

УКРАЇНСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ІНСТИТУТ
ДЕРЖАВНА СЛУЖБА УКРАЇНИ З НАДЗВИЧАЙНИХ СИТУАЦІЙ
НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

ПИСАРЕНКО ЛАРИСА АНАТОЛІЇВНА

УДК 551.588 (551.588.6)

ДИСЕРТАЦІЯ

**ВПЛИВ ЗНЕЛІСНЕННЯ НА РЕГІОНАЛЬНІ КЛІМАТИЧНІ
ХАРАКТЕРИСТИКИ В УКРАЇНІ НА ОСНОВІ ЧИСЕЛЬНОГО
РЕТРОСПЕКТИВНОГО ЕКСПЕРИМЕНТУ**

Спеціальність 103 - Науки про Землю

Галузь знань 10 – Природничі науки

Подається на здобуття наукового ступеня доктора філософії

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

_____Л.А. Писаренко

Науковий керівник: Краковська Світлана Володимирівна, кандидат фізико-математичних наук, старший науковий співробітник

Київ – 2022

АНОТАЦІЯ

Писаренко Л. А. Вплив знеліснення на регіональні кліматичні характеристики в Україні на основі чисельного ретроспективного експерименту. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора філософії за спеціальністю 103 – Науки про Землю (10 – Природничі науки) - Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України на НАН України, Київ, 2022.

Робота присвячена встановленню закономірностей впливу зміни підстильної поверхні, зокрема часткового знеліснення, на регіональні кліматичні характеристики радіаційного, термічного, вологісного та вітрового режимів у граничному шарі атмосфери для різних сезонів року та трьох широтних зон України за мінімального антропогенного впливу у період 1850-1929.

Антропогенні зміни підстильної поверхні в історичному минулому суттєво вплинули на характеристики земної поверхні, що у свою чергу впливає на кліматичну систему та біогеохімічні цикли в ній. Очікувана інтенсифікація зміни землекористування для потреб людства у майбутньому потребує розуміння наслідків таких процесів для регіонального клімату, які можна дослідити на основі моделювання. Серед найсуттєвіших процесів видозміни підстильної поверхні є знеліснення, що характерно і для України. Вплив знеліснення на регіональний клімат, особливо у помірних широтах, є недостатньо вивченим, що може призводити до зростання похибок у прогностичних кліматичних моделях під час аналізу сценаріїв очікуваних змін у майбутньому. Враховуючи накладання впливу на клімат антропогенних чинників, для дослідження безпосереднього внеску знеліснення необхідно аналізувати період, коли інший антропогенний вплив на кліматичну систему був відсутнім або мінімальним.

Метою дослідження є встановлення закономірностей та кількісна оцінка зміни регіональних кліматичних характеристик в Україні внаслідок часткового знеліснення на основі даних чисельного ретроспективного експерименту.

Об'єктом дослідження є кліматичні характеристики підстильної поверхні та граничного шару атмосфери.

Предметом дослідження є зміна радіаційного, термічного, вологісного та вітрового режимів внаслідок знеліснення на території України.

Дослідження реалізовано із використанням даних чисельних експериментів проєкту The Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP). На основі даних 6 глобальних кліматичних моделей (ГКМ) проаналізовано вплив знеліснення на альbedo підстильної поверхні; температуру підстильної поверхні; приземну температуру повітря (на висоті 2 м); добовий та річний розмахи (амплітуди) приземної температури повітря; суму опадів та їхню частку, що затримується рослинним покривом; випаровування з поверхні ґрунту та рослинного покриву; загальний вміст вологи в ґрунті та швидкість вітру. Періоди часткового знеліснення поділено на умовно доіндустріальний зі зменшенням лісистості протягом 1850-1899 рр. та без змін у лісовому покриві 1900-1929 рр. Розрахунки виконано для аномалій кліматичних характеристик відносно усереднених значень показників за базовий 20-річний період 1850-1869 для кожного місяця, сезону чи року.

Виявлено, що часткове знеліснення на 35-60% з подальшою заміною на трав'яний покрив призводить до зростання відбивної здатності підстильної поверхні з максимальними ефектами взимку, що може бути пов'язано зі встановленням снігового покриву та більшого відкриття підстильної поверхні внаслідок знеліснення. У зимові місяці виявлено, що ріст альbedo складає максимально до 4,8%/10 років. У весняний, літній, осінній сезони також спостерігається зростання відбивної здатності поверхні, проте не настільки значне через малу відмінність між значеннями альbedo лісу та трав'яного покриву. Ріст відбивної здатності підстильної поверхні у ці сезони становить до 0,6%/10 років.

Зміна альbedo призводить до зміни термічного режиму території. Зокрема, спостерігається зниження температури підстильної поверхні, особливо у зимовий сезон, до $-0,4^{\circ}\text{C}/10$ років. У літній сезон зниження температури підстильної поверхні є меншим і складає до $-0,3^{\circ}\text{C}/10$ років. За стабілізації лісового покриву ці зміни уповільнюються. За досліджуваний період часткове

зnelіснення призвело до зниження температури підстильної поверхні на $-3,0 \dots -1,8^{\circ}\text{C}$ у зимовий сезон з найбільшими змінами на північному сході, сході та у районі Карпат за деякими ГKM, та до $-1,4 \dots -1,3^{\circ}\text{C}$ на півночі, сході України у літній сезон.

Загалом зміни приземної температури повітря узгоджуються зі змінами температури підстильної поверхні. Внаслідок зростання відбивної здатності підстильної поверхні виявлено зміни до $-0,4^{\circ}\text{C}/10$ років у зимовий сезон, до $-0,3^{\circ}\text{C}/10$ років влітку, та до $-0,2^{\circ}\text{C}/10$ років у перехідні сезони у широтних зонах.

Часткове зnelіснення у холодний сезон (листопад-березень) потенційно призведе до зростання усередненого добового розмаху (амплітуди) температури повітря до $0,2^{\circ}\text{C}/10$ років, тобто до більшої континентальності клімату. Для теплого сезону (квітень-жовтень) подібні зміни не виявлено. За результатами моделювання не виявлено односпрямованих змін річного розмаху (амплітуди) температури повітря.

Отримані результати щодо зміни термічного режиму стосуються виключно зміни відбивної здатності підстильної поверхні через заміну лісового покриву на трав'яний. Взимку ключову роль у цьому відіграє наявність снігового покриву, що призводить до зниження температури підстильної поверхні та повітря. Слід зазначити, що мова йде про протидію ефекту лісу: з одного боку, ліси мають низьке альbedo, що сприяє підвищенню температури навколишнього середовища, а з іншого - це одне із основних джерел стоку та поглинання CO_2 , що спричиняє зниження температури повітря. Оскільки експеримент носить характер оцінки відносно “чистого” вкладу зnelіснення на розподіл кліматичних характеристик за невеликого або незмінного антропогенного впливу, то вирубка лісів у даний час за великого антропогенного навантаження призведе до зростання CO_2 в атмосфері і як наслідок, до зростання глобальної температури повітря, що буде протидіяти виявленим ефектам.

Зменшення лісового покриву вплине на зміну характеристик вологості. Виявлено зменшення частки опадів затриманих рослинним покривом внаслідок зменшення лісистості, тобто більша кількість вологи потраплятиме на

підстильну поверхню. Тренди зміни затриманих опадів складають до -2,6....-1,5%/10 років. Встановлено, що зменшення лісистості на 35-60% призводить до зменшення частки затриманих опадів до -14,5% у вузлі сітки.

У свою чергу, зменшення частки затриманих опадів внаслідок часткового знеліснення спричинить зміну загального вмісту вологи в ґрунті на 0,1%-4,9%/10 років залежно від місяця року та моделі. Встановлено, що найбільші зміни відбуваються влітку та восени, що складають максимально до 45-55% відносно базового двадцятиріччя 1850-1869 рр. у вузлах сітки на сході країни, де моделювалося максимальне знеліснення. Такий ефект може потенційно спричиняти зміну стоку та гідрологічного режиму в цілому.

У той же час показано, що зменшення лісового покриття вплине на зростання випаровування з поверхні ґрунту, що простежується в весняно-літній сезони зі змінами максимально до 1,6 мм/10 років. У той же час, часткове знеліснення вплине на зменшення випаровування з поверхні рослинного покриття, що складає -0,8...-0,6 мм/10 років або до -4,5...-4,0 мм за період знеліснення у весняний та до -4,6 мм у літній сезон. Встановлено, що зменшення лісистості вплине на зменшення частки затриманої суми опадів, що у свою чергу призведе до зростання загального вмісту вологи в ґрунті і скоріше за все, вплине на режим стоку. З іншого боку, це призведе до зростання швидкості випаровування з поверхні ґрунту та зменшення випаровування з рослинного покриття, що може потенційно призвести до більшої посушливості.

Виявлено, що зменшення лісового покриття вплине на зростання середньої швидкості вітру на 0,1-0,2 м/с за 10 років. За досліджуваний період це призведе до зростання швидкості вітру до 1,2 м/с. У свою чергу, це може спричинити більше висушування та видування ґрунтів, зростання повторюваності пилових бурь, тощо.

Основні наукові результати дослідження можуть бути використані для оцінки наслідків вирубки лісів на регіональний клімат території України. Встановлені закономірності надають уявлення про зміни кліматичних характеристик у помірному широтному поясі внаслідок знеліснення, та можуть

бути використані для покращення прогностичних кліматичних моделей та сценаріїв очікуваних змін у майбутньому. Отримані кількісні показники можуть використовуватися для визначення критичної площі знеліснення без подальшого негативного впливу на регіональні кліматичні умови та для оцінки потенційних темпів зміни кліматичних характеристик внаслідок значної вирубки лісів.

Ключові слова: знеліснення, альbedo, температура підстильної поверхні, приземна температура повітря, опади, вміст вологи в ґрунті, випаровування, швидкість вітру, LUMIP.

ABSTRACT

Pysarenko L.A. The influence of deforestation on regional climate characteristics in Ukraine based on a numerical retrospective experiment. – Qualifying scientific work on the rights of the manuscript.

Thesis for the academic degree of Doctor of Philosophy (Ph.D.) in the specialty 103 - Earth Sciences (the field of knowledge 10 - Natural Sciences). – Ukrainian Hydrometeorological Institute of the State Emergency Service of Ukraine and the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2022.

The thesis is devoted to the research on the effect of land cover change, particularly, the partial deforestation on regional climate characteristics of radiation, thermal, moisture and wind regimes in the atmospheric boundary layer for different seasons and three latitudinal zones under minimal anthropogenic impact for the territory of Ukraine. Human-induced land use in the historical past has already significantly affected land cover changes, which in turn influences climate and biogeochemical cycles. The expected projected intensification in land use to meet the population needs for the future demands the understanding of consequences of land use in the past. These effects are possible to study by applying numerical modelling. Among the most significant processes of land cover change with impact on the climate system is deforestation. This problem is also typical for Ukraine. The impact of deforestation on regional climate, particularly in midlatitudes, is still not well studied.

Thus, the lack of understanding this influence causes the increase of biases in forecast/climate models for the analysis of climate projections of expected changes in the future. Considering the anthropogenic input in the climate system, it is necessary to research a period under minimal/absent human-induced on climate system.

The aim of the study is to reveal the patterns and quantitative assessment of regional climate characteristics change in Ukraine due to the partial deforestation based on data of numerical retrospective experiment.

Object: climate characteristics of land cover (surface) and the atmospheric boundary layer.

The subject of the study is changes in radiative, thermal, moisture and wind regimes as a consequence of deforestation on the territory of Ukraine.

The research has been conducted via using data of numerical experiment the Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP). The influence of deforestation has been analyzed basing on the data of 6 Global Climate Models (GCM) for such characteristics as land surface albedo; surface temperature; air temperature (2m); daily and annual air temperature ranges (amplitude); monthly sums of precipitation and fraction of precipitation intercepted by the canopy; evaporation from soil and canopy; total soil moisture content; wind speed. The period of research was divided into two parts: 1) 1850-1899 - defined as quasi pre-industrial with partial and gradual deforestation; 2) 1900-1929 - without changes in forest cover. The calculations have been made for anomalies of climate characteristics, using mean values of the first 20-year base period (1850-1869) for month, season or year.

It has been found that the partial deforestation of 35-60% with further replacement by grass causes the increase of land surface reflectance with maximal effects in winter season. It is definitely connected with the presence of snow cover and more opening the land surface due to deforestation. Albedo increases at maximal rate up to 4.8%/10 years in winter months. In spring, summer and autumn seasons the rise of reflectance is also observed but with a lesser trend due to the small difference between forest and grass albedos. The increase during these seasons is up to 0.6%/10 years.

Changes in albedo provokes changes in the thermal regime of the territory. Particularly, in the winter season the decrease of surface temperature is observed with values up to $-0.4^{\circ}\text{C}/10$ years. There is a drop in summer too, but with a lower trend of $-0.3^{\circ}\text{C}/10$ years in latitudinal zones. It should be noticed that these changes slow down during the stabilization of forest cover. For the research period the partial deforestation causes the decrease of surface temperature up to $-3.0\dots-1.8^{\circ}\text{C}$ in the winter season in the north-east, the east and the Carpathians according to some GCMs, and to $-1.4\dots-1.3^{\circ}\text{C}$ in the northern and the eastern parts of Ukraine in the summer.

In general, changes in 2-m air temperature follow the changes in surface temperature. The increase in surface reflectivity caused the negative trend of surface temperature with values up to $-0.4^{\circ}\text{C}/10$ years in the winter season, up to $-0.3^{\circ}\text{C}/10$ years in the summer, and up to $-0.2^{\circ}\text{C}/10$ years in other seasons in latitudinal zones.

The partial deforestation in the cold season (November-March) potentially causes the rise of the mean daily air temperature range to $0.2^{\circ}\text{C}/10$ years. So, it resulted in more climate continentality. There are no similar trends for the warm season (April-October). Also, for the annual temperature range clear trends have not been found.

The obtained results about changes in thermal regime are connected only with the changes in albedo as a consequence of replacement forest by grass. During the winter season the key role plays the availability of snow cover that provokes surface and air temperatures to decrease. It should be noted that this means the counteracting effect of forest: on the one side, forests have low albedo, which causes the warming of the surrounding area; on the other side, this is one of the main sinks of CO_2 , which reduce green-house effects and decreases air temperature. Insofar as the aim of the experiment is to estimate the relatively “net” effect of deforestation on spatio-temporal distribution of climate characteristics in the condition of minimal or steady anthropogenic impact. It is clear that the current and future deforestation will cause the increase of CO_2 in the atmosphere and as a consequence the increase of global air temperature which counteract the effects determined in this study.

The partial deforestation will provoke changes in characteristics of the humidification regime. A fraction of precipitation intercepted by the canopy due to

deforestation has decreased. Thus, more water will reach the ground. The trends of this characteristic are up to $-2.6\ldots-1.5\%/10$ years. It has been revealed that reduction of forest cover on 35-60% causes the decline in a fraction of precipitation intercepted by the canopy to -14.5% in grid point. As a consequence, this decrease in intercepted precipitation as a result of deforestation will cause an increase in total soil moisture content of $0.1\%-4.9\%/10$ years depending on a month of a year and GCM. It has been found that more significant changes are in the summer and autumn seasons with maximal values of 45-55% in grid points relatively the base 20-year period 1850-1869. Such effect can cause changes in discharge and hydrologic regime in general.

Meanwhile, it has shown that forest cover reduction will impact on the increase of evaporation from soil with changes at maximal rate up to $1.6\text{ mm}/10$ years in the spring and summer seasons. At the same time, the partial deforestation will provoke the decrease of evaporation from the canopy with values $-0.8\ldots-0.6\text{ mm}/10$ years or $-4.5\ldots-4.0\text{ mm}$ in the spring and to -4.6 mm in the summer for the period of deforestation. Thus, it has been found that forest cover reduction will influence the decrease of the fraction precipitation intercepted by the canopy which in turn will induce the increase of total soil moisture and probably will impact a runoff regime. On the other side evaporation from soil will rise and evaporation from canopy will reduce that can potentially shift to more aridity.

It has found that the partial deforestation will accelerate mean wind speed to $0.1 - 0.2\text{ m/s}$ per 10 years. For the research period the increase in wind is up to 1.2 m/s , which can trigger more soil desiccation and erosion, dust storms etc. Main scientific results can be used for the evaluation of the consequences of deforestation on the regional climate of Ukraine. Obtained patterns demonstrate how deforestation influences changes in climate characteristics in the middle latitudes. These results can be applied for improving climate models and projected changes in the future. Received quantitative characteristics can be used for calculation of the critical area of deforestation without further negative impact on regional climate conditions and for estimating the potential rate of changes of climate characteristics due to significant deforestation.

Key words: deforestation, albedo, surface temperature, 2-m air temperature, precipitation, soil moisture content, evaporation, wind speed, LUMIP.

СПИСОК НАУКОВИХ ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Статті у фахових наукових виданнях України

1. **Писаренко Л.А.,** Краковська С.В. Основні напрямки сучасних досліджень взаємодії клімату і підстильної поверхні. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2020. №25. С. 38-52 <https://doi.org/10.31481/uhmj.25.2020.04> (особистий внесок автора – аналіз літературних джерел, узагальнення результатів)

Статті у фахових наукових виданнях, проіндексованих у базах даних Web of Science Core Collection та /або Scopus

2. **Писаренко Л.А.,** Краковська С.В. Вплив знеліснення на радіаційний та термічний режими території України за даними глобальних кліматичних моделей. *Геофізичний журнал*. 2021. №3. С.135-160 <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i3.236385> (Web of Science) (особистий внесок автора – збір, обробка, аналіз даних, картографічне представлення результатів та опис отриманих результатів)

3. **Писаренко Л.А.,** Краковська С.В. Вплив знеліснення на випаровування вологи з ґрунту та рослинного покриву на території України за даними чисельного експерименту LUMIP. *Геофізичний журнал*. 2021. №6. С.221-247 <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i6.251564> (Web of Science) (особистий внесок автора – збір, обробка, аналіз даних, картографічне представлення та опис отриманих результатів)

Інші публікації пов'язані з темою дисертації

4. Mahura A., Nuterman R., Nerobelov G., Sedeeva M., Smyshlyaev S., Savenets M., **L. Pysarenko**, Krakovska S., Ivanov S., Michaelides S., Ruban I., Sassi A.S.,

Makkonen R., Baklanov A., Petaja T., Zilitinkevich S., Kulmala M.. Integrated Multi-Scale Modelling for Meteorology-Chemistry-Aerosol Interactions. *Report Series in Aerosol Science*. 2019. No. 226. P.429–431. URL: http://www.faar.fi/wp-content/uploads/2019/11/CoE_proceedings_2019-compressed.pdf

Праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації

5. **Писаренко Л.А.** Можливі інструменти дослідження взаємозв'язку змін підстильної поверхні та кліматичних характеристик над територією України. *Сучасні проблеми природничих наук: теорія, практика, освітні новації: III Міжнародна науково-практична конференція* (Ніжин, 18–19 жовтня, 2018 р.). Ніжин: НДУ імені Миколи Гоголя, 2018. С.239-242

6. **Писаренко Л.А.** Вплив змін кліматичних умов на лісовий покрив у бореальній зоні. *Актуальні проблеми дослідження довкілля: матеріали VIII Міжнародної наукової конференції, присвяченої 10-річчю створення Гетьманського національного природного парку* (Суми, Україна, 24-25 травня 2019 р.). Суми: СумДПУ імені А.С. Макаренка, 2019. С.286-287

7. **Писаренко Л.А.** Оцінка вмісту CO₂ у бореальних лісах в умовах сучасних кліматичних змін. *Вплив кліматичних змін на просторовий розвиток територій Землі: наслідки та шляхи вирішення: тези доповідей II Міжнародної науково-практичної конференції* (Херсон, 13–14 червня 2019 р.). Херсон: ДВНЗ «ХДАУ».С. 143-145

8. **Pysarenko, L., Krakovska, S.** Impact of deforestation on surface radiative properties and temperature characteristics in Ukraine based on LUMIP CMIP 6 datasets. *EGU General Assembly 2021*, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-7726, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-7726>, 2021 (особистий внесок автора – збір, обробка, аналіз даних та опис отриманих результатів)

9. **Pysarenko, L., Krakovska, S.** The effect of partial deforestation on surface wind speed. *International Research-to-practice conference climate services: science and*

education, September 22-24, 2021, Odesa, Ukraine, p.127-128 (особистий внесок автора – збір, обробка, аналіз даних та опис отриманих результатів)

10. Писаренко Л.А., Краковська С.В. Вплив часткового знеліснення на режим зволоження території України. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд, 7–9 жовтня 2021 р., Одеса, Україна, с. 135-136 (особистий внесок автора – збір, обробка, аналіз даних та опис отриманих результатів)*

ЗМІСТ

ВСТУП	16
РОЗДІЛ 1. ПРОБЛЕМАТИКА СУЧАСНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ВЗАЄМОДІЇ КЛІМАТУ І ПІДСТИЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ.....	22
1.1 Загальний моніторинг стану та зміни підстильної поверхні.....	23
1.2 Вплив підстильної поверхні на регіональні кліматичні умови та вміст хімічних складових в атмосфері	25
1.3 Моделювання змін підстильної поверхні та регіональних кліматичних умов	28
1.4. Експеримент LUMIP.....	32
1.5 Висновки до розділу 1. Постановка задач дослідження.....	35
РОЗДІЛ 2. ВИХІДНІ ДАНІ ТА МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ	37
2.1 Зміни лісового покриву в експерименті LUMIP на території України	37
2.2 Методика обробки та обчислення даних.....	48
2.3 Висновки до розділу 2.....	54
РОЗДІЛ 3. ВПЛИВ ЗМЕНШЕННЯ ЛІСОВОГО ПОКРИВУ НА РАДІАЦІЙНИЙ ТА ТЕРМІЧНИЙ РЕЖИМИ	56
3.1 Зміна альbedo підстильної поверхні через знеліснення.....	56
3.2 Зміна термічного режиму.....	65
3.2.1 Температура підстильної поверхні.....	65
3.2.2 Приземна температура повітря.....	71
3.2.3 Усереднений розмах добової приземної температури повітря ..	79
3.2.4 Розмах річного ходу приземної температури повітря	84
3.3 Висновки до розділу 3.....	87
РОЗДІЛ 4. ВПЛИВ ЗМЕНШЕННЯ ЛІСОВОГО ПОКРИВУ НА РЕЖИМ ЗВОЛОЖЕННЯ ТА ВІТРУ.....	91

4.1 Вплив знеліснення на загальну суму опадів та частку опадів затриманих рослинним покривом	91
4.2 Вплив знеліснення на зміну загального вмісту вологи в ґрунті...	99
4.3 Вплив знеліснення на зміну випаровування з поверхні ґрунту ...	106
4.4. Вплив знеліснення на випаровування з поверхні рослинного покриву	114
4.5 Вплив знеліснення на зміну режиму вітру.....	120
4.6 Висновки до 4 розділу.....	131
ВИСНОВКИ	133
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ЛІТЕРАТУРНИХ ДЖЕРЕЛ	136
ДОДАТКИ	156

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. Антропогенні зміни підстильної поверхні, що відбувалися за час існування людства, надзвичайно сильно вплинули на характеристики земної поверхні та прямим чином впливали на клімат та природні біогеохімічні цикли. У майбутньому очікується розширення та інтенсифікація змін підстильної поверхні для потреб людства. Тому розуміння усіх наслідків, що мали зміни підстильної поверхні у історичному минулому, дозволить проводити раціональне землекористування у майбутньому. З точки зору глобального масштабу, вплив загальних змін підстильної поверхні на кліматичну систему активно вивчається на основі даних моделювання. Одним із насущніших процесів видозміни підстильної поверхні є знеліснення, що активно відбувається у більшості регіонів планети. Для України проблема знеліснення залишається вкрай актуальною. Впливи знеліснення на регіональний клімат на основі моделювання досить добре вивчені для тропіків та приполярних районів, де спостерігатиметься зростання приземної температури повітря у тропіках та зниження у високих широтах. Проте, ці впливи дуже неоднозначні у помірному поясі, що перешкоджає формуванню повного уявлення щодо глобальних змін. Як результат, неоднозначність та неврахування відгуку клімату помірних широт на знеліснення та зміни на регіональному масштабі призводять до зростання похибок у прогностичних кліматичних моделях під час аналізу сценаріїв очікуваних змін у майбутньому.

Прояв змін метеорологічних величин внаслідок знеліснення у регіоні можуть бути інтенсивнішим, ніж реакція на глобальні кліматичні зміни, в тому числі й антропогенно спричинених. Тобто дослідження впливу знеліснення на кліматичні характеристики ускладнюється накладанням глобальних впливів та потребує виокремлення змін, які потенційно можуть відбутися виключно внаслідок знеліснення. Вирішити цю проблему можна максимально зменшивши внесок антропогенних змін, тобто обравши для моделювання та аналізу період з мінімальним антропогенним впливом.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Результати роботи отримано під час проведення досліджень у лабораторії прикладної кліматології відділу прикладної метеорології та кліматології Українського гідрометеорологічного інституту ДСНС України та НАН України в рамках виконання науково-дослідної роботи №3/19 “Розроблення оновлених сценаріїв зміни характеристик регіонального клімату України до кінця XXI ст.” (ДР №0119U001123, 02.01.2019 – 31.12.2021 р.).

Об'єктом дослідження є кліматичні характеристики підстильної поверхні та граничного шару атмосфери.

Предметом дослідження є зміна радіаційного, термічного, вологісного та вітрового режимів внаслідок знеліснення на території України.

Мета і завдання дослідження.

Метою дослідження є встановлення закономірностей та кількісна оцінка зміни регіональних кліматичних характеристик в Україні внаслідок часткового знеліснення на основі даних чисельного ретроспективного експерименту.

Для досягнення мети поставлені наступні **завдання**:

1. Проаналізувати сучасні напрямки досліджень впливу підстильної поверхні на формування регіональних кліматичних умов;
3. Дослідити та кількісно оцінити вплив зменшення площі лісів на кліматичні характеристики радіаційного та термічного режимів в Україні;
4. Дослідити та кількісно оцінити вплив знеліснення на кліматичні характеристики режиму зволоження;
5. Проаналізувати зміни швидкості вітру на території України внаслідок знеліснення.

Матеріали та методи дослідження. Дослідження реалізовано із використанням даних проекту The Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP), що є складовою частиною міжнародного скоординованого глобального проекту The Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6). На основі даних 6 глобальних кліматичних моделей (ГКМ) проаналізовано вплив знеліснення на альbedo підстильної поверхні; середню приземну температуру

повітря (на висоті 2 м); температуру підстильної поверхні; добовий та річний розмахи приземної температури повітря; суму опадів, що затримується рослинним покривом; випаровування з поверхні ґрунту та рослинного покриву; загальний вміст вологи в ґрунті та швидкість вітру. Періоди часткового знеліснення поділено на умовно доіндустріальний зі зменшенням лісистості протягом 1850-1899 рр. та без змін у лісовому покриві 1900-1929 рр.

Розрахунки виконано для аномалій кліматичних характеристик, що отримано шляхом врахування усереднених значень показників за перше двадцятиріччя досліджуваного періоду (1850-1869 рр.) для кожного місяця, сезону чи року. Згладження міжрічних флуктуацій здійснено шляхом використання 5-річних ковзних середніх. Обчислення кореляцій, для виявлення статистичного зв'язку, і трендів, для оцінки швидкості зміни показників, перевірено на значущість критерієм Фішера з 95% рівнем забезпеченості результатів. Обчислення реалізовано із використанням скриптів Climate data operator (CDO), мови програмування Visual Basic for Applications (VBA) та Microsoft Excel. Для візуалізації отриманих результатів з побудови карт використовувалися програмні пакети Surfer та QGIS.

Наукова новизна отриманих результатів.

Вперше:

- оцінено вплив часткового знеліснення на регіональні кліматичні характеристики у різні сезони року в межах граничного шару атмосфери та підстильної поверхні території України;
- здійснено кількісну оцінку впливу знеліснення на співвідношення поглинутої та відбитої короткохвильової радіації та наслідки зростання альбедо для термічного режиму території України;
- отримано кількісну оцінку впливу знеліснення на режим зволоження в Україні як результат перерозподілу частки затриманих опадів, випаровування з ґрунту та рослинного покриву;
- визначено темпи зростання швидкості вітру внаслідок поступового зменшення площі лісового покриву в Україні;

Удосконалено:

- методику оцінки впливу зміни підстильної поверхні на регіональні кліматичні характеристики шляхом застосування даних чисельного експерименту взаємопорівняння результатів ретроспективного моделювання;

Дістали подальший розвиток:

- знання щодо впливу змін підстильної поверхні на регіональні кліматичні характеристики в граничному шарі атмосфери;
- методи обробки та систематизації даних глобальних кліматичних моделей щодо показників радіаційного, термічного, вологісного та вітрового режимів;
- алгоритми визначення впливу глобального знеліснення на регіональні кліматичні умови у помірному широтному поясі на основі ретроспективного моделювання.

Практичне значення отриманих результатів. Основні наукові результати дослідження можуть бути використані для оцінки наслідків вирубки лісів на регіональний клімат території України. Встановлені закономірності надають уявлення про зміни кліматичних характеристик у помірному широтному поясі внаслідок знеліснення, та можуть бути використані для покращення прогностичних кліматичних моделей та сценаріїв очікуваних змін у майбутньому. Отримані кількісні показники можуть використовуватися для визначення критичної площі знеліснення без подальшого негативного впливу на регіональні кліматичні умови та для оцінки потенційних темпів зміни кліматичних характеристик внаслідок значної вирубки лісу.

Матеріали дисертаційного дослідження можуть бути впроваджені в навчальні курси з фахової підготовки здобувачів вищої освіти різних кваліфікаційних рівнів вищих учбових закладів відповідного профілю, а також в освітньо-наукову програму підготовки аспірантів відповідного профілю в Українському гідрометеорологічному інституті ДСНС України та НАН України.

Особистий внесок здобувача. Основні результати досліджень та положення, які відображають наукову новизну, одержані автором самотійно.

Безпосередньо автором дисертації здійснено: пошук та аналіз літературних джерел за темою дисертації; автоматизацію обробки даних, обчислень та візуалізацію результатів; аналіз та узагальнення впливу зменшення площі лісів на кліматичні характеристики, що характеризують радіаційний, термічний, вологісний та вітровий режими території України.

Постановка мети та завдань дослідження, інтерпретація основних результатів здійснено разом з науковим керівником Краковською С.В. Особистий внесок автора у праці, що опубліковані у співавторстві, наведено окремо у списку публікацій.

Апробація матеріалів дисертації. Отримані результати досліджень представлено на 6 міжнародних та всеукраїнських конференціях: III міжнародній науково-практичній конференції «Сучасні проблеми природничих наук: теорія, практика, освітні новації» (Ніжин, 2018); VIII міжнародній науковій конференції «Актуальні проблеми дослідження довкілля» (Суми, 2019); II міжнародній науково-практичній конференції «Вплив кліматичних змін на просторовий розвиток територій Землі: наслідки та шляхи вирішення» (Херсон, 2019); EGU General Assembly 2021 (online, 2021); International Research-to-practice conference «Climate services: science and education» (Одеса, 2021); другому Всеукраїнському гідрометеорологічному з'їзді (Одеса, 2021); на наукових семінарах та засіданнях відділу прикладної метеорології та кліматології та на засіданнях вченої ради УкрГМІ.

Публікації. Результати дисертаційного дослідження опубліковано у 3 наукових працях: 2 статті у періодичних наукових виданнях, проіндексованих у базі даних Web of Science; 1 стаття у науковому виданні, включеного до переліку наукових фахових видань України; 6 матеріалів та тез доповідей міжнародних конференцій за кордоном та в Україні; 1 стаття, що додатково відображає результати дисертаційної роботи.

Структура та обсяг дисертації. Дисертаційна робота складається з анотації, вступу, чотирьох розділів, висновків, переліку використаних літературних джерел із 169 найменувань та 17 додатків. Робота виконана на 179

сторінках машинописного тексту і містить 88 рисунків, 2 таблиці та додатки 21 на сторінці.

РОЗДІЛ 1.

ПРОБЛЕМАТИКА СУЧАСНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ВЗАЄМОДІЇ КЛІМАТУ І ПІДСТИЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ

Сучасні кліматичні зміни, що характеризуються значною швидкістю та негативними наслідками, стали причиною їх визнання як глобальної кризи для людства. Прояв зміни клімату відрізняється над різними територіями та вимагає проведення досліджень на регіональному та локальному рівнях [1-6].

Поряд із впливом кліматичних змін спостерігається і значне антропогенне навантаження на підстильну поверхню. Це проявляється через особливості землекористування, зрошення та осушення земель, насадження та вирубка лісів, розширення сільськогосподарських угідь та урбанізованих територій, створення водосховищ, тощо [6-20]. При цьому, підстильна поверхня разом із сонячним випромінюванням та атмосферою циркуляцією є одним із трьох основних кліматоутворюючих факторів [21-22]. Вплив підстильної поверхні на регіональний клімат та мікроклімат відбувається через особливості географічного розташування та орографічних особливостей, визначаючи радіаційний і тепловий баланси, швидкість і напрям вітру, вологість повітря, перерозподіл опадів і деяких атмосферних явищ, тощо [7-10, 18, 21-27]. Цей вплив відбувається безпосередньо в граничному шарі атмосфери (ГША), вертикальні межі якого змінюються залежно від форм рельєфу. Зміна типу природокористування (наприклад, заміна лісів на посіви сільськогосподарських культур або пасовища) впливає на перерозподіл сонячної радіації та температури у ГША через альbedo, параметр шорсткості та евапотранспірацію, що являє собою сумарну кількість вологи, що випаровується з поверхні ґрунту, водної поверхні та рослин [7, 10-18, 28-34]. Більш того, зміни рослинного покриву безпосередньо впливають на вміст хімічних складових нижніх шарів атмосфери [6, 35-36].

Таким чином, зміна підстильної поверхні відбувається в результаті сукупної дії природних факторів і діяльності людини на фоні зміни клімату. Тобто, підстильна поверхня як постійно впливає на клімат, так і постійно трансформується під дією кліматичних змін й діяльності людини. При цьому формуються складні взаємозв'язки в екосистемі, які діють через різноманітні фізичні, хімічні та біологічні процеси [3-37].

Сучасні дослідження взаємозв'язку клімату та підстильної поверхні проводяться у трьох основних напрямках:

- загальний моніторинг стану підстильної поверхні, яка може змінюватися внаслідок дії природних і антропогенних чинників;
- дослідження впливу змін підстильної поверхні на регіональні кліматичні умови та вміст хімічних складових в атмосфері на основі даних моніторингу приземних характеристик;
- моделювання змін підстильної поверхні та регіональних кліматичних умов у їх взаємозв'язку, у тому числі і для розробки оптимальних заходів планування господарської діяльності.

1.1 Загальний моніторинг стану та зміни підстильної поверхні

Основні зміни підстильної поверхні зумовлені антропогенною діяльністю людини та кліматичними змінами, що трансформують тип покриву [6-20]. Моніторинг таких змін реалізують із залученням наземних вимірювань, супутникового зондування та застосуванням геоінформаційних систем (ГІС). Це дозволяє аналізувати зміни підстильної поверхні у просторі й часі та виявляти природу трансформації поверхні [9,11, 15-18, 38-44].

Дослідження взаємодії «підстильна поверхня – клімат» стало активно розвиватися після створення наземної мережі вимірювань FLUXNET. Мережа FLUXNET – комплекс сучасних станцій різних країн світу з розширеною програмою метеорологічних й актинометричних спостережень разом із

вимірами різноманітних характеристик рослинності. Дані мережі використовують як вхідну інформацію до метеорологічних і кліматичних моделей [45].

Використання даних спостережень у комплексі з чисельними моделями та методами історичної реконструкції (з IX-XVI ст.) [4, 9, 46-48], показали значний вплив змін підстильної поверхні на регіональні кліматичні умови і потоки хімічних сполук у ГША. Просторова неоднорідність 10-12 км вже є достатньою для формування мезомасштабної циркуляції. За останні десятиріччя виявлено значне зменшення площі лісів як у результаті вирубки, так і кліматичних змін [3-7, 9, 11, 49].

Дані супутників Landsat, Envisat, GLASS MODIS Terra/Aqua із залученням ГІС дозволили оцінити приріст органічної речовини, зміни продуктивності рослин, їх біомаси, площі посівів тощо [38-44, 50-52]. Розвиток наведених засобів досліджень дозволив перейти до вивчення впливу підстильної поверхні на колообіг води, речовини та тепла у атмосфері. Зокрема, активно досліджувалися зміни індексу листкової поверхні та вплив на потоки вологи й CO_2 в атмосфері [50-51].

Для вивчення та аналізу змін рослинного покриву і його впливу на клімат створено базу даних за 2008-2012 рр. з використанням даних MODIS з часовим кроком 1 місяць з просторовою роздільною здатністю $0,05^\circ$, що охоплює територію від 60°S до 80°N . Інформація з бази даних MODIS разом із даними супутника CERES використані також і для створення карт рослинного покриву за 1992-2015 рр. з просторовою роздільною здатністю 1° [42].

В [38-41, 44] здійснено огляд можливих інструментів для моніторингу та методів інвентаризації лісу за допомогою супутників Landsat. Зокрема, визначено таксаційні показники лісів: вік, висота, зімкнутість крон, визначення дефоліації; оцінку біомаси лісових насаджень та їх пошкодження; зміну підстильної поверхні на прикладі заростання лісом сільськогосподарських земель. Ці дані використовують як вхідну інформацію для багатьох кліматичних моделей.

В рамках програми The coordinated information on the European environment (CORINE) оцінено зміну площ під посівами, лісами та містами для території ЄС за період 1990-2006 рр. Встановлено, що загальна площа під посівами зменшилася у східній Європі та зросла у західній та південній Європі. Найбільше ж зросла площа міст – на 16820 км² (21%) [13].

Для території України проведено кількісну оцінку ймовірності виникнення посухи за допомогою даних супутників NOAA, у результаті чого створено карти небезпечності посухи та вразливості шляхом оцінки ризиків посушливості за картою площ під с.-г. культурами та екстремальними значеннями індекса здоров'я рослинності [53]. Класифіковано с.-г. культури та побудовано карти для вегетаційного періоду за допомогою супутникових знімків на прикладі Київської області в рамках проєкту JECAM (Joint Experiment for Crop Assessment and Monitoring) [54]. За допомогою Google Earth Engine (GEE) проведено картування с.-г. культур [55]. З використанням даних Geo-Wiki створено гібридну карту с.-г. культур і покинутих земель колишнього СРСР до 2010 року [16]. За нормалізованим вегетаційним індексом NDVI проаналізовано зміни підстильної поверхні для України за період 1982-2013 рр.. Встановлено, що NDVI корелює з вологістю ґрунту в основному на сході України, з опадами у центральній частині та на крайньому півдні. З температурою повітря цей зв'язок найсильніший та охоплює 31,5% території України [15].

1.2 Вплив підстильної поверхні на регіональні кліматичні умови та вміст хімічних складових в атмосфері

Дослідження впливу підстильної поверхні на кліматичні умови здійснюється як у загальному, так і на основі вивчення окремих компонент екосистеми. Так, результати досліджень потоків радіації в атмосфері дали відповідь на питання впливу пожеж у бореальних лісах на альбедо. В свою чергу, оцінено ефекти впливу на регіональні кліматичні умови різних часових масштабів [37, 56]. Для оцінки викидів хімічних складових в атмосферу створено

бази даних із використанням супутників MODIS та біогеохімічної моделі Carnegie–Ames–Stanford Approach (CASA) [57].

За допомогою моделей, які враховують біогеохімічні процеси та біогеографію, описано вплив лісів тропічної, помірної і бореальної зон на кліматичні умови [58-59]. Зокрема, зазначається, що взаємозв'язки між лісами помірної зони та кліматом ще недостатньо відомі. Пізніше зазначається, що ліси помірної зони компенсують антропогенний вплив на клімат через зниження температури повітря у порівнянні з пасовищами й посівами с.-г. культур [60], хоча наявні і дослідження з протилежними висновками [18, 59, 61], оскільки трав'яний покрив має вище альбедо. За достатньої кількості вологи у ґрунті у теплий період року відбувається охолодження території через евапотранспірацію та потоки прихованого тепла. З іншого боку ліси помірної зони мають темне забарвлення (тобто нижче альбедо), що сприяє нагріванню навколишнього середовища [18, 59, 61].

Тропічні ліси через низьке альбедо спричинятимуть зростання приземної температури повітря. Проте, за рахунок високої евапотранспірації, вони нівелюють ефект потепління на відміну від пасовищ [58-62].

У той же час, екосистеми бореальних лісів роблять значний вклад у накопичення та вивільнення CO_2 . Кількісна оцінка впливу змін підстильної поверхні на потоки вуглецю в атмосферу для бореальних лісів показала, що ґрунти відіграють значну роль в емісії [63].

В Україні проводилися експерименти з вимірювання поглинання CO_2 на півдні у найбільшому штучно створеному лісі Європи з використанням газометричного методу для двох порід хвойних дерев – сосни звичайної і сосни кримської. Встановлено, що остання поглинає більшу кількість CO_2 [64-66]. Проводилися дослідження з визначення потоків CO_2 із штучним регулюванням кількості опадів за вегетаційний період на прикладі модельних степових екосистем. Виявлено нелінійні залежності між опадами та диханням ґрунту, яке має значний внесок у емісію CO_2 . Найвища інтенсивність потоків CO_2 зафіксована у квітні, а найнижча – у жовтні [67]. За допомогою дистанційного

зондування території України виявлено загальну тенденцію до зростання вмісту CO_2 в атмосфері [68].

Зміни підстильної поверхні включають у себе й результати урбанізації. Розширення території міст зумовлює перетворення природних ландшафтів на штучні, що змінює їх фізичні властивості [69]. Асфальтові та бетонні поверхні поглинають від 60 до 95% сонячної радіації та довго утримують тепло, сприяючи зростанню температури повітря і, відповідно, формуванню міського острова тепла. Забудова у місті впливає на утворення місцевої циркуляції повітря, перерозподіл опадів та вітру, змінює хімічний склад атмосферного повітря. Встановлено, що у міському повітрі вміст аерозолів на 15-20% вищий, ніж над сільською територією, що зменшує надходження сонячної радіації, а аерозолі виступають ядрами конденсації, сприяючи утворенню локальних хмар. Особливості сезонного та річного ходу забруднюючих речовин у ГША залежать від змін умов природокористування та рівня антропогенного навантаження [12, 69-71].

В Узагальненому П'ятому звіті Міжурядової групи експертів з питань зміни клімату (МГЕЗК) поряд з інформацією про сучасні кліматичні зміни та проєкції цих змін на майбутнє до кінця XXI століття, запропоновано стратегії щодо запобігання зміні клімату й адаптації до нього міст, прибережних територій, лісів тощо на найближчу і віддалену перспективу [4].

