

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ ТА НАУКИ УКРАЇНИ

Одеський державний екологічний університет

Кваліфікаційна наукова
праця на правах
рукопису

КУРИШИНА ВІКТОРІЯ ЮРІЇВНА

Прим. № _____

УДК 551.510.411:
551.581.1+551.511.62

ДИСЕРТАЦІЯ

**ВИКОРИСТАННЯ ЕНЕРГОБАЛАНСОВОЇ МОДЕЛІ
ПРИЗЕМНОГО ШАРУ В ЗАДАЧАХ КЛІМАТОЛОГІЇ**

11.00.09 – Метеорологія, кліматологія, агрометеорологія

Науки про Землю

Подається на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук

Дисертація містить результати
власних досліджень. Використання
чужих ідей, результатів і текстів
мають посилання на відповідне
джерело _____

Науковий керівник
Волошин Володимир Григорович
к.геогр.н., доц.

Одеса – 2017

АНОТАЦІЯ

Куришина В.Ю. Використання енергобалансової моделі приземного шару в задачах кліматології. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук за спеціальністю 11.00.09 «Метеорологія, кліматологія, агрометеорологія». – Одеський державний екологічний університет. м. Одеса, 2017.

Дисертаційна робота присвячена реалізації енергобалансової моделі приземного шару атмосфери, яка дозволяє досліджувати термодинамічні процеси підсіткового масштабу в задачах регіональної кліматології.

Для вивчення цих процесів створена та запропонована енергобалансова модель приземного шару атмосфери (модель SLEB). В якості вихідної інформації модель використовує тільки дані метеорологічних спостережень та відомості про стан земної поверхні, що дозволяє вивчати процеси взаємодії «атмосфера-поверхня» в масштабах менших або порівнянних з кроком розрахункової сітки метеорологічних моделей.

В основі енергобалансової моделі лежить класична теорія приземного шару Моніна-Обухова, яка дозволяє знайти базові масштаби та гідростатичну стійкість приземного шару. Для опису різних фізичних закономірностей, що визначають термодинамічну взаємодію атмосфери та поверхні, використовуються різні теоретичні закони, які достовірно підтверджені експериментальними даними.

Рішення системи рівнянь, які представляють закон збереження енергії на земній поверхні, виконується за допомогою рекурсивних процедур (метод Гауса-Жордана). Рішення побудоване на застосуванні складної рекурсії при зверненні до функцій багатьох аргументів, які містять в області завдання невідому шукану змінну – температуру земної поверхні. Точність замикання рівняння теплового балансу з урахуванням похибок вхідних метеорологічних даних становить $\pm 2,5\%$.

На основі моделі запропоновано новий метод розрахунку випаровування з різних підстильних поверхонь, включаючи рослинний покрив, сніговий покрив та водну поверхню.

Точність оцінки кількості вологи, яка випарувалася цілком, достатня для багатьох практичних завдань.

Перевірка моделі (верифікація), яка виконана по експериментальним та фактичним даним, показала задовільні результати – відносна похибка розрахунку сумарної радіації в межах 3-5%, відносна похибка розрахунку температури підстильної поверхні не перевищує 10%. Оскільки, всі величини енергобалансу поверхні пов'язані між собою аналітично, то достовірність результатів масових розрахунків одного з них, температури підстильної поверхні, означає достовірність всіх інших.

Таким чином, отримання високого зв'язку між вимірюваними та модельними променистими та тепловими потоками доводить виправданість запропонованої схеми параметризації процесів взаємодії.

Модель SLEB, вперше для даного класу моделей, дозволяє виконати оцінки тридцяти різних величин, параметрів та масштабів приземного та граничного шару атмосфери, які в сукупності детально описують всі характерні риси процесів взаємодії «поверхня-атмосфера».

Кліматологічні дослідження цих параметрів та масштабів, виявлення статистичних закономірностей та їх проявів, законів розподілу та інші кліматичні показники дозволять відкрити новий підхід до вивчення зміни клімату.

Для дослідження використовувалися дані метеорологічних спостережень 38 станцій південно-західних областей України за період 1996-2007 рр., який характеризується як перший період інтенсивного росту глобальних приземних температур.

Проведені дослідження складових теплового балансу поверхні дозволили виявити зміни теплових потоків за досліджуваній період з 1996 по

2007 рр. Ці помітні зміни обумовлені зростанням температури повітря та, особливо, зростанням температури земної поверхні.

Кліматологічні дослідження параметрів та масштабів граничного шару дозволяють перейти до вивчення впливу клімату на процеси енерго-масообміну в граничному шарі.

Таким чином, шляхом використання тільки даних метеорологічних спостережень, вперше отримані характеристики граничного шару атмосфери та підстильної поверхні, а саме:

1. Проведена оцінка чутливості деяких кліматичних показників теплового та радіаційного балансу до варіацій метеорологічних величин;
2. Знайдено закономірності просторово-часової мінливості радіаційного та теплового балансу поверхні по багаторічним рядам спостережень;
3. Вперше виявлено мезомасштабні особливості кліматичних полів турбулентних потоків тепла, потоку імпульсу, випаровування, потоку тепла в ґрунті, температури поверхні ґрунту та рослинності, складових радіаційного балансу, масштабів приземного та граничного шару атмосфери, дисипації турбулентної енергії та інших параметрів над різними типами поверхонь для території України.
4. Перевірена можливість використання моделі SLEB в якості оперативного методу розрахунку випаровування вологи з різних підстильних поверхонь.

Достовірність результатів. Достовірність результатів, які представлені в дисертації, підтверджується тим, що вони отримані на великому статистичному матеріалі з використанням фізично та математично обґрунтованих методів, а для верифікації методу залучені дані стандартних вимірювань. Крім цього, результати дослідження підтверджуються теоретичними оцінками.

Особистий внесок автора. Всі основні розрахунки, які представлені в дисертаційній роботі, отримані автором. Автор брав участь у постановці

завдань, в пошуку методів їх вирішення та аналізі результатів. Роботи, які пов'язані з результатами, що виносяться на захист, підготовлені автором та виконані в співавторстві. Автор брав безпосередню участь в зборі метеорологічних даних та їх підготовці для розрахункових операцій.

Апробація роботи. Основні результати роботи доповідалися автором на 2-х наукових конференціях молодих вчених ОДЕКУ (Одеса, 11-16 травня 2009 р.; Одеса, 11-15 травня 2010 р.), на 3-х міжнародних конференціях (Київ, 21-23 травня 2014 р.; Севастополь, 7-11 квітня 2014 р.; Київ, 28 лютого 2017 р.) та на Першому Всеукраїнському гідрометеорологічному з'їзді (Одеса, 22-23 березня 2017 р.).

Структура та обсяг дисертації. Дисертаційна робота складається з чотирьох розділів, висновків, списку використаних джерел, який включає 101 найменування та додатків. Загальний обсяг дисертації викладений на 185 сторінках, містить 48 рисунків та 30 таблиць.

У першому розділі наводиться огляд розвитку вирішення проблеми та її стан на теперішній час.

У другому розділі викладені: фізичні основи побудови математичної енергобалансової моделі тепло- та вологопереносу.

У третьому розділі проводиться верифікація моделі, де порівнюються розрахункові та виміряні параметри.

У четвертому розділі вперше зроблені кліматологічні оцінки масштабів приземного та граничного шару атмосфери. Розглянута мінливість для різних часових масштабів складових теплового балансу поверхні та їх просторові зміни.

Ключові слова: рівняння радіаційного балансу, рівняння теплового балансу, турбулентні потоки тепла, масштаби приземного та граничного шару атмосфери, зміна клімату.

Список публікацій здобувача:

Статті у фахових наукових виданнях

1. Волошина О.В., Курышина В.Ю. Пространственно-временное распределение суммарной солнечной радиации в юго-западных областях Украины / Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – Вип. 6. – С. 84-92. (обробка та аналіз даних)
2. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Энергобалансовая модель приземного слоя атмосферы / Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – Вип. 9. – С. 38-58. (створення моделі на мові програмування C++)
3. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю., Головатюк Н.Д. Учет метеорологических факторов при расчетах многолетних полей концентраций загрязняющих веществ для оценки экологических рисков здоровью населения / Геофизический журнал. – 2012. – Т. 34 (1), – С. 105-114. (розрахунки даних)
4. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю., Головатюк Н.Д. Метод расчета температуры подстилающей поверхности по стандартным метеорологическим наблюдениям / Український гідрометеорологічний журнал. – 2012. – Вип. 11. – С. 76-85. (аналіз матеріалів досліджень)
5. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Масштабы приземного и пограничного слоя атмосферы / Український гідрометеорологічний журнал. – 2014. – Вип. 14. – С. 23-34. (обробка та аналіз даних)
6. Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Функции диссипации турбулентной энергии в приземном слое атмосферы / Український гідрометеорологічний журнал. – 2015. – Вип. 16. – С. 67-75. (розрахунки та аналіз даних)

7. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Расчет скорости ветра в нижнем трехсотметровом слое атмосферы по данным метеорологических наблюдений с учетом температурной стратификации и шероховатости поверхности / Український гідрометеорологічний журнал. – 2016. – Вип. 17. – С. 23-30. (аналіз матеріалів досліджень)

Статті у зарубіжних виданнях

1. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю., Агайар Э.В. Определение высоты пограничного слоя атмосферы по наземным метеорологическим наблюдениям / Scientific Journal ScienceRise. – 2016. – Vol/7/1 (24). – PP. 6-10. (обробка та аналіз даних)
2. Stepanenko S., Voloshine V., Ivus H., Kuryshyna V. Assessment of the surface heat budget components using a model of the surface layer energy budget. Scientific Journal IJREES – 2017. – Vol.7(1). – PP.1-7. (аналіз матеріалів досліджень)

Тези доповідей і матеріали конференцій

1. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Пространственно-временное распределение суммарной солнечной радиации / Матеріали ІХ наукової конференції молодих вчених. ОДЕКУ, 10-16 травня 2009 р. – С. 74-75.
2. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Пространственно-временное распределение суммарной солнечной радиации в юго-западных областях Украины / Матеріали Х наукової конференції молодих вчених. ОДЕКУ, 11-15 травня 2010 р. – С. 162-163.
3. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Особенности распределения суммарной радиации на территории Одесской области /

XVII Міжнародна науково-практична конференція «Екологія. Людина . Суспільство». НТУУ «КПІ», 21-23 травня 2014 р. – С.102-103.

4. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Теплобалансовая модель приземного слоя / Материалы Научной конференции «Ломоносовские чтения-2014». – Севастополь, 7-11 апреля 2014 г. – С. 25-26.
5. Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Многолетние изменения составляющих теплового баланса / Матеріали III міжнародної науково-практичної конференції «Актуальні проблеми розвитку світової науки». – Київ, 28 лютого 2017 р. – С. 29-38.
6. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Энергобалансовая модель приземного слоя и ее использование в задачах климатологии / Матеріали I Всеукраїнського гідрометеорологічного з'їзду. ОДЕКУ, 22-23 березня 2017 р. – С. 212-213.

ANNOTATION

Kuryshyna V.Yu. Using of a surface layer energy balance model in climatology tasks. – Copy.

Dissertation for a degree of Candidate of Geographical Sciences. Specialty 11.00.09 – meteorology, climatology, agrometeorology. – Odessa State Environmental University, the Ministry of Education and Science of Ukraine, Odessa, 2017.

The dissertation is devoted to a detailed study of the meteorological subgrid scale processes, which determine energy-mass exchange between the earth's surface and the atmosphere. Information about these processes is necessary for understanding of causes of climate change.

In order to study these processes the energy balance model of the atmospheric surface layer (model SLEB), which using the data of meteorological observations and information of the surface layer state, has been proposed. It makes possible to study the processes of "atmosphere-surface" interaction in scales of smaller or comparable to the grid of meteorological models.

The energy balance model is based on the classical Monin-Obukhov theory, which allows us to find the basic scales and hydrostatic stability of the surface layer. To describe the various physical laws that determine the thermodynamic interaction between the atmosphere and surface, are using various theoretical laws, which reliably confirmed by experimental data.

The solution of the equations system representing the law of energy conservation on the surface layer is performed using recursive procedures (the Gauss-Jordan method). The solution is based on the using of complex recursion when referring to the functions of many arguments containing of the unknown variable - the surface temperature. The accuracy of heat balance equation closing with account of input meteorological data errors, is 2,5% .

The model SLEB, for the first time for this model class, allows estimating 30 different values, parameters and scales of the surface and atmosphere boundary

layers, which in aggregate describe in detail all the characteristic features of the surface-atmosphere interaction processes.

In the study the data of meteorological observations for 38 stations of the south-western regions of Ukraine in the period of 1996-2007, are used. This period is characterized as the first period of intensive growth of global surface temperatures.

The model validation, carried out by the experimental and fact data, is shown satisfactory results (relative calculated error of the total radiation is in the range 0,3-7,6%, the relative calculated error of the underlying surface temperature does not exceed 10%). Since all the surface energy balance values are related analytically, the reliability of the mass calculations results of one of them, the temperature of the underlying surface, means the reliability of all the others.

Thus, obtaining a high interconnection between the measured and calculated radiant and heat fluxes indicates the validity of the proposed parameterization scheme of the interaction processes.

The performed researches of the surface heat balance components allowed revealing changes of heat flows for period in question. These noticeable changes are caused by an increase of the air temperature and especially the surface temperature.

Climatologic studies of parameters and scales, revealing of statistical laws and their manifestations, distribution laws and other climatic indicators allow us to proceed to study the influence of climate on processes of energy-mass transfer in the boundary layer.

The parametric model of the surface layer energy balance can be successfully applied in various fields of science, such as atmospheric diffusion of harmful impurities, alternative energy, agrometeorology and hydrology.

When solving the problem of atmospheric diffusion necessary data on the thermal stability of the atmosphere boundary layer, the vertical profile of the turbulence coefficient and the height of the dynamic mixing layer. All these data can be estimated using the energy balance model SLEB on the condition that it is

possible to obtain ground meteorological data in the area of the harmful impurities emission.

When solving agro-meteorological problems, if additional information on the structure and properties of the soil, vegetation characteristics and a number of other parameters is available, the model SLEB can evaluate the transpiration, changes in the soil moisture, the leaf surface temperature, changes in the radiant fluxes and wind speed in the plant environment and others agrometeorological indicators.

In solving hydrological problems related to the calculative runoff and filtration of atmospheric moisture, it is necessary to introduce additional information into the model on the structure and properties of the surface, the presence of vegetation cover, the orientation and angle of surface inclination.

Thus, by using only the data of meteorological observations, for the first time, the characteristics of the atmosphere boundary layer and the underlying surface were first obtained such as:

1. The sensitivity of some climatic parameters of the heat and radiation balance to variations in meteorological values was conducted;
2. The laws of the spatial and temporal variability of the radiation and thermal balance of the surface with the long-term series of observations were found;
3. Meso-scale features of climatic fields of turbulent heat flux, pulse flux, evaporation, heat flux in soil, soil surface temperature and vegetation, radiation balance components, scales of the surface and atmosphere boundary layer, dissipation of turbulent energy and other parameters with the different types of surface in Ukraine were revealed.
4. The ability to use the SLEB model as an operational method for calculating evaporation of moisture from various underlying surfaces was verified.

For study used data of the meteorological observations of 38 stations of the South-West regions of Ukraine for period 1996-2007. This period is characterized as the first period of intensive growth of global surface temperatures.

Reliability of the results. The reliability of the results presented in the thesis is confirmed by the fact that they were obtained on a large statistical material using

physically and mathematically grounded methods, and for verification of the method, standard measurement data were involved. In addition, the results of the study are supported by theoretical estimates.

Personal contribution of the author. All the basic calculations presented in the dissertation work were received by the author. The author took part in the formulation of problems, in the search for methods for their solution and analysis of the results.

The main results of the work submitted to the defence, prepared by the author and executed in co-authorship. The author was directly involved in the collection of meteorological data and their preparation for settlement operations.

Approbation of work. The main results of the work were reported by the author at 2 scientific conferences of young scientists of OGEKU (Odessa, May 11-16, 2009, Odessa, May 11-15, 2010), at 3 international conferences (May, 21-23 May 2014, Sevastopol, 7-11 April 2014, Kiev, 28 February 2017) and at the First All-Ukrainian Hydrometeorological Congress (Odessa, March 22-23, 2017).

Structure and scope of the dissertation.

The thesis consists of four chapters, conclusion, literature, which includes 101 titles and applications.

The first chapter provides an overview the current state of problem and development of its solution.

The second chapter presents the physical foundations of mathematical energy balance model of heat and moisture transfer.

In the third chapter are presents the verification of model, where the calculated values are compared with the measured parameters.

In the fourth chapter, climatologic estimates of the scale of the surface and boundary layers of the atmosphere were made for the first time. Variability for different time scales of the components of the thermal balance of the surface and their spatial variations are considered.

Key words: radiation balance equation, heat balance equation, turbulent heat flux, the scale of the surface and atmosphere boundary layer, climate change.

ЗМІСТ

СПИСОК СКОРОЧЕНЬ	5
ВСТУП	6
1 СУЧАСНІ МЕТОДИ ОПИСУ ПРОЦЕСІВ ТЕПЛО- ВОЛОГООБМІНУ ПІДСТИЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ ТА АТМОСФЕРИ	14
1.1 Структура граничного шару атмосфери	14
1.1.1 Масштаби граничного шару	14
1.1.2 Масштаби приземного шару	17
1.1.3 Перехідний шар	22
1.2. Методи оцінки складових теплового балансу підстильної поверхні	24
1.2.1 Дифузійний (пульсаційний) метод	24
1.2.2 Градієнтний метод	26
1.2.3 Метод теплового балансу	28
1.2.4 Аеродинамічний метод	29
Висновки до розділу 1	32
2 ПОБУДОВА МОДЕЛІ ТЕПЛО- І ВОЛОГОПЕРЕНОСУ В СИСТЕМІ «АТМОСФЕРА-ПІДСТИЛЬНА ПОВЕРХНЯ»	34
2.1 Фізичні основи побудови математичної моделі тепло- і вологопереносу на межі розділу «атмосфера-підстильна поверхня»	34
2.2 Математична постановка задачі побудови моделі тепло- і вологопереносу на межі розділу «атмосфера-підстильна поверхня»	37
2.2.1 Опис обчислювальних процедур, які використовуються при вирішенні рівняння теплового балансу поверхні	37

2.2.2	Параметризація променистого теплообміну. Короткохвильовий і довгохвильовий баланс	42
2.2.3	Параметризація потоків тепла в ґрунті	47
2.2.4	Математичне формулювання задачі для ґрунту, вкритого снігом	50
2.2.5	Математичне формулювання задачі опису інфільтрації в ґрунті та стоку дощової води	51
2.2.6	Параметризація процесів турбулентного масо- та теплообміну. Потоки явного та прихованого тепла	53
2.3	Параметризація процесів масо- і теплообміну в рослинному покриві	62
2.3.1	Характеристики рослинного покриву	62
2.3.2	Радіаційний баланс рослинного покриву	64
2.3.3	Аеродинамічні характеристики рослинного покриву	65
2.3.4	Випаровування з рослинного покриву	72
2.4	Типи ґрунтів та рослинності, які використовуються в моделі SLEB	78
	Висновки до розділу 2	80
3	ВЕРИФІКАЦІЯ МОДЕЛІ SLEB	81
3.1	Променисті потоки	81
3.2	Температура підстильної поверхні	89
3.3	Потік тепла у ґрунті	105
3.4	Турбулентні потоки	108
3.5	Вплив рослинного покриву	121
3.6	Випаровування з різних поверхонь	127
3.7	Масштаби приземного та граничного шару атмосфери	132
	Висновки до розділу 3	139

4	КЛИМАТИЧНІ ПАРАМЕТРИ ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ	140
4.1	Річний хід складових теплового балансу	140
4.2	Міждобова мінливість складових теплового балансу підстильної поверхні	143
4.3	Багаторічні зміни складових теплового балансу	150
4.4	Просторова мінливість складових теплового балансу	159
	Висновки до розділу 4	162
	ВИСНОВКИ	163
	ПЕРЕЛІК ЛІТЕРАТУРИ	166
	ДОДАТОК А	177
	ДОДАТОК Б	180

СПИСОК СКОРОЧЕНЬ

ПГШ – планетарний граничний шар;

ГША – граничний шар атмосфери;

ПША – приземний шар атмосфери;

SLEB (*Surface Layer Energy Balance*) – енергобалансова модель приземного шару;

РТБ – рівняння теплового балансу;

BE (*balance of energy*) – баланс енергії;

ДХР – довгохвильова радіація;

КХР – короткохвильова радіація;

ФАР – поглинена листяним покривом частина короткохвильової радіації;

РП – рослинний покрив.

LAI (*leaf area index*) – загальна відносна поверхня фітомаси;

LAD (*Leaf area density*) – щільність фітомаси;

ППШ – проникна шорсткість;

к.е.т. – кінетичної енергії турбулентності.

ВСТУП

В теперішній час в гідродинамічному моделюванні атмосфери існує напрямок, пов'язаний з описом неадіабатичних факторів, а саме: конвективний тепло- і вологообмін, фазові переходи вологи, радіаційне перенесення енергії, турбулентний обмін теплом, вологістю та кількістю руху, процеси тепло- і вологообміну в граничному шарі. Враховувати неадіабатичні фактори вкрай важливо як при гідродинамічному прогнозуванні погоди, так й в кліматичних моделях.

Наприклад, горизонтальний градієнт тиску залежить від просторового розподілу температури підстильної поверхні, значення якої визначається розвитком турбулентного обміну в граничному шарі атмосфери. Підстильна поверхня є основно джерело вологи для атмосфери, а також основний постачальник променистого тепла в атмосферу. Чисельні експерименти з моделями атмосфери показали, що циркуляція атмосфери, а також тепло- і вологообмін між атмосферою та поверхнею суттєво залежить від зволоження ґрунту та його температури.

При параметризації граничного та приземного шару атмосфери, температура та вологість земної поверхні є важливими параметрами для оцінки турбулентних потоків явного та прихованого тепла, потоків тепла в ґрунті, та потоків довгохвильової радіації.

Тому у моделі граничного шару, яка є невід'ємною частиною глобальних моделей, необхідно включати опис фізичних процесів, які відбуваються на межі «атмосфера – підстильна поверхня». Математичний опис фізичних процесів взаємодії атмосфери з підстильною поверхнею є однією з найважливіших задач при розробці метеорологічних моделей атмосфери.

Зазначені вище проблеми визначили зміст дисертаційної роботи, метою якою було використання енергобалансової моделі приземного шару, яка використовує нові схеми параметризації фізичних процесів, що обумовлюють формування потоків енергії в приземному шарі. Основні

положення даної моделі сформульовані науковим керівником дисертаційної роботи Волошиним В.Г. [14].

Обґрунтування актуальності теми дисертації.

Динаміка граничного шару атмосфери описується тими ж диференціальними рівняннями, що і динаміка вільної атмосфери. Але в міру наближення до поверхні в рівняннях руху з'являються додаткові складові та супутні їм функції для турбулентних потоків, які накладають обмеження на вертикальний розподіл турбулентного перенесення в граничному шарі.

Тому во всіх моделях погоди приземний шар атмосфери описується аналітичною залежністю теорії подібності приземного шару Моніна і Обухова. За допомогою цих залежностей проводиться урахування впливу стратифікації на профілі метеорологічних величин і, отже, на турбулентні потоки.

В чисельних моделях прогнозу погоди побудовані складні системи засвоєння аерометеорологічних даних про стан атмосфери, які засновані на комплексному аналізу даних спостережень різних видів. Однак для отримання значень потоків явного та прихованого тепла, а також параметрів і масштабів граничного шару, засвоєння даних видозмінюється, оскільки для цих параметрів, на відміну від атмосферних, прямі оперативні спостереження відсутні. У зв'язку з цим, для того, щоб отримати реалістичні оцінки енергомасобміну атмосфери та поверхні необхідно створити методи, які виконують обчислення теплових потоків тільки за даними метеорологічних спостережень.

Тому, подальше вдосконалення параметризації приземного шару орієнтоване на глибоке розуміння процесів мікро-мезомасштабної взаємодії, яка, в принципі, і визначає тепло-масообмін між поверхнею та атмосферою. Це можливо зробити, якщо скористатися методами, які дозволяють досліджувати мезо- і мікропроцеси не за даними статистично усереднених, згладжених полів, а безпосередньо, за метеорологічними даними щільної мережі метеостанцій України.

Актуальність дисертаційної роботи Актуальність дисертаційної роботи полягає в тому, що для розуміння причин змін глобального та регіонального клімату необхідні глибокі дослідження мікро- та мезомасштабних процесів енергомасообміну між атмосферою та землею поверхнею. Ці дослідження можуть бути виконані за допомогою спеціальних енергобалансових моделей призначених для оцінки часової мінливості тепло- масообміну в приземному шарі між атмосферою та поверхнею за даними багаторічних рядів метеорологічних оперативних спостережень.

Теоретичною основою виконаної роботи є роботи вітчизняних і зарубіжних вчених: Алояна А.Е., Бихеле З.Н., Волошина В.Г., Зилитинкевича С.С., Кондрат'єва К.Я., Константинова А.Р, Ликосова В.М., Матвеева Л.Т., Моніна А.С, Орленко Л.Р., Росса Ю.К., Раунера Ю.Л., Степаненка С.М., Тарнапольського А.М., Фейгельсон Є.М., Шнайдман В.А., Businger J.A., Baldochi D., Pielke R., Frenzen P., Mahfouf J.F., Oke T.R. та інші.

Об'єктом дослідження в роботі виступає приземний шар атмосфери, в якому генерується до 80% енергії турбулентності.

Предметом дослідження є процеси енерго- масообміну взаємодії підстильної поверхні з атмосферою.

Мета і завдання дослідження. Мета роботи полягає в детальному дослідженні локального та регіонального клімату в південно-західних регіонах України. Для досягнення мети були сформульовані та вирішені такі задачі:

- розробка на мові програмування C++ одновимірної енергобалансової моделі приземного шару атмосфери, яка б дозволила провести оцінки просторово-часової мінливості променистих потоків, потоків явного та прихованого тепла, потоку імпульсу і потоку тепла в ґрунт при будь-яких метеорологічних умовах і для будь-яких поверхонь;

- тестування розробленої енергобалансової моделі за даними метеорологічних та актинометричних спостережень в різних регіонах України;

- тестування запропонованої технології локальних розрахунків складових теплового балансу поверхні;
- тестування методу обчислення випаровування з різних підстильних поверхонь для застосування його в прикладних цілях;
- дослідження впливу змін метеорологічних полів на часову мінливість турбулентних потоків тепла і вологи;
- дослідження просторового розподілу складових теплового балансу для виявлення впливу географічних особливостей місцевості;
- дослідження часових рядів теплового балансу з метою виявлення його змін у зв'язку зі зміною клімату;
- дослідження кліматичних показників складових теплового балансу поверхні, масштабів і параметрів граничного шару атмосфери та їх змін у зв'язку зі зміною клімату.

Наукова новизна одержаних результатів полягає в дослідженні процесів взаємодії підстильної поверхні з атмосферою за допомогою енергобалансової моделі приземного шару – моделі SLEB (Surface Layer Energy Balance), яка з високою точністю оцінює енергетичні потоки складових теплового балансу поверхні та температуру підстильної поверхні. Замикання рівняння теплового балансу поверхні забезпечується за допомогою нового чисельного методу, в основі якого лежить складна рекурсивна функція. Модель SLEB дозволяє виконати оцінки тридцяти різних величин, параметрів і масштабів приземного та граничного шару атмосфери, які в сукупності детально описують процес взаємодії «підстильна поверхня-атмосфера».

Вперше:

- виконані оцінки масштабів (висот) приземного шару, шару динамічного перемішування, граничного шару атмосфери, дисипації турбулентної енергії, коефіцієнтів турбулентності, висоти термічної шорсткості, профілів вітру в рослинному покриві та інших параметрів з використанням тільки приземних метеорологічних спостережень;

- проведені кліматологічні дослідження параметрів і масштабів граничного та приземного шару, виявлені їх статистичні закономірності та отримані закони їх розподілів, що дозволяє відкрити новий підхід до вивчення клімату граничного шару атмосфери;

- виявлені мезоособливості кліматичних полів турбулентних потоків тепла, імпульсу, випаровування, потоків тепла в ґрунті, температури поверхні ґрунту і рослинності, складових радіаційного балансу, масштабів приземного і граничного шару атмосфери та інших параметрів над різними типами поверхонь для території України.

Удосконалено методи розрахунку висоти шару термічної шорсткості, розрахунку температури підстильної поверхні, розрахунку доступу ґрунтової вологи до випаровування, розрахунку довгохвильового балансу в рослинному покриві та метод розрахунку висоти граничного шару та висот шарів перемішування.

Дістали подальший розвиток деякі напрямки досліджень кліматичних показників, що залежать від зміни приземної температури на території України. Ці дослідження дозволять кліматологам визначити як причини, так і наслідки росту температури повітря, які обумовлюють зростання температури земної поверхні.

Методи дослідження. При виконанні роботи використовувалась одновимірна параметрична модель приземного шару, в основі якої лежить теорія подібності Моніна-Обухова. Основний опис моделі опублікований в монографії Волошина В.Г. «Динамічна модель забруднення атмосфери з метеорологічним препроцесором», а так само в статтях, підготовлених здобувачем спільно з проф. Степаненко С.М. та Волошиним В.Г.

Основні положення, які виносяться на захист:

- 1) Верифікація енергобалансової моделі приземного шару. Достовірність отриманих даних різних параметрів та масштабів приземного та граничного шару атмосфери;

2) Результати використання енергобалансової моделі приземного шару при вирішенні різних прикладних задач;

3) Результати розрахунків 30 різних параметрів та масштабів приземного та граничного шару атмосфери для 38 метеостанцій України та їх аналіз.

4) Аналіз багаторічних змін параметрів і масштабів приземного та граничного шару атмосфери під впливом змін клімату за період 1996-2007рр. в південно-західних областях України.

Метеорологічні дані, які використовуються для роботи моделі:

- стандартні метеорологічні вимірювання на метеостанціях (в коді SYNOP);
- поля першого наближення водного еквівалента в ґрунті оперативної системи короткострокового прогнозу погоди COSMO-Ru.

Дані для верифікації результатів роботи:

- стандартні метеорологічні вимірювання температури поверхні ґрунту на метеостанціях, які розташовані в південно-західних областях України за період 1996-2007 рр.;
- дані актинометричних вимірювань на актинометричних станціях Одеської області за 2005 р;

Практичне значення отриманих результатів. Параметрична енергобалансова модель приземного шару може бути з успіхом застосована в різних областях науки, таких як атмосферна дифузія шкідливих домішок, альтернативна енергетика, в агрометеорології та гідрології.

При вирішенні завдання атмосферної дифузії необхідні дані про термічну стійкість граничного шару атмосфери, вертикальний профіль коефіцієнта турбулентності та висоту шару динамічного перемішування. Всі ці дані можливо оцінити за допомогою енергобалансової моделі SLEB за умовою, що в районі викидів шкідливих домішок є можливість отримати приземні метеорологічні дані.

При вирішенні агрометеорологічних завдань, модель SLEB, за умови додаткової інформації про структуру і властивості ґрунту, характеристик рослинності та ряду інших параметрів, може оцінити евапотранспірацію, зміни вмісту вологи в ґрунті, температуру листкової поверхні, зміну променистих потоків та швидкості вітру в рослинному середовищі та інші агрометеорологічні показники.

При вирішенні гідрологічних завдань пов'язаних з розрахунком стоку та фільтрації атмосферної вологи в модель необхідно ввести додаткову інформацію про структуру та властивості поверхні, наявність рослинного покриву, а також дані про експозицію та кут нахилу поверхні.

Особистий внесок здобувача полягає в:

- створенні обчислювальної програми та її інтерфейсу в кодах мови програмування C ++;
- проведенні верифікації моделі та порівняння розрахункових величин з безпосередньо виміряними;
- проведенні модельних експериментів для різних метеорологічних умов;
- виконанні розрахунків всіх фізичних величин, параметрів і масштабів приземного та граничного шару атмосфери для 38 метеостанцій за 12 річний період з 1996 по 2007рр.;
- аналізі просторового та часового розподілу досліджуваних параметрів за даними 38 метеостанцій південно-західних областей України (Одеська, Миколаївська, Херсонська, Вінницька, Кіровоградська);
- визначенні масштабів граничного шару і шарів перемішування, які входять до нього;
- обчисленні кореляційних залежностей між складовими теплового балансу поверхні;
- виявленні впливу змін клімату на потоки імпульсу, тепла, вологи та інші параметри в приземному шарі.

Автор брав участь у постановці завдань, в пошуку методів їх вирішення та аналізі результатів. Роботи, які пов'язані з результатами, що виносяться на захист, підготовлені автором і виконані в співавторстві. Автор брав безпосередньо участь в зборі метеорологічних даних та їх підготовці для розрахункових операцій.

Апробація результатів дисертації. Основні результати роботи доповідалися автором на 2-х наукових конференціях молодих вчених ОДЕКУ (Одеса, 11-16 травня 2009 р.; Одеса, 11-15 травня 2010 р.), на 3-х міжнародних конференціях (XVII Міжнародна науково-практична конференція «Екологія. Людина. Суспільство». – НТУУ «КПІ», 21-23 травня 2014 р.; Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносовские чтения-2014». – Севастополь, 7-11 апреля 2014 г.; III міжнародна науково-практична конференція «Актуальні проблеми розвитку світової науки». – Київ, 28 лютого 2017 р.) та на Першому Всеукраїнському гідрометеорологічному з'їзді (Одеса, 22-23 березня 2017 р.).

Структура та обсяг дисертації. Дисертаційна робота складається з чотирьох розділів, висновків, списку використаних джерел, який включає 101 найменування та додатків. Загальний обсяг дисертації викладений на 185 сторінках, містить 48 рисунків та 30 таблиць.

У першому розділі наводиться огляд розвитку вирішення проблеми та її стан на теперішній час.

У другому розділі викладені: фізичні основи побудови математичної енергобалансової моделі тепло- і вологопереносу.

У третій главі проводиться верифікація моделі та її зіставлення з вимірюваними та розрахунковими параметрами.

У четвертому розділі вперше зроблені кліматологічні оцінки масштабів приземного та граничного шару атмосфери. Розглянуто міждодова мінливість складових теплового балансу поверхні та їх просторові зміни.

РОЗДІЛ 1

СУЧАСНІ МЕТОДИ ОПИСУ ПРОЦЕСІВ ТЕПЛО- ВОЛОГООБМІНУ ПІДСТИЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ ТА АТМОСФЕРИ

1.1. Структура граничного шару атмосфери

1.1.1. Масштаби граничного шару

Граничний шар атмосфери і, включений до нього, приземний шар є об'єкти дослідження. В якості предмета дослідження виступають процеси взаємодії атмосфери та поверхні, які й формують потоки енерго- масообміну в цих середовищах. У зв'язку з цим, в першому розділі коротко викладемо структуру граничного та приземного шару і сучасні методи оцінки інтенсивності енерго- масообміну при різних метеоумовах.

Граничний шар атмосфери (ГША) є нижній шар тропосфери, в якому тертя зменшується з висотою. Швидкість вітру в цьому шарі значно зменшується від геострофічного вітру U_g на верхній межі ГША до швидкості вітру поблизу поверхні, а напрямок вітру змінюється на 30-45° проти годинникової стрілки в північній півкулі при стійкій стратифікації. Щоденний цикл структури граничного шару атмосфери при антициклональній погоді показаний на рис. 1.1 [90].

Область атмосфери, яка розташована біля верхньої межі граничного шару, вночі, як правило, стійко стратифікована. У денний час тут може виникати переміжна турбулентність, що створює зону залучення в якій відбуваються обмінні процеси між граничним шаром та вільною тропосферою. Товщина шару залучення приблизно становить близько 10% від товщини граничного шару (рис. 1.1). Верхня межа граничного шару

знаходиться приблизно на висоті від 0,5 до 2 км над землею, але при дуже стійкої стратифікації товщина граничного шару може складати всього 10 м.

Область ядра та область залучення зазвичай об'єднують в зовнішню область планетарного граничного шару (ПГШ), яка займає приблизно 80% від всього граничного шару атмосфери. У зовнішній області ПГШ переважає великомасштабна турбулентність.

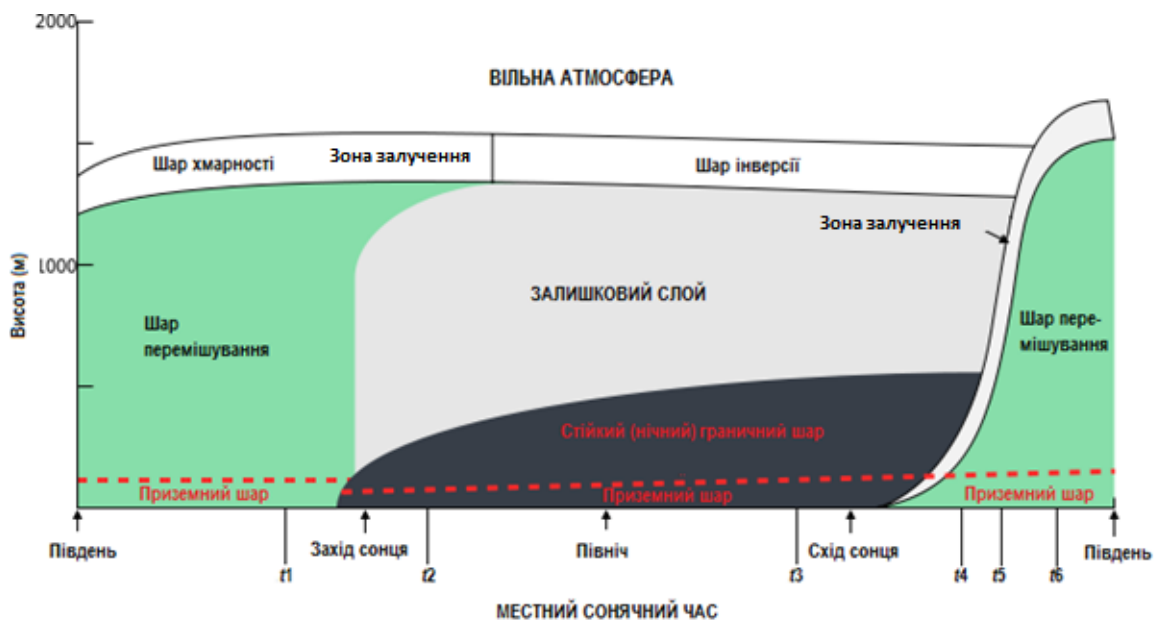


Рисунок 1.1 – Щоденний цикл структури граничного шару атмосфери при антициклонній погоді [90]

У граничному шарі (шар Екмана) в результаті спільної дії трьох сил (сили тертя, сили Коріолісу та сили баричного градієнта) відбувається зміна напрямку та швидкості вітру. В найнижчій частині (10%) граничного шару знаходиться приземний шар, його висота у випадку нестійкої стратифікації, становить приблизно 80-100 м та всього кілька метрів при стійкій стратифікації. У приземному шарі атмосфери спостерігаються найбільші значення вертикальних градієнтів температури, напрямку та швидкості вітру (зсув вітру) [89].

Структура граничного шару атмосфери, згідно з роботою [98], показана в табл. 1.1.

У приземному шарі атмосфери зміна швидкості вітру через інерційну стійкість описується логарифмічним законом. Безпосередньо біля поверхні утворюється шар висотою близько 1 м, який називається динамічним шаром, де вплив гідростатичної стійкості атмосфери вкрай малий. Цей шар майже завжди нейтральний. У самій поверхні завжди присутній дуже тонкий, в'язкий та ламінарний або молекулярний шар.

Таблиця 1.1 – Структура граничного шару атмосфери

Висота від поверхні, м	Найменування шару		Процеси		Стійкість
~1000	Верхній шар. Шар Екмана.		Турбу- лентність	Непостійні потоки	Залежить від страти- фікації
50– 100	Турбулентний шар	Приземний логариф- мічний шар		Постійні потоки з висотою	
1–1,5	Динамічний шар				
0,01– 0,05	В'язкий шар				
0,001–0,01	Ламінарний/ молекулярний граничний шар			Молеку- лярно/ турбу- лентний	
			Ламінар- но/моле- кулярний		Не залежить від страти- фікації

Таким чином, в планетарному граничному шарі атмосфери виділяється три області [12, 21, 28, 29, 49, 73, 89, 90].

- приземний шар постійних турбулентних потоків з логарифмічним профілем швидкості вітру;

- область ядра ПГШ;
- область залучення.

1.1.2. Масштаби приземного шару

Приземний шар атмосфери (ПША), іноді званий внутрішньою областю ГША, займає 10-15% товщини всього граничного шару. Відповідно до вимірів, тут генерується до 80% енергії турбулентності, причому, перші 5% від товщини граничного шару дають більш половини вкладу в повне виробництво турбулентної енергії.

У приземному шарі міститься три шари [11].

- 1) В'язкий шар, де в'язкі напруження переважають над рейнольдсовими та спостерігається лінійне зростання швидкості потоку з віддаленням від поверхні.
- 2) Буферний шар, в'язкі і рейнольдсові напруження мають один порядок. Часто буферним шаром нехтують, вважаючи його частиною в'язкого шару (рис. 1.2).

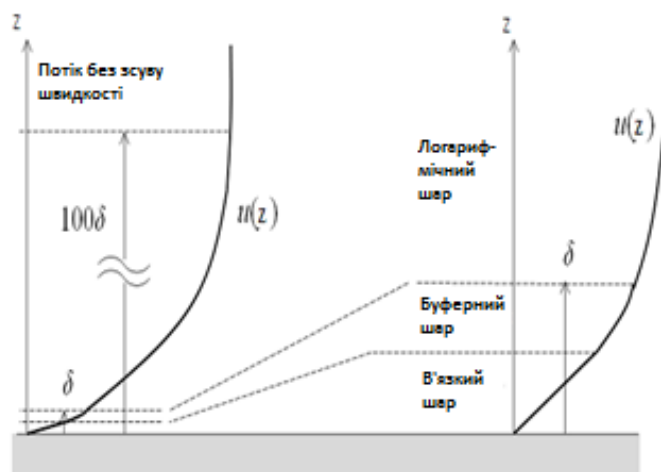


Рисунок 1.2 – Профіль швидкості в ПША, який розділений на три ділянки: в'язкий, буферний та логарифмічний шари [49]

3) Логарифмічний шар, який визначається як близька до поверхні частина ПГШ, де напруження, що обумовлені молекулярної в'язкістю, нехтуємо малі у порівнянні з рейнольдсовими напруженнями, а також незначні інерціальні та конвективні члени.

Приземний шар атмосфери зазвичай моделюють однорідною по горизонталі стаціонарною течією, обмеженою знизу горизонтальною площиною. У приземному шарі сила Коріоліса не впливає на процеси, які тут відбуваються, тому рух вважається одномірним. Такі умови, а також припущення про сталість турбулентних потоків призводить до того, що вертикальний розподіл метеорологічних величин має логарифмічний вигляд при наближенні до поверхні Землі. Тому приземний шар часто називають шаром постійних потоків через припущення про практично постійних потоках по висоті.

За допомогою моделі квазіоднорідного шару атмосфери турбулентні потоки імпульсу (кількості руху) u_* , тепла H та вологі E визначаються через відповідні пульсації наступним чином:

$$\tau_0 = -\rho[u'w'], \quad u_* = k_u \partial u / \partial z, \quad (1.1)$$

$$H = \rho c_p [w'\theta'] = \rho c_p k_H \partial \theta / \partial z, \quad (1.2)$$

$$E = \rho [w'q'] = \rho k_q \partial q / \partial z, \quad (1.3)$$

де k_u, k_H, k_q – коефіцієнти дифузії по вертикалі для імпульсу, тепла та вологі відповідно; τ_0 – напруження поверхневого тертя; ρ – густина повітря; $u'w'$ – пульсації складових вектору швидкості вітру; θ – потенціальна температура повітря, яка в приземного шарі співпадає з термодинамічною температурою

$T; \theta', q'$ – флуктуації (коливання) метеорологічних величин; $[\cdot]$ – оператор усереднення [1].

Основою для фізичного опису приземного шару атмосфери є теорія подібності Моніна-Обухова для турбулентного режиму в стратифікованому середовищі [35, 36].

Модель приземного шару записується в наступному вигляді

$$\kappa z \frac{\partial |\vec{u}|}{\partial z} = u_* \varphi_u(\zeta), \quad \kappa z \frac{\partial P}{\partial z} = P_* \varphi(\zeta), \quad \text{де } (P = T, q), \quad (1.4)$$

$$\kappa |\vec{u}| = u_* f_u(\zeta, \zeta_{z_{0u}}), \quad P - P_0 = \tilde{P}_* f_\theta(\zeta, \zeta_{z_{0\theta}}), \quad (1.5)$$

$$\zeta = \frac{z}{L}, \quad v_i = \frac{u_* \kappa z}{\varphi_i(\zeta)}, \quad (1.6)$$

$$f_u(\zeta, \zeta_0) = \int_{\zeta_0}^{\zeta} \frac{\varphi_u(\zeta)}{\zeta} d\zeta, \quad f_\theta(\zeta, \zeta_0) = \int_{\zeta_0}^{\zeta} \frac{\varphi_T(\zeta)}{\zeta} d\zeta, \quad (1.7)$$

де $|\vec{u}| = \sqrt{u^2 + v^2}$ – модуль вектору швидкості вітру; u_* – швидкість тертя; T, q – потенціальна температура та масова частка водяної пари; P_* – масштаби потенціальної температури та масової частки водяної пари (θ_*, q_*); h – висота приземного шару; v_i – коефіцієнт турбулентної в'язкості в шарі $z \leq h$; $z_{0u}, z_{0\theta}$ – параметри шорсткості для вітру та температури; φ_i, f_i – універсальні функції; $\kappa = 0,4$ – постійна Кармана; L – масштаб довжини приземного шару атмосфери; ζ – гідростатична стійкість.

Відповідно до теорії, характеристики приземного шару атмосфери (1.4-1.7) задані масштабами температури

$$T_* = \frac{-[w'T']_0}{u_*} = \frac{H_0}{u_*} = -\frac{H}{\rho c_p u_*}, \quad (1.8)$$

швидкості

$$u_* = \left(-[u'w']_0\right)^{1/2} = (\tau_0/\rho)^{1/2} \quad (1.9)$$

та довжини

$$L = \frac{-u_*^3 [T]}{\kappa g [w'T']_0} = -\frac{\rho c_p}{\kappa \beta} \frac{u_*^3}{H} = -\frac{u_*^2}{\beta \kappa T_*}, \quad (1.10)$$

які є універсальними функціями безрозмірної висоти

$$\zeta = z/L. \quad (1.11)$$

Безрозмірна висота приймається як критерій гідростатичної стійкості приземного шару атмосфери.

З (1.10) і (1.11) видно, що при дуже нестійкій стратифікації, коли спостерігаються великі від'ємні значення $(-z/L)$ та динамічна швидкість вітру прагне до нуля $u_* \rightarrow 0$, всі турбулентні рухи розвиваються за рахунок сил плавучості. Такий стан, який називають конвекцією, залежить тільки від H_0 , $v=g/T$ та координати по вертикалі z . При дуже сильній стійкості, коли $z/L > 1$, турбулентний обмін послаблений і має тільки локальний характер та не залежить від висоти z .

