

УДК 551.513.1:551.551.8

С.Н. Степаненко, д. ф.-м. наук, В.Г. Волошин, к. геогр. наук, В.Ю. Курышина, асс.
Одесский государственный экологический университет

ЭНЕРГОБАЛАНСОВАЯ МОДЕЛЬ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Рассматривается энергобалансовая, модель для расчета масштабов, градиентов и других параметров (турбулентные потоки, гидростатическая устойчивость) логарифмического приземного слоя атмосферы. Модель обеспечивает “замыкание” теплового баланса поверхности и баланса потоков диссипации кинетической энергии турбулентности и температурных неоднородностей. Модель построена на базе полумпирической теории приземного слоя Монина-Обухова. Модель использует только базовую метеорологическую информацию. Результаты сравниваются с аналогичными моделями других авторов.

Ключевые слова: приземный слой атмосферы, тепловой баланс земной поверхности, диссипация кинетической энергии турбулентности, турбулентные потоки, универсальная функция, сдвиг ветра, профиль температуры, метеорологические предпроцессоры.

Постановка проблемы. Уровень загрязнения атмосферы зависит от различных метеорологических величин и их сочетаний, но основным метеорологическим фактором, определяющим рассеивающие свойства атмосферы, естественно, является турбулентное перемешивание, интенсивность которого зависит от состояния приземного (ПСА) и пограничного слоя атмосферы (АПС). Гидростатическая устойчивость ПСА и АПС оценивается специальными параметрами, например, числом Ричардсона Ri , параметром Монина-Казанского μ и параметром Монина-Обухова для приземного слоя $\zeta = z / L$ [1,2,3,4,5,6].

Гидростатическая устойчивость является функцией вертикальных градиентов скорости ветра и температуры воздуха, измерение которых требует привлечения различных технических измерительных комплексов. В последние годы разработано большое количество простых методов оценки гидростатической устойчивости ПСА, которые используют только одноуровневые базовые метеорологические наблюдения. Такие методы названы косвенными, или “непрямыми” методами [7]. Эти методы нашли столь широкое распространения в мировой практике, например, известная классификация Паскуилла, что стали составной частью многих моделей загрязнения атмосферы, работа которых невозможна без информации о состоянии ПСА и АПС [8,9].

Косвенные методы оценки состояния турбулентного режима основаны на теории подобия Монина-Обухова (MOST) для ПСА [1] и использовании уравнения энергобаланса деятельного слоя земной поверхности.

Уравнение энергобаланса поверхности записывается, как известно, в следующем виде [10]

$$\left(\lambda_T \frac{\partial T_s}{\partial z_s} \right) - \rho c_p \left(k_T \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \rho L_e \left(k_q \frac{\partial q}{\partial z} \right) = (1 - A_s)(S_i + S_d) + \varepsilon_a E_a - \varepsilon_s E_s, \quad (1)$$

где ρ – плотность воздуха; c_p – удельная теплоёмкость воздуха; λ_T – коэффициент теплопроводности почвы; θ – потенциальная температура; T_s – температура поверхности почвы; k_T и k_q – коэффициент турбулентного обмена для тепла и влаги соответственно; L_e – удельная теплота испарения; A_s – альbedo поверхности; S_i и S_d

– прямая и рассеянная коротковолновая солнечная радиация; E_a, E_s – длинноволновое излучение атмосферы и поверхности; $\varepsilon_a, \varepsilon_s$ – коэффициенты излучения.

В левой части уравнения (1) последовательно представлены следующие потоки: молекулярно-кондуктивный поток тепла в почве G , турбулентный поток явного тепла H и скрытый поток тепла $L_e E$ в приземном слое. Потенциальная температура θ в последующих формулах будет заменена на термодинамическую температуру T , так как в ПСА, эти температуры практически не отличаются между собой в силу того, что $P_{a0} \cong P_a$.

При корректном описании потоков энергии поступающих на поверхность и параметризации процессов ее преобразования в деятельном и приземном слое атмосферы, можно найти температуру подстилающей поверхности, и определить параметры взаимосвязей в системе «земля-поверхность-атмосфера (land-surface-atmosphere coupling) [11, 12, 13, 14].

Последние исследования и публикации. Приземный слой атмосферы обычно моделируют однородным по горизонтали и стационарным течением, ограниченным снизу горизонтальной плоскостью, движение в котором предполагается одномерным. Предположение о постоянстве турбулентных потоков позволяет описать вертикальные профили метеорологических величин логарифмической асимптотикой при приближении к поверхности Земли [6,15,16].

С помощью такой модели ПСА турбулентные потоки импульса u_* , тепла H и влаги E выражаются через соответствующие пульсации и градиенты следующим образом [1,2]:

$$u_* = \sqrt{\tau_0} = k_m \partial v / \partial z; \quad (2)$$

$$H = \rho c_p \langle w' T' \rangle = \rho c_p k_T \partial T / \partial z; \quad (3)$$

$$E = \rho \langle w' q' \rangle = \rho k_q \partial q / \partial z, \quad (4)$$

где k_m, k_T, k_q – коэффициенты турбулентного обмена по вертикали для импульса, тепла и влаги соответственно, $\tau_0 = -\langle v' w' \rangle$ – нормированная на плотность воздуха напряженность поверхностного трения, w' – пульсационная составляющая вертикальной скорости, T' – температурные пульсации, $\langle \cdot \rangle$ – оператор осреднения.

Таким образом, все характеристики приземного слоя атмосферы, в том числе характеристики атмосферной турбулентности, деленные на масштабы длины $L = -u_*^2 / (\lambda k T_*)$, скорости $u_* = \sqrt{\tau / \rho}$ и температуры $T_* = -H_i / u_*$ являются универсальными функциями безразмерной высоты $\zeta = z / L$, которая принимается в качестве параметра гидростатической устойчивости слоя. Здесь k – постоянная Кармана, $\lambda = g / T$ – параметр плавучести.

Так как гидростатическая устойчивость зависит и от влагосодержания воздуха, то вводится поправка на влажность и, соответственно, безразмерная высота ζ переписываются в виде $\zeta = z / L_*$.

Вертикальные градиенты средних полей ветра, температуры и влажности в формулах (2, 3, 4) находятся с помощью универсальных профильных функций для ветра $\varphi_u(\zeta)$ и температуры $\varphi_T(\zeta)$, которые, согласно MOST [1], зависят от соответствующих масштабов слоя и безразмерной высоты ζ :

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \Phi_u(\zeta); \quad (5)$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_*}{\kappa z} \Phi_T(\zeta); \quad (6)$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{q_*}{\kappa z} \Phi_q(\zeta). \quad (7)$$

Таким образом, если известна гидростатическая устойчивость ζ слоя, то можно определить основные параметры приземного слоя и найти потоки тепла, влаги и импульса. Однако, расчет самого параметра устойчивости $\zeta = z/L$ невозможен без данных о потоках импульса u_* , тепла H и влаги LE , которые в свою очередь требуют учета безразмерных функций градиента ветра $\Phi_u = f_1(\zeta)$ и температуры $\Phi_H = f_2(\zeta)$, которые, опять же, как сказано ранее, зависят только от безразмерной высоты ζ .

В это “кольцо” взаимозависимостей можно “войти” только в случае, если выполнены все законы сохранения энергии в ПСА, а именно: баланс кинетической энергии горизонтально однородного потока, баланс для температурных колебаний, и энергетический баланс деятельного слоя подстилающей поверхности.

Формулировка целей статьи. Основная цель энергобалансовой модели (Surface Layer Atmosphere Energy Balance), это оценка турбулентного состояния приземного слоя, только по данным базовых метеорологических наблюдений. Модель разработана для всех состояний подстилающей поверхности, т.е. для поверхности оголенной почвы, поверхности с растительным покровом или со снегом. Однако, в предлагаемой статье мы ограничились только анализом поведения параметров, над поверхностью без растительного покрова, так как в этом случае легче показать выполнимость законов сохранения энергии в системе «земля-поверхность-атмосфера».

Решаемая задача относится к обратным задачам первого типа, когда заданы характеристики основных приземных метеорологических полей, известны, на основе предыдущих исследований, процессы в системе «земля-поверхность-атмосфера» и требуется определить те или иные векторные величины (потоки тепла, коэффициент турбулентности и пр.) приземного слоя атмосферы, которые сложно, а иногда и невозможно, измерить прямыми методами.

Модель, учитывает метеорологические и геофизические особенности Украины, и разрабатывалась как основа нормативного документа для охраны атмосферного воздуха от загрязнения, в том числе и для оценки повторяемости различных состояний устойчивости ПСА. Физико-математическая основа модели и принципы ее численного решения изложены ниже.

Описание модели. Ядром схемы является уравнение энергобаланса поверхности, составляющие которого, турбулентные потоки явного и скрытого тепла, хорошо параметризуются, с учетом их зависимости от устойчивости атмосферы, в рамках теории подобия приземного слоя.

Приземный турбулентный поток тепла, находим из решения уравнения теплового баланса поверхности (1), записанного в виде линейного алгебраического уравнения, обе части которого выражены многочленами первой степени

$$Q_N + E_a = H + L_e E + E_s + G, \quad (8)$$

где Q_N – поглощенная солнечная радиация с учетом поправки на облачность.