Поряд зі змінами клімату, в Україні актуальною є проблема знеліснення, що спонукає до розробки механізмів відновлення лісових насаджень [72-73]. В Україні вплив лісів вивчався в основному на мікроклімат [25]. Як відомо, ліси відіграють важливу роль в екосистемах, зокрема поглинаючи CO_2 та виділяючи кисень [6, 30, 58-66]. Процеси випаровування у лісах знижують температуру повітря, хоча може спостерігатися й зворотній ефект через низьке альbedo [59, 61].

Ліси здатні затримувати кроною до 50% опадів у теплий сезон у залежності від видів дерев [29, 74], що впливає на поверхневий стік, а також вони захищають від зсувів ґрунту. Незважаючи на низку досліджень, присвячених взаємодії зміни

клімату та лісів, більша увага приділена тому, яким чином зміна кліматичних характеристик впливає наразі та вплине у майбутньому на ліси [6, 37, 75-86]. Інша кількість праць у світі присвячена зворотньому зв'язку, а саме впливу тропічних та бореальних лісів на клімат з точки зору глобального та регіонального масштабів [14, 35-36, 58-62, 87-90]. Ліси помірних широт займають проміжне місце між тропічними та бореальними, проте їм присвячено не так багато робіт [33, 59-61]. Як результат, багато питань залишаються мало дослідженими.

Наразі актуальним також є проблема оцінки впливу знеліснення на клімат, що намагаються дослідити у експерименті Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) [47-48], через великі площі вирубок лісів у минулому сторіччі, що продовжуються і дотепер [6, 49].

1.3 Моделювання змін підстильної поверхні та регіональних кліматичних умов

На сучасному етапі розвитку метеорології та кліматології у світі, проведення досліджень окремих фізичних процесів вимагає залучення методів моделювання задля отримання оптимальної кількості інформації. Сучасні моделі базуються на вирішенні системи рівнянь гідро- та термодинаміки, складаються з низки окремих блоків, які готують вхідну інформацію, параметризують фізичні процеси та представляють результати моделювання. Усі сучасні моделі, незалежно від мети використання, обов'язково потребують наявності характеристик, що описують підстильну поверхню, а також різноманітні взаємозв'язки між змінами підстильної поверхні та метеорологічних характеристик [3-6, 9, 48, 88-100]. Тому використання чисельних моделей в останні роки актуалізувало проведення експериментальних і теоретичних досліджень взаємозв'язків у системі «підстильна поверхня – біосфера – атмосфера» [3-6, 9, 32, 48, 88-100].

Більшість глобальних кліматичних моделей, в тому числі й тих, що застосовані для оцінок МГЕЗК, розраховувалися з використанням сценаріїв емісії парникових газів із врахуванням впливу підстильної поверхні [3-6, 48].

У Фінляндії розроблено модель динаміки аерозольних часток різних розмірів UHMA (University of Helsinki Multicomponent Aerosol model) для моделювання утворення, росту та перенесення аерозолів у тропосфері. Модель враховує джерела аерозолів різної природи та дозволяє оцінити зміни емісії аерозолів після зміни типу підстильної поверхні. Дана модель є базовою для інших, що відтворюють динаміку аерозольних часток [94].

Перспективним інструментом для проведення досліджень взаємозв'язку підстильної поверхні та клімату є онлайн-інтегрована модель Enviro-HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) [91, 98]. Можливість зміни типу підстильної поверхні в моделі й розрахунки для минулих років дозволяють проаналізувати випадки природних і техногенних процесів й порівняти із реальною ситуацією. Актуальним, але і досить складними, є моделювання впливу змін підстильної поверхні для розроблення заходів планування господарської діяльності. Один із найбільш вдалих прикладів таких досліджень виконано у рамках Національного плану лісонасадження у Данії. Проведене моделювання показало, що ретельно сплановані лісонасадження дозволяють вплинути на термічний режим у регіоні та суттєво модифікувати кліматичні умови території [98]. Enviro-HIRLAM може доповнити регіональна модель HARMONIE з параметризованою конвективною хмарністю, зокрема, для вивчення відгуків «підстильна поверхня-атмосфера» [91, 98-99].

Модель екосистем PnET-CN використано для лісів помірної зони в районі Великих озер з урахуванням кліматичних проєкцій. Таким чином визначався вплив зміни клімату та потоків CO₂ на продуктивність лісів. Встановлено, що продуктивність лісу зростає при підвищенні концентрацій CO₂ та змінюється у просторі в залежності від типу лісу [78].

На противагу, у [82] оцінено продуктивності лісів помірної зони Центральної Європи з використанням кліматичних проєкцій. Виявлено, що

продуктивність залежить від місцевих умов, температури й опадів. За моделлю ORCHIDEE-GM v2.2 з використанням кліматичних проєкцій для пасовищ та с.-г. угідь виявлено, що продуктивність посівів також зростає при підвищенні вмісту CO₂ [101].

Дослідження взаємодії підстильної поверхні, лісів та клімату проведено із застосуванням регіональних кліматичних моделей для бореальної зони. Використовуючи дані E-Obs, регіональної кліматичної моделі REMO та моделі підстильної поверхні JSBACH, що є частиною моделі MPI-ESM (Max-Planck-Institute Earth System Model), створено деталізовані карти підстильної поверхні та з вищою точністю змодельовано метеорологічні процеси. На основі карт підстильної поверхні до (1920-ті рр.) та після осушення (2000-і рр.) досліджено вплив, що здійснюють насадження лісів на болотистій місцевості на клімат. Встановлено, що зменшення площі лісів на торф'яниках спричиняє зростання температури через зменшення альбедо навесні та зниження температури влітку через більшу евапотранспірацію. Визначено відгуки рослинності на посуху через показники валової первинної продуктивності та евапотранспірації, а саме вони різко знизилися [14].

Дослідження змін клімату та їх наслідки для екосистем, економіки та здоров'я населення в Україні розпочалися ще з сер. XIX ст. У наш час досліджуються дані інструментальних спостережень за період до 1850 року [102]. Визначальну ж роль зміни клімату у функціонуванні різних галузей економіки доведено в останні десятиріччя, аналізуються різноманітні кліматичні показники та розробляються кліматичні проєкції [21, 23, 27, 37, 80-81, 103-131].

Серед кліматичних показників важливу роль на регіональному масштабі відіграють зміни характеристик зволоження, що досліджені з точки зору кліматології [21, 23-24, 26-27, 103, 106, 112-113, 121-123, 126, 132-133], лісівництва, агрокліматології [80-81, 104, 108-110, 115, 119-120, 134-136], урбометеорології [12, 71], водних ресурсів [19-20, 137-143].

Проте, у вищезазначених роботах робився акцент на те, як розподіл кліматичних характеристик (температури повітря та ґрунту, опадів,

випаровуваності, випаровування, тощо) може вплинути на підстильну поверхню та біорізноманіття, але зворотній вплив зміни підстильної поверхні на регіональні кліматичні показники в Україні практично не розглядався.

Для території України з використанням регіональних та глобальних кліматичних моделей за трьома SRES-сценаріями (Special Report on Emissions Scenarios) та RCP-сценаріями створені кліматичні проєкції для найближчого майбутнього, на середину і кінець XXI ст [27, 37, 103, 109, 111, 113-114, 116-117, 126, 130-131].

Проаналізовані основні метеорологічні показники, а саме приземна середньорічна, середньомісячна температура повітря, кількість опадів та усереднені місячні, сезонні й річні поля хмарності. Здійснено дослідження для спеціалізованих показників, зокрема, дат переходу температури повітря через 0, 5, 10, 15°C та тривалість відповідних періодів [80-81].

За даними глобальних та регіональних кліматичних моделей розраховувалися кліматичні проєкції для оцінки вразливості лісів на території України. Використано «збалансований» емісійний сценарій МГЕЗК А1В і його модифікацією А1В+Т-Р, що передбачає тепліший та сухіший клімат. Проаналізовано зміни клімату з використанням лісокліматичної моделі Воробйова й моделі амплітуд толерантності флори Дідуха. Отримано ряд кліматичних характеристик для лісів: континентальність, дати переходу температури повітря через 0°, 5°, 10°, 15°C і тривалість відповідних періодів, показники омброрежиму й гідротермічні коефіцієнти [80-81].

Отримані оцінки майбутніх змін кліматичних умов дають можливість перейти до досліджень майбутніх змін типів покриву підстильної поверхні на території України[37].

1.4. Експеримент LUMIP

Одним із методів досліджень у сучасній кліматології стало застосування кліматичних моделей в рамках координованих експериментів, останній з яких СМІР6 [47-48], в яких на основі чисельного моделювання отримують характеристики складових кліматичної системи у вузлах сітки з достатньою надійністю, щоб оцінити взаємозв'язки між зміною підстильної поверхні та кліматом. Чисельні кліматичні моделі враховують перенесення потоків енергії та речовини в кліматичній системі між океаном, суходолом та атмосферою за допомогою математичних рівнянь у тривимірному просторі у вузлах сітки [144]. На рис. 1.1 узагальнено компоненти та фізичні процеси, що включені у ГKM для моделювання метеорологічних та кліматичних характеристик [145].

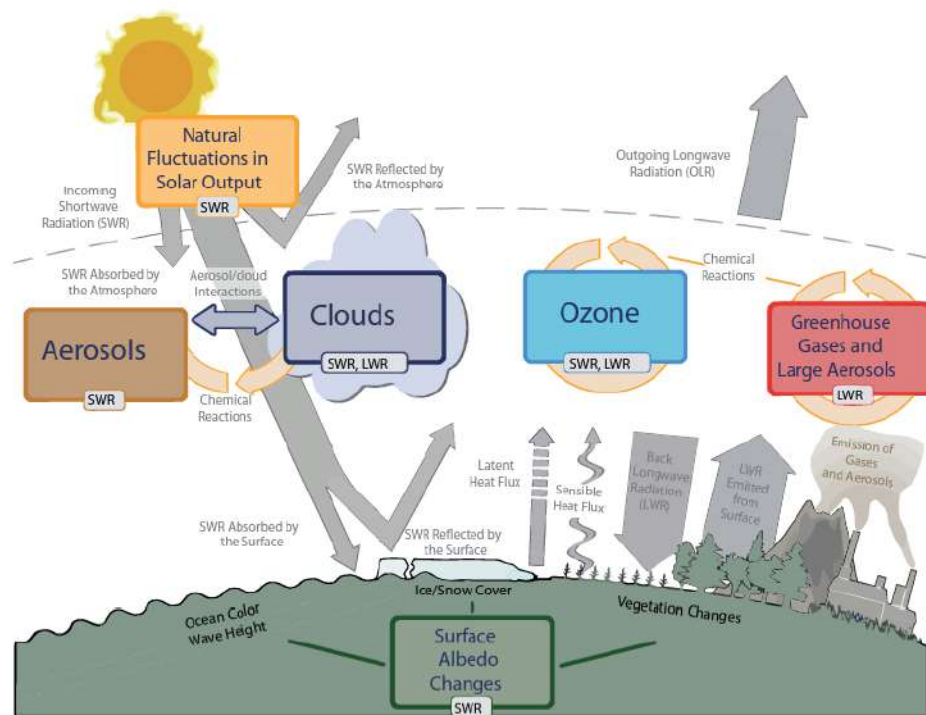


Figure 1.1 | Main drivers of climate change. The radiative balance between incoming solar shortwave radiation (SWR) and outgoing longwave radiation (OLR) is influenced by global climate 'drivers'. Natural fluctuations in solar output (solar cycles) can cause changes in the energy balance (through fluctuations in the amount of incoming SWR) (Section 2.3). Human activity changes the emissions of gases and aerosols, which are involved in atmospheric chemical reactions, resulting in modified O_3 and aerosol amounts (Section 2.2). O_3 and aerosol particles absorb, scatter and reflect SWR, changing the energy balance. Some aerosols act as cloud condensation nuclei modifying the properties of cloud droplets and possibly affecting precipitation (Section 7.4). Because cloud interactions with SWR and LWR are large, small changes in the properties of clouds have important implications for the radiative budget (Section 7.4). Anthropogenic changes in GHGs (e.g., CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3 , CFCs) and large aerosols ($>2.5 \mu m$ in size) modify the amount of outgoing LWR by absorbing outgoing LWR and re-emitting less energy at a lower temperature (Section 2.2). Surface albedo is changed by changes in vegetation or land surface properties, snow or ice cover and ocean colour (Section 2.3). These changes are driven by natural seasonal and diurnal changes (e.g., snow cover), as well as human influence (e.g., changes in vegetation types) (Forster et al., 2007).

Рис.1.1. Узагальнена схема основних фізичних процесів та компонентів кліматичної системи, що включені до ГKM (Figure 1.1 з [145])

CMIP6 виконується в рамках Всесвітньої програми дослідження клімату (the World Climate Research Programme, WRCP). Вона у свою чергу була затверджена спільно Міжнародною науковою радою та Всесвітньою метеорологічною організацією (ВМО) у 1980 році [146].

В рамках CMIP6 проводився експеримент The Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP), який полягав у глобальному частковому знелісненні в доіндустріальний період (1850-1900) з метою вивчення впливу лісового покриву на глобальний та регіональний клімат [100]. Загальна мета CMIP6 полягає у дослідженні та вивченні мінливості кліматичної системи на різних часових масштабах від минулого (з 1850 р.) до майбутнього за допомогою даних спостережень, у тому числі реаналізу і глобальних та регіональних кліматичних моделей (ГКМ та РКМ).

LUMIP є ретроспективним чисельним експериментом на основі історичних даних, що реалізовано за допомогою ГКМ. Він покликаний виявити ефекти змін підстильної поверхні для різних просторових і часових масштабів на розподіл кліматичних характеристик та біогеохімічні цикли за стабільного мінімального антропогенного впливу. LUMIP полягає у частковому глобальному зменшенні лісового покриву з подальшою його заміною на траву (пасовища) загалом на 20 млн км² (або з трендом близько 400000 км²/рік), що приблизно становить 1%/рік у вузлі сітки, де є ліс. Подібні дослідження є важливими у зв'язку з інтенсивними вирубками по всій земній кулі, які продовжуються і в останні десятиріччя. Усе це відбувається на фоні зростання викидів парникових газів [3-6].

Оцінка впливу саме знеліснення на кліматичні характеристики є можливою із використанням саме історичних даних. Тому у LUMIP використано історичні дані за проміжок 1850-1929 рр. (80 років), що поділяється на два наступні періоди:

1. 1850-1899 рр., що за МГЕЗК вважається як доіндустріальна епоха [147]. Для цих років реалізовано метод часткового глобального знеліснення зі значенням

тренду приблизно 1%/рік з поступовою заміною на трав'яний покрив за незмінного антропогенного впливу.

2. 1900-1929 рр. – наступні 30 років без подальших змін.

Дані LUMIP та результати їх обробки лише нещодавно почали представлятися у наукових публікаціях, зокрема, у працях [88-90], тому встановити особливості впливу зменшення лісового покриття на території України за опублікованими дослідженнями неможливо. Дані LUMIP проаналізовано глобально без переходу на регіональні масштаби.

У роботах [88-90] проаналізовано вплив часткового знеліснення на розподіл річних характеристик температури і суми опадів з акцентом на бореальні та тропічні ліси. Виявлено, що зменшення бореальних лісів призводить до зниження приземної температури повітря, тоді як зменшення тропічних лісів – до росту температури. Лісам помірної зони було приділено набагато менше уваги, лише зазначено, що їхній вплив матиме проміжний ефект на глобальний клімат. Автори оцінили, що річна температура знижується через ріст альбедо та зменшення прихованих потоків тепла внаслідок заміни лісу трав'яним покривом, оскільки трава має меншу евапотранспірацію.

Часткове знеліснення глобально впливає на річну суму опадів, що призводить до її зменшення, проте у помірних широтах цей вплив не є яскраво вираженим. Досліджувалися біогеохімічні цикли, зокрема вміст вуглецю у ґрунті та його потоки в атмосфері. Визначено кількість речовини, що виробляється рослинами за одиницю часу, яка в загальному зменшувалася [88-90].

Оскільки в усіх роботах за даними експерименту LUMIP акцент робився більше на бореальні і тропічні ліси, необхідним є вивчення впливу відсотку лісистості на розподіл кліматичних характеристик і у помірних широтах, зокрема на території України.

Результати досліджень, що представлені у першому розділі, опубліковано у працях [148-157].

1.5 Висновки до розділу 1. Постановка задач дослідження

На основі аналізу літературних джерел показано, що дослідження взаємозв'язку клімату та підстильної поверхні проводяться у трьох основних напрямках: загальний моніторинг підстильної поверхні внаслідок дії природних і антропогенних чинників; дослідження впливу змін підстильної поверхні на регіональні кліматичні умови та вміст хімічних складових в атмосфері; та моделювання змін підстильної поверхні та регіональних кліматичних умов у їх взаємозв'язку. Саме моделювання дає найбільш деталізовану та повну інформацію щодо можливих наслідків зміни підстильної поверхні на кліматичні характеристики.

Незважаючи на активні дослідження взаємодії підстильної поверхні та клімату, наразі недостатньо вивченими є ще ряд питань. Детально не встановлено внесок змін у природокористуванні на глобальний клімат, і чи наявний ефект на віддалені регіони, де підстильна поверхня не зазнала змін. Взаємозв'язки між лісами помірної зони та регіональним кліматом також практично не вивчені. Вплив підстильної поверхні на циркуляційні процеси залежить від території і відіграє суттєву роль під час моделювання. Проте, досі недостатньо вивченими є кількісні оцінки зв'язку підстильної поверхні з атмосферними процесами над різними регіонами, зокрема і над територією України.

В останні роки у світі почалися дослідження впливу знеліснення на клімат на основі даних експерименту LUMIP. Проте, існуючі роботи присвячені глобальним змінам і не дають уявлення про наслідки знеліснення на регіональному масштабі. Показано, що виокремлення внеску знеліснення на кліматичні характеристики можливо зробити за допомогою ретроспективного моделювання, що дозволяє уникнути накладання ефектів від кліматичних змін, зумовлених антропогенним впливом. Враховуючи, що проблема знеліснення є актуальною і для території України, а будь-які оцінки на основі моделювання відсутні, у дисертаційній роботі поставлено за мету встановити закономірності

впливу зміни підстильної поверхні на регіональні кліматичні характеристики в граничному шарі атмосфери, дослідивши наслідки для радіаційного, термічного, вологісного та вітрового режимів.

РОЗДІЛ 2. ВИХІДНІ ДАНІ ТА МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ

2.1 Зміни лісового покриву в експерименті LUMIP на території України

Для обробки даних чисельного експерименту LUMIP зі зменшення лісистості використовувалися дані з сайту WCRP Coupled Model Intercomparison Project (Phase 6), The Earth System Grid Federation [158]. За допомогою згенерованих та адаптованих скриптів закачувалися дані необхідних ГKM, що наведені в Табл. 2.1, й обраних метеорологічних характеристик, що зазначені нижче. Вихідні файли представлені у форматі NetCDF. Їх опрацювання відбувалося за допомогою спеціалізованого пакету Climate data operator (CDO), з використанням мови програмування Visual Basic for Applications (VBA) та для деяких розрахунків використовувалися електронні таблиці в Microsoft Excel. Створено базу даних кліматичних характеристик та знеліснення для території України. Слід зазначити, що у дисертаційному дослідженні використано дані 6 ГKM, які на момент дослідження були у відкритому доступі.

У подальшому для зручності опису результатів моделям надано порядковий номер у порядку збільшення просторової роздільної здатності: від максимального розміру вузла сітки – $2.81^{\circ} \times 2.77^{\circ}$ (CanESM5 – ГKM1), де в межах України знаходяться 15 вузлів, і до найменшого кроку у 1.25×0.9424 , що відповідає близько 100 вузлам у моделі CESM2 - ГKM6.

Таблиця 2.1 Характеристики ГKM експерименту LUMIP

№	Модель	Організація-розробник, країна	Сітка ($^{\circ}$ довготи x $^{\circ}$ широти)
1	CanESM5	The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma), Канада	2.8125 x 2.76727

№	Модель	Організація-розробник, країна	Сітка (⁰ довготи x ⁰ широти)
2	IPSL- CM6A-LR	The Institute Pierre-Simon Laplace (IPSL), Франція	2.5 x 1.26761
3	UKESM1- 0-LL	The Met Office Hadley Centre (MOHC), Великобританія	1.875 x 1.25
4	CNRM- ESM2-1	National Centre for Meteorological Research and Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CNRM-CERFACS), Франція	1.40625 x 1.38903
5	BCC- CSM2-MR	The Beijing Climate Center (BCC), Китай	1.125 x 1.11209
6	CESM2	The National Center for Atmospheric Research, США	1.25 x 0.9424

Загалом, усі обрані 6 ГКМ описують фізичні процеси та взаємодії в кліматичній системі наведені на рис. 1.1. (розділ 1) з використанням різних параметризацій. В основі моделі CanESM5 враховані обчислювальні компоненти для підстильної поверхні Canadian Land Surface Scheme (CLASS); наземних екосистем Canadian Terrestrial Ecosystem Model (CTEM); океанів CanESM5-CanOE, та морського льоду LIM2 sea-ice model. Для CMIP6 використано дані підстильної поверхні та рослинного покриву LUN2 v2h [46]. Фізичний блок включає в себе параметризації мікрофізики хмар усіх фазових станів води; статистичні залежності для хмарного покриву; описує трансформції у хмарах за глибокої та слабкої конвекції. Аерозолі параметризовані з використанням прогностичних схем масових концентрацій аерозолів природного та антропогенного походження, що включають сульфати, сажу та органічний вуглець, морську сіль та мінеральний пил; параметризації емісій; сухого й вологого осадження тощо. Модель включає в себе радіаційний вплив окремих парникових газів та малих газових складових. Загалом обчислення здійснені для 49 вертикальних рівнів [159].

IPSL-CM6A-LR Model базується на компонентах рівняннях загальної циркуляції атмосфери моделі LMDZ6; глобальної моделі підстильної поверхні та наземної біосфери ORCHIDEE land surface model, що обчислює потоки вологи, енергії, вуглецю між підстильною поверхнею та атмосферою; океанічної моделі NEMO, що параметризує процеси фізики океанів NEMO-OPA, динаміки морського льоду, термодинаміки NEMO-LIM3, та біогеохімію океанів NEMO-PISCES. Радіаційне перенесення реаліовано за допомогою Rapid Radiative Transfer Model (RRTM). Просторова роздільна здатність моделі складає 144×143 вузлів сітки по широті і довготі та має 79 вертикальних рівнів [160-161].

Модель UKESM включає в себе: фізичне ядро «атмосфера-суходіл-океан-морський лід» HadGEM3-GC3.1; наземну біогеохімію, фізіологію рослин, типи рослинного покриву та землекористування JULES, в якій параметризовано і азотний цикл; біогеохімія океанів MEDUSA; хімічний склад атмосфери UKCA; та схема для річкового стоку TRIP [162].

CNRM-ESM2-1 базується на фізичному ядрі CNRM-CM6-1 та відтворює атмосферу, суходіл, океан, морський лід, а також динамічні процеси та взаємодію цих складових. Модель враховує відгуки кліматичної системи з взаємодією хімічних складових атмосфери та аерозолів, а також вуглецевого циклу та включає наступні складові: глобальна спектральна модель ARPEGE-Climat, яка описує процеси в атмосфері; модельну платформу SURFEXv8.0 з кількома субмодулями для моделювання взаємодії між атмосферою, океаном, озерами та суходолом; моделі земної поверхні Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA) та річкового стоку Total Runoff Integrating Pathways (CTRIP) для обчислення енергетичного та водного балансів; модель океану NEMO. Загалом обчислення у моделі реалізовані для 91 вертикального рівня [163].

BCC-CSM2-MR - глобальна інтегрована модель клімату, з чотирма компонентами: атмосфера, океан, суходіл та морський лід. Має 46 вертикальних рівнів. Включає в себе атмосферну компоненту BCC-AGCM із схемами параметризації конвекції, макро- та мікфізики хмар, гравітаційних хвиль, перенесення радіації, турбулентності у граничному шарі атмосфери, прямі та

непрямі аерозольні ефекти тощо. Компоненти для підстильної поверхні BCC-AVIM (Beijing Climate Center Atmosphere–Vegetation Interaction Model) включає біофізичні процеси та фізіологію рослин, вуглецевий цикл, параметризації альbedo тощо. Фізичні процеси взаємодії з океаном та морським льодом задані 4-ю версією Modular Ocean Model (MOM) [164].

CESM2 складається з таких компонентів: атмосферних процесів з Community Atmosphere Model Version 6 (CAM6/WACCM6); моделі суходолу та біогеохімії Community Land Model 5 (CLM5); моделі океану Parallel Ocean Program version 2 (POP2); моделі річкового стоку Model for Scale Adaptive River Transport (MOSART); моделі материкового льоду Community Ice Sheet Model version 2 (CISM2); та моделі морських льодовиків Los Alamos sea ice model version 5 (CICE5) [165].

Постановка експерименту LUMIP передбачала аналіз зміни характеристик кліматичної системи для усієї земної кулі. Наприклад, автори [88-80, 100] аналізували результати моделювання з використанням 10-ти градусного ковзного середнього по широті. Такий підхід є доцільним, коли потрібен аналіз великих територій, наприклад глобально, півкуля, континент. Для окремих регіонів чи країн зазвичай проводиться осереднення даних глобальних моделей і отримуються узагальнені характеристики [88-90,100]. Територія України є занадто малою, щоб використовувати 10-градусне усереднення і отримати занадто узагальнений результат. З іншого боку, усереднення по всій території країни, яка має декілька природних зон, зокрема, і з різними кліматичними характеристиками, також недоцільно, оскільки кількість вузлів ГKM не така й мала (від 15 до 100) і отримані оцінки будуть занадто згладженими. Тому для дослідження регіональних особливостей розподілу кліматичних параметрів на території України доцільно використовувати більш деталізований підхід.

Неузгодженість сіток моделей ускладнює проведення загального аналізу для визначених координат, тому для адекватного чи обґрунтованого порівняння результатів існує необхідність виділення на території України окремих районів. Точне узгодження районування із фізико-географічними зонами є неможливим,

так як кордони таких зон можуть по-різному перетинати рівномірно розподілену сітку моделей. Для порівняння результатів моделей краще використовувати прямокутні області, щоб узгодити їх із вузлами сітки моделей. Проте, такі райони повинні мати прив'язку до природних умов та характеру просторового розподілу метеорологічних величин. Тому, територія України поділена на три прямокутні широтні зони, що враховують розташування вузлів сітки ГKM, дозволять оцінити усереднені показники кліматичних характеристик більш комплексно та будуть в загальному відображати особливості таких фізико-географічних зон: Полісся, Лісостепу та Степу. В результаті проведено районування України за наступними межами широтних зон:

1. 52.5-50 пн.ш. – північ України, що відповідає переважно природно-географічному регіону Полісся;
2. 50-47.5 пн.ш. – центральна частина України, що відповідає переважно Лісостепу;
3. 47.5 пн. ш. – 44 пн.ш. – південь України – переважно Степ.

Відомо, що розподіл кліматичних характеристик на території України характеризується не тільки широтною зміною, але й деякими меридіональними відмінностями, що зумовлені поступовою втратою впливу океанів та морів із заходу на схід (тобто посиленню континентальності), а також впливом гірських масивів Українських Карпат на заході України. У випадку прояву меридіональності у розрахованих значеннях кліматичних показників, доцільним є більш детальний опис в межах кожної широтної зони.

Тому, виділені широтні зони можуть бути додатково описані по західній, центральній чи східній частинах, за винятком південної широтної зони, де переважно були відсутні зміни лісистості в експерименті LUMIP і кліматичні характеристики розподілені рівномірніше через вплив морів. Розташування вузлів сітки шести ГKM по території України з виділенням відповідних зон для порівняння результатів наведено на рис. 2.1.

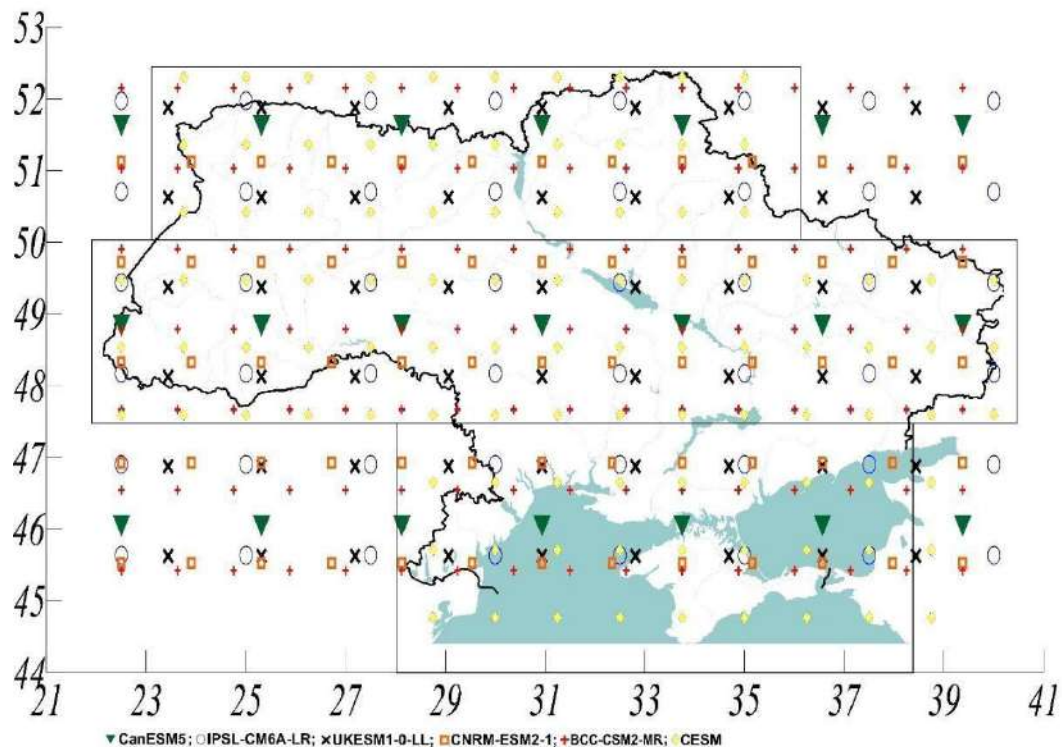


Рис. 2.1. Просторове розташування вузлів сітки глобальних кліматичних моделей експерименту LUMIP та виділених трьох широтних зон на території України

Аналіз результатів проведено за двома періодами, що співпадають з ключовими періодами експерименту LUMIP: 50 років – 1850-1899 рр. – проводилося часткове штучне глобальне знеліснення та 30 років – 1900-1929 рр. – стабілізація лісового покриву. Як уже зазначалося вище, перший період характеризується поступовим глобальним зменшенням 20 млн км² лісу, другий період – без змін підстильної поверхні, що дозволяє оцінити наслідки від такої штучної «вирубки» лісу. Загалом знеліснення відбувалося пропорційно початковому відсотку лісу у вузлі сітки і мали різні алгоритми в різних ГKM. Заміну проводили наступним чином: відбувалося зменшення лісистості у тих вузлах сітки, де вона перевищувала 30% - такий алгоритм характерний для більшості моделей; в іншому випадку порогове значення було вищим, наприклад, в ГKM2, в якій на території України ліс зменшили лише у трьох вузлах сітки з вищим відсотком лісистості.

На рис. 2.2. наведено приклад зміни лісового покриття з лінійним трендом за однією з моделей для північної широтної зони України. Заміна лісового покриття на трав'яний відбувалися за лінійним трендом зі швидкістю близько 1% на рік протягом 1850-1899 рр. (рис. 2.2).

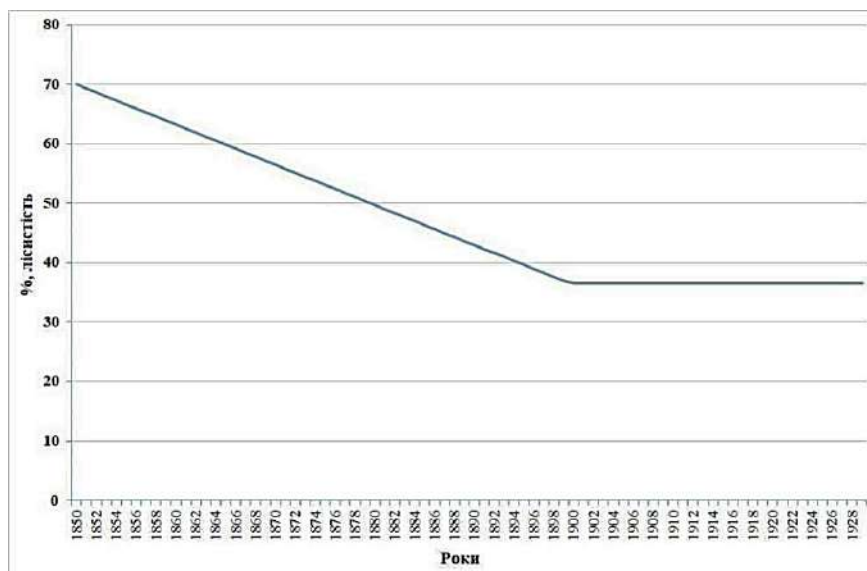


Рис. 2.2. Часовий хід зменшення відсотка лісистості на прикладі ГKM1 для півночі України (50°-52,5° пн. ш.)

Слід відмітити, що крок зменшення лісистості для різних моделей дещо відрізнявся і це наведено у табл. 2.2. Як помітно, за більшістю моделей цей крок складав до 1%/рік, лише за ГKM 5 він був дещо більшим.

Таблиця 2.2. Значення лінійного тренду зменшення лісистості (%/рік) за кожною ГKM для вузлів сітки на території України

№ моделі	максимальна зміна лісистості	№ моделі	максимальна зміна лісистості
1	0,74	4	0,62
2	0,64	5	1,60
3	0,52	6	0,83

На рис. 2.3 представлено просторово-часовий розподіл лісового покриву за всіма 6 ГKM з Табл.2.1 у порядку зростання роздільної здатності. Наведено початкове значення лісистості у кожному вузлі сітки станом на 1850 р. (колонка а), його зміну, тобто різницю між 1850 та 1899 рр. (колонка б) та кінцевий стан на 1900 р. (колонка в). Ці картосхеми дозволяють побачити, що кожна модель характеризується різною сіткою, початковою лісистістю, просторовою закономірністю її зміни та саме в яких вузлах вони відбувалися. Тому кожна з ГKM аналізувалася не в ансамблі, а окремо, що дозволило оцінити кількісні зміни кліматичних характеристик індивідуально для моделі за різної лісистості, а потім узагальнити і зробити висновки.

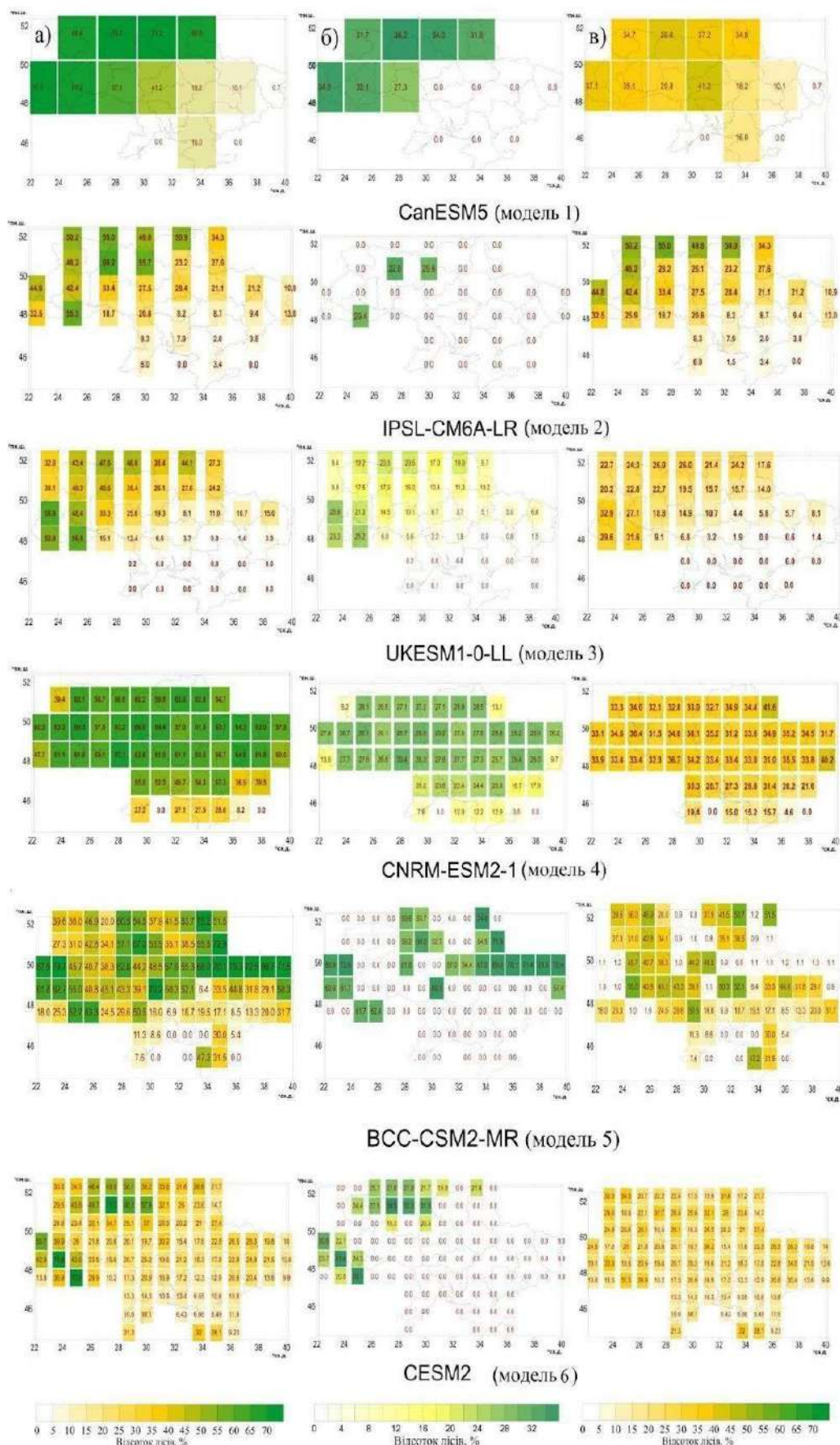


Рис.2.3 Просторовий розподіл початкового стану лісового покриття (%) станом на 1850 р. (а), його зменшення 1850-1899 рр.(б) і кінцевий стан на 1900 р. (в)

Для ГKM 1 значення початкової частки лісистості для північної широтної зони у вузлах сітки коливаються у межах 65-75%, для центральної – 1-71%, для південної – до 16%. Наведені значення зменшуються у напрямку із заходу на схід, що, в цілому, узгоджується з реальним просторовим розподілом. Зміни за цією моделлю відбуваються для усієї північної широтної зони. Зрозуміло, що дана сітка є найгрубішою серед інших ГKM і не дає детального розподілу характеристик. Зменшення лісистості відбувається у північній широтній зоні та на заході і у центрі центральної широтної зони. Ця зміна становить в цілому 27-36% за 50 років. Для решти регіонів значення лісистості є нижчим 30%, тому в даних вузлах сітки зменшення лісистості не відбувалося.

Для ГKM 2 початкові значення лісистості складали в загальному 27-60% для півночі, 8-55% для центральної широтної зони з вищими значеннями на заході та нижчими на сході і півдні. Ця модель дещо занижує значення в Карпатському регіоні, адже там характерні більші площі лісів з-поміж інших регіонів України. На півдні значення лісистості є незначними та становлять до 8%. У даній моделі лісистість зменшили на 29-32% лише у трьох вузлах сітки, де лісистість переважала 55%, тобто в двох вузлах сітки у північній широтній зоні, і у одній в районі Карпат.

Слід відмітити, що за ГKM3 лісистість змінювали за весь період моделювання. За даною моделлю для північної широтної зони характерні початкові значення 24-48% з вищими на півночі. У центральній широтній зоні найвищі значення характерні для району Карпат до 59%, і нижчі на сході та півдні. У південній широтній зоні лісистість характеризується низькими значеннями.

ГKM 4 має, в цілому, вищу відносно інших ГKM лісистість по всій території України. Вона складає близько 50-60% і, в загальному, мало узгоджується з реальним лісовим покривом. Проте це дає можливість перевірити чутливість моделі щодо зміни кліматичних характеристик внаслідок часткового знеліснення на 8-30% на всій території України.

За ГKM 5 початкова лісистість становить 20-75% у вузлах сітки у північній широтній зоні, 6-81% для центральної широтної зони з максимальними значеннями на сході 68-81%, тоді як для Карпат – 62-75%. У південній широтній зоні максимальні значення складають 47% у Криму. За даною ГKM лісистість змінювали з найбільшим кроком серед усіх моделей і у вузлах з лісистістю не менше 55%. Загалом, відбулося часткове знеліснення на 52-78% у вузлах сітки в Карпатах, на сході центральної широтної зони та, частково, у північній широтній зоні.

За ГKM 6 початкові значення лісистості складають 15-71% у північній широтній зоні, 10-75% у центральній широтній зоні з максимальними значеннями в районі Карпат і до 32% у південній широтній зоні з найвищими значеннями на південному березі Криму. У цій ГKM ліс зменшувався у вузлах сітки зі значеннями не менше 30%. Зменшення лісистості склало 19-41% у північній широтній зоні та в районі Карпат.

Дослідження наслідків глобальної зміни лісового покриву для регіональних кліматичних характеристик проведено за усіма моделями окремо через різні початкові умови лісу та просторовий розподіл зміни даних (рис. 2.3).

На рис. 2.4 представлено сучасний лісовий покрив території України з кроком 5×5 км із загальною лісистістю території близько 17% (рис.2.4), [166]. Як видно, найвища лісистість характерна для району Карпат, де вона складає у більшості вузлів сітки 70% і вище; а також на півночі України від 20 до 70%. Якщо порівняти з картосхемами моделей вище, то помітно, що моделі мають більш грубу сітку, проте більшість з них демонструє більшу лісистість в районі Карпат та у північній широтній зоні. Але потрібно враховувати, що дані значення були представлені станом на 1850 рік.