Гідростатична стійкість ГША в багатьох випадках залежить і від вмісту вологи повітря. Тому до температури вводиться поправки на вологість та масштаб довжини L і, відповідно, безрозмірна висота переписуються у вигляді

$$L_* = L \left(1 + 0,61 \frac{(q_h - q_0)}{(T_h - T_0)} \right), \quad \zeta_* = z/L_*. \quad (1.12)$$

Після введення поправки на вологість, універсальні функції φ_i, f_i залишаються незмінними.

Знайти всі масштаби шару постійних потоків є можливим, якщо відомий характер гідростатичної стійкості ζ , при знаходженні якого знаходяться потоки тепла, вологи та імпульсу.

Вертикальні градієнти $\partial u/\partial z$, $\partial T/\partial z$ і $\partial q/\partial z$ у формулах (1.5) середніх полів вітру, температури та вологості знаходяться за допомогою безрозмірних універсальних профільних функцій для вітру $\varphi_u(\zeta)$, температури $\varphi_T(\zeta)$ та вологості $\varphi_q(\zeta)$, які також залежать від безрозмірного аргументу ζ .

Тому вигляд функцій φ_i, f_i і, безпосередньо, їх апроксимації необхідні для оцінки всіх турбулентних потоків в приземному шарі атмосфери.

Однак, оцінка самого параметра стійкості вимагає дані про безрозмірні функції безрозмірного параметра ζ , тобто, даних про функції зсуву швидкості вітру $\varphi_u = f_1(\zeta)$ та градієнту температури повітря $\varphi_H = f_2(\zeta)$

Розумна точність цих функцій в широкому інтервалі ζ забезпечує достовірність розрахунку турбулентних потоків.

Функції $\varphi_u(\zeta)$, $\varphi_H(\zeta)$, $\varphi_q(\zeta)$ пов'язані з функціями $f_u(\zeta)$, $f_H(\zeta)$, $f_q(\zeta)$ наступними співвідношеннями

$$\varphi_u(\zeta) = \zeta \frac{df(\zeta)}{d\zeta}, \quad \varphi_H(\zeta) = \zeta \frac{df_H(\zeta)}{d\zeta}, \quad \varphi_q(\zeta) = \zeta \frac{df_q(\zeta)}{d\zeta}. \quad (1.13)$$

Універсальні функції $\varphi(\zeta)$ залежать тільки від параметра ζ (або числа Річардсона). Ця залежність встановлена емпіричним шляхом на підставі аналізу численних експериментальних даних. В даний час існує безліч різних

емпіричних апроксимацій для функцій $\phi_u(\zeta)$, $\phi_H(\zeta)$, $\phi_q(\zeta)$. Огляд значень цих функцій викладено в ряді робіт [24, 25, 36, 57, 58, 83, 84].

1.1.3. Перехідний шар

Під перехідним шаром маємо на увазі шар, який розташований в нижній частині ядра атмосферного граничного шару і лежить над шаром постійних потоків. Для багатьох прикладних задач досить мати профілі вітру та характеристики турбулентності до висоти приблизно 0,5 км. У тому випадку, якщо відомі масштаби приземного шару атмосфери, можливо провести оцінку зсуву вітру та турбулентного режиму в нижній частині граничного шару.

Для розрахунку коефіцієнтів турбулентності k_n ($n = u, \theta, q$) вище приземного шару в моделі залучається наступне співвідношення з [93]

$$k_n = l_n \sqrt{E} F_n, \quad (1.14)$$

де l_n – масштаб турбулентності; E – кінетична енергія турбулентності; F_n – безрозмірна функція числа Річардсона (Ri).

Число Ri пов'язане з параметром ζ наступним чином

$$\zeta = \frac{a_H}{a_u^2} Ri, \quad (1.15)$$

де $a_m = k_u / k_{in}$ та $a_H = k_H / k_{in}$ є відношення коефіцієнтів турбулентної в'язкості k_u та дифузії k_H до коефіцієнту турбулентності в нейтральному випадку k_{in} .

Величина F_n визначена на основі теоретичних та експериментальних даних [43]. Функція F_n прямує до 1 при нейтральній стратифікації ($Ri=0$), мати лінійну залежність при сильній стійкості $Ri>0$ та відображати режим вільної конвекції в разі сильно нестійкої стратифікації $Ri<0$.

Для обчислення масштабу турбулентності $l_n(n=u, H)$ використовується проста локальна діагностична формула Блекадара для нейтральної стратифікації над рівною підстильною поверхнею [80]

$$l_n = l_0 [kz / (kz + l_0)]. \quad (1.16)$$

Поблизу підстильної поверхні, формула дає асимптотику $l \sim z$, яка підтверджується численними експериментальними даними, тому, якщо $z \rightarrow 0$, то $l \equiv kz$, але якщо $z \rightarrow h_s$, то $l_n \rightarrow l_{n,h_s}$, де $h_s = f(Ri)$ – висота приземного шару атмосфери. Величина l_0 прийнята нами рівній 200 м, в інших моделях l_0 змінюється від 200 до 500 м [45].

Вище приземного шару атмосфери, турбулентний масштаб довжини в конвективному шарі перемішування прийнятий постійним, тобто

$$l_n(z) = l_n(h_s) = const \quad h_s < z \leq h_i, \quad (1.17)$$

де h_i ($i = con, mix$) – висота конвективного шару перемішування, відповідно, а вище шару $z > h_{mix}$

$$l_n \rightarrow 0 \quad \text{в шарі} \quad h_{mix} < z \leq h_{bla}, \quad (1.18)$$

де h_{bla} – висота граничного шару атмосфери.

1.2. Методи оцінки складових теплового балансу підстильної поверхні

Метеорологічний режим приземного шару повітря визначається взаємодією натікаючого потоку з діяльним шаром підстильної поверхні, під яким розуміється відносно тонкий верхній шар ґрунту, води або рослинного покриву, де відбувається поглинання, відбиття та випромінювання сонячної енергії та маси. Фізичні процеси, які протікають в цих шарах, призводять до формування різних метеорологічних режимів і, навіть цілих кліматичних районів, тому фізично обґрунтоване та правильне урахування цих процесів необхідно при прогнозуванні погоди на тривалі терміни.

Завданням всіх зазначених схем є визначення турбулентних потоків та профілів метеорологічних величин в тому чи іншому шарі.

Методи оцінки величин потоків з метеорологічних даних поділяють на наступні:

- дифузійний (пульсаційний) метод;
- градієнтний метод;
- теплобалансовий метод;
- аеродинамічний метод.

Зіставлення цих методів можна знайти в роботах [38, 40, 42].

Розглянемо коротко зазначені методи, тому що в процесі нашого дослідження необхідно буде часто посилатися на основоположні методи оцінки турбулентних потоків, на базі яких виконано великий обсяг експериментальних спостережень.

1.2.1. Дифузійний (пульсаційний) метод

Часові зміни значень практично всіх скалярних або векторних метеорологічних величин містять пульсаційні короткі періодичні коливання,

що виникають в турбулентній атмосфері. Тому потоки маси та тепла можуть бути отримані при вимірюванні пульсаційних характеристик досліджуваних субстанцій за формулами (1.19), а саме:

$$\tau_0 = -\rho \langle u'w' \rangle, \quad H = \rho c_p \langle w'\theta' \rangle, \quad E = \rho \langle w'q' \rangle, \quad (1.19)$$

де операція $\langle \cdot \rangle$ значить осереднення за часом, а штрих (n') відхилення від середнього.

Видно, що всі вертикальні потоки субстанцій, що переносяться вихорами, залежать від густини повітря ρ_a , пульсацій вертикальної складової вектору швидкості вітру w та пульсацій досліджуваних субстанцій.

Вимірювання пульсаційних складових часових змін метеорологічних величин вимагають застосування складних та високоточних вимірювальних пристроїв. Тому такі вимірювання проводяться тільки на спеціально обладнаних майданчиках з метою отримання еталонних значень турбулентних потоків.

Формули (1.19), при використанні коефіцієнтів турбулентності для імпульсу k_u , тепла k_T та вологи k_q , можна переписати так:

$$\tau = \rho k_u \partial u / \partial z, \quad H = -\rho c_p k_T \partial T / \partial z, \quad LE = -\rho k_q \partial q / \partial z. \quad (1.20)$$

Визначення турбулентних потоків за формулами (1.21) представляє дифузійний метод.

Систематичні помилки дифузійних методів можуть бути обумовлені розходженням коефіцієнтів турбулентності. Дифузійні методи базуються на припущенні або про рівність коефіцієнтів турбулентного обміну для кількості руху, тепла та вологи, або про тотожність тільки деяких з них.

Використовувати пульсаційні та дифузійні методи для оперативної оцінки складових теплового балансу для отримання тривалих рядів спостереження неможливо, так як крім вимірювання потоків імпульсу та тепла необхідні дані про радіаційний баланс та потоки тепла в ґрунті. Ці виміри виконуються тільки в експериментальних цілях для перевірок різних теоретичних положень.

1.2.2. Градієнтний метод

У градієнтному методі використовуються ті ж залежності, що й в дифузійному методі, але різниці метеорологічних величин визначаються шляхом знаходження градієнтів метеорологічних величин в шарі 0,5-2 м.

Найбільший розвиток отримав градієнтний метод, в якому при розрахунку потоків використовуються наступні співвідношення [36, 56]:

$$u_* = \frac{\kappa}{\phi_u} \frac{du}{dz}, \quad (1.21)$$

$$H = \rho c_p \frac{\alpha_T \kappa^2}{\phi_u \phi_H} \frac{du}{dz} \frac{dT}{dz}, \quad (1.22)$$

$$E = -\rho \frac{\alpha_q \kappa^2}{\phi_u^2} \frac{dq}{dz} \frac{du}{dz}. \quad (1.23)$$

Залежність $1/\phi_u \phi_H = \alpha_T / \phi_u^2$ від стратифікації досліджена Орленко Л.Р. на основі багаточисельних експедиційних даних.

Експериментальні дані останніх років показали відмінності коефіцієнтів турбулентності для тепла, вологи та імпульсу. Дослідженню залежності

відношення коефіцієнтів $\alpha_T = k_T/k_u$ та $\alpha_q = k_q/k_u$ від стратифікації присвячена велика кількість робіт, наприклад, [80, 82].

Формули (1.21-1.23) можуть бути узагальнені для розрахунків градієнтів температури та вологості:

$$\frac{\Delta \bar{T}}{\Delta z} = -\frac{H}{\rho c_p k_{u*} z} \Phi_T, \quad (1.24)$$

$$\frac{\Delta \bar{q}}{\Delta z} = -\frac{q}{\rho L k_{u*} z} \Phi_q, \quad (1.25)$$

де Φ_T , Φ_q , Φ_u – безрозмірні профільні функції, які залежать від гідростатичної стійкості приземного шару.

Для оцінки стійкості нижніх шарів повітря та ступеня розвитку турбулентності використовується градієнтне число Річардсона

$$Ri = -\frac{g}{\bar{T}} \frac{\Delta T / \Delta z}{(\Delta u / \Delta z)^2} \quad (1.26)$$

за допомогою якого оцінюються безрозмірні профільні функції.

Розрахунок величин турбулентних потоків за співвідношеннями (1.21-1.23) вимагають досить точних вимірювань різниць швидкості вітру, тепла та маси, які переносяться на одному й тому ж інтервалі висот.

Градієнтні вимірювання потоків тепла проводяться спільно з актинометричними спостереженнями та вимірюваннями температури ґрунту на різних глибинах. Такий комплекс спостережень забезпечує задану точність оцінки теплового балансу, але володіє деякими обмеженнями за погодними умовами, наприклад, при наявності інтенсивних опадів, великих

швидкостей вітру, випадання мокрого снігу та інших небезпечних умов. Крім цього, такий метод економічно витратний.

1.2.3. Метод теплового балансу

Використання рівняння теплового балансу для розрахунку турбулентних потоків засноване на тому, що розподіл витрат енергії між явним та прихованим потоком тепла можна представити відповідно числом Боуена.

Метод має деякі переваги в порівнянні з дифузійним та градієнтним методами, так як тут не пред'являються вимоги до характеру стійкості і до оцінки коефіцієнтів турбулентності. Припускаючи, що для всіх умов стійкості, коефіцієнти турбулентності для тепла та вологи рівні $k_T = k_q$.

Число Боуена визначається за формулою

$$Bo = \beta = \frac{H}{LE} = \frac{c_p \Delta T}{L \Delta q} . \quad (1.27)$$

За допомогою рівняння теплового балансу поверхні, потоки явного H та прихованого тепла LE знаходяться за такими формулами [40, 91].

$$H = \beta \frac{R - G}{(1 + \beta)} \quad (1.28)$$

$$LE = \frac{R - G}{(1 + \beta)} \quad (1.29)$$

Таким чином, для розрахунків H та LE необхідно знайти повний радіаційний баланс (R); потік тепла ґрунті (G); різницю температур (ΔT) та різницю масової частки водяної пари (Δq).

Метод теплового балансу знайшов широке застосування на мережі теплобалансових станцій і при вирішенні ряду кліматичних завдань.

Однак, якщо вважати рівним одиниці $\alpha_q = 1$, то за формулами (1.26) та (1.29) величина H при нестійкій стратифікації буде занижена, а LE завищена. При нестійкій стратифікації співвідношення будуть зворотними. Крім цього можливі великі похибки при оцінці величин потоків за рахунок похибок вимірювання перепаду температур та вологості в обраному шарі. Такі похибки можуть бути збільшені за рахунок різних часових інтервалів при осередненні вимірюваних різниць.

Метод використовується в кліматології для визначення теплового балансу за осередненими місячними даними.

1.2.4. Аеродинамічний метод

Одним з варіантів параметризації приземного шару є визначення потоків тепла, вологи та імпульсу за даними метеорологічних спостережень.

Вирішення цього завдання можливе лише в тому випадку, якщо метеорологічні величини на другому рівні визначаються шляхом постановки граничних умов на поверхні або висоті шорсткості та використанні законів вертикального розподілу метеорологічних величин в приземному шарі, відомих з експериментів або теорії приземного шару.

Для швидкості вітру, граничні умови на поверхні опрацьовані досить детально – це умови прилипання. Найпростіший варіант граничних умов для температури та вологості – це завдання їх величин на рівні поверхні або на деякому рівні в межах ПША.

Такий варіант реалізований, наприклад, в методиці Константинова А.Р. [27], де другий (нижній) рівень знайдений шляхом визначення зв'язку різниці величин метеорологічних елементів на двох рівнях з температурою та вологістю на стандартній висоті 2 м.

Матеріали масових градієнтних спостережень не завжди мають достатньо високу якість, тому що вимірювання малих різниць стандартними метеорологічними приладами пов'язане з великими похибками, крім цього, градієнтні спостереження не отримали широкого поширення на мережі метеорологічних станцій. У зв'язку з цим, досі робляться спроби визначення турбулентних потоків та інших характеристик ПША за даними звичайної мережі метеостанцій. Найбільш доскональна схема розрахунку турбулентних потоків за даними одноповерхневих метеорологічних спостережень запропонована в роботі Волошина В.Г. [14].

Температура підстильної поверхні визначається зі співвідношення:

$$-\lambda_s \left(\frac{\partial T_0}{\partial z} \right) = Q - E_{\text{эф}} - H - LE, \quad (1.30)$$

де потоки тепла та вологи визначаються за інтегральними аеродинамічними формулами (1.31), (1.32):

$$H = -\rho c_p C_H u_z (T - T_s), \quad (1.31)$$

де

$$C_H = \frac{C_u \cdot C_T}{\Phi_u \Phi_T}. \quad (1.32)$$

У рівняннях (1.31-1.32) можуть використовуватися такі позначення: C_T – коефіцієнт теплопередачі (число Стентона); u_z – швидкість вітру на рівні вимірювання анемометра $z_u = 10$ м; T – температура повітря на

стандартному рівні вимірювання $z_T = 2 \text{ м}$; T_s – температура повітря на рівні шорсткості $z = z_{0T}$; C_u та C_T – профільні коефіцієнти опору, які визначаються з урахуванням динамічної z_{0u} та термічної z_{0T} шорсткості поверхні.

За аналогією з рівнянням для потоку тепла, витрати тепла на випаровування LE , представимо у вигляді аеродинамічної формули

$$E = -\rho L C_E u_z (q_z - q_s), \quad (1.33)$$

де q_s – величина питомої вологості на поверхні:

$$q_s = (1 - \beta)q + \beta q_m T_s \quad (1.34)$$

де q_m – максимальна питома вологість при температурі T_s ; β – відношення випаровування до випаровуваності, тобто $\beta = E/E_0$.

Це відношення отримують з рівняння водного балансу або задають за відомими даними [38, 78].

Динамічна швидкість u_* , масштаб температури T_* та вологості q_* знаходяться за формулами:

$$u_* = u_z \kappa / [\ln(z/z_0) - \Phi_u(z/z_0)], \quad (1.35)$$

$$T_* = \kappa(T - T_0) / 0,74 [\ln(z/z_0) - \psi_H(z/L)], \quad (1.36)$$

$$q_* = \kappa(q - q_0) / [\ln(z/z_0) - \Phi_u(z/L)]. \quad (1.37)$$

Профільні функції $\Phi_T(z/L)$ та $\Phi_u(z/L)$ в цих формулах визначаються з:

$$\Phi_u(z/L) = \int_{z_0/L}^{z/L} \frac{1-\Phi_u}{z/L} d(z/L), \quad (1.38)$$

$$\Phi_T(z/L) = \int_{z_0/L}^{z/L} \frac{1-\Phi_T}{z/L} d(z/L) \quad (1.39)$$

де Φ_u та Φ_T – універсальні функції (1.13).

При відомих Q та $E_{\text{эф}}$ система рівнянь (1.30-1.39) вирішується методом ітерацій для T_s . Така схема дозволяє визначати u_* , T_* , q_* , а отже, й турбулентні потоки тепла та вологи.

З усіх методів тільки цей метод використовує універсальні функції для профілів метеорологічних величин. Це дозволяє отримати достовірні зв'язки між потоками та метеорологічними величинами, які вимірюються на метеостанціях.

В даний час в гідродинамічних моделях атмосфери [41] використовують різні схеми параметризації турбулентного режиму планетарного граничного шару атмосфери і, включеного до нього, приземного підшару.

Висновки до розділу 1

1. Основну увагу в першому розділі дисертаційної роботи приділено еволюції термодинамічних процесів, які постійно присутні на межі двох середовищ «атмосфера-поверхня». Всі подальші дослідження, які

представлені в дисертаційній роботі, засновані на фізичних законах, опис яких дано в першому розділі.

2. У зв'язку зі змінами клімату виникла необхідність мати постійну інформацію про тепло- і вологообмін між атмосферою та поверхнею, так як основними геофізичними процесами, що формують клімат крім циркуляційного чинника, є тепло- і вологообмін між поверхнею і атмосферою, що формується безпосередньо в приземному шарі. Тому необхідні моделі, які дозволять оперативно отримувати інформацію про потоки тепла та вологи в приземному шарі. Такою моделлю може служити енергобалансова модель SLEB, використання якої дозволить дати оцінки змін турбулентних потоків тепла наприкінці XX та початок XXI століття на Україні.

РОЗДІЛ 2.

ПОБУДОВА МОДЕЛІ ТЕПЛО- ТА ВОЛОГОПЕРЕНОСУ В СИСТЕМІ «АТМОСФЕРА-ПІДСТИЛЬНА ПОВЕРХНЯ»

2.1. Фізичні основи побудови математичної моделі тепло- і вологопереносу на межі розділу «атмосфера-підстильна поверхня»

Турбулентні потоки явного та прихованого тепла, які утворюються при взаємодії атмосфери з підстильною поверхнею, є основні теплові потоки, які формують граничний і, включений до нього, приземний шар атмосфери. Динамічні, теплові та лінійні масштаби граничного та приземного шару, природно, залежить від багатьох метеорологічних факторів та їх поєднання, але основним фактором є турбулентність, інтенсивність якої є функція вертикальних градієнтів швидкості вітру та температури повітря, які, в свою чергу, залежать від гідростатичної стійкості атмосфери. Для оперативної оцінки гідростатичної стійкості запропоновано кілька простих методів, які засновані на використанні стандартної метеорологічної інформації. Такі методи, які названі непрямыми, знайшли широке застосування в світовій практиці.

Гідростатична стійкість в граничному шарі оцінюється числом Ричардсона або параметром Моніна-Казанського, а в приземному шарі – параметром стійкості Моніна-Обухова або безрозмірною висотою ПША $\zeta = z/L$ [25]. Оцінку стану турбулентного режиму можна виконати на підставі теорії приземного шару Моніна-Обухова, що дозволяє вирішити рівняння енергобалансу поверхні без залучення прямих вимірювань градієнтів метеорологічних величин.

Напишемо рівняння енергобалансу поверхні у вигляді

$$\left(\lambda_T \frac{\partial T_{s0}}{\partial z_s} \right) - \rho c_p \left(k_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \rho L_w \left(k_q \frac{\partial q}{\partial z} \right) = (1 - A_s)(Q_i + Q_d) + \varepsilon_a E_a - \varepsilon_s E_s, \quad (2.1)$$

де ρ – густина повітря; c_p – питома теплоємність повітря при постійному тиску; λ_T – коефіцієнт теплопровідності ґрунту; θ – потенційна температура; T_{s0} – температура поверхні ґрунту; k_H і k_q – коефіцієнт турбулентного обміну для тепла та вологи, відповідно; L_w – питома теплота випаровування; A_s – альbedo поверхні; Q_i та Q_d – пряма та розсіяна короткохвильова сонячна радіація; E_a, E_s – довгохвильове випромінювання атмосфери та поверхні; $\varepsilon_a, \varepsilon_s$ – коефіцієнти випромінювання.

У лівій частині рівняння (2.1) послідовно представлені наступні потоки: молекулярний потік тепла в ґрунті G , турбулентний потік явного H і прихованого тепла $L_w E$ в приземному шарі.

Запишемо, дотримуючись рівнянь (1.2-1.4), турбулентні потоки імпульсу u_* , тепла H та вологи E , які входять до рівняння (2.1), як функції градієнтів відповідних субстанцій

$$u_* = k_u \partial U / \partial z, \quad (2.2)$$

$$H = -\rho c_p k_H \partial T / \partial z, \quad (2.3)$$

$$E = -\rho k_q \partial q / \partial z, \quad (2.4)$$

де k_u, k_H, k_q – коефіцієнти турбулентного обміну по вертикалі для імпульсу, тепла та вологи, відповідно.

Всі характеристики приземного шару атмосфери є універсальними функціями безрозмірної висоти $\zeta = z/L$.

Вертикальні градієнти середніх полів вітру, температури та вологості в формулах (2.2-2.4) знаходяться за допомогою універсальних профільних функцій для вітру, температури та вологості і визначаються рівняннями (1.14), які напишемо у вигляді

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \varphi_u(\zeta), \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_*}{\kappa z} \varphi_H(\zeta), \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{q_*}{\kappa z} \varphi_q(\zeta). \quad (2.7)$$

Таким чином, якщо відома гідростатична стійкість ζ , то можна знайти все турбулентні потоки тепла та імпульсу. Однак, розрахунок самого параметра стійкості ζ можливий тільки в тому випадку, якщо відомі величини самих потоків. Крім того, як випливає з рівнянь (2.5-2.7), необхідні дані про функції градієнта вітру та температури, які так само залежать від безрозмірною висоти ζ .

2.2. Математична постановка задачі побудови моделі тепло- і вологопереносу на межі розділу «атмосфера-підстильна поверхня»

2.2.1. Опис обчислювальних процедур, які використовуються при вирішенні рівняння теплового балансу поверхні

Основною метою енергобалансової моделі (Surface Layer Energy Balance, SLEB) є оцінка складових рівняння теплового балансу підстильних поверхонь [64], а саме: поверхонь оголеного ґрунту, поверхонь зі сніговим покривом, поверхонь з рослинним покривом, поверхонь водоймищ та поверхонь з явно вираженою міською забудовою.

Завдання, яке вирішується, відноситься до зворотних завдань першого типу, коли на підставі заданих характеристик приземних метеорологічних полів та відомих законів взаємодії атмосфери та підстильної поверхні, потрібно визначити векторні величини та масштаби приземного шару атмосфери, які складно, а іноді й неможливо, виміряти прямими методами.

Ядром моделі є рівняння енергобалансу поверхні записаного у вигляді алгебраїчного рівняння, обидві частини якого представлені многочленами першого ступеня

$$\left. \begin{aligned} Q_{\text{сум}} + E_a - G &= H + LE + E_s, \\ \text{або} \\ R - G &= H + LE. \end{aligned} \right\}, \quad (2.8)$$

де $Q_{\text{сум}}$ – сумарна короткохвильова сонячна радіація, яка поглинається поверхнею; E_a – довгохвильове випромінювання атмосфери, яке поглинається поверхнею; E_s – довгохвильове випромінювання поверхні, яке поглинається атмосферою; G – молекулярний потік тепла в ґрунті; R –

радіаційний баланс поверхні, H та LE – турбулентні потоки явного та прихованого тепла.

Потоки $Q_{сум}$ та E_a , які спрямовані до поверхні, представляють прибуткову частину енергетичного балансу, потік E_s , який спрямований від поверхні – видаткову частину. Потоки H, LE та G змінюють знак, тобто можуть бути спрямовані до поверхні, або від поверхні.

Напишемо складові рівняння (2.8) у вигляді n -мірних функцій

$$Q_{сум} = \{ (h_{\otimes}, m, I_0, A_{si}, A_{cl}, N, C) \}, \quad (2.9)$$

$$E_a = \{ (T, e, P_a, N) \}, \quad (2.10)$$

$$E_s = \{ (T_{s0}, \varepsilon, e, P_a) \}, \quad (2.11)$$

$$G = \{ (T_{s0}, \lambda_{si}, \rho_{si}, c_{si}, W_s, R) \}, \quad (2.12)$$

$$H_i = \{ (T_{s0}, \zeta, \rho, c_p, T, U_z, C_u, C_T, \Phi_u(\zeta), \Phi_H(\zeta)) \}, \quad (2.13)$$

$$L_w E_i = \{ (T_{s0}, \zeta, \rho, P_a, f, T, U_z, C_u, C_q, D_w, R_{st}, \Phi_u(\zeta), \Phi_q(\zeta)) \}, \quad (2.14)$$

де $h_{\otimes}$ – висота Сонця; m – оптична маса атмосфери; I_0 – сонячна стала; A_{si} , A_{cl} – альbedo підстильної поверхні та верхньої межі хмарності; T – температура повітря на рівні $z = 2$ м; P_a – атмосферний тиск; f – відносна вологість повітря на рівні $z = 2$ м; U_z – швидкість вітру на анемометричному рівні $z = 10$ м; N – кількість хмарності; C – коефіцієнт прозорості атмосфери; e – парціальний тиск водяного пару на $z = 2$ м; T_{s0} –

температура різних поверхонь; $\lambda_{T_{s0}}$ – теплопровідність різних середовищ; $\rho_{si} c_{si}$ – об’ємна теплоємність ґрунту; W_S – вологість ґрунту; D_w – параметр доступності ґрунтової вологи; R – радіаційний баланс; ρ – густина повітря; c_p – питома теплоємність повітря при постійному тиску; R_c – коефіцієнт опору рослинного покриву; $C_U, C_T, C_q = \kappa / \ln(z_i / z_{0i})$ – коефіцієнти переносу для повітря, температури та вологості при байдужій стратифікації, відповідно (де z_i – висоти вимірювань, а z_{0i} – параметри шорсткості для U, T, q).

Температура T_{s0} визначається для різних поверхонь, тому далі можуть вводитися нижні індекси для деяких типів поверхонь, наприклад: температура для поверхні водойму T_{sw} ; температура для поверхні зі снігом (льодом) T_{ssn} ; температура для поверхні оголених ґрунтів T_{s0} ; температура для листової поверхні T_{sv} .

Для обчислення радіаційних потоків Q_{cym} та E_a не потрібні відомості про стійкість ПША та температуру поверхні T_{s0} , але кожен з подальших потоків у формулах (2.11-2.14) містить два невідомих параметра – це безрозмірна висота ζ та температура досліджуваної поверхні T_{s0} , які й мають бути знайдені в ході рішення рівняння (2.8).

Кожен з 4-ти потоків, які містять ці параметри, описані алгебраїчними рівняннями. Чисельне рішення системи рівнянь дозволяє «замкнути» рівняння теплового балансу та знайти необхідні нам значення невідомих параметрів.

Необхідна інформація про стан приземного шару атмосфери та підстильної поверхні є в геофізичних даних та метеорологічних спостереженнях. Список початкових величин, які використовуються в моделі SLEB, показаний в табл. Б.1, додаток Б.

Пошук невідомих T_{s0} та ζ виконується при початкових та граничних умовах, які задають початковий стан досліджуваного шару та допускають множинність його представлень. До таких умов відносимо наступні процедури:

- 1) вибір граничних умов для вологості на поверхні;
- 3) вибір верхньої та нижньої граничної умови для динаміки ґрунтової вологи;
- 5) вибір граничних умов для транспірування з листової поверхні рослинності;
- 6) вибір початкових умов для гідростатичної стійкості ζ приземного шару та температури повітря T_s поблизу підстильної поверхні на нижній межі логарифмічного шару;
- 7) вибір безрозмірних функцій для градієнтів профілю вітру та температури.

Обчислювальні процедури, які забезпечують рішення рівняння балансу, складаються із зовнішнього циклу по швидкості вітру та внутрішнього по температурі поверхні (див. блок-схему моделі на рис. Б1, додаток Б).

Внутрішній цикл побудований на використанні функцій рекурсії. Процедура рекурсії полягає в тому, що в процесі обчислення значення функції, залежної від параметра (температура поверхні T_{s0}), відбувається звернення до цієї ж функції, але до параметра з меншим значенням. Далі рекурсивна функція послідовно звертається до параметра поки не досягне початкового (в даному випадку мінімального) його значення. При початковому значенні параметра значення функції відоме, тобто задано початковими умовами. Потім реалізується «зворотний хід» обчислень. Таким чином, програма послідовно обчислює всі значення функції в зворотному порядку поки не дійде до заданого значення, що забезпечує замикання рівняння теплового балансу. Нескінченна рекурсивна функція дозволяє проводити обчислення до заданого значення реалізуючої функції.

В якості початкових умов для рекурсивного циклу використовується гідростатична рівновага $\zeta=0$, рівність температури повітря $T_{z=2m}$ та температури T_s на рівні термічної шорсткості $z_{0T}=z_0$, тобто на нижньому рівні логарифмічного шару атмосфери. Профільні функції градієнтів вітру, температури та вологості, а також дисипації кінетичної енергії турбулентності (к.е.т.) дорівнюють одиниці $\varphi_u(\zeta) = \varphi_H(\zeta) = \varphi_q(\zeta) = \varphi_\varepsilon(\zeta) = 1$; початкова середня швидкість вітру дорівнює $U_k = 15 \text{ м/с}$.

Рекурсивні звернення до шуканих функцій, які містять невідому температуру T_{s0} , проводяться з кроком $\Delta T = 0,05^\circ \text{C}$ поки не виконається критерій замикання рівняння балансу BE (*balance of energy*)

$$BE = \frac{Q_{\text{сум}} + E_a - G(T_{s0})}{H(T_{s0}) + LE(T_{s0}) + E_s(T_{s0})} \quad (2.15)$$

з точністю $\pm 2,5\%$ ($0,975 \leq BE \leq 1,025$), яка забезпечує припинення рекурсивних звернень до функцій, що містять температуру поверхні T_{s0} . При виборі критерію замикання рівняння балансу з точністю $\pm 2,5\%$ були враховані похибки метеорологічних величин, які використовувалися в якості початкових даних.

Знайдені значення функцій (2.10-2.14) представляють початкові умови для запуску зовнішнього циклу по швидкості вітру. Рішення рівняння теплового балансу при дотриманні критерію BE повторяється в усіх зовнішніх циклах за швидкістю вітру $U_n = U_k - \Delta U$ (де $n=1,2,\dots,k$), поки циклова змінна U_n не буде дорівнювати фактичній швидкості вітру u_z .

Знайдені, таким чином, величини потоків G, H, LE, E_s , критерій стійкості $\zeta = z/L$, безрозмірні профільні функції $\varphi_u(\zeta), \varphi_H(\zeta), \varphi_q(\zeta)$, динамічної швидкості u_* та температури поверхні T_{s0} , а також інші

параметри, які входять в табл. Б2, додаток Б, остаточно характеризують стан приземного та граничного шару атмосфери.

Вся програма складається з головної програми та двох підпрограм. Головною є програма «COLLECTION», основне призначення якої управляти процесами обчислення та послідовністю виклику підпрограм. Підпрограма «DATA» декодує метеорологічну інформацію, яка поступає в початкових кодах, задає значення всіх зовнішніх параметрів системи та всіх коефіцієнтів і функцій, які характеризують тип поверхні.

Ядром програми є підпрограма «SLEB», яка призначена вирішити рівняння балансу методом рекурсії. Підпрограма складена так, що в кожен момент часу в пам'яті зберігаються значення всіх шуканих функцій тільки для двох послідовних кроків. Всі шукані функції розглядаються як одновимірні масиви, індекс яких вказує номер випадку, який розраховується.

Модель SLEB дозволяє визначити багато параметрів приземного та граничного шару атмосфери, які необхідні для формування кліматичних рядів та можуть використовуватися в ряді прикладних задач.

2.2.2. Параметризація променистого теплообміну.

Короткохвильовий та довгохвильовий баланс

Пряма (Q_i), розсіяна (Q_d) радіація, які досягають земної поверхні та сумарна сонячна радіація ($Q_{\text{сум}}$), яка поглинається поверхнею (короткохвильовий баланс) різного нахилу та експозиції, обчислюється за формулами [54, 69]

$$Q_i = I \cdot F_{\alpha} (1 + C \cdot m_a)^{-1} , \quad (2.16)$$

$$Q_d = k \cdot \sin h_{\otimes} \left(I - \frac{I}{1 + C m_a} \right) F_D, \quad (2.17)$$

$$Q_{\text{сум}} = (1 - A_{si})(Q_i + Q_d)F_{\text{cloud}}, \quad (2.18)$$

де $I = I_0 \varepsilon$ – добуток сонячної постійної I_0 та поправки на ексцентриситет орбіти Землі ε ; $h_{\otimes}$ – висота Сонця; C – коефіцієнт прозорості атмосфери, який визначається залежно від метеорологічної дальності видимості; m_a – оптична маса атмосфери; k – емпіричний коефіцієнт, який залежить від прозорості атмосфери; F_{α} – функція кута нахилу $0 \leq \alpha \leq 90^\circ$ та експозиції $0 < A \leq 360^\circ$ земної поверхні; F_D – функція долі небосхилу з якого розсіяна радіація поступає на поверхні різного нахилу; A_{si} – альbedo поверхні; $F_{\text{cloud}} = (1 - a N_H - b \Delta N)$ – функція впливу хмарності на потік сумарної радіації, де $\Delta N = N_0 - N_H$ – різниця кількості загальної та нижньої хмарності, відповідно; a та b – емпіричні коефіцієнти.

Додаткові параметри, які необхідні для визначення сумарної радіації $Q_{\text{сум}}$, такі як ексцентриситет орбіти, оптична маса атмосфери, висота Сонця, схилення Сонця, час сходу Сонця, час заходу Сонця, азимут сходу, азимут заходу, азимут Сонця в строк метеоспостережень, знаходяться за формулами роботи [33].

Коефіцієнт прозорості атмосфери C у формулі (2.16) вибирається з табл. 2.3 [39, 54].

Формули (2.16, 2.17, 2.18) дозволяють, при різному стані хмарного покриву та метеорологічної дальності видимості, отримувати добре наближення до реальних величин сумарної радіації.

Альbedo A_{si} в (2.18) розраховується окремо для поверхонь оголених (орних) ґрунтів, води, рослинного покриву або снігового покриву.

Таблиця 2.3 – Залежність показника прозорості атмосфери C від погодних умов та горизонтальної дальності видимості

Бал видимості	Погодні умови	Видимість L , км	Показник прозорості
0	Щільний туман	<0,05	1
1	Густий туман	0,05-0,2	0,91
2	Звичайний туман	0,2-0,5	0,84
3	Легкий туман	0,5-0,8	0,71
4	Слабкий туман	0,8-1,0	0,64
5	Серпанок	1-4	0,51
6	Легкий серпанок	4-10	0,44
7	Ясно	10-20	0,31
8	Дуже ясно	20-50	0,24
9	Абсолютно ясно	>50	0,11

Альbedo чистих ґрунтів (без рослинного покриву) залежить від їх мінерального складу та вологовмісту і визначається за допомогою емпіричної формули [1, 41]

$$A_{so} = A_w A_n, \quad (2.19)$$

де $A_w = b_1 \cdot \exp(b_2 \cdot W_s)$ – показує залежність альbedo від об'ємного вологовмісту ґрунту W_s ; $A_\theta = 10^{-2} \left[\exp(3,3 \cdot 10^{-3} \cdot \theta_0^{1,5}) - 1 \right]$ – показує його залежність від висоти Сонця (θ_0 – zenітний кут). Коефіцієнти b_1, b_2 у формулі (2.19) залежать від мінерального складу ґрунту [41].

Типи ґрунтів, які використовуються в моделі SLEB та їх характеристики, показані в табл. БЗ, додаток БЗ.

Альbedo різко змінюється при випаданні снігу. При цьому, якщо сніг покриває низьку рослинність не повністю, альbedo інтерполюється між

значеннями, характерними для безсніжного стану поверхні та суцільного снігового покриву. При повному покритті снігом низької рослинності, а також при сніговому покриві під пологом лісу альbedo визначається залежно від вмісту рідкої води в снігу [74].

$$A_{ssn}=0,4, \text{ якщо } T>273,15$$

$$A_{ssn} = A_{snd} - (A_{snd} - A_{snw})((T - 263,15)/10), \text{ якщо } 263,15 \leq T \leq 273,15$$

$$A_{ssn}=0,8, \text{ якщо } T<263,15, \quad (2.20)$$

де A_{snd} – альbedo сухого снігу, прийнятий рівним 0,8; A_{snw} – альbedo вологого снігу, прийнятий рівним 0,5; T – температура повітря.

З формули виходить, якщо температура повітря дорівнює нулю, то $A_{ssn} = 0,5$.

Альbedo рослинного покриву (РП) A_{sv} , окрім залежності від висоти Сонця, істотно залежить від щільності рослинного покриву. У моделі SLEB для визначення альbedo РП використовується наступна залежність

$$A_{sv} = r_{sv} + (A_{so} - r_{sv}) \exp \left[-0,25 \tilde{S} (1 + G_{rp}(\theta)) \right], \quad (2.21)$$

де відношення r_{sv} є коефіцієнт відбиття, який залежить від орієнтації листя $G_{rp}(\theta)$ та дифузного розсіяння короткохвильової радіації на елементах рослинного покриву; A_{so} – альbedo поверхні без РП; $\tilde{S}$ – листовий індекс LAI. За відсутності рослинності, коли $\tilde{S}=0$, альbedo рослинного покриву дорівнює альbedo поверхні без РП $A_{sv} = A_{so}$.

Довгохвильове випромінювання атмосфери розраховується за допомогою наступних формул [33, 41]

$$E_a = \varepsilon_a \sigma T^4 F_N, \quad (2.22)$$

де ε_a – коефіцієнт випромінювання атмосфери, який залежить від густини повітря

$$\varepsilon_a = 1,24(P_a/P_0)(e/T_a)^{0,143}, \quad (2.23)$$

де σ – постійна Стефана-Больцмана; T та e – температура повітря та фактичний тиск водяної пари на рівні виміру $z = 2$ м.

Залежність E_a від хмарності визначається функцією F_N [69, 72]

$$F_N = \begin{cases} 1 + 0,17 N_h^2 & \text{при } T_a \geq 273,16 \\ 1 + 0,4 N_h \cdot f & \text{при } T < 273,16 \end{cases}, \quad (2.24)$$

де N_h – бал нижньої хмарності; f – відносна вологість (в частках одиниці).

Випромінювання земної поверхні E_s розраховується по формулі

$$E_{si} = \varepsilon_s \sigma T_{si}^4, \quad (2.25)$$

а з урахуванням його поглинання в приземному шарі

$$E_{si} = \varepsilon_s \sigma T_{si}^4 \left(1 - 1,24(P_a/P_0)(e/T_a)^{0,12} \right), \quad (2.26)$$

де T_{si} – розрахункова температура підстильної поверхні; ε_s – коефіцієнт випромінювання, який залежить від типу ґрунту;

$F_{es} = \left(1 - 1,24(P_a/P_0)(e/T_a)^{0,12}\right)$ – функція, яка враховує поглинання водяною парою в приземному шарі E_s .

Таким чином, ефективне випромінювання поверхні та баланс довгохвильової радіації дорівнюють

$$E_{эфф} = (E_{si} - E_a), \quad (2.27)$$

$$E_{as} = (E_a - E_{si}). \quad (2.28)$$

Остаточно, радіаційний баланс, усереднений за годинний інтервал, записується як

$$\bar{R} = Q_{сум} - E_{эфф}. \quad (2.29)$$

2.2.3. Параметризація потоків тепла в ґрунті

Розрахунок теплового потоку (G) в ґрунті з постійними теплофізичними та агрофізичними характеристиками виконується за методом О.Х. Хргіана [72].

При описі потоку тепла фізичні процеси в ґрунті передбачаються одновимірними, а оскільки перенесення тепла у напрямку температурного градієнта пов'язане не лише з теплопровідністю, але і з іншими механізмами перенесення, використовується ефективний коефіцієнт теплопровідності λ_T .

Для визначення потоку G використовується наступне рівняння

$$G = C_3 C_4 \sqrt{\omega c_{об} \lambda_T}, \quad (2.30)$$

$$\text{де } C_1 = \frac{\bar{R}}{4\sigma T_{si}^3}; \quad C_2 = \sqrt{\omega c_{об} \lambda_T} / 4\sigma T_{si}^3; \quad C_3 = C_1 / \sqrt{(1+C_2)^2 + C_2^2};$$

$C_4 = \arctg[C_2/(1+C_2)]$ – розмірні та безрозмірні функції радіаційного балансу R ; $\omega = 2\pi/\Delta t$ – кругова частота; $c_{об}, \lambda_T$ – об'ємна теплоємність та теплопровідність ґрунту, відповідно.

Формула (2.30) дозволяє визначити тепловий потік в ґрунті з урахуванням змін радіаційного балансу та температури поверхні ґрунту T_{si} .

Для розрахунку потоку G , природно, потрібні відомості про теплові та структурні характеристики ґрунтів, таких як щільність, пористість, теплоємність, теплопровідність, температуропровідність та вміст води (льоду) в ґрунті, які визначаються згідно з роботою [13].

Пористість ґрунту визначається у відсотках від загального об'єму ґрунту та обчислюється по щільності ґрунту (ρ_s) та щільності твердої фази (ρ_{sd})

$$P = \left(1 - \frac{\rho_s}{\rho_{sd}}\right) \cdot 100\% . \quad (2.31)$$

Пористість залежить від механічного складу, структури, діяльності ґрунтової фауни, вмісту органічної речовини та прийомів окультурення ґрунту. Оптимальна щільність орного горизонту для більшості культурних рослин 1,0-1,2 г/см³.

Сумарна питома теплоємність ґрунту C обчислюється за формулою (2.32)

$$C = C_{sd} + C_w W_s + C_i I , \quad (2.32)$$

де C_{sd} – питома теплоємність сухого ґрунту, яка залежить від типу ґрунту; $C_w = 4,19$ – питома теплоємність води; $C_i = 2,12$ – питома теплоємність льоду; W_s, I – вміст води та льоду в ґрунті в ч.о.

Сумарна об'ємна теплоємність ґрунту $C_{об}$

$$C_{об} = C_{sd}\rho_{sd} + \rho_w C_w W_s + \rho_i C_i I, \quad (2.33)$$

де ρ_w та ρ_i – густина води та льоду в ґрунті.

Якщо відомо вміст основних мінеральних фракцій ґрунту у відсотках об'ємна теплоємність ґрунту визначається як сума всіх складових

$$C_{об} = \sum_i^{n=3} k_n (C_{sd}\rho_{sd} + \rho_w C_w W_s + \rho_i C_i I)_n, \quad (2.34)$$

де k_n – доля різних фракцій.

Таким чином, теплоємність ґрунту залежить від долі окремих компонент в ґрунті, її пористості $\Pi = W_{\max}\rho$ та змісту води W_s . З цих параметрів тільки вологовміст ґрунту є величина, яка швидко змінюється.

Збільшення вологості ґрунту веде до росту її теплопровідності λ_T , яка обчислювалася за допомогою емпіричної залежності [15]

$$\lambda_T = 4,1868 \cdot 10^3 \left(\exp(-P_f - 3,5) 0,00041 \right), \quad (2.35)$$

де $P_f = \log_{10}(\Psi_s) = \log_{10} \left(\Psi_{\max} (W_{\max}/W_s)^b \right)$ – логарифм потенціалу ґрунтової води Ψ_s ; $\Psi_{\max}$ – потенціал води при максимальному її значенні, см; b – безрозмірний показник Клаппа-Хорнбергера.

Перелік всіх параметрів моделі, які залежать від типу ґрунтів та їх значення для кожного типу ґрунту, приведені в табл. Б4, додаток Б.

2.2.4. Математичне формулювання задачі для ґрунту, вкритого снігом

У випадку, якщо спостерігається сніговий покрив, то теплові та інші характеристики поверхні снігу залежать від його щільності, яка дуже мінлива та коливається в межах від 10 до 700 кг/м³. Розрахункові формули для визначення щільності снігу (ρ_{sn}) побудовані на залежності пористості снігового покриву $\Pi_{sn} = 1 - \rho_{sn}/\rho_i$ ($\rho_i = 918$ кг/м³ – щільність льоду) від температури повітря [27]

$$\rho_{sn} = 0,38\rho_i(1 + 0,0255t) \quad \text{при } t < 0^\circ\text{C} \quad (2.36)$$

$$\rho_{sn} = 0,38\rho_i(1 + 0,0866t) \quad \text{при } t \geq 0^\circ\text{C}. \quad (2.37)$$

Згідно з розрахунками щільність снігу $\rho_{sn}(t)$ змінюється від 200 до 460 кг/м³ в інтервалі температур $\mp 5^\circ\text{C}$.

Об'ємна теплоємність та теплопровідність снігу розраховуються по емпіричним формулам Абельса в залежності від щільності снігу та температури повітря [44]

$$C_{sn(об)} = C_i(1 + 0,002t)\rho_i^{(273,15+t)/273,15}, \quad (2.38)$$

$$\lambda_{sn} = 2,85 \cdot 10^{-6} \rho_{sn}^2. \quad (2.39)$$

Формули Абельса дають задовільні результати при $\rho_{sn} > 350$ кг/м³. Для випадку, коли $\rho_{sn} < 350$ кг/м³, коефіцієнт 2,85 у (2.38) замінюється коефіцієнтом 3,56. Питома теплоємність сухого снігу приймається рівній

питомій теплоємності льоду та визначається по формулі $C_i = 2,12(1 + 0,0037t)$.

Щільність снігу на початку танення змінюється від 180 до 350 кг/м³, в розпал танення від 350 до 450 кг/м³, у кінці танення доходить до 600 кг/м³, а пористість снігу коливається в межах 0,67-0,76.

2.2.5. Математичне формулювання задачі опису інфільтрації в ґрунті та горизонтального стоку дощової води

Основними чинниками, що визначають зміну вологовмісту ґрунту, є атмосферні опади і випаровування з поверхонь ґрунтів.

