.; Humphreys, G.S.; Deckers, J.A. Relationships in soil distribution as revealed by a global soil database. Geoderma 2009, 150, 309–323. [CrossRef].
5. Qin, Y.; Bai, Y.; Chen, G.; Liang, Y.; Li, X.; Wen, B.; Lu, X.; Li, X. The effects of soil freeze–thaw processes on water and salt migrations in the western Songnen Plain, China. Sci. Rep. 2021, 11, 3888.
6. Wang, J.; Quan, Q.; Chen, W.; Tian, D.; Ciais, P.; Crowther, T.W.; Mack, M.C.; Poulter, B.; Tian, H.; Luo, Y.; et al. Increased CO₂ emissions surpass reductions of non-CO₂ emissions more under higher experimental warming in an alpine meadow. Sci. Total Environ. 2021, 769, 144559.
7. Kiselev, M.V.; Voropay, N.N.; Dyukarev, E.A.; Preis, Y.I. Temperature regimes of drained and natural peatlands in arid and water-logged years. IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci. 2019, 386, 012029.
8. Сидорова Л. П. Метеорология и климатология. Часть 1. Метеорология. Учебное электронное текстовое издание, 2015. – Режим доступа: <https://study.urfu.ru/Aid/Publication/13257/1/Sidorova.pdf> (дата обращения 25.05.2022 г.).

9. Климатология и метеорология : учебное пособие по курсу «Науки о Земле» для студентов, обучающихся по специальности 28020265 «Инженерная защита окружающей среды» / сост. В. А. Михеев.- Ульяновск : УлГТУ, 2009. - 114 с.

10. Лобанов В.А. Лекции по климатологии. Часть 1. Общая климатология: Книга 2.: учебник. – СПб.: РГГМУ, 2020. – 378 с.

11. Братков В.В., Воронин А.П. Метеорология и климатология: Уч. пос. / МИИГАиК: Изд-во МИИГАиК, 2015. – 209 с.

12. Горбаренко Е. В. и др. Эмпирическая модель изменчивости компонентов радиационного баланса подстилающей поверхности //Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2020. – №. 2. – С. 23-35.

13. Горбаренко Е. В. Климатические изменения радиационных параметров атмосферы по данным наблюдений в Метеорологической обсерватории МГУ //Метеорология и гидрология. – 2016. – №. 12. – С. 5-17.

14. Луцько Л. В., Махоткин А. Н., Ерохина А. Е., Бычкова А. П. О методике контроля данных о составляющих радиационного баланса, получаемых на сети Росгидромета по программе регистрации // Труды ГГО. Вып. 586. 2017. С. 205–233.

15. РД 52.04.688-2006. Положение о методическом руководстве наблюдениями за состоянием окружающей среды и ее загрязнением. Часть 1. Метеорологические, актинометрические и теплобалансовые наблюдения. М.: Метеоагентство Росгидромета, 2006. – 46 с.

16. Элиас Э. А. и др. Аналитическая почвенно–температурная модель: поправка на временное изменение суточной амплитуды // Журнал почвоведческого общества Америки. - 2004. - С. 68. – №. 3. – С. 784-788.

17. Mehdizadeh S., Ahmadi F., Kozekalani Sales A. Modelling daily soil temperature at different depths via the classical and hybrid models //Meteorological Applications. – 2020. – Т. 27. – №. 4. – С. e1941.

18. Кеттерер Т., Андрен О. Прогнозирование суточных профилей температуры почвы на пахотных почвах в регионах с холодным умеренным

климатом по температуре воздуха и индексу площади листьев // Acta Agriculturae Scandinavica Раздел В-Наука о почве и растениях. – 2009. – Т. 59. – №. 1. – С. 77-86.

19. Grabenweger P. et al. Моделирование среднесуточных температур почвы для сельскохозяйственного землепользования с учетом ограниченных входных данных // Атмосфера. – 2021. – Т. 12. – №. 4. – С. 441.

20. Шлычков В. А. Численное моделирование тепловлагообмена в системе атмосфера-почва в засушливый период //Вычислительные технологии. – 2004. – Т. 9. – №. 1. – С. 105-112.

21. Китаев Л. М. и др. Многолетние тенденции и межгодовые колебания характеристик снежного покрова, климата и температуры почвы восточно-европейской равнины //Научные проблемы оздоровления российских рек и пути их решения. – 2019. – С. 166-171.