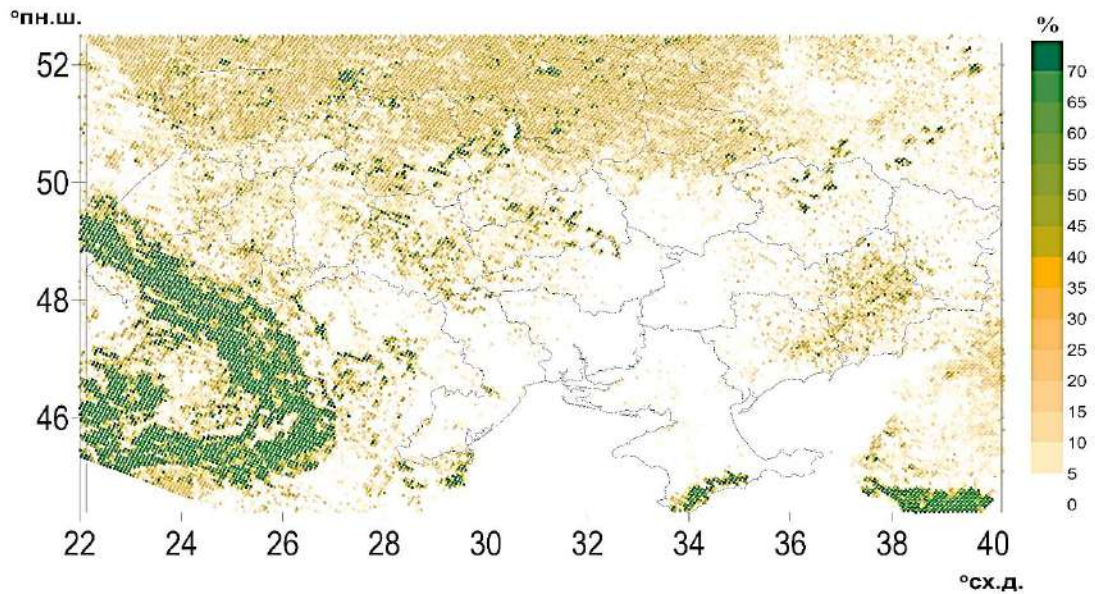


Рис. 2.4 Просторовий розподіл лісового покриття на території України

Для загального розуміння у Додатку А наведено початкову та кінцеву частки хвойних і широколистяних лісів за LUMIP, де були наявні такі дані.

2.2 Методика обробки та обчислення даних

Початкові вихідні дані у завантажених файлах були представлені як:

1. Дані лісистості (%);
2. Низхідний потік короткохвильової сонячної радіації (Вт/м^2);
3. Висхідний потік короткохвильової сонячної радіації (Вт/м^2);
4. Середньомісячна приземна температура повітря (на висоті 2 м) (у К);
5. Середньомісячна максимальна приземна температура повітря (на висоті 2 м) (у К);
6. Середньомісячна мінімальна приземна температура повітря (на висоті 2 м) (у К);
7. Середньомісячна температура підстильної поверхні (у К);
8. Усереднена кількість опадів за місяць ($\text{кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$);

9. Усереднена кількість опадів, що затримується рослинним покривом ($\text{кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$);
10. Випаровування з підстильної поверхні та рослинного покриву ($\text{кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$);
11. Загальний вміст вологи в ґрунті ($\text{кг} \cdot \text{м}^{-2}$, еквівалент мм);
12. Середньомісячна швидкість вітру (м/с).

За допомогою скриптів пакету CDO проводилося переведення одиниць вимірювань для температури з градусів Кельвіна у градуси Цельсія; та опадів і випаровування з одиниць потоку $\text{кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ у мм за місяць. Для зручності дані переводилися з формату NetCDF в ASCII з подальшим формуванням електронних таблиць в MS Excel.

З використанням CDO здійснено обрізку файлів за маскою території України по координатах, виділено північний, центральний і південний полігони, визначено період теплого і холодного сезонів для подальшої обробки в Excel. Для візуалізації отриманих результатів з побудови карт використовувалися програмні пакети Surfer та QGIS.

За моделями 2 і 6 було декілька реалізацій, тому результати цих ГКМ було усереднено для отримання середнього за ансамблем.

Підготовлені дані моделей переводилися в інші формати для більш зручного аналізу та візуалізації. За допомогою мови програмування VBA отримано структуровані архіви у форматах .dat та .xlsx. У процесі переформатування вихідні щомісячні дані усереднювалися:

- за 50-річний та 30-річний періоди;
- за теплий та холодний сезони (для добового розмаху температури, суми опадів та суми опадів, затриманих рослинним покривом).

Дані середньої температури повітря та температури підстильної поверхні структуровано за роками для кожного окремого місяця. У роботі використані середні місячні та сезонні значення наступних кліматичних характеристик:

1. Альbedo підстильної поверхні;
2. Приземна температура повітря (на висоті 2 м);

3. Температура підстильної поверхні;
4. Розмах (амплітуда) приземної добової температури повітря;
5. Розмах (амплітуда) річного ходу середніх місячних приземних температур повітря;
6. Кількість опадів;
7. Сума опадів, що затримується рослинним покривом;
8. Випаровування з поверхні ґрунту;
9. Випаровування з рослинного покриву;
10. Загальний вміст вологи в ґрунті;
11. Середня швидкість вітру.

Альbedo визначалося як співвідношення висхідного потоку короткохвильової радіації (surface upwelling shortwave radiation, $rsus$) до низхідного (surface downwelling shortwave radiation, $rsds$) для кожного окремого місяця (детальний алгоритм представлено на рис. 2.5, а). На рис. 2.5, б показано порядок опрацювання результатів для середньомісячної приземної температури повітря та температури підстильної поверхні. Для розрахунку аномалій у якості базового періоду використовувалися перші двадцять років (1850-1869), такі періоди широко використовуються МГЕЗК [3-6].

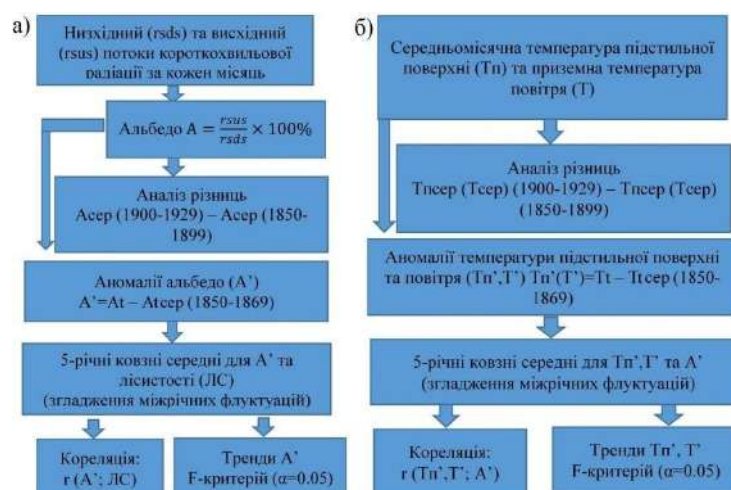


Рис.2.5 Алгоритм обробки даних для аналізу аномалій (а) багаторічних середніх місячних альbedo (%), t - місяць року, $сер$ - середнє), та (б) аномалій багаторічних середніх місячних температур ($^{\circ}\text{C}$), ЛС -лісистість

Усереднений добовий розмах визначався як різниця між усередненою максимальною та усередненою мінімальною температурами повітря, що потім усереднювалася за холодний та теплий сезони (рис.2.6, а). У агрометеорології загальноприйнятим поняттям холодний сезон називають період, що триває з листопада по березень, а теплий сезон – з квітня по жовтень. Це зроблено з метою виділення сезонів, коли наявне або відсутнє листя у дерев. Річний розмах приземної температури повітря визначався як різниця між температурою найтеплішого та найхолоднішого місяців у році. Детальні кроки розрахунку розмахів температури наведені на рис. 2.6, б.

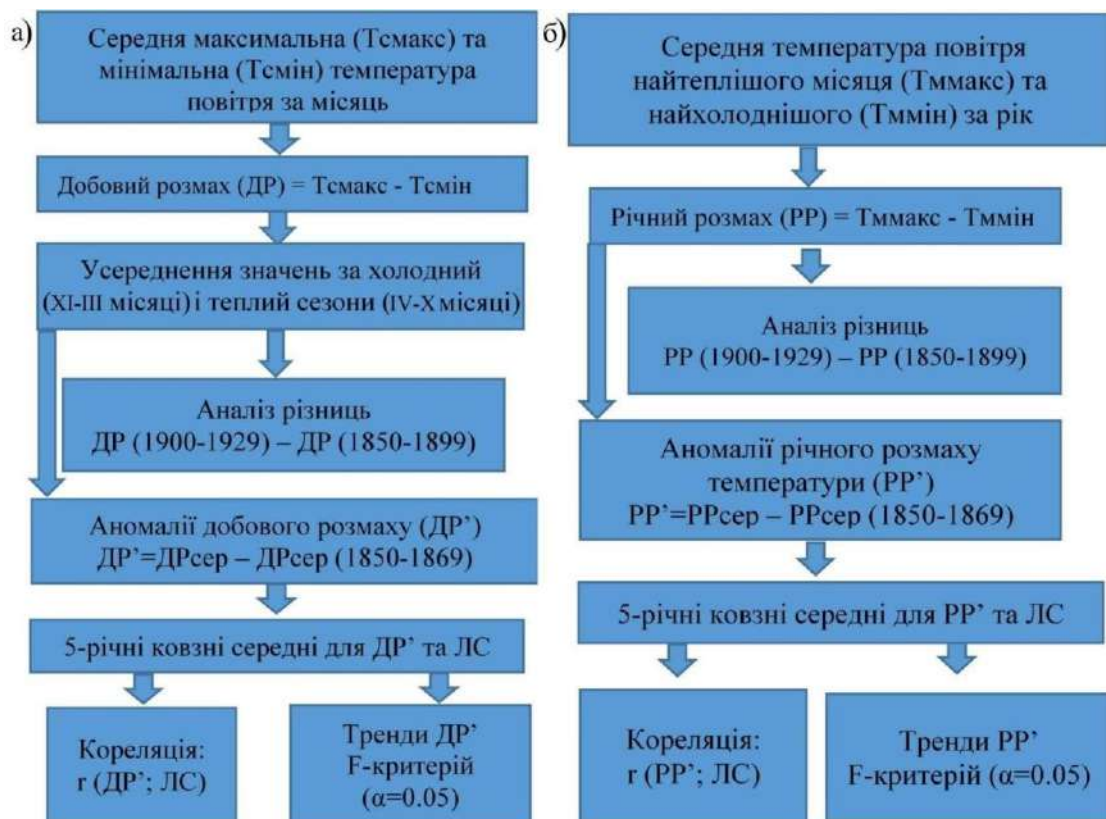


Рис. 2.6 Алгоритм обробки даних для аналізу аномалій усередненого добового (а) і річного (б) розмахів температури повітря (°C), ЛС - лісистість

Алгоритм обчислень для суми опадів за місяць та опадів, що затримані рослинним покривом, наведено на рис. 2.7, а. Частка затриманих опадів у % обчислювалася за співвідношенням суми опадів затриманих рослинним покривом до загальної суми опадів за холодні та теплі сезони окремо.

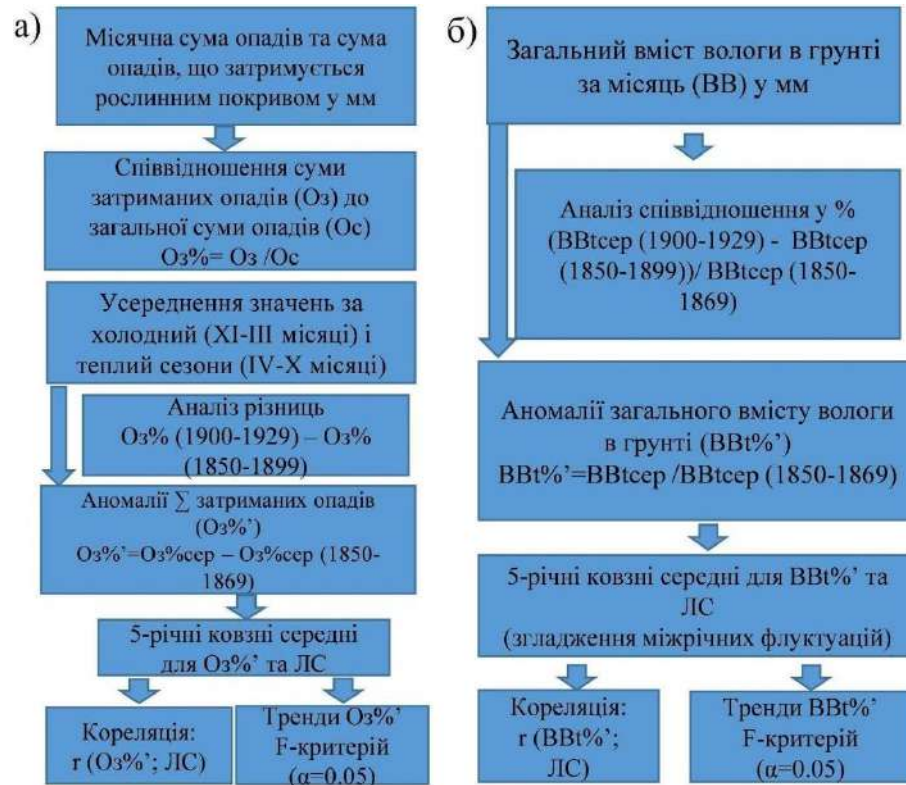


Рис. 2.7 Алгоритм обробки даних для аналізу аномалій частки затриманих опадів (%) (а) та загального вмісту води в ґрунті (б), де t - місяць року, сер - середнє, ЛС - лісистість

Оскільки дані по загальному вмісту води в ґрунті сильно відрізнялися між моделями (кожна з них має свою глибину охоплення), тому вирішено для порівняння отриманих результатів обчислювати аномалії, тобто співвідношення між кожним місяцем до усередненого за цей місяць значення першого двадцятиріччя (1850-1869 рр.) (рис. 2.7, б). Отриманий відносний показник переведено у відсотки.

Алгоритм обчислень таких показників водного балансу як середньомісячне випаровування з поверхні ґрунту та рослинного покриву (рис. 2.8 а, б) подібний до обчислень температури повітря та температури підстильної поверхні. Характеристики випаровування з рослинного покриву та з поверхні ґрунту є складовими евапотранспірації, яка в контексті балансу води розглядається як процес протилежний надходженню води у вигляді опадів. Тобто,

евапотранспірація та опади є складовими колообігу води в кліматичній системі і основою балансу вологи території, що визначає, зокрема, і її тип клімату.



Рис. 2.8 Алгоритм обробки даних для аналізу аномалій багаторічних середніх місячних випаровувань (мм) з поверхні (а) ґрунту та (б) рослинного покриву, де t - місяць року, сер - середнє, ЛС - лісистість

Для обчислень значень аномалій вітру використано той же підхід, що й для температури (рис. 2.9).



Рис. 2.9 Алгоритм обробки даних для аналізу аномалій середньомісячних середніх місячних швидкостей вітру (м/с), де t - місяць року, сер - середнє, ЛС – лісистість

Для знаходження потенційного впливу часткового глобального знеліснення на територію України дані опрацьовувалися за такою узагальненою методикою:

1. Знаходилося усереднене значення за перші 50 років (коли зменшували лісовий покрив) і останні 30 (лісовий покрив без змін). Для виявлення змін знаходилася їх різниця;
2. Усереднювалися значення показника за перше двадцятиріччя (1850-1869 рр.) для кожного місяця, сезону чи року;
3. Знаходилися відхилення між значенням за кожен рік й усередненим значенням за двадцять років для отримання аномалій;
4. Розраховувалося 5-річне ковзне середнє даних аномалій для згладження міжрічних флуктуацій;
5. Розраховувалися тренди отриманих даних аномалій та перевірялася їх значущість за коефіцієнтом Фішера з 95% рівнем забезпеченості результатів ($F > 3,13-3,18$);
6. Розраховувалися 5-річні ковзні середні зменшення лісистості;
7. Розраховувалися значення коефіцієнтів кореляції Пірсона між аномаліями показників і зменшенням лісистості.

Результати досліджень, що представлені у другому розділі, опубліковано у працях [152-153, 155-157].

2.3 Висновки до розділу 2

Для дослідження впливу часткового знеліснення на розподіл кліматичних характеристик використано дані 6 ГKM чисельного експерименту LUMIP для періодів часткового знеліснення, що умовно доіндустріальний, за 1850-1899 рр. та без змін у лісовому покриві за 1900-1929 рр. Вибір ретроспективного моделювання дозволить виявити безпосередній вплив знеліснення без накладання ефектів від антропогенного впливу на клімат, який значно зростає в подальшому.

У роботі проведено дослідження для кліматичних характеристик, що характеризують радіаційний, термічний, вологісний та вітровий режими території України.

На основі аналізу сіток моделі, заданих початкових умов лісистості та кроку знеліснення, що відрізняються для усіх ГКМ, обрано методику проведення обчислень та аналізу даних. Розрахунки виконано для аномалій кліматичних характеристик, що отримано шляхом врахування усереднених значень показників за перше двадцятиріччя досліджуваного періоду (1850-1869 рр.) для кожного місяця, сезону чи року. Згладження міжрічних флуктуацій здійснено шляхом використання 5-річних ковзних середніх. Розраховано тренди та коефіцієнти кореляції між зменшенням лісистості та кліматичними характеристиками.

РОЗДІЛ 3.

ВПЛИВ ЗМЕНШЕННЯ ЛІСОВОГО ПОКРИВУ НА РАДІАЦІЙНИЙ ТА ТЕРМІЧНИЙ РЕЖИМИ

Зменшення лісового покриття в контексті впливу на клімат – це перш за все, зміна тих характеристик підстильної поверхні, що визначають процеси трансформації сонячної радіації. Відомо, що відбивна здатність залежить від типу підстильної поверхні та у помірних і високих широтах значно змінюється залежно від сезону року. Так, наприклад, відбивна здатність лісу складає від 3% до 10%, трави - від 10% до 30%, посівних площ - від 5% до 20%, свіжий сніг має альbedo 85% тощо [167]. Відомо, що зменшення лісового покриття внаслідок природних чи антропогенних чинників зумовлює перерозподіл короткохвильової радіації, що, відповідно, змінює радіаційний баланс через альbedo та, у подальшому, впливає на термічний режим. У той же час, кількісні оцінки такого впливу в глобальному та регіональному масштабах отримали увагу дослідників лише у останні роки [88-90]. В Україні оцінки трансформації сонячної радіації під впливом зменшення лісистості на основі даних кліматичних моделей проводилися вперше і представлені далі.

3.1 Зміна альbedo підстильної поверхні через знеліснення

Перша характеристика, що оцінювалася, це - відбивна здатність або альbedo підстильної поверхні, оскільки зміна типу покриття вплине, перш за все, на співвідношення низхідного та висхідного потоків короткохвильової радіації. Зменшення відсотка лісового покриття та подальша його заміна на траву зумовлює зміну альbedo підстильної поверхні. Оскільки це спричиняє зміну кольору і відповідно довжин хвиль поглинання, що, у свою чергу, впливає на трансформацію потоків насамперед короткохвильової радіації.

Проведені розрахунки дозволили отримати наступні оцінки. За даними ГKM виявлено, що величина альbedo на території України має найбільші

значення у січні і складає 40-60% для північної широтної зони, 30-60% для центральної широтної зони і до 40% для південної широтної зони, яке наведено на рис. 3.1а за базовий період на прикладі ГKM 3. Такі високі значення зумовлені, напевно, наявністю снігового покриву, відбивна здатність якого найбільша серед тих умов, у яких може перебувати підстильна поверхня. Тобто, оскільки всі ГKM продемонстрували високі значення альбедо у зимовий сезон, то це говорить, зокрема, і про те, що використані моделі здатні відтворювати фізичні процеси, що відбуваються у кліматичній системі.

В цілому, значення відбитої короткохвильової радіації взимку коливається у межах 15-35 Вт/м². Влітку (на прикладі липня) альбедо складає 15-25% (рис. 3.1, б) по всій території України і потік відбитої короткохвильової радіації зростає до 35-50 Вт/м² за рахунок суттєвого збільшення надходження сонячного випромінювання, а не за рахунок зростання відбивної здатності. У перехідні сезони вона становить 15-30% для квітня і 15-20% для жовтня.

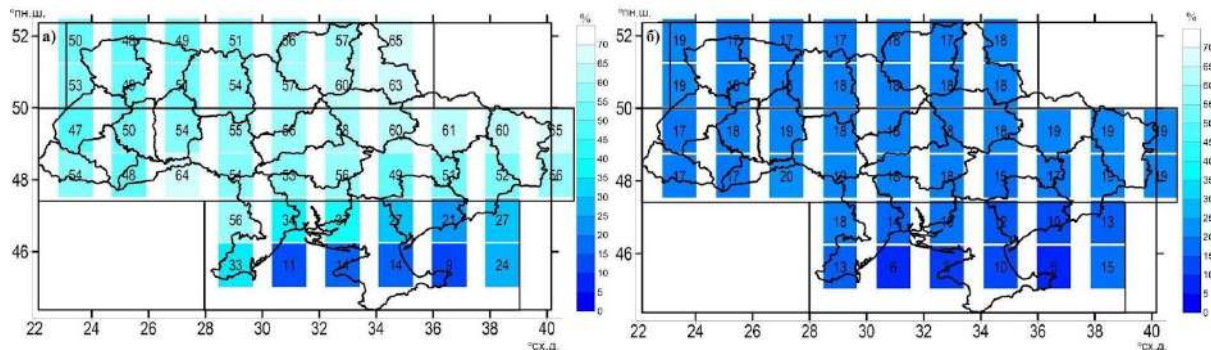


Рис. 3.1. Просторовий розподіл альбедо у січні (а) та липні (б) на прикладі ГKM 3 за базовий період

Аналіз залежності зміни відбивної здатності підстильної поверхні від зменшення лісового покриву показав статистично значущий обернений зв'язок у більшості вузлів сітки усіх ГKM, де проводилося зменшення лісистості. Такі зміни альбедо відмічаються саме протягом зимового сезону особливо у північній і центральній широтних зонах через процес часткового знеліснення та, вочевидь, через відкриття снігового покриву. Альбедо зростало найбільш інтенсивно за

ГКМ 3, де зменшення лісистості відбувалося протягом усього періоду моделювання, і за ГКМ 5, де найінтенсивніше з усіх моделей зменшували ліс.

Аналіз відбивної здатності проводився для кожного місяця окремо і з розбивкою на холодний (листопад-березень) і теплий (квітень-жовтень) сезони, що визначалися за 5-річними ковзними середніми між зменшенням лісового покриву та аномаліями альбедо за період 1852-1897 рр..

Для холодного сезону, що починається у листопаді, поетапне зменшення лісистості призвело до статистично значущого зростання альбедо підстильної поверхні у вузлах сітки у межах 1,7-5,4% за 50 років проведення знеліснення. Внаслідок чого ГКМ показали в загальному ріст альбедо на 0,2-0,8%/10 років для північної та центральної широтної зон. Це підтверджується від'ємними або зворотніми кореляційними зв'язками за період поетапного знеліснення для листопада. Встановлено, що для ГКМ з більш грубою сіткою кореляції є дещо нижчими та мають середній зв'язок -0,60...-0,40, натомість для моделей з дрібнішою сіткою є кореляції є вищими за середні в межах -0,60...-0,70 та високими до -0,80. Слід відмітити, що лише за моделлю 3 відбувалося поетапне зменшення лісового покриву протягом усього періоду дослідження, тобто, до 1929 року і ріст альбедо був значущим до кінця даного періоду. Для ГКМ 4, що має більш детальну сітку, зменшення лісистості проводилося також і в південній широтній зоні, оскільки даний регіон за цією моделлю мав доволі значний лісовий покрив у порівнянні з іншими ГКМ. Для півдня ріст альбедо склав до 0,2%/10 років в загальному. Це нижчі значення, ніж для північної та центральної широтної зон. Такий тренд призводить до росту відбивної здатності у даному регіоні в цілому на 1%. Для північної і центральної широтних зон виявлено значущі тренди зміни альбедо для переважної більшості вузлів сітки.

Для грудня, у порівнянні з листопадом, швидкість зростання відбивної здатності підстильної поверхні суттєво збільшується до 0,5-4,3%/10 років у залежності від вузла сітки за всіма ГКМ у північній і центральній широтних зонах, що може бути пов'язано з наслідком встановлення стійкого снігового покриву. За ГКМ 1 (з більш грубою сіткою) та 6 (з більш дрібною сіткою)

спостерігалась найнижча швидкість зростання альbedo із поступовим зменшенням лісистості. Відмічався значущий зв'язок між зменшенням лісу та зростанням відбивної здатності з середньою та вище середнього кореляціями зі значеннями в середньому $-0,70 \dots -0,40$. Вищі значення характерні більше для північної широтної зони, де відсоток лісистості є найвищим, за виключенням ГKM 4, де вона по території України більш однорідна. У результаті, поетапне зменшення лісового покриву протягом 50 років призвело до росту відбивної здатності на 2,6-21,3% у вузлах сітки для грудня, що прослідковується за усіма моделями для північної і центральної широтних зон. За ГKM 3 виявлено найбільші зміни у зростанні альbedo. Для південної широтної зони зростання альbedo на 1% у вузлах сітки спостерігається лише за моделлю 4.

У січні продовжують відмічатися такі ж закономірності як у грудні. Зв'язок між зростанням відбивної здатності та зменшенням лісового покриву становить від $-0,84$ до $-0,40$ у всіх широтних зонах, хоча в цілому для центральної вони є дещо нижчими. Для прикладу наведені кореляції за декількома моделями у порядку зростання їх роздільної здатності на прикладі північної широтної зони (рис. 3.2). Графіки побудовані на тих вузлах сітки, де відбувалася зміна лісистості. За таким самим принципом побудовані й інші графіки.

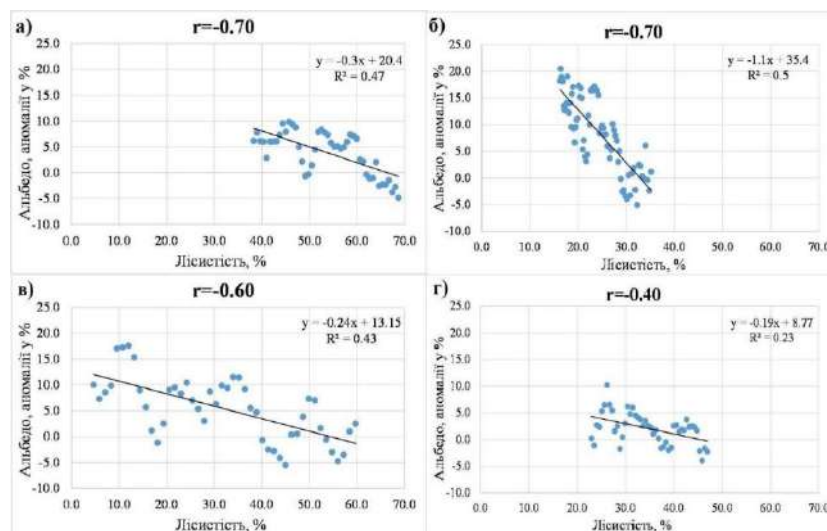


Рис. 3.2. Кореляція між частковим знелісненням (%) та зміною відбивної здатності підстильної поверхні (%) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 3 (б), 5 (в) та 6 (г) для січня

Для січня такі зв'язки призводять до зростання альbedo підстильної поверхні за всіма моделями. Для періоду зменшення лісистості відбивна здатність підстильної поверхні продовжує зростати, швидкість в цілому складає 0,9-3,9%/ 10 років у північній широтній зоні (рис.3.3) та 0,8-2,6%/ 10 років у центральній широтній зоні. На півдні за ГKM 4 цей ріст альbedo досягає до 0,9%/ 10 років (Додаток Б). Значення F-тесту для трьох широтних зон складають 4,01-109,34 залежно від ГKM (за $F > 3,13-3,18$) (Додаток 1). На рис. 3.3 наведено усереднені значення для всієї північної широтної зони, де відбувалося зменшення лісу.

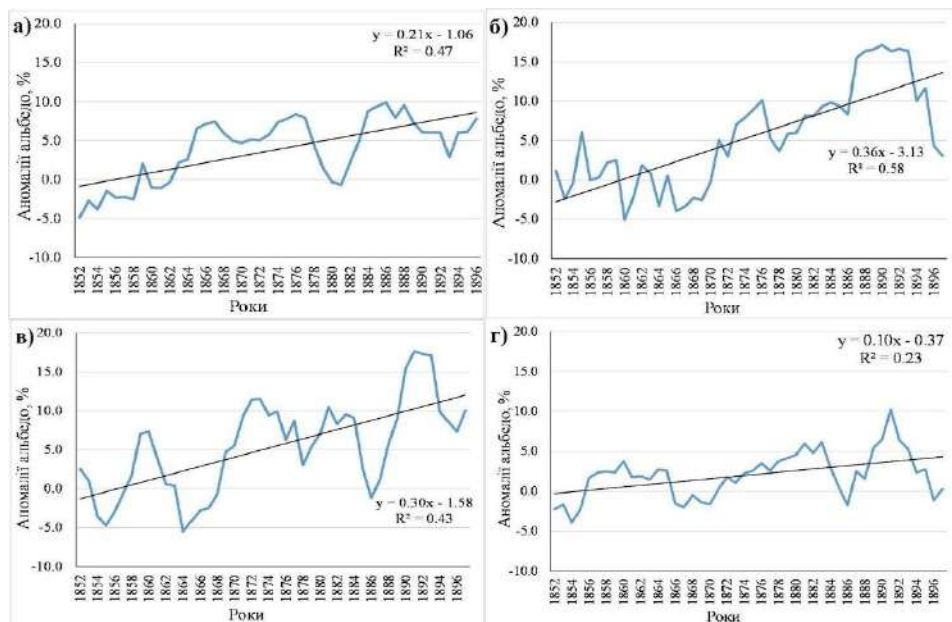


Рис.3.3. Зростання відбивної здатності підстильної поверхні внаслідок часткового знеліснення у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 3 (б), 5 (в), 6 (г) для січня

На рис. 3.4 на прикладі моделей продемонстровано, як зросла відбивна здатність підстильної поверхні за весь період знеліснення. За ГKM 3 через загальне зменшення лісистості за 50 років альbedo зросло до 19,8% в окремому вузлі сітки у північній широтній зоні та до 14,6% у районі Карпат у центральній (рис. 3.4, б), що є максимумом серед усіх моделей. В той же час за моделями 4 і 6 (рис.3.4, в, г) відмічається не такий високий приріст відбивної здатності. Найбільші зміни альbedo відмічаються до 10% на заході центральної зони - в

районі Карпат і Передкарпаття (ГКМ 4) та до 7,7% на півночі за (ГКМ 6). Картосхеми наведені на рис.3.4 уніфіковано для 50-річного періоду знеліснення за більшістю ГКМ.

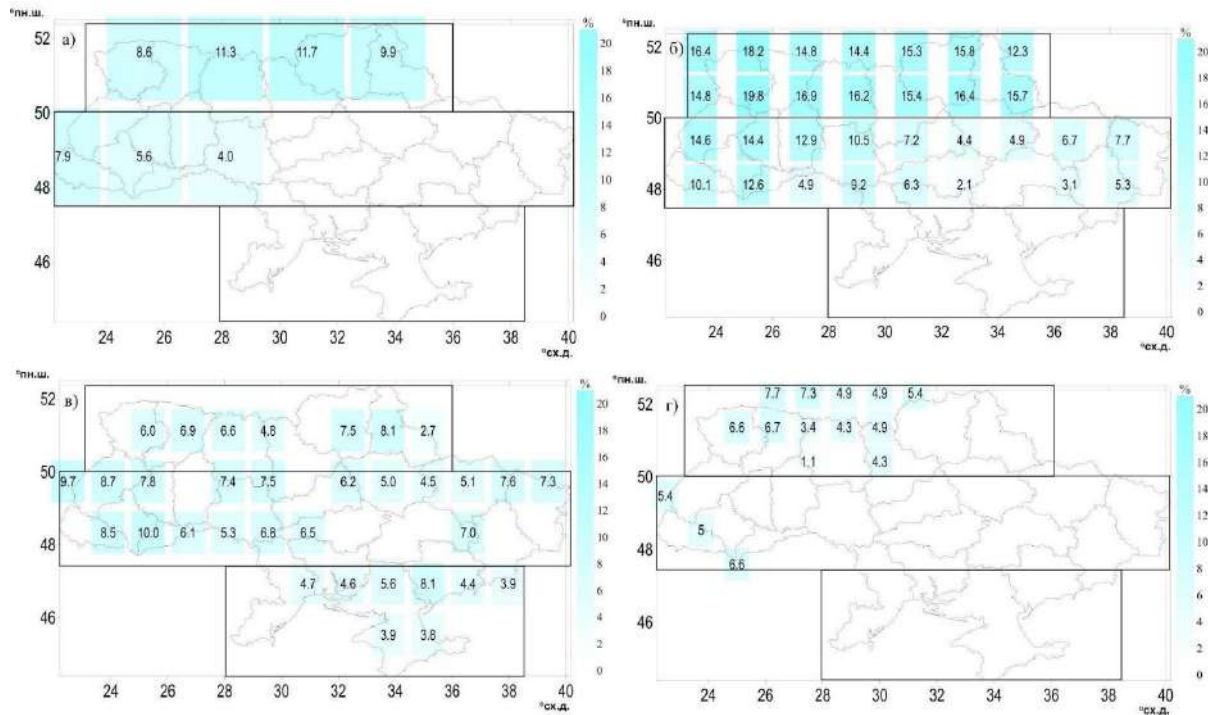


Рис. 3.4. Зміна відбивної здатності підстильної поверхні за період часткового знеліснення на прикладі ГКМ 1 (а), 3 (б), 4 (в) і 6 (г) для січня

Для останніх місяців холодного сезону лютого – березня відмічається деяке послаблення зв'язку між зменшенням лісистості та відбивної здатності. Для цих місяців спостерігається здебільшого середня і нижче середнього кореляція, що складає $-0,60 \dots -0,40$. Проте, незважаючи на це, швидкість зміни альбедо залишається високою та складає для лютого $1,0-4,8\%/10$ років у північній і центральній широтних зонах, у березні – $0,4-3,5\%/10$ років – загальний розмах значень у вузлах сітки за всіма моделями. На півдні відбивна здатність продовжує зростати на $0,6-0,8\%/10$ років за моделлю 4. Як наслідок за 50-річний період зменшення лісистості, альбедо підстильної поверхні зросте на $5,0-24,0\%$ у лютому та $1,8-17,3\%$ у березні. Найвищі значення зміни альбедо показала ГКМ 3, а незначущі тренди за частиною вузлів сітки – ГКМ 4.

Для теплого сезону, в порівнянні з холодним, починаючи з квітня, відбуваються зміни у характері потоків короткохвильової радіації. По-перше, починається процес суттєвого зростання надходження сонячного випромінювання. По-друге, початок вегетаційного сезону поступово змінює альbedo підстильної поверхні. У квітні, на початку теплого сезону, продовжує зберігатися зв'язок між зменшенням лісистості та зростанням відбивної здатності, що становить в межах $-0,70 \dots -0,40$. Проте швидкість зростання альbedo в період зменшення лісового покриву у квітні у порівнянні з місяцями в холодний сезон в цілому є нижчою та складала $0,1-2,0\%/10$ років. Тобто, за загальний період зменшення лісового покриву з подальшою його заміною трав'яним відбивна здатність зросла від $1,6\%$ до 10% в загальному. Для півдня ці зміни є незначними, у межах 1% . Зміни альbedo підстильної поверхні у квітні є дещо нижчими, ніж за попередні місяці, що пояснюється сходженням снігового покриву, а також незначною вегетацією у даний час. Тому наслідки зменшення лісистості у квітні менш відчутні, ніж у холодний сезон.

Для травня характерна більш значуща кореляція між зменшенням лісистості та зростанням відбивної здатності за більшістю моделей, що складає $-0,80 \dots -0,40$ залежно від моделі, що скоріше за все пов'язано зі збільшенням листової поверхні. Але при цьому зміна альbedo є не такою інтенсивною, ніж протягом місяців холодного сезону. Міжмодельний розкид виявився незначним, і зростання відбивної здатності складає $0,1-0,4\%/10$ років за всіма моделями у вузлах сітки. Підсумовуючи, за весь період зменшення лісистості, альbedo у травні зросло до 2% .

У наступні місяці теплого сезону – червні - вересні, за наявності найбільшої площі листової поверхні, коефіцієнти кореляції між зменшенням лісового покриву та зростанням відбивної здатності варіюють у межах $-0,99 \dots -0,40$ (на прикладі липня) (Додаток Б). При цьому максимальні значення характерні для ГKM 5 (рис. 3.5, в), де інтенсивніше, у порівнянні з іншими ГKM, проводилося знеліснення, і лісовий покрив у деяких вузлах сітки зменшувався

практично до 1%. Слід відмітити, що сильніші зв'язки характерні для північної широтної зони (рис. 3.5) (Додаток Б).

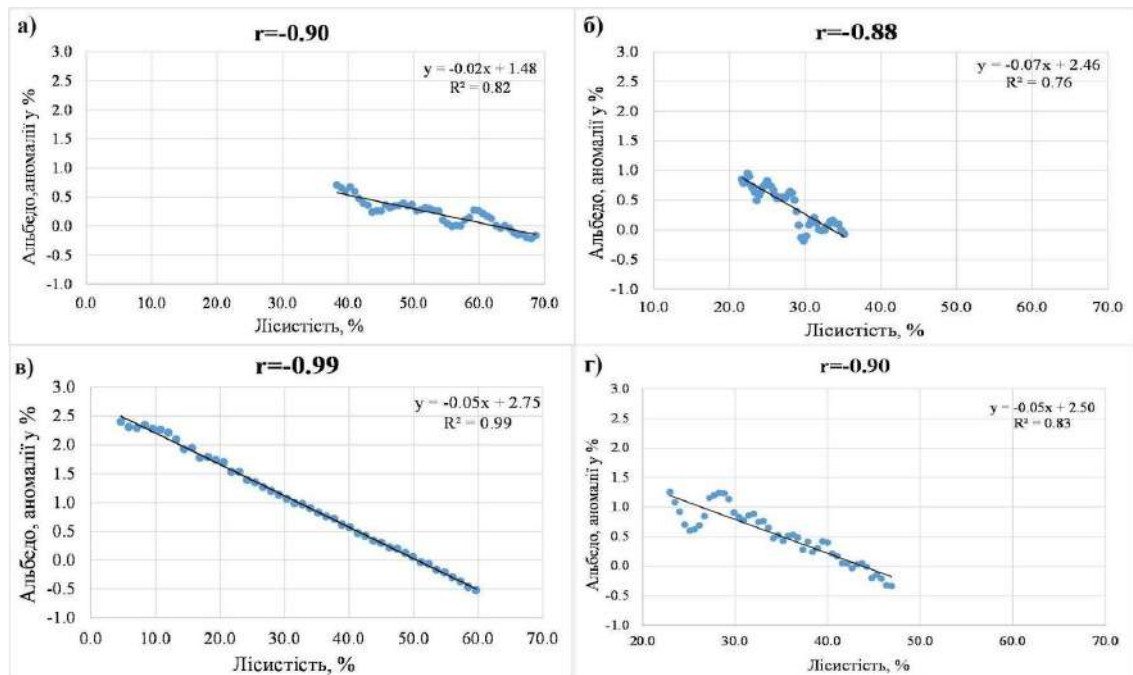


Рис. 3.5. Кореляція між частковим знелісненням (%) та зміною відбивної здатності підстильної поверхні (%) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 3 (б), 5 (в), 6 (г) для липня

Швидкість зміни альbedo підстильної поверхні внаслідок зменшення лісистості у липні є дуже незначною у порівнянні з зимовим сезоном і складає 0,2-0,6%/10 років з найбільшим трендом для ГKM 5 та зі значними величинами критерію Фішера (Додаток Б). Це призводить потенційно до зростання відбивної здатності підстильної поверхні максимально до 2,7% у регіоні Карпат на прикладі ГKM 3 (рис. 3.6, в) з-поміж представлених 4 моделей.

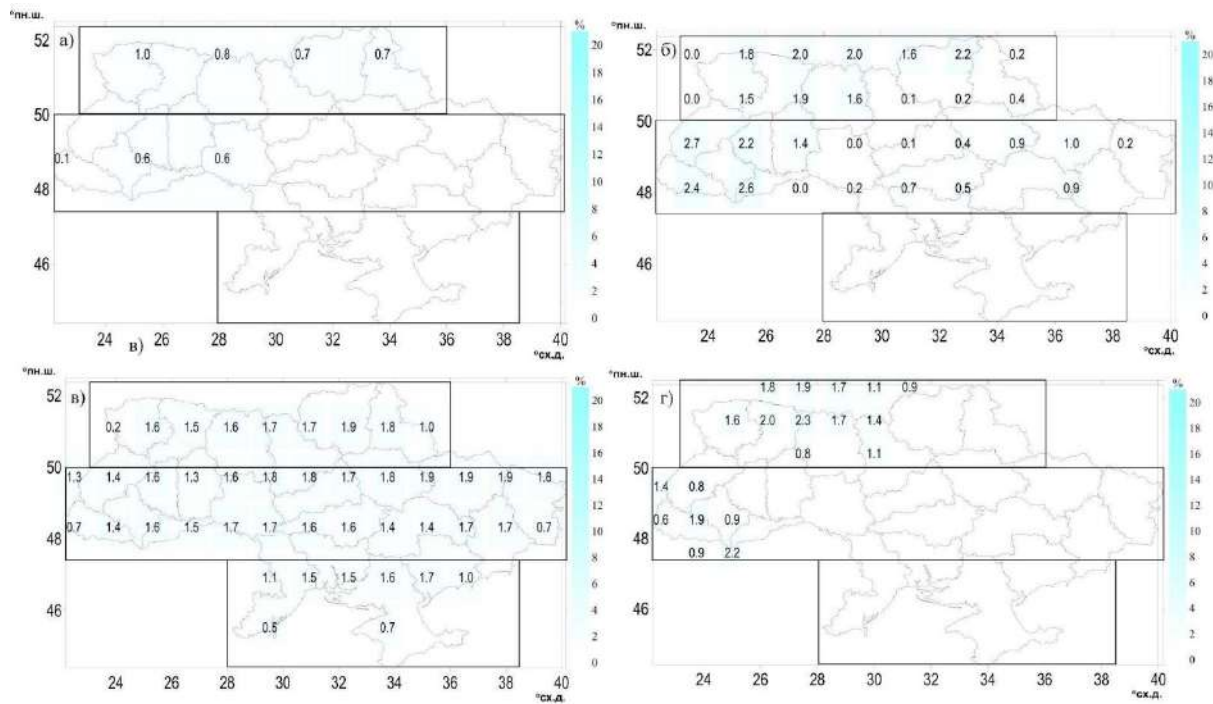


Рис. 3.6. Зміна відбивної здатності підстильної поверхні за період часткового знеліснення на прикладі ГКМ 1 (а), 3 (б), 4 (в) і 6 (г) для липня

Наприкінці теплого сезону, у жовтні швидкість зміни відбивної здатності за всіма ГКМ складає 0,1-0,4%/10 років, з деяким зменшенням зв'язку із зміною лісистості. Внаслідок зменшення лісового покриву, альbedo зростає максимально до 2,3%.