У моделі SLEB вологість верхнього шару ґрунту оцінюється станом поверхні ґрунту, який спостерігається один раз на добу (ранковий термін), і який підрозділяється на п'ять категорій. Кожній категорії зволоження, залежно від типу ґрунту, модель привласнює середнє значення об'ємної вологості ґрунту. Далі протягом доби вологість ґрунту може змінюватися, як за рахунок випадання атмосферних опадів, так і за рахунок випаровування.

Перерахунок вологості ґрунту здійснюється через кожні 3 години (при 8-термінових спостереженнях) протягом доби.

Зміна запасу води в об'ємі ґрунту $V = (1 \times 1 \times 0,1 \text{ м})$ визначається рівнянням водного балансу ґрунту [44, 46, 95]

$$W_s(k+1) = W_0 + \left[\begin{aligned} &(n_{pr} + n_{cond} + n_{dcr} + n_{sur}) - \\ &-(n_E + n_{transp} + n_{filtrat} + n_{runoff}) \end{aligned} \right] V_s \cdot \tau, \quad (2.40)$$

де $\tau = 3$ год. – крок моделі за часом; V_s – одиничний об'єм ґрунту; W_0 – початкова об'ємна вологість ґрунту, яка визначається для кожного часового кроку.

У моделі SLEB реалізовано наступний алгоритм зміни вологості ґрунту. При наявності атмосферних опадів вологообмін на верхній межі ґрунту прирівнюється до їх величини P_r та об'ємна вологість верхнього шару ґрунту в 10 см збільшується на кількість (у літрах) опадів, які випадають. Збільшення вологості ґрунту W_s відбувається при стані його насичення, тобто до максимально можливого для цього типу ґрунту об'ємної вологості $W_{\max}$ (табл. Б3, додаток Б3). Якщо вологість ґрунту перевищує $W_s > W_{\max}$, то частина опадів, яка залишилася, відноситься до горизонтального стоку n_{runoff} .

Максимальний відтік води з поверхневого шару ґрунту за рахунок інфільтрації приймається рівним коефіцієнту інфільтрації $n_{\text{filtrat}} = 2,46$ мм/доб, який відповідає середній пористості ґрунту $\Pi = 0,2 - 0,4$. Швидкість інфільтрації змінюється залежно від вологості ґрунту та приймається рівною нулю ($n_{\text{filtrat}} = 0$), коли вологість ґрунту досягає мінімального значення – «вологості в'янення».

Кількість опадів, які випадають (n_{pr} , мм), вимірюється на метеорологічних станціях та фіксується для кожного випадку випадання опадів як сума опадів, які випали між строками спостережень. Відомості про тип опадів, їх інтенсивність та тривалість (у годинах) включені в метеорологічний код КН-01 в розділ – погода в строк спостереження та між строками.

2.2.6. Параметризація процесів турбулентного масо- та теплообміну. Потоки явного та прихованого тепла

Турбулентний потік явного тепла розраховується з урахуванням масштабів імпульсу та температури за формулою

$$H_i = -\rho c_p u_* T_* . \quad (2.41)$$

Використовуючи рівняння (1.5) та (1.6) для вертикального розподілу швидкості вітру та температури повітря в приземному шарі, перепишемо (2.41)

$$H_i = \rho c_p C_H u_z (T_S - T), \quad (2.42)$$

де

$$C_H = \frac{C_u \cdot C_T}{\Phi_u \Phi_H} . \quad (2.43)$$

У рівняннях (2.41-2.43) використовуються наступні позначення: C_H – коефіцієнт теплопередачі (число Стентона); $\Phi_u(\zeta), \Phi_H(\zeta)$ – безрозмірні функції для градієнтів вітру та температури; u_z – швидкість вітру на рівні виміру анеометром $z_u = 10$ м; T – температура повітря на стандартному рівні виміру $z_T = 2$ м; T_S – температура повітря на рівні шорсткості $z = z_{0T}$; C_u та C_T – профільні коефіцієнти опору, які визначені з урахуванням динамічної z_{0u} та термічної z_{0T} шорсткості поверхні.

Розрахунок $T_S = T(z_{0T})$ є суть енергобалансової моделі приземного шару атмосфери, в якому вертикальні зміни метеорологічних величин представлені лінійно-логіфімічними залежностями.

Приземний турбулентний потік H_0 формується не на висоті z_{0T} , а безпосередньо на поверхні ґрунту у в'язкому підшарі, але, оскільки рівняння (2.42) справедливо тільки для шару постійних потоків, то шукана різниця температур $(T_s - T)$ та градієнт $(T_s - T) / \ln(z / z_{0T})$ повинні знаходитися в межах логарифмічного шару.

У самому в'язкому підшарі $\delta z_{vl} \cong z_{0T}$ різниця температур визначається залежністю відношення $\delta T / T_*$ від числа Пекле $\delta T / T_* = f(\text{Pe})$, який пов'язаний з числами Рейнольдса та Прандтля ($\text{Pe} = \text{Re} \cdot \text{Pr}$). Тому перепад температур δT у в'язкому підшарі записується у вигляді [10, 25]

$$\delta T = (T_{z_{0T}} - T_{s0}) = f(\text{Re} \cdot \text{Pr}) \cong \mu_T T_* \left(\frac{u_* z_0}{\nu} \right), \quad (2.44)$$

де μ_T – безрозмірний коефіцієнт; ν – кінематичний коефіцієнт в'язкості.

Знак δT залежить від знаку масштабу температури T_* . Якщо турбулентний потік тепла додатний, то $\delta T > 0$, якщо спрямований до поверхні, то $\delta T < 0$, якщо $T_* = 0$, то $\delta T = 0$.

Отже, розрахункова температура поверхні ґрунту T_{si} з урахуванням стрибка температури у в'язкому підшарі є сума

$$T_{si} = T_s + \delta T. \quad (2.45)$$

Значення μ_T в (2.44) залежить від стратифікації приземного шару та зволоження поверхні.

Висота «температурної шорсткості» $z_{0T} = f(\zeta)$, яка використовується, потрібна для узгодження значень теплового потоку $H_{(vl)}$, який проходить

через в'язкий підшар та турбулентного потоку явного тепла в приземному шарі атмосфери $H_{(sla)}$, тобто $H_{(vl)} = H_{(sla)}$.

Потоки в цих шарах визначаються таким чином

$$H_{(vl)} = \lambda_{vl} \text{grad}(T_{vl}); H_{(sla)} = \lambda_{sla} \text{grad}(T_{sla}), \quad (2.46)$$

де $\lambda_{vl} = \rho_{vl} c_v v_* z_0$, $\lambda_{sla} = \rho_{sla} c_p k_H$ – коефіцієнти теплопровідності у відповідних шарах; c_p, c_v – питомі теплоємності повітря при постійному тиску та об'ємі; ρ_{vl}, ρ_{sla} – густина повітря.

Тоді, використовуючи (2.44), розрахований раніше приземний потік тепла (H_0), висоту шорсткості для температури знаходимо по співвідношеннях

$$z_{0T} = \lambda_{vl} \frac{\delta T}{H_0} \quad \text{при } \zeta < 0 \quad (2.47)$$

$$z_{0T} = \lambda_{sla} \frac{\delta T}{H_0} \quad \text{при } \zeta \geq 0. \quad (2.48)$$

Підставляючи знайдені значення (z_{0T}) в (2.47), отримуємо рівність потоків $H_{(sla)} = H_{(vl)}$ в межах $\pm 2,5\%$.

Теплоємність повітря при постійному об'ємі c_v використовується для розрахунку теплового потоку, який проходить через в'язкий шар, де градієнти температури при позитивному радіаційному балансі $R > 0$ та $\zeta < 0$ часто більше градієнта автоконвекції (Υ_A). Тому, перенесення тепла від нагрітої поверхні через «тонкий» в'язкий шар в атмосферу, коли $(\delta T / z_{0T}) \geq \Upsilon_A$, здійснюється за рахунок розвиненої автоконвекції. У інших

випадках або в нічний час доби перенесення тепла відбувається тільки за рахунок теплопровідності.

Відношення значень термічної шорсткості до динамічної, при $R > 0$ та $\zeta < 0$, більше одиниці $z_{0T} / z_0 > 1$, а при радіаційному балансі $R < 0$ та стратифікації $\zeta > 0$ відношення дорівнює одиниці $z_{0T} / z_0 \leq 1$, а при сильній стійкості – $z_{0T} \rightarrow 0$.

Приповерхневий «стрибок» температури δT обчислювався для ділянок відкритій поверхні ґрунту, оскільки в цьому випадку можливо провести зіставлення розрахункової температури T_{sg} з виміряною температурою поверхні T_{S0} . В інших випадках температура поверхні T_{Si} відповідає «температурі замикання» T_s , оскільки, наприклад, в'язкий шар δz_{vl} над поверхнями покритими рослинністю практично зникає унаслідок утворення шару «проникної шорсткості», а температура повітря T_s , яка відповідає температурі повітря на рівні ефективної шорсткості, приймається рівною температурі листової поверхні $T_{sv} = T_s$.

Аналогічна ситуація й з поверхнею снігового покриву (води) над якою в'язкий шар вкрай малий внаслідок практично нульових висот шару динамічної шорсткості і тому $T_{ssn} = T_s$.

Потік прихованого тепла. По аналогії з рівнянням для потоку явного тепла, витрати тепла на випаровування $L_w E$ та потік вологи E представимо у вигляді аеродинамічних формул [14, 41, 97]

$$E = D_w E_{\max}, \quad (2.49)$$

для випаровування з різних зволжених поверхонь, і

$$E_{\max} = -\rho C_E u_z (q_s - q_z), \quad (2.50)$$

для випаровування з надмірно зволоженої поверхні, яке відповідає максимально можливому випаровуванню, тобто випаровуваності.

У формулах (2.49) та (2.50) D_w – безрозмірний параметр зволоження ґрунту, який характеризує міру доступності ґрунтової вологи; q_s, q_z – масова доля водяної пари на поверхні ґрунту $z = 0$ та на висоті $z = 2$ м, відповідно.

Граничну умову для масової долі водяної пари на поверхні задаємо, слідуючи роботі [27]

$$q_s = q_m r, \quad (2.51)$$

де r – параметр, який враховує величину відносної вологості у поверхні, прийнятий рівним $r = 0,8$; $q_m(T_s, p)$ – максимальне значення масової долі водяної пари при температурі поверхні T_s та атмосферному тиску P_a .

Коефіцієнт опору потоку вологи (число Шмідта), запишемо у виді

$$C_E = \frac{\kappa^2}{\ln(z_u/z_{0u}) \ln(z_q/z_{0q}) \Phi_u \Phi_q}, \quad (2.52)$$

де Φ_u, Φ_q – універсальні функції для градієнтів швидкості вітру та вологості; z_{0q}, z_{0u} – шорсткості для профілів вологості та швидкості вітру; $z_q = 2$ м і $z_u = 10$ м – рівень виміру вологості та швидкості вітру, відповідно.

Оскільки водяна пара в ненасиченому стані є пасивна субстанція, то за відсутністю фазових переходів можна прийняти $z_{0q} = z_{0u}$; $\Phi_q = \Phi_u$ [25, 86].

Критичний вологовміст W_{kp} при якому випаровування стає близьким до випаровуваності $E_{\max}$ прийнятий рівним $W_{kp} = 0,8 W_{ПВ} = 0,8 \Pi / \rho_w$, де Π –

пористість, $W_{ПВ}$ – повна вологоємність ґрунту, тобто рівність $E = E_{\max}$ досягається, коли стан поверхні характеризується як «перезволоження».

Тоді зміна параметра D_w в межах $0 \leq D_w \leq 1$ можна записати таким чином

$$D_w = \begin{cases} W_s / W_{kp}, & \text{якщо } W_s \leq W_{kp} \\ 1, & \text{якщо } W_s > W_{kp} \end{cases}. \quad (2.53)$$

Використання умов (2.53) рівносильне завданню перепаду вологості повітря для шару постійних потоків у виді

$$(q_s - q_z) = dq_{s-z} = D_w(q_m - q_z). \quad (2.54)$$

Але, оскільки при метеорологічних спостереженнях визначають не масову долю водяної пари, а відносну вологість повітря f та парціальний тиск водяної пари e , то, скориставшись зв'язком між масовою долею водяної пари та його парціальним тиском, запишемо (2.54) у вигляді

$$dq_{0-h_s} = \frac{0,622}{P_a} D_w (e_{\max}(T_s) - f \cdot e_{\max}(T)), \quad (2.55)$$

де $e_{\max}(T_s)$, $e_{\max}(T)$ – тиск насичення водяної пари над поверхнею з температурою (T_s) та на висоті $z = 2\text{м}$, де виміряні температура повітря (T) та відносна вологість (f).

З формули (2.56) випливає, що випаровування припиняється тільки тоді, коли $D_w = 0$ або вологість повітря дорівнює $f = 100\%$ при рівності $T = T_s$.

Подібна схема розрахунку випаровування використовувалася при параметризації граничного шару атмосфери, наприклад, в роботах [27, 38, 81, 82, 85].

Однак, урахування доступності ґрунтової вологи до випаровування W_s / W_{kr} може привести до погрішностей, оскільки відомо, що випаровування припиняється при деякій мінімально критичній вологості ґрунту. В цьому випадку переривається гідравлічний зв'язок капілярної сітки та рухливої пароповітряної вологи в ґрунті. Такий стан досягається, як правило, при «вологості в'янення», величина якої залежить від структури та типу ґрунту. Доступність ґрунтової вологи до випаровування визначається, в основному, не вологовмістом ґрунту, а напругою ґрунтової вологи, що характеризує сили, які утримують вологу в різних шарах ґрунту. В насиченому водою ґрунті більшість пор заповнена водою та відбувається перенесення тільки рідкої води і випаровування наближається до випаровуваності [38].

Описати перенесення вологи в ненасиченому ґрунті набагато складніше, оскільки потік вологи до поверхні ґрунту відбувається тільки за рахунок руху пароповітряної суміші. У ненасиченому ґрунті потік вологи (E_w) до поверхні описується рівнянням Дарсі [94, 96], яке в загальній формі записується у виді

$$E_w = \rho_w v_s = \frac{\gamma_s}{g} \frac{\partial \psi_s}{\partial z_s}, \quad (2.56)$$

де

$$\gamma_s = \gamma_{\max} (W_s / W_{\max})^{2b+3}, \quad \psi_s = \psi_{\max} (W_{\max} / W_s)^b, \quad (2.57)$$

де v_s – швидкість перенесення вологи в ґрунті, см/с; ρ_w – густина пароповітряної суміші; γ_s та ψ_s – гідравлічна провідність та потенціал ґрунтової вологи при заданій вологості ґрунту; $\gamma_{\max}$, $\psi_{\max}$ – максимальна гідравлічна провідність (см/с) та максимальний потенціал ґрунтової вологи; $\partial \psi_s / \partial z_s$ – градієнт потенціалу ґрунтової вологи (Па) в ґрунті; b – параметр Клаппа-Хорнбергера для механічного складу ґрунту. Потік вважається додатним при напрямі вгору.

Використовуючи формулу Дарсі (2.56) можна визначити коефіцієнт вологопровідності λ_{sw} як швидкість «дифузного» потоку води ($\text{см}^2/\text{с}$) у виді

$$\lambda_{sw} = \frac{\gamma_s}{\rho_w g} \frac{d\psi_s}{dW_s}, \quad (2.58)$$

чи за допомогою емпіричної формули

$$\lambda_{sw} = \lambda_{\max} (W_s / W_{\max})^{b+2}. \quad (2.59)$$

Тоді, рівняння (2.58) можна переписати таким чином

$$dW_s = W_{s0} - W_{sw} = -\frac{E_w}{\rho_w} \int_{z=0}^{z_s} \frac{dz_s}{\lambda_{sw}}, \quad (2.60)$$

де W_{s0} – вологість верхнього шару ґрунту, який випаровує ($dz \approx 0,1\text{ м}$); $W_{sw} = \text{const}$ – вологість ґрунту на деякій глибині z ; E_w – потік води до поверхні ґрунту.

Інтеграл в правій частині має сенс швидкості потоку води в ґрунті

$$v_{sw} = \left(\int_{z=0}^{z_s} \frac{dz_s}{\lambda_{sw}} \right)^{-1}. \quad (2.61)$$

Замінюючи інтеграл в (2.61) швидкістю потоку води v_{sw} , приходимо до інтегрального рівняння для потоку рідкої води в шарі ґрунту кінцевої товщини

$$E_w = -\rho_w v_{sw} (W_{s0} - W_{sw}). \quad (2.62)$$

З (2.63) витікає, що по мірі зменшення вологовмісту верхніх шарів ґрунту, потік води до її поверхні зменшується. Для різних типів ґрунтів $E_w = 0$ вже при вологості від 15% та менше. При великій вологості ґрунту потік води до її поверхні (за наявності випаровування) практично залишається постійним. При нульовому градієнті вологості ґрунту, тобто при $W_{s0} = W_{sw}$, потік води визначається гідравлічною провідністю γ_s . Оскільки для кожного типу ґрунту напруження ψ_s нелінійно зростає зі зменшенням W_s , то з вологих ґрунтів вилучити воду відносно легко, але по мірі висихання верхнього шару ґрунту зробити це стає важче.

Останнє твердження витікає з очевидної рівності

$$\frac{1}{V_{s0}} + \frac{1}{V_{\Delta z}} = \int_{z=0}^{z_1} \frac{dz}{\lambda_{sw}} + \int_{z_2}^{z_3} \frac{dz}{\lambda_{sw}} = \int_{z=0}^{z_3} \frac{dz}{\lambda_{sw}}, \quad (2.63)$$

тобто провідність залежить від провідності тих частин шару, в яких вона мала та практично не залежить від провідності тих частин шару, в яких провідність велика.

Оскільки потік води до поверхні ґрунту (E_w) та втрати її з поверхні (E) при випаровуванні мають бути рівні, то, використовуючи (2.62), визначимо безрозмірний параметр «доступності» ґрунтової води D_w таким чином

$$\frac{E_w}{\rho_w v_{sw}} = (W_{sw} - W_{s0}) = D_w. \quad (2.64)$$

Формула (2.64) дозволяє використати для параметра D_w емпіричне наближення у виді [13, 62]

$$D_w = 0.66 \left(\frac{W_s - a W_{s \min}}{W_{s \max} - d W_{sn}} \right), \quad (2.65)$$

де W_s – фактичний вологовміст верхнього шару ґрунту, який оцінюється за станом поверхні ґрунту; $W_{s \min}$ – вологовміст, який відповідає «вологості в'янення»; $W_{s \max}$ – максимальна (повна) вологоємність; W_{sn} – польова вологоємність; a, d – коефіцієнти, які залежні від типу ґрунту.

Таким чином, розрахунок турбулентного потоку вологи з поверхні ґрунту обчислюється за формулою

$$\begin{aligned} E_0 &= \rho C_E \cdot u_z D_w (q_m - q_z) = \\ &= 0,622 \rho P_a^{-1} C_E \cdot u_z D_w (e_{\max}(T_s) - f e_{\max}(T)), \end{aligned} \quad (2.66)$$

а витрати тепла на випаровування оцінюються по формулі

$$L_w E = L_w E_0. \quad (2.67)$$

2.3. Параметризація процесів масо- та теплообміну в рослинному покриві

2.3.1. Характеристики рослинного покриву

В якості основної характеристики щільності рослинного покриву (РП) використовується відносна площа листя $\tilde{S}_1$ та відносна площа не листової (скелетною) частини рослин $\tilde{S}_2$. Загальна відносна поверхня фітомаси

оцінюється як $\tilde{S} = \tilde{S}_1 + \tilde{S}_2$. Ця величина іменується LAI (*leaf area index*) [13, 76]. Часто використовується і параметр, який характеризує щільність фітомаси. Ця величина іменується LAD (*Leaf area density*) та визначається відношенням $LAD = S/V = s' (\text{м}^2/\text{м}^3 = 1/\text{м})$.

Взаємозв'язок цих параметрів записується таким чином

$$\tilde{S} = \int_0^{\tilde{z}} (l_1 + l_2) d\tilde{z}, \quad (2.68)$$

де $l_1 = d\tilde{S}_1 / d\tilde{z}$ і $l_2 = d\tilde{S}_2 / d\tilde{z}$ – щільність фітомаси в одиничному шарі $\Delta\tilde{z}$.

Таким чином, величина $\tilde{S}$ LAI є площа рослинної маси, що знаходиться вище рівня $\tilde{z}$, який характеризує вертикальну безрозмірну координату РП

$$\tilde{z} = \frac{z}{\bar{h}_{\text{РП}}}, \quad (2.69)$$

де z – висота від поверхні ґрунту; $\bar{h}_{\text{РП}}$ – середня висота рослинності.

Між відносною площею фітомаси та її щільністю існує очевидне співвідношення

$$\text{LAI} = \bar{h}_{\text{РП}}(LAD) = s' \bar{h}_{\text{РП}}, \quad (2.70)$$

а величина LAD розглядається в цьому випадку, як середнє арифметичне значення в шарі $h_{\text{РП}}$.

2.3.2. Радіаційний баланс рослинного покриву

Розглянемо радіаційний баланс рослинного покриву, слідуючи монографії Волошина В.Г. [13]. Аналітичне вираження функції поглинання сумарної радіації в рослинному покриві має вигляд [7, 48],

$$a_{\tilde{S}Q} = \frac{Q_{\tilde{S}}}{Q_{\text{сум}}} = \left[1 - \exp\left(-\frac{0,085\tilde{S}}{0,02+0,5\sin h_{\otimes}}\right) \right], \quad (2.71)$$

де $Q_{\tilde{S}}$ – радіація, яка поглинається шаром РП, а $Q_{\text{сум}}$ – сумарна радіація, яка поступає на верхню межу РП, визначається за формулою

$$Q_{\text{сум}} = (1 - A_{sv})(Q_i + Q_d)F_{\text{cloud}}. \quad (2.72)$$

Альбедо рослинного покриву A_{sv} визначається по формулі (2.21), яку тепер запишемо таким чином

$$A_{sv} = r_{sv} + (A_{s0} - r_{sv})\exp\left[-0,25\tilde{S}(1 + G_{pn}(\theta))\right], \quad (2.73)$$

де A_{s0} – альбедо поверхні без РП; $\tilde{S}$ – індекс LAI; $r_{sv} = \frac{0,45d_{pn}}{1 + \sin h_{\otimes} / G_{pn}}$ – коефіцієнт відбиття, який залежить від орієнтації листя $G_{pn}(\theta)$ та дифузного розсіювання на елементах рослинного покриву $d_{pn} = T_{pn} + R_{pn}$ (де T_{pn} та R_{pn} – коефіцієнти пропускання та відбиття).

За відсутності РП, коли $\tilde{S} = \tilde{S}_1 + \tilde{S}_2 = 0$, альбедо РП дорівнює альбедо відкритій поверхні ґрунту, тобто A_{s0} .

Потік сумарної радіації, який поглинається шаром РП, буде дорівнювати

$$Q_{\tilde{S}} = Q_{\text{сум}} \cdot a_{\tilde{S}Q}, \quad (2.74)$$

а потік, який поступає на поверхню ґрунту під шаром РП, визначається як різниця потоків

$$Q_{\text{so}} = Q_{\text{сум}} - Q_{\tilde{S}}. \quad (2.75)$$

Розрахунок долі сумарної радіації, яка поглинається рослинним покривом $a_{\tilde{S}}$, використовується для оцінки теплового балансу всередині рослинного покриву.

Для опису балансу потоків довгохвильової радіації прийнята схема, яка запропонована в роботі Волошина В.Г.[13], відносної випромінювальної здатності різних шарів РП, які беруть участь в обміні потоками довгохвильової радіації.

Результуючий потік між поверхнею ґрунту та атмосферою з урахуванням щільності рослинного покриву в даному випадку записується так

$$E_{s-am} = \frac{1}{\tilde{S} + 1} \varepsilon_{1,2} \sigma (T_s^4 - T_{am}^4). \quad (2.76)$$

З (2.76) видно, що щільність потоку, який проходить через РП, за наявності «екранів» $\tilde{S}$ зменшується в $\tilde{S} + 1$ разів.

2.3.3. Аеродинамічні характеристики рослинного покриву

Основним динамічним параметром поверхні, як відомо, є її шорсткість z_0 , тобто нульовий рівень, від якого відраховується профіль вітру.

Над шаром шорсткості можуть бути присутні шари «проникної шорсткості» (ПШ) різної висоти $\ddot{h}_t$, які містять випадково або закономірно розподілені перешкоди, що чинять опір потоку повітря. У цих шарах відбувається зменшення середньої швидкості вітру в порівнянні з шарами, що не містять перешкод. У шарі «проникної шорсткості» є впорядкований середній рух ($\bar{u} > 0$). Вище за шар $z \geq \ddot{h}_t$ профіль вітру буде близький до логарифмічного, а точка перегину буде розташована поблизу верхньої межі $\ddot{h}_t$.

До шарів проникної шорсткості, в основному, відносять різні рослинні співтовариства (фітоценоз). Використання терміну «проникна шорсткість» було запропоновано в роботі [82].

Стосовно моделі SLEB обмежимося тільки аналізом вертикальних профілів швидкості потоку в рослинному покриві, який розглядається як шар «проникної шорсткості».

Рослинний покрив, який має середню висоту $\bar{h}_{rp}$, розділимо на три шари:

а) шар h_a атмосфери, який лежить вище верхній межі РП і де зберігаються умови постійності турбулентних потоків з висотою;

б) турбулентний шар h_{δ} з проникною шорсткістю $\ddot{h}_t$ усередині РП, який у верхній частині переходить в шар «а», а знизу примикає до шару динамічної шорсткості рослинного покриву z_{0rp} ;

в) змішаний шар h_{ϵ} висотою $z_r = z_{0rp} + z_0$, який безпосередньо примикає до ґрунту. Властивості шару $h_{\epsilon} = z_r$ у верхній частині залежать від турбулентного шару «б», а знизу визначаються тепловими, вологісними і динамічними характеристиками земної поверхні z_0 .

У шарі «а» вертикальні зміни швидкості вітру задаються логарифмічними функціями, які характерні для приземного шару атмосфери.

У шарі «б» функція вітру остаточно невизначена, а в шарі «в» – зміна метеорологічних величин залежить від параметрів в'язкого підшару.

Товщина шарів «а», «б», «в» знаходиться таким чином:

$$h_a = h_{\text{рп}} - (\ddot{h}_t + z_r); \quad h_b = h_{\text{рп}} - h_a; \quad h_v = z_{0\text{рп}} + z_0, \quad (2.77)$$

де $h_{\text{рп}}$ – висота рослинності; $\ddot{h}_t$ – висота шару проникної шорсткості.

Запропоноване в роботах [19, 56] розбиття шару дозволяє пов'язувати особливості турбулентного режиму на зовнішній межі з його особливостями в самій рослинності, де елементи рослинності діють як континуальний стік кількості руху, а коефіцієнт опору $\tilde{C}_D$ шару РП може бути записаний у вигляді

$$\tilde{C}_D = \frac{\tau}{\rho u_z^2} \left(\int_0^{h_{\text{рп}}} S' dz \right)^{-1} = \frac{u_*^2}{\bar{u}_{\ddot{h}_t}^2 \tilde{S}}, \quad (2.78)$$

де $u_*^2 = \tau/\rho$ – динамічна швидкість; $\bar{u}(\ddot{h}_t)$ – середня швидкість вітру в шарі $\ddot{h}_t$.

З рівняння (2.78) виходить, що коефіцієнт опору рослинного покриву визначається відношенням двох середніх дотичних напружень турбулентного походження. Перше напруження τ виникає в потоці із зрушенням швидкості вітру вище за рослинний покрив та в шарі h_a , а друге – в шарі h_b при деформації профілю швидкості за рахунок виникнення гальмуючої сили пропорційної квадрату швидкості $\bar{u}_z^2$ та концентрації перешкод (елементів рослинності) $\tilde{S}$ в шарі РП. З видаленням від поверхні РП особливості перешкод нівелюється і, в результаті, поверхня з РП характеризується лише інтегральним коефіцієнтом шорсткості. Отже, для обчислення $\tilde{C}_D$ за (2.78)

необхідно мати в розпорядженні дані про динамічну швидкість u_* над РП, профіль вітру в шарі РП, шорсткість РП $z_r = z_{0\text{рп}} + z_0$ та щільність листової поверхні. Ці характеристики можуть бути отримані, якщо знайдена одна з найважливіших аеродинамічних функцій шару проникної шорсткості, а саме: залежність відношення $z_{0\text{рп}}/h_{\text{рп}}$ від щільності листової поверхні $S' = \tilde{S}/\bar{h}_{\text{рп}} P$.

У роботі Степаненко С.М., Волошина В.Г. [56] знайдено нове наближення для функції $z_{0\text{рп}}/h_{\text{рп}} = f(h_{\text{рп}}, S' C_D)$, яке представлено наступним чином

$$\frac{z_{0\text{рп}}}{h_{\text{рп}}} = a \cdot \exp \left[-\frac{b \exp(0,1\tilde{S})^c}{\tilde{S} + 0,05} \right], \quad (2.79)$$

де $\tilde{S} = h_{\text{рп}} S' = \text{LAI}$, а коефіцієнти в рівнянні (2.89) дорівнюють $a = 0,33$; $b = 2,0$; $c = 1,55$.

За допомогою рівняння (2.89) отримані функції $z_{0\text{рп}} = f(h_{\text{рп}})$, які апроксимуються степеневими залежностями виду $z_{0\text{рп}} = \alpha \cdot h_{\text{рп}}^n$ (рис. 2.2), де коефіцієнт регресії α залежить від щільності $\tilde{S}$, а показник міри при $h_{\text{рп}}$, практично дорівнює одиниці, що свідчить про залежність близьку до лінійної. Наприклад, якщо листовий індекс $\tilde{S}$ знаходиться в інтервалі $1 \leq \tilde{S} \leq 10$, то ефективну шорсткість рослинного покриву можна знайти, використовуючи наступні формули

$$\begin{aligned}
z_{0рп} &= 0,036 \cdot h_{рп} \text{ при } \tilde{S} = 1, \\
z_{0рп} &= 0,087 \cdot h_{рп} \text{ при } \tilde{S} = 2, \\
z_{0рп} &= 0,132 \cdot h_{рп} \text{ при } \tilde{S} = 4, \\
z_{0рп} &= 0,143 \cdot h_{рп} \text{ при } \tilde{S} = 6, \\
z_{0рп} &= 0,129 \cdot h_{рп} \text{ при } \tilde{S} = 10,
\end{aligned} \tag{2.80}$$

де $z_{0рп}$ та $h_{рп}$ в метрах.

Результат розрахунків шорсткості за формулами (2.79) і (2.80) добре узгоджуються з експериментальними даними, які приведені в табл. Б3 (додаток Б).

Наприклад, якщо рослинний покрив має висоту $3\text{см} \leq h_{рп} \leq 60\text{см}$, а листовий індекс $1,5 \leq \tilde{S} \leq 7$, то висота динамічної шорсткості такої поверхні змінюється в інтервалі $0,5\text{ см} \leq z_{0рп} \leq 9\text{ см}$.

Для опису профілю швидкості вітру в рослинному покриві, запропоновано [19, 56] використати відношення двох логарифмічних функцій для шару постійних потоків h_a ($z > h_{рп}$) та для шару h_δ проникної шорсткості $\ddot{h}_t$ ($z \leq h_{рп}$).

$$\bar{u}\{z \geq h_{рп}\} = \frac{u_* \{h_a\}}{\kappa} \ln \left[\bar{h}_{рп} / z_r \right] \quad \text{для } z \approx \bar{h}_{рп} \tag{2.81}$$

$$\bar{u}\{z < h_{рп}\} = \frac{u_* \{h_\delta\}}{\kappa} \ln \left[z / z_r \right] \quad \text{для } z_r \leq z < \bar{h}_{рп}. \tag{2.82}$$

З формули (2.91) визначається швидкість вітру поблизу верхньої межі РП з урахуванням швидкості тертя логарифмічного потоку, який рухається

над поверхнею з шорсткістю z_r . З (2.92) визначається швидкість вітру у середині рослинного покриву в шарі $h_{\bar{\sigma}}$.

Витрати енергії потоку може оцінювати за допомогою експоненціальної функції, яка залежить від відносної щільності рослинного покриву, наступним чином [56]

$$\Phi_u = \exp \left[-\frac{\tilde{S}(h_{pn} - z)}{h_{pn}} \right] = \exp \left[-S'(\bar{h}_{pn} - z) \right], \quad (2.83)$$

т.е, відношення динамічних швидкостей в указаних шарах запишеться так

$$\frac{u_* \{z < h_{pn}\}}{u_* \{z \geq h_{pn}\}} = \Phi_u(S', \bar{h}_{pn}, z). \quad (2.84)$$

З (2.93) та (2.94) витікає, що на висоті $z = \bar{h}_{pn}$ при $S' = 0$ функція $\Phi_u(S', \bar{h}_{pn}, z) = 1$ та $u_* \{z < h_{pn}\} = u_* \{z \geq h_{pn}\}$. Звідси нормована швидкість вітру в рослинному покриві визначиться відношенням виду

$$\frac{\bar{u} \{z < h_{pn}\}}{\bar{u} \{z \geq h_{pn}\}} = \frac{\ln(z / z_r)}{\ln(\bar{h}_{pn} / z_r)} \cdot \Phi_u \text{ для } z_r < z \leq h_{pn}. \quad (2.85)$$

Вище за верхню межу РП функція послаблення швидкості Φ_u залишається рівною одиниці та профіль швидкості вітру залишається логарифмічним

$$\frac{\bar{u} \{z < h_{pn}\}}{\bar{u} \{z \geq h_{pn}\}} = \frac{\ln(z / z_r)}{\ln(\bar{h}_{pn} / z_r)} \text{ для } z > h_{pn}. \quad (2.86)$$

Рівняння (2.85) можна перетворити, використовуючи логарифмічний профіль вітру (2.81) вище за рослинність та підставив його в (2.85), отримати рівняння для шару РП з урахуванням всіх його аеродинамічних характеристик

$$u_{z_{pn}} = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_r}\right) \exp\left[-S'(\bar{h}_{pn} - z)\right], \quad (2.88)$$

чи

$$u_{z > z_r} = u_{(\bar{h}_{pn})} \frac{\ln\left(\frac{z}{z_r}\right)}{\ln\left(\frac{\bar{h}_{pn}}{z_r}\right)} \exp\left[-\frac{\text{LAI}(\bar{h}_{pn} - z)}{\bar{h}_{pn} + z_0}\right], \quad (2.89)$$

де $u_{z > z_r}$ – швидкість вітру вища за рівень шорсткості рослинного покриву, тобто в рослинному покриві $z \leq \bar{h}_{pn}$ і вище його $z > \bar{h}_{pn}$; $u_{(\bar{h}_{pn} + z_u)}$ – швидкість вітру на рівні виміру $z_u = 10$ м з урахуванням висоти $\bar{h}_{pn}$; z_0 – деяка мала висота, яка відповідає рівню шорсткості поверхні без РП; LAI – загальна відносна поверхня фітомаси; $\tilde{S} = (\tilde{S}_1 + \tilde{S}_2)$ – відносний листовий індекс.

Таким чином, рівняння (2.83), (2.86) і (2.88), (2.89) дозволяють розрахувати швидкість вітру як нижче, так і вище верхньої межі рослинного покриву, задовольняє всім висловленим умовам.

На рис. 2.3 представлені нормовані профілі швидкості вітру, які розраховані за формулами (2.88) та (2.89) при різних величинах індексу LAI.

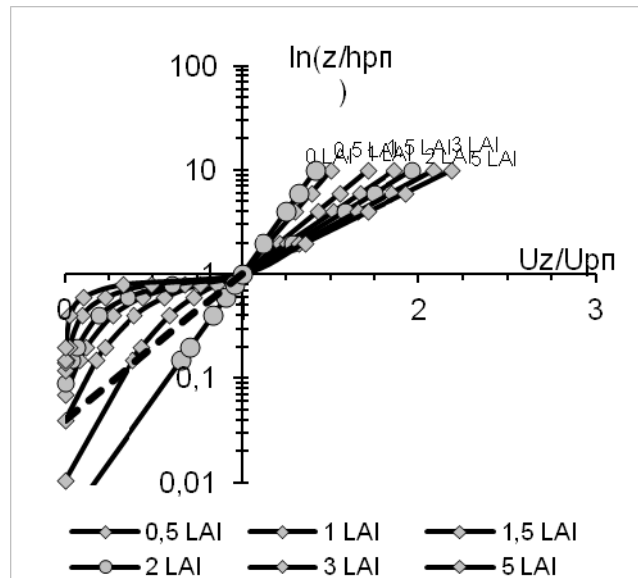


Рисунок 2.3 – Профілі нормованої швидкості вітру $u_z / \bar{u}_{h_{pn}}$ в шарі рослинності

У рослинності швидкість вітру з глибиною швидко затухає. У щільних рослинних співтовариствах, наприклад, коли $LAI \geq 5$ рух повітря практично відсутній. Розглянути аеродинамічні характеристики рослинного покриву, використані в моделі SLEB при розрахунках турбулентних потоків температури H та вологи E , які формуються поверхнями з рослинним покривом.

2.3.4. Випаровування з рослинного покриву

Випаровування з поверхні рослинності, яка називається транспірацією, відбувається за рахунок перенесення водяної пари по градієнту концентрації вологи з випарювальних поверхонь листа.

Розглянемо принципи розрахунку випаровування (транспірації) з поверхні листа. Очевидно, що листова поверхня, як і поверхня ґрунту не випаровує більше ніж поверхня води, виключаючи звичайно випадок, коли лист покритий тонким шаром води при змочуванні дощем. Для розрахунку

транспірації в SLEB використовується класична схема, яка широко вживана у багатьох мезометеорологічних моделях, що описують взаємодію вільного потоку з поверхнями, які мають шар проникної шорсткості.

Для оцінки витрат тепла на випаровування, як одній із складових енергобалансу поверхні, у багатьох моделях використовується аналог електричного ланцюга, який складається з двох опорів: опору потоку вологи яка поступає від кореневої системи до листової поверхні (canopy *resistance*) та аеродинамічного опору масопереносу вологи в атмосфері (aerodynamic *resistance*) [99, 101]. Обидва опори мають розмірність швидкості (мс^{-1}).

Аеродинамічний опір, запишемо таким чином

$$R_a = \frac{\bar{u}_z \kappa^2 \varphi_u^{-2}}{\ln\left(\frac{\bar{h}_{pn} + z_u}{z_r}\right) \ln\left(\frac{\bar{h}_{pn} + z_q}{z_0}\right)}, \quad (2.90)$$

де $\bar{u}_z$ – середня швидкість вітру на рівні $z_h = h_{pn} + z_u$; $\bar{h}_{pn}$ – висота рослинного покриву; z_r – шорсткість поверхні з РП, яка визначається формулою (2.98); z_u і z_q – висоти виміру швидкості вітру та вологості повітря; $\tilde{C}_u$ і $\tilde{C}_q$ – аеродинамічні профільні коефіцієнти опору з урахуванням висоти та шорсткості рослинного покриву.

Опір рослинного покриву визначаємо таким чином [101]

$$R_c = \frac{2\tilde{S}_{\max} f_l}{P_s R_{st}}, \quad (2.91)$$

де $\tilde{S}_{\max}$ – максимальна величина індексу LAI для вибраного типу рослинного покриву в категоріях «росливість-землекористування» (табл. Б5, додаток Б); f_l – функція еволюції відносної щільності рослинності в

процесі вегетації; P_s – чинник враховує зменшення листової поверхні в щільних рослинних співтовариствах, який визначається лінійною функцією $P_s = 0,3\tilde{S} + 1,2$ [42]; R_{st} – коефіцієнт опору продиху листа (*stomata resistance*), який визначається по співвідношенню

$$R_{st} = R_{st \min} \left(\prod_{i=1}^n F_i \right)^{-1}, \quad (2.92)$$

де $\left(\prod_{i=1}^n F_i \right) = F_{1(FAR)} F_2(w_G) F_3(f) F_4(T)$ – добуток стрес-факторів, які впливають на інтенсивність транспірування; $R_{st \min} \gg 0 \text{ (мс)}^{-1}$ – мінімальний продиховий опір, який залежить від виду рослин.

З рівнянь (2.91-2.92) виходить, що потік води, який поступає до поверхні листа та визначає доступність води до випаровування, залежить від ряду зовнішніх чинників, які не лише регулюють міру відкритості продихів, але й роблять значний вплив безпосередньо на процес транспірування. Сильний вплив на транспірування робить сонячна радіація (функція $F_{1(FAR)}$). Зі збільшенням потоку сонячної радіації продихи розкриваються, і швидкість випаровування збільшується. У зелених рослин навіть розсіяна радіація підвищує транспірування на 30-40%. Вологість ґрунту є основним чинником, який визначає інтенсивність транспірування (функція $F_2(w_G)$). Зі зменшенням вологості ґрунту транспірування зменшується. Інтенсивність транспірування залежить і від вологості повітря (функція $F_3(f)$), оскільки чим більше дефіцит вологості повітря, тим нижче його водний потенціал та тим швидше йде випаровування.

Наступним чинником є температура (функція $F_4(T)$). З підвищенням температури значно збільшується кількість насиченої пари над листом, яка веде до росту парціального тиску пари і, як наслідок, до підвищення дефіциту вологості.

Транспірація змінюється залежно від щільності листової поверхні $2\tilde{S}$ та від зміни співвідношення корені/паростки. Чим більше розвинена листова поверхня та більше відношення корені/паростки, тим значніше втрата води. Інтенсивність транспірації залежить, так само, і від фази розвитку рослин. Зі збільшенням віку рослин транспірація, як правило, падає.

Аеродинамічний опір R_a , який визначається швидкістю вітру, висотою та шорсткістю рослинного покриву, дуже впливає на транспірацію, оскільки збільшення швидкості вітру веде до розвитку турбулентності, яка забезпечує відтік насиченого водяною парою повітря від поверхні листа і, отже, сприяє зростанню транспірації.

Для розрахунку всіх стрес-факторів використовувалися функції, які запропоновані в роботі [86].

Оскільки для кожної категорії рослинного покриву задана максимальна щільність $LAI_{\max}$ та висота $h_{pn\max}$, то поточний стан цих показників розраховуються як добуток їх значень на функцію f_l , а саме

$$\tilde{S}_i = f_l \tilde{S}_{\max}, \quad h_{ipn} = f_l h_{pn\max}, \quad (2.93)$$

де $\tilde{S}_i$ та h_{ipn} – шукані величини на кожен розрахунковий i -тий день; f_l – функція змін шуканих величин.

Якщо розглядаються лісові співтовариства, наприклад, листопадний або змішаний ліс, то висота h_{ipn} таких співтовариств зберігається незмінною впродовж всього року, що дозволяє врахувати зміну шорсткості цих поверхонь. Моделювання приросту листового індексу розділене на три етапи, кожен з яких обмежується середніми датами, характерними для заданої категорії рослинного покриву. Перший етап починається від появи листа до максимального розвитку листової поверхні, другий – від дати максимального розвитку до початку в'янення та третій – від початку в'янення до кінця

сільськогосподарського сезону, якщо мова йде про сільськогосподарські культури, або до сезонного скидання листової поверхні для природних співтовариств. Функція $f_l = \tilde{S}_i / \tilde{S}_{\max}$, яка змінюється в межах $0 \leq f_l \leq 1$, характеризує на кожному етапі відносну швидкість приросту зеленої біомаси. В часових рамках кожного етапу функція f_l представляється лінійною або логарифмічною залежністю від календарного дня року J_R , який розраховується по формулі $J_R = [(N_M - 1) \cdot 30 + \text{DATA}]$, де N_M – місяць, DATA – день місяця. Числові коефіцієнти функцій залежать від тривалості етапів та дат їх початку та кінця.

Таким чином, розмірний опір потоку води при транспіруванні, який складається з двох опорів R_a та R_c , запишемо у виді

$$R_{tr} = R_a + R_c = \left[\bar{u}_z \tilde{C}_u \tilde{C}_q + \frac{2 \tilde{S}_{\max} f_l \prod_{i=1}^n F_i}{P_s R_{st \min}} \right]. \quad (2.94)$$

Друга складова в (2.115) може дорівнювати нулю тільки при повній відсутності рослинного покриву $LAI = \tilde{S} = 0$.

У тому випадку, коли листова поверхня покрита водою при змочуванні її опадами, опір транспірування (2.94) слід переписати у виді

$$R_{trm} = [(R_a + R_c)(1 - \delta) + (R_a \delta D_w)], \quad (2.95)$$

де δ – коефіцієнт, який визначає долю листової поверхні покритою вологою; D_w – безрозмірний коефіцієнт, який залежить від кількості води $W_{Pr} = P_r \cdot k_R$, яка знаходиться на елементах РП; P_r – кількість опадів; k_P – коефіцієнт змочування (*moistening*).

З (2.116) витікає, якщо листова поверхня суха, тобто доля покриття поверхні водою рівна $\delta = 0$, то формула (2.116) повертається до початкового запису (2.115). Якщо ж $\delta = 1$, то $R_{tr} = R_a D_w$. Сумарне випаровування з щільного рослинного покриву іноді може перевищувати величину випаровуваності.

Таким чином, випаровування із земної поверхні з урахуванням формул (2.67) та (2.95) розраховується таким чином:

- випаровування з поверхні рослинного покриву

$$E_v = 0,622 P_a^{-1} \rho \cdot R_{trm} (e_{\max}(T_{sv}) - f e_{\max}(T)); \quad (2.96)$$

- випаровування з відкритої поверхні ґрунтів

$$E_0 = 0,622 P_a^{-1} \rho R_a D_w (e_{\max}(T_{so}) - f e_{\max}(T)), \quad (2.97)$$

оскільки $R_c = 0$, а $D_w = f(W_s)$;

- випаровування з поверхні прісної води

$$E_w = 0,622 P_a^{-1} \rho R_a (e_{\max}(T_{sw}) - f e_{\max}(T)), \quad (2.98)$$

оскільки $D_w = 1$;

- випаровування з поверхні снігу

$$E_{sn} = 0,622 P_a^{-1} \rho R_a D_w (e_{\max}(T_{ssn}) - f e_{\max}(T)), \quad (2.99)$$

оскільки $R_c = 0$, а $D_w = f(\rho_{sn})$;

- випаровування з поверхонь, які визначаються в категоріях «рослинність-землекористування» з табл. Б5, додаток Б

$$E_{sg} = 0,622 P_a^{-1} \rho R_a (R_c + D_w) (e_{\max}(T_{sg}) - f e_{\max}(T)), \quad (2.100)$$

оскільки $a = f[\tilde{S}, h_{\otimes}] > 0$, а $D_w = f(W_s)$, R_c приймається як безрозмірна величина.

Шорсткість для різних поверхонь розраховується з урахуванням їх геометричної структури та щільності за формулою (2.98) або вибирається з табл. табл. Б3, додаток Б залежно від сезону року та типу поверхні.

Всі формули (2.96-2.100) абсолютно ідентичні, тому сумарне випаровування із земної поверхні, яке представлено в категоріях «рослинність-землекористування», може бути знайдено у вигляді суми всіх складових

$$E = m \sum_{i=1}^N \mu_i R_i (e_{\max}(T_{si}) - f e_{\max}(T)), \quad (2.101)$$

де μ_i – доля площі території, що оточує метеостанцію, яка зайнята і-тим видом поверхні; R_i – опір; $m = 0,622 P_a^{-1} \rho$.

2.4. Типи ґрунтів та рослинності, які використовуються в моделі SLEB

Для опису ґрунтів, які використовуються в моделі, характеристики ґрунтів приведені в роботах [87, 101]. В модель SLEB введені 13 типів ґрунтів до глибини 0,3 м, які перераховані в табл. Б4, додаток Б.