Левая часть (8) представляет притоки тепла, а правая – сток тепла. Величина каждого потока (stream) зависит от ряда геофизических и метеорологических величин

M , которые представляют декартово произведение множеств M_1, M_2, \dots, M_n , а их отображение $f: \bar{M} \rightarrow \bar{S}$ оказывается n -мерным отображением, с набором элементов $m = \{(m_1, m_2, \dots, m_n)\}$ и представляет аргумент искомой n -мерной функции $s = f(m) (m_i \in M_i, i = 1, n)$. Такую функцию записывают в виде $s = f\{(m_1, m_2, \dots, m_n)\}$. Здесь множество \bar{M} представляет область определения, а множество \bar{S} область значений функции.

Следуя этому пояснению, запишем все составляющие уравнения (8) в виде n -мерных функций:

$$Q_N = \{(h_{\odot}, m, I_0, A_s, N, C)\}; \quad (9)$$

$$E_a = \{(T, e, P_a, N)\}; \quad (10)$$

$$E_s = \{(T_s, \varepsilon, e, P_a, N)\}; \quad (11)$$

$$G = \{(T_s, \lambda_s, \rho_s, c_s, W_s, R, r_s)\}; \quad (12)$$

$$H = \{(T_s, \zeta, \rho, c_p, T, U_z, C_U(\zeta), C_T(\zeta), \Phi_m(\zeta), \Phi_H(\zeta))\}; \quad (13)$$

$$LE = \{(T_s, \zeta, \rho, P_a, f, T, P_r, C_U(\zeta), C_E(\zeta), \Phi_m(\zeta))\}, \quad (14)$$

где h_{\odot} – высота Солнца; m – оптическая масса атмосферы; I_0 – солнечная постоянная; A_s – альbedo подстилающей поверхности; T – температура воздуха на уровне $z = 2\text{м}$; P_a – атмосферное давление; f – относительная влажность воздуха на уровне $z = 2\text{м}$; U_z – скорость ветра на уровне $z = 10\text{м}$; N – количество облачности; C – коэффициент прозрачности; e – парциальное давление водяного пара на $z = 2\text{м}$; T_s – расчетная температура поверхности почвы; ε – коэффициент излучения; λ_s – теплопроводность почвы; $\rho_s \cdot c_s$ – объемная теплоемкость почвы; W_s – влажность почвы; R – радиационный баланс; r_s – безразмерный коэффициент сопротивления переносу влаги в почве; ρ – плотность воздуха; c_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; $C_U(\zeta)$ – коэффициент сопротивления для импульса; $C_H(\zeta)$ – коэффициент сопротивления для тепла; $C_E(\zeta)$ – коэффициент сопротивления для влаги.

Если для вычисления радиационных потоков Q_N и E_a не требуются сведений об устойчивости ПСА, то каждый и последующих потоков (11-14), содержит два неизвестных параметра системы “земля-поверхность-атмосфера”, это гидростатическая устойчивость слоя ζ и температура подстилающей поверхности T_s , которые и должны быть найдены в ходе решения уравнений (8).

Каждый из 6-ти потоков, содержащих две неизвестные величины ζ и T_s , описан алгебраическими уравнениями. Образовавшаяся система может быть решена численно, используя, в качестве исходной информации, геофизические и метеорологические величины, характеризующие состояние ПСА и подстилающей поверхности. Список этих величин показан в табл.1.

Исходные величины не содержат ни сведений о характере гидростатической устойчивости ПСА, ни сведений о турбулентном режиме приземного слоя. Более того, многие величины, входящие в область определения функций, косвенно так же зависят от характера устойчивости атмосферы.

Таблица 1 – Исходные величины для модели SLAEB

n/n	Геофизические и метеорологические величины	Обозначение
1	Широта и долгота местности (град)	φ, λ
2	Высота местности над уровнем моря (м)	z
3	Географическая природная зона	
4	Рельеф поверхности (углы наклона и экспозиции), град	α, Am
5	Срок наблюдения (месяц, дата, час, минуты)	NM, D, TR
6	Температура и относительная влажность воздуха $z = 2$ м	T, f
7	Скорость и направление ветра $z = 10$ м	u_z, dd
8	Количество общей и нижней облачности	N_o, N_n
9	Форма облачности каждого яруса	Цифры кода
10	Метеорологическая дальность видимости, км	L
11	Наличие осадков между сроками наблюдений и в срок наблюдения и их количество, мм	R_t, R_{day}
14	Альбедо поверхности почвы	A_s
15	Шероховатость для профиля ветра	z_0
16	Тип почвы, согласно типизации по [54]	Спец. табл.
17	Состояние поверхности земли	Цифры кода
18	Влажность почвы % или состояние поверхности почвы	Цифры кода

Решение уравнения (8), в котором левая и правая часть уравнения равны, т.е. свободный член уравнения равен нулю, можно выполнить методом простых итераций (метод Якоби). В процессе итерационной процедуры, начальными условия для последующих циклов $\bar{m}^{(k+n)}$, являются результаты решения уравнения, полученные на предыдущем $n-1$ цикле (здесь k – количество итерационных циклов, n – номер цикла).

Такой алгоритм требует определения начальных условий по T_s и ζ для нулевого итерационного цикла, которые должны соответствовать заранее известному состоянию ПСА, а именно нейтральной стратификации. Нами выбраны следующие начальные условия: параметр устойчивости $\zeta = 0$, скорость ветра $U_k = 15$ м/с, высота измерения скорости ветра $z = 10$ м, безразмерные профильные функций $\varphi_u(\zeta) = \varphi_H(\zeta) = 1$, шероховатость подстилающей поверхности $z_0 = z_{0T}$, температура подстилающей поверхности T_s ($z = z_{0T}$) равная температуре T воздуха, измеренной на высоте $z = 2$ м.

Итерационные процедуры выполняются по скорости ветра и температуре в такой последовательности.

1) На нулевом и последующем цикле итерационных процедур по температуре T_s с шагом $\Delta T = 0,05$ производятся расчеты потоков $G\{(T_s)\}$, $H\{(T_s)\}$, $LE\{(T_s)\}$, $E_s\{(T_s)\}$, параметра $\zeta\{(H)\}$, безразмерных профильных функций $\varphi_u(\zeta)$, $\varphi_H(\zeta)$ и динамической скорости $u_*\{\varphi(\zeta)\}$, пока не выполнится критерий BE окончания итерационного процесса

$$BE = \frac{Q + E_a - G(T_s)}{H(T_s) + LE(T_s) + E_s(T_s)} \quad (15)$$

с точностью $0,975 \leq BE \leq 1,025$ ($\pm 2,5\%$).

Знак критерия BE определяет и направление итераций по ΔT . Так как, величины потоков и других параметров, найденные в предыдущем цикле, являются начальными для последующего цикла, то при приближении к исходной скорости ветра, количество итераций по ΔT резко сокращается.

2) Процесс итерационных процедур по температуре $T_s^{j+1} = T_s^j \pm \Delta T$, при соблюдении критерий BE , повторяется на всех последующих циклах по скорости ветра $U_n = U_k - \Delta U$ (где $n=1,2,\dots,k$), пока цикловая переменная U_n не будет равна наблюдаемой скорости ветра u_z .

Этот цикл является заключительным, а найденные величины потоков G, H, LE, E_s , параметра устойчивости $\zeta = z/L$, безразмерных профильных функций ϕ_u, ϕ_H , динамической скорости u_* , температуры воздуха T_s на уровне шероховатости z_{0T} и других характеристик, показанных в таблице 2, окончательно характеризуют текущее состояние приземного слоя.

После выполнения всех итерационных процедур проверяется условие баланса кинетической энергии турбулентности и баланса диссипации температурных неоднородностей, и вычисляются универсальные безразмерные функции диссипации ϕ_ε и ϕ_θ . Предлагаемый метод позволяет достоверно соотнести между собой все величины энергетических потоков, естественно, с учетом современных представлений об их формировании и правильном выборе функций ϕ_u, ϕ_H .

Вся программа состоит из главной программы и двух подпрограмм. Главной является программа "COLLECTION", основное назначение которой – управлять процессами вычисления и последовательностью вызова подпрограмм. В программе дается описание размерности всех массивов и искомым функций по последовательным шагам ΔT и ΔU , а также вспомогательных массивов, необходимых для выполнения последовательных расчетов. Подпрограмма "DATA" декодирует метеорологическую информацию, поступающую в исходных кодах, задает значения всех внешних параметров системы (табл.1) и всех постоянных коэффициентов, входящих в исходные уравнения. Этим величинам присваивается соответствующие значение в операторах "DATA".

Ядром программы является подпрограмма "SLAEB" предназначенная для решения уравнений баланса методом простых итераций. Подпрограмма составлена так, что в каждый момент времени в памяти хранятся значения всех искомым функций только для двух последовательных шагов. Этим достигается уменьшение необходимого объема оперативной памяти. Все искомые функции рассматриваются как одномерные массивы, индекс которых указывает номер рассчитываемого случая.