Підсумовуючи вище описане, відбивна здатність підстильної поверхні більше реагує на зменшення лісу протягом 50 років саме в зимовий сезон, досягаючи зростання відбивної здатності до 24% у деяких вузлах сітки у лютому. Основним фактором у зміні радіаційного режиму є саме потенційна зміна характеру залягання снігового покриву, що на фоні значного зменшення лісистості буде призводити до більшого його відкриття та однорідно покривати поверхню. Це у свою чергу може призводити до зростання відбитого потоку короткохвильового випромінювання з відповідно меншим поглинанням. Протягом теплого сезону ці зміни є значно меншими ніж в холодний і складають в цілому до 2,7-3,0% за 50 років часткового знеліснення. Це пов'язано з тим, що різниця між відбивною здатністю лісу і трави, на яку ліси заміщувалися в експерименті, є значно нижчою за різницю альbedo лісу і снігу.

3.2 Зміна термічного режиму

Наведені результати експерименту щодо зміни радіаційного режиму під впливом часткового знеліснення в свою чергу призведуть до зміни і термічного режиму території, який досліджувався на основі аналізу змін наступних його характеристик: температури підстильної поверхні, приземної температури повітря, добового та річного розмахів приземної температури повітря. Аналіз проводився помісячно та окремо для холодного і теплого сезонів для середніх значень аномалій температури. Для всіх показників проводилося 5-річне ковзне усереднення і визначалися коефіцієнти лінійних трендів, їхня значущість за значенням F-тесту, а також кореляційні зв'язки між зміною лісистості та альбедо підстильної поверхні. Детально методика аналізу представлена в Розділі 2.

3.2.1 Температура підстильної поверхні

При аналізі зв'язку для зимового сезону, на прикладі січня, за більшістю моделей виявлено зворотні кореляційні зв'язки між зміною аномалій альбедо й аномалій температури підстильної поверхні. Слід вказати, що ГKM 1 з більш грубою сіткою продемонструвала нижче середнього негативні кореляції або обернені зв'язки, а за ГKM 2 вони були незначними, натомість моделі з більшою роздільною здатністю мали вищу кореляцію (до -0,90) (Рис.3.7) (Додаток В). Це, скоріше за все, пов'язано з недостатньою чутливістю моделей до зміни характеристик на регіональному та локальному масштабах.

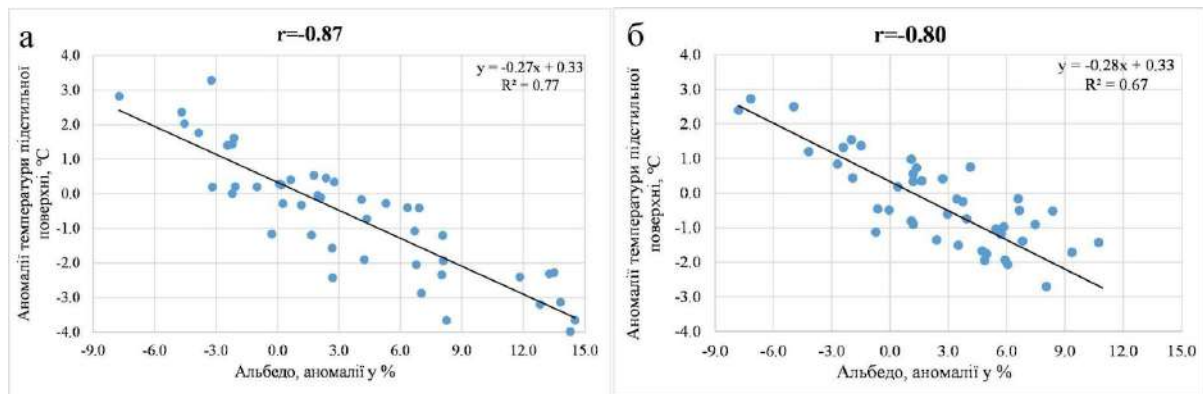


Рис.3.7. Кореляція між аномаліями відбивної здатності і температурою підстильної поверхні у північній широтній зоні на прикладі ГKM 3 (а) та 4 (б) для січня

Через значні зміни альбедо, що складають максимально до 20% у вузлі сітки моделі 3, саме у зимові місяці спостерігається суттєве статистично значуще зниження температури підстильної поверхні, що становить до $-0,5...-0,4^{\circ}\text{C}/10$ років у північній і центральній широтних зонах в цілому, або до $-2,5...2,0^{\circ}\text{C}$ за 50 років, коли зменшували лісистість (рис. 3.8). Також ці зміни спостерігаються і на півдні зі значеннями до $-0,4^{\circ}\text{C}/10$ років. Отримані результати підтверджуються статистично значущим значенням F-тесту, розкид значень якого складав 3,19-62,39 (Додаток В). Тренд до загального зниження аномалій температури підстильної поверхні поступово починає слабшати після 1900 року, через деяке зростання аномалій температури на фоні міжрічних коливань.

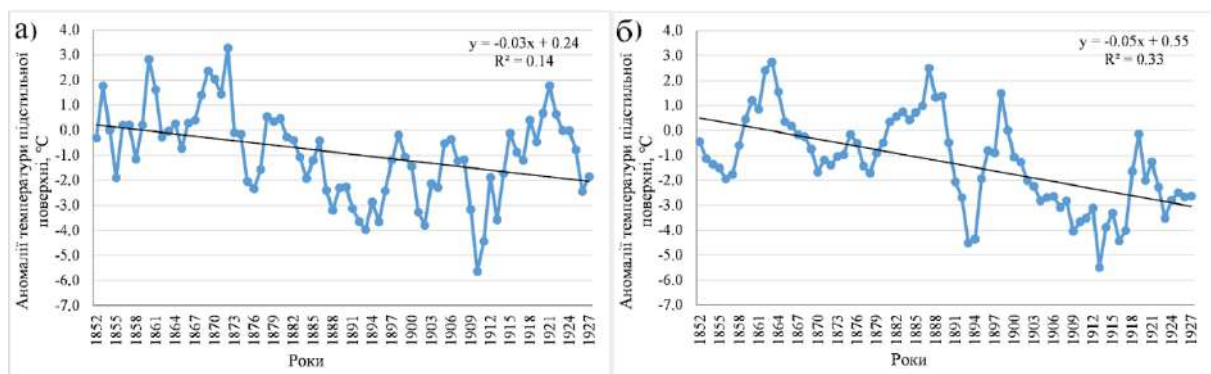


Рис. 3.8. Лінійний тренд зміни аномалій температури підстильної поверхні у північній широтній зоні на прикладі ГKM 3 (а), 4 (б) для січня

У перехідні сезони, на прикладі квітня, моделі показали неоднозначні результати: половина моделей показала статистично значущі негативні тренди, тоді як інша частина – незначущі (рис. 3.9). В цілому, за більшістю ГKM різниця між усередненими значеннями температури підстильної поверхні за 30 і 50 років має від'ємні значення у вузлах сітки лише у південно-східній частині країни, а в північно-західній частині ці значення додатні.

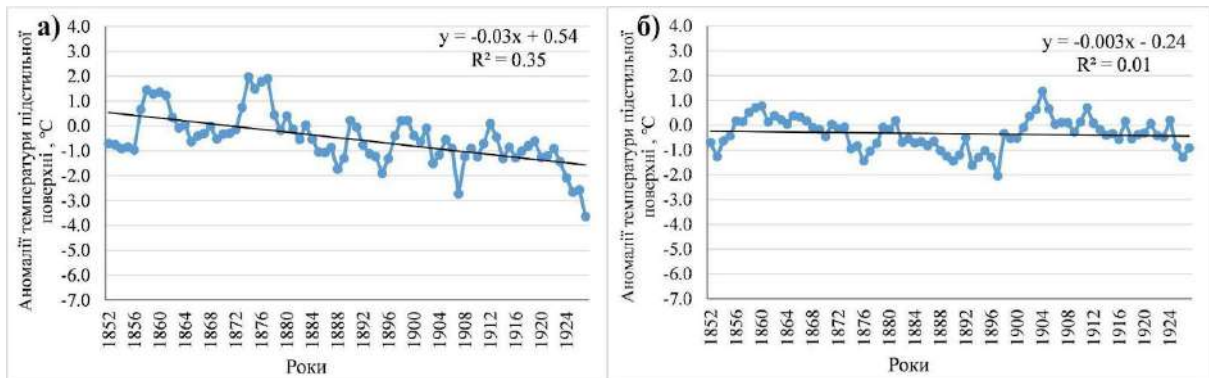


Рис.3.9. Лінійний тренд зміни аномалій температури підстильної поверхні у північній широтній зоні на прикладі моделей 1 (а), 4 (б) для квітня

Для літнього сезону, на прикладі липня, зміни відбивної здатності підстильної поверхні не такі значні, як у зимовий сезон, і складають максимально до 2,7-3,0% у вузлі сітки. Це пов'язано з тим, що альbedo лісового та трав'яного покриву мають близькі значення, тому і зміни аномалій температури підстильної поверхні є набагато меншими (рис. 3.10). У літній сезон кореляція між зміною альbedo та аномаліями температури підстильної поверхні знижується у порівнянні з зимовим. Негативні кореляції з середнім зв'язком характерні для ГKM з більш дрібною сіткою, тоді як для більш крупної вони або низькі або відсутні. За ГKM з грубішою сіткою значення аномалій відбивної здатності зросло максимально лише до 1%, проте це збільшення статистично значуще. Кореляційні зв'язки у теплий сезон для липня для моделей з дрібнішою сіткою в цілому становлять -0,65...-0,40 для північної широтної зони, тоді як для центральної вони складають -0,63...-0,34 (Додаток В).

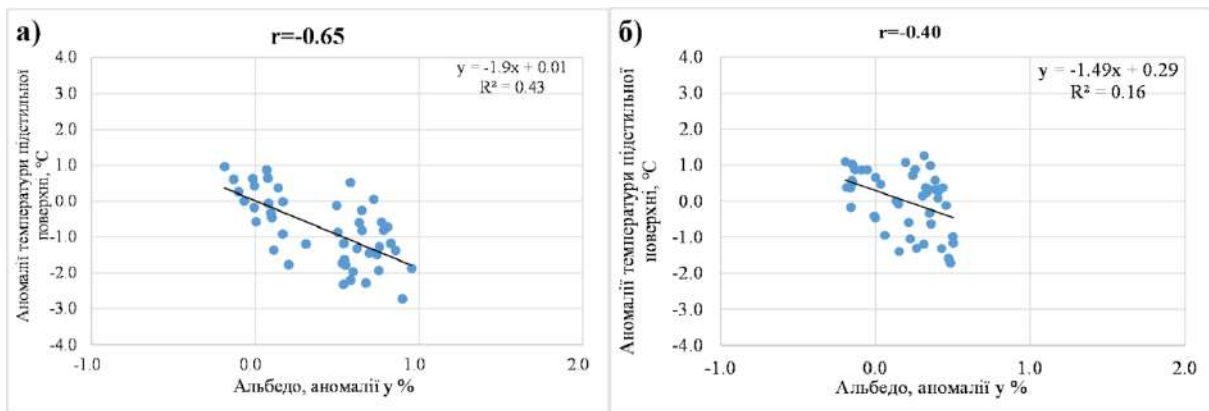


Рис.3.10. Кореляція між аномаліями відбивної здатності підстильної поверхні і температурою підстильної поверхні у північній широтній зоні на прикладі ГКМ 3 (а) та 4 (б) для січня

За даними ГКМ, незважаючи на менші значення коефіцієнтів кореляції, аномалії температури підстильної поверхні продовжують реагувати на незначні зміни у відбивній здатності підстильної поверхні (Додаток В). Тому в загальному спостерігається зниження температури підстильної поверхні в липні до $-1,5^{\circ}\text{C}$ у північній і центральній широтних зонах з лінійним трендом до $-0,3^{\circ}\text{C}/10$ років за моделями 3 та 4 (Рис.3.11). Для південної широтної зони ці значення є нижчими та становлять $-0,1^{\circ}\text{C}/10$ років. Це підтверджується статистично значущими величинами критерію Фішера 3,26-18,69.

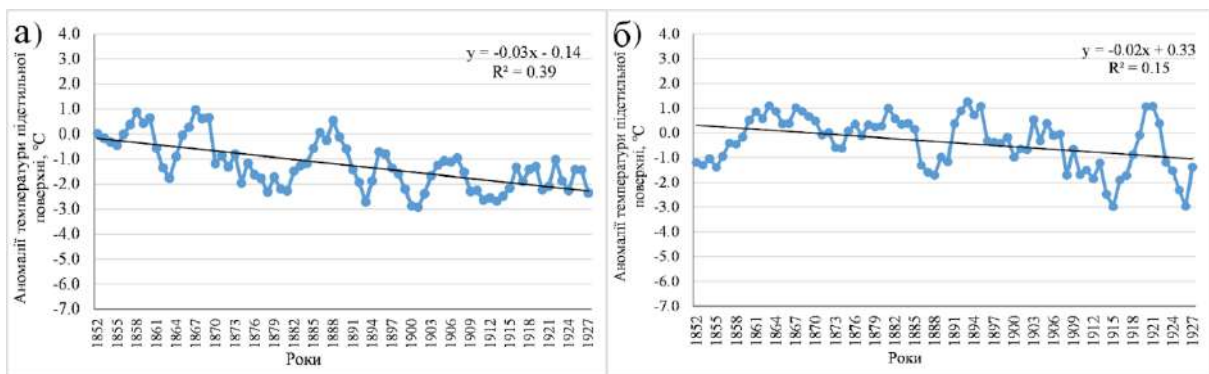


Рис. 3.11. Лінійний тренд зміни аномалій температури підстильної поверхні у північній широтній зоні на прикладі ГКМ 3 (а), 4 (б) для липня

Для осіннього сезону, на прикладі жовтня, в ГКМ отримано також неоднозначні тенденції, як і для іншого перехідного сезону, а саме як вище

зазначено, у квітні – частина моделей показала статистично значуще зниження температури підстильної поверхні (на прикладі ГKM 3, рис.3.12, а), в той час як за іншими відсутні статистично значущі тренди (ГKM 6, рис.3.12, б).

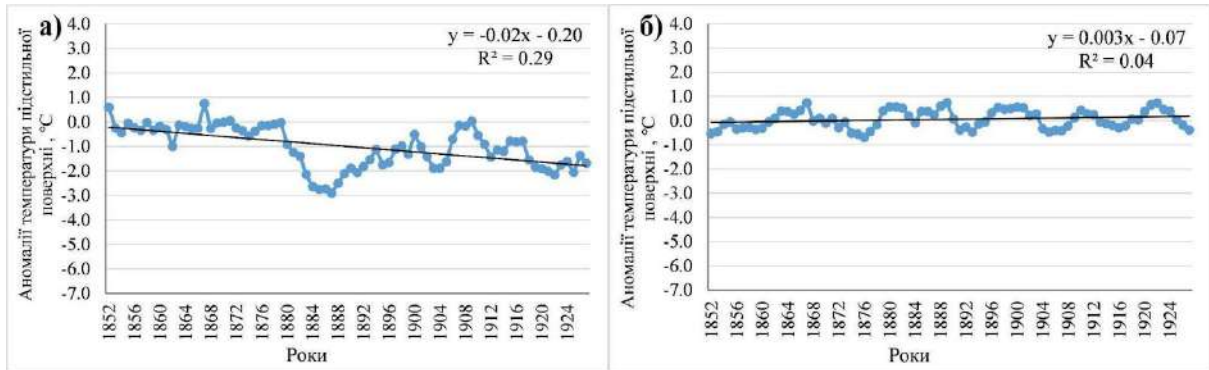


Рис.3.12. Лінійний тренд зміни аномалій температури підстильної поверхні у північній широтній зоні на прикладі ГKM 3 (а), 6 (б) для жовтня

В цілому, через поступове зменшення відсотка лісистості спостерігається зниження середніх місячних значень температури підстильної поверхні на різні величини в залежності від сезону року та розташування вузла сітки ГKM (рис. 3.13). Зміни у режимі середньої температури між двома періодами за 30 і 50 років більше виражені в зимовий та літній сезони, що виявлено по всій території України. Такі закономірності відмічаються за всіма ГKM, окрім моделі 2, оскільки у ній часткове знеліснення відбувалося лише у трьох вузлах сітки, і тому в цій ГKM не виявлено ні зміни альбедо, ні зміни температури підстильної поверхні по всій території України.

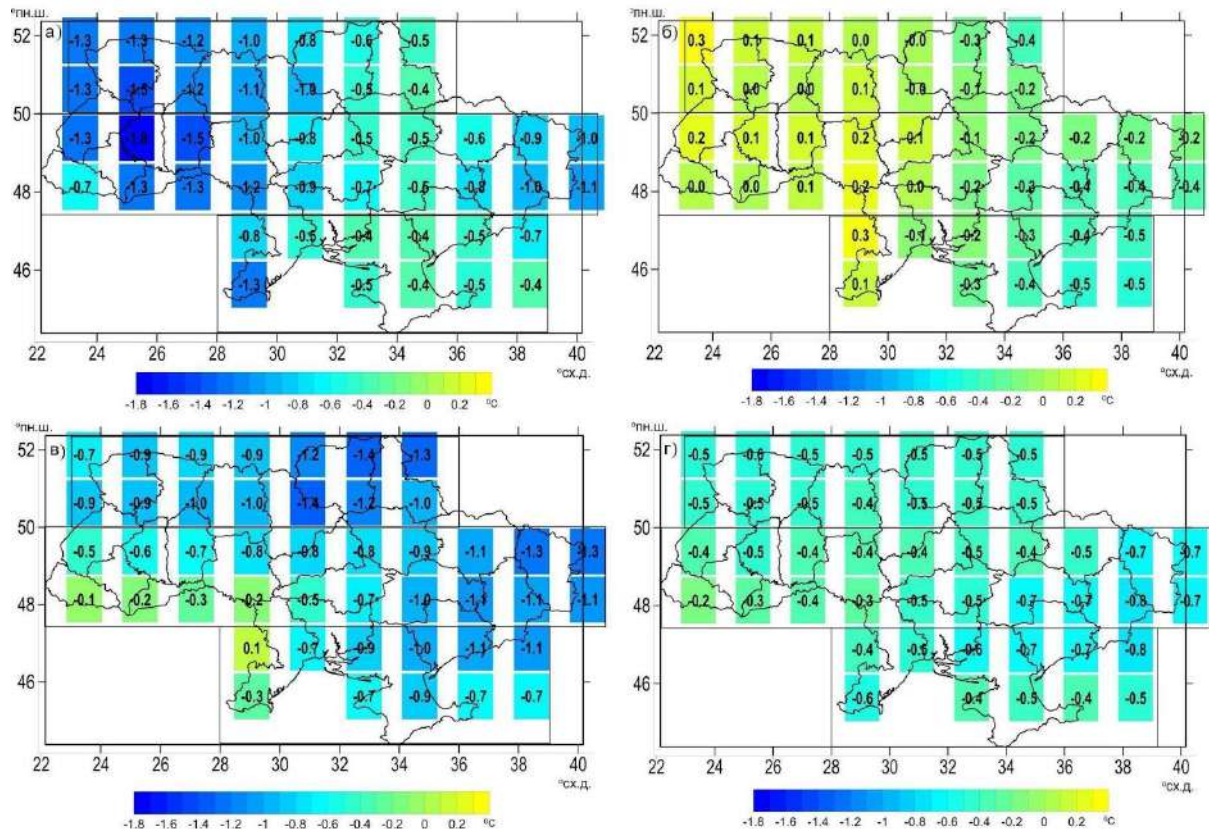


Рис. 3.13 Різниця між середньою місячною температурою підстильної поверхні на прикладі ГKM 3 за періоди після та під час знеліснення у січні (а), квітні (б), липні (в), жовтні (г)

Встановлено, що у зимові місяці на прикладі січня зниження температури підстильної поверхні внаслідок зменшення лісового покриву будуть відмічатися, у першу чергу, на заході центральної широтної зони, а саме у районі Карпат, де виявлено зменшенням температури до $-1,5... -1,8^{\circ}\text{C}$ як різниця між значеннями у останній 30-річний період чисельного експерименту і попередній 50-річний. Також ці зміни, але з дещо нижчими значеннями до $-1,3 - -1,5^{\circ}\text{C}$ знайдено для північної широтної зони (рис.3.13, а). За ГKM 4 ці зміни є найвищими серед усіх моделей та наведені у Додатку Г. Для зимового сезону ці зміни складають до $-3,0^{\circ}\text{C}$ з найбільшими змінами на північному сході, сході, тоді як для літнього до $-1,0...0,9^{\circ}\text{C}$ на заході та в районі Карпат.

Для весняного сезону, на прикладі квітня, значення різниць середніх місячних температур за ГKM дещо розходяться, проте у переважній більшості вони менші за абсолютним значенням і складають $-0,3...+0,3^{\circ}\text{C}$ (рис.3.13, б). Такі

зміни температури підстильної поверхні навесні вказують на те, що вплив знеліснення може бути неоднозначним, а причиною скоріше за все відсутність снігу та все ще недостатня площа листкової поверхні. Як результат, альbedo не зазнає значних змін внаслідок зменшення лісистості.

Для літнього сезону, на прикладі липня, на сході широтних зон, а також на півночі виявлено найінтенсивніші зміни температури підстильної поверхні. У північній широтній зоні це зниження складатиме $-1,4^{\circ}\text{C}$, у центральній широтній зоні $-1,3^{\circ}\text{C}$, на півдні до $-1,1^{\circ}\text{C}$ (рис.3.13, в). Таким чином, зміни температури підстильної поверхні влітку досягають більших значень ніж навесні через можливе зростання альbedo трав'яного покриву, проте будуть менш інтенсивними, ніж взимку, коли є сніговий покрив.

Восени, на прикладі жовтня, зміни температури підстильної поверхні однорідніші для всієї території України та знаходяться, здебільшого, в межах $-0,6...-0,4^{\circ}\text{C}$ (рис.3.13, г).

3.2.2 Приземна температура повітря

Оскільки часткове знеліснення вплинуло на просторово-часовий розподіл температури підстильної поверхні та її аномалій, то даний фактор також вплине і на зміни приземної температури повітря. Далі розглянемо цю характеристику для центральних місяців сезонів року.

На рис. 3.14 на прикладі ГKM 3 показаний розподіл середніх місячних значень приземної температури повітря для базового періоду 1850-1869 рр. Розподіл значень у січні (рис.3.14, а) в цілому узгоджується з реальним, а самі значення знаходяться у межах $-10,6...+1,9^{\circ}\text{C}$. При цьому нижчі значення температури повітря характерні для північного сходу та сходу України або сходу північної та центральної широтної зон зі значеннями $-10,6...-8,5^{\circ}\text{C}$. Також моделі, в загальному, показують нижчі значення в районі Карпат та Передкарпаття зі значеннями в межах від $-10,3$ до $-8,5^{\circ}\text{C}$. Для північної та центральної широтних зон характерно зниження температури у напрямку із

заходу на схід. На решті території значення складають в цілому $-8...-6^{\circ}\text{C}$, лише у південній широтній зоні значення можуть сягати до $+1,7^{\circ}\text{C}$ над Чорним і до $+1,9^{\circ}\text{C}$ над Азовським морями.

Для квітня характерне зростання приземної температури повітря з північного заходу на південний схід (рис.3.14, б на прикладі ГKM 3). У північній широтній зоні значення змінюються в межах $+6,2...+7,1^{\circ}\text{C}$. У центральній широтній зоні значення температури є нижчими у Карпатському регіоні $+5,5...+6,0^{\circ}\text{C}$, тоді як на сході вони складають $+9,5^{\circ}\text{C}$. У південній широтній зоні максимальні значення середньої місячної температури повітря у квітня становлять $+10,3...+10,8^{\circ}\text{C}$.

У липні значення температури складають $+17,9...+25,2^{\circ}\text{C}$ зі зростанням з північного заходу на південний схід (рис.3.14, в). Нижчі значення характерні для заходу північної широтної зони зі значеннями $+18,3...+18,5^{\circ}\text{C}$, а також для заходу центральної широтної зони $+17,9...+18,0^{\circ}\text{C}$ – у районі Карпат. Для південної широтної зони характерні максимальні значення приземної температури повітря – у межах $+23,4...+25,2^{\circ}\text{C}$.

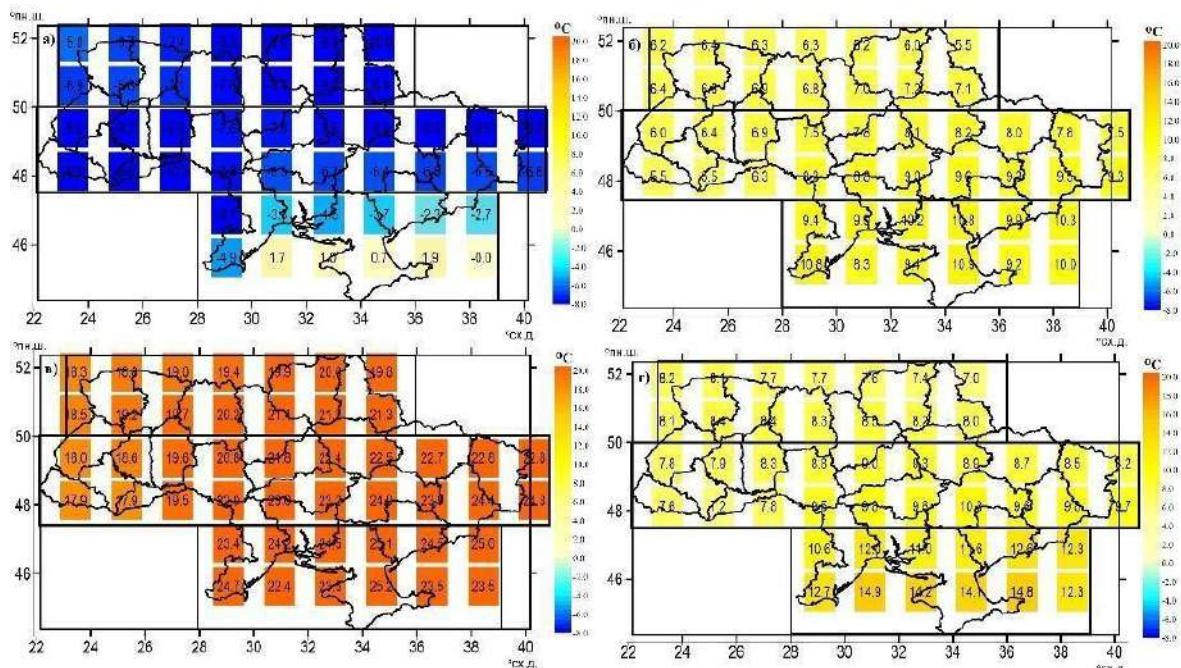


Рис. 3.14 Просторовий розподіл середньої місячної температури повітря у січні (а), квітні (б), липні (в), жовтні (г) на прикладі ГKM 3 за базовий період

У жовтні середня місячна температура повітря також просторово в цілому зростає з північного заходу на південний схід з $+8,1^{\circ}\text{C}$ до $+14,8^{\circ}\text{C}$ (рис.3.14, г). Проте на крайній півночі характерне зниження температури із заходу на схід. Північна широтна зона характеризується розкидом значень від $+7,0^{\circ}\text{C}$ до $+8,3^{\circ}\text{C}$. Для центральної широтної зони нижчі значення характерні для Карпат, що складають $+7,2\dots+7,8^{\circ}\text{C}$. На решті території значення становлять $+7,9\dots+10,3^{\circ}\text{C}$. Для півдня значення складають $+10,6\dots+14,8^{\circ}\text{C}$.

Зауважимо, що отримані значення в центральні місяці сезонів нижчі за ті, що спостерігаються на початку XXI ст. в період глобального і регіонального потепління, особливо взимку, але в цілому відповідають значенням кінця XIX ст [21].

Подібно до аномалії температури підстильної поверхні, у зимовий сезон, на прикладі січня, кореляційні зв'язки між аномаліями температури повітря та аномаліями альбедо для ГKM з більш дрібною сіткою є досить високими та сягають $-0,80\dots-0,70$ (рис.3.15) як для північної, так і для центральної широтної зон (Додаток Д). Для півдня також зв'язок є високим зі значенням $-0,79$. Тоді як для моделей з більш грубою сіткою кореляції нижчі. Для моделі 2, де зменшення лісистості проводили лише у трьох вузлах сітки, очікувано кореляційні зв'язки між альбедо та температурою переважно відсутні.

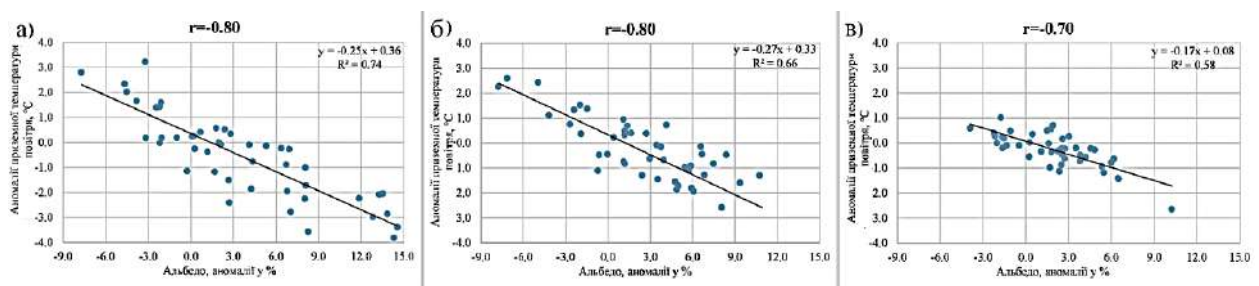


Рис.3.15. Кореляція між зміною аномалій відбивної здатності і температурою повітря у північній широтній зоні на прикладі ГKM 3 (а), 4 (б), 6 (в) для січня

Як уже зазначено вище в підрозділі 3.1, зростання альбедо підстильної поверхні взимку максимально до 24% відбувається через її відкриття внаслідок знеліснення і наявності снігового покриву. Це означає, що в атмосферу

потрапляє на 24% більше енергії, яка за наявності лісового покриву залишалася б поблизу земної поверхні і нагрівала б її. Тому знеліснення за наявності снігового покриву призводить до відчутного зменшення приземної температури повітря, коли вже за 10 років зниження температури може складати до $-0,5 \dots -0,1^\circ\text{C}$ (рис.3.16), або $-2,0^\circ\text{C}$ за 50 років зі статистично значущими значеннями F-тесту, що складають 3,32-72,58 у північній та центральній широтних зонах (Додаток Д). За ГKM 4 також спостерігалось статистично значуще зниження приземної температури повітря до $-0,5^\circ\text{C}/10$ років для південної широтної зони за період стабілізації лісового покриву.

Слід зазначити, якщо аналізувати по вузлах сітки, то максимальні зміни у температурі можуть сягати і до $-0,5^\circ\text{C}/10$ років у районі Карпат за період 80 років та $-1^\circ\text{C}/10$ років для 50 років. Хід кривих на графіках є дуже схожим до зміни аномалії температури підстильної поверхні. Проте ближче до кінця 1929 року відбувається стабілізація аномалій температури.

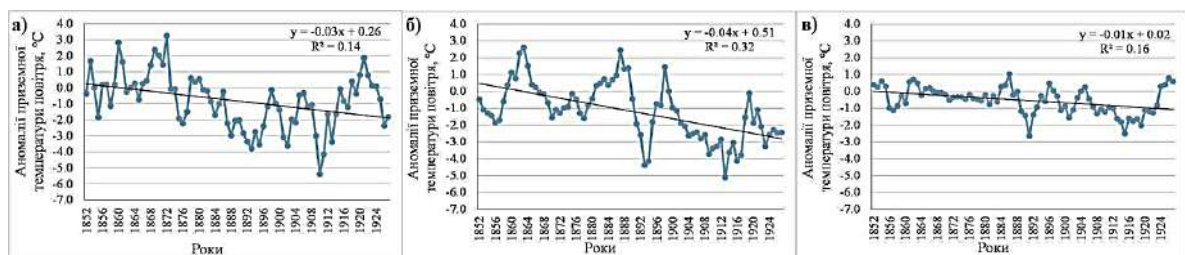


Рис.3.16. Лінійний тренд зміни аномалій температури повітря у північній широтній зоні на прикладі ГKM 3 (а), 4 (б), 6 (в) для січня

У перехідний сезон, на прикладі квітня, на відміну від аномалій температури підстильної поверхні, виявлено достатньо високі кореляційні зв'язки між аномаліями альбедо та аномаліями приземної температури повітря за більшістю ГKM для північної та центральної широтної зон (рис. 3.17). Для півдня лише за моделлю 4, в якій моделювалося знеліснення, також виявлено високі зворотні зв'язки.

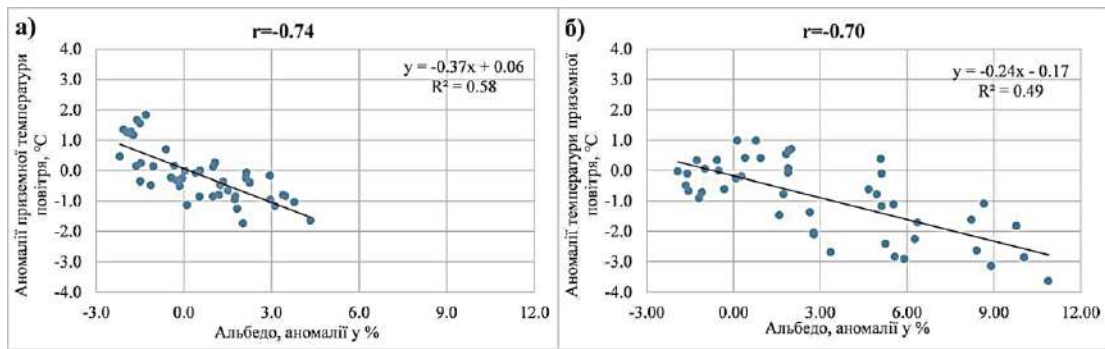


Рис. 3.17. Кореляція між зміною аномалій відбивної здатності і температурою повітря у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 3 (б) для квітня

Зростання альbedo в цілому призводить до статистично значущого зниження приземної температури повітря до $-0,2..-0,1$ °C/10 років на прикладі північної широтної зони (рис.3.18), подібні закономірності характерні і для центральної широтної зони.

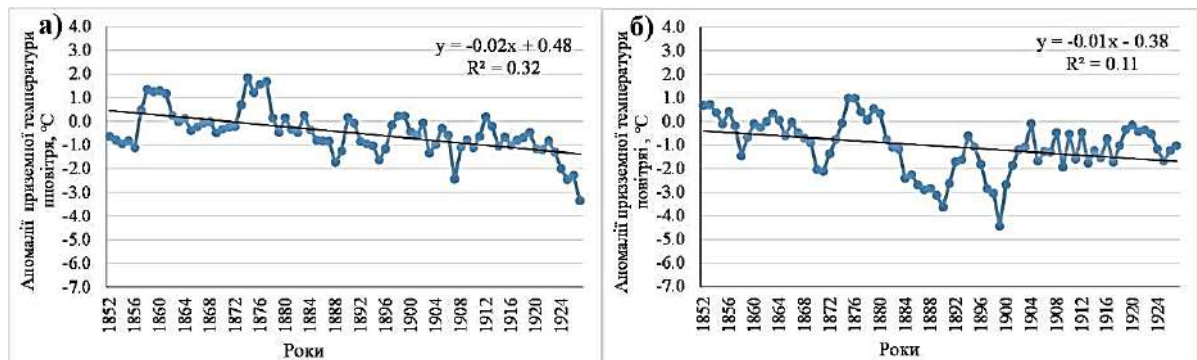


Рис.3.18. Лінійний тренд зміни аномалій температури повітря у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 3 (б) для квітня

Для літнього сезону, на прикладі липня, таких сильних зв'язків як в зимовий сезон між аномаліями альbedo та аномаліями температури повітря не спостерігається. У літній сезон, у порівнянні з іншими місяцями характерна не дуже значна зміна аномалій відбивної здатності підстильної поверхні – до $0,1-0,3\%/10$ років. Тому відбувається послаблення кореляційних зв'язків із температурою повітря до рівнів середнього та нижче середнього у межах $-0,60....-0,42$ (Рис. 3.19). Моделі з більш дрібною сіткою були більш чутливими зі значеннями кореляцій $-0,60..-0,40$, тоді як ГKM з більш крупною – зазвичай

характерний слабкий зв'язок (Додаток Д). Для південної широтної зони цей зв'язок також спостерігається - зі значенням $-0,38$.

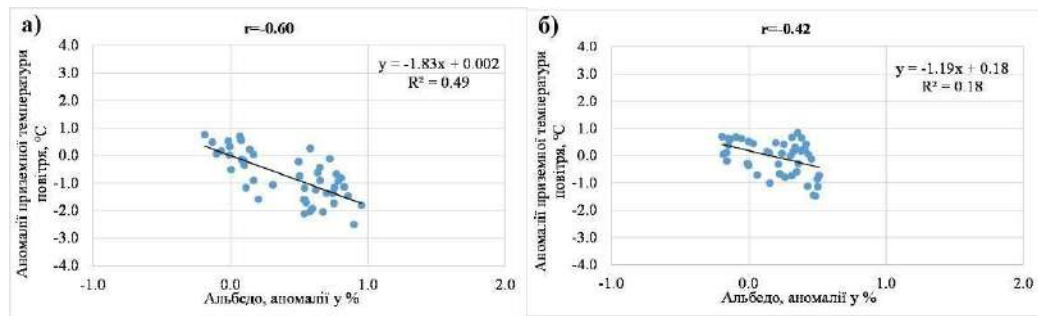


Рис.3.19. Кореляція між зміною аномалій відбивної здатності і температурою повітря у північній широтній зоні на прикладі ГKM 3 та 4 для липня

Тобто, кореляція між аномалією приземної температури повітря та показником зменшення лісового покриву є не такою однозначною влітку. Незважаючи на це, зниження температури повітря відбувається і протягом літнього сезону - до $-0,3^{\circ}\text{C}/10$ років. Величини критерію Фішера складають 3,86-53,50 для всіх широтних зон. Причому такі ефекти прослідковуються зазвичай протягом загального досліджуваного періоду. За ГKM 3, 4 спостерігається найсуттєвіше зниження аномалій приземної температури повітря (Рис. 3.20), причому з деякою стабілізацією в кінці. Причиною не такого стрімкого зниження середньої температури повітря влітку є менша відмінність між відбивною здатністю лісового та трав'яного покриву. Проте, зростання альbedo підстильної поверхні до 2,7% влітку протягом 50 років через зменшення лісистості спричиняє значущі тренди до зниження приземної температури повітря.

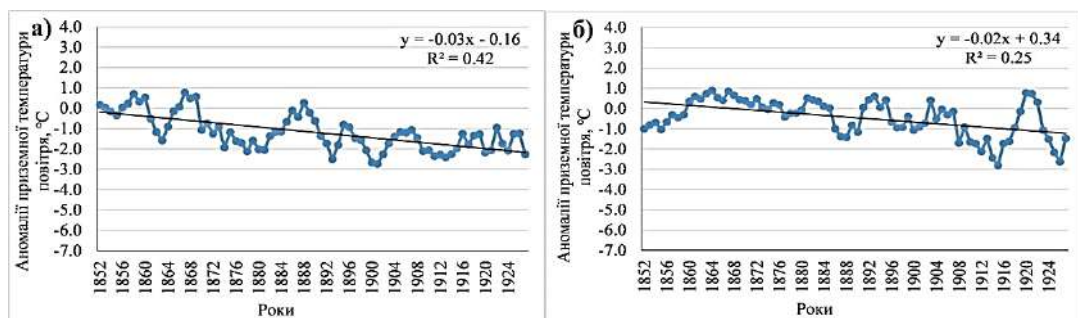


Рис.3.20. Лінійний тренд зміни аномалій температури повітря у північній широтній зоні на прикладі ГKM 3 (а), 4 (б) для липня

У перехідний сезон, на прикладі жовтня, більшість ГKM продемонстрували статистично значущі тренди щодо зниження приземної температури повітря, що складають до $-0,2^{\circ}\text{C}/10$ років (Рис.3.21) як в північній, так і в центральній широтних зонах, що підтверджується відповідними кореляціями з аномаліями альбедо, що складають $-0,50\dots-0,40$ (Рис.3.22), проте зміни в альбедо є невеликими.

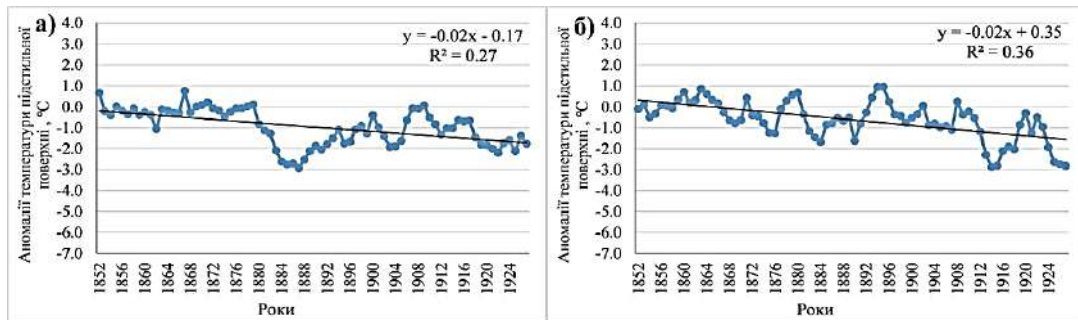


Рис.3.21.Лінійний тренд зміни аномалій температури повітря у північній широтній зоні на прикладі ГKM 3 (а), 4 (б) для жовтня

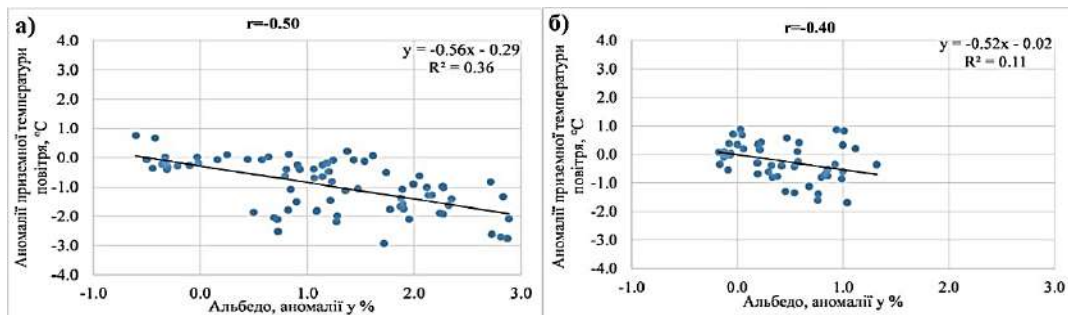


Рис. 3.22. Кореляція між зміною аномалій відбивної здатності і температурою повітря у північній широтній зоні на прикладі ГKM 3 та 4 для жовтня

Виявлено, що просторовий розподіл різниць середніх місячних температур повітря, що усереднені за 30 і 50 років, є схожим до температури підстильної поверхні (рис.3.23). Аналогічно, найбільш інтенсивне зниження температури повітря відбуватиметься взимку та влітку, тоді як у перехідні сезони зміни є не настільки суттєвими, оскільки у даний період загалом відсутній сніговий покрив на земній поверхні, разом із відсутністю листя (або ж меншою площею листової поверхні).