У метеорологічній моделі MM5 використовується ґрунтова карта України в категоріях, що застосовуються в США. Дана модель добре документована та протестована.

Відомо, що єдиної класифікації ґрунтів не існує. Наприклад, в російському ґрунтознавстві прийнята шкала Н.А. Качинського, в якій характеристика гранулометричного (механічного) складу ґрунту дається на підставі змісту фракції фізичної глини та фізичного піску з урахуванням типу ґрунтоутворення.

У країнах зарубіжжя широко застосовується визначення механічного складу ґрунту по трикутнику Ферре. Але, відомо, що основними ґрунтами в Україні є різні чорноземи (типові, звичайні, південні, важко-суглинисті, каштанові та ін.) Для яких основні ґрунтоутворюючі породи є леси та лесовидні суглинки, важко-суглинисті та глинисті механічного складу. Тому класифікатор ґрунтів, який використовується в моделі MM5, очевидно, більш достовірний. В якості вихідних картографічних даних по території України використовувалися цифрові матеріали з Географічного Атласу України масштабу 1: 3000000, а саме: карти рослинності та ґрунту з відповідними легендами (класифікаторами). Джерелами інформації за рослинним покривом є роботи [101] в яких представлено 25 категорій «рослинність-землекористування», рис. Б2, додаток Б.

В модель SLEB введено 18 категорій поєднання «рослинність-землекористування». Кожній категорії приписані значення параметрів, показаних в табл. Б5, додаток Б. Аналіз розподілу категорій землекористування по території України, показав, що за даними географічного атласу України, близько 80% території країни займає категорія землекористування «рілля – луг, мозаїка», а за даними джерела USGS – 21%. За даними моделі MM5 56% території України займають сухі землі (не поливне землеробство) та 15% – категорія «рілля – ліс». Таким чином, відредаговані цифрові карти типів «рослинності-землекористування» можуть використовуватися в якості деякої параметричної інформації. В роботі [30]

запропонована класифікація динамічного стану різних типів поверхні в залежності від сезону року. Ці дані зведені в табл. Б6 та Б7, додаток Б.

Висновки до розділу 2

1. В основі енергобалансової моделі лежить класична теорія приземного шару Моніна-Обухова, яка дозволяє знайти базові параметри (масштаби) та гідростатичну стійкість шару. Але для опису різних фізичних закономірностей, які визначають взаємодію атмосфери та поверхні, наприклад, закономірності зміни турбулентних потоків при зміні швидкості вітру, температури та вологості ґрунту, хмарності та променистих потоків тощо, використовуються різні фізичні закони, які достовірно підтверджені експериментальними даними.
2. Запропонована нова схема рішення (замикання) рівняння теплового балансу земної поверхні, яка використовує рекурсивні процедури (метод Гауса-Жордана). Чисельне рішення побудовано на застосуванні складної рекурсії при зверненні до функцій багатьох аргументів, які містять в області задачі невідому шукану величину, а саме, температуру земної поверхні. Виклики функцій, які містять невідому величину ведуться до тих пір, поки необхідна точність замикання теплового балансу поверхні не буде досягнута.
3. Запропоновано новий метод розрахунку випаровування з різних підстильних поверхонь. Величина вологи, яка випарувалася з поверхні ґрунту або з інших поверхонь, оцінюється за 3 годинні інтервали між строками спостережень з точністю цілком достатньої для багатьох практичних завдань, так як система рівнянь енергобалансового методу враховує не тільки процеси змін вологості ґрунту, але і процеси, які визначають кількість енергії, що витрачається на випаровування з різних поверхонь при будь-яких метеорологічних умовах.

РОЗДІЛ 3.

ВЕРИФІКАЦІЯ МОДЕЛІ SLEB

Залежно від динамічних, теплових та вологіних властивостей повітряного потоку і поверхні в приземному шарі формуються турбулентні потоки явного та прихованого тепла. Співвідношення між цими потоками та їх величини залежать від безлічі зовнішніх і внутрішніх факторів, які визначають турбулентний режим граничного шару.

Пошук цих факторів може бути здійснений за допомогою моделювання причинно-наслідкових зв'язків, які формують граничний шар атмосфери.

Перш, ніж рекомендувати метеорологічну модель SLEB для її використання в кліматичних дослідженнях граничного шару атмосфери, необхідно оцінити достовірність розрахунку компонент рівняння теплового балансу та метеорологічних величин, які їх визначають.

3.1. Променисті потоки

Радіаційний баланс поверхні, який включає короткохвильові та довгохвильові потоки променистої енергії, визначає кількість енергії, яка витрачається на формування теплових потоків на межі розділу «підстильна поверхня-атмосфера». Достовірна оцінка променистих потоків гарантує й достовірну оцінку енергії, яка буде формувати потоки явного та прихованого тепла і потік тепла в ґрунті.

Враховуючи вкрай рідкісну мережу актинометричних спостережень, розрахунки складових радіаційного балансу виконуються, як правило, за допомогою непрямих методів, які, використовуючи закони перенесення, поглинання, ослаблення і відбиття променевої енергії, дозволяють відновити складові радіаційного балансу поверхні: потік сумарної короткохвильової

радіації, яка поглинається поверхнею, довгохвильове випромінювання поверхні та противипромінювання атмосфери.

Для розрахунку променистих потоків за кожен метеорологічний строк спостережень в моделі використовується непрямий метод, детально описаний у другому розділі дисертації і названий енергобалансовою моделлю приземного шару (модель SLEB). Розрахунки виконувалися на основі 8 строкових стандартних метеорологічних спостережень (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 год) за даними 38 станцій. Для порівняння сумарної радіації, як суми прямого і розсіяного потоку, які отримані за допомогою моделі SLEB, залучалися дані актинометричних спостережень метеостанції Одеса в строки 6.30, 9.30, 12.30, 15.30, 18.30 год за 2005 р.

На рис. 3.1 показана кореляційна залежність між модельними $Q_{i \text{ мод}}$ та вимірюваними $Q_{i \text{ вим}}$ значеннями добових сум сумарної короткохвильової радіації ($N = 365$ випадків).

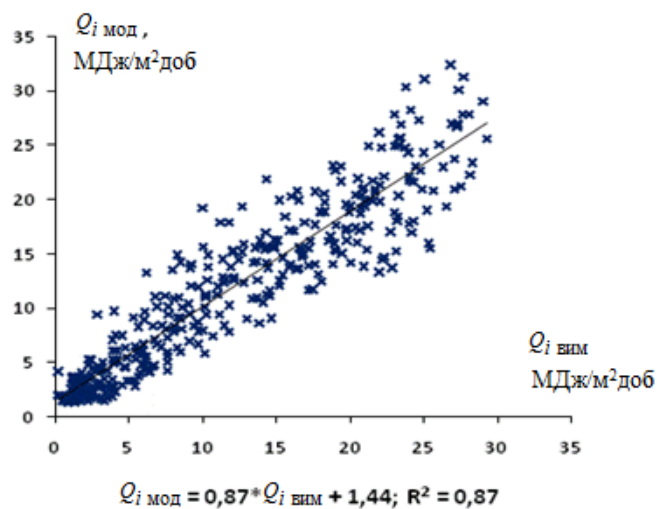


Рисунок 3.1 – Кореляційна залежність між модельними $Q_{i \text{ мод}}$ і

вимірюваними $Q_{i \text{ вим}}$ значеннями добових сум сумарної короткохвильової радіації

З рисунка 3.1 виходить, що модельні та виміряні значення сумарної радіації мають досить високий кореляційний зв'язок, який дорівнює $R^2 = 0,87$, а відносні систематичні помилки модельних даних $\Delta Q, \%$, які визначалися по формулі

$$\Delta Q = \frac{\left| \sum_{i=1}^N (Q_{i \text{ вим}} - Q_{i \text{ мод}}) \right|}{0,5 \left(\sum_{i=1}^N Q_{i \text{ вим}} + \sum_{i=1}^N Q_{i \text{ мод}} \right)} \times 100\% \quad (3.1)$$

складають всього $\Delta Q = 2,5\%$.

У табл. 3.1 показані середні за місяць добові суми сумарної радіації. Видно, що різниця між вимірами та модельними значеннями добових сум сумарної радіації $Q_{\text{вим}} - Q_{\text{мод}}$ не перевищує 1 МДж/м²доб, а систематична помилка $\Delta Q\%$, виключаючи місяць лютий (14%), – 7%. Середньорічна систематична помилка модельних добових сум становить всього 5%, а середня абсолютна різниця – 0,5 МДж/м² доб.

Таблиця 3.1 – Середні за місяць добові суми модельної та вимірної сумарної радіації Q , МДж/м²доб, їх різниці $Q_{\text{вим}} - Q_{\text{мод}}$ та відносні систематичні похибки $\Delta Q, \%$. Одеса, 2005 р.

Місяць Q , МДж/м ² доб	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
$Q_{\text{вим}}$	3,6	4,4	11,0	17,0	19,5	18,7	20,8	19,1	14,9	8,12	3,5	2,6	143
$Q_{\text{мод}}$	3,7	5,1	10,3	16,4	19,5	18,3	19,9	19,8	14,3	8,6	3,8	2,6	139
$\Delta Q\%$	4,2	14,3	6,8	3,2	0,3	2,3	4,7	3,7	4,1	6,2	7,6	2,5	5,0
$Q_{\text{вим}} - Q_{\text{мод}}$	-0,16	-0,69	0,73	0,53	-0,06	0,42	0,95	-0,73	0,60	-0,52	-0,28	-0,07	0,48

У моделі для розрахунку ослаблення короткохвильового радіації в атмосфері використовується функція прозорості Кондрат'єва [26], яка залежить від метеорологічної дальності видимості і вологовмісту атмосфери. На рис. 3.2 показано річна зміна модельних добових сум інсоляції на верхній межі атмосфери $Q_{\text{інс,вма}}$ (червона лінія) для широти $\varphi = 46,4^\circ$ за умовами $I_0 = 1370 \text{ Вт/м}^2$, добових сум сумарної радіації при ясному небі $Q_{\text{сум(я/н)}}$ (жовта лінія), добових сум сумарної радіації з урахуванням впливу хмарності $Q_{\text{сум}}$ (синя лінія) та річний хід добових значень короткохвильового балансу підстильної поверхні $Q_{\text{(кхб)}}$ (фіолетова лінія). Річна сума інсоляції становить $9090 \text{ МДж/м}^2\text{рік} = 288,242 \text{ Вт/м}^2 \times 365 \times 86400 \text{ с}$. Максимальне значення спостерігається в червні $1254 \text{ МДж/м}^2\text{міс}$, а мінімальне – в грудні $265 \text{ МДж/м}^2\text{міс}$.

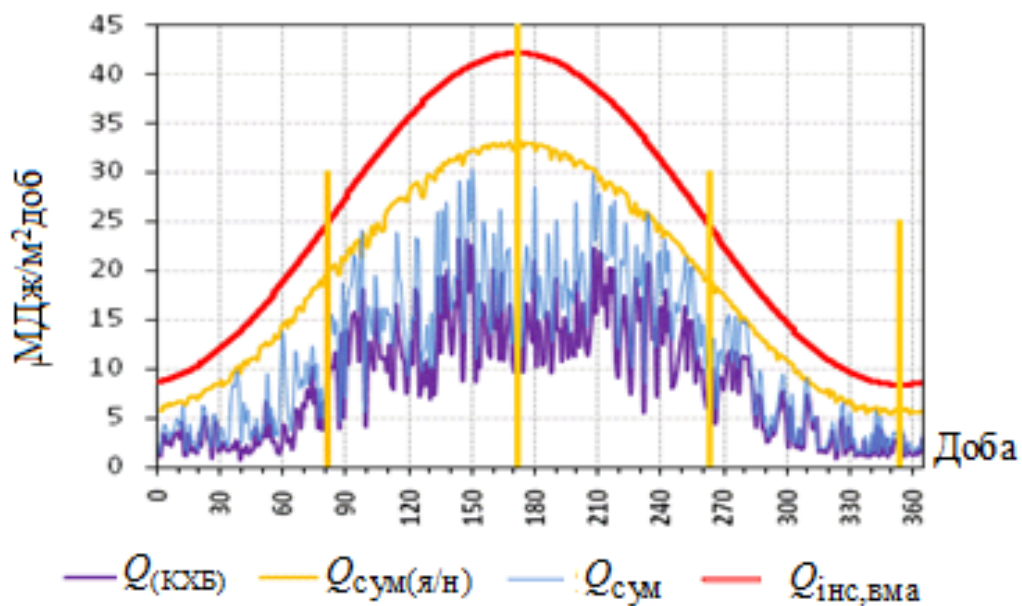


Рисунок 3.2 – Річний хід добових сум інсоляції на верхній межі атмосфери $Q_{\text{інс,вма}}$, сумарної радіації при ясному небі $Q_{\text{сум(я/н)}}$, сумарної радіації з урахуванням хмарності $Q_{\text{сум}}$ і короткохвильового балансу поверхні $Q_{\text{(кхб)}}$

Річна сума сумарної радіації, яка надходить до поверхні за відсутності хмарності $Q_{\text{сум(я/н)}}$ становить 6943 МДж/м²міс. Максимальне значення в червні дорівнює 980 МДж/м²міс, а мінімальне – в грудні 180 МДж/м²міс. Співвідношення річних сум інсоляції до сумарної радіації при ясному небі дорівнює $6943/9090 = 0,763$, тобто за рахунок ослаблення (озон, водяна пара, розсіювання) розрахунковий короткохвильовий променистий потік зменшується (в 2005 р.) на 23,6 %, який добре узгоджується з оцінками аналогічних кліматичних моделей, в яких послаблення потоку радіації в атмосфері без урахування впливу хмарності оцінюється в 22-23%.

Функція, яка враховує вплив хмарності, містить дані про кількість загальної та нижньої хмарності та висоту їх нижньої межі.

Максимальне значення спостерігається в липні 616 МДж/м²міс, а мінімальне – в грудні 81 МДж/м²міс. Відзначимо, що червень – це місяць з максимально можливим потоком променистої енергії (табл. 3.2), який характеризувався в 2005 р. збільшеною кількістю хмарності нижнього ярусу, яке призвело до значного зменшення як модельної $Q_{\text{сум(мод)}}$ (549 МДж/м²міс), так і вимірної $Q_{\text{сум(вим)}}$ сумарною радіації (562 МДж/м²міс). Відношення сумарної радіації $Q_{\text{сум}}$, яка досягла підстильної поверхні, до потоку радіації на верхній межі атмосфери $Q_{\text{інс,вма}}$ дорівнює $100 \cdot (4350 / 9092) = 48\%$.

Згідно з кліматичними моделями [57], частка сумарної радіації, яка досягла земної поверхні з урахуванням розсіювання, поглинання та відбиття, так само дорівнює $(161 / 341) \cdot 100 = 47,2\%$. Тут, 341 Вт/м² – основний приплив сонячної енергії в середньому по всій поверхні планети.

Короткохвильовий баланс поверхні $Q_{\text{(КХБ)}} = 3267$ МДж/м²рік характеризує частку енергії, яка безпосередньо поглинається підстильною поверхнею. В останньому стовпчику табл. 3.2 наведені величини альbedo поверхні, які розраховані як відношення

$$A = 1 - \frac{Q_{(КХБ)}}{Q_{\text{сум(мод)}}}, \quad (3.2)$$

і тоді

$$Q_{(КХБ)} = Q_{\text{сум(я.н.)}} F_{\text{cloud}} (1 - A) = 3267 \text{ МДж/м}^2\text{рік.}$$

Таблиця 3.2 – Місячні суми променистих потоків, які розраховані по моделі та виміряні актинометричними методами.

Одеса, 2005 р.

Місяць	$Q_{\text{інс,вма}},$ МДж/м ² міс	$Q_{\text{сум(я.н.)}},$ МДж/м ² міс	$Q_{\text{сум(мод)}},$ МДж/м ² міс	$Q_{\text{сум(вим)}},$ МДж/м ² міс	$Q_{(КХБ)},$ МДж/м ² міс	Альбедо, ч.о.
I	313	219	116	111	88	0,24
II	427	312	144	125	71	0,51
III	715	554	319	342	216	0,32
IV	955	739	492	508	374	0,24
V	1200	938	605	603	465	0,23
VI	1254	979	549	562	425	0,23
VII	1247	968	616	645	469	0,24
VIII	1064	819	614	591	477	0,22
IX	776	602	430	448	324	0,25
X	538	403	268	252	204	0,24
XI	334	229	114	106	90	0,21
XII	266	178	82	80	63	0,23
ΣQ	9092	6943	4350	4374	3267	0,26

Також проведено порівняльний аналіз виміряних та модельних величин радіаційного балансу поверхні. У табл. 3.3 показані середні за місяць добові суми модельного та виміряного радіаційного балансу поверхні, їх різниця $R_{\text{вим}} - R_{\text{мод}}$ та відносна систематична похибка модельних даних $\Delta R, \%$.

Відносні систематичні похибки за місяць більше ніж аналогічні похибки для сумарної радіації, тоді як різниці між виміряними та модельними значеннями в середньому за рік становлять $\overline{(R_{\text{вим}} - R_{\text{мод}})} = -0,7$.

Таблиця 3.3 – Середні за місяць добові суми модельного та виміряного радіаційного балансу поверхні (R), їх різниці ($R_{\text{вим}} - R_{\text{мод}}$) та відносні систематичні похибки (ΔR).
Одеса, 2005 р.

Місяць R , МДж/м ² доб	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік,
R , вим.	1,8	1,8	6,0	10,1	12,7	13,3	13,5	11,8	8,8	4,8	2,1	1,0	7,31
R , мод	1,5	2,5	4,3	9,1	13,0	12,6	14,0	14,0	8,8	5,0	2,7	1,3	7,37
ΔR , %	18,0	36,5	33,2	11,2	1,9	5,5	3,3	16,2	0,2	3,8	23,0	26,1	0,9
$R_{\text{вим}} - R_{\text{мод}}$	0,3	-0,8	1,7	1,1	-0,2	0,7	-0,5	-2,1	0,0	-0,2	-0,6	-0,3	0,7

Це може бути пов'язано з погрішностями при визначенні ефективного випромінювання за допомогою актинометричних спостережень. За оцінкою Янишевського [56], величина систематичної похибки термоелектричних балансомірів при вимірюванні довгохвильової радіації на метеорологічних станціях становить близько 8-10%. Особливе значення при проведенні таких вимірів грає стан підстильної поверхні, випромінювання від якої сприймається термоелектричним балансоміром. Найбільші похибки фіксуються в зимовий та перехідні періоди року з максимальними значеннями у лютому 36 %. У ці сезони відбуваються різкі зміни температури поверхні та її стану – від періодів зі сніговим покривом до замерзання або відтаювання ґрунту. Відносна помилка збільшується, коли

при однаковій різниці значень радіаційного балансу величини, які нормують їх, малі. Однак, в середньому за рік систематична помилка модельних даних не перевищує 1%. На рис. 3.3 показано річний хід місячних сум короткохвильового балансу $Q_{(КХБ)}$ (пунктирна лінія), виміряного $R_{\text{вим}}$ (червона лінія) та модельного $R_{\text{мод}}$ (чорна лінія) повного радіаційного балансу.

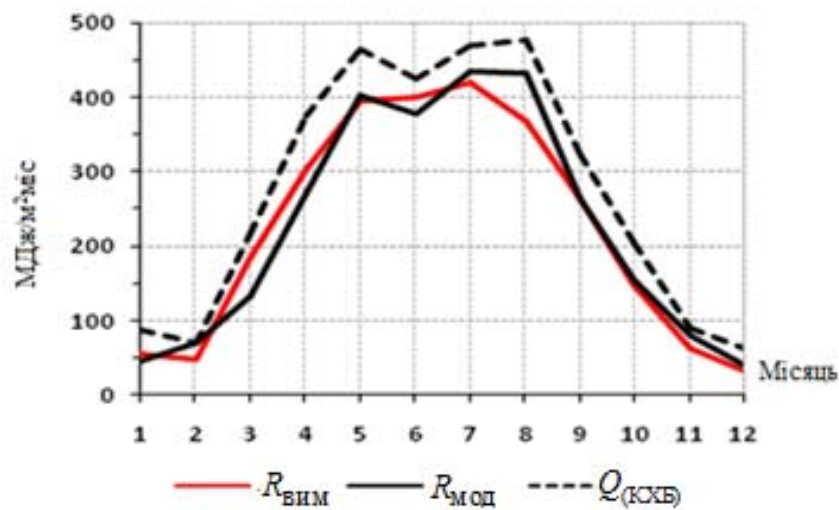


Рисунок 3.3 – Річний хід місячних сум короткохвильового балансу $Q_{(КХБ)}$ (чорна пунктирна лінія), виміряного $R_{\text{вим}}$ (червона лінія) та модельного $R_{\text{мод}}$ (чорна лінія) повного радіаційного балансу .Одеса, 2005 р.

Оцінка ефективного випромінювання непрямыми методами іноді виявляється набагато точніше, ніж його визначення прямими методами, так як різниці короткохвильового та повного радіаційного балансів включають в себе однакові похибки розрахунку цих складових. Тому площа між лініями короткохвильового та повного радіаційного балансу характеризує річні зміни ефективного випромінювання в Одесі в 2005 році.

3.2. Температура підстильної поверхні

Температура підстильної поверхні є однією з ключових фізичних (метеорологічних) величин, яка визначає співвідношення між приходом і витратами енергії в рівнянні теплового балансу поверхні. Якщо для обчислення короткохвильового ($Q_{\text{КХБ}}$) та довгохвильового (E_a) радіаційного потоку не потрібні відомості про температуру поверхні, то кожен із наступних потоків рівняння балансу, а саме, турбулентні потоки явного (H) та прихованого (LE) тепла, потік тепла в ґрунті (G) та випромінювання поверхні (E_s) містять температуру поверхні (T_s)

$$Q_{\text{КХБ}} + E_a = H(T_s, \zeta) + LE(T_s, \zeta) + G(T_s) + E_s(T_s), \quad (3.3)$$

Потоки $Q_{\text{КХБ}}$ та E_a , спрямовані до поверхні та представляють прибуткову, поглинену поверхнею частину енергобалансу. Довгохвильове випромінювання E_s спрямоване від поверхні й завжди характеризує витратну частину. Потоки H, LE та G при визначених геофізичних і метеорологічних умовах змінюють знак і можуть представляти як прибуткову, так і витратну частину теплового балансу.

Температура поверхні T_s та її часові зміни залежать від припливу променистої енергії та від потоків, які витрачають цю енергію. Визначити частку енергії, яка буде формувати той чи інший потік, досить складно, так як всі потоки, які входять в праву частину рівняння балансу (3.3) є багатовимірними функціями метеорологічних та геофізичних величин, які взаємопов'язані між собою в процесах взаємодії в системі «підстильна поверхня-атмосфера». Як правило, такі функції нелінійні і можуть міняти знак, тобто порушувати рівновагу енергобалансу поверхні, який постійно змінюється.

Відомо, що достовірність будь-якої гіпотези, яка відноситься до атмосфери, визначається, в першу чергу, тим, наскільки задовільно вона пояснює механізми формування енергетичних потоків в системі «поверхня-атмосфера». Тому критерієм достовірної оцінки перерозподілу енергії між потоками $H(T_s)$, $LE(T_s)$, $G(T_s)$ и $E_s(T_s)$ є збіг вимірної T_{s0} та розрахункової T_{sm} температури підстильної поверхні.

В якості фактичної (вимірної) температури використовується температура поверхні, яка вимірюється термометром, лежачим відкрито на поверхні оголеного ґрунту і / або снігового покриву. Резервуар термометра занурений в ґрунт (сніговий покрив) і безпосередньо перебуває в шарі перетворення променевої енергії в теплову і / або в шарі, який випромінює довгохвильову радіацію.

Викладемо коротко суть процедури розрахунку температури T_{sm} , використовує пояснення, які зроблені Волошиним В.Г. в його монографії [13].

Різницю температур $\Delta T = (T_z - T_{sm})$, тобто температури повітря на висоті вимірювання $z = 2$ м та температури поверхні T_{sm} , можна знайти, якщо виділити різниці температур двох послідовних шарів, а саме: різницю температур в логарифмічному шарі $\Delta z_{ln} = z_{2m} - z_{0T}$ та різницю температур у в'язкому підшарі $\Delta z_{vl} = z_{0T} - z_{sm}$, тоді

$$\Delta T = \left[(T_{sm} - T_{z_{0T}}) - (T_{2m} - T_{z_{0T}}) \right], \quad (3.4)$$

де $T_{z_{0T}}$ – температура повітря на рівні шорсткості z_{0T} , тобто на початковому рівні логарифмічного профілю температури. Різниця $\Delta T > 0$ при зменшенні температури з висотою в шарі $\Delta z_{ln} = z_{2m} - z_{0T}$.

Перша різниця в правій частині рівняння (3.4), яка називається "стрибком" температури в в'язкому підшарі Δz_{vl} , знаходиться як добуток масштабу температури приземного шару та безрозмірної висоти в'язкого підшару [80]

$$\Delta T_{vl} = (T_{sm} - T_{z_{0T}}) = T_* \left(\frac{u_* z_{0T} \rho}{\mu} \right), \quad (3.5)$$

де $(v_* z_{0T} / \nu) = z^+$ – безрозмірна висота в'язкого підшару; $\mu = \mu(T_s)$ та $\rho = \rho(T_s)$ – коефіцієнт динамічної молекулярної в'язкості та густина повітря, які є функціями температури $T_{z_{0T}}$. Різниця $\Delta T_{vl} > 0$, коли масштаб температури $T_* > 0$.

Друга різниця $\Delta T_{ln} = T_{2m} - T_{z_{0T}}$ знаходиться зі співвідношення виду

$$\Delta T_{ln} = T_2 - T_{z_{0T}} = -\frac{T_*}{\kappa} \left(\ln \frac{z}{z_{0T}} - \Psi_T(z/L) \right). \quad (3.6)$$

Різниця $\Delta T_{ln} > 0$, коли масштаб температури $T_* < 0$, тобто спостерігається інверсійний розподіл температури.

У логарифмічному шарі потік явного тепла прямо пропорційний коефіцієнту турбулентної температуропровідності k_T , а у в'язкому підшарі, де в'язкі напруги домінують над рейнольдсовими, – коефіцієнту молекулярної температуропровідності χ .

Дотримуючись умови сталості приземного потоку явного тепла в межах логарифмічного шару, та враховуючи, що $k_T \gg \chi$, перепад температур в в'язкому підшарі повинен бути набагато більше ($\Delta T_{vl} \gg \Delta T_{ln}$) перепаду температур в шарі Δz_{ln} , а отже, і градієнти температур співвідносяться між собою таким чином

$$\left. \frac{dT}{dz} \right|_{z < z_{vl}} \gg \left. \frac{dT}{dz} \right|_{z > z_{vl}}. \quad (3.7)$$

Вважаючи висоту шорсткості для профілю температури рівною за порядком величини товщині в'язкого підшару, знайдемо її зі співвідношення (2.47), переписавши його у вигляді

$$z_{0T} = \frac{c_v \rho \delta T_{vl} k_T 10^{-2}}{H}. \quad (3.8)$$

Таким чином, модельна температура поверхні T_{sm} знаходиться як сума температури на рівні термічної шорсткості $T_{z_{0T}}$ і перепаду температур у в'язкому підшарі

$$T_{sm} = T_{z_{0T}} + \Delta T_{vl}. \quad (3.9)$$

Зіставлення вимірюваної T_{s0} та розрахункової T_{sm} температури поверхні, отриманої за допомогою моделі SLEB, представлені в табл. 3.4 та на рис. 3.4. Для порівняння вимірених та модельних температур ґрунту використовувалися 8-строкові метеорологічні спостереження метеостанцій Асканія-Нова, Вінниця та Одеса за 2005 р.

Статичні ряди мають властивості генеральної сукупності, так як кожен з них містить ряд з 2920 випадків. Середні значення досліджуваних величин та інші статистичні моменти вибірових рядів показані в табл. 3.4.

Таблиця 3.4 – Статистичні характеристики розрахункових та вимірних рядів температур підстильної поверхні за 2005 р.

n/n	Статистичні параметри	$T_{z_{0T}}$	ΔT_{vl}	T_{sm}	T_{s0}
Одеса					
1	Середнє	12,0	1,2	13,2	13,5
2	Макс	38,9	21,6	59,7	58,9
3	Мін	-20,3	-2,0	-20,0	-19,7
4	СКВ	11,0	3,0	13,4	13,8
5	Асиметрія	-0,05	2,3	0,54	0,7
6	Ексцес	-0,56	6,2	-0,21	0,02
7	Медіана	11,8	0,14	11,9	11,5
8	Мода	3,7	-0,03	-	-
Асканія-Нова					
1	Середнє	11,0	1,0	13,0	13,2
2	Макс	40,3	26,6	62,7	59,0
3	Мін	-16,0	-2,8	-18,7	-17,4
4	СКВ	12,2	2,5	13,8	14,1
5	Асиметрія	-0,03	3,12	0,59	0,75
6	Ексцес	-0,44	15,7	-0,14	0,13
7	Медіана	10,55	0,19	10,9	10,6
8	Мода	0,6	-0,04	-0,53	-
Винниця					
1	Середнє	8,6	1,1	9,7	9,3
2	Макс	40,1	27,1	59,4	63,4
3	Мін	-30,2	-1,7	-33,8	-30,0
4	СКВ	11,2	2,4	13,2	14,0
5	Асиметрія	0,03	4,4	0,53	0,67
6	Ексцес	-0,3	30,0	0,25	0,4
7	Медіана	8,2	0,31	7,6	7,2
8	Мода	2,4	-0,3	-	-

Пояснення: $T_{z_{0T}}$ – температура на нижньому рівні логарифмічного шару (рівень термічної шорсткості); ΔT_{vl} – стрибок температури в в'язкому шарі, тобто в шарі між рівнем шорсткості та підстильної поверхнею; T_{s0} – модельна температура поверхні ґрунту; T_{sm} – виміряна температура поверхні.

Точність розрахунку температури поверхні за допомогою моделі SLEB достатня висока. Середньорічні значення як виміряних, так і модельних значень температур розрізняються не більше ніж на один градус Цельсія, наприклад, для Одеси виміряна середньорічна температура дорівнює $T_{s0} = 13,5^{\circ}\text{C}$, а розрахункова $T_{sm} = 13,2^{\circ}\text{C}$. Близькі між собою і екстремальні величини. Так, максимально виміряна температура ґрунту в Одесі становить $T_{s0,\max} = 58,9^{\circ}\text{C}$, а розрахункова $T_{sm,\max} = 59,7^{\circ}\text{C}$. Близькі результати отримані і для метеостанцій Вінниця та Асканія-Нова. Наприклад, для метеостанції Вінниця виміряна середньорічна температура ґрунту дорівнює $T_{s0} = 9,7^{\circ}\text{C}$, а модельна – $T_{SM} = 9,3^{\circ}\text{C}$, максимальна вимірювана $T_{s0,\max} = 59,4^{\circ}\text{C}$, а максимальна модельна – $T_{sm,\max} = 63,4^{\circ}\text{C}$, мінімальна вимірювана – $T_{s0,\min} = -30,0^{\circ}\text{C}$, а мінімальна модельна – $T_{sm,\min} = -33,8^{\circ}\text{C}$.

На рис. 3.4 показана диференціальна функція розподілу числа випадків виміряних та модельних температур ґрунту для метеостанцій Одеса та Асканія-Нова за 2005 р.

Розподіл температур повністю співпадає. Співпадає не тільки кількість випадків за відповідними градаціями температур, а й особливості закону розподілу, який має два максимуми: перший утворений в межах градації $0 - 5^{\circ}\text{C}$, другий – в градації $15 - 20^{\circ}\text{C}$. Аналогічні закономірності притаманні й для інших метеостанцій: Вінниці та Асканії-Нова. На рис. 3.4а так само показано розподіл модельних температур ґрунту T_{sm} для Асканії-Нова (точкова лінія), яка з малими відхиленнями повторює закономірності Одеси.

Мінімум між двома максимумами не є похибкою вимірювання або розрахунку, він розділяє два режими теплового стану поверхні в теплий та холодний період року. Особливості статистичного розподілу температур ґрунту для цих періодів показані на рис. 3.4б. З рисунка видно, що в теплий сезон температура поверхні ґрунту змінюється в межах від 5 до 60°C з

модальним значенням близько $22,5^{\circ}\text{C}$, а в холодний сезон від -20 до 20°C з модальним значенням $5,4^{\circ}\text{C}$.

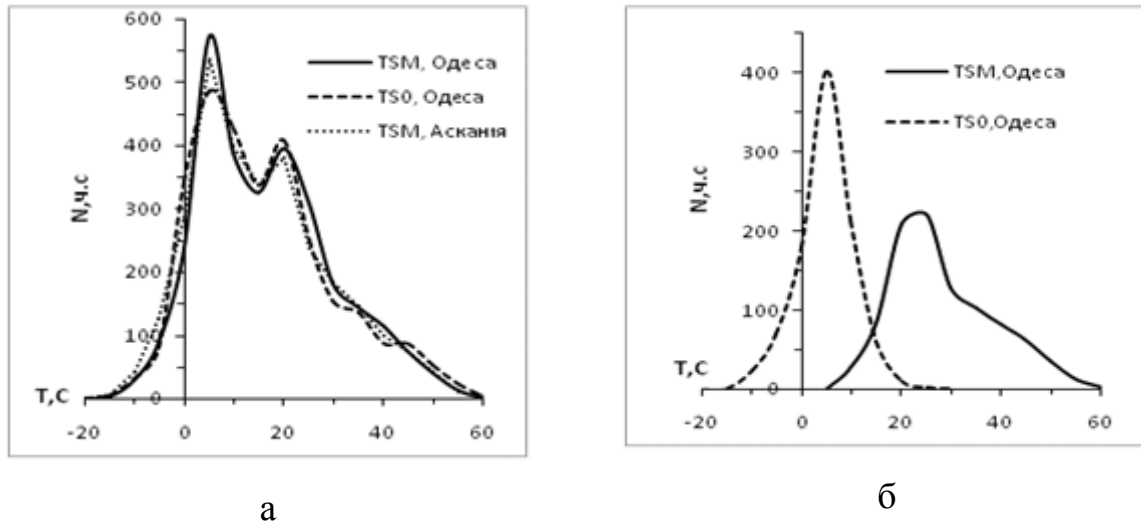
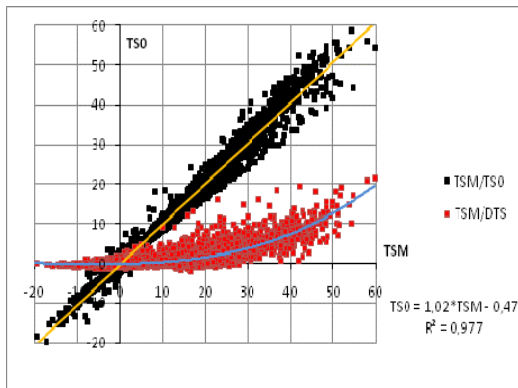


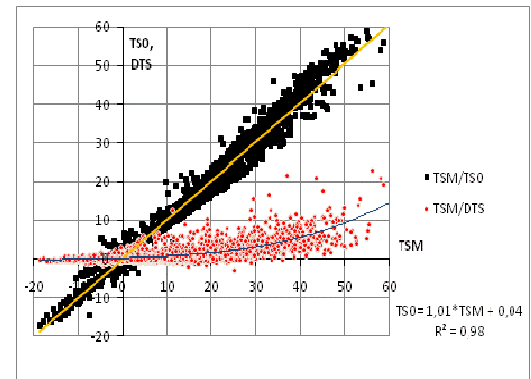
Рисунок 3.4 – Емпіричний розподіл числа випадків модельних T_{sm} та вимірених T_{s0} температур ґрунту ($^{\circ}\text{C}$) за рік (а) та теплий (травень-липень) і холодний (листопад-лютий) (б) періоди. Одеса, Асканія-Нова, 2005 р.

На рис. 3.5 показані кореляційні взаємозв'язки між модельними T_{sm} та вимірюваними температурами T_{s0} поверхні ґрунту для Одеси, Асканії-Нова та Вінниці за 2005 р. Рівняння лінійної регресії та коефіцієнти детермінації знаходяться в полі рисунків. Кутові коефіцієнти регресії практично всюди дорівнюють одиниці. Коефіцієнт кореляції не менше $r=0,98$. У міру збільшення температури ґрунту розкид точок збільшується. У нічні терміни відмінності між температурами T_{sm} та T_{s0} практично відсутні.

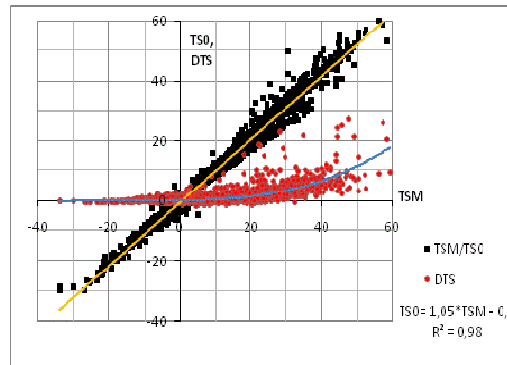
Найбільший внесок до 70% загальної дисперсії флуктуацій температури підстильної поверхні вносить радіаційний фактор. Значимими факторами є також флуктуації швидкості вітру та вологість ґрунту.



Одеса



Асканія-Нова



Вінниця

Рисунок 3.5 – Порівняння вимірних T_{s0} (TSO) та модельних T_{sm} (TSM) температур поверхні ґрунту ($^{\circ}\text{C}$), а також «стрибка» температури dT_s (DTS) у в'язкому шарі поблизу поверхні, Одеса (а), Асканія-Нова (б), Вінниця (в)

Можливі похибки можуть бути пов'язані й з розташуванням надґрунтового термометра на поверхні. У нижній частині рисунків показані різниці температур між поверхнею ґрунту T_{sm} і температурою на рівні термічної шорсткості $T_{z_{0T}}$. Видно, що при температурах поверхні більше 40°C перепад температур в шарі Δz_{vl} в середньому становить близько 5°C , але при деяких метеорологічних ситуаціях досягає величин рівних $20\text{--}25^{\circ}\text{C}$.

На наступному рис. 3.6 показана кореляційна залежність різниць температур у в'язкому підшарі $\Delta z_{vl} = z_{0T} - z_{sm}$ та різниць температур в логарифмічному шарі $\Delta z_{ln} = z_2 - z_{0T}$. Різниці згруповані за швидкостями вітру. Розрахунки виконані за даними метеостанції Асканія-Нова за 2005 рік.

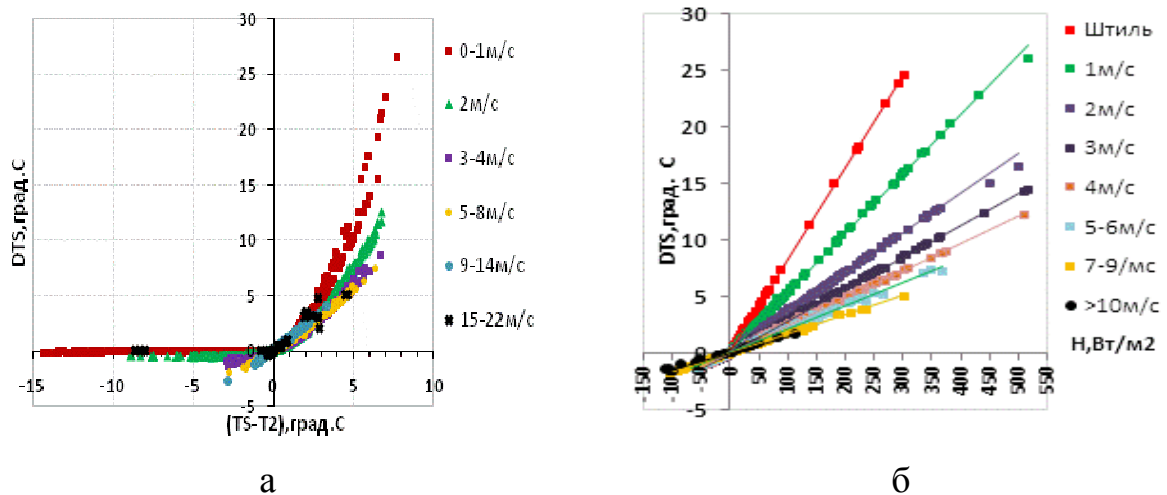


Рисунок 3.6 – Кореляційні залежності різниць температур у в'язкому підшарі ΔT_{vl} (DTS) та різниць температур в логарифмічному шарі ΔT_{ln} (TS-T2) (а) та залежність стрибка температури у в'язкому підшарі ΔT_{vl} (DTS) від величини явного потоку тепла H (б). Асканія-Нова, 2005 р.

Перепад температур у в'язкому підшарі, товщина якого по порядку величин не більше 10^{-1} м , перевищує перепад температур в нижньому 2-х метровому шарі. Наприклад, при різниці температур в 5°С в логарифмічному шарі $\Delta z_{ln} = |z_{0T} - z|_2 \approx 2 \text{ м}$ (TS-T2), стрибок температури у в'язкому підшарі (DTS) може становити, залежно від швидкості вітру, від 5 до 10°С . Такі або ще більші "скачки" температур створюються при перегріванні поверхні ґрунту в денні години. Часто в приземному шарі, коли $z \ll |L|$, градієнт перевищує градієнт автоконвекції ($\gamma_A = 0,0342^\circ\text{С/м}$) в сотні разів. У цьому випадку, термодинамічні процеси теплообміну частинок з середовищем не є адіабатичними, а відповідають ізотеричним процесам, при яких температура падає з висотою по лінійному закону, як в однорідній атмосфері [13].

З рис. 3.6 так само випливає, що при штильових умовах ($U \leq 1$ м/с) в логарифмічному шарі днем при прогріванні поверхні до 50-60°C різниця температур досягає 6-8°C, а в в'язкому підшарі утворюється «стрибок» температури в 20-25°C.

Зі збільшенням швидкості вітру перепади температур в зазначених шарах зменшуються. Розрахунки показують, що перепад температури в логарифмічному шарі $\Delta T_{\ln} = (T_{z=z_{m0}} - T_{z=2})$ залежить як від стрибка температур у в'язкому підшарі ΔT_{vl} (DTS), так й від зсуву вітру в нижньому 10-ти метровому шарі $\Delta U = U_{z=10} - U_{z0}$. Дійсно, при швидкості вітру 1 м/с та перепаді температур в нижньому двохметровому шарі $\Delta T_{\ln} = 5^\circ\text{C}$ стрибок температури у в'язкому підшарі дорівнює $\Delta T_{vl} = 15^\circ\text{C}$, а при швидкості вітру 5-8 м/с стрибок температури зменшується в три рази і дорівнює $\Delta T_{vl} = 5^\circ\text{C}$. У тих випадках, коли підстильна поверхня не прогрівається до високих температур стрибок температури і товщина в'язкого підшару значно зменшуються та практично зникає їх залежність від швидкості приземного вітру. Перепади температури ΔT_{vl} та $\Delta T_{\ln}$ протягом року змінюються в межах $|-5^\circ\text{C}| < \Delta T_{vl} \leq 25^\circ\text{C}$, а $|-15^\circ\text{C}| < \Delta T_{\ln} \leq 10^\circ\text{C}$.

Слід звернути увагу, що при інверсійних умовах, коли в'язкий підшар та термічна шорсткість практично відсутні, початковою температурою є температура підстильної поверхні T_0 . Чи зберігається в цьому випадку логарифмічний закон зміни температури повітря з висотою, питання залишається відкритим. На рис.3.6б демонструється залежність величини стрибка температури від турбулентного потоку явного тепла H з урахуванням швидкості приземного вітру U_{10} . Так як величина стрибка температури в в'язкому підшарі прямо пропорційна масштабу температури T_* та динамічної швидкості u_* , то залежність $\Delta T_{vl} = f(T_*)$ є лінійною. З рис. 3.6б випливає, що зі збільшенням швидкості вітру, коли температурна

стратифікація приземного шару прагне до нейтральної, відбувається зменшення турбулентного потоку явного тепла та зменшення стрибка температури в в'язкому підшарі.

Залежність висоти термічної шорсткості від величини перепаду температур в в'язкому підшарі в умовах нестійкої стратифікації дорівнює $z_{0T} \approx 0,05 \div 0,06$ м, тобто термічна шорсткість більше динамічної, яка прийнята рівною $z_0 = 0,03$ м. При сильній нестійкості термічна шорсткість вдвічі перевищує динамічну $z_{0T} = 2z_0$. У нічні строки термічна шорсткість менше динамічної, й в середньому дорівнює $z_{0T} = 0,015$ м. Середня за добу розрахункова висота термічної шорсткості становить $z_{0T} = 0,022$ м.

Кореляційний зв'язок між усіма досліджуваними температурними величинами та їх залежність від швидкості вітру і радіаційного балансу показана в табл. 3.5. В зимку, як випливає з отриманих результатів, повністю відсутня який-небудь зв'язок між швидкістю вітру та температурними параметрами. Слабка залежність цих параметрів, в межах $r = 0,4 - 0,5$, відзначається й від радіаційного балансу.

Температура повітря, яка вимірюється на висоті $z = 2$ м, добре корелюється з температурою повітря на рівні шорсткості $r > 0,9$, а так само з виміряною та модельною температурою поверхні ґрунту $r > 0,9$. Дуже висока кореляція, яка практично дорівнює функціональній залежності, фіксується між виміряною TS0 та модельною TSM температурою ґрунту.

У літній сезон, як й в зимовий, відсутня яка-небудь залежність досліджуваних параметрів від швидкості вітру, але на відміну від зимового сезону збільшується зв'язок між усіма параметрами, в тому числі й від радіаційного балансу. Коефіцієнт кореляції в цьому випадку досягає значень 0,75-0,85. Кореляція між виміряною TS0 та модельною TSM температурою ґрунту зберігається влітку дуже високою.

Таблиця 3.5 – Кореляція між модельними та вимірюваними температурними параметрами для двох сезонів.
Асканія-Нова, 2005 р.

Параметри	U	R	T2	TS	DTS	TSM	TS0	TS-T2	TSM-T2
Зима, 720 випадків									
U	1								
R	0,06	1,00							
T2	-0,09	0,36	1,00						
TS	0,02	0,50	0,91	1,00					
DTS	-0,11	0,79	0,20	0,35	1,00				
TSM	-0,06	0,56	0,94	0,94	0,42	1,00			
TS0	-0,10	0,49	0,95	0,89	0,34	0,97	1,00		
TS-T	0,20	0,51	0,34	0,70	0,45	0,52	0,38	1,00	
TSM-T	0,07	0,67	0,10	0,36	0,70	0,43	0,32	0,63	1,00
TSO-T	-0,05	0,49	0,01	0,09	0,46	0,26	0,32	0,19	0,73
Літо, 736 випадків									
U	1								
R	0,45	1							
T2	0,29	0,79	1						
TS	0,23	0,84	0,98	1					
DTS	-0,14	0,65	0,58	0,70	1				
TSM	0,23	0,86	0,91	0,95	0,74	1			
TS0	0,31	0,86	0,89	0,91	0,66	0,97	1		
TS-T	0,04	0,81	0,73	0,85	0,89	0,86	0,80	1	
TSM-T	0,15	0,79	0,70	0,78	0,77	0,93	0,91	0,85	1
TSO-T	0,29	0,78	0,68	0,74	0,62	0,89	0,94	0,74	0,93

Пояснення: U – швидкість вітру; R – радіаційний баланс поверхні; T2 – температура на висоті вимірювання $z = 2$ м; TS-температура на рівні термічної шорсткості; DTS – стрибок температури в в'язкому шарі; TSM – модельна температура поверхні ґрунту; TS0 – виміряна температура поверхні ґрунту; TS-T2 – різниця температур в логарифмічному шарі; TM-T2 – різниця температур в шарі від поверхні до рівня 2 м.