Энергобалансовая модель позволяет получать многие параметры приземного и пограничного слоя атмосферы, большинство из которых необходимы для оценки метеорологических условий рассеяния примесей. Расчетные параметры представлены в табл. 2.

Таблица 2 – Описание расчётных параметров

№ п/п	Расчётные параметры	Обозначения
1	Суммарная коротковолновая радиации, Вт/м ²	Q_N
2	Излучение атмосферы, Вт/м ²	E_a
3	Излучение земной поверхности, Вт/м ²	E_s
4	Поток тепла в почве, Вт/м ²	G

Продолжение табл. 2.

5	Турбулентный поток явного тепла, Вт/м ²	H
6	Турбулентный поток скрытого тепла, Вт/м ²	LE
7	Испарение (транспирация), г/м ² с	E
8	Динамическая скорость, м/с	u_*
9	Параметр устойчивости МО для ПСА	$\zeta = z/L$
10	Число Ричардсона	Ri, Rf
11	Масштаб температуры ПСА, К	T_*
12	Масштаб влажности ПСА, г/г	q_*
13	Шероховатости для профиля температуры	z_{0T}
14	Температура на уровне z_{0T} , град С	T_s
15	Перепад температуры в вязком подслое	δT_s
16	Температура скин-слоя почвы, $\Delta z \cong 1$ см	T_{sm}
17	Влажность поверхности почвы, г/г	q_s
18	Универсальные функции ветра и температуры	Φ_u, Φ_H
19	Функции диссипации КЭТ и температуры	$\Phi_\varepsilon, \Phi_\theta$
20	Коэффициенты турбулентности, м ² /с	k_m, k_T
21	Масштаб скорости для АПС, м/с	w_s
22	Конвективный скоростной масштаб, м/с	w_*
23	Высота ПСА, м	$h(sbl)$
24	Высота динамического слоя перемешивания, м	h_d
25	Высота конвективного слоя перемешивания, м	h_c
26	Скорость ветра и температуры воздуха и их градиенты до высоты 200 м	dm_i / dz
27	Число Прандтля, коэффициент теплообмена	Pr, α_T

Параметризация составляющих уравнения теплового баланса.

Коротковолновая радиация. Прямая S_i , рассеянная S_d и суммарная S_Σ солнечная радиация, поступающая на земную поверхность различного наклона и экспозиции, вычисляется по формулам [17,18]:

$$S_i = I_0 \varepsilon \cdot F_\alpha (1 + C \cdot m_a)^{-1} ; \quad (16)$$

$$S_d = 0,38 \cdot \sin h_o (I_0 \varepsilon - I) F_D ; \quad (17)$$

$$S_\Sigma = (1 - A_s)(S_i + S_d) F_N, \quad (18)$$

где I_0 – солнечная постоянная; ε – эксцентриситет орбиты Земли; h_\otimes – высота Солнца; C – коэффициент прозрачности атмосферы, определяемый в зависимости от метеорологической дальности видимости; m_a – оптическая масса атмосферы; F_α – функция угла наклона $0 \leq \alpha \leq 90^\circ$ и экспозиции $0 < A \leq 360^\circ$ земной поверхности; F_D – функция доли небосвода с которого рассеянная радиация, поступает на поверхности различного наклона; F_N – функция учитывает влияние облачности ($F_N = 1 - a N_n - b \Delta N$) на суммарную радиация; N_n – количество облаков нижнего яруса; ΔN – разность нижней и общей облачности N_o ; a и b – коэффициенты в

функции F_N , для южных областей Украины, приняты равными 0,075 и 0,041 соответственно.

Формулы (16, 17, 18) позволяют, при различных состояниях облачного покрова и метеорологической дальности видимости, получить хорошее приближение к реальным величинам суммарной радиации.

Альbedo A_s в (18) рассчитывается отдельно для поверхностей с растительным покровом (РП) и для оголенных, без РП, поверхностей почв. Альbedo почв без РП зависит от их минерального состава и влагосодержания

$$A_s = A_w + A_{и}, \quad (19)$$

где $A_w = b_1 \cdot \exp(b_2 \cdot W_s)$ – зависимость альbedo от объемного влагосодержания почвы W_s ; $A_{\theta} = 10^{-2}(\exp(3,3 \cdot 10^{-3} \cdot \theta_0^{1,5}) - 1)$ – зависимость альbedo от высоты Солнца, где θ_0 зенитный угол. Коэффициенты b_1, b_2 в формулах (19) зависят от характеристик почв.

Более точный расчет солнечной инсоляции, заданной уравнением (16), не является необходимым, так как погрешность учета рассеивания, поглощения и отражения в системе «атмосфера – земная поверхность» составляет небольшую величину от самой инсоляции, например, влияние альbedo вносит погрешность около 2%, влияние облачности 5%, а общая погрешность оценки S_{Σ} не превышает 10-15% [18].

Длинноволновая радиация. Излучение атмосферы рассчитывается по формуле

$$E_a = \varepsilon_a \sigma T_z^4 F_N, \quad (20)$$

$$\varepsilon_a = 1,24(P_a/P_0)(e/T_a)^{0,143}, \quad (21)$$

где σ – постоянная Стефана-Больцмана, ε_a – коэффициент излучения атмосферы, зависящий от плотности воздуха; T_a, e – температура воздуха и фактическое давление водяного пара на уровне измерения $z = 2$ м.

Зависимость E_a от облачности определяется функцией

$$F_N = \begin{cases} 1 + 0,17N_n^2 & \text{при } T_a \geq 273,16 \\ 1 + 0,4N_n \cdot f & \text{при } T < 273,16 \end{cases}, \quad (22)$$

где N_n – балл нижней облачности, f – относительная влажность (в долях единицы).

Излучение земной поверхности E_s рассчитывается

$$E_s = \varepsilon_s \sigma T_s^4 F_{es}, \quad (23)$$

где T_s – расчетная температура подстилающей поверхности, ε_s – коэффициент излучения, зависящий от типа почвы, $F_{es} = (1 - 1,24(P_a/P_0)(e/T_a)^{1,2})$ – функция учитывающая поглощение E_s водяным паром в приземном слое.

Баланс длинноволновой радиации (эффективное излучение) определяется так

$$E_{as} = (E_a - E_s) \cdot F_N, \quad (24)$$

где $F_N = (1 - 0,01N_n - 0,02(N_0 - N_n))$ – функция, учитывающая влияние облачности.

Окончательно радиационный баланс, осредненный за часовой интервал, записывается так

$$\bar{R} = S_{\Sigma} - E_{as}. \quad (25)$$

Поток тепла в почве. Модель использует схему расчета теплового потока G в верхнем метровом слое почвы с постоянными теплофизическими и агрофизическими характеристиками. Поскольку перенос тепла в направлении температурного градиента связан не только с теплопроводностью, но и с другими механизмами переноса тепла используется эффективный коэффициент теплопроводности λ_T . При описании потока тепла в почве физические процессы предполагаются одномерными. Перенос тепла носит при этом диффузионный и взаимосвязанный характер.

Для определения потока G используется метод Хргиана А.Х. [19], который может быть представлен в виде

$$G = C_3 C_4 \sqrt{\omega c_{об} \lambda_T}, \quad (26)$$

где

$$C_3 = C_1 / \sqrt{(1+C_2)^2 + C_2^2}; C_4 = \arctg[C_2/(1+C_2)]; C_1 = \frac{\bar{R}}{4\sigma T_s^3}; C_2 = \sqrt{\omega c_{об} \lambda_T} / 4\sigma T_s^3$$

– размерные и безразмерные функции; R – радиационный баланс; $\omega = 2\pi/\Delta t$ – круговая частота; $c_{об}, \lambda_T$ – объемная теплоемкость и теплопроводность почвы соответственно.

Формула (26) позволяют определить тепловой поток в почве с учётом смены знака радиационного баланса в зависимости от теплофизических и агрофизических свойств почвы и температуры верхнего слоя грунта T_s .

При использовании формулы (26) отпадает необходимость выбора граничных условий на глубинах z_s в почве, а в качестве начальных условий расчета G

использовать равенство температур поверхности почвы и воздуха. В качестве граничных условий для влагосодержания на поверхности, задан поток жидкой влаги, обусловленный испарением с поверхности.

Удельная теплоёмкость почвы, предполагается зависящей от содержания воды [20]

$$c_s = c_{ds} + c_w W, \quad (27)$$

где $c_{ds} = 0,837$ Дж/гЧК – удельная теплоемкость сухой почвы, задается как постоянная величина; c_w – теплоемкость воды; W – количество жидкой влаги в долях от веса сухой почвы, кг/кг.

Объемная теплоёмкость почвы зависит от процентного содержание основных фракций: песка (sand), глины (clay) и органики (organic) и определяется, с учетом (16), как сумма всех составляющих

$$c_{об} = \rho_{sa} k_{sa} (c_{ds} + c_w W)_{sa} + \rho_{cl} k_{cl} (c_{ds} + c_w W)_{cl} + \rho_{org} k_{org} (c_{ds} + c_w W)_{org}, \quad (28)$$

где $c_{об} = \rho_s c_s$ – объемная теплоемкость почвы, Дж/м³ К; ρ_i и k_i – соответственно плотность и доля разных фракций.