Наслідки зменшення відсотка лісистості взимку, на прикладі січня, будуть відбуватися на всій території України. Найбільші зміни приземної температури повітря спостерігаються на заході північної та центральної широтних зон, де різниця температур досягне $-1,8... -1,1^{\circ}\text{C}$ (рис. 3.23, а). Аналогічно як і для температури підстильної поверхні, максимальні зміни відмічаються за ГKM 4. Для чотирьох сезонів вони представлені у Додатку Е. Для зимового сезону, у січні, ці різниці становлять до $-3,0^{\circ}\text{C}$ з найбільшими змінами на північному сході, сході, тоді як для літнього до $-1,0...0,9^{\circ}\text{C}$ на заході та в районі Карпат.

У весняний сезон, у квітні, суттєві наслідки для термічного режиму є найменшими (рис. 3.23, б). Лише для південної широтної зони території України в середньому за моделями відхилення досягнуть $-0,6...-0,4^{\circ}\text{C}$. При цьому, велику роль відіграватимуть місцеві особливості, так як для ГKM з більш дрібною сіткою характерна більша неоднорідність розподілу відхилень від середніх багаторічних значень, що змінюються в значних межах від $-0,7$ до $+0,1^{\circ}\text{C}$. Тоді як моделі, що не враховують локальні особливості, мають більш однорідний розподіл відхилень в межах $-0,5... -0,1^{\circ}\text{C}$, зі зменшенням температури повітря максимально до $-1,1^{\circ}\text{C}$.

Зміни термічного режиму влітку (на прикладі липня) спостерігаються на всій території України, з найсуттєвішими відхиленнями на сході північної та центральної широтних зон (рис. 3.23, в), де вони знижуються до $-1,3^{\circ}\text{C}$.

Восени, у жовтні, середня місячна температура повітря знижується в середньому на $-0,7... -0,3^{\circ}\text{C}$ однорідно на території України (рис. 3.23, г). Причина зниження температури повітря залишається такою самою, що й для інших сезонів: зменшення лісистості призводить до зниження приземної температури повітря через зростання приземного альбедо та значної радіаційної втрати тепла у вільну атмосферу, що за наявності лісу акумулюється поблизу земної поверхні.

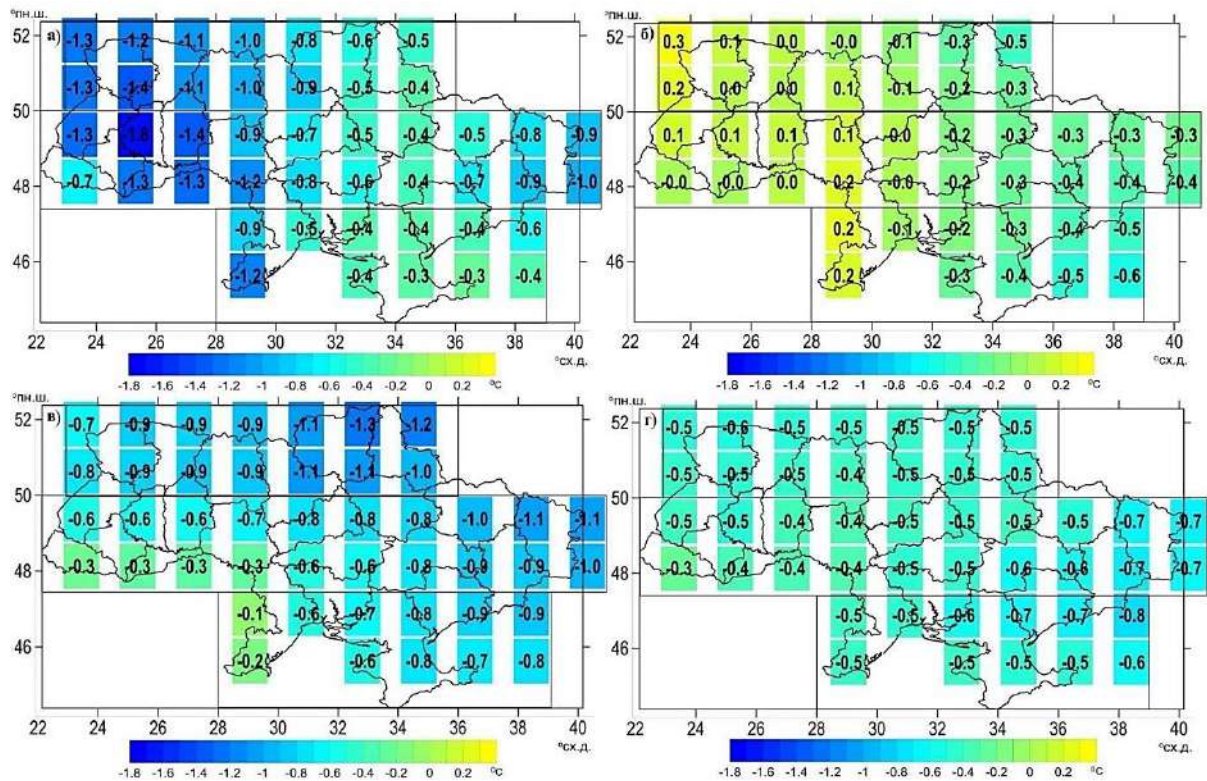


Рис. 3.23 Різниця між середньою місячною температурою повітря на прикладі ГKM 3 за періоди після та під час знеліснення у січні (а), квітні (б), липні (в), жовтні (г)

3.2.3 Усереднений розмах добової приземної температури повітря

Як вже показано вище, внаслідок зміни підстильної поверхні відбувається зміна термічного режиму, що може мати вплив також на добовий розмах температури повітря, який в метеорологічній літературі часто також називають амплітудою. Проте за визначенням ця характеристика є різницею між максимальним і мінімальним значеннями, тобто це і буде розмах [168], в той час як з класичного визначення фізичних параметрів лише половина цього розмаху буде амплітудою. Слід зауважити, що дані значень максимальних та мінімальних температур за ГKM 6 були відсутні, тому розрахунок проводився за п'ятьма моделями.

Усереднений розмах приземної добової температури повітря – це показник, який дозволяє проводити оцінку зміни екстремальності термічного режиму протягом доби. Це залежить від перерозподілу потоків поглинутої та

відбитої радіації. Враховуючи, що для аналізу зміни усередненого добового розмаху температури повітря внаслідок зменшення площі лісів важливим є наявність або відсутність листяного покриву, найбільш логічним є дослідження окремо у теплий та холодний сезон. Згідно з визначеннями в агрометеорології та кліматології теплим вважається період з квітня по жовтень (7 місяців), а холодним – з листопада по березень (5 місяців).

В цілому найвищі значення добового розмаху температури повітря за всіма ГKM характерні для центральної широтної зони України, при цьому протягом теплого сезону різниця з іншими широтними зонами більш суттєва (рис. 3.24). Протягом холодного сезону середні значення добового розмаху температури повітря знаходяться в межах 6–7°C (рис. 3.24, б), однак варіативності у північній та центральній широтній зонах вдвічі більші ніж протягом теплого сезону (рис. 3.24, а).

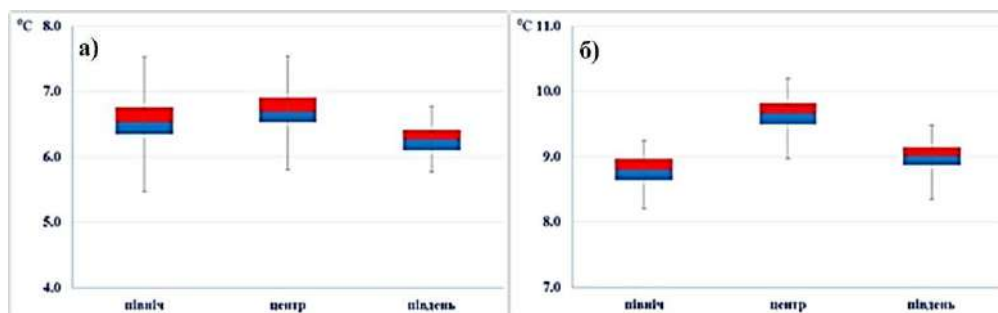


Рис. 3.24. Графік варіативності добового розмаху приземної температури повітря за всіма моделями для холодного (а) та теплого (б) сезонів

Для теплого сезону характерна менша варіативність значень добового розмаху температури повітря, що переважно знаходиться в межах 8–10°C, проте відмінність між широтними зонами зростає (рис. 3.24, б). Варто зазначити, що медіанні значення знаходяться близько до середини між 25-м та 75-м квантилями, що свідчить про подібність до нормального розподілу значень без асиметрії. Тобто, повторюваність дуже різких перепадів температури протягом доби однакова з повторюваністю незначних перепадів температури.

Усереднений розмах добових температур повітря представлено для обох сезонів на рис. 3.25 на прикладі ГKM 5, яка має дрібніший крок сітки. Для холодного сезону за базовий період 1850-1869 рр. по всій території України розмахи добових температур коливаються в межах від $0,2^{\circ}\text{C}$ – мінімальне усереднене значення (вузол сітки над морською акваторією) до $6,9\text{-}7,1^{\circ}\text{C}$ – максимальне усереднене значення для північного сходу та сходу. Загалом, спостерігається зростання значень усередненого розмаху добових температур (з можливими незначними варіаціями) із заходу на схід. Це вказує на зростання континентальності, для якої характерні більш різкі зміни температури повітря протягом доби. Максимальна різниця між заходом та сходом складає $1,2^{\circ}\text{C}$ на півночі, $1,5^{\circ}\text{C}$ у центральній широтній зоні та $0,5^{\circ}\text{C}$ на півдні, де наявний пом'якшуючий вплив морів. Усереднений багаторічний добовий розмах температури повітря за 1850–1869 рр. за теплий сезон змінюється від $0,4^{\circ}\text{C}$ (для вузлів сітки, що потрапляють на морські акваторії) до 12°C . На відміну від холодного сезону, у теплий моделі з більш грубою сіткою характеризуються нижчими значеннями усередненого добового розмаху температури повітря. Тобто, у теплий сезон, коли характеристики підстильної поверхні більш різноманітні, моделі із дрібною сіткою краще вловлюють локальні особливості, що проявляється у вищих значеннях добового розмаху. Протягом теплого сезону значною мірою зростає відмінність між західними та східними територіями, що пов'язана із зростанням континентальності (рис. 3.24). Так різниця добового розмаху між заходом і сходом – південним сходом досягає до $1,5\text{--}4,5^{\circ}\text{C}$ залежно від моделей.

В загальному за моделями усереднений добовий розмах складає $6\text{--}7^{\circ}\text{C}$ в холодний сезон, тоді як в теплий – $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$. Проте просторова мінливість даного показника є вищою у північній та центральній широтних зонах, і в холодний сезон вона майже вдвічі більша, ніж у теплий.

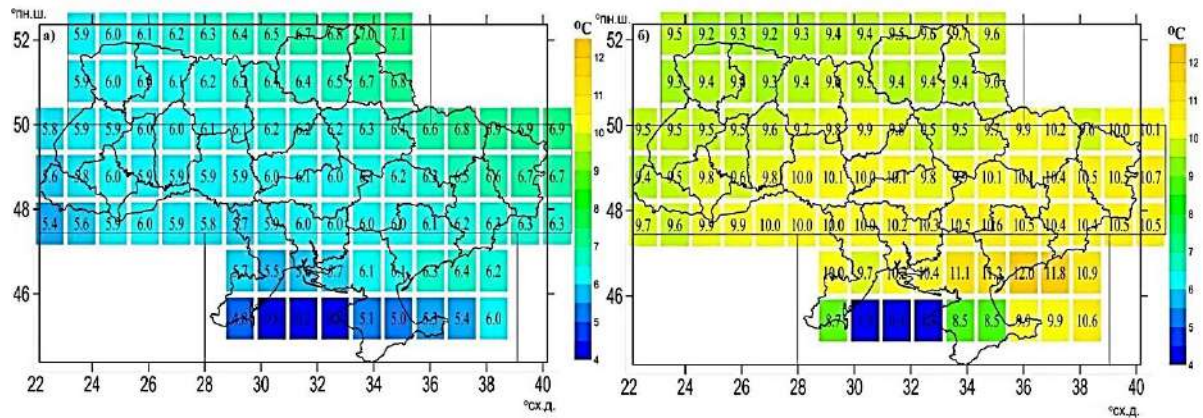


Рис. 3.25. Просторовий розподіл середніх багаторічних значень добового розмаху температури повітря на прикладі ГKM 6 для холодного (а) та теплого сезонів (б) за базовий період

Вплив зменшення площі лісів на добовий розмах температури повітря не настільки однозначний, як для зміни середньої температури. Простежується відмінність між холодним та теплим сезоном. Для холодного сезону моделі більшою мірою узгоджуються між собою та вказують на зростання розмаху добової температури у північній та центральній широтних зонах. Для теплого сезону результати моделей розходяться як у просторово-часовому розподілі, так і між собою.

Під час досліджень усередненого розмаху добової температури зі зменшенням лісистості у теплий сезон кореляційний зв'язок виявився слабким і тому значущі тренди відсутні. Проте в холодний сезон встановлено середні кореляції зі значеннями 0,42..0,60 (рис.3.26) за більшістю моделей (Додаток Ж). Тобто, як наслідок зменшення лісового покриття за більшістю моделей, відбувається зростання усередненого добового розмаху приземної температури повітря саме в холодний сезон, значення якого становить до 0,1–0,2°C/10 років (рис.3.27), що підтверджені статистично значущим значенням F-тесту 7,22-123,68 (Додаток Ж). Така зміна характерна для всіх трьох широтних зон.

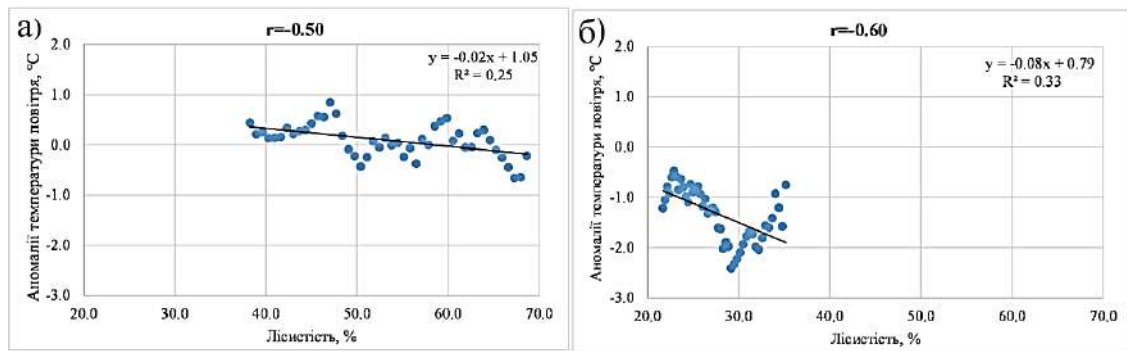


Рис.3.26. Кореляція між частковим знелісненням та аномалією усередненого добового розмаху температури повітря у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а) та 3 (б) для холодного сезону

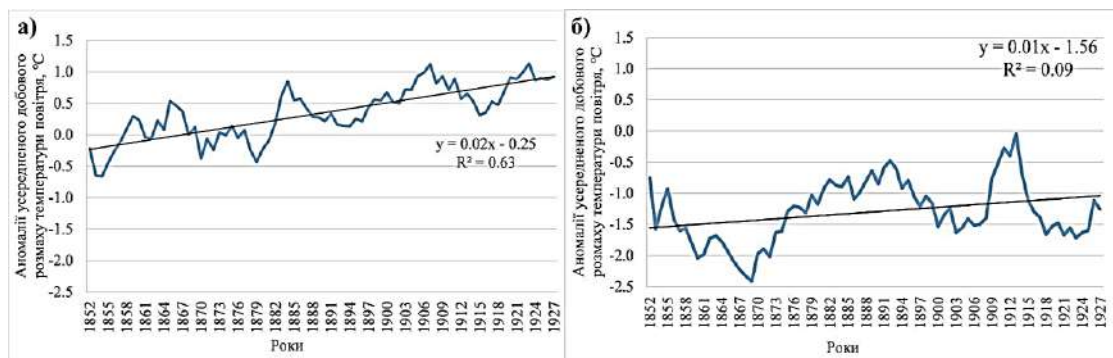


Рис.3.27. Лінійний тренд зміни аномалій усередненого добового розмаху температури повітря у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а) та 3 (б) для холодного сезону

Аналіз різниць між 30-річним і 50-річним періодами, отриманих на основі результатів моделювання, показав, що протягом холодного сезону усереднені добові розмахи тяжіють до незначного збільшення – до 1°C – більше у тих вузлах сітки, де проводили зменшення лісистості (рис.3.28).

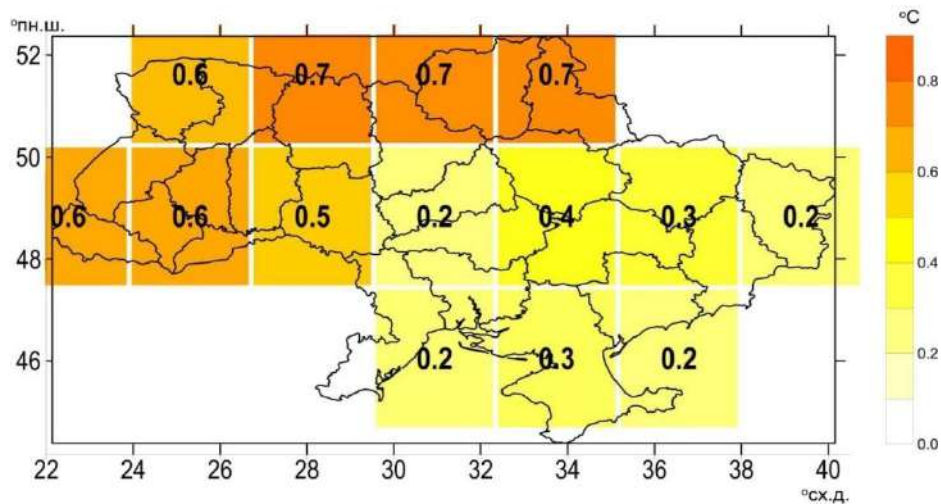


Рис.3.28. Різниця між середньомісячним добовим розмахом температури повітря після і під час зняття обмеження на прикладі ГКМ 1 для холодного сезону

3.2.4 Розмах річного ходу приземної температури повітря

Ще однією характеристикою, що дозволяє оцінити континентальність або екстремальність клімату, є річні розмахи приземної температури повітря, які визначалися як різниці між середніми температурами найтеплішого і найхолоднішого місяців року.

З рис. 3.29 чітко простежується різниця у розкиді значень між півднем та центром й північчю. Проте на півдні спостерігається асиметрія статистичного розподілу, й медіана зміщена у бік вищих значень розмаху температури повітря. Річний розмах температури повітря у північній широтній зоні, де площа лісів найбільша, характеризується близьким до нормального розподілу. Таким чином, просторові відмінності розподілів річного розмаху температури повітря вказують на те, що у напрямку на південь, в першу чергу, спостерігається зростання асиметрії. Тобто, повторюваність річного розмаху температури набуватиме більшої варіативності та віддаленості від середніх багаторічних значень.

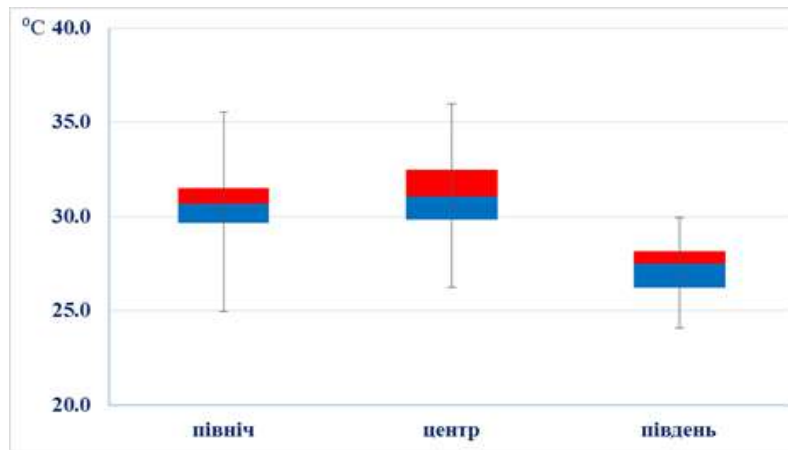


Рис. 3.29. Графік варіативності річного розмаху приземної температури повітря за всіма моделями

З картосхеми на рис. 3.30 помітно, що просторовий розподіл річного розмаху приземної температури повітря вказує на те, що спостерігається зростання значень із заходу на схід за усіма моделями, в середньому від 25-26°C до 31-32°C. Проте на півдні чітко простежується демпферуючий вплив морів, що призводить до зменшення річного розмаху температури повітря на 3-6°C у порівнянні з іншими вузлами сітки, де цей вплив вже не проявляється. Подібний розподіл демонструє зростання континентальності клімату із заходу на схід і від моря вглиб суходолу. Тобто, в загальному всі ГKM правильно показують просторовий розподіл даного показника.

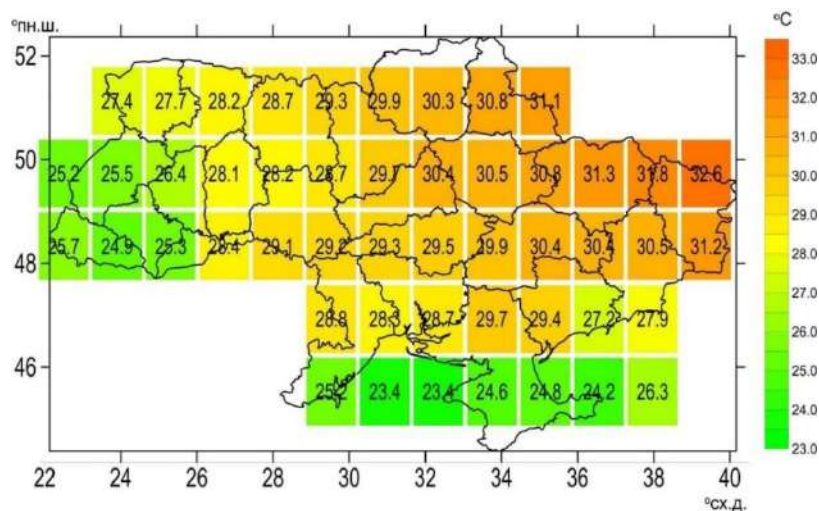


Рис. 3.30. Просторовий розподіл середніх значень річного розмаху температури повітря на прикладі ГKM 4 за базовий період

На рис. 3.31 представлено лінійні тренди аномалій річного розмаху приземної температури повітря на прикладі трьох ГKM, які показують різнонаправлені зміни впродовж періоду моделювання. За ГKM 1 з крупнішою сіткою характерні статистично незначущі тренди (рис. 3.31, а), тоді як з дрібною ГKM як позитивні (рис. 3.31, б) так і від'ємні тренди (рис. 3.31, в).

Тобто, вищенаведені рисунки демонструють, що не вдалося виявити чіткий односпрямований зв'язок між зміною річного розмаху температури повітря та лісистістю, оскільки за моделями виявлено різнонаправлені тренди. Кореляційні зв'язки між зміною річного розмаху та зменшенням лісового покриття слабкі, тренди зміни для більшості вузлів сітки не виявлено, лише в окремих вузлах статистично значущі зміни мають різний знак: від 4–5°C/10 років до -2°C/10 років залежно від моделі. Відсутні також і будь-які закономірності просторового розподілу змін.

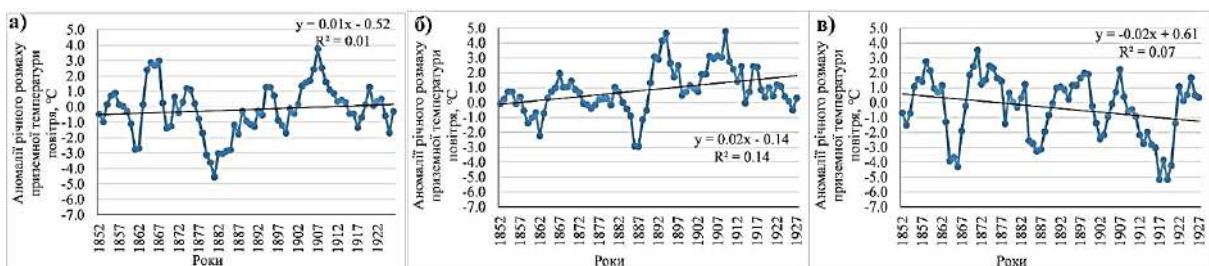


Рис. 3.31. Лінійний тренд аномалій усередненого річного розмаху температури повітря у північній широтній зоні за ГKM 1 (а), 4 (б), 5 (в)

На відміну від інших характеристик термічного режиму, річний розмах температури мало реагує на зменшення площі лісів, більш того, як вказано вище, результати моделей розходяться між собою, що показано на рис. 3.32. Частина моделей вказує на збільшення річного розмаху температури повітря до 1,5–1,6°C внаслідок зменшення лісів (рис.3.32, а); інша частина – на пом'якшення екстремальності та зменшення розмаху до -2,5...-2,7°C (рис.3.32, б). Розходження результатів свідчать про те, що моделі експерименту LUMIP не можуть бути використані для аналізу зміни річного розмаху температури повітря

на території України як відгук на зменшення площі лісів. Враховуючи той факт, що річний розмах відображає співвідношення зміни термічного режиму найтеплішого та найхолоднішого місяців, моделі потребують удосконалення обчислень трансформації радіаційних перетворень в атмосфері, оскільки даний показник є наслідком цих процесів в цілому. Основним показником для отримання узгоджених даних річного розмаху є розуміння того, який із показників альбедо змінився сильніше: трави у теплий період року, чи снігу у холодний.

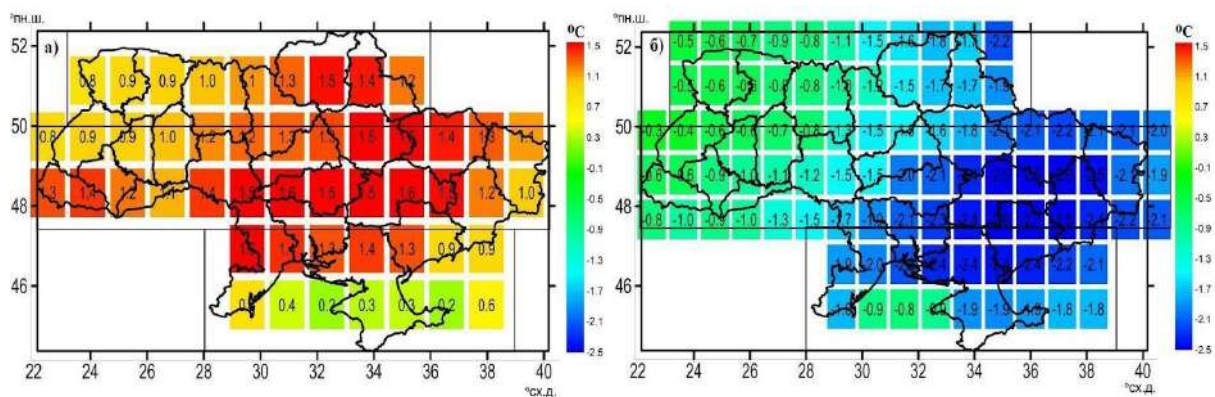


Рис. 3.32. Різниця між середнім багаторічним значенням річного розмаху температури повітря під час та після зменшення площі лісу на прикладі ГKM 4 (а) та ГKM 5 (б)

Результати досліджень, що представлені у третьому розділі, опубліковано у працях [152, 155].

3.3 Висновки до розділу 3.

У розділі проаналізовано такі показники як альбедо підстильної поверхні, середня місячна температура підстильної поверхні та повітря, усереднені добові та річні розмахи температури повітря.

За результатами проведених досліджень даних ретроспективного моделювання експерименту LUMIP для території України на фоні глобального часткового знеліснення встановлено наступне:

1. Часткова заміна лісового покриву на трав'яний зумовлює зміни у відбивній здатності підстильної поверхні. Найчіткіше це виявлено у зимовий сезон для північної та центральної широтної зон, де встановлюється стійкий сніговий покрив. Знеліснення спричиняє більше відкриття снігового покриву, що впливає на перерозподіл співвідношення поглинутої та відбитої короткохвильової радіації, що і виявлено в моделях через зміну альbedo, доводячи їхню спроможність адекватно відтворювати фізичні процеси в кліматичній системі. В результаті розрахунків отримано наступні кількісні оцінки: зростання альbedo на 0,8-4,8%/ 10 років взимку та до 0,6%/10 років для весняного, літнього та осіннього сезонів. Менші зміни в альbedo в інші ніж взимку сезони скоріше за все є наслідком невеликої різниці між альbedo лісу та трави на відмінність від різниць лісу та снігового покриву.
2. За результатами моделювання встановлено, що зміна альbedo впливає на середню місячну температуру підстильної поверхні. Знайдено обернені зв'язки між аномаліями відбивної здатності та аномаліями підстильної температури повітря, що досягають -0,87...-0,60 для ГKM з меншим кроком розрахункової сітки. Такий зв'язок призводить до зниження аномалій температури підстильної поверхні до -0,5...-0,4°C/10 років у зимовий сезон. У літній сезон зв'язки є слабшими та складають до -0,65, що проявляється зниженням температури з трендом до -0,3...-0,1°C/10 років. Подібне зниження температури характерне до кінця періоду знеліснення, з деякою подальшою стабілізацією тенденції на фоні значної міжрічної мінливості. Внаслідок знеліснення найбільших змін температура підстильної поверхні досягне -3,0... -1,8°C у зимовий сезон у районі Карпат, та до -1,4°C влітку на сході північної та центральної широтних зон. Для перехідних сезонів не виявлено значущих змін показника.
3. Встановлено, що зміна аномалій середньої місячної температури підстильної поверхні через альbedo вплине на аномалії приземної температури повітря. Виявлено обернені зв'язки між аномаліями температури повітря та відбивної здатності підстильної поверхні, що складають -0,80...-0,70 у зимовий сезон та

призводять до зниження температури на $-0,5...-0,1^{\circ}\text{C}/10$ років. У перехідні сезони року зниження приземної температури повітря складає $-0,2...-0,1^{\circ}/10$ років. Влітку величина зниження приземної температури повітря становить $-0,3...-0,1^{\circ}\text{C}/10$ років, що підтверджується оберненими кореляційними зв'язками в цілому $-0,60...-0,38$. Зміни середньої місячної приземної температури повітря в цілому добре узгоджуються зі змінами температури підстильної поверхні. В цілому зменшення площі лісів на території України на 35-60%, за умов незмінного антропогенного впливу, потенційно може призвести до зміни середніх місячних температур повітря на $3,0...-1,8^{\circ}\text{C}$ взимку в районі Карпат та до $-1,3^{\circ}\text{C}$ влітку на північному сході. У перехідні сезони року такі зміни складають до $-0,5^{\circ}\text{C}$ у квітні та до $-0,7^{\circ}\text{C}$ у жовтні. Тобто, ці зміни аналогічно до температури підстильної поверхні, проявляються більше в зимовий та літній сезони.

4. Для усередненого добового розмаху приземної температури повітря встановлені зворотні кореляції $-0,60...-0,42$ з лісистістю саме у холодний сезон (листопад-березень). Це потенційно може призвести до зростання показника на $0,1...0,2^{\circ}\text{C}/10$ років. Для теплого сезону зміни добового розмаху не виявлено. Таким чином, у теплий сезон, коли характеристики підстильної поверхні різноманітніші, моделі із дрібною сіткою краще відтворюють локальні особливості, що проявляється у вищих значеннях добового розмаху і в цілому доводить спроможність моделей представляти фізичні процеси взаємодії складових кліматичної системи.
5. Зміни річного розмаху приземної температури повітря за ГKM внаслідок знеліснення показали різноспрямовані результати: як відсутність трендів, так і наявність зростання/зниження аномалій показника. Таким чином, за результатами моделювання не виявлено наслідків зміни річного розмаху температури повітря через зменшення лісистості.
6. Виявлені та кількісно оцінені зміни термічного режиму досліджувалися виключно у взаємодії зі зміною відбивної здатності поверхні внаслідок знеліснення в доіндустріальний період без урахування зміни поглинальної

здатності діоксиду вуглецю лісами. У сучасних умовах за значного антропогенного навантаження у випадку знеліснення буде спостерігатися протидія ефектів: зростання температури через зменшення поглинання CO_2 та досліджене у роботі зниження температури через зростання відбивної здатності поверхні, переважно якщо вона матиме сніговий покрив. Слід зауважити, що виявлений охолоджуючий ефект від знеліснення вже перекрився значним потеплінням від збільшення концентрації парникових газів, що спричиняє зменшення тривалості залягання снігового покриву особливо у північній півкулі [169]. До того ж, кількісні оцінки було отримано за результатами глобальних кліматичних моделей, які мали крок сітки не менше 100 км і в яких не враховуються локальні пом'якшуючі впливи мікрокліматичних умов, які можуть компенсувати виявлені ефекти або мати протилежні наслідки.

РОЗДІЛ 4.

ВПЛИВ ЗМЕНШЕННЯ ЛІСОВОГО ПОКРИВУ НА РЕЖИМ ЗВОЛОЖЕННЯ ТА ВІТРУ

4.1 Вплив знеліснення на загальну суму опадів та частку опадів затриманих рослинним покривом

Наявність рослинного покриву, зокрема крон дерев, прямим чином визначає, яка кількість опадів потрапить на земну поверхню, а яка буде затримана рослинністю (інтерцепція). Частка затриманих опадів, в свою чергу, змінюється залежно від сезону року, наявності/відсутності листяного покриву, видового різноманіття дерев та фазового стану опадів.

Для розуміння впливу знеліснення на частку затриманих опадів та можливий перерозподіл вологи в ґрунті потрібно розглянути просторовий розподіл загальної суми опадів (рис.4.1). На прикладі двох ГKM з більш дрібною сіткою показані значення багаторічної суми опадів за базовий період. У північній широтній зоні вони складають у межах 500-730 мм, у центральній - 450-1000 мм з максимальними значеннями у районі Карпат та 300-450 мм у південній широтній зоні. Помітно, що ГKM мають різні сітки та багаторічна сума опадів може відрізнятися між моделями. Слід сказати, що ГKM 4 (рис.4.1, а) дещо занижує опади на рівнинній частині України у порівнянні з ГKM 5 (рис.4.1, б), проте більш реалістично відображає суму опадів у районі Карпат, тоді як ГKM 5 - навпаки.

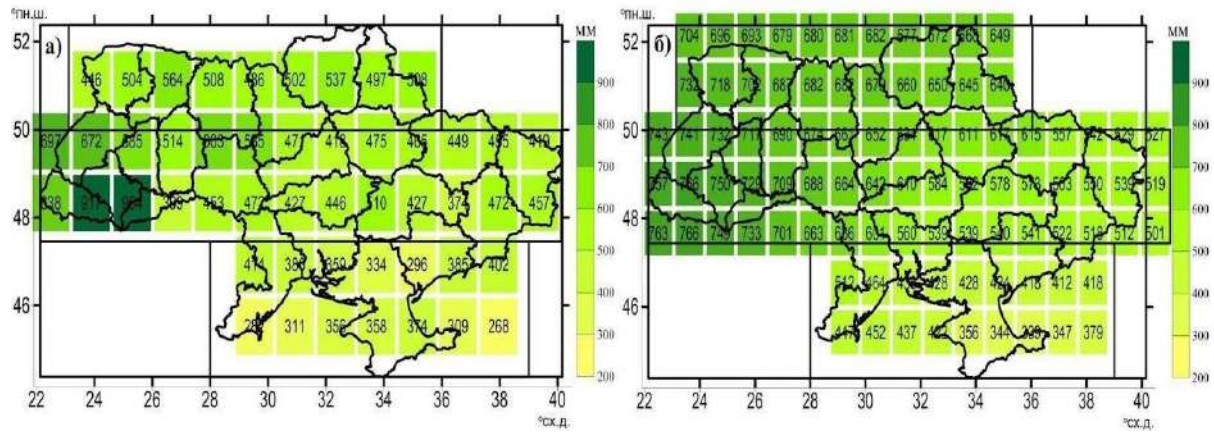


Рис. 4.1 Просторовий розподіл багаторічної суми опадів на прикладі ГKM 4 (а) та 5 (б) за базовий період

Розподіл багаторічної суми опадів по місяцях представлено на рис. 4.2. Слід сказати, що по всім вказаним місяцям найвищі суми опадів спостерігаються у Карпатах, а нижчі - на півдні. Взимку, на прикладі січня (рис.4.2, а), опади у північній широтній зоні становлять 40-60 мм, у центральній широтній зоні - 40-72 мм, з максимальними значеннями в Карпатах та 30-47 мм на півдні. Навесні, на прикладі квітня (рис.4.2, б), у північній широтній зоні опади складають 42-58 мм, у центральній широтній зоні - 40-88 мм, у південній - 22-43 мм. Влітку, на прикладі липня (рис.4.2, в), відбувається зростання суми опадів у Карпатах до 110 мм. У північній широтній зоні опади складають 32-38 мм, в центральній - 16-110 мм, у південній широтній зоні - 15-30 мм. Восени, на прикладі жовтня (рис.4.2, г), відбувається зростання суми опадів. У північній широтній зоні вони складають 36-50 мм, у центральній широтній зоні - 33-74 мм з максимумом у Карпатах, 30-45 мм на півдні.

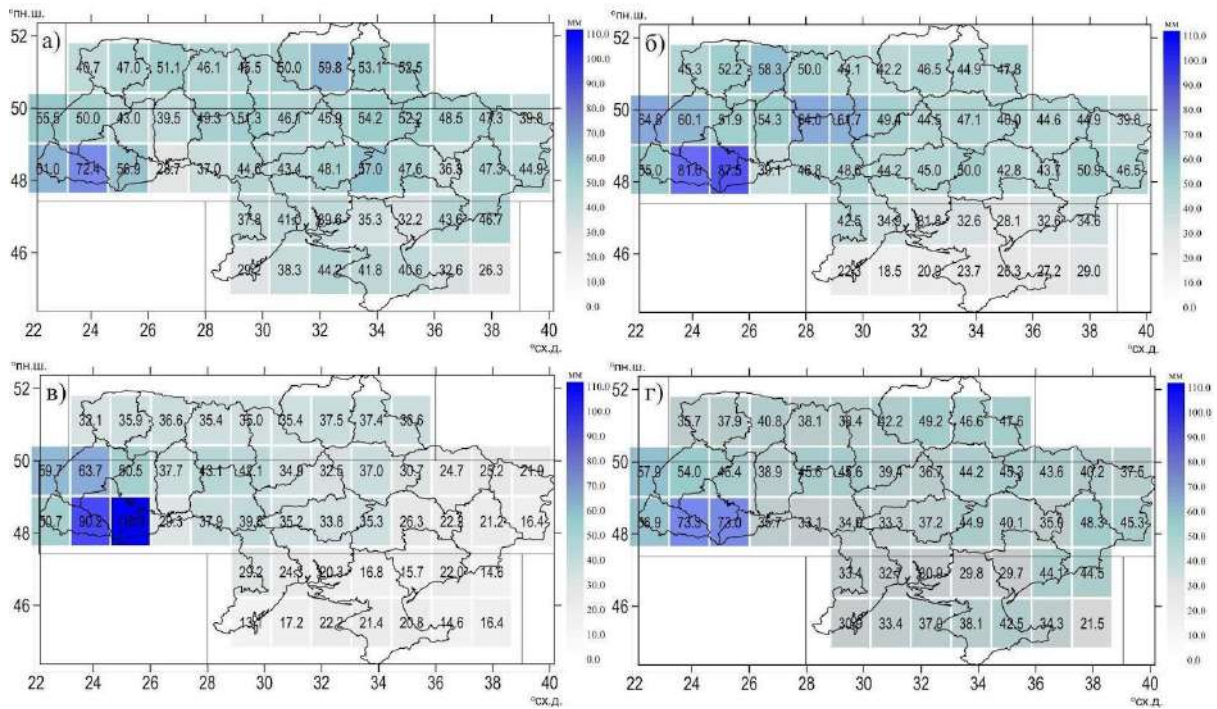


Рис.4.2. Просторовий розподіл суми опадів у січні (а), квітні (б), липні (в), жовтні (г) на прикладі ГКМ 4 за базовий період

Не виявлено лінійного тренду до зміни кількості опадів впродовж періоду моделювання. Дана тенденція варіює в залежності від моделі та місяця та ці зміни характерні здебільшого для окремих вузлів сітки. Наявність рослинного покриву прямим чином визначає кількість опадів, що потрапляє на земну поверхню, затримуючи певну їх кількість. У цілому, моделі показують фізично обґрунтовані співвідношення між затриманими опадами в холодний і теплий сезони.

У холодний сезон відсутнє листя на широколистяних деревах, тому частка затриманих опадів є нижчою, ніж у теплий. Частка затриманих опадів є вищою у північній широтній зоні через вищу лісистість, що також відповідає фактичному просторовому розподілу лісового покриву. У холодний і теплий сезони частка затриманих опадів складає 20-50% та 30-70% для північної і центральної широтної зон відповідно. У південній широтній зоні ці значення є найнижчими і складають до 40% у холодний сезон за моделлю 4 з найвищою лісистістю у даній зоні та 20-60% у теплий. Якщо порівнювати з даними мікрокліматичних спостережень [29], дані ГКМ в цілому показують завищені значення. Модель 5

найбільш реалістично відображає частку затриманих опадів серед усіх моделей, що складає 20-30% від загальної суми опадів у північній і центральних широтних зонах, і до 20% на півдні у холодний сезон. Проте, слід зазначити, що мова йде за регіональні особливості зміни затриманих опадів в загальному для холодного і теплого сезонів з доволі грубим покриттям сітки та, здебільшого, для умовно доіндустріального періоду. До того ж, відповідно до публікацій деяких авторів [29] слабкі опади можуть навіть бути повністю перехоплені кроною дерев.