22. Болотов А. Г. Метод определения температуропроводности почвы //Вестник Алтайского государственного аграрного университета. – 2015. – №. 7 (129). – С. 74-79.

23. Султашова О. Г. и др. Моделирование температурного режима почвы //Учёный XXI века. – 2016. – №. 5-4 (18). – С. 30-34.

24. Хасанова И. Ф., Орлик Л. К. Компьютерное моделирование температурных волн в почве //Современные исследования в сфере естественных, технических и физико-математических наук. – 2018. – С. 698-705.

25. Сагалович В. Н., Фальков Э. Я., Царева Т. И. Определение суточного хода температуры в почве по данным дистанционного зондирования //Исследование Земли из космоса. – 2001. – №. 5. – С. 79-84.

26. Афанасьев А. М., Бахрачева Ю. С. Обобщение задачи Фурье о температурных волнах в полупространстве //Физика волновых процессов и радиотехнические системы. – 2021. – Т. 24. – №. 2. – С. 13-21.

27. Долгоруков Н. В., Молофеев И. Ю. Разработка математических моделей для анализа динамики изменения температуры почвы // Научная жизнь— 2010. – С. 26-31.
28. Макарычев С. В. Влияние луковых культур на формирование теплового режима в профиле чернозема выщелоченного // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. – 2015. – №. 7 (129). – С. 70-74.
29. Макарычев С. В., Болотов А. Г. К вопросу об использовании расчетных методов определения теплофизических характеристик почвы // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. – 2016. – №. 8 (142). – С. 24-29.
30. Best, M.J. A model to predict surface temperatures. Bound.-Layer Meteorol. 1998, 88, 279–306.
31. Herb, W.R.; Janke, B.; Mohseni, O.; Stefan, H.G. All-Weather Ground Surface Temperature Simulation; Project report no. 478; St. Anthony Falls Laboratory, University of Minnesota: Minneapolis, MN, USA, 2006. Available online: <https://hdl.handle.net/1129/9/113684> (accessed on 10 March 2021).
32. DIN EN ISO 6946. Bauteile—Wärmedurchlasswiderstand und Wärmedurchgangskoeffizient—Berechnungsverfahren; Beuth Verlag: Berlin, Germany, 2018.
33. Choudhury, B.J.; Menenti, M. Parameterization of Land Surface Evaporation by means of Location Dependent Potential Evaporation and Surface Temperature Range; Department for Environment, Food and Rural Affairs (Defra): London, UK, 1993; Volume 212, pp. 561–568.
34. Jackson, R.D.; Idso, S.B.; Reginato, R.J.; Pinter, P.J. Canopy temperature as a crop water stress indicator. Water Resour. Res. 1981, 17, 1133–1138.
35. Van den Hurk, B. Energy balance based surface flux estimation from satellite data, and its application for surface moisture assimilation. Meteorol. Atmos. Phys. 2001, 76, 43–52.
36. Su, Z. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. Hydrol. Earth Syst. Sci. 2002, 6, 85–99.

37. Su, Z. A Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes from point to continental scale. In *Advanced Earth Observation—Land Surface Climate*; Su, Z., Jacobs, J., Eds.; Publications of the National Remote Sensing Board (BCRS): Delft, The Netherlands, 2001; Volume 01–02, pp. 91–108.

38. Su, Z.; Li, X.; Zhou, Y.; Wan, L.; Wen, J.; Sintonen, K. Estimating areal evaporation from remote sensing. *Proc. IEEE Int.* 2003, 2, 1166–1168.

39. Su, Z. Hydrological applications of remote sensing. Surface fluxes and other derived variables surface energy balance. In *Encyclopedia of Hydrological Sciences*; Anderson, M., Ed.; John Wiley and Sons: Hoboken, NJ, USA, 2005.

40. Choudhury, B.J. Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data: vistas in modeling. In *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*; Asrar, G., Ed.; Wiley: New York, NY, USA, 1989; pp. 628–690.

41. Jia, L.; Su, Z.; van den Hurk, B.; Menenti, M.; Moene, A.; De Bruin, H.A.R.; Yrisarry, J.J.B.; Ibanez, M.; Cuesta, A. Estimation of sensible heat flux using the Surface Energy Balance System (SEBS) and ATSR measurements. *Phys. Chem. Earth* 2003, 28, 75–88/

42. Wood, E.F.; Su, H.; McCabe, M.; Su, B. Estimating Evaporation from Satellite Remote Sensing. In *Proceedings of the 2003 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '03)*, Toulouse, France, 21–25 July 2003; Volume 2, 1163–1165.