Таким образом, теплоемкость почвы зависит от доли отдельных компонент в почве, ее пористости $\Pi = W_{max} \rho$ и содержания влаги W_s . Из этих параметров только влагосодержание почвы, быстро изменяющееся величина.

Увеличение влажности почвы ведет к росту ее теплопроводности λ_T , которая вычислялась с помощью эмпирической зависимости вида [20]

$$\lambda_T = 4,1868 \cdot 10^3 \left(\exp(-P_f - 3,5) \cdot 0,00041 \right), \quad (29)$$

где $P_f = \log_{10}(-\Psi_s)$ – потенциал почвенной влаги согласно [21], где

$$\Psi_s = \Psi_{\max} (W_{\max} / W_s)^b, \quad (30)$$

а b – безразмерный показатель Клаппа-Хорнбергера. Заметим, что пористость Π и параметр b зависят от типа почвы.

Контроль расчетов λ_T по формуле (28) проводится с использованием равенства вида

$$\lambda_T = \lambda_{Td} + (\lambda_{Tl} - \lambda_{Td}) \sqrt{W_s}, \quad (31)$$

где λ_{Td} – теплопроводность сухой почвы; λ_{Tl} – теплопроводность почвы при полной влагоемкости ($\lambda_{Tl} = W_{\text{пв}} \lambda_l$, где λ_l – теплопроводность воды); W_s – влажность (весовая) почвы в долях единицы.

Перечень некоторых параметров почв, используемых в модели приведен в табл.3.

Таблица 3 – Параметры различных типов почв [22]

n/n	Песок	Глина	Органика	b	Π	$\Psi_{\max} \cdot 10^2$	$\lambda_{\max} \cdot 10^4$
1	83	9	8	4,05	0,390	3,5	0,298
2	17	67	16	4,9	0,435	7,18	0,137
3	60	20	20	5,39	0,451	14,6	0,062
4	27	48	25	7,12	0,420	8,63	0,031
8	16	16	68	7,45	0,477	14,6	0,0124

Турбулентный поток явного тепла рассчитывается с учетом масштабов импульса и температуры по формуле вида

$$H = -\rho c_p u_* T_* \quad (32)$$

Используя уравнения (5) и (6) для вертикального распределения скорости и температуры в приземном слое, перепишем (32)

$$H = \rho c_p C_H u_z (T_s - T), \quad (33)$$

где

$$C_H = \frac{C_u \cdot C_T}{\Phi_u \Phi_H}. \quad (34)$$

В уравнениях (32-34) используются следующие обозначения: C_H – коэффициент теплопередачи; $\Phi_u(\zeta), \Phi_H(\zeta)$ – универсальные безразмерные функции для градиентов ветра и температуры; u_z – скорость ветра на анемометрическом уровне измерения $z_u = 10\text{м}$; T – температура воздуха на стандартном уровне измерения $z_T = 2\text{м}$; T_s – температура воздуха на уровне шероховатости $z = z_{0T}$; $C_u = \kappa / \ln(z_u / z_{0u})$ и $C_T = \kappa / \ln(z_T / z_{0T})$ – профильные коэффициенты сопротивления, определяемые с учетом динамической z_{0u} и термической z_{0T} шероховатости поверхности.

При отсутствии данных о температуре T_s , невозможно построить вертикальный профиль температуры с логарифмической асимптотикой. Если нижний предел для скорости ветра известен, $\bar{u} = 0$ на верхней границе слоя динамической шероховатости z_{0u} , то нижний предел логарифмического профиля температуры воздуха, остается

неизвестным, так как не определена как высота шероховатости z_{0T} , так и сама температура воздуха T_s на уровне z_{0T} .

Расчет $T_s = T(z_{0T})$ и есть суть энергобалансовой модели приземного слоя атмосферы, в котором вертикальные изменения метеорологических величин представлены линейно-логарифмические функциями. Турбулентный поток H_0 , формируется не на высоте z_{0T} , а непосредственно на поверхности почвы и в вязко-буферном слое у поверхности, но, так как уравнение (33) справедливо для слоя постоянных потоков, то искомая разность температур $(T_s - T)$ и градиент $(T_s - T) / \ln(z / z_{0T})$ должны находиться в пределах логарифмического слоя.

В самом вязко-буферном слое $\delta z_{vl} \cong z_{0T}$, разность температур определяется зависимостью отношения $\delta T / T_*$ от числа Пекле $\delta T / T_* = f(Re)$, но так как число Пекле связано с числами Рейнольдса и Прандтля ($Pe = Re \cdot Pr$), то перепад температур δT в вязком подслое записывается в виде [4]

$$\delta T = (T_{z_{0T}} - T_{s0}) = f(Re \cdot Pr) \cong \mu_T T_* \left(\frac{\kappa u_* z_0}{\nu} \right)^m, \quad (35)$$

где μ_T, m – безразмерные параметры, подлежащие определению, ν – кинематический коэффициент вязкости.

Знак δT зависит от знака масштаба температуры T_* . Если турбулентный поток тепла положителен, то $\delta T > 0$, если направлен к поверхности, то $\delta T < 0$, если $T_* = 0$, то $\delta T = 0$.

Следовательно, расчетная температура поверхности почвы T_{SM} есть сумма

$$T_{SM} = T_s + \delta T. \quad (36)$$

Оптимальное значение μ_T в (36) найдено с помощью минимизации функции $\delta T = (T_{SM} - T_{s0}) = f(Re \cdot Pr)$. Оказалось, что значение μ_T зависит от стратификации приземного слоя, поэтому для устойчивых условий принято $\mu_T = 0,12$, а для неустойчивых $\mu_T = 0,159$, показатель $m = 0,44$.

Используемая здесь высота “термической шероховатости” $z_{0T} = f(\zeta)$, необходима для согласования величин потока $H_{0(vl)}$, проходящего через вязкий подслой, и турбулентного потока в логарифмическом слое атмосферы $H_{0(sla)}$. Потоки в этих слоях, определяются следующим образом

$$H_{0(vl)} = \lambda_{vl} \text{grad}(T_{vl}), \quad H_{0(sla)} = \lambda_{sla} \text{grad}(T_{sla}). \quad (37)$$

Здесь $\lambda_{vl} = \rho_{vl} c_v \nu$ (где $\nu = \kappa k_m z_0$); $\lambda_{sla} = \rho_{sla} c_p k_m$ – коэффициенты теплопроводности в соответствующих слоях; c_p, c_v – удельные теплоемкости воздуха при постоянном давлении и объеме; ρ_{vl}, ρ_{sla} – плотности воздуха.

Тогда, используя (35) и рассчитанный ранее приземный поток тепла H_0 , высоту шероховатости для температуры находим по соотношениям

$$z_{0T} = \lambda_{vl} \frac{\delta T}{H_0} \quad \text{при } \zeta < 0; \quad (38)$$

$$z_{0T} = \lambda_{sla} \frac{\delta T}{H_0} \quad \text{при} \quad \zeta > 0. \quad (39)$$

Подставляя найденные значения z_{0T} , получаем равенство потоков $H_{0(sla)} = H_{0(vl)}$ в пределах $\pm 2,5\%$.

Теплоемкость воздуха при постоянном объеме c_v , здесь используется для расчета теплового потока проходящего через вязкий подслой, где градиенты температуры, при положительном радиационном балансе $R > 0$ и $\zeta < 0$, всегда больше градиента автоконвекции. Поэтому передача тепла от нагретой поверхности в атмосферу, через “тонкий” вязкий подслой, осуществляется только при изохорном процессе, а не за счет молекулярных эффектов.

Отношение “термической шероховатости” к динамической, при $R > 0$ и $\zeta < 0$, больше единицы $z_{0T} / z_0 > 1$, а при радиационном балансе $R < 0$ и стратификации $\zeta > 0$ это отношение $z_{0T} / z_0 < 1$ и шероховатость $z_{0T} \rightarrow 0$. В ночное время суток, следовательно, теплообмен поверхности и атмосферы осуществляется или с помощью молекулярных эффектов, или с помощью термомагнитной конвекцией.

Приповерхностный скачок δT и температура земной поверхности T_{SM} вычислялись для участков оголенной поверхности почвы. Сравнение расчетной (модельной) температуры почвы T_{SM} с температурой поверхности T_{S0} , измеренной на метеорологических станциях, позволяет судить о выполнимости закона сохранения баланса тепла на поверхности. Результаты сравнений анализируются далее.

В качестве профильных функций градиента ветра и температуры используются функции φ_u и φ_H предложенные различными авторами [16, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31], а так же функции, непосредственно рассчитываемые по уравнениям (5, 6, 7) в процессе решения задачи.

Турбулентный поток скрытого тепла (затраты тепла на испарение). По аналогии с уравнением для потока тепла, затраты тепла на испарение LE и поток влаги E , представим в виде интегральной формулы

$$E_{\max} = \rho C_E u_z (q_s - q_z), \quad (40)$$

где q_s, q_z – массовая доля водяного пара на поверхности почвы $z = 0$ и на высоте $z = 2m$.