Зауважимо, що температура на рівні термічної шорсткості визначена розрахунковим шляхом вперше. Відомостей про її безпосередніх вимірах в науковій літературі практично відсутні.

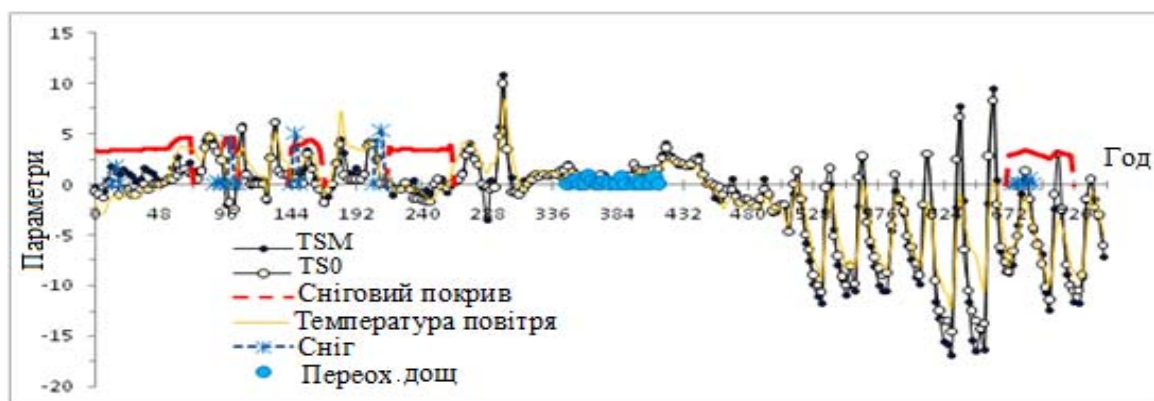
В табл. 3.6 показані середні та екстремальні значення модельних та вимірних температурних величин в 2-х метровому шарі. Взимку середня модельна та виміряна температура поверхні дорівнює $0,4^{\circ}\text{C}$, екстремальні значення розрізняються приблизно на 1°C а перепад температур в 2-х метровому шарі дорівнює 0°C . Влітку середня модельна та виміряна температура поверхні рівні між собою та складають $26,5^{\circ}\text{C}$. Розрахунковий середній перепад температур в логарифмічному шарі дорівнює $1,6^{\circ}\text{C}$, у в'язкому підшарі $2,85^{\circ}\text{C}$, а у всьому 2-х метровому шарі дорівнює $4,6^{\circ}\text{C}$.

Таблиця 3.6 – Середні і екстремальні значення модельних і вимірних температурних (в $^{\circ}\text{C}$) величин в 2-х метровому шарі.
Асканія-Нова, 2005 р.

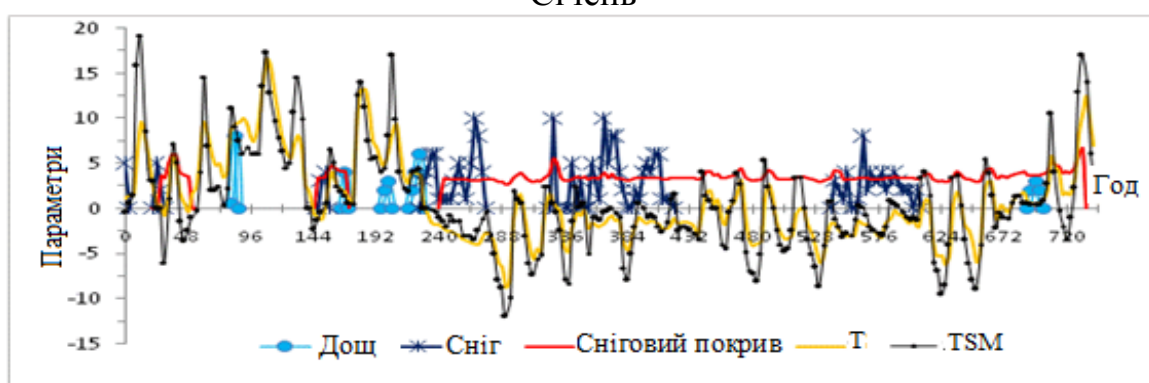
Статистичні хар-ки	T2	TS	DTS	TSM	TS0	TS-T2	TSM-T2	TS0-T2
Зима								
Серед.	0,4	-0,1	0,4	0,4	0,4	-0,6	0,0	0,0
Мін	-15,0	-26,0	-1,0	-18,7	-17,4	-12,7	-7,4	-7,6
Мах	13,4	15,2	5,8	17,1	16,0	4,9	10,3	11,6
Літо								
Серед.	21,9	23,5	2,9	26,5	26,5	1,6	4,6	4,6
Мін	8,6	7,9	-0,9	7,8	7,6	-1,8	-2,9	-4,3
Мах	37,3	40,3	26,6	62,7	59,0	7,6	34,2	30,1

Пояснення: збігаються з табл. 3.5

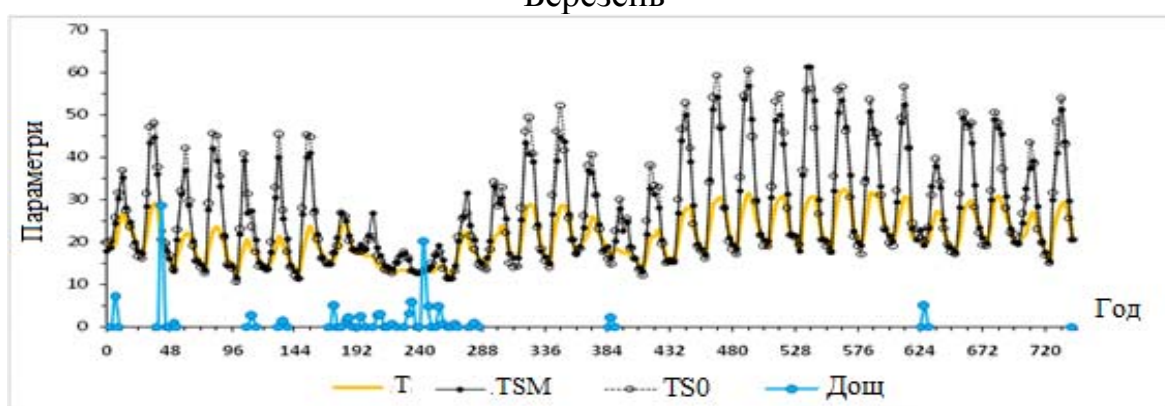
На рис. 3.7 показані добові зміни модельної температури поверхні ($^{\circ}\text{C}$), температури повітря на $z = 2$ м та атмосферних опадів (дощ, сніг) для трьох місяців різних сезонів року: січень, березень, липень для метеостанції Любашівка, 1998 р.



Січень



Березень



Липень

Рисунок 3.7 – Зміни модельної та вимірної температури поверхні ($^{\circ}\text{C}$), температури повітря на $z = 2$ м та атмосферних опадів в різні сезони року, Любашівка, 1998 р.

З рис. 3.7 випливає, що температура поверхні, яка розрахована за допомогою моделі SLEB, добре узгоджується з фактичними даними незалежно від стану поверхні, а саме: поверхні зі сніговим покривом, замерзлої поверхні оголеного ґрунту, поверхні після випадання рясних опадів та поверхні ґрунту при високих рівнях інсоляції, коли її температура досягає 50-60°C.

Звернемо увагу, що при низьких температурах повітря та при замерзлому ґрунті, модель відтворює температуру поверхні не з меншою похибкою ніж в умовах дуже перегрітого ґрунту.

Процес утворення льоду або його танення реалізовано в моделі таким чином [41]:

1. Для розрахунку твердої фази, коли $T_{sm} < 0$, використовується емпірична залежність для максимальної кількості рідкої води $W_{sn\max}$, яка залишається незамерзаючої при мінусовій температурі

$$W_{sn\max} = W_m + (W_0 - W_m) \exp(T_s / T_0), \quad (3.10)$$

де $T_0 = 273^\circ\text{C}$; W_0 , W_m – кількість незамерзаючої води при 0°C та дуже низькій температурі, яка залежить від типу ґрунту.

2. Якщо у верхньому шарі ґрунту при від'ємній температурі $T_{sm} < 0$ вміст води $W_s > W_0$, то все тепло води, яке залишилося в обсязі $(1 \times 1 \times 0,1 \text{ м})$ ґрунту, спрямовано на створення льоду при температурі 0°C .

3. Якщо $T_{sm} < 0$, а $W_s < W_0$, але $W_s > W_{sn\max}$, то при від'ємному притоці тепла розрахунок теплоємності проводиться по рівнянню

$$C_{sn(об)} = C_w + L_i \frac{\Delta W_{sn\max}}{\Delta T_s}, \quad (3.11)$$

де $C_{sn(об)}$ – об’ємна теплоємність снігового покриву; C_w – питома теплоємність води; L_i – питома теплоємність льоду.

4. Якщо $T_{sm} > 0$, тобто температура ґрунту стає додатною та починається процес її відтаювання, то аналогічно випадку 1, весь приплив тепла витрачається на танення льоду при температурі 0°C . Внеском водяної пари в фазові переходи вологи в цих процесах нехтують. Якщо ж лід відсутній, то модель повертається до процесів випаровування води та конденсації водяної пари в ґрунтових порах.

Ці процедури введені в зв'язку з тим, що при метеорологічних спостереженнях стан поверхні землі (наприклад, ґрунт замерзлий або ґрунт покритий кіркою льоду) фіксується тільки в ранкові строки спостереження, а далі, в наступні години температура поверхні T_{sm} може змінюватися як при розморожуванні, так й при замерзанні. Ці зміни й виявляються метеорологічним препроцесором.

Температура поверхні є складною нелінійною функцією безлічі чинників, які визначають співвідношення між припливом та стоком тепла (енергії) на межі «атмосфера-поверхня». Розрахунки, які виконані за допомогою моделі SLEB, показали практично повний збіг виміряних та модельних температур поверхні. Отже, модель достовірно описує фізичні процеси, які протікають в приземному шарі при взаємодії атмосфери з поверхнею.

Таким чином, модель SLEB може бути рекомендована для непрямих розрахунків масштабів, турбулентних потоків, гідростатичної стійкості, різних метеорологічних та гідрофізичних параметрів та величин, які не вимірюються мережевими метеорологічними станціями.

3.3. Потік тепла у ґрунті

Потік тепла в ґрунті G , Вт/м² є важливою складовою рівняння теплового балансу поверхні (РТБ). У РТБ він включений в ліву частину рівняння, а саме $R - G = H + LE$ і характеризує витрату променевої енергії після її перетворення в теплову та формування потоку тепла вглиб ґрунту. Залежно від метеорологічних умов, часу доби або сезону року потік G може змінювати знак і бути спрямованим від нижніх шарів до поверхні ґрунту. Різниця $R - G$ визначає кількість енергії, яка буде витрачена на створення турбулентних потоків явного та прихованого тепла $H + LE$.

Потік тепла в ґрунті не вимірюється на мережевих метеостанціях, тому в моделі SLEB він оцінюється за допомогою методу, який був запропонований Хргіаном [72]. Вихідною інформацією для методу є радіаційний баланс R , температура поверхні ґрунту T_{sm} , його об'ємна теплоємність $C_{об}$ та теплопровідність λ . Точність розрахунків величин радіаційного балансу та температури поверхні ґрунту зазначені у підрозділах 3.1 та 3.2. Розрахунок теплоємності та теплопровідності ґрунту виконується в моделі за емпіричними формулами (2.30-2.34), коефіцієнти яких відповідають різним типам ґрунтів. Об'ємна теплоємність та теплопровідність є функції зволоження ґрунту та її структури. У пам'яті моделі закладено 13 типів ґрунтів (табл. Б3, додаток Б), але для розрахунку тепло-балансових показників південно-західних регіонів України використовувалося 6 типів ґрунтів, які сформувалися на лесовидних суглинках або глинах, що містять гумус. Всі вибрані типи ґрунтів, крім «суглинистого піску», віднесені до різних типів чорноземів, які переважають в досліджуваному районі.

Дані метеорологічних спостережень завжди містять відомості про кількість опадів між термінами спостережень, наявності опадів та їх інтенсивності в строк спостережень. Кількість опадів між строками дозволяє уточнити зволоження верхнього 10 см шару ґрунту для поточного строку спостережень, а за інтенсивністю опадів визначити частку вологи, яка

залишається в ґрунті. На рис. 3.8 показаний приклад розрахунку вологості ґрунту при наявності інтенсивних опадів та випаровування з поверхні ґрунту.

На рис. 3.8 видно зростання вологості ґрунту (W_g) в період дощів та її зменшення при відсутності опадів. Максимум випаровування, який дорівнює 1,2 мм/3 год, спостерігається не в період випадання опадів, коли кількість хмарності 10/10 балів та відносна вологість повітря близько до 100%, а в період ясної погоди при добро прогрійтій поверхні (функція $F_{\text{хмар}}(F_{\text{cloud}}) = 1$ відповідає кількості хмарності 0/0 балів). Вологість ґрунту за місяць коливається від 18 до 38%.

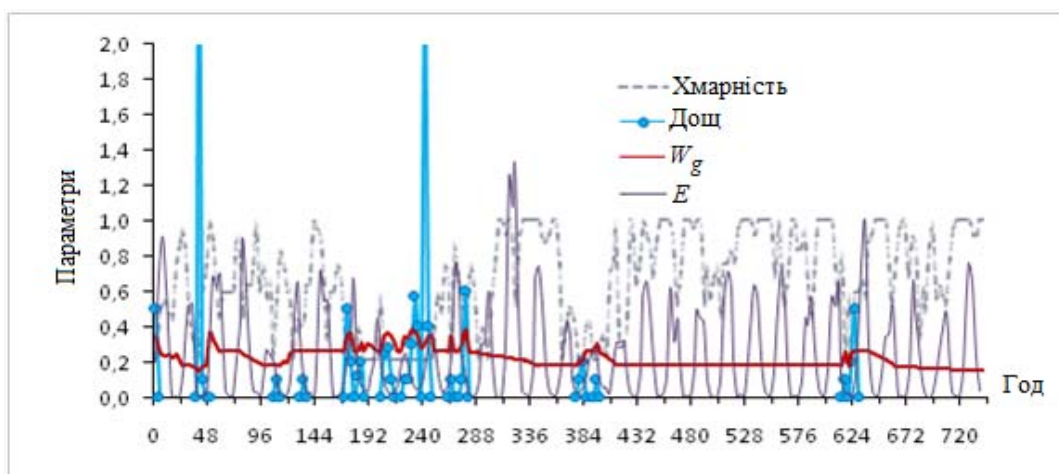


Рисунок 3.8 – Розрахунок вологості ґрунту з урахуванням інтенсивності опадів та випаровуваності з поверхні ґрунту. Любашівка, липень, 1998 р.

Так як на метеорологічних станціях виконуються вимірювання температур на різних глибинах, то можна порівняти модельні потоки тепла з вимірюваними потоками.

Для таких розрахунків використовувалися різниці температур поверхні ґрунту та температури на глибині $z = 10$ см ($\Delta T = T_{z=10} - T_{z=0}$). Коефіцієнт теплопровідності λ розраховувався моделлю за кожний строк спостережень.

Результати порівняння показані на рис. 3.9. Виміряні потоки більше модельних приблизно на 10%, що не є критичним для модельних оцінок.

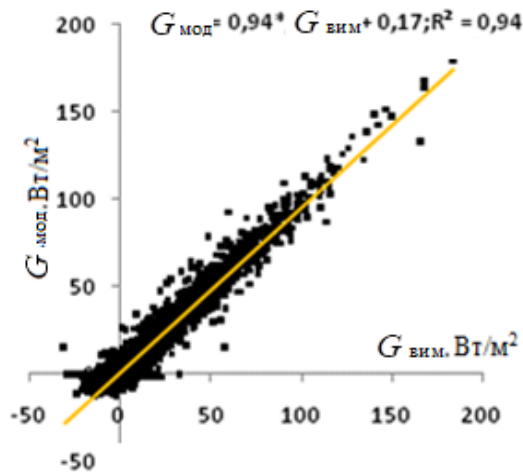


Рисунок 3.9 – Порівняння вимірених $G_{вим}$ та модельних $G_{мод}$ потоків тепла в ґрунті. Асканія-Нова, 2005 р.

Кореляція між модельними і вимірюваними величинами потоку тепла в ґрунті практично дорівнює одиниці ($r = 0,967$). Настільки високий взаємний зв'язок пояснюється тим, що потоки тепла в значній мірі визначаються температурою поверхні ґрунту, яка, в свою чергу, залежить прямо пропорційно від радіаційного балансу та обернено пропорційно від вологості ґрунту $r \approx -0,41$.

В табл. 3.7 показані основні статистичні показники рядів розподілу модельних та вимірених потоків тепла в ґрунті, які розраховані за кожен строк метеорологічних спостережень за 2005 р. на метеостанції Асканія-Нова (2920 спостережень).

Середньорічні значення модельних ($G_{мод} = 16,4 \text{ Вт/м}^2$) та вимірених ($G_{вим} = 17,8 \text{ Вт/м}^2$) величин потоків тепла в ґрунті практично збігаються. Близькі мінімуми та максимуми цих потоків та інші статистики вибірових рядів.

Таблиця 3.7 – Статистичні показники рядів розподілу модельних та виміряних потоків тепла в ґрунті. Асканія-Нова, 2005 р.

Статистики	$G_{\text{мод}}, \text{Вт/м}^2$	$G_{\text{вим}}, \text{Вт/м}^2$
Середнє	16,4	17,8
Медіана	7,5	9,0
Мода	0,6	0,9
Стандартне відхилення	24,9	25,4
Дисперсія вибірки	618,4	643,0
Ексцес	3,8	3,5
Асиметрія	1,7	1,6
Мінімум	-12,8	-22,9
Максимум	178,6	184,3
Кількість випадків	2920	2920

Таким чином, розрахунки, які проведені за допомогою моделі SLEB, показали добре узгодження виміряних та модельних потоків тепла в ґрунті. У зв'язку зі сказаним, можна стверджувати, що метод достовірно оцінює дві з чотирьох складових рівняння теплового балансу.

3.4. Турбулентні потоки

Турбулентні потоки тепла не вимірюються на метеорологічних станціях. Во всіх десятирічних рядах спостережень з 38 метеостанцій України, які нами використовувалися, відсутні відомості про режим турбулентного теплообміну між підстильною поверхнею і атмосферою.

Кількість енергії, яка буде витрачена на формування турбулентних потоків, відома (формули 3.1-3.3), так як вже визначена різниця $(R - G)$ між радіаційним балансом та потоком тепла в ґрунті. Далі, найбільш складним

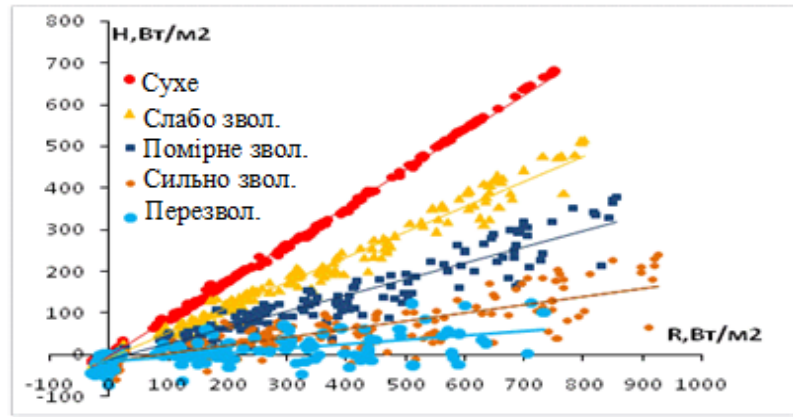
завданням є оцінка долі енергії, яка буде розподілена між потоками явного та прихованого тепла, так як процеси, які формують ці процеси, різні.

Основним фактором від якого залежить витрати тепла на випаровування є наявність вологи в ґрунті (або на елементах рослинного покриву), тобто об'ємний вологовміст води в ґрунті. З іншого боку, основною умовою достовірної оцінки енергії, яка буде витрачена на випаровування, є фізично правильний опис процесів (параметризація) відповідальних за надходження вологи до поверхні.

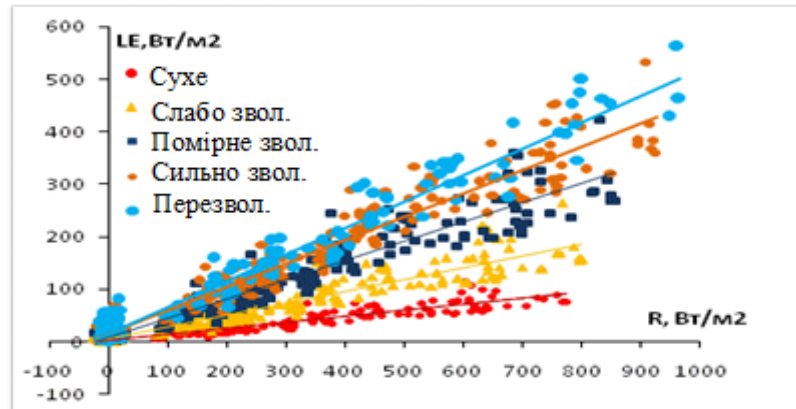
Щоб переконатися, що модель вірно оцінює залежність витрат тепла на випаровування від вологості ґрунту розглянемо, як буде перерозподілятися енергія між турбулентними потоками при змінах вологості ґрунту. Розрахунок виконаний за допомогою моделі для 5-ти категорій зволоження ґрунту від сухого до перезволоженого стану. Для розрахунків використовувалися метеорологічні спостереження за річний період (червень-липень) метеостанції Любашівка. Результати, показані на рис. 3.10.

Потік явного тепла при сухому ґрунті (круглі червоні маркери) прямо пропорційний величині радіаційного балансу. Регресійна залежність $H = 0,9R - 2,5$ має кутовий коефіцієнт, який практично дорівнює одиниці, тобто 90% променевої енергії, яка поглинена поверхнею, витрачається на потік явного тепла, а решта мала частина – на потік тепла в сухий ґрунт.

У міру збільшення вологості ґрунту явний потік зменшується, так як все більша частина променевої енергії починає витрачатися на випаровування води, що міститься в ґрунті, а при сильно зволоженому або перезволоженому ґрунті явний потік тепла навіть змінює знак (круглі сині маркери) та у поверхні утворюються температурні інверсії. Над сильно зволоженими поверхнями практично припиняється формування потоку явного тепла, так як вся енергія витрачається на випаровування. Регресійне рівняння для цих умов має вигляд $H = 0,2R - 16$; $r = 0,75$.



а



б

Рисунок 3.10 – Залежність турбулентних потоків явного та прихованого тепла від радіаційного балансу та зволоження ґрунту W_s
 а) $H = f(R, W_s)$; б) $LE = f(R, W_s)$

Залежність турбулентного потоку прихованого тепла $LE = f(R, W_s)$ від зволоження ґрунту є дзеркальним відображенням залежності $H = f(R, W_s)$. На перезволоженому ґрунті (сині круглі маркери) витрати тепла на випаровування максимальні. Кутовий коефіцієнт регресійного рівняння, який характеризує частку використаної енергії, зменшується в два рази $LE = f(R) = 0,5R + 16$, в порівнянні з аналогічним рівнянням для $H = f(R)$, яке зберігає високий коефіцієнт кореляції $r(R / LE) = 0,9$. Отже, при високому зволоженні ґрунту, тільки половина променевої енергії

витрачається на випаровування, а інша частина до 20-30% йде на зростаючий потік тепла у вологий ґрунт. Температура поверхні зменшується та залучається потік явного тепла, який спрямований до поверхні, тобто утворюється інверсія.

Зі зменшенням вологості ґрунту витрати тепла на випаровування зменшуються в 5-6 разів (червоні круглі маркери, сухий ґрунт), але випаровування не припиняється, так як в ґрунті присутня пароподібна волога при будь-якому рівні її зволоження. Випаровування остаточно припиняється тільки в дуже сухому ґрунті, коли відбувається зниження осмотичного тиску в ґрунтових капілярах.

Далі, в табл. 3.8 показані усереднені за досліджуваний період значення турбулентних потоків явного та прихованого тепла для трьох типів ґрунтів.

Зі зміною вологості ґрунту змінюється не тільки число Боуена, але і температура поверхні. Найбільша температура, 50°C – у сухого піску. Температура суглинних ґрунтів практично однакова.

У табл. 3.8 також показано зміна співвідношення потоку тепла в ґрунті до радіаційного балансу G / R в залежності від вологості ґрунту. Потік тепла в ґрунті зростає по мірі зростання вмісту води. Всі модельні величини добре узгоджуються з експериментальними даними [27].

Функції $H = f(R, W_s)$ та $LE = f(R, W_s)$ отримані за допомогою модельного експерименту при якому зберігаються постійними вихідні значення метеорологічних величин (8 строков×61 доба = 488 спостережень), але змінюються лише характеристики вологовмісту ґрунту. Побудувати залежності $H = f(R, W_s)$ та $LE = f(R, W_s)$ за допомогою модельних розрахунків при використуванні рядів метеорологічних спостережень з мінливими погодними умовами, практично неможливо.

Таблиця 3.8 – Добові та середні для строку спостереження 12 год
значення турбулентних потоків явного H та прихованого
 LE тепла, температури поверхні ґрунту TSM, число
Боуена Bo та співвідношення потоку в ґрунті до
радіаційного балансу G / R для трьох типів ґрунту

Категорії вологості ґрунту	H , Вт/м ²	LE , Вт/м ²	TSM, °C	Bo	G / R
Пісок, середнє значення для строку спостереження 12 год.					
Дуже сухе	320,76	0,00	49,7	-	0,038
Сухе	307,5	14,7	42,3	20,84	0,04
Слабо звол.	283,2	41,1	41,0	6,88	0,06
Помірне звол.	232,2	93,0	38,2	2,50	0,1
Сильно звол.	151,1	166,5	33,5	0,91	0,21
Перезвол.	74,0	229,9	28,6	0,32	0,34
Середній суглинок, середньодобові значення					
Дуже сухе	184,3	0	30,9	-	0,07
Сухе	158,2	27,2	29,6	5,81	0,10
Слабо звол.	120,0	42	28,0	2,86	0,14
Помірне звол.	81,2	98,3	25,3	0,83	0,23
Сильно звол.	35,5	133,8	22,5	0,27	0,34
Перезвол.	4,5	148,4	20,2	0,03	0,40
Важкий суглинок, середньодобові значення					
Дуже сухе	205,5	0	31,5	-	0,051
Сухе	173,3	33,7	30,0	5,14	0,08
Слабо звол.	135,7	69,1	28,0	1,96	0,14
Помірне звол.	77,9	114,3	24,9	0,68	0,25
Сильно звол.	25,3	146,2	21,7	0,17	0,39
Перезвол.	8,2	155,6	20,5	0,05	0,43

Це пов'язано з тим, що мінливість зволоження ґрунту безпосередньо або посередньо залежить від багатьох метеорологічних величин (інсоляції, вітру, хмарності, вологості повітря, опадів та ін.), які мають істотний вплив на інтенсивність турбулентних потоків тепла. Приклад розрахунків потоків H та LE по фактичному ряду метеоспостережень, коли значення метеорологічних величин за добу змінюються від терміну до терміну, показаний на рис. 3.11.

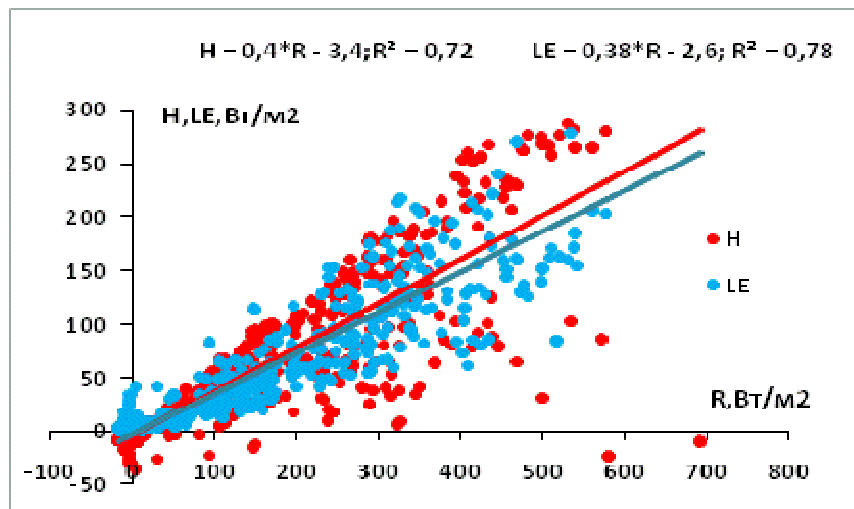


Рисунок 3.11 – Розрахункові зміни турбулентних потоків явного та прихованого тепла в залежності від радіаційного балансу R за фактичним рядом спостережень (червень-липень, Асканія Нова, 2005 р.)

Видно, що збереглася залежність потоків від радіаційного балансу, але велике розсіювання точок, свідчить про те, що величини потоків залежать не тільки від вмісту води ґрунту, але і від безлічі інших чинників. Регресійні тренди для потоків H та LE близькі один до одного і, в середньому за аналізований період, число Боуена практично дорівнює одиниці.

У табл. 3.9 показані коефіцієнти кореляції між значеннями турбулентних потоків явного та прихованого тепла, динамічної швидкості, різницею

температур в 2-х метровому шарі, радіаційним балансом та відотною вологістю повітря.

Таблиця 3.9 – Кореляція між модельними значеннями турбулентних потоків явного та прихованого тепла, радіаційним балансом, динамічною швидкістю, різницею температур в 2-х метровому шарі та відотною вологістю повітря (червень-липень, Асканія-Нова, 2005 р.)

Параметри	R , Вт/м ²	u_* , м/с	TSM , °C	$(TSM-T)$, °C	H , Вт/м ²	LE , Вт/м ²
R , Вт/м ²	1					
u_* , м/с	0,345	1				
TSM , °C	0,76	0,13	1,00			
$(TSM-T)$, °C	0,83	0,19	0,79	1		
H , Вт/м ²	0,91	0,19	0,69	0,83	1	
LE , Вт/м ²	0,87	0,46	0,68	0,64	0,61	1
F , %	-0,7	-0,28	-0,67	-0,62	-0,60	-0,70

Кореляційний аналіз, який зведений в табл. 3.9, зроблений за тими ж даними розрахунків H та LE , які показані на рис. 3.11. Основною особливістю кореляційних залежностей є те, що всі параметри: TSM , $(TSM - T)$, H , LE , крім динамічної швидкості, мають досить значиму пряму кореляційну залежність з радіаційним балансом $r = 0,8 \div 0,9$.

Відзначимо, що відносна вологість повітря має зворотну залежність з усіма розглянутими параметрами.

Отримати подібні закономірності за допомогою прямих або градієнтних вимірювань важко, так як малоймовірно створити статистично значущі ряди

вимірів, коли тривалість кожного стану ґрунту може зберігатися тривалий час.

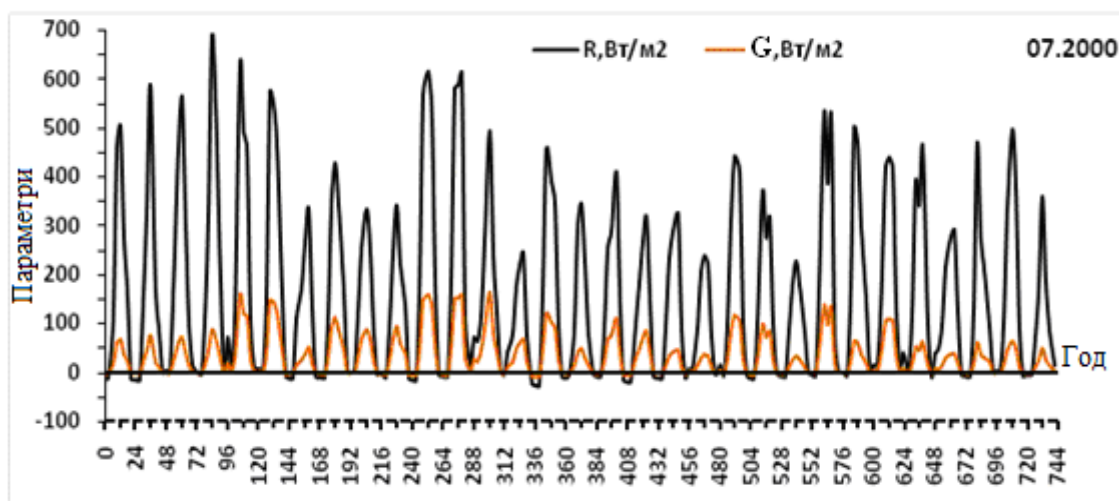
Таким чином, модель виявляє складні вторинні взаємозв'язки в системі «атмосфера-підстильна поверхня» і це свідчить про те, що модель SLEB використовує досить глибоку параметризацію процесів, які формують взаємозв'язки між потоками енергії у підстильній поверхні.

Добова мінливість турбулентних потоків явного та прихованого тепла, а також інших величин, яка відтворена за стандартною метеорологічною інформацією, демонструється на рис. 3.12 та рис. 3.13.

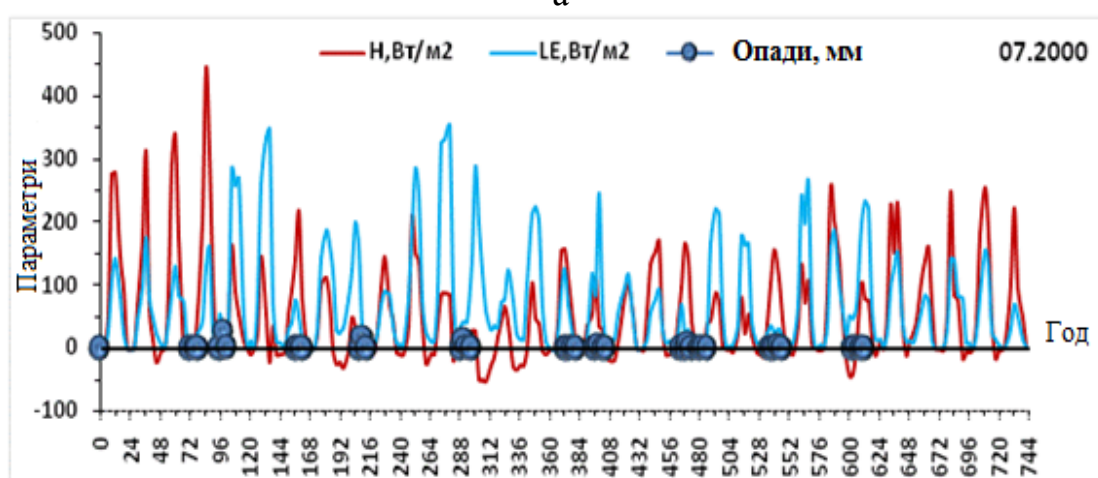
На рисунках показана мінливість радіаційного балансу R , потоку тепла в ґрунті G , турбулентних потоків явного H та прихованого LE тепла, вологості ґрунту W_g та кількості опадів, які розраховуються за фактичним рядом спостережень метеостанції Любашівка за липень 2000 та 2007 рр.

З рис. 3.12 випливає, що в липні 2000 р. спостерігалось 14 випадків випадання опадів загальною кількістю 82,6 мм. Об'ємна вологість ґрунту за місяць змінювалася в значних межах від максимальних (перезволоження) в 40% значень (13 діб, 290 год) до мінімальних, близько 15% (31 доба, 744 год). Зміна вологості ґрунту призвело до перерозподілу енергії між потоками явного та прихованого тепла (рис. 3.12), коли енергії в більшій мірі витрачається на випаровування ґрунтової вологи.

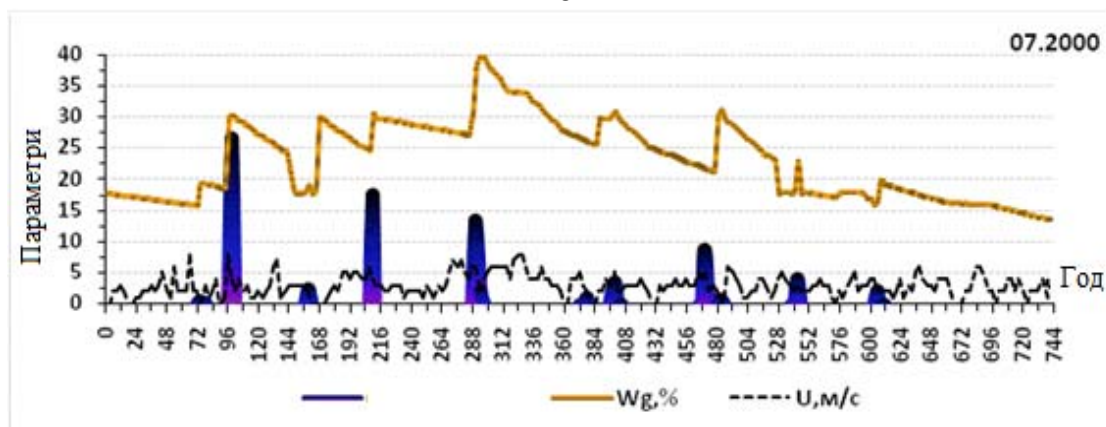
У зв'язку зі збільшенням вологості ґрунту відбулося зростання відносної вологості повітря в приземному шарі атмосфери та збільшився потік тепла в ґрунті, але зменшилася температура поверхні ґрунту в середньому за місяць до 20,8°C.



а

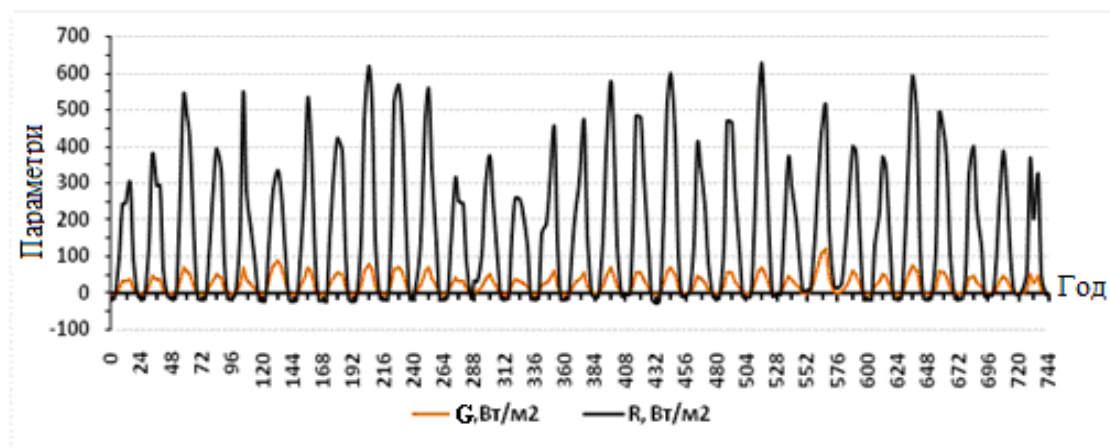


б

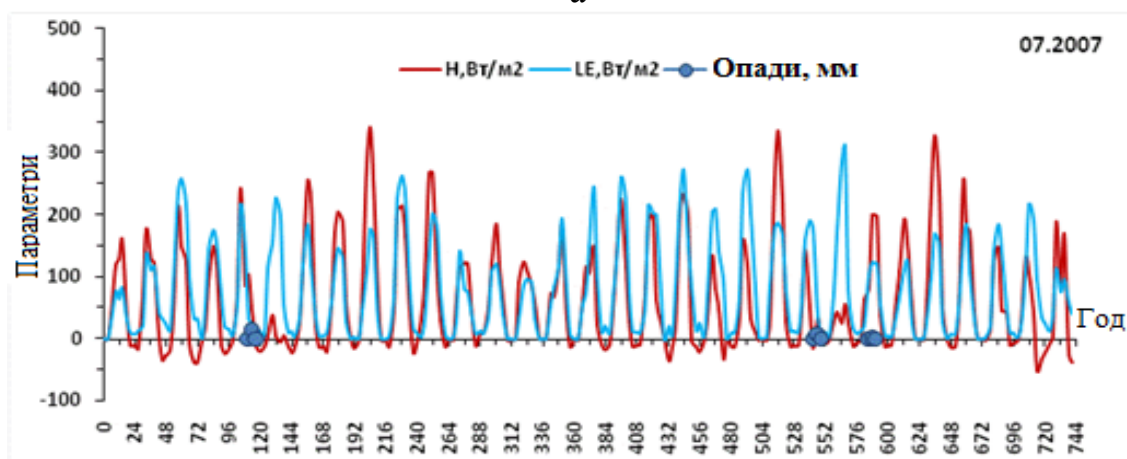


в

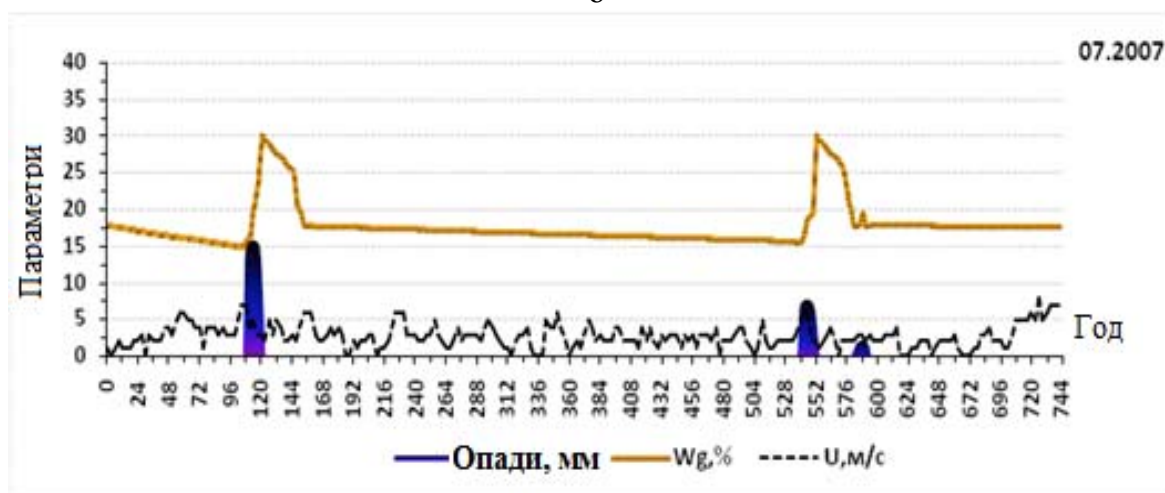
Рисунок 3.12 – Добовий хід величин радіаційного балансу, потоку тепла в ґрунті, турбулентних потоків явного та прихованого тепла, вологості ґрунту та кількості. Любашівка, 07.2000 р.



а



б



в

Рисунок 3.13 – Добовий хід величин радіаційного балансу, потоку тепла в ґрунті, турбулентних потоків явного та прихованого тепла, вологості ґрунту та кількості опадів. Любашівка, 07.2007р.

На рис. 3.13 показані добові коливання тих же величин, але для липня 2007 року. У липні 2007 року випало значно менше опадів всього 21,7 мм, а вологість ґрунту практично була постійною і коливалася в межах 15-20 %. Зменшення вологості ґрунту сприяло прогріванню поверхневого шару ґрунту в середньому до температури 30,5°C.

У табл. 3.12 наведені середні значення радіаційного балансу R , потоку тепла в ґрунті G , явного H та прихованого LE потоку тепла, температури поверхні ґрунту T_{SM} , температури на рівні метеобудки T_2 , швидкості вітру U , відносної вологості повітря F , місячної суми випаровуючої води E та кількості випадальних опадів RR .

Таблиця 3.12 – Середні значення характеристик радіаційного та теплового балансу для липня 2000, 2007рр.

Рік	R	G	$N_{заг}$	H	LE	E	T_{SM}	T_2	U	F	RR
2000	151,8	40,6	5-6	53,2	70,2	75,3	20,8	18,1	3,5	74,2	82,6
2007	169,8	25,3	3-4	62,0	76,8	82,3	30,5	24,6	2,7	45,8	21,7

З табл. 3.12 випливає, що кількість води, що випарувалася 75,3 мм в період «вологого» 2000 р. виявилася менше, ніж для «сухого» липня 2007 р. (82,3 мм). Це пояснюється тим, що середня відносна вологість в липні 2000 р. дорівнювала 74,2%, тоді як в липні 2007 р. – 45,8%.

Крім цього середня температура поверхні ґрунту в липні 2000 р. дорівнювала 20,8°C, а в липні 2007 року 30,5°C. Таким чином, в 2007 р. градієнт масової частки водяної пари в приземному шарі був значно більше $(dq/dz)_{2007} > (dq/dz)_{2000}$, ніж в 2000 р., що й призвело до інтенсивного випаровування навіть при слабо зволоженому ґрунті.

На рис. 3.14 показана добова мінливість турбулентних потоків явного H та прихованого LE тепла в січні місяці.

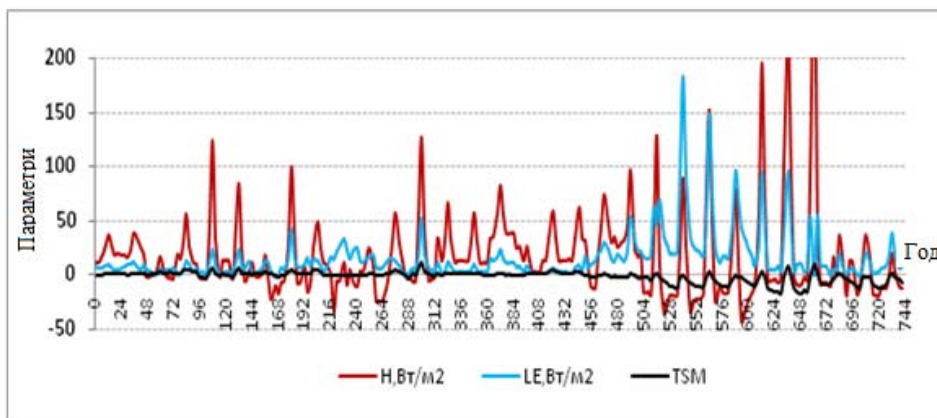


Рисунок 3.14 – Добова мінливість турбулентних потоків явного і прихованого тепла в січні

У денний час земна поверхня при відсутності снігу прогрівається до 5-8°C, добова амплітуда температури поверхні досягає 10-15°C й більше, а температура повітря на рівні 2 м зберігається від'ємною. Такі умови сприяють утворенню вдень добре виражених турбулентних потоків явного тепла (наприклад, 27 січня, 660 год – 0,28 кВт/м²), значення яких можна порівняти з потоками в літній сезон. Часова мінливість величин турбулентних потоків залежить від зміни погодних умов (стана атмосфери), які визначаються тією чи іншою синоптичною ситуацією, тобто зміною процесів синоптичного масштабу. Ці зміни ведуть до перебудови структури граничного шару атмосфери, масштабів та інших параметрів, які з достатньою точністю відновлюються метеорологічним препроцесором SLEB.