На рис. 4.3 показана залежність між зменшенням лісистості та затриманими опадами в холодний сезон (листопад-березень), коли у широколистяних дерев відсутнє листя, проте присутні голки у хвойних дерев. За всіма моделями прослідковується позитивні середні та сильні зв'язки з кореляцією від 0,40 до 0,99 у північній широтній зоні та 0,37...0,94 у центральній широтній зоні (Додаток Н). Слід відмітити, що такі зміни відбуваються лише у тих вузлах сітки, де відбувалися зміни лісистості.

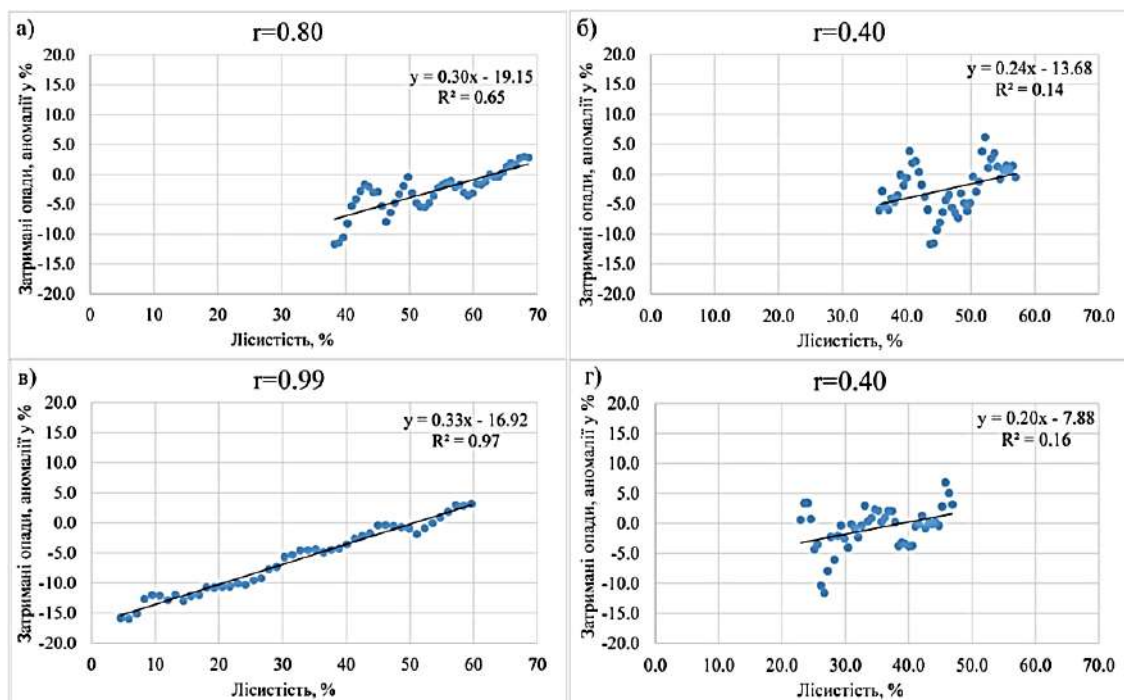


Рис. 4.3. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями затриманих опадів (%) у північній широтній зоні на прикладі ГКМ 1 (а), 4 (б), 5 (в), 6 (г) для холодного сезону

Тобто, зменшення площі лісового покриву, у поєднанні з відсутністю листя на широколистяних деревах, спричиняє зменшення суми затриманих опадів із переважно середніми та сильними зв'язками для холодного сезону, в особливості для північної і центральної широтних зон. Найвищі кореляції продемонструвала ГKM 1 з більш крупною сіткою, де можливо згладжений вплив певних регіональних і локальних особливостей, а також ГKM 5 з інтенсивнішим зменшенням лісистості, ніж в інших моделях (1,5-1,6% на рік у порівнянні з меншим за 1,0% в інших моделях).

Поступове зменшення лісового покриву в свою чергу призведе до зменшення затриманих опадів до -2,6%/10 років у північній (рис. 4.4) і до -2,4%/10 років у центральній широтних зонах. Слід зазначити, що у південній широтній зоні за ГKM 4 також виявлено дане зменшення до -0,6%/10 років. За загальний 50-річний період зменшення лісистості призведе до зниження затриманих опадів до -15% на півночі і до -12% у центрі. Максимальні значення виявлено за моделлю 5, де більш інтенсивно змінювали лісовий покрив у вузлах сітки. Найменші зміни характерні для ГKM 6 в обох широтних зонах, що складає -0,4...-0,3%/10 років з нижчими коефіцієнтами кореляції. Розрахунки підтверджуються статистично значущими величинами критерію Фішера ($F > 3,13$). Дані значення складають 259,16-261,57 для ГKM 5 та 3,23-10,19 для ГKM 6. Також після 50-річного періоду знеліснення відбувається деяка стабілізація суми затриманих опадів (Додаток Н).

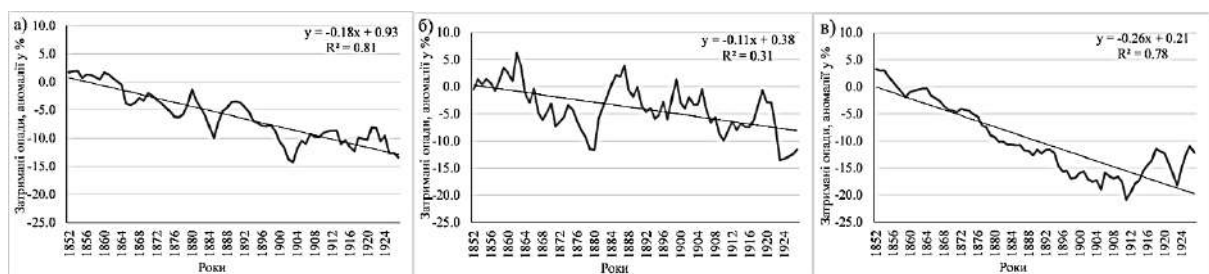


Рис.4.4. Лінійний тренд зміни аномалій затриманих опадів у % у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 4 (б), 5 (г) для холодного сезону

Для теплого сезону (квітень-жовтень) між зменшенням лісового покриву і затриманими опадами виявлено здебільшого достатньо високі зв'язки (Рис. 4.5), кореляція яких складає 0,40...0,95 для північної та центральної широтної зон. Як і у випадку з холодним сезоном, у теплий сильніший зв'язок між зменшенням лісистості та зменшеними опадами встановлено за ГKM 5, оскільки там більш інтенсивно змінювали лісовий покрив і відповідно кореляція складає 0,90 та 0,95 для північної та центральної широтних зон. Для ГKM 6 таких зв'язків для теплого сезону не встановлено, тобто вона виявилася найменш чутливою (Додаток Н).

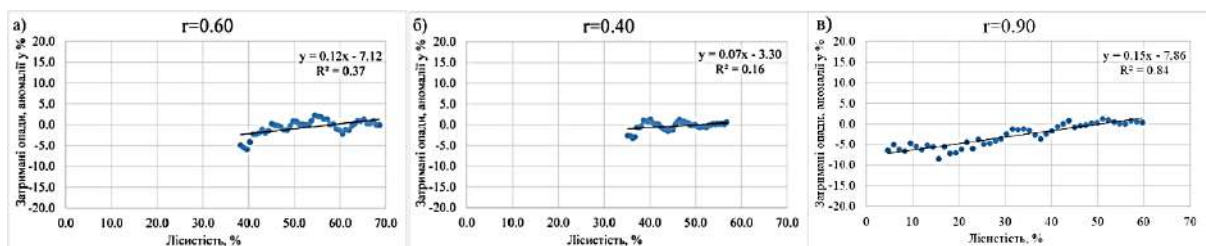


Рис. 4.5. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями затриманих опадів (%) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 4 (б), 5 (в) для теплого сезону

Слід зазначити, що незважаючи на часткове зменшення лісистості, у теплий сезон існує листяний покрив, який частково компенсує зменшення лісистості затримуючи певну кількість опадів. Тому зв'язки можуть краще проявлятися у холодний сезон через зменшення лісового покриву з відсутнім листям. Також це може бути пов'язано з тим, що за холодний сезон (за 5 місяців) сумарно випадає менша кількість опадів, ніж у теплий (за 7 місяців).

Тренд частки затриманих опадів в загальному у теплий сезон становить до -1,5...-0,3%/10 років для північної широтної зони (рис. 4.6), та дещо нижчими значеннями у центральній широтній зоні. Для переважної більшості вузлів сітки тренди є статистично значущими значеннями F-тесту ($F > 3,13$).

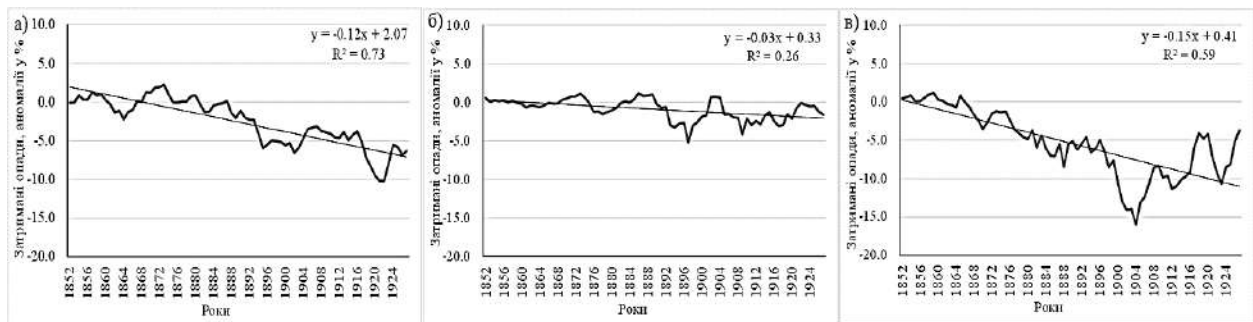


Рис. 4.6. Лінійний тренд зміни аномалій затриманих опадів у % у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 4 (б), 5 (в) для теплого сезону

Моделі 1 та 5 показали більші значення зміни і виявилися більш чутливими у зменшенні відсотка затриманих опадів. У випадку з ГKM 1 це може бути пов'язано з відсутністю певних регіональних ефектів на даній сітці, де лісистість зменшувалась зі швидкістю 0,7%/1 рік. Для ГKM 5 визначальним може бути більший крок зменшення відсотку лісистості (до 1,5-1,6%/1 рік), ніж в інших моделях. Хоча модель 4 на всій території України характеризується найвищою лісистістю серед усіх моделей (яка коливається у межах 30-67% на початку), і по всій території відбувалося часткове знеліснення (включаючи південну зону), проте чутливість до зменшення опадів була меншою через меншу інтенсивність зміни лісистості - порядку 0,5%/1 рік. Найменшу чутливість показала ГKM 6, де лісистість змінювали в 13 вузлах сітки у північній широтній зоні, а в центральній – лише у 7 вузлах у районі Карпат та Закарпаття зі швидкістю знеліснення 0,4-0,5%/1 рік. У теплий сезон зв'язок не було виявлено взагалі.

На рис. 4.7 для ГKM 1, 4 та 5 (моделей з найбільш грубою та з більш деталізованими сітками) приведено різницю між часткою у відсотках затриманих опадів усереднених за 30-річний період незміненої лісистості і 50-річний період поступового знеліснення за холодний і теплий сезони. Слід зазначити, що зміну лісистості проводили не у всіх вузлах сітки, а здебільшого, де вона максимальна або вище 30% в залежності від моделі. У цілому, зменшення частки затриманих опадів є більш значним у холодний сезон (Рис.4.7, а, в, д), коли до зменшення лісистості додається ще й відсутність листового покриву у широколистяних дерев. Як результат, у холодний сезон опади практично

перестають затримуватися. В загальному найвищі зміни характерні для вузлів сітки, що знаходяться у північній широтній зоні та у центральній широтній зоні, за винятком її центральної частини.

У холодний сезон зміни можуть складати максимально до -14,5% в окремих точках за ГKM 5, де швидкість знеліснення була більшою (порядку 1,5-1,6%/рік). Тоді як за моделями 1 і 4 максимальні зміни складали до -12% та до -6% відповідно з найбільшими змінами у північній широтній зоні та дещо меншими на заході центральної широтної зони. За ГKM 4 знеліснення відбувалося по всій території України, проте його швидкість була меншою (порядку 0,4-0,6%/рік), тому і максимальні зміни є десь наполовину меншими у порівнянні з моделлю 5.

У теплий сезон (Рис. 4.7, б, г, е), у порівнянні з холодним, зміни у частці затриманих опадів є меншими, оскільки наявна листова крона дерев, і значна частина опадів продовжує затримуватися. Найменш виражені, проте статистично значущі зміни спостерігаються за моделлю 4, де максимальне зменшення відсотка затриманих опадів складає до -1,4% на північному сході центральної широтної зони. У порівнянні з моделлю 5, у тому ж регіоні зміни складають до -12,7%, оскільки там лісистість зменшувалася із більшою швидкістю. Модель 4, незважаючи на високі значення лісистості по всій території України, виявилася найменш чутливою до зменшення частки затриманих опадів, що пов'язано із найменшими значеннями серед усіх моделей швидкості знеліснення.

Таким чином, у моделях зменшення частки затриманих опадів відповідає та є пропорційним зменшенню лісистості у вузлах сітки і більше проявляється в холодний сезон, можливо, через те, що опади взимку випадають переважно у вигляді снігу, який краще затримується деревами. У теплий сезон там, де є часткове знеліснення, відмічається менший тренд зміни у частці затриманих опадів у порівнянні з холодним сезоном через те, що все одно наявний певний відсоток дерев, що матиме розвинені крони, які спричиняють затримання (інтерцепцію) деякої частки опадів.

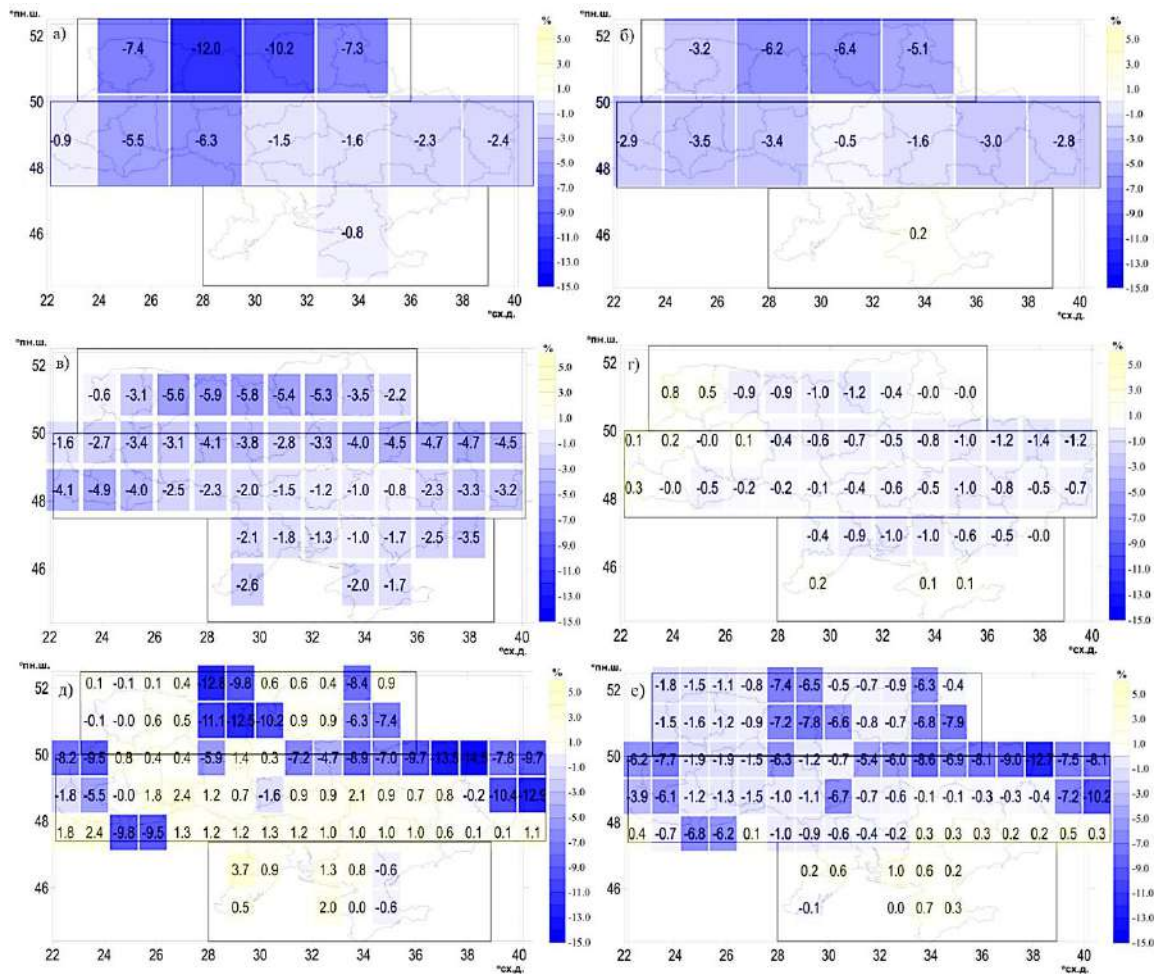


Рис. 4.7 Просторовий розподіл різниці між часткою затриманих опадів (у %) за період після та до знеліснення на прикладі ГКМ 1, ГКМ 4, ГКМ 5 (а, в, д - холодний сезон; б, г, е -теплій сезон)

4.2 Вплив знеліснення на зміну загального вмісту вологи в ґрунті

Часткове знеліснення, за якого спостерігається зменшення частки затриманих опадів, призводить до зростання загального вмісту вологи в ґрунті по всіх місяцях за більшістю моделей. Слід зазначити, що загальний вміст вологи в ґрунті може сильно відрізнятися між моделями внаслідок різної товщини охоплення шарів ґрунту, тому значення переведені у відсотки по відношенню до базового періоду (1850-1869). ГКМ 1 з найбільш крупною сіткою не показала значних кореляцій та значущих трендів. Це може бути пов'язано зі значним кроком моделі, що у свою чергу не дозволяє показати зміни вмісту загальної вологи в ґрунті. А ГКМ 4 повністю не узгоджується з більшістю

моделей і продемонструвала зменшення загального вмісту води в ґрунті внаслідок зменшення лісистості. За ГKM тренд зміни загального вмісту води в ґрунті зазнає незначних міжмісячних змін або варіативності, в межах 1%. Розкид в загальному складає від 0,1 до 4,9%/10 років залежно від моделі. ГKM 6 характеризується найвищим вмістом води в ґрунті та найменшим ростом води. Протягом зимового сезону, наприкладі січня, відмічаються середні та високі кореляції, що зазвичай складають -0,86...-0,40 між зменшенням лісового покриву та загальним вмістом води в ґрунті для північної широтної зони (рис.4.8) (Додаток К). Для центральної широтної зони зв'язки можуть як дещо посилюватися, так і послаблюватися, в залежності від ГKM, проте характерними є середні та високі кореляції. Найсильніший зв'язок відмічається за ГKM 5, де з більшим кроком змінювали лісистість (до 1,5-1,6%/ рік), а найслабший - за ГKM 6. Слід зазначити, що тут не враховуються додатково такі показники, як сніговий покрив та глибина промерзання ґрунту.

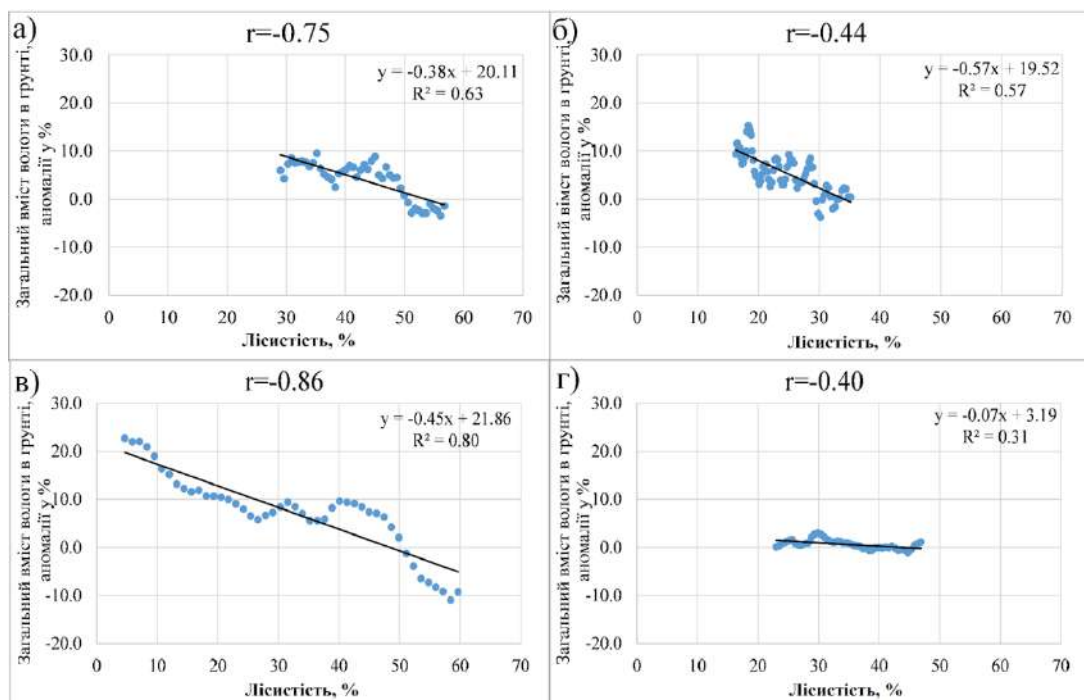


Рис.4.8. Зв'язок між зменшенням лісистості (%) та аномаліями загального вмісту води в ґрунті (%) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 2 (а), 3 (б), 5 (в), 6 (г) для січня

Зменшення лісистості призводить до зростання загального вмісту вологи в ґрунті у межах 0,1-4,4%/10 років у двох широтних зонах (рис.4.9). Незважаючи на те, що за ГKM 6 відмічається вищий вміст загальної вологи в ґрунті, для неї характерні найнижчі тренди росту і слабші кореляції серед усіх моделей. Натомість за ГKM 5, де з більшим кроком на рік зменшували лісистість (до 1,5-1,6%/рік), спостерігаються найвищі тренди зростання загальної вологи в ґрунті та найвищі значення F-тесту – 551,66 (Додаток К).

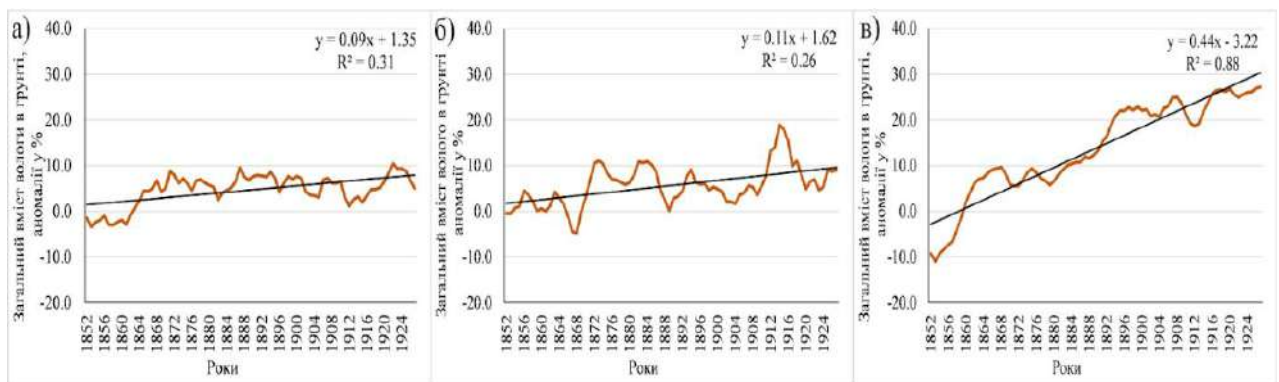


Рис.4.9.Лінійний тренд зміни аномалій загального вмісту вологи в ґрунті у північній широтній зоні на прикладі ГKM 2 (а), 3 (б), 5 (в) для січня

Для весняного сезону, на прикладі квітня, в основному відмічаються невисокі зв'язки -0,49...-0,40 за виключенням ГKM 5, де $r=-0,86$ і де з більшим кроком зменшували лісистість (рис.4.10). Такі ж зв'язки характерні для центральної широтної зони.

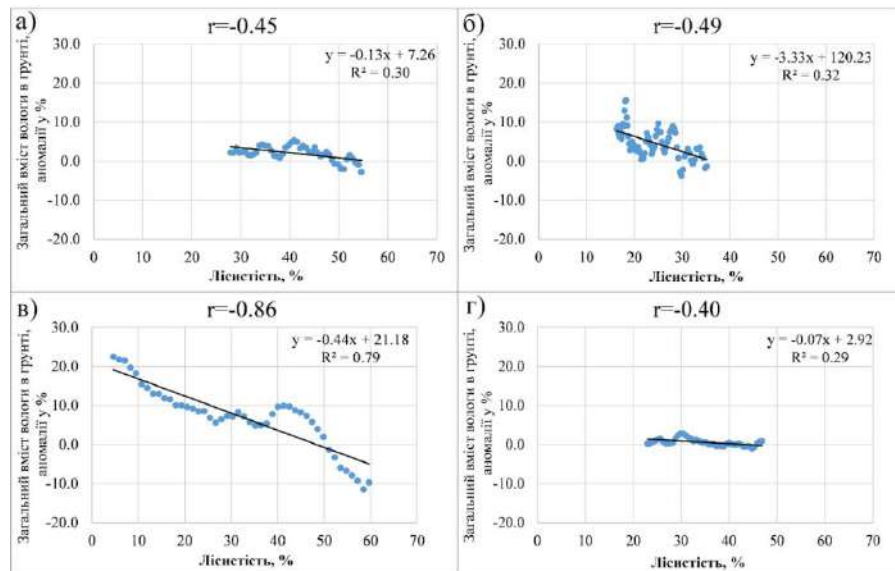


Рис.4.10. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями загального вмісту води в ґрунті (%) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 2 (а), 3 (б), 5 (в), 6 (г) для квітня

Це у свою чергу призводить до зростання вмісту води в ґрунті у весняний сезон на 0,1-4,4%/10 років (рис.4.11) для двох широтних зон. Аналогічно як і для зимового сезону, для ГKM 6 характерний мінімальний приріст, а для ГKM 5 - максимальний з найвищою величиною критерія Фішера 527,96 (Додаток К).

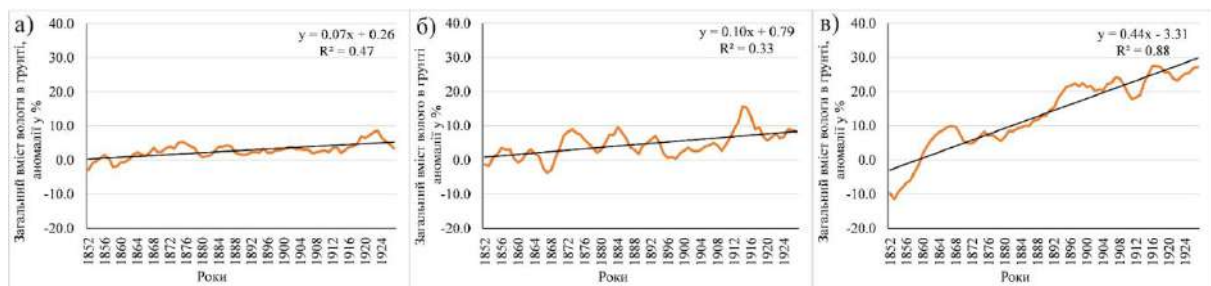


Рис. 4.11. Лінійний тренд зміни аномалій загального вмісту води в ґрунті у північній широтній зоні на прикладі ГKM 2 (а), 3 (б), 5 (в) для квітня

Для літнього сезону, на прикладі липня, характерне деяке посилення зв'язків у порівнянні з весняним сезоном, і вони складають -0,90...-0,40 за більшістю ГKM (рис.4.12). Такі значення характерні для обох широтних зон, проте для центральної вони за деякими моделями дещо вищі. Лише за моделлю

1, з найбільш крупною сіткою, кореляції між зменшенням лісового покритву та загальним вмістом води в ґрунті практично відсутні (їх значення перебувають на рівні -0,2) для червня-серпня.

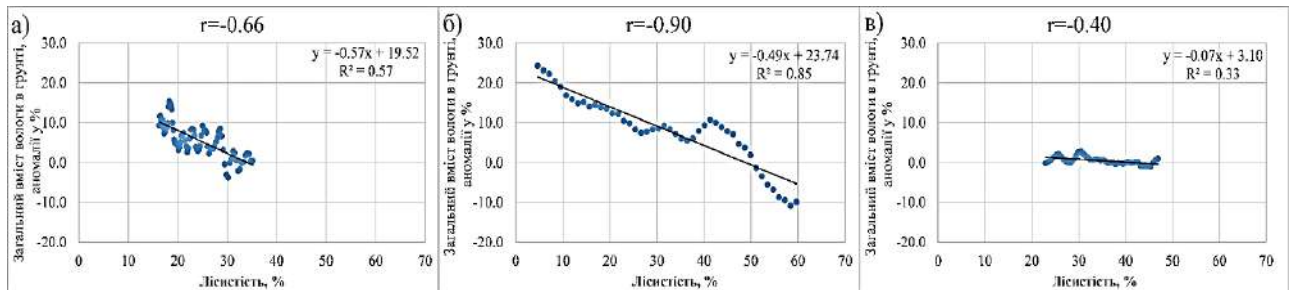


Рис. 4.12. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями загального вмісту води в ґрунті (%) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 3 (а), 5 (б), 6 (в) для липня

Зменшення лісового покритву в літній сезон призводить до зростання загального вмісту води в ґрунті на 0,2-4,9%/10 років (рис. 4.13), тобто для північної та центральної широтної зон. Мінімальний приріст відмічається за моделлю 6, а максимальний - за моделлю 5 (Додаток К). Значення F-тесту загалом складають 3,72-632,71. У цілому, в літній сезон відбувається дещо вищий приріст загальної води в ґрунті у порівнянні з зимовим та весняним сезонами, що може бути пов'язано з сезонністю опадів.

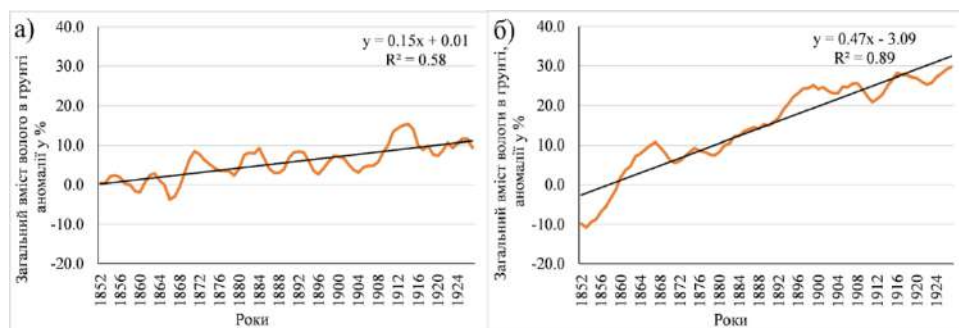


Рис.4.13. Лінійний тренд зміни аномалій загального вмісту води в ґрунті у північній широтній зоні на прикладі ГKM 3 (а), 5 (б) для липня

Осінній сезон, як і літній, характеризується сильнішими кореляційними зв'язками у порівнянні з весняним сезоном (рис.4.14). Вони складають в межах - 0,88...-0,42 в загальному для обох широтних зон за ГKM (Додаток К).

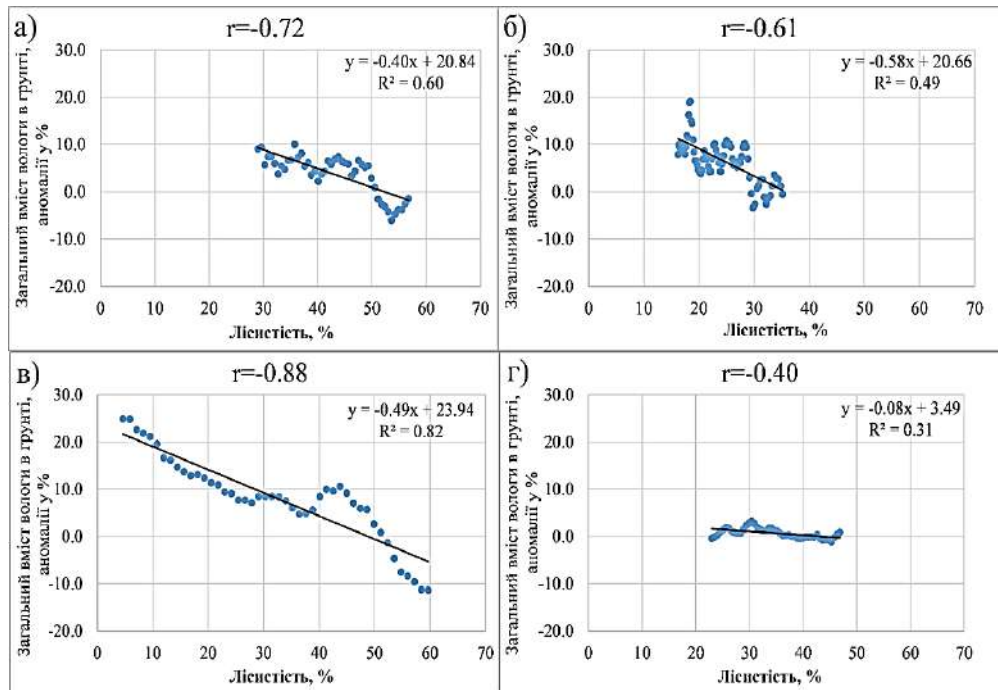


Рис.4.14. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями загального вмісту води в ґрунті (%) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 2 (а), 3 (б), 5 (в), 6 (г) для жовтня

Це призводить до формування значущих трендів зростання загального вмісту води в ґрунті на 0,2-4,9%/10 років для північної широтної зони (рис.4.15). Для центральної широтної зони цей ріст складає 0,1-5,3%/10 років. Подібно до інших сезонів, мінімальні значення трендів відмічаються за моделлю 6, а максимальні - за моделлю 5. Відповідно, найнижчі та найвищі значення F-тесту складають 3,25 та 564,39 (Додаток К).

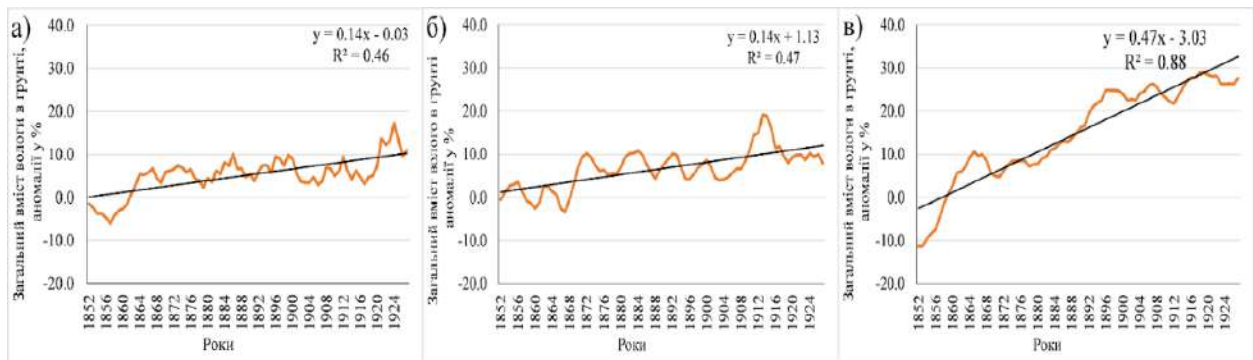


Рис. 4.15 Лінійний тренд зміни аномалій загального вмісту води в ґрунті у північній широтній зоні на прикладі ГKM 2 (а), 3 (б), 5 (в) для жовтня

Загалом за увесь досліджуваний період найбільші зміни загального вмісту води у ґрунті відмічаються у тих вузлах сітки, де проводилося знеліснення - це східна і центральна частини північної широтної зони та східна та західна частини центральної широтної зони (на прикладі ГKM5). Максимальні зміни у всі місяці відбуваються саме на сході центральної широтної зони та складають 44,9-55,1% за весь період залежно від місяця (рис. 4.16).

Варіації між місяцями по чотирьом сезонам не є великими, максимальні різниці складають до 10% у вузлі сітки на заході центральної широтної зони (між січнем та липнем). Проте, в цілому, більший ріст загального вмісту води в ґрунті відмічається в літньо-осінній сезони. В цей час спостерігається більша кількість опадів, особливо в рідкому фазовому стані, на фоні вищих температур та більш прогрітого ґрунту.

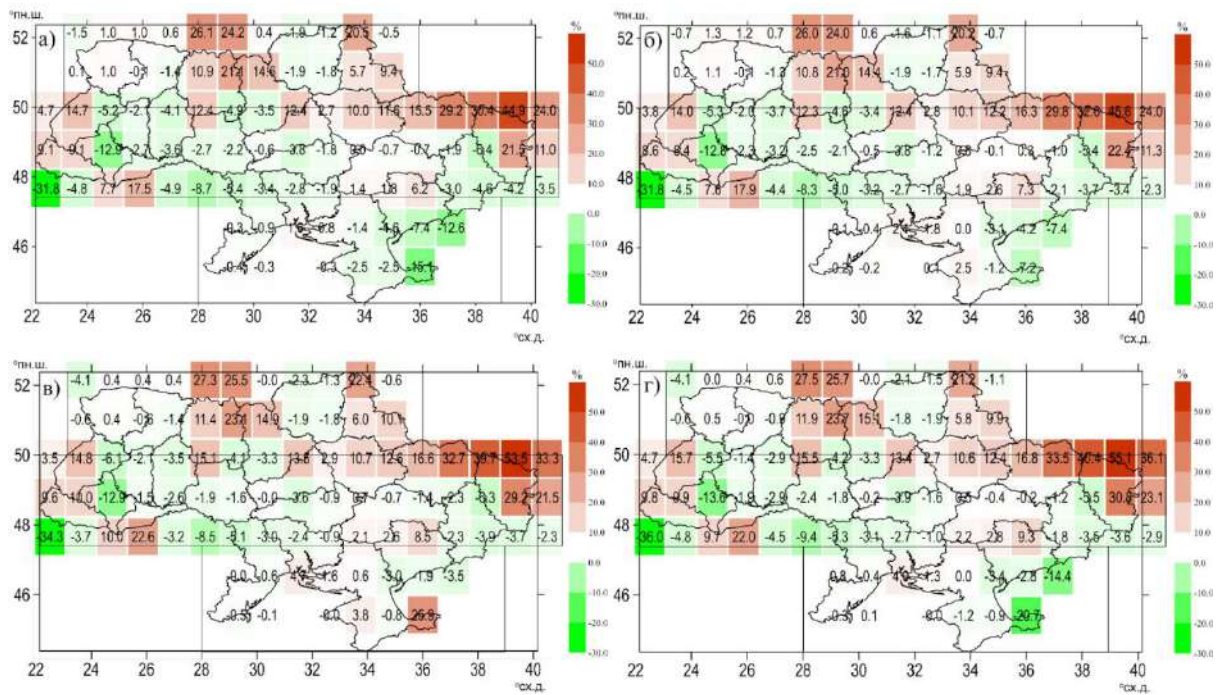


Рис. 4.16. Просторовий розподіл різниці між загальним вмістом води в ґрунті (у %) за період після та до знеліснення на прикладі ГKM 5 у січні (а), квітні (б), липні (в), жовтні (г)

4.3 Вплив знеліснення на зміну випаровування з поверхні ґрунту

Часткове зменшення лісистості може впливати на випаровування води з ґрунту, оскільки внаслідок заміни лісового покриву на трав'яний відбувається більше відкриття поверхні ґрунту.

Взимку, на прикладі січня, випаровування становить 3-15 мм у вузлах сітки загалом за ГKM у базовий період. У весняний сезон, у квітні, ці значення коливаються в межах 35-50 мм, у літній сезон, на прикладі липня, 40-80 мм, восени, у жовтні - 12-20 мм.

Слід зауважити, що як і для попередньої характеристики, ГKM 4 показала протилежні результати та не узгоджується з більшістю інших моделей.

У зимовий сезон, у січні, встановлено, що відсутні чіткі зв'язки між випаровуванням з ґрунту та зменшенням лісистості, оскільки взимку можуть впливати такі фактори як низькі температури, наявність снігового покриву та ін. На рис. 4.17 представлено результати, що підтверджують цей висновок.

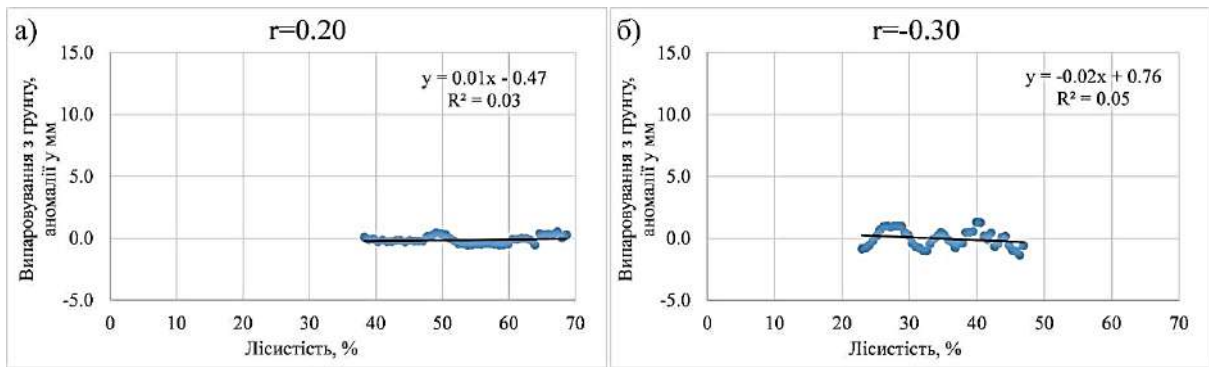


Рис.4.17. Зв'язок між зменшенням лісистості (%) та аномаліями середньомісячних значень випаровування з ґрунту (у мм) у січні для північної широтної зони на прикладі ГKM 1 (а) та ГKM 6 (б)

У зимовий сезон відбувається деяке зменшення випаровування з поверхні ґрунту до -0,3 мм за 10 років за більшістю моделей у широтних зонах, що пов'язано з температурним чинником (рис.4.18).