Коэффициент сопротивления потоку влаги, запишем в виде

$$C_E = \frac{C_u \cdot C_q}{\Phi_u \Phi_q}, \quad (41)$$

где $C_q = \kappa^2 / \ln(z_q / z_{0q}) / \ln(z_u / z_{0u})$ – коэффициент влагопередачи; $\varphi_u(\zeta), \varphi_q(\zeta)$ – универсальные безразмерные функции для градиентов ветра и температуры; z_{0q}, z_{0u} – шероховатости для профилей влажностей и ветра; $z_q = 2m$ и $z_u = 10m$ – уровень измерения влажности и ветра соответственно.

Так как, водяной пар, в ненасыщенном состоянии, является пассивной субстанцией, то при отсутствии фазовых переходов, можно принять, $z_{0q} = z_{0u}$; $\varphi_q = \varphi_u$. Поток E не изменяется с высотой в слое $0 < z < h$ и равен скорости испарения с подстилающей поверхности.

Известно, что в большинстве реальных случаев даже в слабо увлажненной почве водяной пар является насыщенным [21], поэтому граничные условия на поверхности для массовой доли водяного пара, часто представляют в виде

$$q_s = q_m D_w, \quad \text{если} \quad D_w = 1. \quad (42)$$

где $q_m(T_s, p)$ – массовая доля водяного пара при температуре поверхности T_s и атмосферном давлении P_a .

Тогда испарение, с различно увлажнённых поверхностей определяется произведением

$$E = D_w E_{\max}, \quad (43)$$

где E_{\max} – максимально возможное испарение, соответствующее испарению с избыточно увлажнённой поверхности (испаряемость), D_w – параметр увлажнения почвы, характеризующий степень доступности почвенной влаги.

Критическое влагосодержание, при котором испарение становится близким к испаряемости E_{\max} , принято равным полной влагоемкости почвы $W_{kp} = W_{ПВ}$, т.е. равенство $E = E_{\max}$ достигается тогда, когда состояние поверхности характеризуется как “переувлажнение”. Параметра D_w изменяется $0 \leq D_w \leq 1$ при следующих условиях

$$D_w = \begin{cases} W_s / W_{kp} & \text{если} & W_s < W_{kp} \\ 1 & \text{если} & W_s \geq W_{kp} \end{cases}. \quad (44)$$

Использование условий (44) равносильно заданию перепада влажности воздуха для слоя постоянных потоков в виде

$$dq_{0-h} = D_w (q_m - q_z). \quad (45)$$

Но, так как, при метеорологических наблюдениях определяют не массовую долю водяного пара, а относительную влажность воздуха f и давление водяного пара e , то, воспользовавшись связью между массовой долей водяного пара и его парциальным давлением запишем (45) в виде

$$dq_{0-h} = \frac{0,622}{P} D_w (e_{\max}(T_s) - f \cdot e_{\max}(T)), \quad (46)$$

где $e_{\max}(T_{sm}), e_{\max}(T)$ – давление насыщения водяного пара при температуре поверхности и измеренной температуре воздуха. Из формулы (46) видно, что испарение прекращается только тогда, когда $D_w = 0$, или влажности воздуха $f = 100\%$ и равенство $T = T_s$.

Подобная схема расчёта испарения использовалась при параметризации пограничного слоя атмосферы, например, в работах [30, 32] и др.

Однако учёт доступности почвенной влаги к испарению через отношения W_s / W_{kp} , может привести к значительным погрешностям, т.к. известно, что испарение прекращается при некоторых минимально критических влажности почвы. В этом случае прерывается гидравлическая связь капиллярной сети и подвижной влаги в почве. Такое состояние достигается, как правило, при «влажности завядание», величина которой зависит от структуры и типа почвы.

Доступность почвенной влаги к испарению определяется в основном не влагосодержанием почвы, а напряжением почвенной влаги, характеризующим силы, удерживающие влагу в различных слоях почвы. В насыщенной водой почве большинство пор заполнено водой и происходит перенос только жидкой воды, и испарение равно испаряемости [20]. Описать перенос влаги в ненасыщенной почве

гораздо сложнее, так как поток влаги к поверхности почвы, когда влагосодержание поверхностного слоя уменьшается за счет испарения, происходит только за счет движения паровоздушной смеси.

Для ненасыщенной почвы поток влаги описывается уравнением Дарси [33], которое записывается в обобщенной форме следующим образом

$$E_w = \rho_w v_s = \frac{\gamma_s}{g} \frac{\partial \psi_s}{\partial z_s}, \quad (47)$$

где

$$\gamma_s = \gamma_{\max} (W_s/W_{\max})^{2b+3}; \quad \psi_s = \psi_{\max} (W_{\max}/W_s)^b, \quad (48)$$

где v_s – скорость переноса влаги в почве, см/с; ρ_w – плотность воды; γ_s и ψ_s – гидравлическая проводимость и потенциал почвенной влаги, при заданной влажности почвы; ψ_{\max} , γ_{\max} – максимальная гидравлическая проводимость и потенциал почвенной влаги (см/с) для отдельных типов почв; $\partial \psi_s / \partial z_s$ – градиент потенциала почвенной влаги (Па) в почве; b – параметр, характерный для данного механического состава почвы, согласно приближениям Клэппа-Хорнбергера. Поток считается положительным при направлении вверх.

Используя формулу Дарси (47) можно определить коэффициент влагопроводности λ_{sw} , т.е. скорость “диффузного” потока влаги, см²/с, в виде

$$\lambda_{sw} = \frac{\gamma_s}{\rho_w g} \frac{d\psi_s}{dW_s}, \quad (49)$$

или с помощью эмпирической формулы [33]

$$\lambda_{sw} = \lambda_{\max} (W_s/W_{\max})^{b+2}. \quad (50)$$

Уравнение (49) представим следующим образом

$$dW_s = W_{s0} - W_{sw} = - \frac{E_w}{\rho_w} \int_{z=0}^{z_s} \frac{dz_s}{\lambda_{sw}}, \quad (51)$$

где W_{s0} – влажность верхнего испаряющего слоя почвы ($dz \approx 0,2 м$); $W_{sw} = \text{const}$ – влажность почвы на некоторой глубине z_s ; E_w – поток влаги к поверхности почвы.

Интеграл в правой части имеет смысл скорости потока влаги в почве

$$V_{sw} = \left(\int_{z=0}^{z_s} \frac{dz_s}{\lambda_{sw}} \right)^{-1}. \quad (52)$$

Заменяя интеграл в (51) скоростью потока влаги, приходим к интегральному уравнению для потока жидкой влаги в слое почвы конечной толщины

$$E_w = \rho_w V_{sw} (W_{s0} - W_{sw}). \quad (53)$$

Из (53) следует, что по мере уменьшения влагосодержания верхних слоёв почвы поток влаги к её поверхности уменьшается. Для разных типов почв $E_w = 0$ уже при $5\% \leq W \leq 15\%$. При больших влажностях почвы поток влаги к её поверхности (при наличии испарения) практически остаётся постоянным. При нулевом градиенте влажности почвы, т.е. при $W_{s0} = W_{sw}$ поток влаги определяется гидравлической проводимостью γ_s . Так как для каждого типа почвы напряжение ψ_s нелинейно возрастает с уменьшением W_s , то из влажных почв изъять влагу относительно легко, но по мере высыхания верхнего слоя почвы сделать это становится труднее.

Последнее утверждение вытекает из очевидного равенства

$$\frac{1}{V_{s0}} + \frac{1}{V_{\Delta z}} = \int_{z=0}^{z_1} \frac{dz}{\lambda_{sw}} + \int_{z_2}^{z_3} \frac{dz}{\lambda_{sw}} = \int_{z=0}^{z_3} \frac{dz}{\lambda_{sw}}, \quad (54)$$

т.е. проводимость становится аддитивной величиной и зависит от проводимости тех частей слоя, в которых она мала, и практически не зависит от проводимости тех частей слоя, у которых проводимость велика. Отсюда становится очевидным, что при расчёте испарения важно учитывать не влажность всего деятельного слоя почвы, как это, например, сделано в [34], а влагосодержание только поверхностного слоя при условии, что влагосодержание глубинного остаётся постоянным. Влажность верхнего (10 см) слоя почвы определяется при стандартных метеорологических наблюдениях и фиксируется как состояние подстилающей поверхности.

Так как поток влаги к поверхности почвы и потери её с поверхности при испарении должны быть равны, то, используя (43), запишем

$$E_w = E_{\max} D_w, \quad (55)$$

где D_w – параметр увлажнения почвы теперь определим следующим образом

$$\frac{E_w}{\rho_w V_{sw}} = F_w = 0.66 \left(\frac{W_s - a W_{s \min}}{W_{s \max} - d W_{sn}} \right), \quad (56)$$

где W_s – фактическое влагосодержание верхнего слоя почвы, оцениваемое по состоянию поверхности почвы; $W_{s \min}$ – влагосодержание, соответствующее “влажности завядание”; $W_{s \max}$ – максимальная влагоемкость; W_{sn} – полевая влагоемкость; a, d – коэффициенты, зависящие от типа почвы.