На рис. 3.15 показаний річний хід «збіжності» енергобалансу поверхні, який виконується при вирішенні рівняння енергобалансу поверхні, тобто рівність притоку та стоку енергії. Замикання балансу перевірялася для двох варіантів запису рівняння теплового балансу, а саме:

$$Q_{\text{КВБ}} + E_a - G = H + LE + E_s, \quad (3.12)$$

$$R - G = H + LE. \quad (3.13)$$

У розділі 2 показано, що перевірка «рівності» лівої та правої частини рівняння РТБ, записаного у вигляді формул (3.12) або (3.13), є критерій балансу енергії BE (*energy budget*)

$$BE = \frac{Q_{\text{сум}} + E_a - G(T_{si})}{H(T_s) + LE(T_s) + E_s(T_{si})}, \quad (3.14)$$

який за умови виконання не строгої нерівності з точністю $\pm 2,5\%$ ($0,975 \leq BE \leq 1,025$) припиняє звернення рекурсивної функції до функцій, які містять невідому температуру поверхні. Знак критерію BE визначає і напрямок рекурсивних процедур по ΔT .

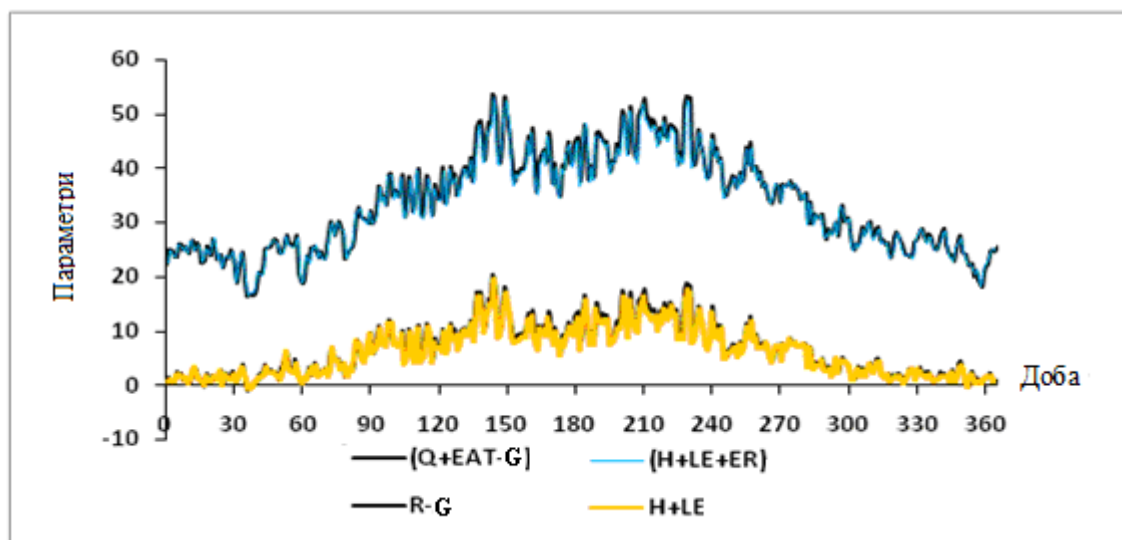


Рисунок 3.15 – Річний хід «збіжності» теплового балансу поверхні для двох варіантів запису рівняння балансу енергії, а саме: синя та чорна лінії по формулі (3.12), жовта та чорна лінія по формулі (3.13). Асканія-Нова, 2005 р.

З рис. 3.15 видно, що суми лівої (чорні лінії) та правої (синя або жовта лінія) частини рівняння РТБ збігаються. Формула (3.13) не містить емпіричних констант, і всі її складові визначені безпосередньо моделлю SLEB, тобто виключені можливі похибки, пов'язані з присутністю різного роду емпіричних коефіцієнтів.

3.5. Вплив рослинного покриву

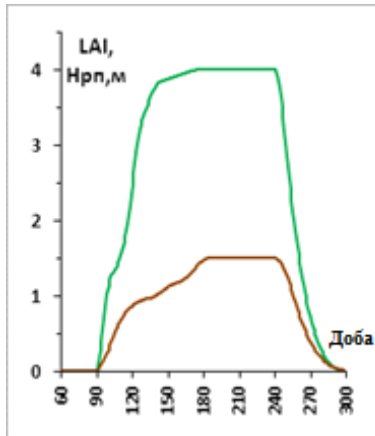
Рослинний покрив (РП), що покриває повністю або частково земну поверхню, впливає на формування явних та прихованих потоків тепла, а отже, й на гідростатичну стійкість приземного шару. Тому, для опису земної поверхні в метеорологічних прогностичних моделях завжди використовуються не тільки характеристики поверхні ґрунту, але й характеристики рослинного покриву, що створює особливий режим динамічної, теплової та вологісної взаємодії атмосфери з поверхнею.

Особливого значення набуває розрахунок випаровування з поверхні рослин (транспірація), так як зміна випаровуючих властивостей поверхні веде до перерозподілу енергетичних витрат, а отже, й до зміни термодинамічного стану приземного шару атмосфери.

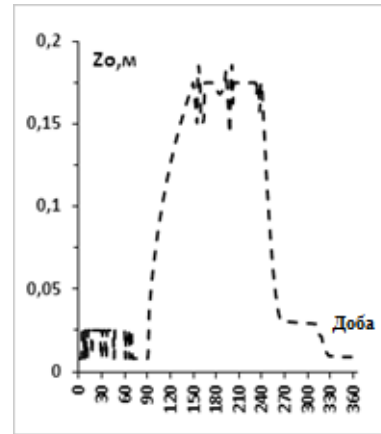
Згідно з дослідженнями Волошина В.Г. [13] динамічна швидкість всередині рослинного покриву, в так званому шарі проникною шорсткості (ПШ), не є постійною величиною, як це прийнято для приземного шару. Динамічна швидкість збільшується в міру наближення до верхньої межі РП. Вище рослинності, в шарі з логарифмічною асимптотикою, динамічна швидкість знову зберігає сталість в приземному шарі.

Розглянемо зміну температури листової та стовбурової поверхні рослинного покриву, розрахунки виконані для поверхні «с/г культури висотою від 0,5 до 2 м з невеликими масивами листяних дерев» (тип 6, табл. Б5, додаток Б).

На рис. 3.16 показані річні зміни безрозмірного індексу LAI, ефективної висоти рослинного покриву H_{pn} за період з 1 квітня до 1 жовтня (рис.3.16а) та зміни шорсткості (рис. 3.16б) протягом року.



а



б

Рисунок 3.16 – Річні зміни безрозмірного індексу LAI (зелена крива) та висоти рослинного покриву H_{pn} (коричнева крива) (а), а також зміни шорсткості поверхні з РП (б) за період з 1 квітня до 1 жовтня. Любашівка, 1998 р.

При розрахунку щільності рослинного покриву (індекс LAI) та його висоти (H_{pn}) в вегетаційний період враховувалася вологість ґрунту та інтенсивність короткохвильової радіації поглиненою листяним покривом (ФАР). Ефективна шорсткість поверхні РП визначалася за формулою (2.89).

На рис. 3.17 показані зміни різниці температури листової і / або стовбурової частини рослинного покриву та температури навколишнього повітря ($T_{pn} - T_{z=2}$) та різниці між температурою рослинного покриву та температурою поверхні без рослинності ($T_{pn} - T_{SM}$) за січень та серпень 2005 р.

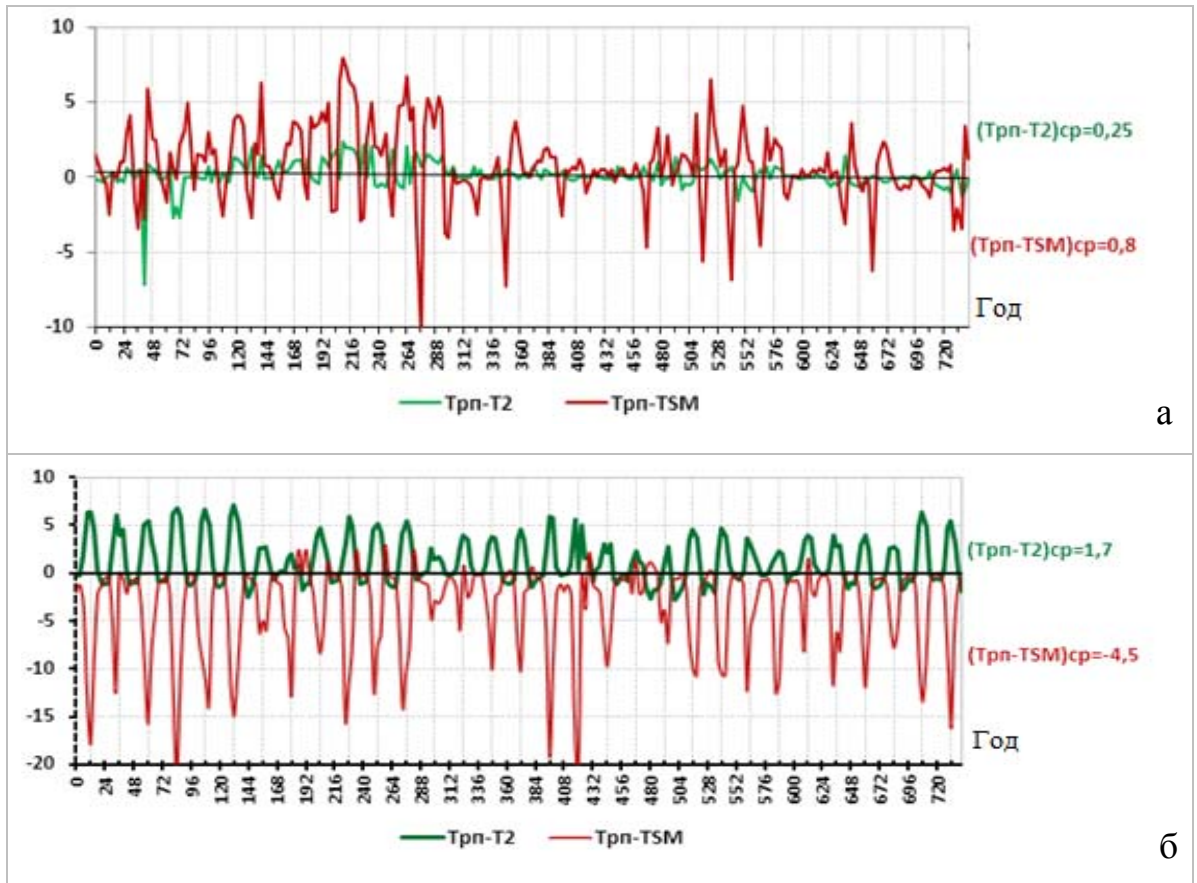


Рисунок 3.17 – Зміна різниці температур поверхні рослинного покриву і навколишнього повітря ($T_{rp} - T_{z=2}$) та різниці температур рослинного покриву і поверхні без РП ($T_{rp} - TSM$) за січень (а) і серпень (б). Одеса, 2005 р.

Взимку зберігається тільки стовбурова частина рослинності, площа якої, як правило, відповідає індексу $LAI \leq 1$, тобто не перевищує 1 м^2 на одиницю площі земної поверхні. Температура стовбурової частини рослинності взимку (зелена лінія) при відсутності добового ходу близька до температури повітря, середньомісячне значення різниць температур дорівнює $(T_{rp} - T_{z=2}) = 0,25^\circ\text{C}$. Різниця (червона лінія) між температурою рослинності та земною поверхнею ($T_{rp} - TSM$) залежить від стану поверхні, а саме: поверхня покрита снігом, замерзла або має позитивну температуру.

Наприклад, якщо поверхня покрита снігом, то температура вночі $T_{\text{рп}} > TSM$ та вдень $T_{\text{рп}} < TSM$.

У літній сезон в серпні різниці температур мають добре виражений добовий хід. Опівдні, при високій інсоляції температура листового покриву перевищує температуру навколишнього повітря на 4-6°C. У міру ослаблення радіаційного потоку температура $T_{\text{рп}}$ зменшується й в нічні строки 00 і 03 год $T_{\text{рп}} \leq T_{z=2}$. Середньомісячне значення різниць температур дорівнює $(T_{\text{рп}} - T_{z=2}) = 1,7^\circ\text{C}$. Різниця $(T_{\text{рп}} - TSM)$ так само має добре виражений добовий хід, але знаходиться в протифазі щодо добових коливань $(T_{\text{рп}} - T_{z=2})$. Наприклад, найбільші відмінності спостерігаються в денні строки близько полудня, коли температура листової поверхні $T_{\text{рп}}$ набагато менше температури ґрунту $T_{\text{рп}} \ll TSM$. Різниця цих температур в денні терміни досягає значень $-15 \dots -20^\circ\text{C}$. Однак, якщо ґрунт досить зволожений після випадання опадів його температура за рахунок великих витрат на випаровування різко зменшується, а температура листової поверхні з якої волога встигла випаруватися стає рівною або більшою температури ґрунту. Такі зміни видно на рис. 3.18 для 192, 240, 432 годин від початку відліку часу. Середньомісячне значення різниць температур одно $(T_{\text{рп}} - TSM) = -4,5^\circ\text{C}$.

Аналогічні зміни температури рослинного покриву спостерігаються й в інших географічних районах України, наприклад в Асканії-Нова.

На рис. 3.18 показані добові коливання температури повітря (червона лінія) $T_{z=2}$ в серпні, які виміряні на метеостанції Асканія-Нова та модельної температури рослинного покриву $T_{\text{рп}}$. У обраний період характерні високі температури повітря, які в деякі дні, в полуденні або післяполудневі години, вище 30°C. Температура ж листового покриву в ці дні досягала величини 40°C, тобто перевищувала температуру повітря на 5-8°C.

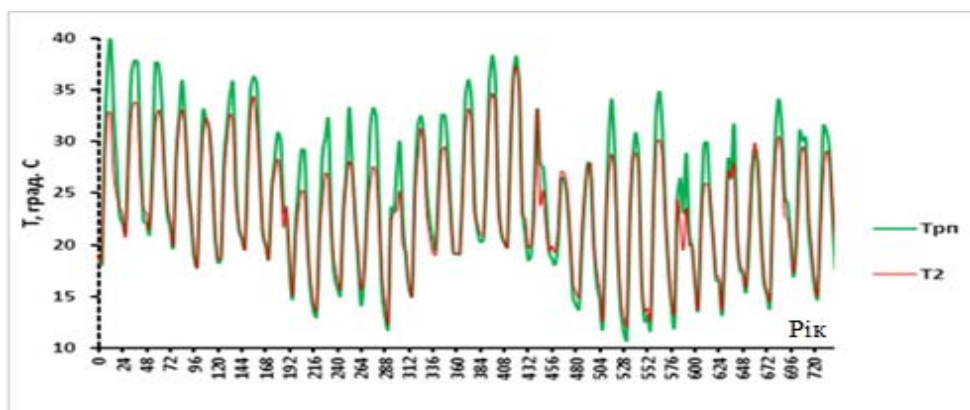


Рисунок 3.18 – Добові зміни температури поверхні рослинного покриву $T_{\text{рп}}$ та температури повітря $T_{z=2}$. Асканія-Нова, 08.2005р.

На рис. 3.19 показаний річний хід середньодобових різниць температур поверхні рослинності та температур повітря $(T_{\text{рп}} - T_{z=2})_{\text{сер.доб}}$. Жовті вертикальні лінії відповідають дням рівнодення та сонцестояння; червона з лінія – середньомісячні значення $(T_{\text{рп}} - T_{z=2})_{\text{сер.міс}}$.

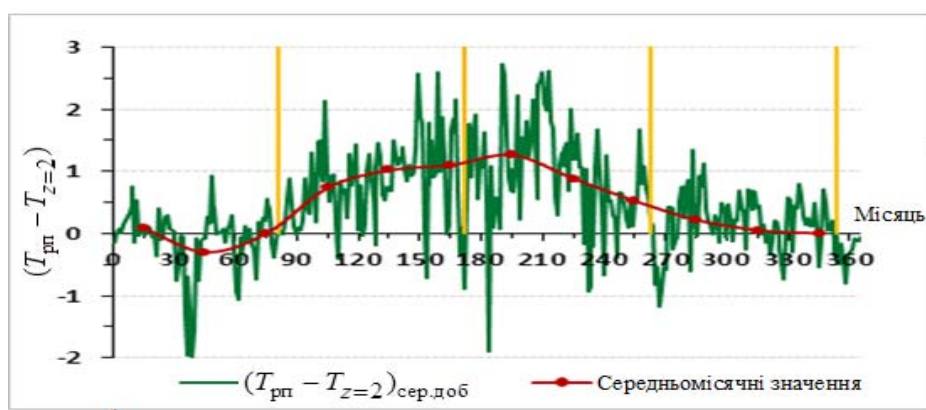
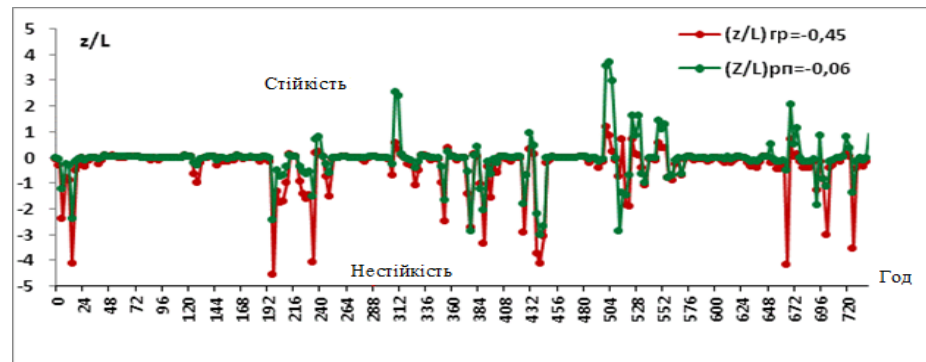


Рисунок 3.19 – Річний хід середньодобових $(T_{\text{рп}} - T_{z=2})_{\text{сер.доб}}$ та середньомісячних $(T_{\text{рп}} - T_{z=2})_{\text{сер.міс}}$ різниць температур поверхні рослинності та температур повітря. Асканія-Нова, 2005 р.

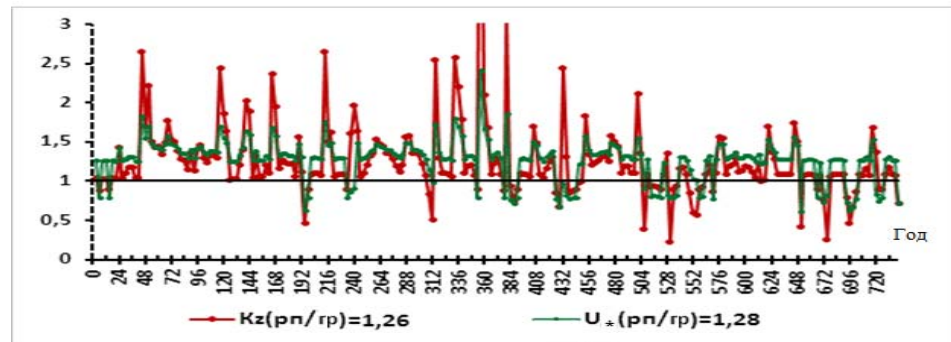
Стійкий перехід різниці температур до додатних значень $(T_{rp} - T_{z=2}) > 0$ починається після дня весняного рівнодення, а зворотний перехід відбувається тільки в листопаді після скидання листової частини з рослинності. Максимальна середньомісячна різниця температур спостерігається в липні і дорівнює $(T_{rp} - T_{z=2})_{сер.міс} = 1,27^\circ\text{C}$.

Модель SLEB дозволяє оцінити турбулентні характеристики та гідростатичну стійкість повітряного потоку, який взаємодіє з поверхнями покритими рослинністю або з поверхнями оголеного ґрунту.

На рис. 3.20а показані зміни гідростатичної стійкості над поверхнями ґрунту $(z/L)_{gp} = ж$ та рослинності $(z/L)_{rp} = ж$.



а



б

Рисунок 3.20 – Зміни гідростатичної стійкості $(z/L) = ж$, коефіцієнта

турбулентності $k_z, \text{м}^2\text{с}^{-1}$ і динамічної швидкості $u_*, \text{м}^2\text{с}^{-1}$

в приземному шарі над поверхнями рослинності ґрунту.

Липень, 2005 р.

А на рис. 3.20б – відношення коефіцієнтів турбулентності $k_z, \text{м}^2\text{с}^{-1}$ та динамічної швидкості приземного шару $u_*, \text{м} \cdot \text{с}^{-1}$, яка формується над рослинним покривом та над поверхнею ґрунту $k_z(\text{рп/гр})$, $u_*(\text{рп/гр})$.

Результати розрахунків показують, що приземний шар над оголеним ґрунтом більш нестійкий ніж над рослинним покривом. Середньомісячне значення критерію стійкості (z/L) над поверхнею ґрунту становить $(z/L) = -0,45$, що відповідає помірній нестійкості при якій вертикальні градієнти температури більше $0,01 \text{ }^\circ\text{C/м}$, а над рослинним покривом при тих же самих погодних умовах формується нейтральний стан с $(z/L) = -0,06$. В цьому випадку градієнти температури рівні або менше $0,01 \text{ }^\circ\text{C/м}$. Що стосується величин коефіцієнта турбулентності $k_z, \text{м}^2\text{с}^{-1}$ та динамічної швидкості $u_*, \text{м} \cdot \text{с}^{-1}$, то над рослинним покривом інтенсивність турбулентного перемішування вище ніж над поверхнею ґрунту, так як остання має менші значення шорсткості, тобто $k_z(\text{рп/гр}) = 1,26 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$ та $u_*(\text{рп/гр}) = 1,28 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$.

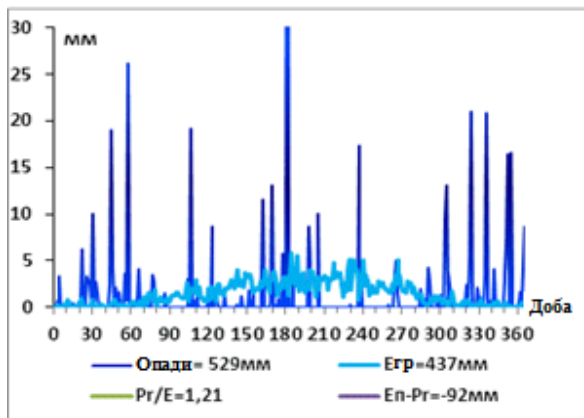
3.6. Випаровування з різних поверхонь

Одним з основних елементів кругообігу води в атмосфері є випаровування з земної поверхні. Прямих вимірювань випаровування вкрай мало. Для кліматичного опису випаровування використовуються різні розрахункові методи, зокрема метод Константинова [27].

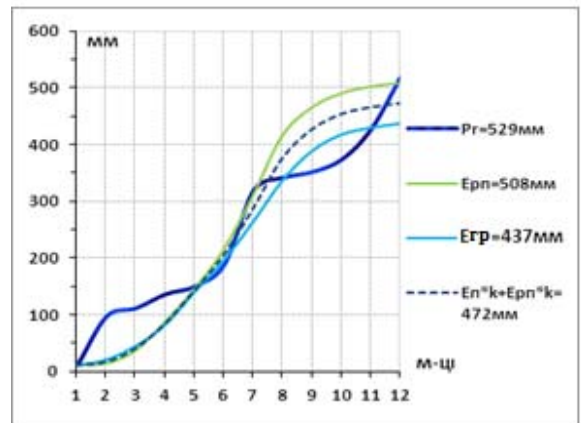
У даній роботі розрахунок випаровування з поверхонь рослинного покриву та ґрунту виконаний за допомогою моделі SLEB, яка з огляду на все радіаційні та термодинамічні фактори, а так само «перехоплення» дощової вологи листової поверхнею, визначає інтенсивність випаровування в мм за

3 години. Модель дозволяє вивчити особливості режиму випаровування в різних часових та просторових масштабах.

На рис. 3.21а показані всі події випадку атмосферних опадів (дощ, сніг) за рік (сині вертикальні лінії) та безперервний ряд добових сум випаровування (блакитна крива) з поверхні ґрунту. Кількість опадів за 2005 рік становила 529 мм. Кількість вологи, яка випарувалася за цей рік з поверхні ґрунту, дорівнює 437 мм, з поверхні рослинності – 508 мм.



а



б

Рисунок 3.21 – Річний хід розрахункових добових сум випаровування (блакитна крива) та добових сум атмосферних опадів (сині вертикальні лінії) (а), накопичені суми опадів (синя лінія) та випаровування за рік з поверхні рослинного покриву (зелена лінія) та ґрунту (блакитна лінія) (б)

На рис.3.21б показана так само накопичена сума випаровування з поверхні, яка містить рівні частки площ зайнятих ґрунтом та рослинністю, рівна 472 мм. У цьому випадку різниця між вологою, яка випарувалася, та кількістю опадів, які випали, становить 57 мм та утворює горизонтальний стік і інфільтрацію в ґрунт.

Нагадаємо, що розрахунок випаровування з рослинного покриву виконаний для поверхні представляє «мозаїку с/г культури з невеликими масивами листяних дерев» (тип 6, табл.Б5, додаток Б). Очевидно, що при врахуванні фактичних параметрів рослинності, таких як опір продох, шорсткість, функцій впливу радіації та вологості, змін листового індексу та висоти, розрахункові значення випаровування (транспірації) можуть бути інші.

У табл. 3.14 представлені середньосезонні (червень-серпень) значення характеристик приземного шару над різними поверхнями. Звернемо увагу, що, незважаючи на однакові погодні умови які використовувалися при розрахунках, сума турбулентних потоків ($H + LE$) двох досліджуваних поверхонь різна.

Таблиця 3.14 – Середні значення характеристик приземного шару за літній сезон для термінів спостереження 12 та 15 год над різними поверхнями. Асканія-Нова, 2005 р.

n/n	Параметри	Поверхня ґрунту	Поверхня з рослинністю
1	H , Вт/м ²	146,9	103,1
2	LE , Вт/м ²	158,6	218,1
3	Bo	0,92	0,47
4	$z / L = \zeta$	-0,41	-0,3
5	u_* , м/с	0,31	0,41
6	k_u , м ² /с	0,17	0,18
7	T_s , °C	38,6	29,6
8	T , °C	27,1	
	F , %	45	
	U , м/с	4	

Це пояснюється, по-перше тим, що потік тепла в оголеному ґрунті більший ніж в ґрунті під рослинним покривом, по-друге враховуються витрати тепла на випаровування з поверхні листя при їх змочуванні атмосферними опадами і, в третіх, при розрахунках транспірації враховується тільки поглинена листяним покривом частина короткохвильової радіації (ФАР), а потік, який пройшов через покрив, враховується при розрахунках потоку тепла в ґрунті.

У денний час влітку над поверхнею ґрунту відношення потоків $H/LE > 1$. Максимум спостерігається опівдні або в післяполуденні години, коли ґрунт має найменший вміст вологи. У період опадів величини потоків вкрай малі (не більше 40-60 Вт/м²) і випаровування з поверхні практично припиняється, так як дефіцит насичення близький до нуля.

Над поверхнею з рослинним покривом відношення H/LE зменшується, так як зменшується явний потік тепла, але в міру зменшення вологості ґрунту транспірація, як й випаровування з ґрунту, зменшується, і число Боуена знову зростає.

Так як шорсткість поверхні з рослинним покривом набагато більша ніж шорсткість оголених ґрунтів, то динамічна швидкість та коефіцієнт турбулентності завжди більші над поверхнями з рослинністю ніж над поверхнями оголеного ґрунту. Динамічна швидкість u_* та коефіцієнт турбулентності k_z в приземному шарі над поверхнею з рослинністю більші ніж при цих же метеорологічних умовах ніж над оголеним ґрунтом. Поверхня з рослинним покривом згладжує добову амплітуду гідростатичної стійкості.

У табл. 3.15 показано річний хід наступних характеристик випаровування: місячної суми вологи, яка випарувалася з поверхні ґрунту $E_{гр}$ та з поверхні рослинного покриву $E_{рп}$; місячної суми атмосферних опадів Pr ; середньомісячних значень добових сум вологи, яка випарувалася з ґрунту $E_{гр.доб}$ та рослинності $E_{рп.доб}$.

Таким чином, причинно-наслідкові зв'язки, які впливають на мінливість складових теплового балансу поверхні, складні. Погодні умови атмосфери залежить, в основному, від атмосферних макропроцесів, які характеризуються комплексом наземних метеорологічних спостережень, що містять необхідну інформацію про об'єкт дослідження.

Таблиця 3.15 – Річний хід випаровування з різних поверхонь, атмосферних опадів та середньомісячних значень добових сум вологи, яка випарувалася (Асканія-Нова, 2005 р.)

М-ці	Випаровування				
	$E_{гр}$, мм	$E_{рп}$, мм	Pr , мм	$E_{гр\text{ сут.}}$, мм	$E_{рп,доб.}$, мм
1	9,2	6,7	33,4	0,30	0,22
2	11,0	6,1	66,2	0,39	0,22
3	24,1	20,1	14,2	0,78	0,65
4	36,5	42,0	24,6	1,22	1,40
5	57,9	68,0	14,7	1,87	2,19
6	55,7	71,0	40,0	1,86	2,37
7	68,0	88,1	130,6	2,19	2,84
8	73,4	95,0	22,1	2,37	3,06
9	52,1	63,2	10,2	1,74	2,11
10	29,2	30,4	22,2	0,94	0,98
11	12,4	11,6	53,7	0,41	0,39
12	7,6	5,8	96,8	0,24	0,19
Сума	$\Sigma 437$	$\Sigma 508$	$\Sigma 529$	$\overline{(1,2)}_{сут}$	$\overline{(1,39)}_{сут}$

При правильному виборі математичної моделі об'єкта дослідження, додаткова інформація, яка надходить незалежно від процесу розв'язання оберненої задачі (пасивне спостереження), дозволяє визначити деякі невідомі параметри об'єкта, тобто з допустимою точністю відтворити структуру нижнього шару атмосфери, який взаємодіє з підстильною поверхнею.

3.7 Масштаби приземного та граничного шару атмосфери

Тепловий режим граничного шару атмосфери (ГША), який є перехідною зоною від поверхні до вільній атмосфері, фактично управляється радіаційними процесами та волого-тепловими властивостями поверхні, а динамічний режим, який формується великомасштабними рухами, залежить від динамічних властивостей поверхні та гідростатичної стійкості шару.

Товщина ГША змінюється від декількох десятків метрів до двох і більше кілометрів. Прямі методи вимірювання товщини ГША вкрай складні, так як лінія розділу між ГША та вільною атмосферою, в якійсь мірі, є умовною. Однак, багато прикладних задач, наприклад, таких як задачі розсіяння та перенесення шкідливих домішок в атмосфері, вимагають дані про масштаби як самого ГША, так й про масштаби приземного шару, шару конвективного та динамічного перемішування [9, 13, 25, 35, 42].

За допомогою моделі приземного шару (моделі SLEB) можна оцінити масштаб ГША. Масштабування характеристик турбулентності в граничному шарі представляє великі труднощі. Основним лінійним масштабом граничного шару є його висота H_{bla} , а масштабом швидкості – динамічна швидкість u_* .

Граничний шар атмосфери формується під впливом макромасштабних зовнішніх сил: градієнту тиску, сили Коріоліса та сили тертя, які залежать від шорсткості поверхні та турбулентної в'язкості, яка в свою чергу, залежить від гідростатичної стійкості як приземного, так й граничного шару атмосфери [25].

Для урахування термічної стратифікації використовується параметр плавучості $\beta = g / T$ і масштаб температури та вологості приземного шару (T_* і q_*) або перепад потенційної температури на границях шару ($\Delta\theta$).

Внутрішніми розмірними параметрами пограничного шару, які одночасно є і

параметрами приземного шару, служать динамічна швидкість u_* , турбулентні потоки явного тепла $H = c_p \rho u_* T_*$, потік вологи $E = \rho u_* q_*$ та масштаб довжини Моніна-Обухова L , який визначається наступним чином, $L = -\frac{u_*^3}{\kappa B_S}$, де $B_S = \beta \frac{H}{c_p \rho} + \frac{0,68 g E}{\rho}$ – потік плавучості, який залежить від наявності фазових переходів води.

У нейтральному, горизонтально однорідному стаціонарному граничному шарі основним розмірним масштабом товщини шару є екмановський масштаб висоти [9]

$$L_{bla} = \frac{\kappa u_*}{f} = \frac{\kappa H}{c_p \rho T_* f} \equiv H_{bla}. \quad (3.15)$$

У (3.15) включені розмірні величини, які визначають стан граничного шару, а саме: параметр Коріоліса $f = 2\omega \sin \phi$, потік явного тепла H , масштаб температури T_* та густину повітря ρ , які визначаються моделлю SLEB за фактичними погодними даними.

Якщо потік явного тепла H та масштаб температури T_* , які визначені з урахуванням всіх балансових енергетичних співвідношень, у тому числі і дисипації турбулентної енергії, то можна припустити, що рівняння (3.15) буде вірно й для стратифікованого граничного шару.

За аналогією з розмірним масштабом екмановського граничного шару, можна ввести розмірний масштаб логарифмічного приземного шару

$$L_{hs} = \frac{\kappa u_*}{\omega_z} = \frac{\kappa H}{c_p \rho T_* \omega_L} \equiv h_s. \quad (3.16)$$

Формула (3.16) відрізняється від (3.15) тільки тим, що для часового масштабування логарифмічного шару використовується кругова частота $\omega_L = 10^{-3}, c^{-1}$, яка відповідає періоду пристосування мікромасштабної турбулентності до розвитку середнього потоку. При такому виборі часових масштабів, відношення товщин приземного та граничного шару відповідає значенню, яке дорівнює $(h_s / H_{bla}) \approx 0,1$ [21, 22, 26].

Масштабами шару вільної конвекції, який утворюється за рахунок термічних факторів в умовах нестійкості, є його характерна висота h_{con} , конвективний швидкісний масштаб w_* та масштаб температури T'_* , які визначаються за формулами [9]

$$w_* = (\beta h_s H / c_p \rho)^{1/3}, \quad T'_* = H / c_p \rho w_*, \quad h_{con} = \frac{\kappa w_*}{\omega_L}. \quad (3.17)$$

Масштабами шару механічного (динамічного) перемішування, який утворюється за рахунок динамічних факторів, а при нестійкості і за участю сил плавучості, є його характерна висота h_{mix} , масштаби швидкості u'_* та температури T'_* , які при нестійкості визначаються формулами

$$u'_* = (\beta h_{bla} H / c_p \rho)^{1/3}, \quad T'_* = H / c_p \rho u'_*, \quad h_{mix} = \frac{\kappa u'_*}{\omega_L}. \quad (3.18)$$

Для нейтральної або стійкої стратифікації, коли має місце тільки динамічна турбулентність, характерна висота шару перемішування h_{mix} визначається за формулою Зилитинкевича [25]

$$h_{mix} = \kappa \left(\frac{u_* L}{f} \right)^{0,5}, \quad \text{якщо } z / L \geq 0. \quad (3.19)$$

На рис. 3.23 показана добова періодичність зміни характерних висот приземного шару, шару перемішування та граничному шару, які розраховані за формулами (3.15-3.19). Зміна висот h_s , h_{mix} та H_{bla} представлена у вигляді неперервної випадкової функції. Конвективний шар утворюється тільки, коли спостерігається нестійка стратифікація ($\zeta < 0$).

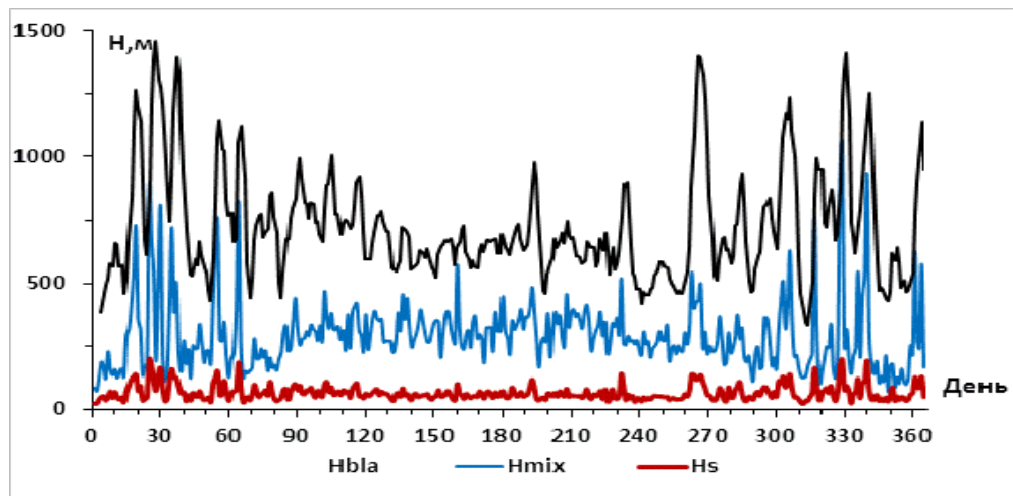


Рисунок 3.23 – Мінливість протягом року середньодобових висот приземного шару h_s , шару перемішування h_{mix} та граничного шару атмосфери H_{bla} . Одеса, 2005 р.

Відношення середніх висот шарів, які складають граничний шар, до висоти граничного шару має наступні значення

$$\frac{h_s}{H_{bla}} = 0,1 = \text{const}, \quad \left(\frac{h_{mix}}{H_{bla}} \right) = 0,55, \quad (3.20)$$

які узгоджуються з аналогічними величинами, які отримані при безпосередніх вимірах на висотних метеорологічних вежах та при аерологічному зондуванні [9, 42].

Розглянемо далі річний хід середньомісячної висоти граничного шару для міст Одеса, Асканія-Нова, Кіровоград, Вінниця за 2005 р.

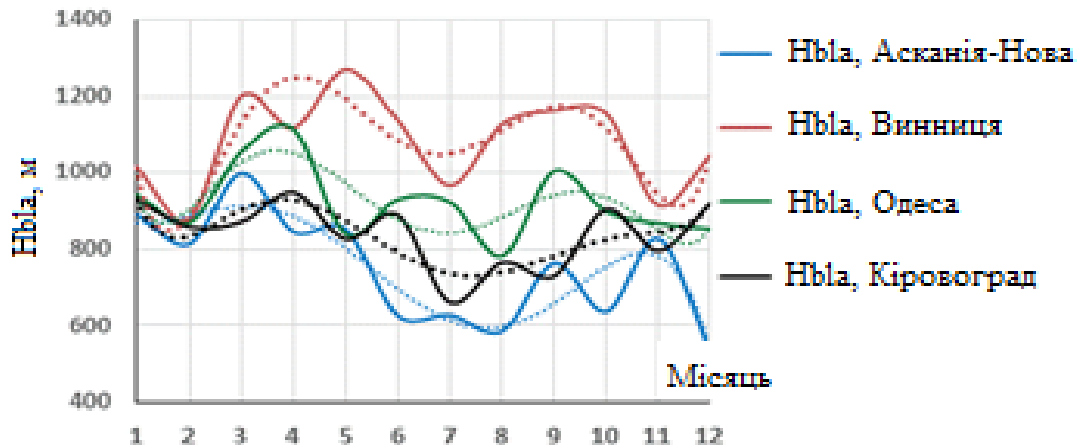


Рисунок 3.24 – середньомісячної висоти граничного шару H_{bla} . Одеса, Асканія-Нова, Кіровоград, Вінниця, 2005 р.

На рис. 3.24 показана річний хід середньомісячної висоти ГША. Середні значення висот за рік змінюються в межах 500-1200 метрів. Максимальні значення висот ГША спостерігаються в березні в районах м. Вінниці і досягають значень 1200-1300 м, а мінімальні 500 м спостерігаються в грудні в районі м. Асканії-Нова. Найбільші висоти ГША фіксуються в весняні періоди року, а мінімальні значення – влітку. Часові ряди мають періодичність, яка у деяких випадках не збігається по фазі коливань для різних місяців. На відміну від фактичних тимчасових змін висоти ГША, які не мають чіткого сезонного ходу, сплайн лінії трендів показують хорошу періодичність з максимумом в зимово-весняний сезон та мінімумом влітку.

Модальне значення для висоти H_{bla} знаходиться в інтервалі 600-800 м (табл. 3.16), мода для приземного шару h_s – в інтервалі 50-100 м. Найбільших висот шар ГША досягає в опівдні та післяполудневій години, взимку – за рахунок динамічних факторів, а влітку, при ослабленій атмосферної циркуляції, – за рахунок розвитку термічної конвекції.

Максимальні висоти можуть іноді дорівнювати 2000-2500 м і спостерігатися при розвиненій циклонічній циркуляції. Аналогічні значення висот ГША отримані й при використанні регіональної моделі КОСМО-РУ (ГМЦ РФ). Так, у роботі Берковича С.Л. [6] показано, що в полуденні години, висота граничного шару не перевищує 800-1000 м (12час, 26 серпня 2009 р.).

Таблиця 3.16 – Статистики масштабів граничного шару H_{bla} і, включених до нього, шарів

Статистики	h_s	h_{mix}	H_{bla}
Середні	77,3	343,6	833,7
Медіана	66	285,2	712,8
Мода	60	300	600
СКВ	45,3	227,4	464,9
Ексцес	2,8	8,4	2,1
Асим.	1,6	2,7	1,4
Мін	17	69,3	187,5
Макс.	271	1540,3	2739,7

Розрахунок висот H_{bla} та h_{mix} в залежності від динамічної швидкості вітру визначається за формулами

$$H_{bla} = 3791,4 V_*; \quad h_{mix} = 136,5 \exp(3,55 V_*) \quad (3.21)$$

На рис 3.25 приведена залежність висот граничного шару H_{bla} та шару перемішування h_{mix} від динамічної швидкості вітру.

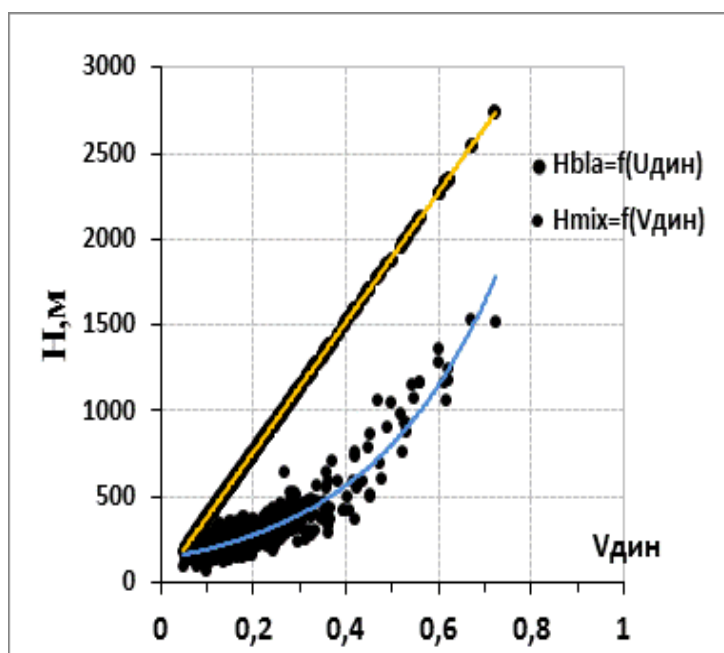


Рисунок 3.25 – Залежність висот граничного шару H_{bla} та шару перемішування h_{mix} від динамічної швидкості вітру V_*

Наземні метеорологічні спостереження містять достатню інформацію, яка дозволяє описати часову мінливість параметрів та масштабів атмосферного граничного шару. При вірному виборі математичної моделі, можна оцінити з допустимою точністю як внутрішні, так й зовнішні параметри граничного шару. Запропонований метод дозволяє використовувати метеорологічні спостереження для оцінки висот H_{bla} , H_{mix} , H_{con} . Такі дані необхідні, наприклад, при розрахунках рівня забруднення атмосфери або для прогнозу зон інтенсивної турбулентності при зльоті та посадці літаків.

Висновки до розділу 3

1. На основі теорії подібності Моніна-Обухова створена енергобалансова модель приземного шару атмосфери, яка названа моделлю SLEB. Модель достовірно перерозподіляє енергетичні потоки між складовими теплового балансу поверхні. Модель може бути використана в якості метеорологічного препроцесора для моделей прогнозу погоди, моделей забруднення атмосфери та інших цілей.
2. В якості вихідної інформації використовуються тільки дані метеорологічних спостережень та відомості про стан земної поверхні, що дозволяє вивчати процеси взаємодії «атмосфера-поверхня» в масштабах менших або порівнянних з кроком розрахункової сітки метеорологічних моделей.
3. Отримано високий взаємозв'язок між вимірюваними та розрахунковими променистими та тепловими потоками, що доводить виправданість запропонованої схеми параметризації процесів взаємодії.
4. Результати оцінок всіх 30-ти величин (параметрів, масштабів), які розраховуються моделлю, досить достовірні та точні, оскільки всі елементи теплового балансу пов'язані між собою аналітично, отже, достовірність результатів масових розрахунків температури підстильної поверхні, яка залежить практично від усіх складових теплового балансу і визначаючих їх величин, означає достовірність всіх інших результатів.
5. За допомогою моделі вперше отримана оцінка перепаду температури в в'язкому підшарі та визначені масштаби термічної шорсткості поверхні. Висунуто припущення, що потік тепла в в'язкому підшарі в умовах нестійкої стратифікації здійснюється за рахунок автоконвекції. Вперше параметрична модель приземного шару з високою достовірністю визначає інтенсивність випаровування з різних поверхонь за 3-х годинні інтервали часу.

РОЗДІЛ 4.

КЛІМАТИЧНІ ПАРАМЕТРИ ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ

4.1. Річний хід складових теплового балансу

Дослідити зміни клімату без даних про зміну складових теплового балансу поверхні неможливо, так як процеси енерго- масообміну в системі «поверхня-атмосфера», безпосередньо, визначають клімат приземного шару атмосфери. Кліматичних даних про теплові потоки в граничному шарі вкрай мало. Це пов'язано з тим, що їх інструментальні вимірювання проводяться на рідкій мережі актинометричних та теплобалансових станцій, що не дозволяє докладно описати кліматичні зміни складових теплового балансу земної поверхні. Крім того, розрахунок теплових потоків в приземному шарі за допомогою чисельних моделей прогнозу погоди не дозволяє розрахувати їх значення безпосередньо для місць розташування метеорологічних станцій. Тому, основне застосування моделі SLEB полягає у вивченні багаторічних змін складових теплового балансу за даними стандартних метеорологічних спостережень метеостанцій України.

Річний хід променистих потоків. Відомо, що приплив сонячної радіації до земної поверхні залежить в основному від прозорості атмосфери, кількості та типу хмарності, тобто від їх мікрофізичних характеристик. У табл. 4.1 показані місячні суми сумарної радіації на метеостанціях Одеської області. З табл. 4.1 випливає, що практично на всіх станціях Одеської області сумарна радіація в червні 2005 р. менше сумарної радіації в травні та липні, незважаючи на те, що в червні спостерігається максимальна висота Сонця, яка відповідає дню літнього сонцестояння.

Таблиця 4.1 – Місячні суми сумарної радіації $Q_{\text{сум}}$ на метеостанціях
Одеської області за 2005 р.