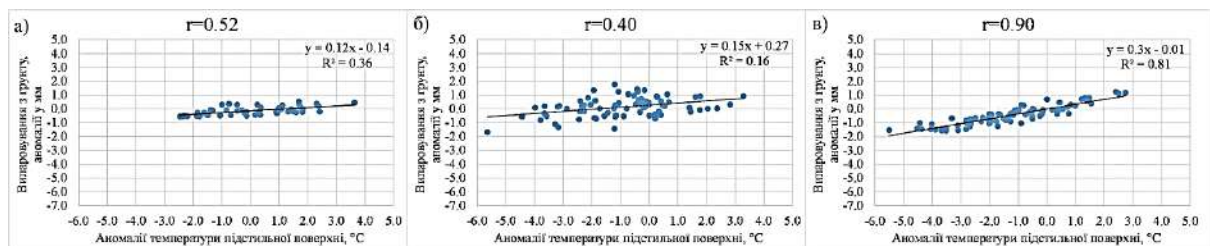


Рис.4.18. Зв'язок між аномаліями середньомісячної температури підстильної поверхні (°C) та аномаліями середньомісячного випаровування з ґрунту (мм) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 3 (б), 4 (в) для січня

У весняний сезон, у березні, як і для зими, вплив часткового знеліснення на випаровування з ґрунту ще слабкий, але починаючи з квітня цей зв'язок починає посилюватися. На прикладі північної широтної зони за більшістю ГKM мають місце обернені зв'язки зі значеннями коефіцієнту кореляції $r = -0,80 \dots -0,38$ (рис.4.19). тоді як для центральної вони є дещо нижчими та складають $r = -0,78 \dots -0,37$ (Додаток Л).

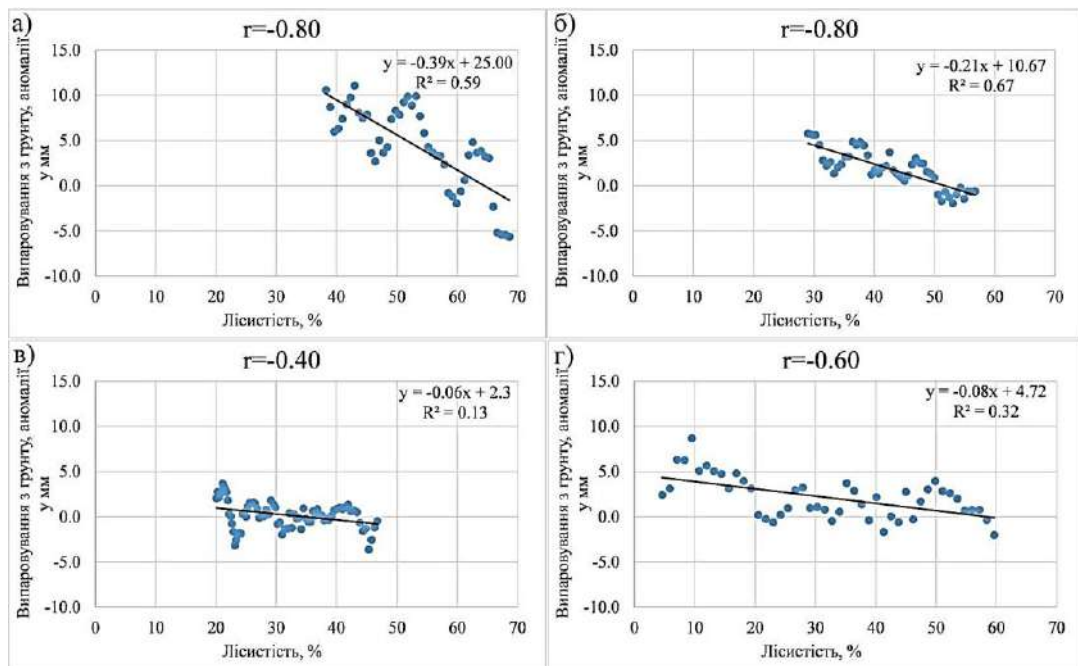


Рис.4.19. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями середньомісячних значень випаровування з ґрунту (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГКМ 1 (а), ГКМ 2 (б), ГКМ 3 (в) і ГКМ 5 (г) для квітня

Аналіз часових значень аномалій даного показника продемонстрував, що зменшення лісового покриву спричинить зростання аномалій випаровування на 0,2-1,6 мм/10 років за більшістю ГКМ (рис.4.20). Для ГКМ 1, що з найбільшим кроком, отримані найвищі значення, тоді як найнижчі - для ГКМ 2. Відповідно, величини критерію Фішера є найвищими для моделі 1 - 66,47, а найнижчими для моделі 2 - 4,95 для північної широтної зони (Додаток Л).

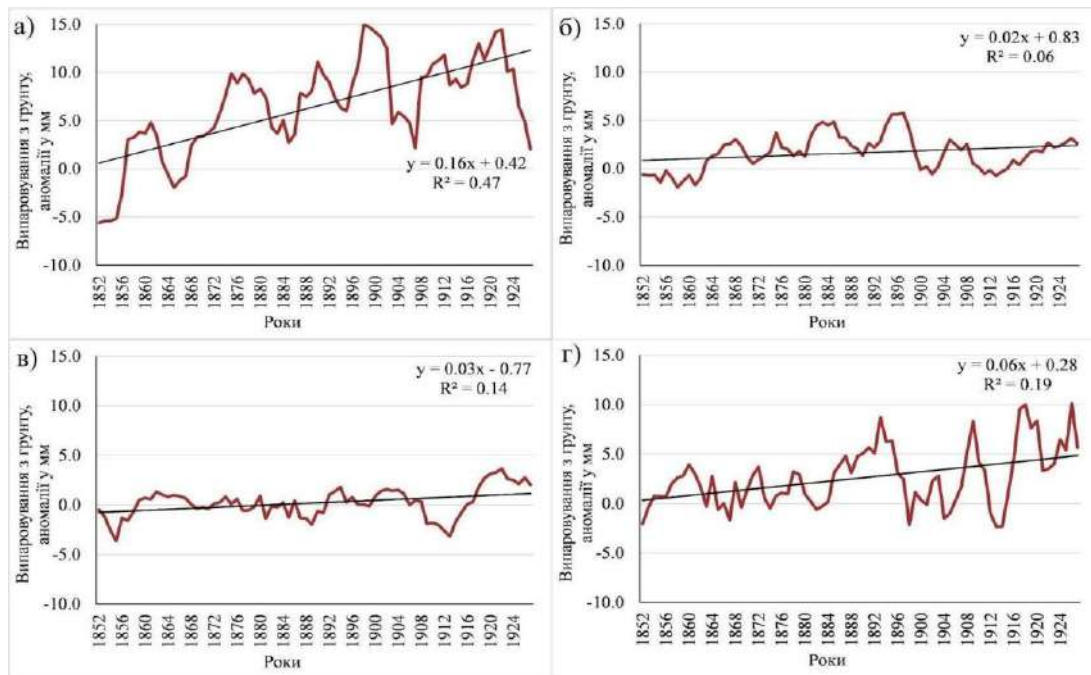


Рис.4.20. Лінійний тренд зміни випаровування з ґрунту (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГКМ 1 (а), 2 (б), 3 (в), 5 (г) для квітня

Таким чином, в квітні для північної широтної зони характерне зростання випаровування з ґрунту із частковим знелісненням для більшості ГКМ. Проте, для центральної широтної зони такі зв'язки неоднозначні. Моделі 1 та 5 демонструють обернені зв'язки зі значеннями $r = -0,78$ та $r = -0,58$ за аналогією як і в північній широтній зоні. А ГКМ 4 і 6, навпаки, показують наявність прямого зв'язку $r = 0,71$ і $r = 0,54$ відповідно. У ГКМ 2 змінювали значення лісистості лише в одному вузлі сітки і для перехідних сезонів не виявилося кореляційних зв'язків. Тому важко зробити однозначний висновок, яким саме чином впливає знеліснення в перехідні сезони у центральній широтній зоні, проте за половиною моделей відбувається зростання випаровування до 1,3 мм / 10 років (Додаток Л).

У травні для північної широтної зони також спостерігаються обернені зв'язки між зменшенням лісистості та випаровуванням з ґрунту за більшістю ГКМ з $r = -0,80 \dots -0,40$. Для центральної зони, у порівнянні з квітнем, ці зв'язки набули більшої однорідності та відбулося їх посилення зі значеннями $r = -0,80 \dots -0,40$. Такі кореляції призводять до статистично значущих трендів зростання аномалій випаровування з ґрунту, що складають 1,0-1,7 мм / 10 років для північної

зони, при цьому максимальні значення характерні для моделей із більш грубою сіткою. Для центральної широтної зони цей ріст є нижчим і становить в межах 0,1-1мм/10 років. Тобто, значення випаровування вищі, ніж у квітні.

З початком літнього сезону, у червні, зв'язки між зменшенням лісового покриття та випаровуванням з ґрунту також є оберненим за більшістю ГKM з $r=-0,80\dots-0,40$ для північної та центральної широтних зон. Виняток становлять ГKM 2 та ГKM 6, що не узгоджуються з іншими моделями. ГKM 2, де лише в трьох вузлах сітки мала місце зміна лісистості, показала позитивну кореляцію. ГKM 6 продемонструвала відсутність зв'язку для північної широтної зони, проте обернений – на заході центральної широтної зони, у районі Карпат. Слід зауважити, що за ГKM з більш грубою сіткою спостерігається послаблення зв'язку для північної широтної зони у порівнянні з весняним сезоном. Статистично значущі тренди зростання випаровування складають 0,1-1,1 мм/10 років у північній широтній зоні, тоді як у центральній вони дещо вищі і становлять 0,6-1,3 мм/10 років.

У липні, як видно з рис. 4.21, часткове зменшення лісового покриття має також зворотний зв'язок з $r=-0,60\dots-0,40$ для північної широтної зони за більшістю ГKM. Лише за моделями 2 та 4 виявлено незначущі або неузгоджені зміни. При цьому коефіцієнти кореляції становлять $-0,52\dots-0,44$ для центральної широтної зони.

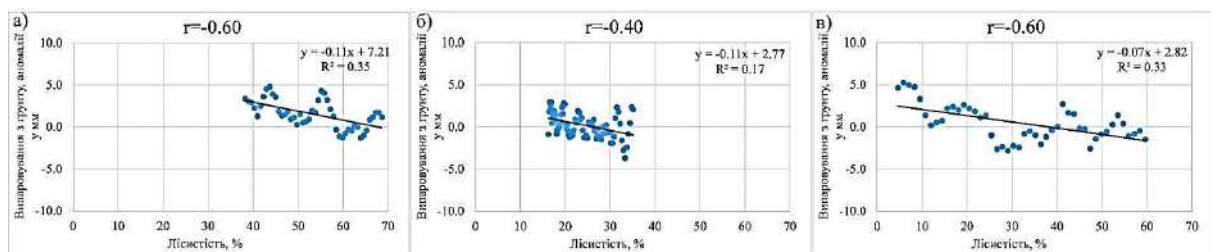


Рис. 4.21. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями середніх місячних значень випаровування з ґрунту (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 3 (б), 5 (в) для липня

Тобто, часткове зменшення лісистості території призводить до зростання аномалій випаровування з поверхні ґрунту в липні. Такі зміни становлять 0,3 - 0,7 мм/10 років у північній (рис. 4.22) і центральній широтних зонах. Вони є статистично значущими та підтверджуються значеннями F-тесту ($F > 3,13$). Нижчі значення характерні для ГKM 6 - $F = 3,19$, вищі - для ГKM 1 - $F = 90,67$.

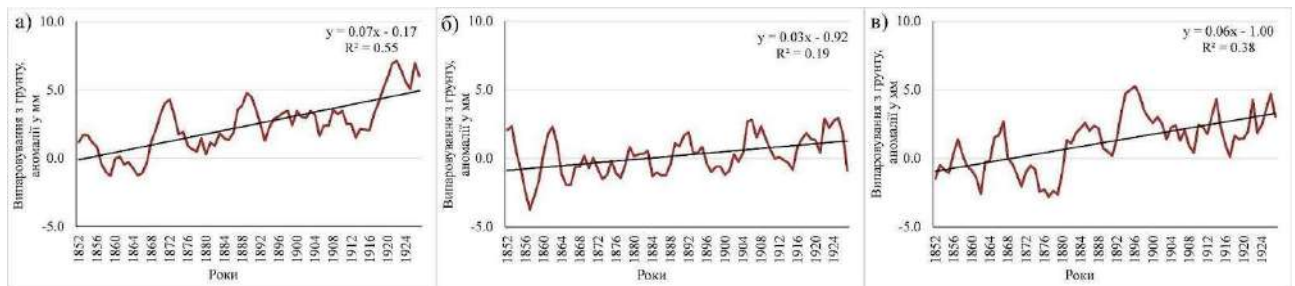


Рис. 4.22. Лінійний тренд зміни аномалій випаровування з ґрунту (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 3 (б), 5 (в) для липня

У серпні, за більшістю моделей зв'язок між зменшенням лісистості та аномаліями випаровування з поверхні ґрунту становить $r = -0,60 \dots -0,50$ із трендами 0,3...0,6 мм/10 років ($F > 3,13$) у північній широтній зоні. А для центральної широтної зони кореляції складають $r = -0,50 \dots -0,40$ з трендами 0,03...0,5мм/10 років. Причому для ГKM 4 у західних вузлах сітки отримані тренди вказують на зменшення випаровування, тобто отримано протилежні результати у порівнянні з вузлами сіток у центральній і східній частині.

В осінній сезон більшість ГKM показали наявність обернених зв'язків між частковим зменшенням лісового покриття та аномаліями випаровування з поверхні ґрунту. Для обох широтних зон у жовтні виявлено кореляції $r = -0,75 \dots -0,44$ за ГKM в цілому. В якості прикладу на рис.4.23 наведено кореляційні зв'язки для північної широтної зони.

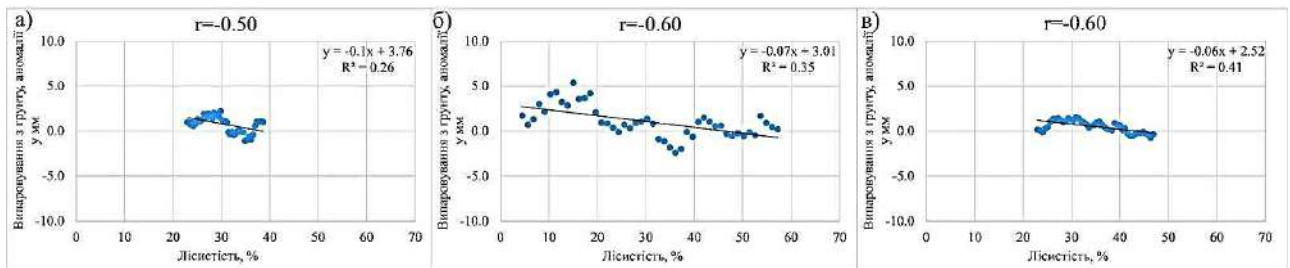


Рис. 4.23. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями середньомісячних значень випаровування з ґрунту (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 3 (а), 5 (б), 6 (в) для жовтня

Відповідно, це спричинить зростання аномалій випаровування до 0,6 мм/10 років за моделями у північній (рис.4.24) та до 0,3 мм/10 років у центральній широтних зонах зі значеннями F-тесту 7,96-77,74 (Додаток Л).

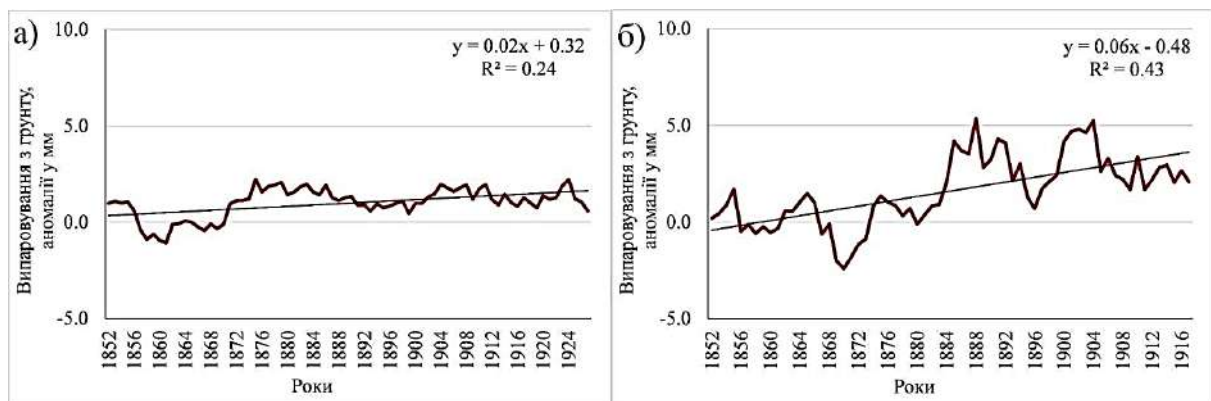


Рис.4.24. Лінійний тренд зміни аномалій випаровування з ґрунту (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 3 (а), 5 (б) для жовтня

У наступний осінній місяць, у листопаді відмічаються зворотні зв'язки між зменшенням лісового покриву та аномаліями випаровування з ґрунту, які складають в межах -0,6...-0,4, що призводить до збільшення випаровування до 0,1-0,7 мм/10 років ($F > 3,13-3,18$) у північній широтній зоні за переважною більшістю ГKM. Для центральної широтної зони результати є дещо контрверсійними, оскільки наявні як позитивні, так і негативні кореляції.

Також на основі побудованих картосхем зміни даної усередненої характеристики в період 1900-1929 рр. відносно 1850-1899 рр. для центральних

місяців сезонів проводився аналіз випаровування з поверхні ґрунту (рис.4.25). Як помітно за картосхемами різниць між періодами стабілізації лісового покриву та часткового зменшення лісистості з її подальшою заміною на трав'яний покрив, саме у теплий період (на прикладі квітня та липня) відбуваються зміни у випаровуванні з поверхні ґрунту. Ріст даного показника спостерігається там, де відбувалося знеліснення. Так, навесні, на прикладі квітня, найбільш яскраво виражені зміни у випаровуванні відбуваються за ГKM 1 та 5, тоді як за ГKM 3 вони присутні в західній та центральній частинах північної та центральної широтної зон (Рис.4.25, а, б, в). У загальному, зменшення лісистості спричиняє збільшення випаровування з поверхні ґрунту у квітні максимально до 6,8 мм у вузлі сітки. Влітку, на прикладі липня (Рис.4.25, г, д, е) за переважною більшістю моделей зміни у випаровуванні у порівнянні з весняним сезоном (квітень) є менш інтенсивними. Це зростання випаровування становить максимально до 4,5 мм у вузлі сітки. Слід вказати, що в липні за ГKM 3 зміни посилюються у порівнянні з квітнем.

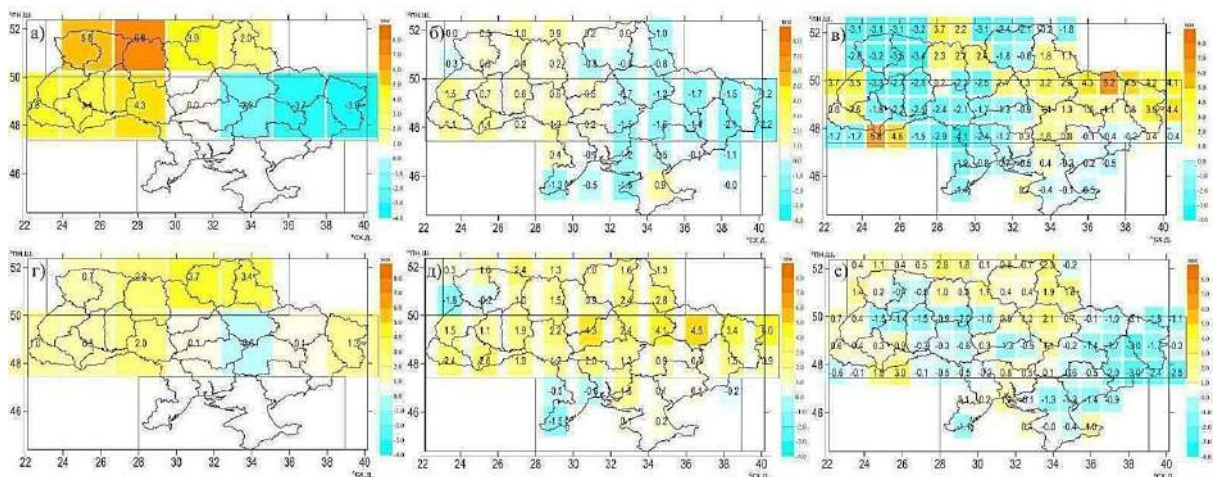


Рис.4.25. Просторовий розподіл різниці між середнім місячним випаровуванням з ґрунту (у мм) за період після та до знеліснення на прикладі ГKM1, ГKM 3, ГKM 5 у квітні (а, б, в) та в липні (г, д, е)

4.4. Вплив знеліснення на випаровування з поверхні рослинного покриву

Для того, щоб проаналізувати вплив часткового зменшення лісового покриву на складові балансу вологи використовувався також такий показник як “evaporation from canopy”, тобто випаровування з рослинного покриву (евапотранспірації). Даний показник слід аналізувати по місяцям, тому що він залежить перш за все від температури підстильної поверхні та повітря, швидкості вітру, типу рослинного покриву тощо [30]. В загальному, випаровування з поверхні рослинного покриву спричинятиме зниження температури довкілля. Тому збільшення площі зелених зон є одним із засобів адаптації міст до потепління [105, 127-128].

Аналіз даних експерименту LUMIP про випаровування з поверхні рослинного покриву продемонстрував, що в більшості ГKM часткове знеліснення призводить до зменшення цього показника, що зокрема свідчить про відповідність реальним процесам в кліматичній системі фізичних параметризацій у ГKM.

Очевидно, що у холодний період року випаровування з рослинного покриву суттєво зменшується через низькі температури підстильної поверхні та повітря, і рослини знаходяться в стані спокою. У широколистяних дерев воно мінімальне через те, що взимку відсутнє листя, проте у хвойних через наявність голок, дане випаровування продовжує відбуватися, але менш інтенсивно. За даними ГKM впродовж зимового сезону, у грудні-лютому, відмічаються позитивні середні та високі кореляційні зв'язки між зменшенням лісового покриву та аномалією випаровування з рослинного покриву, що досягають 0,40...0,94 (рис.4.26, на прикладі січня). Такі залежності характерні для північної та центральної широтних зон. Для південної широтної зони, де лісовий покрив змінювали лише за ГKM 4, статистично значущих зв'язків не виявлено. Найкраще вплив на випаровування з рослинного покриву виявлено за моделлю 5, де знеліснення проводилося з більшим кроком (Додаток М).

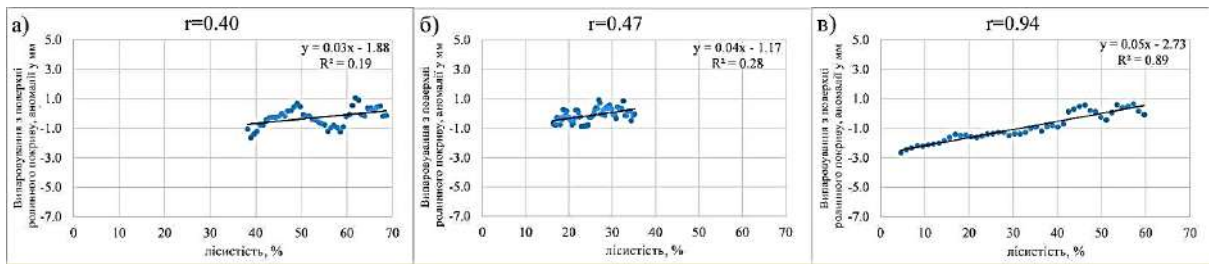


Рис.4.26. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями середньомісячних значень випаровування з рослинного покриву (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 3 (б), 5 (в) для січня

Також спостерігаються позитивні кореляційні зв'язки між аномалією випаровування та аномалією приземної температури повітря (рис.4.27). У попередньому розділі продемонстровано, що часткове знеліснення призводить до зниження аномалій температури підстильної поверхні та температури повітря в зимовий сезон через більш однорідне залягання снігового покриву, що характеризується значно вищим альбедо, ніж ліс. Таким чином, зміни випаровування з рослинного покриву - це не тільки результат безпосереднього зменшення лісистості, але й відображення відгуку на зміни температурного режиму території, що відбулися внаслідок знеліснення. Варто відмітити, що за ГKM 5 не вдалося встановити кореляційні зв'язки між аномаліями приземної температури повітря та випаровуванням з рослинного покриву.

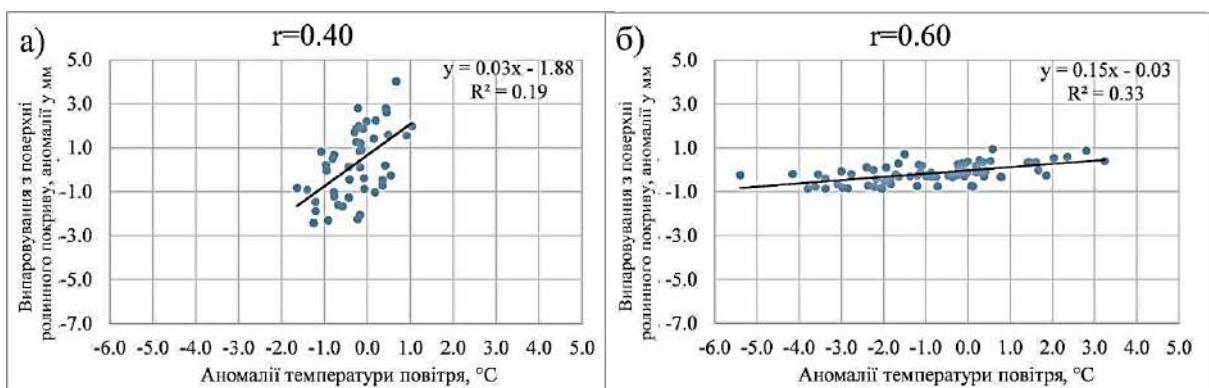


Рис.4.27. Зв'язок між аномаліями середньомісячної приземної температури повітря (°C) та аномаліями середньомісячного випаровування з рослинного покриву (мм) у січні для північної широтної зони на прикладі ГKM 1 (а), 3 (б)

Взимку, на прикладі місяця січня (рис.4.28), це спричиняє зменшення випаровування з рослин до $-0,5$ мм/10 років у північній та центральній широтних зонах. Найбільші зміни характерні за ГKM 5, де з найбільшим кроком змінювали лісовий покрив.

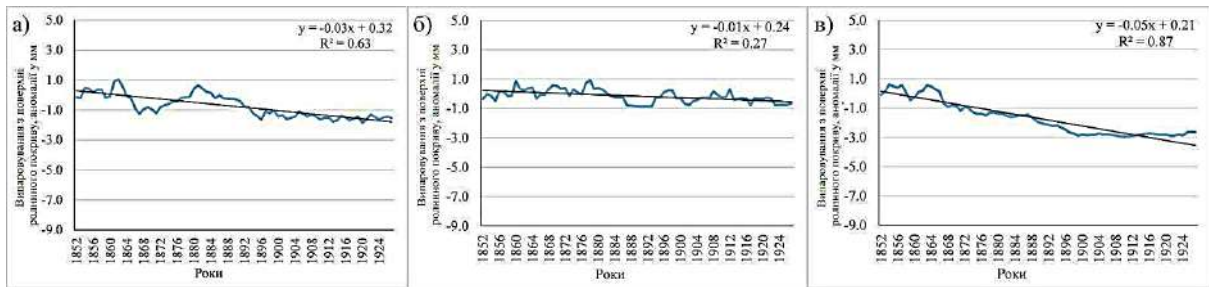


Рис.4.28. Лінійний тренд зміни аномалій випаровування з рослинного покриву (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 2 (а), 3 (б), 5 (в) для січня

У весняний сезон також відмічаються позитивні кореляційні зв'язки $0,40...0,92$ між зменшенням лісового покриву та випаровуванням для північної (рис.4.29) та центральної широтної зон. З аномаліями температури повітря, що також знижуються, зв'язків не виявлено. Тобто, навесні саме зменшення лісистості призводить до зменшення випаровування в атмосферу.

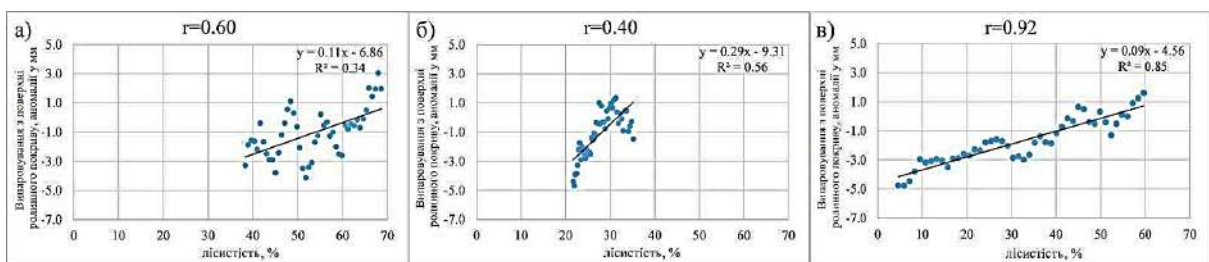


Рис.4.29. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями середньомісячних значень випаровування з рослинного покриву (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 3 (б), 5 (в) для квітня

Тому у весняний сезон, на прикладі квітня, часткове зменшення лісистості призводить у свою чергу до зменшення аномалій випаровування з рослинного покриву до $-0,8...-0,1$ мм/10 років у залежності від моделі у північній та

центральної широтній зонах (рис.4.30). Зміни є найбільшими за ГKM 5 так як і величини критерію Фішера, що складають 380,35 для півночі та 344,94 для центральної частини (Додаток М).

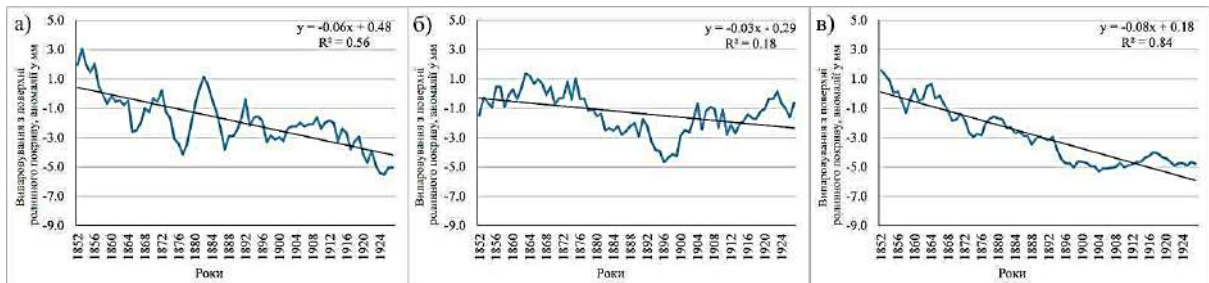


Рис.4.30. Лінійний тренд зміни аномалій випаровування з рослинного покриву (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 2 (а), 3 (б), 5 (в) для квітня

У літній сезон, на прикладі липня, кореляційні зв'язки між зменшенням лісистості та транспірацією слабшають у порівнянні із зимою і весною та становлять для липня-серпня 0,40...0,50 для північної широтної зони за більшістю ГKM (рис.4.31), оскільки температури в цей час є доволі високими та загалом провокують зростання випаровування. Для центральної широтної зони ці зв'язки є вищими 0,46...0,70, які виявлені за половиною моделей.

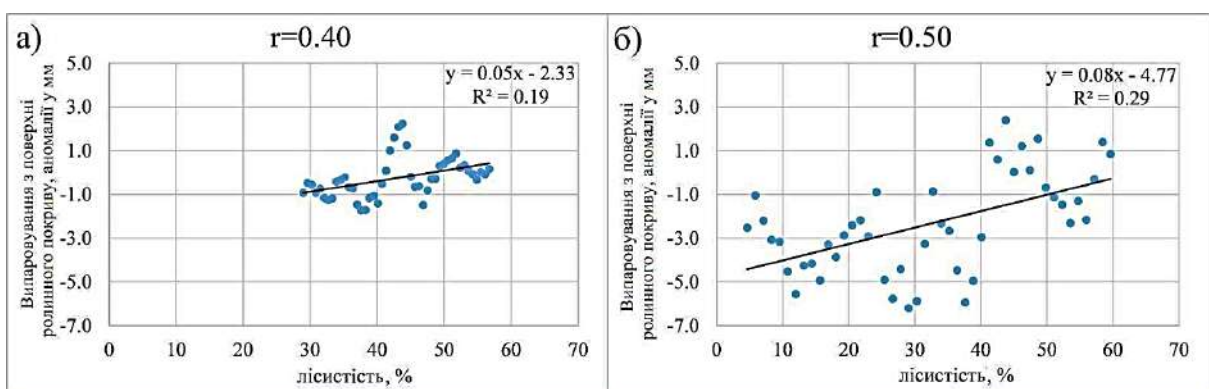


Рис.4.31. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями середньомісячних значень випаровування з рослинного покриву (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 2 (а), 5 (б) для липня

Хоча незважаючи на вищі середньомісячні приземні температури повітря, все одно відмічається зниження транспірації до $-0,6$ мм/10 років через часткове зменшення лісового і заміну його на трав'яний покрив (рис.4.32) у північній та центральній широтних зонах. За ГKM 5 знову спостерігаються максимальні зміни, за якою швидше відбувається знеліснення. Значення F-тесту в загальному складають 3,30-43,64.

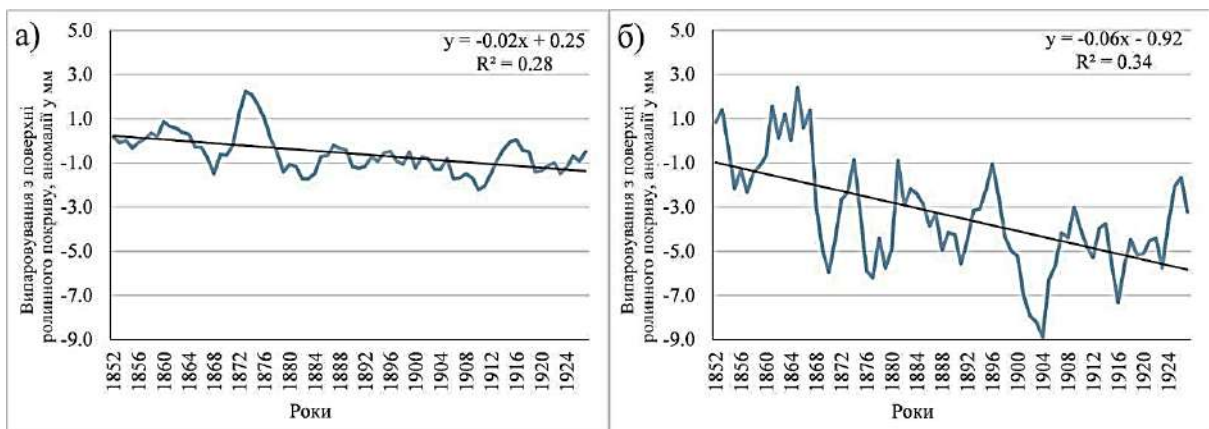


Рис.4.32. Лінійний тренд зміни аномалій випаровування з рослинного покриву (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 2 (а), 5 (б) для липня

Восени, на прикладі жовтня, відмічається посилення кореляційного зв'язку між зменшенням лісистості та випаровуванням з рослинного покриву, що становить 0,40...0,80 на прикладі північної широтної зони (рис.4.33).

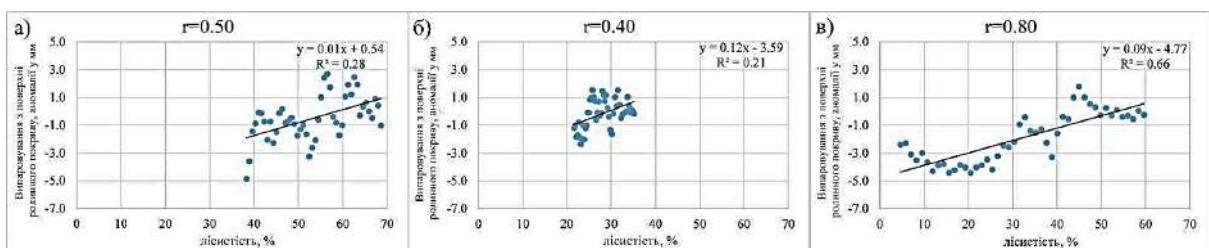


Рис.4.33. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями середньомісячних значень випаровування з рослинного покриву (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 3 (б), 5 (в) для жовтня

Таке часткове зменшення лісистості спричиняє зниження випаровування з рослинного покриву до $-0,5$ мм/10 років в середньому у північній (рис.4.34), а в центральній широтній зоні до $-0,6$ мм/10 років. Величини критерію Фішера становлять 7,36-103,28 (Додаток М).

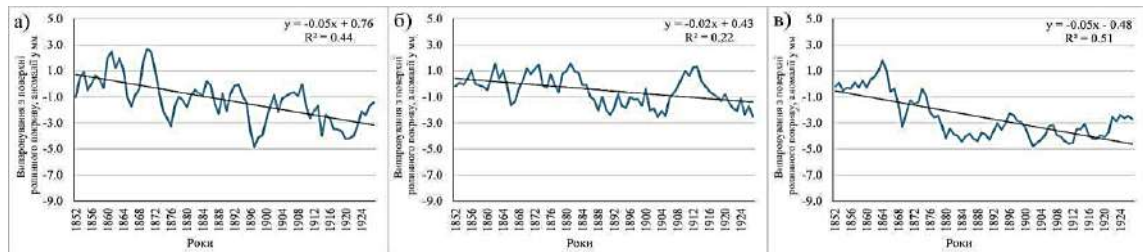


Рис.4.34. Лінійний тренд зміни аномалій випаровування з рослинного покриву (у мм) у північній широтній зоні на прикладі ГКМ 1 (а), 3 (б), 5 (в) для жовтні

На картосхемі різниць між періодами часткового знеліснення та сталого лісового покриву представлено, як знижується випаровування з рослинного покриву (рис.4.35) за ГКМ 5, за якою з найбільшим кроком відбувалося зменшення лісистості. Дані наведені для чотирьох сезонів у січні (а), квітні (б), липні (в), жовтні (г). Помітно, що ці зміни є більшими саме в тих вузлах сітки, де зменшували лісистість з подальшою заміною на трав'яний покрив.

Помітно, що ці зміни протягом холодного сезону є меншими, оскільки у цей час відмічаються відносно низькі температури повітря, а також період спокою у дерев. Максимальні зміни у січні притаманні для центра північної широтної зони та району Карпат, і в загальному становлять $-3,0..-1,0$ мм по території. У весняний сезон, в квітні, транспірація знижується на $-4,5...-1,7$ мм з максимальними змінами аналогічно як і у січні, у центрі північної широтної зони та в Карпатах.

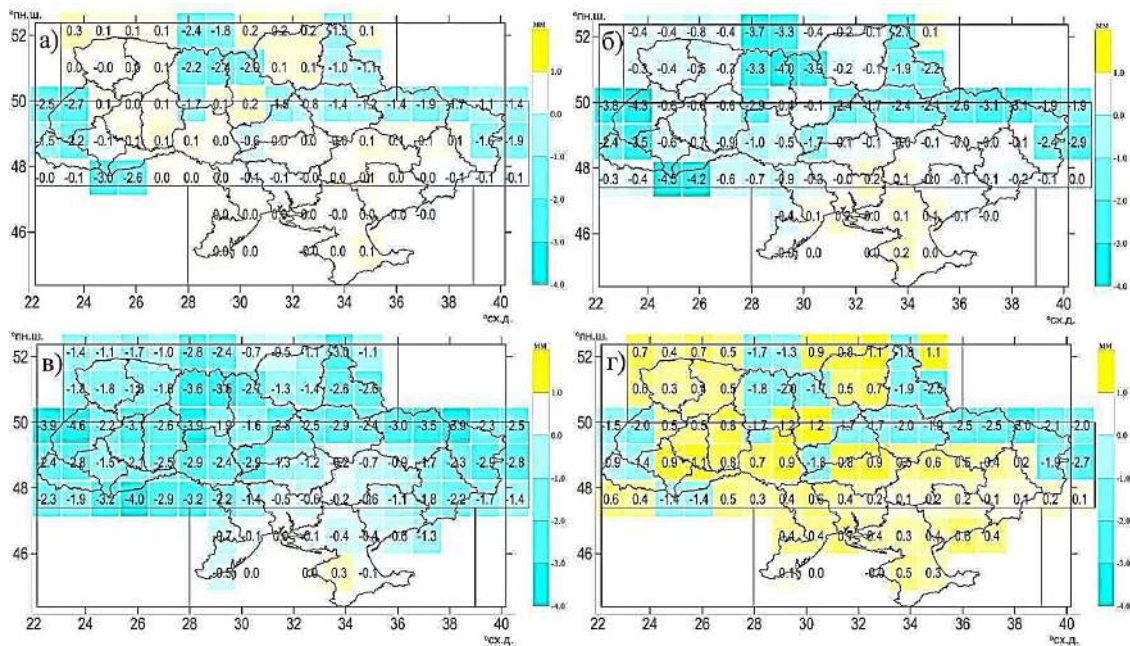


Рис. 4.35. Просторовий розподіл різниці між середнім місячним випаровуванням з рослинного покриву (у мм) за період після та до знеліснення на прикладі ГKM 5 у січні (а), квітні (б), липні (в), жовтні (г)

У літній сезон дані зміни притаманні майже для всієї території України, та є більш вираженими саме для тих регіонів, де змінювали лісовий покрив. Проте, в загальному більші зміни залишаються характерними для вузлів, де проводили знеліснення. Встановлено, що максимальні зміни складають до -4,0 мм. На протигагу літньому сезону, в осінній сезон, у жовтні, дуже чітко простежується зниження випаровування саме в тих регіонах, де проводилося зменшення лісового покриву. Оскільки температури в жовтні є нижчими, ніж у літній сезон, то зміни випаровування з рослинного покриву є меншими та максимально до -3,0 мм на сході центральної широтної зони.

4.5 Вплив знеліснення на зміну режиму вітру

Як відомо, рослинний покрив впливає на вітровий режим у приземному шарі повітря через шорсткість, що визначається висотою рослинності. Цей вплив особливо простежується для лісу, що являє собою своєрідну перешкоду на шляху

руху повітряних мас. Це, у свою чергу, спричиняє зменшення швидкості вітру та утворення локальних циркуляцій (завихрень).