Так как состояние поверхности оценивается следующими качественными признаками (“очень сухая”, “сухая”, “слабо увлажненная”, “умеренно увлажненная”, “сильно увлажненная”, “переувлажнение”), то характеристики влагосодержания, зависящие от типа и минерального состава почвы, рассчитываются по следующим формулам

$$W_{s \min} = W_{\max, k} \left(\frac{\Psi_{\min}}{\Psi_{\max}} \right)_k^b;$$

$$W_{sn} = W_{\max, k} \left(\frac{\Psi_{sn}}{\Psi_{\max}} \right)_k^b, \quad (57)$$

где тип почвы k , $W_{\max, k}$ и показатель Клаппа-Хорнбергера b для k -той почвы взяты из работы [33].

Таким образом, расчёт турбулентного потока влаги с поверхности почвы вычисляется по формуле

$$E_w = 0,622 \rho P_a^{-1} C_E \cdot u_z F_w (e_{\max}(T_s) - f e_{\max}(T)), \quad (58)$$

а затраты тепла на испарение оцениваются по формуле

$$LE = L_e E_w. \quad (59)$$

Поток диссипации энергии. В модели все уравнения, представляющие диссипацию энергии, записаны в дифференциальной форме, что позволяет рассчитывать составляющие этих уравнений и их безразмерные функции, так как в процессе решения находятся все масштабы и градиенты логарифмического приземного слоя.

Проверка выполнения баланса кинетической энергии турбулентности (К.Э.Т.) при неустойчивой стратификации осуществляется по отношению функций

$$\frac{\Phi_\varepsilon}{\Phi_u} = \left(1 - \frac{\zeta}{\Phi_u} \right), \quad (60)$$

где Φ_u – функцию сдвига ветра, Φ_ε – функция скорости диссипации.

Из (60) видно, что функция скорости диссипации Φ_ε при неустойчивой стратификации всегда больше функции сдвига ветра Φ_u .

Уравнение баланса кинетической энергии в нейтральном слое, в котором диссипативный член крайне мал, записываем так

$$1 - \Phi_u - \zeta = 0, \quad (61)$$

а для условий свободной конвекции переписывается (60) в виде

$$1 - a_T - \zeta = 0, \quad (62)$$

где $a_T = \Phi_u / \Phi_H$, и баланс К.Э.Т. выполняется в диапазоне $1,5 < -\zeta < 2$.

Для устойчивых условий используется следующее уравнение

$$\Phi_u - c_\varepsilon \zeta - 1 = 0, \quad (63)$$

где c_ε – коэффициент, подбираемый в процессе решения. Баланс К.Э.Т. выполняется с точностью до $\pm 0,2$ в диапазоне $0 < \zeta \leq 1,5$.

Проверка выполнения баланса для температурных колебаний [35] осуществляется также в виде отношения безразмерных функций [27]

$$\left(\frac{\Phi_\theta}{\Phi_H} \right) = G_k, \quad (64)$$

где Φ_θ – безразмерная функция диссипации температурных колебаний.

Результаты моделирования и их анализ. Рассмотрим некоторые результаты расчетов параметров приземного слоя и выполнимости законов сохранения энергии в слое и на поверхности. В качестве исходной информации использовались базовые 8-срочные наблюдения метеорологической станции Одесса, за июнь, 1996 г. В обработку вошли все 240 наблюдений, проводимые в 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 час местного среднесолнечного времени. Метеорологическая информация декодировалась и подвергалась первичному анализу для устранения случайных ошибок. Основные расчетные результаты и их сравнение с наблюдаемыми величинами, показаны на рис. 1, 2, 3, 4, 5, 6.

На рис.1 показана корреляция между расчетными температурами поверхности почвы, скин-слоя почвы и соответствующими температурами, измеренными в срок наблюдения.

Следует обратить внимание на следующие особенности корреляционной зависимости рассматриваемых величин:

– коэффициент регрессии $b_1 = 1,02$ уравнения (рис.1), практически равен единице, а постоянная регрессии равная $b_0 = 0,17$ показывают, что средние значения анализируемых температур равны между собой. Коэффициент корреляции между температурами равен $R = 0,933$, что свидетельствует о функциональной зависимости между ними.

– по мере увеличения температуры почвы рассеяние точек увеличивается, и, соответственно, изменяется и коэффициент регрессии. Это связано с тем, что термометр измеряющий температуру поверхности почвы реагирует на изменение инсоляции и кратковременные изменения скорости ветра. На рис 1, квадратными маркерами, выделены случаи, когда наблюдалась кучевая облачность от 3 до 6 баллов.

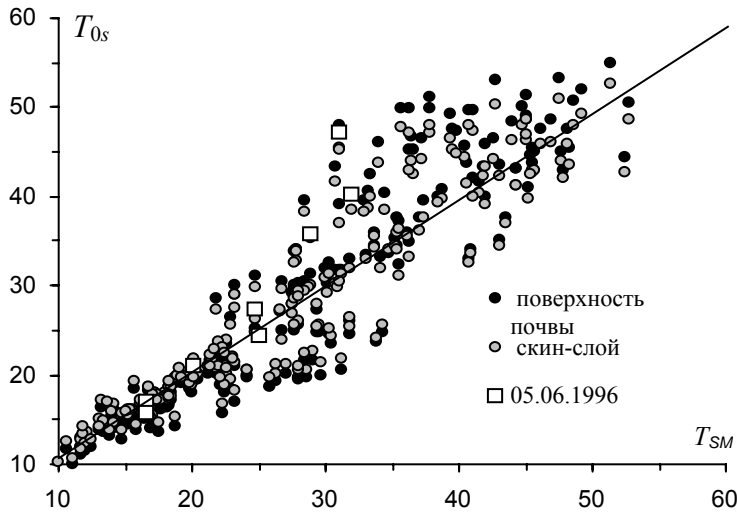


Рис. 1 – Расчетная T_{SM} и наблюдаемая T_{0s} температура (град. С) поверхности почвы $z = 0$ и скин-слоя почвы $\Delta z \approx 1\text{см}$, по метеорологическим наблюдениям, ($N = 240$). Одесса, 06.1996г.

Уравнение линейной регрессии температур имеет вид
 $T_{0s}(\text{skin}) = 1,02 * T_{SM} + 0,17$;
 $R^2 = 0,87$

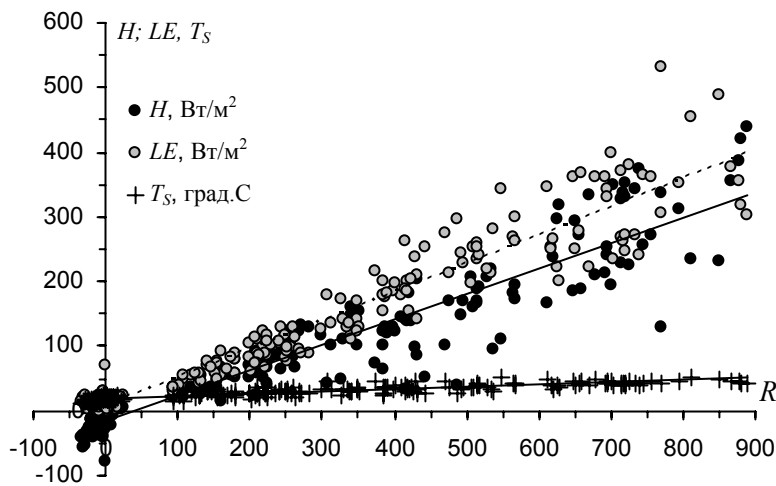


Рис. 2 – Зависимость явного H и скрытого потока тепла LE от радиационного баланса R , ($\text{Вт}/\text{м}^2$) по метеорологическим наблюдениям, Одесса, 06.1996. Состояние поверхности почвы оценивается при наблюдениях, с учетом количества выпавших осадков, тип почвы 4, табл. 1

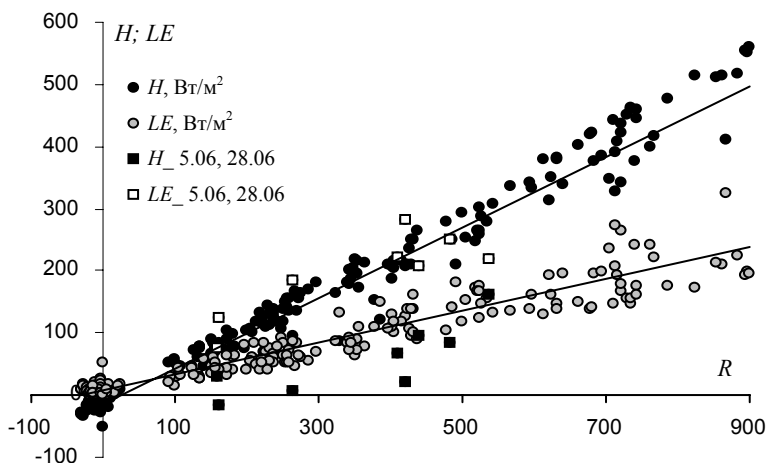


Рис. 3 – Зависимость явного H и скрытого потока тепла LE от радиационного баланса R по данным метеорологических наблюдений, Одесса, 06.1996 г, с постоянным увлажнением почвы (слабая увлажненность) и типом почвы 3, кроме случая, когда увлажненность почвы изменялась после ливневых осадков 5 и 28 июня (квадр. маркеры).