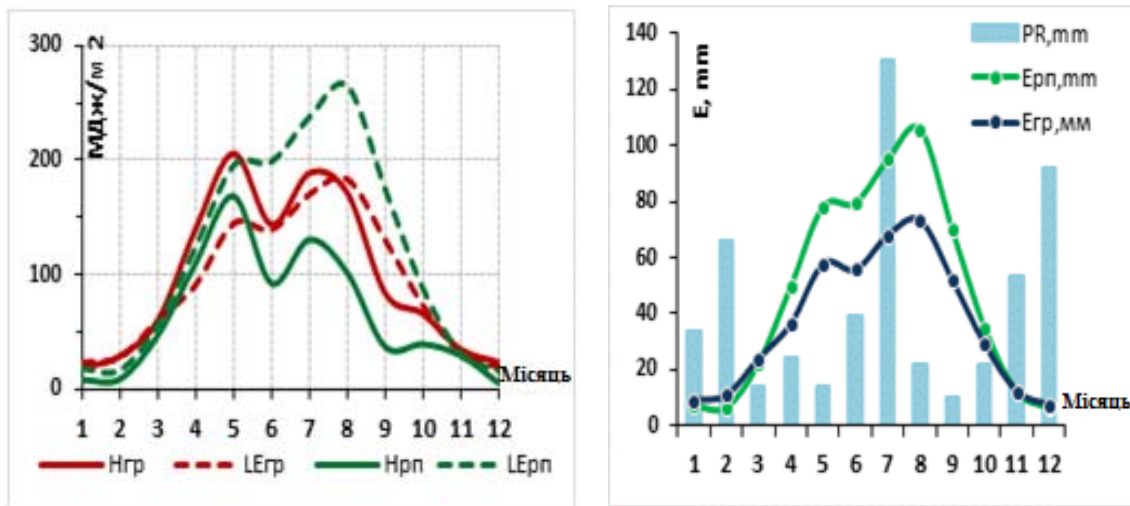
Мі- сяць	Люба- шівка	Затишя	Сербка	Роздільна	Одеса	Б-Дніст- ровськ	Сарага	Болград	Вилкове
	$Q_{\text{сум}}, \text{МДж/м}^2$								
1	92	104	122	87	109	84	133	82	90
2	141	134	163	131	135	120	164	122	129
3	352	351	396	311	328	287	413	304	336
4	502	508	572	450	492	428	524	421	469
5	627	655	720	560	620	552	667	529	605
6	558	579	646	506	560	512	642	541	537
7	644	643	708	567	630	550	660	564	608
8	585	578	647	500	643	547	602	466	612
9	437	450	489	375	455	380	456	357	398
10	250	275	310	235	272	232	301	223	229
11	95	105	126	94	97	83	124	86	94
12	61	61	86	61	73	62	124	73	81

Цей мінімум пов'язаний з інтенсивним утворенням конвективної хмарності в денні строки, що й приводить до мінімальних місячних сум променистих короткохвильових потоків.

Відзначимо, що розрахунок сумарної радіації в моделі SLEB виконується за даними про кількість та форму хмарності за кожен термін спостереження, тоді як в кліматичних моделях, наприклад модель ГГО, використовується середня кількість хмарності за добу. Таке осереднення веде до значних значень $Q_{\text{сум}}$ та $R_{\text{кхб}}$ в теплу пору року, так як практично нівелюється розвиток конвективної хмарності. Таким чином, справжню величину сумарної радіації, яка надходить до поверхні, можна визначити тільки за безпосередніми метеорологічними спостереженнями, коли кількість

хмарності фіксується безпосередньо в момент метеорологічних спостережень.

Річний хід складових теплового балансу. Зміна потоку короткохвильової сонячної радіації веде до зміни теплових потоків, які представляють витратну частину енергобалансу поверхні. Ці зміни показані на рис. 4.1. На рис. 4.1а видно зміни явного H та прихованого LE потоку тепла в червні, як над поверхнями оголеного ґрунту, так і над поверхнею з рослинним покривом на станції Асканія-Нова в 2005 р. З рис. 4.1б витікає, що в холодний період року кількість атмосферних опадів значно переважає над кількістю вологи, яка випарувалася. У цей період відбувається накопичення вологи в ґрунті, яка в подальшому, в теплу пору року, витрачається на випаровування та транспірацію вологи з земної поверхні.



а

б

а – річний хід явного $H_{\text{гр}}$ та прихованого $LE_{\text{гр}}$ потоку тепла для поверхні ґрунту (безперервна та пунктирна червоні лінії) та для поверхонь рослинного покриву $H_{\text{рп}}$ та $LE_{\text{рп}}$ (безперервна та пунктирна зелені лінії);
 б – річний хід випаровування з поверхні ґрунту $E_{\text{гр}}$, з поверхні рослинного покриву $E_{\text{рп}}$ та кількість опадів PR, mm

Рисунок 4.1 – Річний хід складових теплового балансу,
 Асканія-Нова, 2005 р.

Випаровування з рослинного покриву значно переважає над випаровуванням з поверхні ґрунту. Максимум випаровування спостерігається в серпні після випадіння значної кількості 120 мм опадів в липні.

4.2. Міждобова мінливість складових теплового балансу підстильної поверхні

У вітчизняній та зарубіжній науковій літературі досить багато робіт з досліджень міждобової мінливості температури повітря [32, 67, 68, 82], так як значні коливання середньодобових температур визначають ступінь комфортності погодних умов.

У дисертаційній роботі досліджуються міждобові різниці добових сум енергетичних потоків, зміна яких (різниця) практично не вивчена. Отримані результати мають новизну, так як наукових публікацій на цю тему вкрай мало [78, 88, 92]. Добові суми теплових потоків отримані при інтегруванні добових змін величин потоків. Аналіз міждобової мінливості теплових потоків почнемо з аналізу мінливості середньодобових температур, так як температура повітря, яка вимірюється на метеостанціях, є однією з найважливіших вихідних величин при розрахунку складових теплового балансу поверхні. На рис. 4.2 показаний річний хід середньодобової температури повітря $T_{z=2m}$.

Середньодобова температура протягом року, природно, має сезонні коливання. Сума середньодобових температур становить 3966,75°C/рік, а середньорічне їх значення 10,9°C. Видно, що на річний хід накладаються коливання різних часових масштабів.

На наступному рис. 4.3 показаний річний хід міждобових різниць середньодобових температур, які отримані як різниці температур між послідовними добами $\Delta \bar{T}_{доб} = \bar{T}_{доб,n} - \bar{T}_{доб,n-1}$ (де $n=1,2,3,\dots,365$ діб).



Рисунок 4.2 – Річний хід середньодобових температур.

Асканія-Нова, 2005 р.

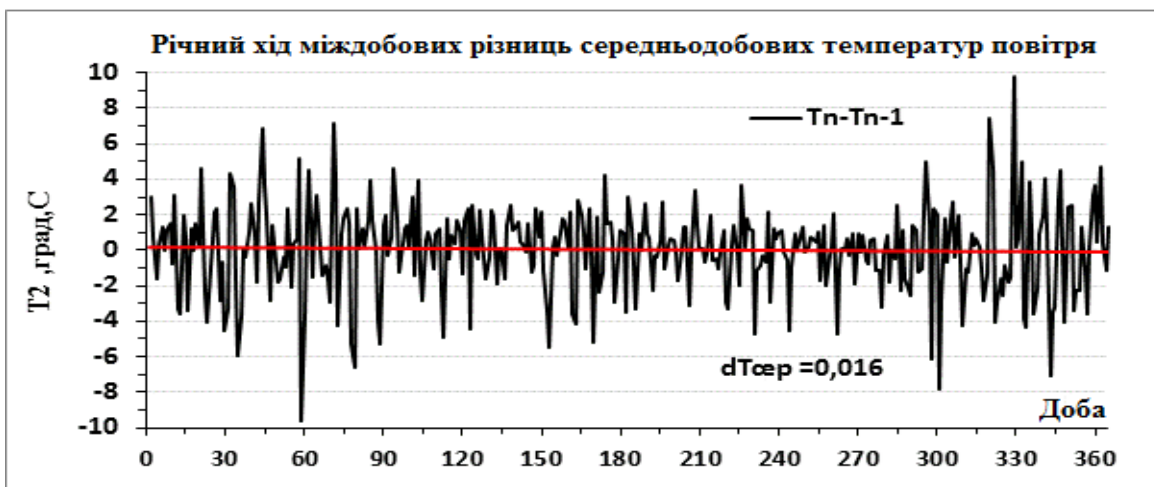


Рисунок 4.3– Річний хід міждобових різниць середньодобових температур повітря (чорна лінія) та лінійний тренд (червона лінія). Асканія-Нова, 2005 р.

Річний хід міждодової мінливості $\Delta T_{\text{доб}}$ не має сезонних коливань. Середня сума міждобових різниць за рік дорівнює $6,18^\circ\text{C}$, а середнє значення практично дорівнює нулю $0,01696^\circ\text{C}$ (табл.4.2). Величина додатних або

від'ємних різниць температур між двома послідовними добами мало змінюється протягом року, створюючи часовий ряд з нульовою середньою величиною. Сума від'ємних відхилень $\Delta \bar{T}_{\text{доб}} < 0$ дорівнює $336,61^{\circ}\text{C}$, а сума додатних відхилень $\Delta \bar{T}_{\text{доб}} > 0$ – $342,77^{\circ}\text{C}$. Такий чисельний ряд називається збіжним знакозмінним рядом.

З рис. 4.2 та 4.3 так само слід, що середньодобова температура ніколи не зберігає свої попередні значення, а постійно змінюється, змінюючи знак з кожним днем. Якщо величину різниць $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ віднести до інструментальних погрешностей, то їх повторюваність становитиме всього 18,6 % випадків. Основні статистики розподілу міждобових коливань температури показані в табл. 4.2. Видно, що емпіричний розподіл міждобових різниць температури має малу асиметрію та крутизну. Амплітуда коливань більше в холодний сезон року за рахунок впливу адвекції (рис. 4.3), а екстремальні значення різниць $\Delta \bar{T}_{\text{доб}}$, як додатних так від'ємних, рівні між собою.

Таблиця 4.2 – Статистики розподілу міждобових коливань середньодобової температури повітря ($\Delta \bar{T}_{\text{доб}}$), різниць добових сум сумарної радіації ($\Delta Q_{\text{доб}}$) та сум теплових потоків ($d\Pi$)

Міждобові різниці характеристик	Середнє значення	Мода	Медіана	Середньоквадратичне відхилення	Дисперсія	Експес	Асиметрія	Мінімальне значення	Максимальне значення
$\Delta \bar{T}_{\text{доб}}$	0,0169	1,25	0,18	2,47	6,1	1,33	-0,2	-9,6	9,8
$\Delta Q_{\text{доб}}$	0,002	0	-0,013	4,36	19,02	1,18	-0,09	-15,4	16,4
$d\Pi$	-0,001	0	-0,07	2,56	6,54	1,57	0,13	-8,63	10,17

На рис. 4.4 показаний емпіричний полігон розподілу досліджуваних випадкових величин. З табл. 4.2 та рис. 4.4 також випливає, що ймовірність різниць в межах $\pm 2,5$ °C становить 76,8 % випадків. Такі коливання середньодобових температур кожен день можливі через безліч чинників, що визначають величину приземної температури повітря. До них, наприклад, відноситься зміна тиску, хмарності, густини та вологості повітря, зволоженість поверхні та інші причини.

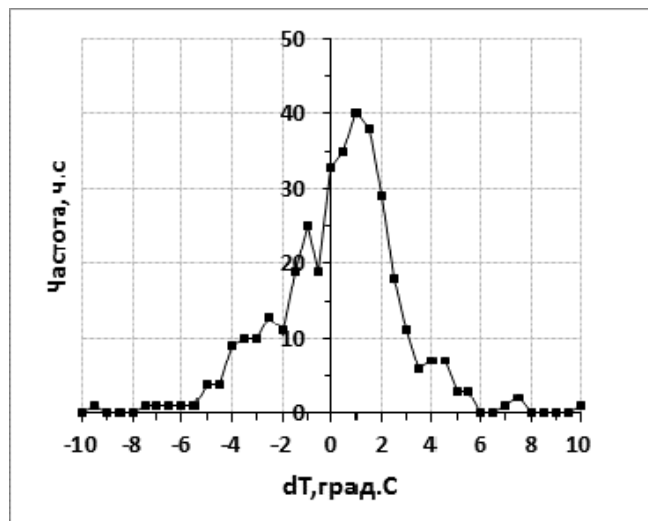


Рисунок 4.4 – Розподіл міждобових різниць середньодобових температур $\Delta T_{\text{доб}}$

Амплітуда коливань міждобових різниць середньодобових температур найбільша в перехідні сезони. У ці періоди різниці середньодобових температур можуть досягати 5-8°C, а на протязі 2-3-х діб середньодобова температура може змінитися на 10-15°C. Можна припустити, що постійні флуктуації середньодобових температур обумовлені законом збереження внутрішньої енергії одиничного стовпа повітря поблизу земної поверхні. Внутрішня енергія, як відомо, функціонально залежить від параметрів стану системи. Ця залежність описується рівняннями [70], які пов'язує внутрішню

енергію з будь-якими двома з трьох параметрів стану, а саме: з тиском p , об'ємом V та температурою T .

Вважаємо, що необхідно додатково досліджувати до якого типу випадкових процесів відноситься процес мінливості середньодобових температур. Згладжування основного ряду за допомогою 3-х добової лінійної фільтрації показує приховану 2-3 добову періодичність ряду.

Аналогічні зміни міждобових різниць притаманні і добовим сумах променистих та теплових потоків. Добові суми короткохвильової радіації, які надходить до земної поверхні, залежать при $h_{\otimes} = \text{const}$ тільки від прозорості атмосфери та характеристик хмарності [9]. Річні зміни $\Delta Q_{\text{доб}}$ мають сезонний хід. Сума добових сум $\Delta Q_{\text{доб}}$ за рік становить 4078 МДж/м^2 , а середньорічне їх значення дорівнює $11,9 \text{ МДж/м}^2$. На рис.4.5 показані міждобові різниці добових сум променистих та теплових потоків. Сума міждобових різниць $\Delta Q_{\text{доб}}$ за рік становить $0,85 \text{ МДж/м}^2$, а середнє значення цих різниць дорівнює нулю $\Delta Q_{\text{доб}} = 0,002 \text{ МДж/м}^2$.



Рисунок 4.5 – Річний хід міждобових різниць добових сум сумарної радіації. Асканія-Нова, 2005 р.

Річні зміни міждобових різниць добових сум сумарної радіації представляють випадкову функцію, ординати якої підпорядковуються нормальному закону розподілу. Отримана випадкова функція є стаціонарною, так як її математичне сподівання та дисперсія постійні, а амплітуда коливань функції залежить тільки від різниці моментів часу для яких взяті ординати випадкової функції. Основні статистики міждобових коливань сумарної радіації показані в табл. 4.2 та на рис. 4.6. Видно, що емпіричний розподіл $\Delta Q_{\text{доб}}$ має нульову асиметрію. Розмах коливань більше в теплий сезон року, а екстремальні значення різниць $\Delta Q_{\text{доб}}$, як додатних так від'ємних, рівні між собою.



Рисунок 4.6 – Розподіл міждобових різниць добових сум сумарної радіації

Кореляції між рядами міждобових різниць температури та міждобових різниць сумарної радіації немає, лінійний коефіцієнт кореляції дорівнює $r = -0,1$. Однак, існує чимала кореляційна залежність між розрахунковою сумарною радіацією та виміряною температурою повітря, яка дорівнює $r = 0,67$.

Часові зміни добових сум всіх теплових потоків $\Pi = (H + LE + G)$ та їх міждобові різниці $d\Pi$ показані на рис. 4.7, а їх статистичні характеристики представлені в табл. 4.2.

Амплітуда коливань між добовими різницями добових сум теплових потоків збільшується до літнього сезону та різниці добової суми потоків між двома послідовними днями можуть досягати $\pm 8-10$ МДж/м² за добу.



а



б

а) Річний хід добових сум теплових потоків

$$\Pi = (H + LE + G), \text{ МДж/м}^2;$$

б) Річний хід добових сум теплових потоків $d\Pi$

Рисунок 4.7 – Річний хід добових сум теплових потоків та їх міждобових різниць

Таким чином, можна констатувати, що міждобові різниці досліджуваних метеорологічних величин є безперервними випадковими величинами, сімейство яких, індексовані деяким параметром, представляє стаціонарний випадковий процес дискретний у часі.

Крім того, досліджувані випадкові функції є ергодичними першого порядку, а сам процес називається процесом з незалежними приростами, так як для будь-якого набору $t_1, t_2 \dots t_n$, випадкові величини $(T_{t_2} - T_{t_1}), (T_{t_3} - T_{t_2}) \dots (T_{t_n} - T_{t_{n-1}})$ незалежні в сукупності.

4.3. Багаторічні зміни складових теплового балансу

Зміни клімату, в основному, пов'язані з ростом приземних температур. Зміна температури може привести до ослаблення або посилення внутрішніх процесів кліматичної системи, які впливають на формування та зміну клімату. Одним з основних процесів в кліматичній системі є взаємодія атмосфери із земною поверхнею, від якого залежить теплообмін, випаровування та опади. Однак, досліджень кліматичних змін теплообміну, зокрема турбулентних потоків явного та прихованого тепла, потоку тепла в ґрунті та потоку імпульсу, вкрай мало. Більшість таких робіт присвячено змінам теплових потоків в системі «атмосфера-океан», наприклад, [2, 47, 51, 50, 75]. Теплові потоки, які формуються у земної поверхні залежать не тільки від зміни приземної температури, але і від безлічі інших чинників. Тому питання – чи відбувається зміна теплових потоків в приземному шарі під впливом кліматичного зростання температури повітря та змінюється, в зв'язку з цим, тепловий баланс підстильної поверхні, залишається відкритим.

Для дослідження можливого впливу кліматичних змін на теплообмін в приземному шарі нами вибраний період інтенсивного потепління клімату з 1990 по 2010 роки, коли середня глобальна приземна температура повітря зросла на $0,48^\circ\text{C}$ [55]. У цей період відбулося зростання приземної

температури повітря і на Україні. На рис. 4.8а,в показаний багаторічний хід середньомісячних температур повітря в місяці січні та липні для 38 метеостанцій південно-західних областей України за 12-річний період з 1996 по 2007 рр.

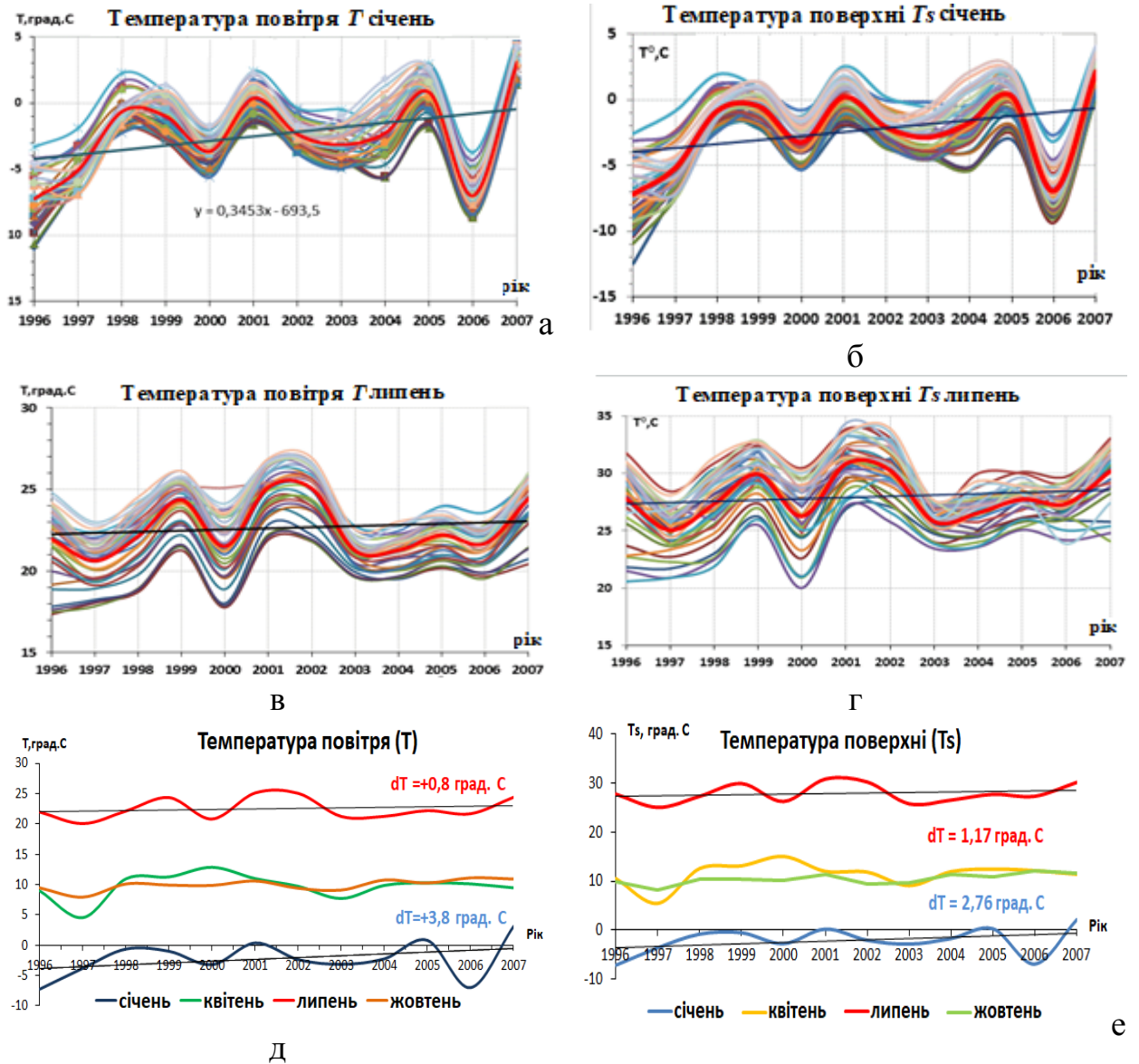


Рисунок 4.8 – Багаторічні зміни середньомісячних (січень, липень) температур повітря ($z = 2$ м) та температур земної поверхні (грунт, $z = 0$) за даними вимірів 38 метеостанцій південно-західних областей України

З рис. 4.8а,в,д видно, що зростання середньомісячної температури, усереднений за даними всіх 38 метеостанцій (червона лінія), взимку становить $+3,8^{\circ}\text{C}$, а влітку – $+0,8^{\circ}\text{C}$. У перехідні сезони року (квітень, жовтень) температура повітря практично не змінювалася. На рис. 4.8д показані багаторічні зміни температури повітря, які осереднені за даними всіх метеостанцій в центральні місяці сезонів. З урахуванням змін за центральні місяці сезонів зростання температури в південно-західних областях України за період 1996-2007 рр. склав $1,58^{\circ}\text{C}$. Середня температура повітря, яка усереднена за дослідний цикл по всіх метеостанціях, склала $10,1^{\circ}\text{C}$. Це підтверджується і дослідженнями, які виконані в роботі [3].

Протягом 1991-2010 рр. на всій території України спостерігалось зростання температури повітря, як в зимові, так й в літні місяці.

Наприклад, відмічається, що на значній частині України зростання температури взимку складало $2,0^{\circ}\text{C}$, а в липні на всій території України температура збільшилася на $1,0-1,5^{\circ}\text{C}$. [43].

На рис. 4.8б,г,е показані результати модельних розрахунків змін середньомісячної температури T_{sm} оголеного ґрунту ($z=0$) в південно-західних областях України. Багаторічні періодичні зміни температури ґрунту повністю повторюють річний хід температури повітря, тобто термодинамічні процеси, які визначають зміну температур двох різнорідних середовищ, єдині в системі «атмосфера-поверхня». Гармонійні ряди коливань температури двох середовищ є синфазними, так як вони починають діяти з однієї й тієї ж фази, відносного умовного нуля ($\Delta\varphi = 0$, в точці 1996 р.). Випадкові процеси, які представляють багаторічні зміни температури повітря та ґрунту, не є стаціонарними в широкому сенсі, оскільки не виконуються умови незалежності від часу перших двох статистичних моментів. Ці зміни описуються нестаціонарними функціями для яких характерна наявність загального детермінованого тренду.

Температура ґрунту, як і температура повітря за досліджуваний 12-ти річний період виросла на $+2,7^{\circ}\text{C}$ взимку і на $+1,2^{\circ}\text{C}$ влітку. Зростання

температури ґрунту з урахуванням центральних місяців сезонів за 12-річний період склало $2,16^{\circ}\text{C}$, тобто температура ґрунту зростає швидше ніж температура повітря. Середня температура ґрунту, яка усереднена по всіх метеостанціям за весь дванадцятирічний період, дорівнює $11,9^{\circ}\text{C}$, тобто середньорічна різниця температур в нижньому 2-х метровому шарі $\Delta T = \bar{T}_{\text{гр}} - \bar{T}_{\text{атм}}$ склала $1,78^{\circ}\text{C}$. Так як різниця температур визначає характер гідростатичної стійкості приземного шару, то її зміни можуть трактуватися як кліматичний показник змін стійкості нижніх шарів атмосфери. Ця різниця температур за досліджуваний період зросла на $0,57^{\circ}\text{C}$, тобто посилилася нестійкість. Різниці середньомісячних температур між ґрунтом та атмосферою взимку не перевищують $0,5^{\circ}\text{C}$, а в липні коливаються від 5 до $7,4^{\circ}\text{C}$. Так, наприклад, максимальна середньомісячна температура ґрунту становить $34,4^{\circ}\text{C}$, а максимальна середньомісячна температура повітря – $26,9^{\circ}\text{C}$. Звернемо увагу на багаторічний хід змін температури повітря та ґрунту в січні місяці. Тут на початку часового ряду (січень 1996 р.) і в його кінці (січень 2007 р.) виявилися місяці з екстремальними температурами. У січні 1996 р. середня температура була $-7,12^{\circ}\text{C}$, що відповідає мінімальним значенням за 12 років, а в січні 2007 р. зафіксовано найбільший середній максимум температур $4,8^{\circ}\text{C}$ [4]. Така температурна асиметрія часових рядів вплинула і на всі наступні показники. Січневі багаторічні коливання температури повітря і ґрунту мають 4 максимуму, які відносяться до 1998, 2001, 2005 та 2007 років. Підвищення температури в 1998 та 1999 роках пов'язано з впливом найсильнішого за ХХ століття явища Ель-Ніньо. Решта максимумів середніх температур в січні 2001, 2005 і 2007 року обумовлена, як зазначається в роботах [4, 31], змінами атмосферної циркуляції в умовах зміни клімату.

Далі на рис. 4.9а,б,в показані зміни середньомісячних (січень, липень) значень повного радіаційного балансу поверхні.

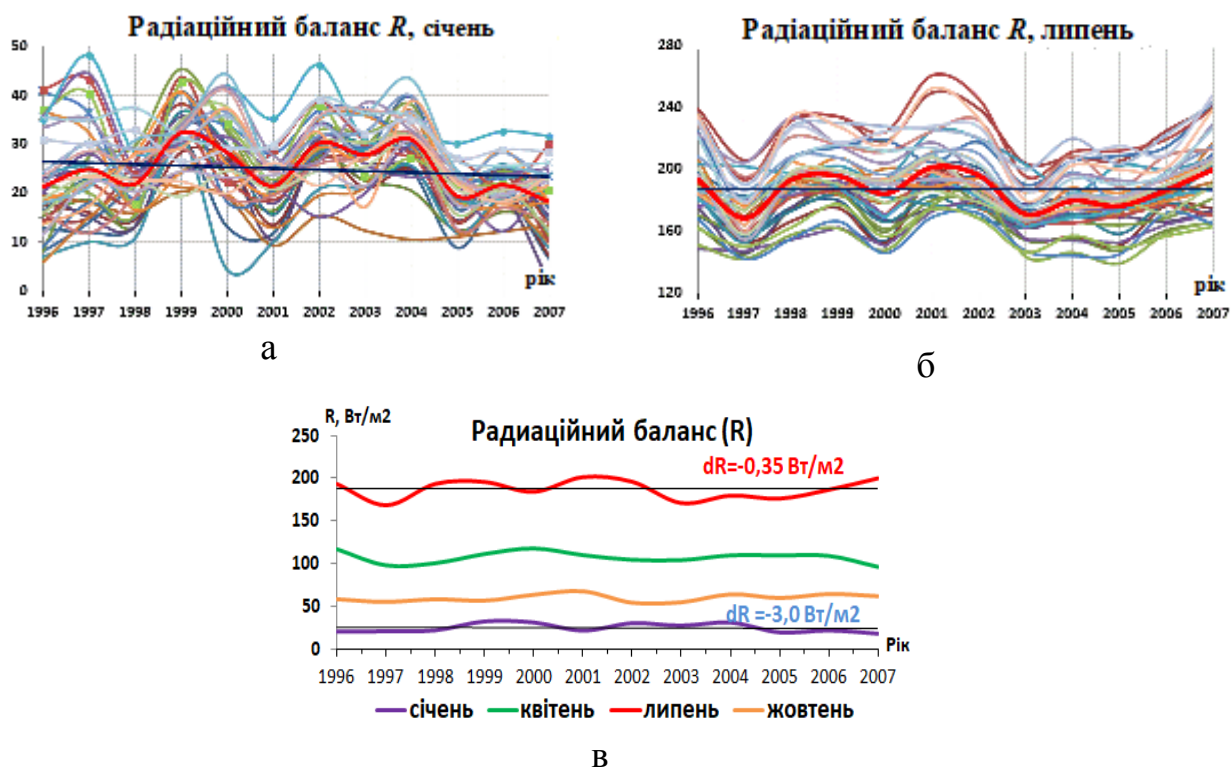


Рисунок 4.9 – Багаторічні зміни середньомісячних () значень повного радіаційного балансу поверхні за даними вимірів 38 метеостанцій південно-західних областей України

Зменшення середньомісячного радіаційного балансу спостерігається взимку на $-3,0 \text{ Вт/м}^2$, що становить приблизно 10% від його середніх значень, літом, значення практично не змінюється ($-0,35 \text{ Вт/м}^2$). З урахуванням центральних місяців сезонів зменшення радіаційного балансу в південно-західних областях України за дванадцятирічний період склало $-0,75 \text{ Вт/м}^2$. Особливо помітне зменшення радіаційного балансу відбулося в 2006 р. і, особливо, в 2007 р. На деяких метеостанціях середнє значення радіаційного балансу за січень 2007 року наближалось до нуля, наприклад, на метеостанції Жмеринка.

На інших станціях (Миколаїв, Любашівка, Баштанка, Вінниця, Могилів-Подільський) середньомісячні значення не перевищували $10\text{-}15 \text{ Вт/м}^2$, що на 10 Вт/м^2 менше середніх багаторічних значень для цих районів.

Таке різке зменшення може бути викликано тільки збільшенням кількості хмарності та збільшенням ефективного випромінювання за рахунок різкого зростання температури земної поверхні. Наприклад, температура поверхні в січні 2006 р. дорівнювала -7°C , а в січні 2007 року збільшилася на 12 градусів (до 5°C). Такі коливання кліматичних показників гідні окремого дослідження.

На рис. 4.10 показані зміни потоків тепла в ґрунті для 38 метеостанцій південно-західних областей України. Значно зменшився тепловий потік влітку $-3,58 \text{ Вт/м}^2$, що складає приблизно 10% від середньої величини потоку. Багаторічний хід зміни потоку тепла в ґрунті характерний поступовим зменшенням потоку від року до року протягом всіх 12 років. Це, очевидно, пов'язано з поступовим зменшенням вмісту вологи ґрунту в зв'язку зі зміною режиму опадів та ростом температури поверхні ґрунту.

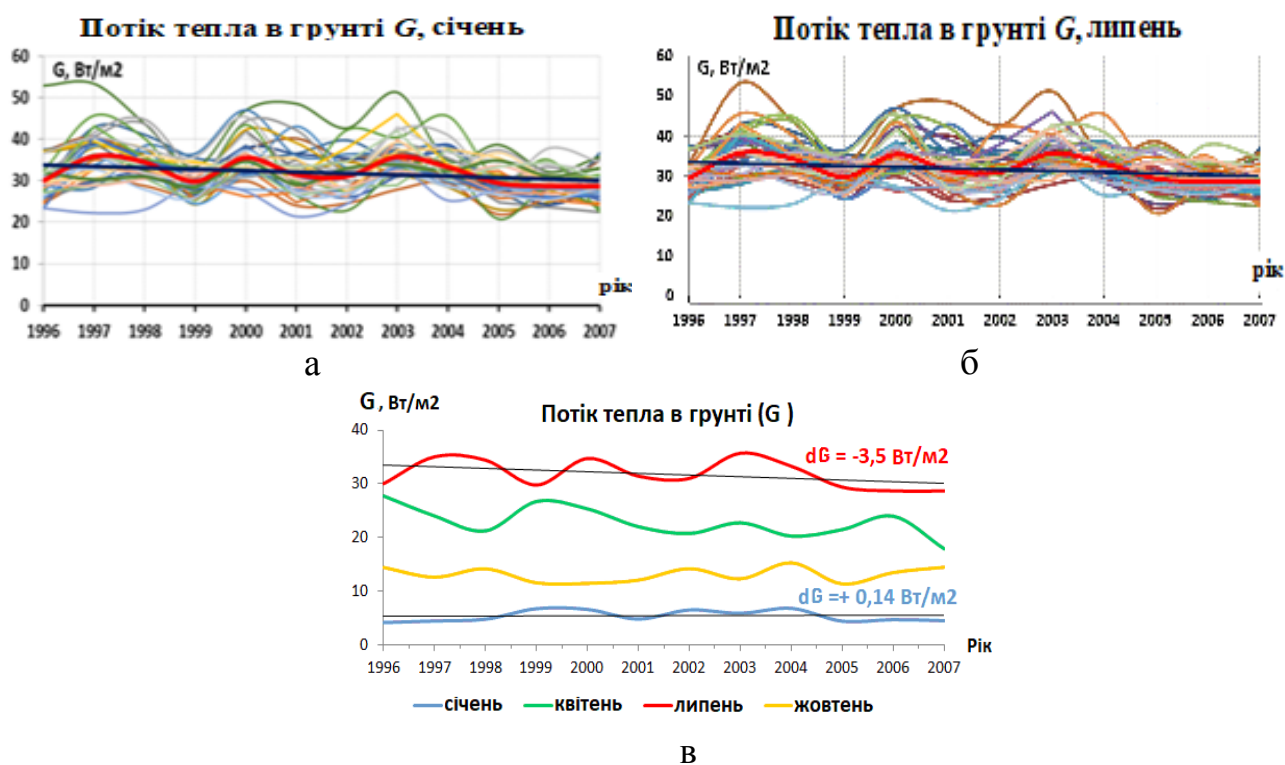


Рисунок 4.10 – Багаторічні зміни середньомісячних (січень, липень) значень потоків тепла в ґрунті за даними вимірів 38 метеостанцій південно-західних областей України

Наші висновки підтверджуються роботою [54], в якій зазначено, що в липні спостерігалися на протязі п'яти років сильні посухи, а на протязі трьох років – помірні посухи з площею охоплення більше 50% території України.

На рис. 4.11 показані багаторічні зміни середньомісячних (січень, липень) значень турбулентних потоків явного та прихованого тепла, які формуються в приземному шарі атмосфери під впливом різних процесів взаємодії в системі «поверхня-атмосфера».

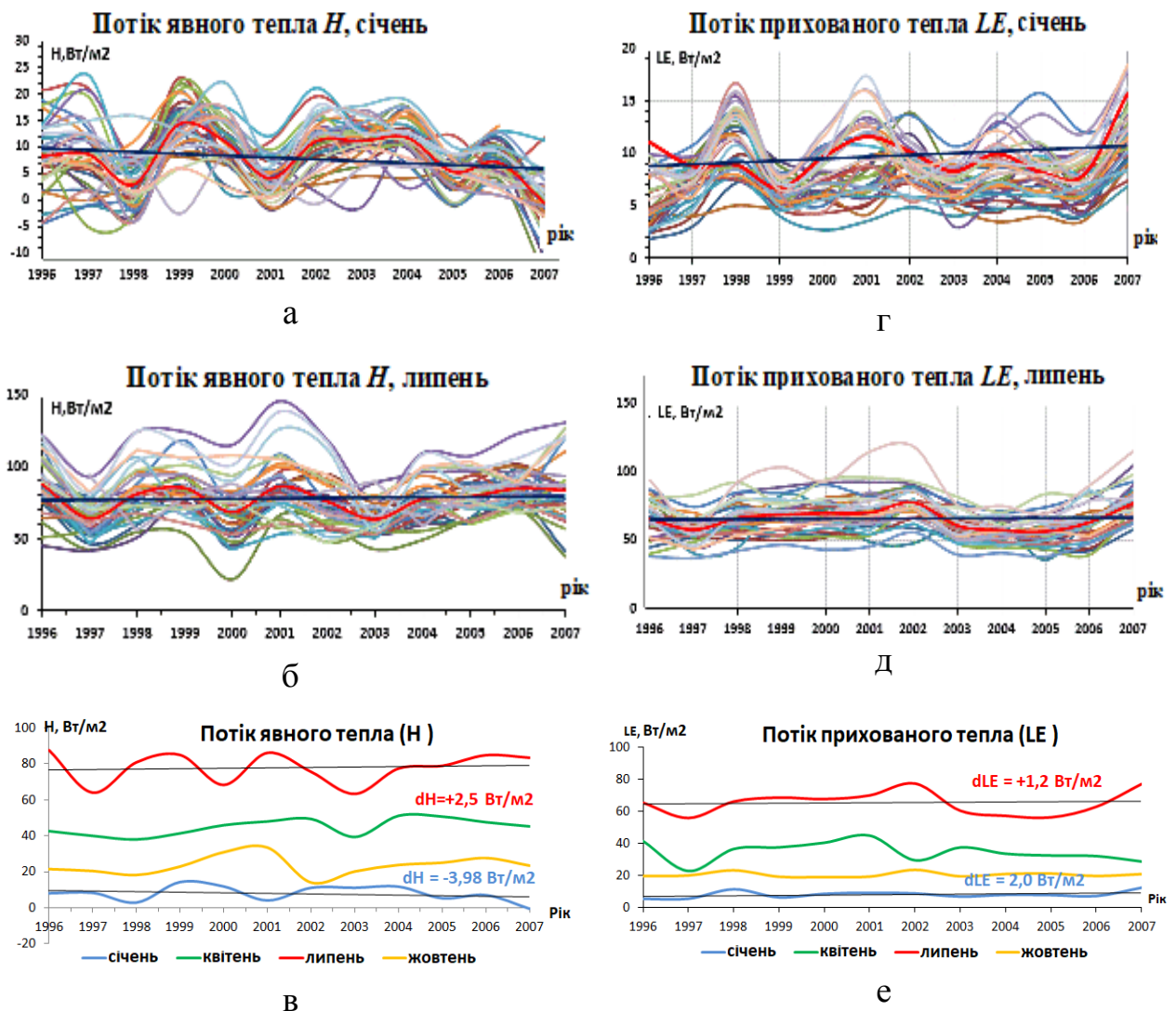


Рисунок 4.11 – Багаторічні зміни середньомісячних (січень, липень) значень турбулентних потоків явного та прихованого тепла поверхні за даними вимірів 38 метеостанцій південно-західних областей України

Характерним показником достовірності розрахунків теплових потоків є січень 2007 р., який виявився надзвичайно теплим, вологим та малосонячним місяцем з середньою температурою повітря 2-6 градусів тепла [4].

Високі температури повітря сприяли зростанню температури підстильної поверхні, що формувало сприятливі умови для інтенсивного випаровування зі зволоженою поверхнею ґрунту.

Потік явного тепла різко зменшився до нульових значень, а в деяких районах він став від'ємним, тобто змінився напрям потоку. Потік прихованого тепла різко збільшився до 15-20 Вт/м² (рис. 4.11а,б) та перевищив середньо багаторічні значення. Ці екстремальні метеорологічні умови створили кліматичний феномен, коли число Боуена ($Bo = H / LE$) на окремих метеостанціях виявилось негативним $Bo < 0$. Однак, в цілому по регіону за 12-річний цикл число Боуена залишилося рівним в січні $Bo = 0,94$, а в липні $Bo = 1,18$, що відповідає природі цих процесів.

Кореляційні залежності між радіаційним балансом та тепловими потоками H , LE та G показані в табл. 4.3.

Таблиця 4.3 – Кореляційні залежності між радіаційним балансом і компонентами теплового балансу поверхні

	R	T_2	H	LE	A	EAT	ER	TSM
R	1							
T_2	0,62	1,0						
H	0,91	0,52	1,0					
LE	0,87	0,61	0,61	1,0				
A	0,92	0,53	0,75	0,84	1,0			
EAT	0,53	0,90	0,43	0,49	0,47	1,0		
ER	0,70	0,98	0,62	0,64	0,59	0,88	1,0	
TSM	0,76	0,96	0,69	0,68	0,64	0,86	0,97	1,0

Пояснення: R – радіаційний баланс; T_2 – температура на рівні $z = 2$ м; H – турбулентний потік явного тепла; LE – турбулентний потік прихованого тепла; A – тепловий потік в ґрунті; EAT – довгохвильове випромінювання атмосфери; ER – довгохвильове випромінювання поверхні; TSM – розрахункова температура поверхні ґрунту

З табл. 4.3 випливає, що приземна температура T_2 та температура поверхні ґрунту TSM не є основними визначальними факторами зміни теплових потоків, так як коефіцієнти кореляції між T_2 та потоками H , LE та G складають $r = 0,5 - 0,6$.

Проте, так як температура повітря та температура поверхні є одним з трьох параметрів термодинамічної системи (тиск P , густина ρ , температура T), від їх зміни залежить і зміна внутрішньої енергії системи «атмосфера-поверхня». Приплив тепла за рахунок поглинання довгохвильової радіації призводить до змін всіх трьох параметрів стану системи, що і зумовлює зміну стану атмосфери, а, отже, й зміну процесів теплообміну між атмосферою та поверхнею.

Повітря, безпосередньо прилегле до земною поверхнею, обмінюється з нею теплом внаслідок молекулярної теплопровідності, якщо температура поверхні менше ніж температура повітря, але якщо температура поверхні більше температури повітря, то в в'язко-буферному шарі виникають умови, близькі до умов однорідної атмосфери, що сприяє утворенню градієнта автоконвекції, тобто розвитку конвективного теплообміну.

Властивості граничного шару в значній мірі визначаються вертикальними турбулентними потоками тепла, вологи та кількості руху, завдяки яким і здійснюється динамічна та термічна взаємодія атмосфери з підстильною поверхнею.

Таким чином, на території України за досліджуваний дванадцятирічний період спостерігалось зростання температури повітря та поверхні, що призвело до збільшення потоків явного тепла. Потоки прихованого тепла та

тепла в ґрунті, навпаки, зменшилися, однак загальний баланс підстильної поверхні виявився в межах норми, тобто його мінливість близька до нуля.

4.4. Просторова мінливість складових теплового балансу

Для аналізу просторової мінливості складових теплового балансу поверхні використовувалися ті ж метеорологічні дані, що і для аналізу їх часових багаторічних змін, тобто 38 метеостанцій південно-західні області України за період 1996-2007 рр.

На рисунках 4.12-4.16 показано просторові поля середньомісячних значень: температури підстильної поверхні (T_s °C) (рис. 4.12), радіаційного балансу (R , Вт/м²) (рис. 4.13), потоку тепла в ґрунті (G , Вт/м²) (рис. 4.14), потоку явного тепла (H , Вт/м²) (рис. 4.15) та потоку прихованого тепла (LE , Вт/м²) (рис. 4.16).