43. Su, H.; McCabe, M.F.; Wood, E.F.; Su, Z.; Prueger, J.H. Modeling evapotranspiration during SMACEX: Comparing two approaches for local- and regional-scale prediction. *J. Hydrometeorol.* 2005, 6, 910–922.

44. Roerink, G.J.; Su, Z.; Menenti, M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Phys. Chem. Earth B* 2000, 25, 147–157.

45. Bastiaanssen, W.G.M.; Menenti, M.; Feddes, R.A.; Holtslag, A.A.M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *J. Hydrol.* 1998, 212–213, 198–212.

46. Bastiaanssen, W.G.M.; Pelgrum, H.; Wang, J.; Ma, Y.; Moreno, J.F.; Roerink, G.J.; van der Wal, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 2. Validation. *J. Hydrol.* 1998, 212–213, 213–229.

47. Long, D.; Singh, V.P. Assessing the impact of end-member selection on the accuracy of satellite-based spatial variability models for actual evapotranspiration estimation. *Water Resour. Res.* 2013, 49, 2601–2618.

48. Long, D.; Singh, V.P.; Li, Z.L. How sensitive is SEBAL to changes in input variables, domain size and satellite sensor? *J. Geophys. Res. Atmos.* 2011, 116, D21107.

49. Bastiaanssen, W.; Thoreson, B.; Clark, B.; Davids, G. Discussion of “Application of SEBAL Model for Mapping Evapotranspiration and Estimating Surface Energy Fluxes in South-Central Nebraska” by Ramesh K. Singh, Ayse Irmak, Suat Irmak, and Derrel L. Martin. *J. Irrig. Drain. E ASCE* 2010, 136, 282–283.

50. Allen, R.G.; Tasumi, M.; Trezza, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)-model. *J. Irrig. Drain. E ASCE* 2007, 133, 380–394.

51. Tasumi, M.; Trezza, R.; Allen, R.G.; Wright, J.L. Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. *Irrig. Drain. Sys.* 2005, 19, 355–376.

52. Long, D.; Singh, V.P. Assessing the impact of end-member selection on the accuracy of satellite-based spatial variability models for actual evapotranspiration estimation. *Water Resour. Res.* 2013, 49, 2601–2618.

53. Gowda, P.H.; Chavez, J.L.; Colaizzi, P.D.; Evett, S.R.; Howell, T.A.; Tolck, J.A. ET mapping for agricultural water management: Present status and challenges. *Irrig. Sci.* 2007, 26, 223–237.

54. Santos, C.; Lorite, I.J.; Tasumi, M.; Allen, R.G.; Fereres, E. Integrating satellite-based evapotranspiration with simulation models for irrigation management at the scheme level. *Irrig. Sci.* 2008, 26, 277–288.

55. Priestley, C.H.B.; Taylor, R.J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev.* 1972, 100, 81–92.

56. Anderson, M.C.; Norman, J.M.; Kustas, W.P.; Houborg, R.; Starks, P.J.; Agam, N. A thermal-based remote sensing technique for routine mapping of land-surface carbon, water and energy fluxes from field to regional scales. *Remote Sens. Environ.* 2008, 112, 4227–4241.

57. Kustas, W.; Anderson, M. Advances in thermal infrared remote sensing for land surface modeling. *Agric. For. Meteorol.* 2009, 149, 2071–2081.

Приложение 1

Метеорологические показатели за годы исследования (2005-2013 гг.) м/ст. Ростовская