Изменение облачности во времени и случайный характер экранирования облачности поверхности, приводит к значительным колебаниям инсоляции. Измеренная температура почвы достигает значения 50° , тогда как расчетные температуры, оцененные по среднему баллу облачности, составляют $30-35^\circ$. Использование температуры скин-слоя несколько сглаживает эти колебания.

На рис. 2 показана зависимость турбулентных потоков явного H и скрытого тепла LE от радиационного баланса R при наблюдаемых состояниях поверхности почвы, преобразуемых моделью в характеристики ее увлажненности. Состояние почвы в течение месяца изменялось от слабой до умеренной увлажненности. Наблюдалось 7 периодов ливневых осадков 3, 4, 11, 12, 14, 27, 28 июня, различной интенсивности и в различное время суток. Тип почвы 4 соответствует тяжелосуглинистым почвам. Результаты показывают, что в течении месяца затраты тепла на испарение (серые маркеры) преобладали над явным потоком тепла. Число Боуэна ($B_o = H/LE$) в среднем за месяц составляет 0,41, а в светлое время суток 0.78.

На рис. 3 показана аналогичная зависимость, но рассчитанная при неизменном содержании влаги в среднесуглинистой почве со “слабым увлажнением”. Видно, что изменение состояния почвы и ее типа ведет к перераспределению энергии между явным и скрытым потоком тепла. Это свидетельствует, что модель хорошо реагирует на изменение влагосодержания почвы. Поэтому правильная оценка, даже визуальная, состояния почвы и ее типа, например, по почвенным картам, обеспечивает хорошее согласование расчетных и измеренных величин а, следовательно, и параметров, характеризующих состояние приземного слоя атмосферы.

На рис. 4 показан суточный ход фактической и расчетной температуры почвы. Модель хорошо воспроизводит период прохождения холодного фронта 12-13.06.1996 с интенсивными ливневыми осадками.

Совпадение расчетных и измеренных температур в пределах 2-3 градусов, свидетельствует, что используемое численное решение уравнения энергобаланса поверхности, достоверно воспроизводит перераспределении потоков энергии, что позволяет найти различные векторные величины приземного слоя атмосферы (потоки тепла, масштабы слоя, параметры устойчивости, коэффициенты турбулентности и пр.), которые иногда невозможно оперативно измерить прямыми методами.

На рис. 5 показан суточный ход параметра гидростатической устойчивости $\zeta = z/L$ и коэффициентов турбулентности k_m и k_T . Обнаруживаются периоды сильной устойчивости и неустойчивости. Обработка многолетних рядов метеорологических наблюдений с помощью модели SLAEB позволит выявить закономерности вероятностного распределения параметров, определяющих диффузионные свойства, приземного и пограничного слоя атмосферы.

На рис 6а,б, в показаны результаты численного решения уравнений теплового баланса поверхности, уравнения баланса кинетической энергии турбулентности и уравнения баланса температурных колебаний.

На рис. 6б приведено отношение эмпирических функций $\varphi_\theta/\varphi_H = G_k \approx 1,25$ по исследованиям Яглома и Кадера [27] для интервала $0 < -\zeta < 1,2$ и результаты моделирования этих функций полученные в процессе численного решения балансовых уравнений, которые близки между собой $\varphi_\theta/\varphi_H = G_k = 1,18$. Отметить, что по нашим расчетам функция диссипации температурных неоднородностей при $\zeta \approx 0$ близка к постоянной Кармана $\varphi_\theta \approx 0,45$, тогда как в [27] функция равна $\varphi_\theta \approx 2,9$. Различие функций определяется условием корректировки константой Кармана.

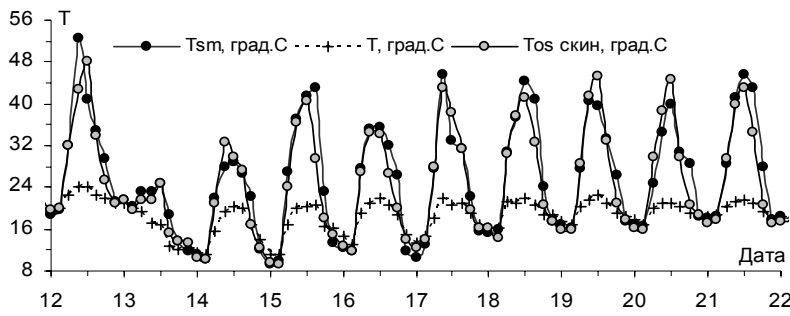


Рис. 4 – Суточный ход расчетной температуры T_{SM} и наблюдаемой температуры T_{OS} скин поверхности почвы и температуры воздуха T , по метеорологическим наблюдениям, Одесса, 06.1996 г.

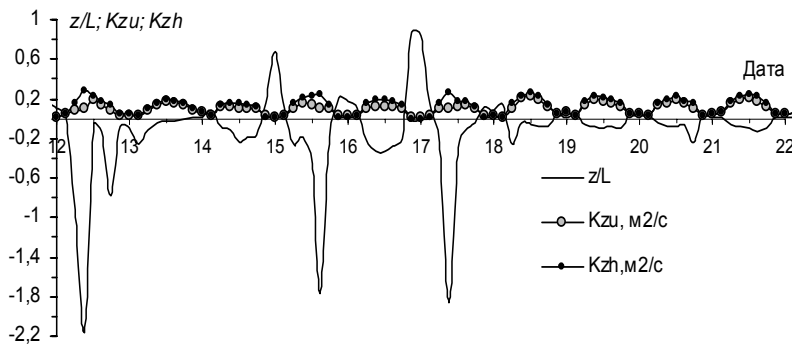


Рис. 5 – Суточный ход расчетных параметров приземного слоя атмосферы z/L , K_{zu} , K_{zh} , по метеорологическим наблюдениям, Одесса, 06.1996 г.

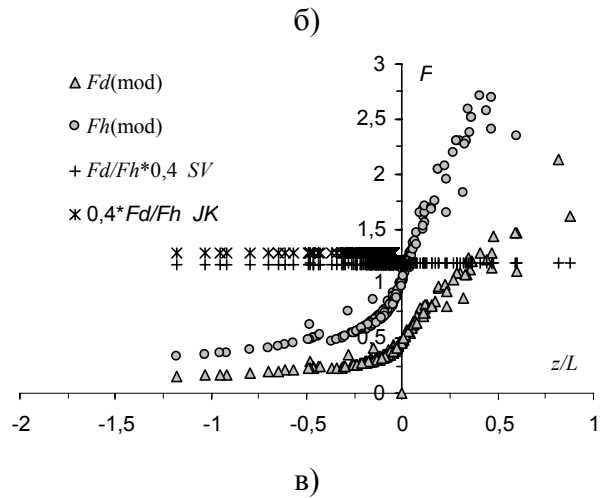
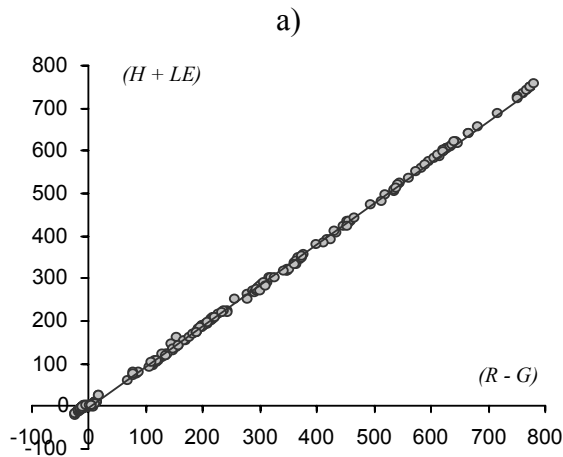


Рис. 6 – а) Результат решения уравнения тепловой баланс поверхности

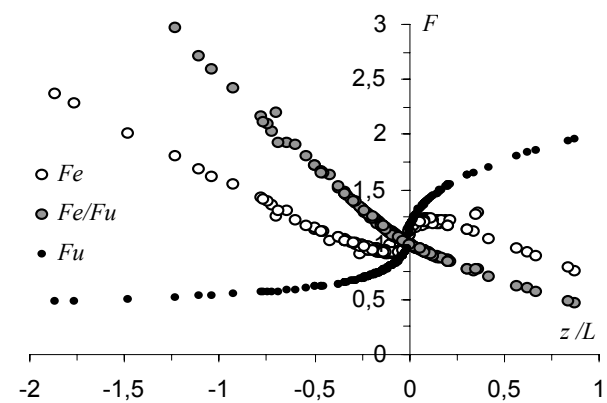
$$R - G = H + LE;$$

б) Оценка баланс диссипации температурных неоднородностей по модели и данные из работы [27]

$$(F_d/F_h)_{mod} = 1,18; (F_d/F_h) [27] = 1,27;$$

в) Оценка баланса К.Э.Т.

Функции F_u , F_e , F_d – рассчитаны по модели.