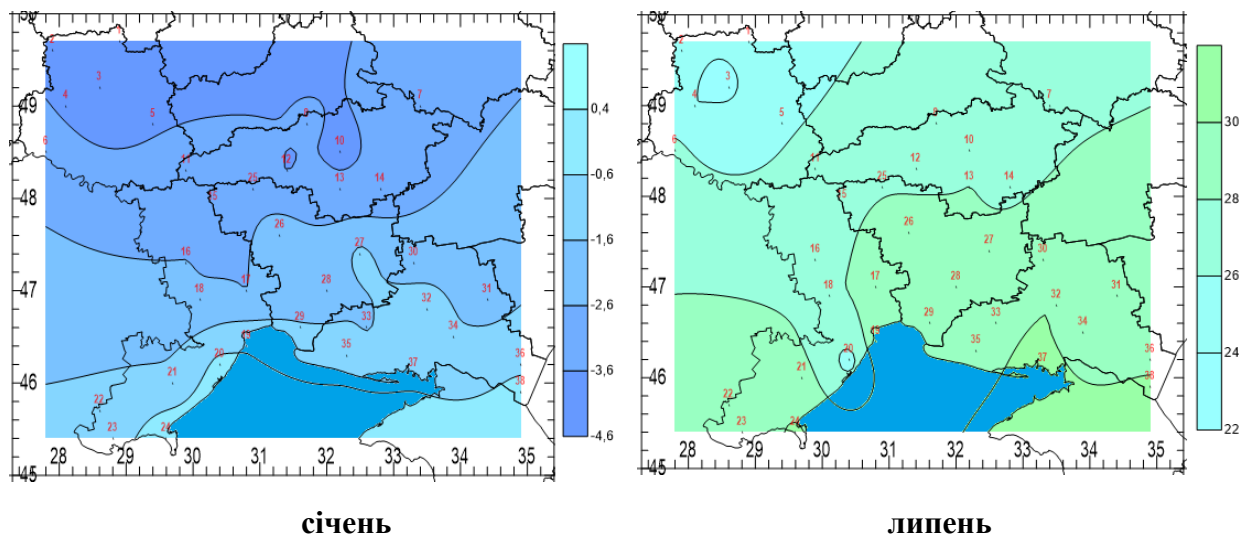


Рисунок 4.12 – Багаторічна просторовий розподіл середньомісячного значення температури підстильної поверхні T_s °C

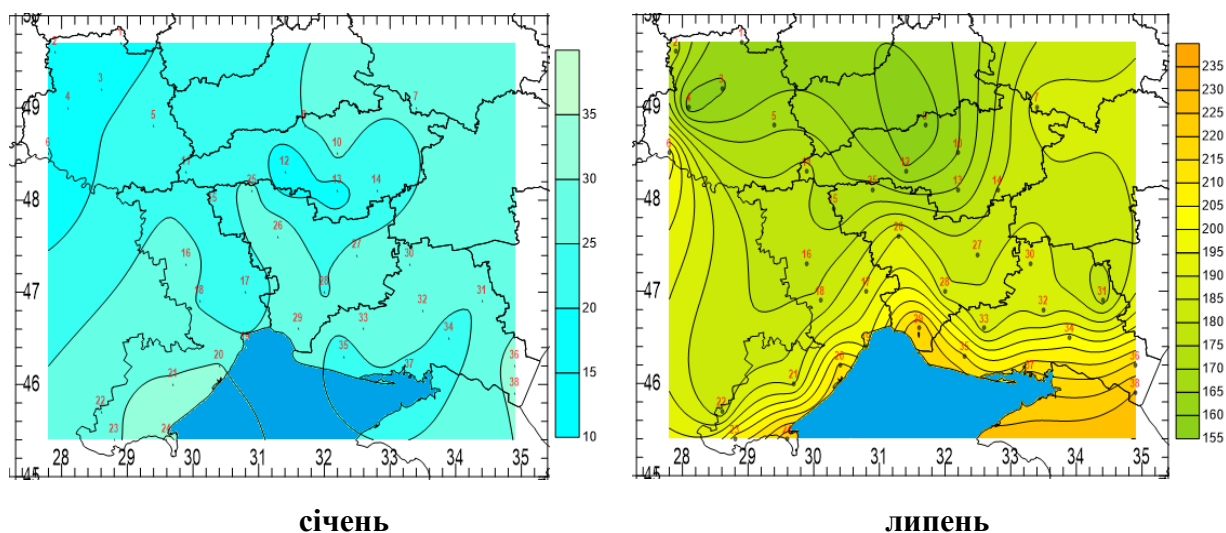


Рисунок 4.13 – Багаторічний просторовий розподіл середньомісячного радіаційного балансу поверхні R , Вт/м²

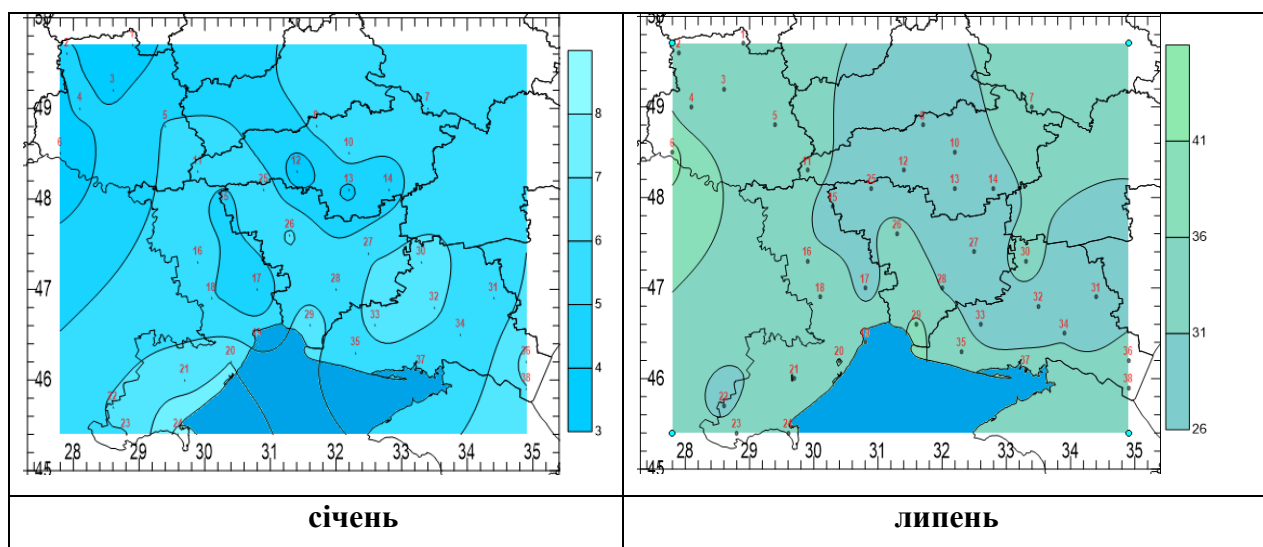


Рисунок 4.14 – Багаторічна просторовий розподіл середньомісячного потоку тепла в ґрунт G , Вт/м²

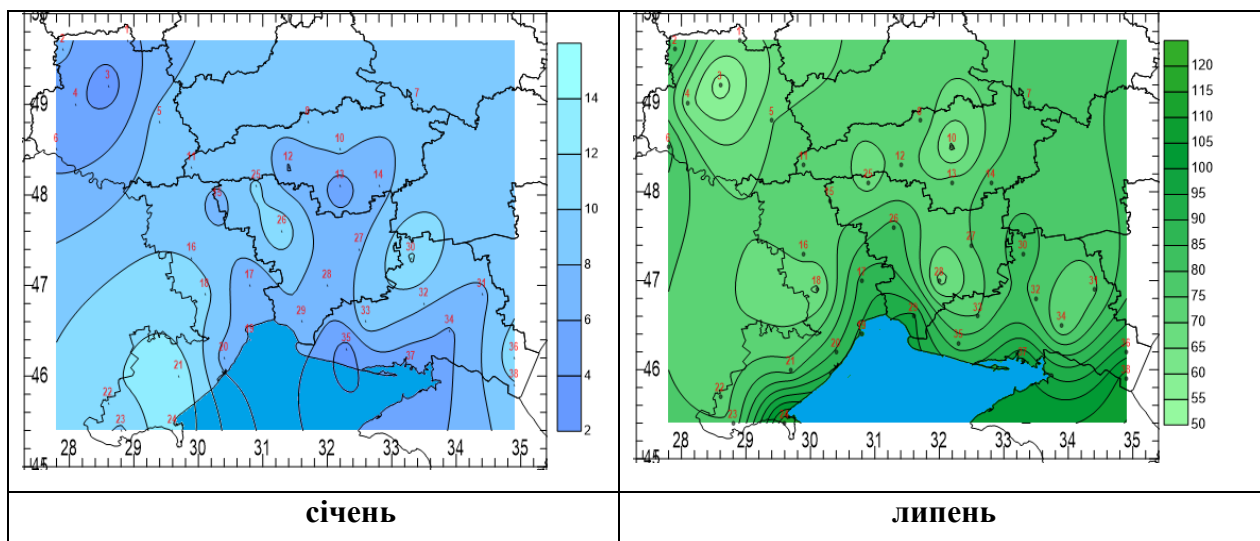


Рисунок 4.15 – Багаторічна просторовий розподіл середньомісячного значення турбулентного потоку явного тепла H , Вт/м²

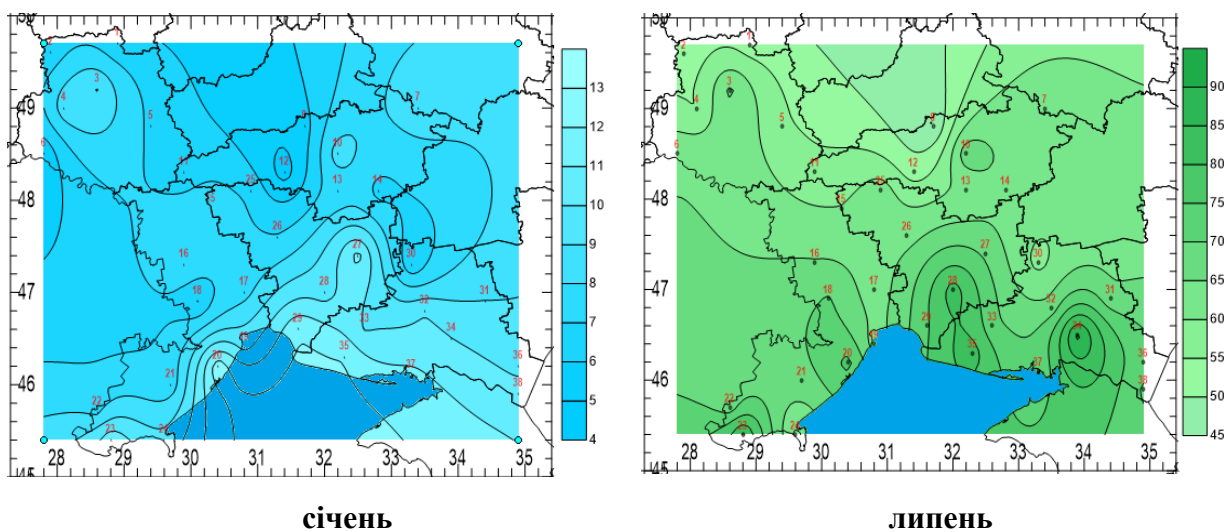


Рисунок 4.16 – Багаторічна просторовий розподіл середньомісячного значення турбулентного потоку прихованого тепла LE , Вт/м²

Отримані нами просторові розподіли відрізняються від раніше відомих, наприклад, від кліматичних карт просторових розподілів, більшою мезомасштабною детальністю. Так, виділяються окремі райони, де великий вплив місцевих фізико-географічних особливостей.

Наприклад, добре видно зміни температури ґрунту і складових теплового балансу в заплавах і гирлах річок Дністра, Південного Бугу та Дніпра.

Висновки до розділу 4

1. Досліджено кліматичні зміни складових теплового балансу. Виявлені зміни турбулентних потоків явного та схованого тепла, а також потоків тепла в ґрунті за досліджуваний 12-ти річний період. Ці зміни, очевидно, зумовлені зростанням температури повітря та температури поверхні. Зміна радіаційного балансу поверхні виявилася незначною.
2. Проведені розрахунки складових теплового балансу та розрахунки характеристик приземного шару показали, що розроблена модель може бути застосована в кліматичних дослідженнях процесів взаємодії в системі «атмосфера-поверхня». Такі дослідження вкрай необхідні для розуміння причин, що призводять до зміни клімату.

ВИСНОВКИ

- 1) У зв'язку зі змінами клімату виникла необхідність отримання постійної інформації про тепло- та вологообмін між атмосферою і поверхнею, що формується безпосередньо в приземному і граничному шарі. Тому необхідні моделі, що дозволяють оперативно по даним метеорологічних станцій гідрометслужби України, отримувати інформацію про складові теплового балансу поверхні. Такою моделлю може служити енергобалансова модель приземного шару – модель SLEB, використання якої дозволить дати оцінки можливих змін енергобалансу поверхні наприкінці XX і на початку XXI століття в Україні.
- 2) Енергобалансова модель SLEB дозволяє вивчати процеси взаємодії «атмосфера-поверхня» в мікро- та мезомасштабах. Відомості про такі процеси вкрай необхідні для розуміння причин не тільки глобальної зміни клімату, але й для врахування змін регіонального клімату при розробці програм сталого розвитку конкретного географічного регіону України.
- 3) В основі енергобалансової моделі лежить класична теорія приземного шару Моніна-Обухова, яка дозволяє знайти базові параметри (масштаби) та гідростатичну стійкість шару. Для опису фізичних закономірностей, що визначають взаємодію атмосфери і поверхні, використовуються різні фізичні закони, які достовірно підтверджені експериментальними даними.
- 4) Обчислювальна програма моделі створена в кодах мови програмування C++. Програма може використовуватися на персональних комп'ютерах з мінімальними характеристиками, тобто програма може бути завантажена в ПК на метеостанції, яка працює в режимі SYNOP.
- 5) Модель SLEB вперше для даного класу параметричних одновимірних моделей дозволяє виконати оцінки 30-ти різних величин, параметрів і

масштабів приземного та граничного шару атмосфери, які в сукупності детально описують всі характерні риси процесів взаємодії.

- 6) Енергобалансова модель SLEB з високою достовірністю оцінює всі енергетичні потоки, що включені до рівняння теплового балансу земної поверхні. Позитивний результат роботи моделі доведено шляхом проведення її верифікації, тобто підтвердження відповідності кінцевого продукту (складові балансу) визначеним еталонним (вимірним) вимогам.
- 7) Зіставлення вимірних і модельних розрахункових променистих потоків і потоків тепла в ґрунті, показало високу лінійну кореляцію між ними. Отримана точність оцінки значень температури підстильної поверхні означає достовірність оцінок всіх інших фізичних величин, потоків, параметрів і масштабів, оскільки температура поверхні залежить від усіх складових теплового балансу і величин, що їх визначають.
- 8) За допомогою моделі вперше отримана оцінка перепаду температури в'язкому підшарі та визначені масштаби термічної шорсткості поверхні. Висунуто припущення, що потік тепла в в'язкому підшарі в умовах нестійкої стратифікації здійснюється за рахунок автоконвекції. Вперше параметрична модель приземного шару з високою достовірністю визначає інтенсивність випаровування з різних поверхонь за 3-х годинні інтервали часу.
- 9) Виявлені зміни турбулентних потоків, потоків тепла в ґрунті та температури поверхні за досліджуваний 12-ти річний період. Такі дослідження вкрай необхідні для розуміння причин, що призводять до зміни клімату.
- 10) Вперше на основі приземних метеорологічних спостережень оцінені масштаби приземного та граничного шару, масштаб динамічного шару перемішування та виявлені їх статистичні закономірності, що дозволяє детальніше досліджувати клімат граничного шару атмосфери.

- 11) Вперше виявлені просторові мезоособливості кліматичних полів потоків тепла, випаровування, потоків в ґрунті, температури поверхні ґрунту і рослинності, радіаційного балансу та інших параметрів над різними поверхнями для території України.
- 12) Параметрична енергобалансова модель приземного шару SLEB може бути з успіхом застосована в різних областях природничих наук, таких як атмосферна дифузія шкідливих домішок, агрометеорологія, гідрологія та в областях, які пов'язані з дослідженнями альтернативних джерел енергії.

ПЕРЕЛІК ЛІТЕРАТУРИ

1. Алоян А.Е. Моделирование динамики и кинетики газовых примесей в атмосфере. – М: Наука, 2005. – 400с
2. Афанасьев А.Л. Бобров П.П. Оценка тепловых потоков при испарении с поверхности почвы по метеорологическим параметрам и данным микроволновой радиометрии.
3. Бабиченко В.Н., Николаева Н.В., Рудишина С.Ф, Гущина Л.М. Максимальная температура воздуха на территории Украины в условиях современного климата //Укр. Геогр. журн.–2010, –№3 –С. 6-15.
4. Бабіченко В.М., Ніколаєва Н.В., Гущина Л.М. Зміни температури повітря на території України наприкінці ХХ та на початку ХХІ століття // Укр. геогр. журн. – 2007. – №4 – С. 3 –12.
5. Белан Б.Д., Скляднева Т.К Результаты измерения суммарной солнечной радиации в районе Томска. Тр. Оптика атмосферы и океана, 13, № 4 (2000)с. 386-391.
6. Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. Оперативный гидродинамический краткосрочный прогноз метеовеличин и характеристик погоды в пунктах // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 2. –С. 14–26.
7. Бихеле З.Н., Молдау Х.А., Росс Ю.К. Математическое моделирование транспирации и фотосинтеза растений при недостатке почвенной влаги. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 223 с.
8. Бутусов О.Б., Татарников В. А. Трехмерная математическая модель атмосферного переноса промышленных загрязнений от точечных источников в условиях городской среды //Информационные проблемы изучения биосферы: Геоэкоинформационные центры РАН. Научное совещание по проблемам биосферы. – М. – 1992. – С. 91 – 96.

9. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 264 с.
10. Бютнер Э.К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 158 с
11. Бютнер Э.К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 158 с
12. Вагер Б.Г., Надежина Е.Д. Пограничный слой атмосферы в условиях горизонтальной неоднородности. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 136 с.
13. Волошин В.Г. Динамическая модель загрязнения атмосферы с метеорологическим препроцессором: /Науч. ред. С.Н.Степаненко. – Одесса: Экология, 2013. –296 с.
14. 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.
15. Волошин В.Г., Воротницкая А.В. Оценка устойчивости пограничного слоя атмосферы по данным метеорологических сетевых наблюдений//Сб. Метеорология, климатология и гідрологія. – 1978. – Вып. 14. – С. 10 – 17.
16. Волошин В.Г., Головатюк Н.Д. Статистические особенности суточных колебаний амплитуды температуры воздуха в приземном слое атмосферы в Одесской области//Вестник ОДЕКУ. – 2011. – Вып. 12.– С. 32-43.
17. Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Пространственно-временное распределение суммарной солнечной радиации в юго-западных областях Украины / Український гідрометеорологічний журнал. – Одесса: ТЕС. – 2010. – Вип. 6. – С. 84-92.
18. Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Функции диссипации турбулентной энергии в приземном слое атмосферы / Український

- гідрометеорологічний журнал. – Одеса: ТЕС. – 2015. – Вип. 16. – С. 67-75.
19. Волошин В.Г., Шурда О.Э. Профили ветра в растительном покрове//Сб. Метеорология, климатология и гидрологи. – 1995. – Вып. 32. – С. 125 – 135.
 20. Гаргер Е.К. и др. Использование модели численного прогноза погоды ММ5 для метеообеспечения систем аварийного реагирования АЭС / Гаргер Е.К., Лев Т.Д., Талерко Н.Н., Ковалев. И.В. //Украинский гидрометеорологический журнал. – 2009. – № 4. – С. 147 – 154.
 21. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. – М.: Мир, 1986. – 397 с.
 22. Глобус А.М. Экспериментальная гидрофизика почвы. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 355 с.
 23. Дубов А.С., Быкова Л.П., Марунич С.В. Турбулентность в растительном покрове. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 180 с.
 24. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 290 с.
 25. Зилитинкевич С.С., Монин А.С. Теория подобия для планетарного пограничного слоя атмосферы//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1974. – Т. 10, №6. – С. 587 – 599.
 26. Кондратьев К.Я. Комплексный энергетический эксперимент (КЭНЭКС); результаты и перспективы//Метеорология и гидрология. – 1976. – №8. – С. 3 – 9.
 27. Константинов А.Р. Испарение а природе. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 582 с.
 28. Курбацкий А.Ф. Лекции по турбулентности. – Новосибирск: Изд-во Новосибирского государственного университета, 2000.
 29. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 251 с.

30. Лыкосов В.Н., Палагин Э.Г. Динамика взаимного переноса тепла и влаги в системе атмосфера-почва // Метеорология и гидрология. – 1978. – №8. – С. 48 – 56.
31. Мартазинова В.Ф., Иванова Е.К., Чайка Д.Ю. Изменение атмосферной циркуляции в Северном полушарии в течение периода глобального потепления в XX веке // Укр. геогр. журн. – 2007. – №3. – С. 10 – 19.
32. Мартазинова В.Ф., Савчук С.В., Витвицкая И.В. Состояние средней суточной температуры воздуха и суточного количества осадков зимнего сезона в XX столетии по Киеву // Наук. пр. Укр. н.-д. гідрометеоролог. ін-ту. - 2007. - Вип. 256. - С. 7-18.
33. Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 866 с.
34. Менжулин Г.В. Об аэродинамических параметрах растительного покрова // Труды ГГО. – 1972. – Вып. 282. – С. 133 – 143.
35. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Тр. Геофизин. АН СССР. – 1954. – №24. – С. 163 – 187.
36. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидродинамика. Теория турбулентности. – СПб: Гидрометеиздат, 1996. – Т. 2. – 742 с.
37. Налбандян О. Г., Кухарец В.П. Голицын Г.С. Трехслойная динамическая модель взаимодействия поверхности с приземным слоем атмосферы // Изв. РАН Ф.А.О. – 2002. – Т.38, №3. – С. 293 – 300.
38. Нерпин СВ., Чудновский А.Ф. Энерго- и массообмен в системе растение-почва-воздух. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 265 с.
39. Облака и облачная атмосфера. Справочник /под ред. Мазина П.И. и др. – Л.: Гидрометеиздат. – 1989. – 615 с.
40. Оке Т.Р. Климаты пограничного слоя. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 340с.

41. Описание модели общей циркуляции атмосферы ИВМ-РАН-97/под ред. Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я., Дымников В.П., Лыкосов В.Н. – М.: Препринт ИВМ РАН, 1997. – 75 с.
42. Орленко Л.Р. Строение пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 279 с.
43. Осадчий В.І, Бабіченко В.М.. Температура повітря на території України в сучасних умовах клімату // Український географічний журнал - 2013, № 4.2.–С.3-5.
44. Палагин Э.Г. Математическое моделирование агрометеорологических условий озимых культур – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 197 с.
45. Перов В.Л. Реализация алгоритма расчета турбулентного масштаба длины, основанного на методе смещения частиц воздуха под влиянием сил плавучести, в модуле пограничного слоя атмосферы модели COSMO ГМЦ России //Труды ГМЦ России.–2011.– вып.346.– С.76-86.
46. Полуэктов Р.А., Опарина И.В, Терлеев В.В. Три способа расчета динамики почвенной влаги //Метеорология и гидрология. – 1997. – №8. – С. 105 – 112.
47. Пономарева В.И. Петров В.А. Климатическая изменчивость составляющих теплового баланса поверхности океана.–Известия ТИНРО.–Владивосток.– Том 169.– 2012.– 5-23с.
48. Раунер Ю.Л. Тепловой баланс растительного покрова. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 210 с.
49. Рейнольдс А.Дж. Турбулентные течения в инженерных приложениях. – М.: Энергия, 1979. – 408 с.
50. Репина Н.А. Методы определения турбулентных потоков над морской поверхностью. Москва. 2007. ИКИ РАН. 36с
51. Семенов В.А. Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосферы океан. Фундаментальная и прикладная климатология. –2015– Москва. Вып. 15.

52. Семенова І. Г. Оцінка посушливих умов на Україні в кінці ХХ і на початку ХХІ століття Вісник Балтійського федерального університету ім. І. Канта. – 2014. – Вип. 1. – С. 20-29.
53. Сивков С.И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 220 с.
54. Сивков С.И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 220 с.
55. Степаненко С. М. Динаміка та моделювання клімату / підруч./ : ОДЕКУ. – Одеса : Екологія, 2013 . – 203 с.
56. Степаненко С.Н., Волошин В.Г. Профили скорости ветра в слое проницаемой шероховатости//Украинский гидрометеорологический журнал. – 2010. – №6. – С. 24 – 35.
57. 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.
58. 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.
59. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Гончаренко Н.И. Оценка параметра мезошероховатости подстилающей поверхности в различных районах Украины//Метеорология, климатология и гидрология. – 2005. – Вып. 49. – С. 40 – 49.
60. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Масштабы приземного и пограничного слоя атмосферы / Український гідрометеорологічний журнал. – Одеса: ТЕС. – 2014. – Вип. 14. – С. 23-34.
61. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Расчет скорости ветра в нижнем трехсотметровом слое атмосферы по данным метеорологических наблюдений с учетом температурной стратификации

- и шероховатости поверхности / Український гідрометеорологічний журнал. – Одесса: ТЕС. – 2016. – Вип. 17. – С. 23-30.
62. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Энергобалансовая модель приземного слоя атмосферы//Украинский гидрометеорологический журнал. – 2011. – Вып. 9. – С. 38 – 59.
 63. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю., Агайар Е.В. Определение высоты пограничного слоя атмосферы по наземным метеорологическим наблюдениям / Scientific Journal ScienceRise. – 2016. – Vol/7/1 (24). – PP. 6-10.
 64. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю., Головатюк Н.Д. Метод расчета температуры подстилающей поверхности по стандартным метеорологическим наблюдениям / Український гідрометеорологічний журнал. – Одесса: ТЕС. – 2012. – Вип. 11. – С. 76-85.
 65. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю., Головатюк Н.Д. Учет метеорологических факторов при расчетах многолетних полей концентраций загрязняющих веществ для оценки экологических рисков здоровью населения / Геофизический журнал. –Киев. – №1, Т. 34.
 66. Тарнопольский А.Г. Математическое моделирование и прикладные задачи геофизического пограничного слоя. – О.: ТЭС. – 2002. – 365 с.
 67. Температура воздуха на Украине / Под ред. Бабиченко В.Н.. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 400 с.
 68. Ткачук С.В. Обзор индексов степени комфортности погодных условий и их связь с показателями смертности. Гидрометеорологический НИЦ РФ – Электронный ресурс: <http://method.meteorf.ru/publ/tr/tr347/tkachuk.pdf>
 69. Фейгельсон Е.М. Радиация в облачной атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 280 с.
 70. Физика. Большой энциклопедический словарь / Гл. ред. А. М. Прохоров. — М.: Большая Российская энциклопедия, 1998. — 944 с. — ISBN 5-85270-306-0.

71. Хартирен Дж, Мартин Ф. Динамическая и физическая метеорология. – М.: ИЛ, 1960. – 460 с.
72. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 156 с.
73. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. – М.: Наука, 1974. – 320с.
74. Шмакин А.Б. Параметризация процессов в снежном покрове и в оттаивающем грунте для моделей климата. – Метеорология и гидрология, 1999, №2. – с.32-45
75. Электронный журнал «Вестник Омского Государственного педагогического университета».– Выпуск 206.– www.omsk.edu
76. Baldocchi D. Biometeorology, Lecture 22, Wind and Turbulence, Canopy Air Space: Observations and Principles. Lecture 30. Stomatal Conductance. ESPM 129 // University of California. – 2008. – <<s3.amazonaws.com/zanran/14457594.pdf >>, <ebookbrowse.com/lecture-30-stomatal-cond>>.
77. Ball J.T., Woodrow I.E., Berry J.A. A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. Progress in Photosynthesis Research//J. Biggins, Ed. – 1987. – V. 4. – P. 221 – 234.
78. Balling R.C, Michaels P.J, Knappenberger PC (1998) Analysis of winter and summer warming rates in gridded temperature time series. Clim Res 9:175–181.
79. Barrow E.M, Hulme M (1996) Changing probabilities of daily temperature extremes in the UK related to future global warming and changes in climate variability. Clim Res 6: 21–31.
80. Blackadar A.K. The Vertical Distribution of Wind and Turbulent Exchange in a Neutral Atmosphere//J. Geophys. Res. – 1962. – V. 67. – P. 3095 – 3102.
81. Bouttier F., Mahfouf J.F., Noilhan J. Sequential assimilation of soil moisture from atmospheric low-level parameters. Part I: Sensitivity and calibration studies//J. Appl. Meteor. – 1993. – V.32. – P. 1335 – 1351.

82. Brutsaert W. Aspects of Bulk Atmospheric Boundary Layer Similarity under Free-Convective Conditions//Rev. Geophys. – 1999. – V. 37. – P. 439 – 451.
83. Brutsaert W. Evaporation into the Atmosphere. Theory, History and Applications//D. Reidel Publ. Co., 1982. – 375 p.
84. Businger J.A., Wyngaard J.C., Izumi Y., Bradley E.F. Flux profile relationships in the atmospheric surface layer//J. Atmos Sci. – 1971. – №28. – P. 181 – 189.
85. 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. – V. 101. – P. 7251 – 7268.
86. Chen, F., Pielke R., Sr. Mitchell K. Development and application of land-surface models for mesoscale atmospheric models//American Geophysical Union. – 2001. – P. 107 – 135.
87. Clapp R.B., Hornberger G.M.: Empirical equations for some soil hydraulic properties//Water Resour. Res. – 1978. – V. 14. – P. 601 – 604.
88. Gregory J.M, Mitchell JFB (1995) Simulation of daily variability of surface temperature and precipitation over Europe in the current and $2 \times \text{CO}_2$ climates using the UKMO climate model. Q J R Meteorol Soc 121:1451–1476.
89. Holton J.R. An Introduction to Dynamic Meteorology. – Academic Press, New York, 2004. – 535 p.
90. Holtslag A.A. Modelling of Atmospheric Boundary Layers/A.A.M. Holtslag and P. G. Duynkerke, eds/ Clear and Cloudy Boundary Layers//Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. – Amsterdam. – 1998. – P. 85 – 110.
91. Kelliher F.M., Leuning R., Raupach M.R., Schulze E.D. Maximum conductances for evaporation from global vegetation types//Agric. For. Meteor. – 1995. – V. 73. – P. 1 – 16.

92. Knappenberger P.C, Michaels P.J, Schwartzman P.D (1996) Observed changes in the diurnal temperature and dewpoint cycles across the United States. *Geophys Res Lett* 23:2637–2640.
93. Lenderink G., and Holtslag A.A. An updated length-scale formulation for turbulent mixing in clear and cloudy boundary layers./ *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2004, vol.130 (604), pp.3405-3427
94. Mahfouf J.F. Analysis of soil moisture from near-surface parameters: A feasibility study//*J. Appl. Meteor.* – 1991. – V. 30. – P. 1534 – 1547.
95. Mahrt L., Pan H.L. A two-layer model of soil hydrology//*Bound.-Layer Meteor.* – 1984. – V. 29. – P. 1 – 20.
96. Mihailovic D.T., Pielke R.A., Rajkovic B., Lee T.J., Jeftic M., A resistance representation of schemes for evaporation from bare and partly plant-covered surfaces for use in atmospheric models//*J. Appl. Meteor.* – 1993. – V. 32. – P. 1038 – 1054.
97. Moeng C.H., Wyngaard J.C. Statistics of conservative scalars in the conservative boundary layer // *Journ. Atmos. Sci.* – 1984. – V. 41. – P. 31 – 61.
98. Nieuwstadt F.T.M., H. van Dop. *Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling.* – Reidel, 1982. – 358 p.
99. Troen I., Mahrt L. A Simple Model of the Atmospheric Boundary Layer: sensitivity to surface evaporation// *Boundary-Layer Meteorol.* – 1986. – V. 37. – P. 129 – 148.
100. Wieringa J. Estimation of mesoscale and local-scale roughness for atmospheric transport modeling//*Air.Pollut. model and Appl.* 1. Proc. 11th Int. Techn. Meet. Amsterdam. – 24-27 Nov., 1980. – New York; Lohdon. – P. 279 – 295.
101. Xiu A., Pleim J.E. Development of a land surface model. Part I: Application in a mesoscale meteorological model//*J. Appl. Meteorol.* – 2001. – V. 40, № 2. – P. 192 – 209.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ НАУКОВИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Статті у фахових наукових виданнях

1. Волошина О.В., Курышина В.Ю. Пространственно-временное распределение суммарной солнечной радиации в юго-западных областях Украины / Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – Вип. 6. – С. 84-92. (обробка та аналіз даних)
2. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Энергобалансовая модель приземного слоя атмосферы / Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – Вип. 9. – С. 38-58. (створення моделі на мові програмування C++)
3. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю., Головатюк Н.Д. Учет метеорологических факторов при расчетах многолетних полей концентраций загрязняющих веществ для оценки экологических рисков здоровью населения / Геофизический журнал. – 2012. – Т. 34 (1), – С. 105-114. (розрахунки даних)
4. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю., Головатюк Н.Д. Метод расчета температуры подстилающей поверхности по стандартным метеорологическим наблюдениям / Український гідрометеорологічний журнал. – 2012. – Вип. 11. – С. 76-85. (аналіз матеріалів досліджень)
5. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Масштабы приземного и пограничного слоя атмосферы / Український гідрометеорологічний журнал. – 2014. – Вип. 14. – С. 23-34. (обробка та аналіз даних)
6. Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Функции диссипации турбулентной энергии в приземном слое атмосферы / Український гідрометеорологічний журнал. – 2015. – Вип. 16. – С. 67-75. (розрахунки та аналіз даних)
7. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Расчет скорости ветра в нижнем трехсотметровом слое атмосферы по данным метеорологических наблюдений с учетом температурной стратификации и шероховатости поверхности / Український гідрометеорологічний журнал. – 2016. – Вип. 17. – С. 23-30. (аналіз матеріалів досліджень)

Статті у зарубіжних виданнях

1. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю., Агайар Э.В. Определение высоты пограничного слоя атмосферы по наземным метеорологическим наблюдениям / Scientific Journal ScienceRise. – 2016. – Vol/7/1 (24). – PP. 6-10. (обробка та аналіз даних)
2. Stepanenko S., Voloshine V., Ivus H., Kuryshyna V. Assessment of the surface heat budget components using a model of the surface layer energy budget. Scientific Journal IJREES – 2017. – Vol.7(1). – PP.1-7. (аналіз матеріалів досліджень)

Тези доповідей і матеріали конференцій

1. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Пространственно-временное распределение суммарной солнечной радиации / Матеріали ІХ наукової конференції молодих вчених. ОДЕКУ, 10-16 травня 2009 р. – С. 74-75.
2. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Пространственно-временное распределение суммарной солнечной радиации в юго-западных областях Украины / Матеріали Х наукової конференції молодих вчених. ОДЕКУ, 11-15 травня 2010 р. – С. 162-163.
3. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Особенности распределения суммарной радиации на территории Одесской области / XVII Міжнародна науково-практична конференція «Екологія. Людина . Суспільство». НТУУ «КПІ», 21-23 травня 2014 р. – С.102-103.
4. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Теплобалансовая модель приземного слоя / Материалы Научной конференции «Ломоносовские чтения-2014». – Севастополь, 7-11 апреля 2014 г. – С. 25-26.
5. Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Многолетние изменения составляющих теплового баланса / Матеріали ІІІ міжнародної науково-практичної конференції «Актуальні проблеми розвитку світової науки». – Київ, 28 лютого 2017 р. – С. 29-38.
6. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Энергобалансовая модель приземного слоя и ее использование в задачах климатологии / Матеріали І Всеукраїнського гідрометеорологічного з'їзду. ОДЕКУ, 22-23 березня 2017 р. – С. 212-213.

Додаток Б

Таблиця Б1 – Початкові величини, які використовуються
в моделі SLEB

п/ п	Геофізичні і метеорологічні величини	Позначення	Джерело
1	Широта і довгота місцевості (град)	φ, λ	Геофізичні дані
2	Висота місцевості над рівнем моря (м)	z_{00}	
3	Географічна природна зона	степ, ліс та інш.	
4	Рельєф (нахил, експозиція),	α, Am	
5	Дата, час спостереження	NM, D, TR	
6	Тип ґрунту, згідно типізації по [23]	Таблиця 3.8	
7	Агрогідрологічні константи ґрунту: вологість стійкого в'янення; максимальна вологість ґрунту; польова вологоємність ґрунту; потенціал ґрунтової вологи.	$W_{s \min},$ $W_{s \max},$ $W_{sn},$	
8	Параметри поверхні в категоріях "рослинність-землекористування" [40]	$\Psi_{\max}.$	
9	Альбедо поверхні	As	
10	Шорсткість поверхні	z_0	
11	Температура і вологість повітря, $z = 2$ м	$T^{\circ}C, f\%$	Дані метеорологічних спостережень з кодом KH-1 (FM 12-VII SINOP)
12	Швидкість і напрям вітру $z = 10$ м	U, dd	
13	Кількість загальної і нижньої хмарності	N_0, N_H	
14	Форма хмарності кожного ярусу	Цифри коду	
15	Дальність видимості, км	L	
16	Тип опадів, тривалість, кількість опадів між термінами спостереження, мм	R_t, R_{day}	
17	Стан поверхні землі	Цифри коду	
18	Стан поверхні ґрунту	Цифри коду	

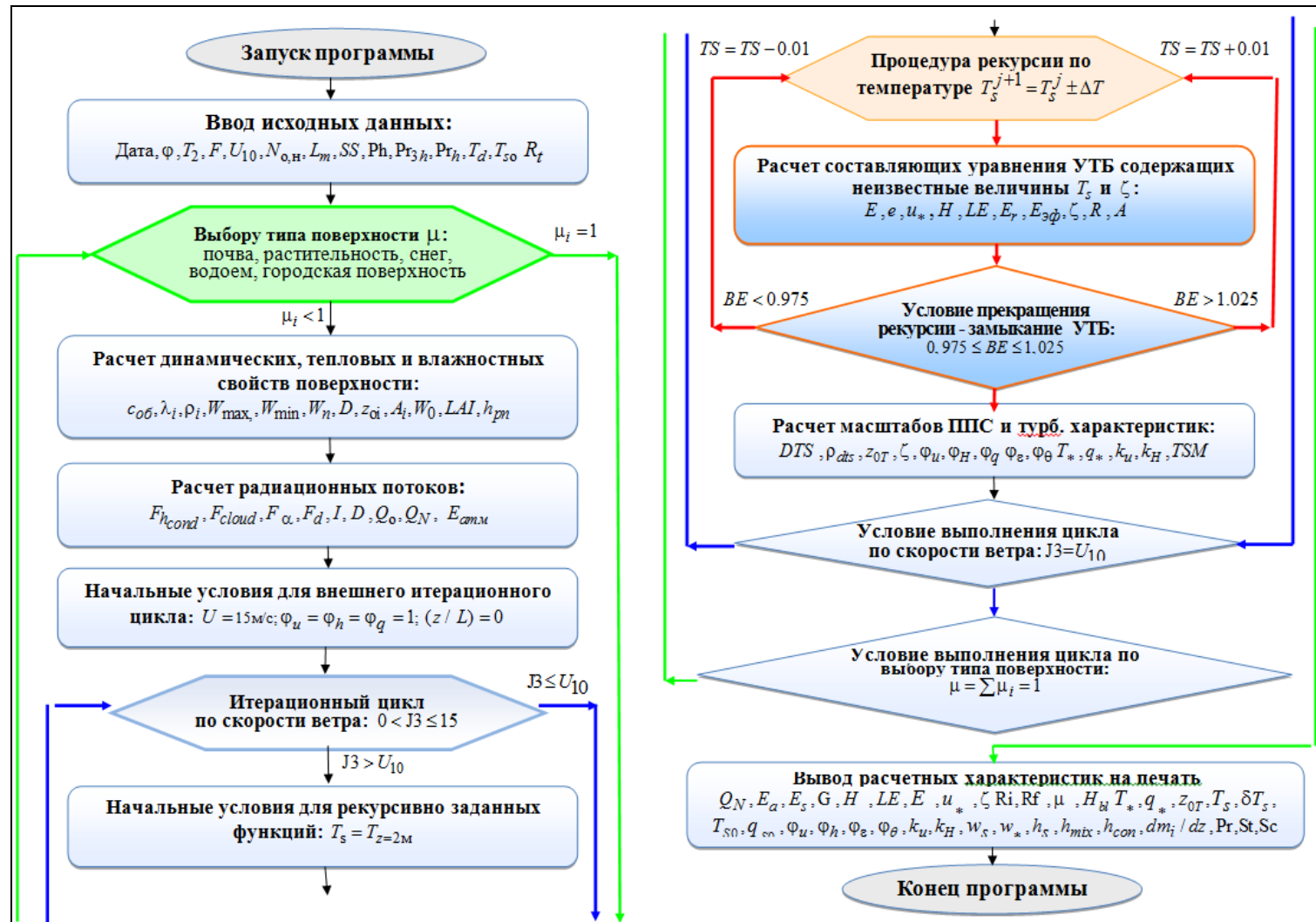


Рисунок Б1 – Блок-схема модели SLEB

Таблиця Б2 – Розрахункові параметри моделі SLEB

№ п/п	Розрахункові параметри	Позначення
1	Сумарна сонячна радіація, Вт/м ²	Q_{Σ}
2	Випроміння атмосфери, Вт/м ²	E_a
3	Випроміння земної поверхні, Вт/м ²	E_s
4	Потік тепла в ґрунті, Вт/м ²	G
5	Турбулентний потік явного тепла, Вт/м ²	H
6	Турбулентний потік прихованого тепла, Вт/м ²	LE
7	Випаровування (транспірування) г/м ² с	E
8	Динамічна швидкість, м/с	u_*
9	Критерій стійкості Моніна-Обухова	$\zeta = z/L$
10	Число Річардсона	Ri, Rf
11	Параметр Моніна-Казанського	μ
12	Масштаб товщини екмановського шару, м	$H_{bla} = \Lambda_1$
13	Масштаб температури ПША, К	T_*
14	Масштаб вологості ПША, г/г	q_*
15	Шорсткість для профілю температури	z_{0T}
16	Температура на рівні z_{0T} , °С	T_s
17	Перепад температури у в'язкому підшарі, °С	δT_s
18	Температура поверхні, °С	T_{s0}
19	Вологість поверхні, г/г	q_{s0}
20	Функції профілю вітру і температури	Φ_u, Φ_h
21	Функції дисипації турбулентної енергії	$\Phi_\varepsilon, \Phi_\theta$
22	Коефіцієнти турбулентності, м ² /з	k_u, k_H
23	Масштаб швидкості для ПША, м/с	w_s
24	Масштаб конвективної швидкості, м/с	w_*
25	Масштаб товщини приземного шару, м	h_s
26	Масштаб товщини шару перемішування, м	h_{mix}
27	Масштаб товщини конвективного шару, м	h_{con}
28	Швидкість вітру, температура повітря та їх градієнти до висоти 300 м	dm_i / dz
29	Число Прандтля, Стентона, Шмідта	Pr, C_T, C_q

Таблиця Б3 – Шорсткість z_0 для поверхонь з рослинним покривом
[23, 40, 58, 100] і розрахункові величини z_{0rp} за
формулою (2.90)

Тип поверхні	z_0 , см	z_{0rp} ,	$LAI = \tilde{S}$
Скошена трава $h = 3$ см	0,7	0,5	3
Рівнина, рідкісна трава $h = 10$ см	0,65	0,65	1,5
Скошена трава $h = 4,5$ при $u_z = 6-8$ м/с	1,7	1,0	7
Степ з невисокою густою травою h до 5 см,	2,5	1,0	6
Напівпустеля з від. кущами h до 30 см	3,5	2,5	1,5
Висока трава $h = 60$ см при $1,5 \leq U \leq 6$ м/с	3,7-9,0	5-9	$2 < \tilde{S} < 6$
Рівнина з рідкісною травою $h \leq 60$ см	5,0	4,0	1,5
Рівнина з густою травою $h \leq 60$ см	9,5	8,5	6
Кукурудза $2 \leq h \leq 2,5$ м	25-50	22-36	$2 < \tilde{S} < 5$
Листяні ліси $10 \leq h \leq 15$ м	100-200	115-195	$3 < \tilde{S} < 10$

Таблиця Б4 – Параметри різних типів ґрунтів

№	b	SATPS	DRYSMC	MAXSMC	REFSMC	SATDW	W_0
1	2.79	0.069	1.0	33.9	23.6	0.61E - 6	0.02
2	4.26	0.036	2.8	42.1	38.3	0.51E - 5	0.05
3	4.74	0.141	4.7	43.4	38.3	0.80E - 5	0.08
4	5.33	0.759	8.4	47.6	36.0	0.24E - 4	0.20
5	5.33	0.759	8.4	47.6	38.3	0.24E - 4	0.18
6	5.25	0.355	6.6	43.9	32.9	0.14E - 4	0.13
7	6.66	0.135	6.7	40.4	31.4	0.99E - 5	0.27
8	8.72	0.617	12.0	46.4	38.7	0.24E - 4	0.24
9	8.17	0.263	10.3	46.5	38.2	0.11E - 4	0.23
10	10.73	0.09	10.0	40.6	33.8	0.19E - 4	0.30
11	10.39	0.324	12.6	46.8	40.4	0.96E - 5	0.40
12	11.55	0.468	13.8	46.8	41.2	0.11E - 4	0.2
13	5.25	0.355	6.6	43.9	32.9	0.14E - 3	0.4

У таблиці Б4 прийняті наступні позначення:

b – безрозмірний показник Клаппа-Хорнбергера (*function of soil type*);

SATPS – потенціал ґрунтової вологості при максимальному її значенні, м, (*saturation soil potential*);

DRYSMC – об'ємна вологість ґрунту, відповідна посухи або вологості зав'ядання (*dry soil moisture threshold*);

MAXSMC – об'ємна максимальна вологість ґрунту, відповідна її пористості (*soil moisture content (porosity)*);

REFSMC – об'ємна польова вологоємність ґрунту (*reference soil moisture (field capacity)*);

SATDW – максимальне значення коефіцієнта дифузії води, $\text{м}^2/\text{с}$, (*soil diffusivity*);

W_0 – кількість води, яка залишається незамерзаючої в ґрунті, $\text{кг}/\text{кг}$.

У таблиці присутні наступні типи ґрунтів:

- 1) Пісок (*Sand*);
- 2) Суглинний пісок (*Loamy Sand*);
- 3) Супіски (*Sandy Loam*);
- 4) Алевритовий суглинок (*Silt Loam*);
- 5) Іл (*Silt*);
- 6) Суглинок (*Loam*);
- 7) Піщаний суглинок (*Sandy Clay Loam*);
- 8) Мулистий суглинок (*Silty Clay Loam*);
- 9) Глинистий суглинок (*Clay Loam*);
- 10) Піщана глина (*Sandy Clay*);
- 11) Мулиста глина (*Silty Clay*);
- 12) Глина (*Clay*);
- 13) Органічний Матеріал (*Organic Material*).

Таблиця Б5 – Параметри рослинного покриву в категоріях «рослинність-землекористування»

Class	Alb	z_0 , cm	SHDFAC	RS	RGL	HS	HVmax	LAI _{max}
1	0.15	100	0.1	200	999.9	999.9	6	2
2	0.19	7.0	0.8	70	100.	36.25	1	3
3	0.15	7.0	0.8	60	100.	36.25	0.5	3
4	0.17	7.0	0.8	70	100.	36.25	0.5	3
5	0.19	10.0	0.8	80	100.	36.25	0.3	2.5
6	0.19	15.0	0.8	180	65.	44.14	3	4
7	0.19	8.0	0.8	83	100.	36.25	0.3	2
8	0.25	10.0	0.7	300	100.	42.0	2	3
9	0.23	10.0	0.7	170	100.	39.18	2	3
10	Не використовується							
11	0.12	80.0	0.8	200	30.	54.33	5	6
12	0.11	85.0	0.7	200	30.	47.35	5	5
13	Не використовується							
14	Не використовується							
15	0.12	50.0	0.8	200	30.	51.93	5	5
16	0.19	0.1		999.9				
17	0.12	4.0	0.6	150	100.	60.0	0.3	0,5
18	0.12	45.0	0.6	200	30.	51.93	4	5

Позначення:

Alb – альбе́до (*albedo*);

z_0 – шорсткість поверхні (*roughness length*);

SHDFAC – фракція вегетації (*green vegetation fraction*);

RS – опір продихи, с/м, (*stomatal resistance*);

RG – параметр функції впливу радіації (*parameter used in radiation stress function*);

HS – параметр функції впливу вологості (*parameter used in vapor pressure deficit*);

LAI – максимальний листовий індекс (*leaf area index*);

HV – максимальна середня висота рослинності, м, (*middle max height of vegetation*).

Категорії «рослинність-землекористування»:

1 – Міська та забудована земля (*Urban and Built-Up Land*);

2 – Орні угіддя (*Dryland Cropland and Pasture*);

3 – Зрошувальні орні угіддя (*Irrigated Cropland and Pasture*);

4 – Змішані сухі і зрошувані орні угіддя (*Mixed Dry land / Irrigated Cropland and Pasture*);

5 – Мозаїка орні угіддя / поле (*Cropland / Grassland Mosaic*);

6 – Мозаїка орні угіддя / Лісиста місцевість (лісосмуги) (*Cropland / Woodland Mosaic*);

- 7 – Поле (*Grassland*);
- 8 – Кущі (*Shrubland*);
- 9 – Змішані кущі / поле (*Mixed Shrubland / Grassland*);
- 10 – Саванна (*Savanna*);
- 11 – Листопадний ліс (*Deciduous Broadleaf Forest*);
- 12 – Змішаний хвойний ліс (*Deciduous Needle leaf Forest*);
- 13 – Вічнозелений ліс (*Evergreen Broadleaf Forest*);
- 14 – Змішаний вічнозелений ліс (*Evergreen Needleleaf Forest*);
- 15 – Змішаний ліс (*Mixed Forest*);
- 16 – Водна поверхня (*Water Bodies*);
- 17 – Трава зволожена (*Herbaceous Wetland*);
- 18 – Ліс зволожений (*Wooded Wetland*).

Таблиця Б6 – Типи поверхні та сезони року

Типи поверхонь	Сезони року
1. Міська поверхня 2. Сільськогосподарські угіддя 3. Рівнинні природні поверхні без с/г рослинності 4. Ліс різного типу 5. Приміські області з трав'янистою поверхнею 6. Приміські області з парками (лісом) 7. Поверхня води 8. Піщані і кам'янисті поверхні, безплідні землі 9. Природно зволожені місця (заболочені) з рослинністю	1. Середина літа з щільним рослинним покривом 2. Осінь, зі скошеними орними угіддями 3. Глибока осінь після морозу, без снігу 4. Зима зі снігом на поверхні землі 5. Початок весни з частково зеленої поверхнею і не високими однорічними рослинами

Таблиця Б7 – Значення z_0 (м) для різних типів поверхні і сезонів року

Сезон року	Тип поверхні								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	1,0	0,25	0,05	0,6	0,6	0,8	0,002	0,01	0,15
2	1,0	0,10	0,05	0,6	0,6	0,8	0,002	0,01	0,1
3	1,0	0,03	0,05	0,6	0,6	0,8	0,002	0,01	0,1
4	1,0	0,01	0,005	0,6	0,6	0,8	0,002	0,01	0,001
5	1,0	0,05	0,02	0,6	0,6	0,8	0,002	0,01	0,1