Год	Месяц												За вегетационный период	ГТК	Естественное увлажнение	Критерий сухости
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII				
Осадки, мм																
Среднеголетние	25	25	25	35	40	50	45	40	35	30	35	35	275			
2005				22,6	45,9	76,7	68,2	28,8	1,0	65,1			308,3	0,81	засушливый	отсутствие засухи
2006				30,1	59,7	110,6	23,2	57,7	26,4	75,0			382,7	0,97	засушливый	отсутствие засухи
2007				12	15,5	53,7	27,9	19,3	33,9	34,8			191,7	0,46	очень засушливый	средняя засуха
2008				53,1	35,3	37,2	71,3	15,4	65,0	29,1			306,4	0,81	засушливый	отсутствие засухи
2009				8,3	35,6	15,8	50,9	31,8	93,7	72,7			308,8	0,79	засушливый	отсутствие засухи
2010				31,4	64,2	10,9	78,8	7,1	43,6	25,4			261,4	0,64	очень засушливый	слабая засуха
2011				32,0	35,2	114	35,5	53,8	66,0	21,8			358,3	0,95	засушливый	отсутствие засухи
2012				40,6	114,9	64	49	141,1	0	22,3			432,2	1,03	засушливый	отсутствие засухи
2013				11	9	31	39	47						0,31	сухой	сильная засуха

Год	Месяц												За вегетационный период	ГТК	Естественное увлажнение	Критерий сухости
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII				
Среднемесячная температура, °С																
Среднеголетние	- 6	- 5,2	4,5	9	15	19,8	23,1	22,1	16,1	9,6	2,2	- 2,9	16,4			
2005				11,8	19,4	20,4	22,3	19,1	11,1				18,2			
2006				11,8	17,0	22,8	22,4	26,9	18,8	12,1			18,8			
2007				10,2	19,9	23,4	26,0	27,2	19,1	12,2			19,7			
2008				13,1	15,6	20,8	23,8	25,3	16,4	11,6			18,1			
2009				9,7	15,9	24,7	26,4	21,5	18,6	12,4			18,5			
2010				10,6	18,4	24,9	27,0	27,7	19,4	8,0			19,4			
2011				9,2	17,8	22,4	26,6	22,8	17,9	9,3			18,0			
2012				14,6	19,8	23,6	25,2	24,5	18,6	13,5			20,0			
2013				11,7	21,1	23,6	24,4	24,4								
Относительная влажность воздуха, %																
Среднеголетние	87	84	82	72	67	67	65	67	70	72	86	89	68			
2005				67	72	74	75	68	68	83			72			
2006				78	74	76	68	64	67	81			73			
2007				64	58	62	61	54	67	67			62			
2008				77	72	66	69	55	69	77			69			
2009				59	75	58	59	61	65	80			65			
2010				73	77	62	61	50	64	77			66			
2011				62	64	58	49	53	61	34			54,4			
2012				63	56	57	49	51	33	39			49,7			

Год	Месяц												За вегетационный период	ГТК	Естественное увлажнение	Критерий сухости
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII				
2013				74	51	48	48	50								

Приложение 2

Морфологическое строение южного чернозема разрез 1

Глубина, см	Разрез, фото	Горизонт, см	Описание
А пах		0-15	Темно-серый, мелкоореховатый, мелкие и крупные корешки от растительности, вскипание с поверхности.
А		15-32	Темно-серый с коричневатым оттенком, сухой, зернистая, корешки от растительности, вскипает слабо.
АВ		32-50	Буровато-темно-серый, равномерно покрашенный, ореховато-комковатый, много мелких корешков, вскипает сильно, плотный, карбонатные прожилки с глубины 40 см в виде налетов и жилок.
Вк		50-75	Коричневатый, неоднородная окраска, пятнистый, очень плотный, местами корешки, белоглазка, сильно вскипает.
ВСк		75-93	Светло-коричневый, сильно вскипает, менее плотный, много белоглазки.
> Ск		>93	Светло-коричневый, много белоглазки.

Морфологическое строение южного чернозема разрез 2

Глубина, см	Разрез, фото	Горизонт, см	Описание
А пах		0-20	Темно-серый, пылеватый, сухой, крупные и мелкие от растительности, вскипание с поверхности.
А		20-36	Темно-серый с коричневатым оттенком, зернистая структура, мелкие корешки от растительности, вскипает сильно.
АВ		36-49	Буровато-темно-серый, ореховато-комковатая структура, преобладание мелких корешков, вскипает сильно, уплотненный.
Вк		49-73	Коричневатый, неоднородная окраска, пятнистый, очень плотный, местами корешки, белоглазка, сильно вскипает, карбонат с глубины 44 см в виде налетов и прожилок.
ВСк		73-92	Светло-коричневый, сильно вскипает, менее плотный, много белоглазки.
> Ск		>92	Светло-коричневый, много белоглазки.