Выводы. Энергобалансовая модель предназначена для расчета масштабов, градиентов и других параметров логарифмического приземного слоя атмосферы. Модель обеспечивает численное решение уравнение теплового баланса поверхности и баланса потоков К.Э.Т. температурных неоднородностей. Модель построена на базе полуэмпирической теории приземного слоя Мони́на-Обухова. Модель использует только базовую метеорологическую информацию. Совпадение расчетных и измеренных параметров свидетельствует, что предложенное численное решение, достоверно воспроизводит перераспределении потоков энергии, что позволяет найти различные векторные величины приземного слоя атмосферы, необходимые для расчета рассеяния примесей в атмосфере [36, 37, 38, 39].

Список литературы

1. *Монин А.С., Обухов А.М.* Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы//Тр. Геофизин. АН СССР. – 1954. – №24. – С.163-187.
2. *Алоян А.Е.* Моделирование динамики и кинетики газовых примесей в атмосфере. – М.: Наука. – 2005. – 400 с.
3. *Дубов А.С., и др.* Турбулентность в растительном покрове. – Л.: Гидрометеиздат. – 1978. – 180 с.
4. *Зилитинкевич С.С., Чаликов Д.В.* О расчете вертикальных турбулентных потоков в приземном слое атмосферы по данным градиентных наблюдений//Изв. АН СССР. Физ.атм. и океана. – 1968. – Т. 4. – №9. – С.915-929.
5. *Налбандян О.Г., Кухарец В.П., Голицын Г.С.* Трехслойная динамическая модель взаимодействия поверхности с приземным слое атмосферы//Изв. РАН, Ф.А.О. – 2002. – Т. 38. – № 3. – С. 293-300.
6. *Орленко Л.Р.* Строение пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат. – 1979. – 279 с.
7. *Степаненко С.Н.* Математическое моделирование мезомасштабных процессов и явлений в атмосфере. – Одесса. – 2001. – 280 с.
8. *Perry S., Cimorelli A., Paine R., Brode R., Weil J., Venkatram A.* A Dispersion Model AERMOD for Industrial Source Applications. Part I: General Model Formulation and Boundary Layer Characterization//Journal of Applied Meteorology. – 2005. – V. 44. – P. 682-693.
9. *Perry S., Cimorelli A., Paine R., Brode R., Weil J., Venkatram A., Wilson R., Lee R.* AERMOD: A Dispersion Model for Industrial Source Applications. Part II: Model Performance against 17 Field Study Databases//Journal of Applied Meteorology. – 2005. – V. 44. – P. 695-708.
10. *Волошин В.Г.* Метод расчета турбулентных потоков и температуры подстилающей поверхности на основе метеорологических наблюдений//Метеорология, климатология и гидрология. – 2002. – Вып.46. – С.83-89.
11. *Erisman JW., van Pul A., Wyers P.* Parameterization of surface resistance for the quantification of atmospheric deposition of acidifying pollutants and ozone//Atmos. Environ. – 1994. – № 28. – P. 2595-2607.
12. *Lui S., Mao D., Jia L.* Evaluating parameterizations of aerodynamic resistance to heat transfer using field measurements//Hydrol Earth Syst Sci. – 2007. – №11. – P. 769–783.
13. *Niyogi D., Raman S., Alapaty K.* Uncertainty in specification of surface characteristics, part 2: hierarchy of interaction explicit statistical analysis//Boundary-Layer Meteo. – 1999. – № 19. – P. 341-366.
14. *Noilhan J., Planton S.* A simple parameterization of land surface processes for meteorological models//Mon Weather Rev. – 1989. – №117. – P. 536-549.
15. *Бусингер Дж.А.* Основные понятия и уравнения. Атмосферная турбулентность и моделировании распространения примесей. – Л.: Гидрометеиздат. – 1985. – 338 с.
16. *Businger J. A. et al.* Fluxprofile relationships in the atmospheric surface layer//J. Atmos. Sci. – 1971. – № 28. – P. 181-189.
17. *Сивков С.И.* Методы расчета характеристик солнечной радиацию. – Л.: Гидрометеиздат. – 1968. – 215 с.
18. *Zhang, Y.-C., Rossow W.B., Lacis A.A., Oinas V., and Mishchenko M.I.* Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data//J. Geophys. Res. – 2004. – 109.
19. *Хргиан А.Х.* Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат. – 1978. – Т.1 – 156 с.
20. *Мищенко З.А.* Агрометеорология. – К.: КНТ. – 2009. – 511 с.
21. *Палагин Э.Г.* Математическое моделирование агрометеорологических условий озимых культур – Л.: Гидрометеиздат. – 1981. – 191 с.

22. Zoller L. A world soil file for global climate modeling//NASA technical memorandum. – 1996. – P.87802.
23. Степаненко С.Н., Волошин В.Г. Безразмерные функции сдвига ветра и градиента температуры воздуха в неустойчивом приземном слое атмосферы//Вестник ОДЕКУ. – 2006. – вып.1. – С. 35-47.
24. Степаненко С.Н., Волошин В.Г. Универсальные безразмерные профильные функции для градиента скорости и температуры и их интегральные формы//Украинский гидрометеорологический журнал. – 2010. – № 7. – С. 35-45.
25. Brutsaert W. Stability correction functions for the mean wind speed and temperature in the unstable surface layer//Geophys. Res. Lett. – 1992. – 19.
26. Kader B.A., Perepelkin. V.G. Effect of the unstable stratification on wind and temperature profiles in the surface layer//J. Fluid Mech. – 1989. – № 212. – P. 637-662.
27. Kader B.A., Yaglom A.M. Mean fields and fluctuation moments in unstable stratified turbulent boundary layers//J. Fluid Mech. – 1990. – 212.
28. Dyer A.J., Bradley E.F. An alternative analysis of flux-gradient relationships at the 1976 ITCE//Boundary Layer Meteorol. – 1982. – № 22. – P. 3-19.
29. Hsieh et al. Estimation of momentum and heat fluxes using dissipation and flux-variance methods in the unstable surface layer//Water resources research. – 1996. – V. 32. – № 8.
30. Brutsaert W. Evaporation into the Atmosphere. Theory, History and Applications. – D. Reidel Publ. Co. – 1982.
31. Viterbo P., Beljaars A.C.M. A new land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation//J. Clim. – 1995. – № 8. – P. 2716-2748.
32. Chen F., Mitchell K., Schaake J., Xue Y., Pan H., Koren V., Duan Y., Ek M., Betts A. Modelling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations//J Geophys Res. – 1996. – № 101. – P. 7251-7268.
33. Clapp R.A., Hornberger M.G. Empirical equation for some soil hydraulic properties//Water Resource Research. – 1978. – V.14. – № 4. – P. 601-604.
34. Mahfouf J. F., and Noilhan J. Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data//J. Appl. Meteorol. – 1991. – № 30. – P. 1354-1365.
35. Кухарец В.П., Налбандян О.Г. Корреляционный анализ температуры подстилающей поверхности, инсоляции и скорости ветра в приземном слое атмосферы//Изв. РАН. Ф.А.О. – 2005. – Т.41. – № 6. – 752-760.
36. Степаненко С.Н., Волошин В.Г. Динамическая модель рассеяния вредных веществ в атмосфере при постоянных коэффициентах диффузии и скоростях переноса//Украинский гидрометеорологический журнал. – 2010. – № 7. – С. 35-45.
37. Turner D.B. Workbook of atmospheric dispersion estimates: an introduction to dispersion modeling (2nd Edition ed.)//CRC Press. – 1994.
38. A Dispersion Model AERMOD for Industrial Source Applications. Part I: General Model Formulation and Boundary Layer Characterization//Journal of Applied Meteorology. – № 44(5). – P. 682-693.
39. Zannetti P. Air Pollution Modeling: theories, computational methods, and available software//Computational Mechanics Publications, Southampton and Van Nostrand Reinhold. – New York. – 1990. – 444 p.

Енергобалансова модель приземного шару атмосфери. Степаненко С.М., Волошин В.Г., Курьшина В.Ю.

Аналізується енергобалансова модель розрахунку масштабів, градієнтів і інших параметрів логарифмічного приземного шару атмосфери. Модель забезпечує “замикання” теплового балансу поверхні і балансу потоків дисипації кінетичної енергії турбулентності і температурних неоднорідностей. Модель побудована на базі напівемпіричної теорії приземного шару Моніна-Обухова. Модель використовує лише базову метеорологічну інформацію. Результати порівнюються з аналогічними моделями інших авторів.

Ключові слова: тепловий баланс земної поверхні, універсальна функція, профіль вітру та температури.

Energy balance model of the surface layer of atmosphere. Stepanenko S., Voloshin V., Kuryshina V.

The energy balance model for calculation of scales, gradients and other parameters of the logarithmic surface layer of atmosphere is analysed. The model is provided the “lock” of thermal balance surface and balance of flux of dissipation of kinetic energy of turbulence and temperature pulsations. The model is built on the base of Monin-Obukhov semi-empiric theory of the ground layer. The model uses only a base meteorological information. Results are compared to the analogical models of other authors.

Keywords: thermal balance of surface, turbulent streams, universal function, wind shear, type of temperature.