На рис.4.36 представлено розподіл середньої швидкості вітру за базовий період на прикладі ГKM 5. У північній широтній зоні середні швидкості вітру для січня складають 3,5-4,5 м/с, у центральній - 3,5-4,6 м/с, у південній вони дещо зростають і складають від 4,2 м/с до 7,9 м/с над морськими поверхнями.

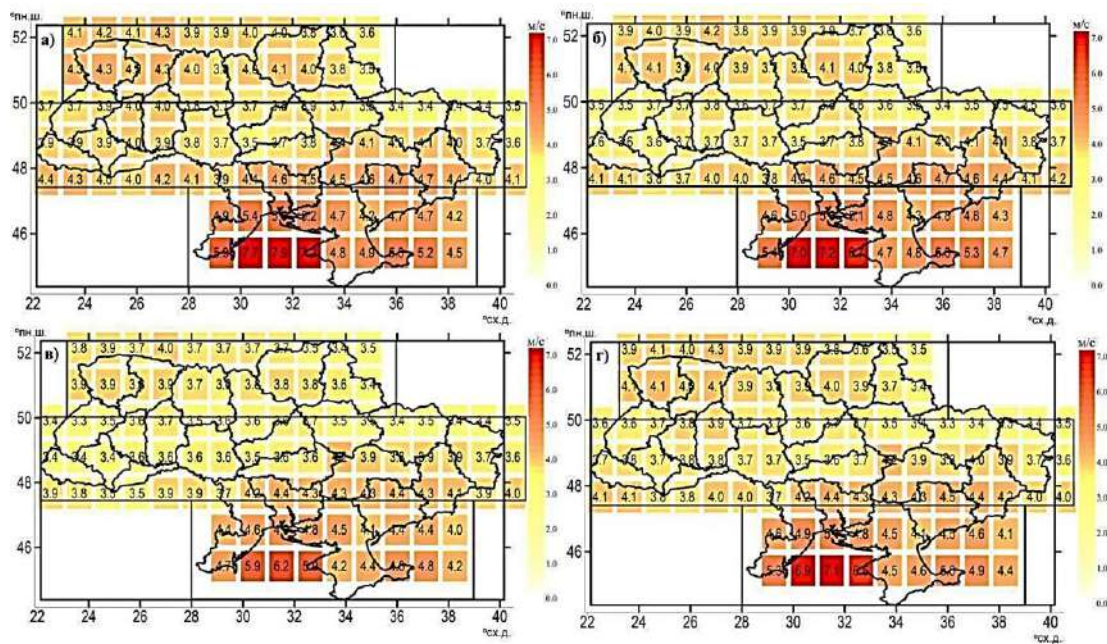


Рис.4.36. Просторовий розподіл середньої швидкості вітру (м/с) у січні (а), квітні (б), липні (в), жовтні (г) на прикладі ГKM 5 за базовий період

Для квітня для більшості вузлів сітки відмічається схожий розподіл, тоді як для липня значення у порівнянні з двома попередніми місяцями є нижчими та складають 3,4-3,9 м/с для північної широтної зони, 3,3-4,4 м/с для центральної широтної зони та 4,0-6,2 м/с для півдня. Для жовтня ці значення дещо зростають і значення досягають 3,4-4,1 м/с у північній широтній зоні, 3,4-4,5 м/с та 4,1-7,1 м/с у центральній та південній широтних зонах відповідно.

В середньому, швидкості вітру за даними моделей знаходяться у межах 2-5 м/с з вищими значеннями взимку та нижчими влітку. Середня швидкість вітру в січні складає 3,5-5,2 м/с для північної широтної зони, в межах 3,5-4,5 м/с для центральної широтної зони зі зростанням показників із заходу на схід. Для

південної широтної зони характерні вищі швидкості вітру, що становлять 5,5-6,2 м/с. Таким чином, очевидний вплив шорсткості та типу підстильної поверхні на формування вітрового режиму. Менші швидкості спостерігаються в районах з найбільшою лісистістю, в той час як найвищі – поблизу морських поверхонь. Подібні закономірності просторового розподілу швидкості вітру та вплив шорсткості простежуються в усі сезони року.

У квітні для північної широтної зони характерні показники в межах 3,2-4,8 м/с, для центральної - 3,2-4,1 м/с (також зі зростанням із заходу на схід), для півдня - 4,7-5,4 м/с. З появою листяного покриву спостерігається зростання впливу шорсткості поверхні, тому навесні швидкості вітру зменшуються, досягаючи найнижчих значень влітку. У липні швидкість вітру сягає 2,6-4,0 м/с у північній, 2,5-3,9 м/с у центральній та 3,5-4,4 м/с у південній широтних зонах. Над морськими поверхнями зазвичай швидкості вітру є вищими приблизно на 1 м/с. У жовтні швидкість вітру знову поступово зростає і складає 2,7-4,2 м/с для північної широтної зони, 2,7-3,9 м/с - для центральної та 4,4-5,5 м/с - для південної.

Значення, які отримані у ході чисельного моделювання для окремих місяців, у цілому відповідають кліматичним нормам, що викладено в [10]. Підвищені значення над акваторіями морів відповідають загальним уявленням про фізичні процеси взаємодії атмосфери та підстильної поверхні, а саме меншій шорсткості водної поверхні порівняно із суходолом і лісами зокрема.

За результатами моделювання проєкту LUMIP у всі місяці виявлено зростання швидкості вітру внаслідок зменшення лісистості.

Для зимового сезону з грудня до лютого за усіма моделями виявлено залежності з середнім та високим зв'язком між зменшенням лісистості та зростанням середньої швидкості вітру (рис.4.37, на прикладі січня). Такі кореляції характерні як для північної, так і для центральної широтної зон, що складають в межах -0,95...-0,40 та -0,91...-0,59 відповідно (Додатки Н, П). Проте, в цілому кореляційні зв'язки є нижчими для центральної широтної зони. Для південної зони також виявлено зв'язки, де лише за моделлю 4 зменшувалася

лісистість, що становлять -0,40, -0,49, -0,78 для грудня, січня і лютого відповідно. Слід зазначити, що за моделлю 3 лісистість змінювали протягом всього 80-річного періоду, тому і кореляції визначалися для всього періоду.

Найбільш високі кореляції виявлено за моделями 2 та 5 для північної та центральної широтної зон для всіх зимових місяців, проте слід зазначити, що за моделлю 2 змінювали лісистість лише у трьох вузлах сітки, а за моделлю 5 лісистість змінювали з кроком до 1,6 % на рік, що є самим високим показником серед моделей, тому і зв'язки більш чітко визначаються.

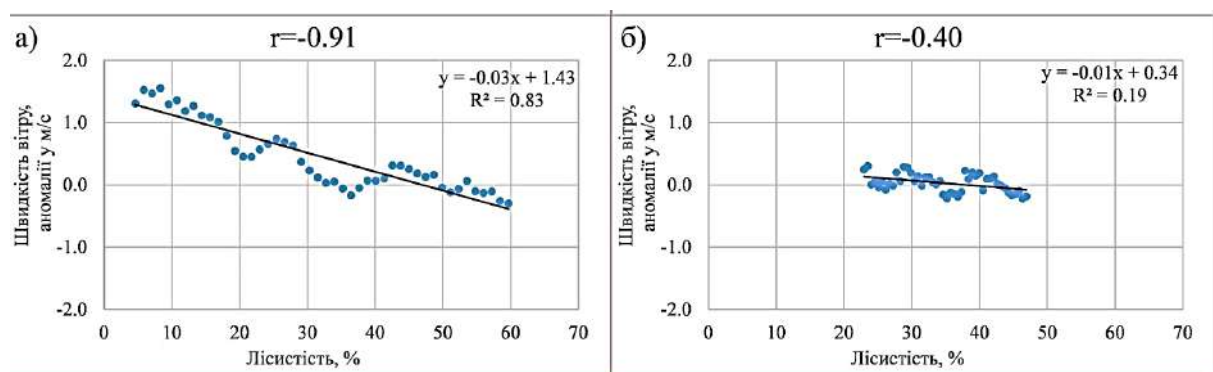


Рис. 4.37. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномалією середньої швидкості вітру у м/с у північній широтній зоні на прикладі ГКМ 5 (а), 6 (б) для січня

Такі зміни лісистості призведуть до зростання швидкості вітру в зимовий сезон (січень) за всіма ГКМ на 0,1-0,2 м/с за 10 років у північній широтній зоні (рис.4.38). Статистична значущість трендів підтверджується високими значеннями F-тесту, що для північної широтної зони становить не нижче 47,77 (у січні) з максимальними значеннями 223,10, 231,19 для ГКМ 2 та ГКМ 5; та для центральної широтної зони від 9,36 до 342,28. Найбільш значущі зміни виявлено за моделлю 5, де з більшим кроком зменшували лісистість. За нею у центральній широтній зоні зміни можуть складати до 0,3 м/с за 10 років (Додатки Н, П).

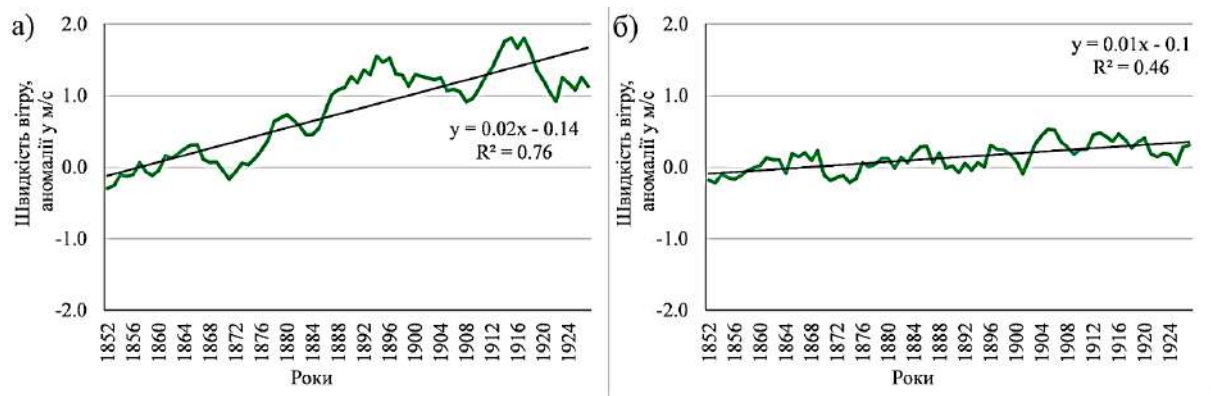


Рис.4.38. Лінійний тренд зміни аномалій середньої швидкості вітру у північній широтній зоні на прикладі ГKM 5 (а), 6 (б) для січня

Для весняного сезону, з березня до травня характерні кореляції в межах $-0,95 \dots -0,51$ для північної широтної зони, $-0,97 \dots -0,40$ для центральної та $-0,56$ для південної широтних зон, що вказують на наявність статистичної залежності між зменшенням лісистості та аномаліями середньої швидкості вітру (Додатки Н, Р). Найвищі кореляції характерні для тих самих моделей, що і для зимового сезону. У цілому зв'язки у центральній широтній зоні є слабшими, ніж у північній. На рис. 4.39 наведено приклад для квітня.

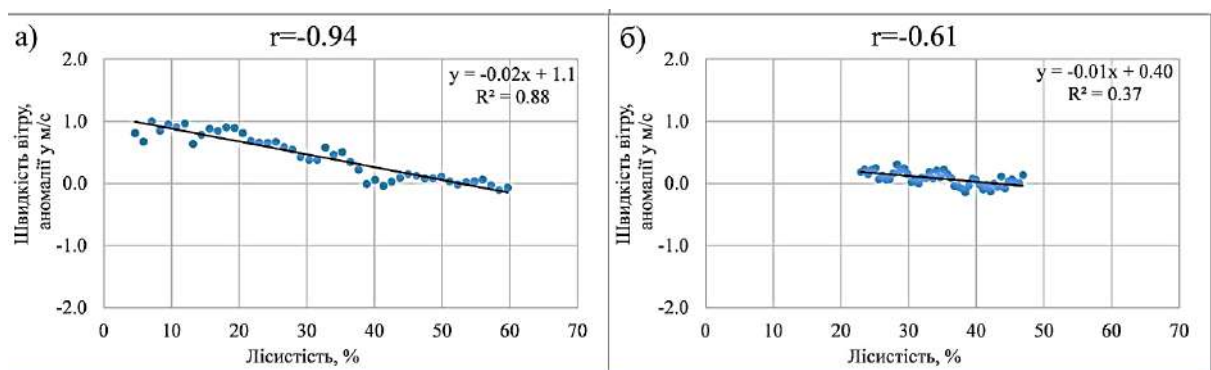


Рис. 4.39 Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномалією швидкості вітру у м/с у північній широтній зоні на прикладі ГKM 5 (а), 6 (б) для квітня

Це у свою чергу призводить до зростання середньої швидкості вітру на $0,04\text{--}0,2$ м/с на 10 років (рис.4.40, на прикладі квітня). Найнижчі значення зростання характерні для моделей 3 та 6, тоді як за моделлю 5 зберігаються тенденції до максимального зростання швидкості вітру до $0,2$ м/с на 10 років.

Величина критерію Фішера по північній широтній зоні перевищує 12,89 (квітень), тоді як максимальні значення у вузлах, де зменшували лісистість, складають 300-400 (березень-травень) за моделями 2 та 5. Усереднені тренди швидкості вітру у центральній і південній широтній зонах складають 0,1-0,2 м/с на 10 років. Для центральної широтної зони усі тренди є статистично значущими значеннями F-тесту від 4,23 до 670,13, для південної становлять 89,42 (Додатки Н, Р).

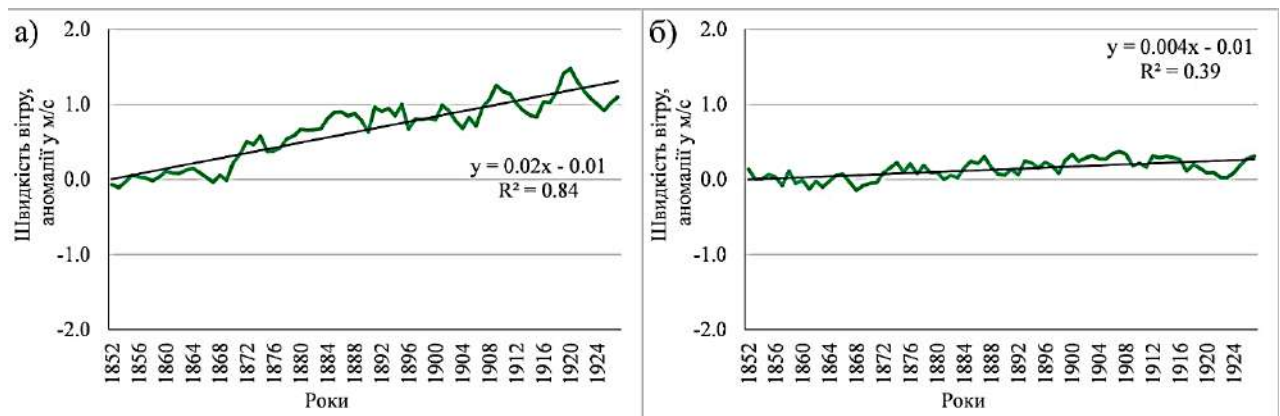


Рис.4.40. Лінійний тренд зміни аномалій середньої швидкості вітру у північній широтній зоні на прикладі ГKM 5 (а), 6 (б) для квітня

Для літнього сезону з червня до серпня, зменшення лісистості також призводить до зростання середньомісячних швидкостей вітру. Це підтверджується оберненими кореляційними зв'язками, що складають у цілому -0,95...-0,48 для північної широтної зони (рис.4.41, на прикладі липня) та -0,96...-0,59 для центральної. Для південної широтної зони за моделлю 4 вони складають -0,67. Максимально високі значення виявлено за моделями 1, 2, 5.

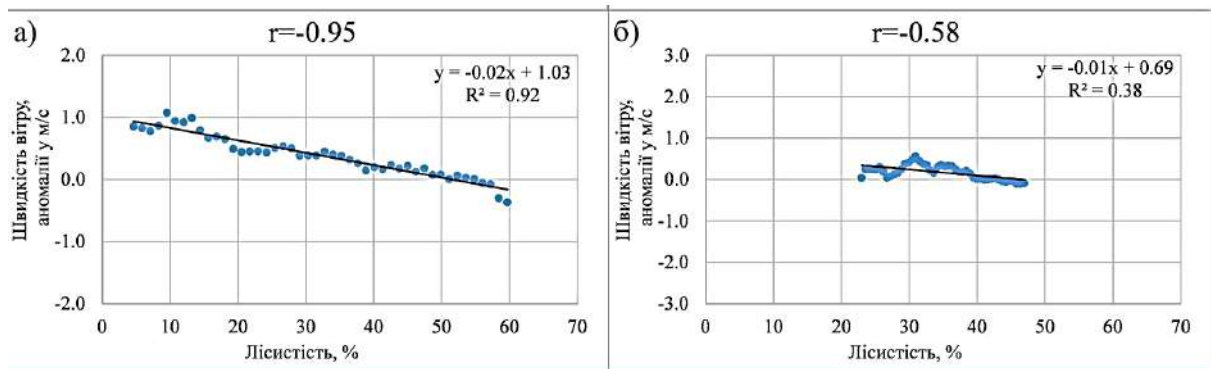


Рис.4.41. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями середньої швидкості вітру у м/с у північній широтній зоні на прикладі ГKM 5 (а), 6 (б) для липня

Таке зменшення лісистості призводить до зростання швидкості вітру на 0,04-0,2 м/с за 10 років протягом літнього сезону в залежності від моделі для північної (рис.4.42) і центральної широтних зон (Додатки Н, С). Величини критерію Фішера складають 25,40-576,85 за всіма моделями для всіх зон. За ГKM 6 відмічаються найнижчі значення зростання швидкості вітру в липні для північної широтної зони, а за ГKM 3 - для центральної зони в усі літні місяці. Найбільш статистично значущі тренди виявлені у моделях 2 та 5.

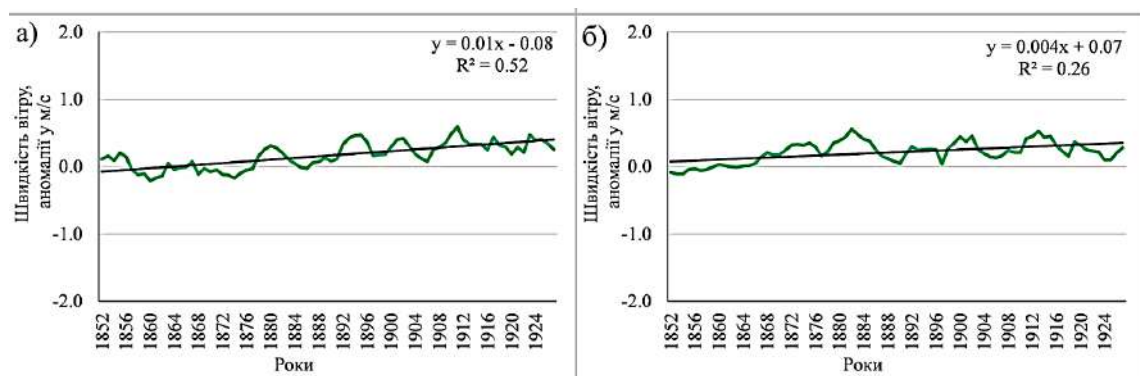


Рис.4.42. Лінійний тренд зміни аномалій середньої швидкості вітру у північній широтній зоні на прикладі ГKM 5 (а), 6 (б) для липня

Протягом осіннього сезону з вересня до листопада, кореляція між зменшенням лісистості та аномаліями середніх швидкостей вітру для північної широтної зони становила -0,97...-0,52 (рис.4.43), для центральної - в межах -

0,91...-0,35, для південної зони -0,69. Найвищі значення кореляції для північної широтної зони відмічаються також за моделями 2 та 5.

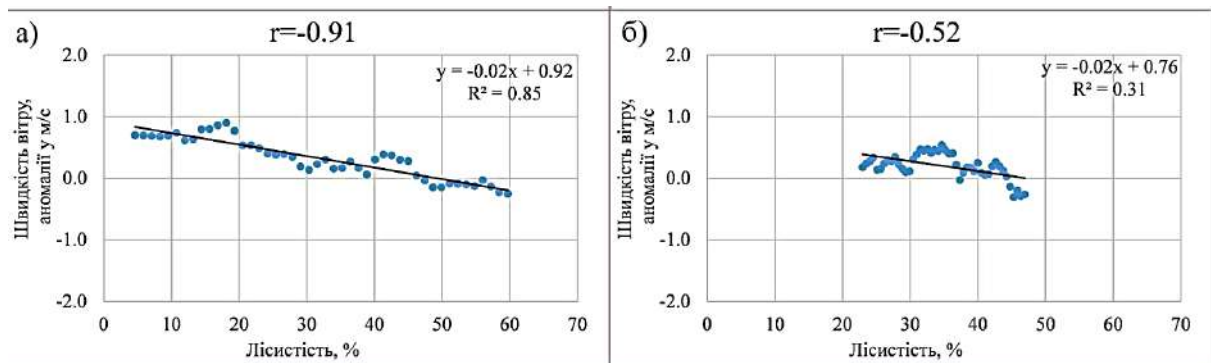


Рис.4.43. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та аномаліями середньої швидкості вітру (м/с) у північній широтній зоні на прикладі ГKM 1 (а), 2 (б), 3 (в), 4 (г), 5 (д), 6 (е) для жовтня

Знеліснення призводить також до зростання швидкостей вітру в осінній сезон, що складає загалом 0,04-0,2 м/с на 10 років (рис.4.44). Максимальна зміна швидкості вітру до 0,2-0,3 м/с на 10 років для моделі 5 для північної та центральної широтної зон. Тоді як мінімальне значення виявлено для жовтня за моделлю 6 і складає 0,04 м/с на 10 років зі значенням F-тесту 19,38 (Додатки Н, Т).

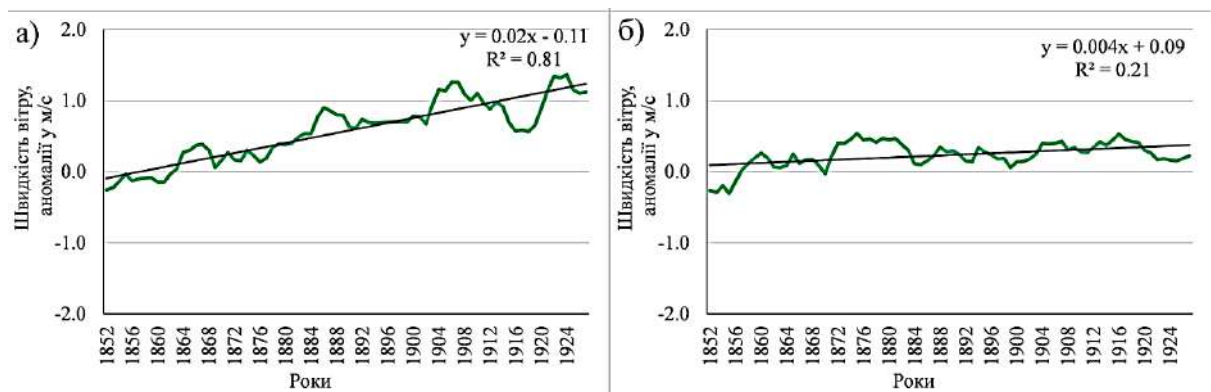


Рис.4.44. Лінійний тренд зміни аномалій середньої швидкості вітру у північній широтній зоні на прикладі ГKM 5 (а), 6 (б) для жовтня

Як наслідок зменшення лісистості, між двома періодами сталого лісового покриву та часткового знеліснення, виявлено зростання середньої швидкості вітру (рис.4.45 - рис.4.46) в усі сезони. На рис.4.45 наведені дані за ГKM 4, де лісовий покрив змінювали по всій території України. Помітно, що саме у зимовий сезон ці різниці, спричинені знелісненням, є вищими, що напевно пов'язане з відсутністю листя на широколистяних деревах та меншою шорсткістю.

Загалом швидкість вітру у січні зросла на 0,5-0,6 м/с (рис. 4.45, а), що прослідковується майже по всій території України. Для весняного сезону, на прикладі квітня (рис.4.45, б), максимальні зміни середньої швидкості вітру відмічаються у північній широтній зоні, та показали зростання на 0,6-0,7 м/с. Влітку, на прикладі липня (рис.4.45, в), внаслідок знеліснення швидкість вітру зросла на 0,4 м/с. У жовтні (рис.4.45, г) максимальні зміни середньої швидкості вітру знаходяться загалом у межах 0,2-0,5 м/с з максимальними значеннями у центральній широтній зоні. Слід зазначити, що в районі Закарпаття швидкості вітру змінюються незначно.

Розглянутий розподіл змін швидкості вітру може бути пов'язаний із сезонним ходом середніх швидкостей вітру. Зазвичай, у літній сезон швидкості вітру є нижчими, і тому різниця у показниках є меншою. В зимовий сезон, навпаки, вищі значення швидкості вітру призводять до більш інтенсивного прояву знеліснення на режим вітру, з більш суттєвим зростанням показників.

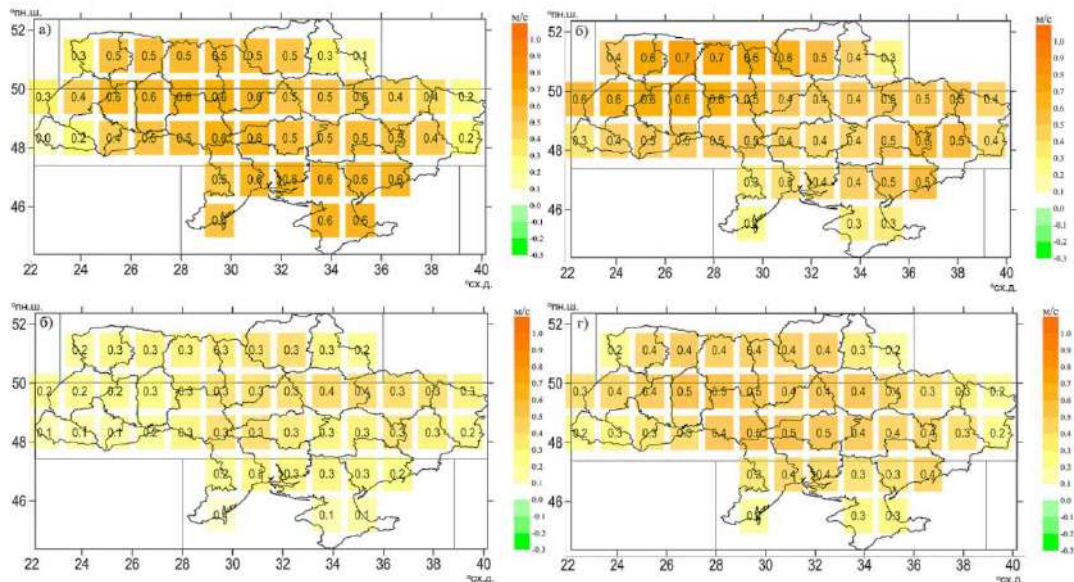


Рис.4.45. Різниця між середньою швидкістю вітру (у м/с) за 30 -річний період сталого лісового покриву та 50 -річного періоду поступового знеліснення за ГKM 4 (а - січень; б - квітень; в - липень; г - жовтень)

Якщо в моделі 4 лісистість змінювали по всіх широтним зонам, то за моделлю 5 її змінювали у центральній та східних частинах північної широтної зони, а також на сході та заході (район Карпат) центральної широтної зони. Тому вплив часткового знеліснення на середню швидкість вітру доволі чітко прослідковується у цих районах, де виділяються максимальні зміни у швидкостях вітру. Більш того, за аналізом швидкості вітру у регіонах, де не відбувалося знеліснення, стають зрозумілими загальні тенденції, які б могли спостерігатися. У зимовий сезон, на прикладі січня (рис.4.46, а), внаслідок зменшення лісистості, швидкість вітру максимально зростає на сході центральної широтної зони та, частково, у північній, зі значенням 0,9-1,2 м/с. В районі Карпат спостерігається зростання швидкості вітру на 0,5-1,0 м/с. Слід зазначити, що у деяких вузлах сітки та у південній широтній зоні не змінювали лісистість, і тому стають зрозумілими фонові зміни швидкості вітру, що характеризуються значеннями в межах -0,2...+0,2 м/с.

Для весни, на прикладі квітня (рис.4.46, б), за аналогією січня найбільші зміни відмічаються у тих самих регіонах з максимальними значеннями 0,7...1,1м/с, тоді як для іншої частини території України зміни складають від -0,1

м/с до 0,2 м/с. Влітку, на прикладі липня (рис.4.46, в), в цілому по всій території України швидкості вітру зросли дещо менше. Максимальні зміни виявлено на сході та заході центральної широтної зони, а також частково у північній широтній зоні, і вони складають 0,6...1,0 м/с. Для осіннього сезону, жовтня, різниця між швидкостями вітру починає зростати і складає максимально до 0,8...1,2 м/с на сході центральної широтної зони, а в районі Карпат 0,6...0,9 м/с (рис.4.46, г). Для решти території, де знеліснення не відбувалося, зміни швидкості вітру знаходилися в межах -0,1..0,1 м/с.

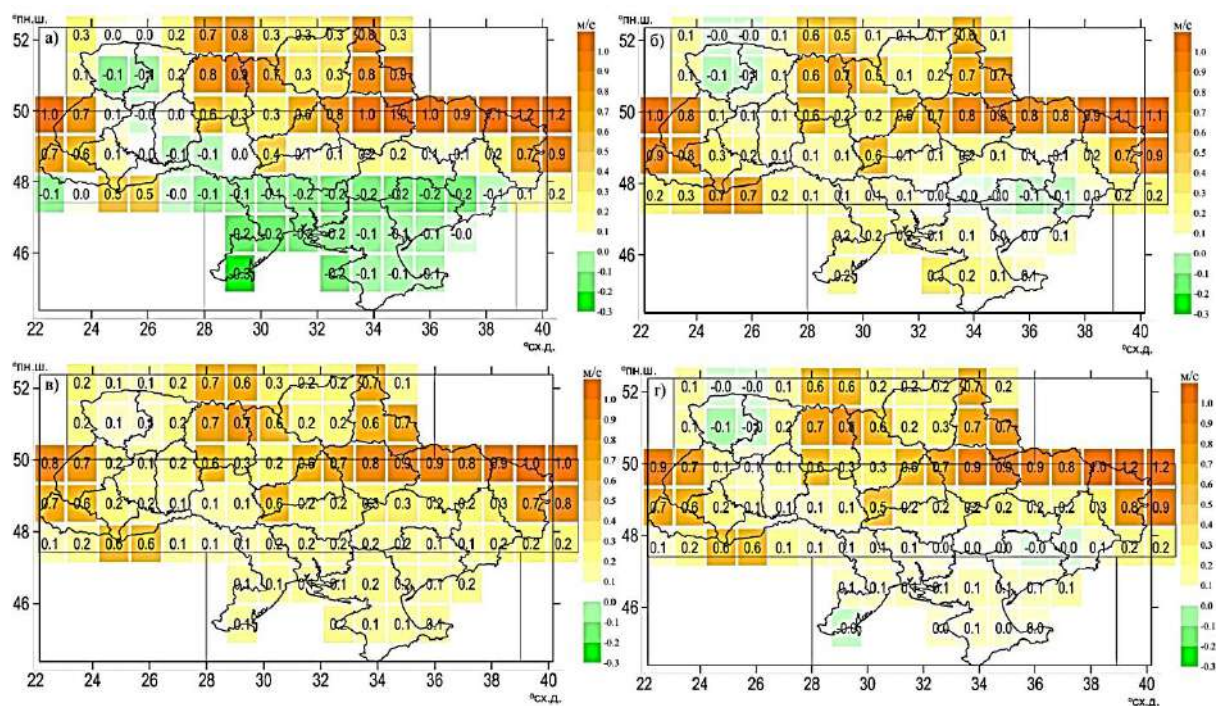


Рис.4.46. Різниця між середньою швидкістю вітру (у м/с) за 30 -річний період сталого лісового покриву та 50-річного періоду поступового знеліснення за ГKM 5 (а - січень; б - квітень; в - липень; г - жовтень)

Модель 6 в деяких місяцях занижує значення зміни швидкості вітру у порівнянні з іншими моделями. Натомість найбільші зміни швидкості характерні для моделі 5, оскільки там з найбільшим кроком у рік зменшували лісистість - на 1,2-1,6%.

Таким чином, за результатами моделювання часткове знеліснення спричиняє зростання середньої швидкості вітру у всі місяці року. Найбільш

відчутні зміни спостерігаються за ГKM 5 з-поміж усіх моделей, бо за нею з більшим кроком зменшували лісистість. Слід відмітити, що найбільше зростання швидкостей вітру характерне для зимового сезону та складає до 0,2-0,3 м/с за 10 років.

Результати досліджень, що представлені у четвертому розділі, опубліковано у працях [153, 156-157].

4.6 Висновки до 4 розділу

1. За даними ГKM експеримента LUMIP в загальному статистично значущих змін у кількості опадів впродовж періоду чисельного експерименту зменшення лісистості не виявлено. Встановлено, що при поступовому зменшенні лісистості на території України на 35-60% швидкість зменшення частки затриманих опадів рослинністю складає до -2,6%/10 років у холодний сезон (листопад-березень) та до -1,5%/10 років у теплий (квітень-жовтень). В цілому за досліджуваний період це призведе до зменшення кількості затриманих опадів до -14,5% в холодний сезон та до -12,7% у теплий. Це підтверджується високими та середніми кореляційними зв'язками зі значними величинами критерію Фішера.
2. Зменшення частки затриманих опадів призводить у свою чергу до зміни вологісного режиму ґрунту і можливо стоку. Встановлено середні та високі кореляції між зменшенням лісистості та загальним вмістом вологи в ґрунті, що призводить до зростання загального вмісту вологи у ґрунті на 0,1%-4,9%/10 років за більшістю моделей з найбільшим ростом у літньо-осінній сезони. Максимальні зміни в усі місяці відбуваються саме на сході центральної широтної зони та складають 44,9-55,1% у вузлі сітки залежно від місяця. Проте більший ріст загальної вологи в ґрунті відмічається в літньо-осінній період. Слід відмітити, що варіації даного показника по всім місяцям складають до 1%.

3. Встановлено, що зменшення лісистості на території України призводить до зростання випаровування з ґрунту, що найбільш виражено у весняно-літній сезон за вищої температури повітря. Максимальні темпи зростання випаровування з ґрунту досягатимуть до 1,6 мм/ 10 років у широтних зонах. Різниці між періодами сталого лісового покриття та знеліснення складатиме до 6,8 мм у вузлі сітки.
4. У свою чергу, зменшення лісистості призводить до зменшення випаровування з поверхні рослинного покриття (транспірації), оскільки ліси є джерелом надходження вологи в атмосферу. Виявлено зв'язки випаровування зі зміною лісистості та змінами приземної температури повітря. Швидкість зменшення випаровування з поверхні рослинного покриття у весняно-літній сезон складають -0,6 мм...-0,8 мм/10 років та за загальний період призведе до зменшення транспірації на 4,0–4,5 мм.
5. Загалом вирубка дерев, з одного боку, призводить до зменшення суми затриманих опадів, що призводить до зміни та зростання вологісного режиму ґрунту та зміни стоку. З іншого боку, до зменшення випаровування з рослинного покриття та зростання випаровування з поверхні ґрунту, що може призвести до висушування ґрунтів. Тобто, знеліснення потенційно може призводити до висушування та деградації ґрунтів в умовах зменшення кількості опадів.
6. За усіма ГKM встановлено зростання швидкості вітру внаслідок часткового зменшення лісистості в усі сезони року. Темпи зростання швидкості вітру досягають 0,1-0,3 м/с за 10 років, і за досліджуваний період спричинили зростання середньої швидкості вітру на 1,2 м/с. Найбільші зміни виявлено у зимовий сезон. Зростання швидкості вітру внаслідок зменшення лісистості може спричинити видування ґрунтів, зростання повторюваності пилових бурь, тощо.

ВИСНОВКИ

У дисертаційному дослідженні отримано нові науково обґрунтовані результати щодо встановлення закономірностей та кількісні оцінки впливу часткового знеліснення на регіональні кліматичні характеристики у межах граничного шару атмосфери та підстильної поверхні території України. На основі результатів глобального чисельного експерименту з часткового знеліснення за мінімального антропогенного навантаження отримано кількісні оцінки зміни регіональних кліматичних характеристик у різні сезони року в межах граничного шару атмосфери та підстильної поверхні території України.

1. На основі аналізу сучасних досліджень визначено, що для кількісних оцінок впливу зміни підстильної поверхні на регіональні кліматичні умови доцільно використовувати результати чисельних моделей, які включають фізичні процеси в кліматичній системі у їх взаємозв'язку.

2. Часткова заміна лісового покриву на трав'яний зумовлює зміни у відбивній здатності підстильної поверхні, що найчіткіше проявляється на півночі та у центрі території України у зимовий сезон, який характеризувався стійким сніговим покривом у досліджуваній період 1850-1929 роки. Аналіз результатів чисельного моделювання показав, що перерозподіл співвідношення поглинутої та відбитої короткохвильової радіації призвів до зростання альbedo від 0,6%/10 років влітку до 4,8%/10 років взимку.

3. Зростання альbedo підстильної поверхні внаслідок знеліснення вплине на термічний режим території. Встановлено, що в результаті поступового знеліснення, температура підстильної поверхні та приземна температура повітря усереднені за широтними зонами будуть знижуватися зі швидкістю до $-0,4^{\circ}\text{C}/10$ років з подальшою стабілізацією. За досліджуваній період часткове знеліснення призвело до зниження температури підстильної поверхні на $-3,0\ldots-1,8^{\circ}\text{C}$ у зимовий сезон з найбільшими змінами на північному сході, сході та у районі Карпат за деякими ГKM, та до $-1,4\ldots-1,3^{\circ}\text{C}$ на півночі, сході України у літній

сезон. Наслідком зменшення площі лісів стане зростання усередненого добового розмаху (амплітуди), проте аналіз даних моделювання не дав змоги виявити чіткого односпрямованого зв'язку впливу знеліснення на зміну річного розмаху температури повітря. Виявлені зміни термічного режиму характеризують виключно ефект збільшення відбивної здатності поверхні у помірних широтах за умов відсутності антропогенного впливу на клімат через ріст вмісту парникових газів.

4. Внаслідок зменшення площі лісів не виявлено статистично значущих змін місячних сум опадів, але виявлено зміну частки затриманих опадів рослинним покривом, що призведе до їх зменшення до -14,5% у холодний сезон та до -12,7% у теплий за весь досліджуваний період. В цілому тренди складають до -2,6%/10 років у холодний та до -1,5%/10 років у теплий у широтних зонах.

Зменшення частки затриманих опадів призводить у свою чергу до зміни вологісного режиму ґрунту, з найінтенсивнішими змінами у літньо-осінній сезони, досягаючи 0,1%-4,9%/10 років.

5. Поступове зменшення лісистості призведе до зростання випаровування з ґрунту та зменшення транспірації (випаровування з рослинного покриву), що будуть найбільш чітко виражені у весняно-літній сезон. Максимальні темпи зростання випаровування з ґрунту досягатимуть 1,6 мм/ 10 років, а зменшення транспірації – -0,6 мм...-0,8 мм/10 років. Таким чином, знеліснення потенційно може призводити до висушування та деградації ґрунтів в умовах зменшення кількості опадів.

5. Зростання швидкості вітру внаслідок часткового зменшення лісистості виявлено в усі сезони року. Темпи зростання середньої швидкості вітру досягали 0,1-0,2 м/с за 10 років, що за досліджуваний період максимально зросли на 1,2 м/с.

Отримані результати та встановлені закономірності надають уявлення про можливі зміни кліматичних характеристик у помірному широтному поясі внаслідок знеліснення та можуть бути використані для покращення прогностичних кліматичних моделей та сценаріїв очікуваних змін у

майбутньому з урахуванням зміни підстильної поверхні внаслідок зміни землекористування. можуть бути використані для оцінки наслідків вирубки лісів, як зміни у землекористуванні на регіональний клімат території України.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ЛІТЕРАТУРНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Climate Change. United Nations. URL: <https://www.un.org/en/global-issues/climate-change> (Last accessed: 20.03.2021)
2. WMO. Water-related hazards dominate disasters in the past 50 years. URL: <https://public.wmo.int/en/media/press-release/water-related-hazards-dominate-disasters-past-50-years> (Last accessed: 20.03.2021)
3. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC. URL: http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_ALL_FINAL.pdf (Last accessed: 01.09.2019)
4. Climate change 2014. Synthesis report. URL: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/SYR_AR5_FINAL_full_wcover.pdf (Last accessed: 19.06.2019)
5. Global warming of 1.5°C. Summary for Policymakers. URL: https://report.ipcc.ch/sr15/pdf/sr15_spm_final.pdf (Last accessed: 01.09.2019)
6. IPCC: Special Report on Climate Change, Desertification, Land Degradation, Sustainable Land Management, Food Security, and Greenhouse gas fluxes in Terrestrial Ecosystems, 2019. URL: <https://www.ipcc.ch/srccl/> (Last accessed: 10.04.2020)
7. Findell K.L., Pitman A. J., England M. H., Pegen P. J. Regional and global impacts of land cover change and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*. 2009. 22. P. 3248–3269. doi:10.1175/2008JCLI2580.1
8. de Noblet-Ducoudr'e, Boisier J.-P., Pitman A., Bonan G. B., Brovkin V., Cruz F., Delire C., Gayler V., van den Hurk B. J. J. M., Lawrence P. J., van der Molen M. K., Müller C., Reick C. H., Strengers B. J., Voldoire A.. Determining robust impacts of land-use induced land-cover changes on surface climate over North America and Eurasia: Results from the first set of LUCID experiments. *Journal of Climate*. 2011. 25. P. 3261-3281. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00338.1>

9. Pielke R., Pitman A., Niyogi D., Mahmood R., McAlpine C., Hossain F., K. K. Goldewijk, Nair U., Betts R., Fall S., Reichstein M., Kabat P., de Noblet N., Land use/land cover changes and climate: modeling analysis and observational evidence. *WIREs Clim Change*. 2011. 2. P. 828–850. <https://doi.org/10.1002/wcc.144>
10. Mahmood R., Pielke R. A.Sr., Hubbard K. G., Niyogi D., Dirmeyer P. A., McAlpine C., Carleton A. M., Hale R., Gameda S., Beltrán-Przekurat A., Baker B., McNider R., Legates D. R., Shepherd, M., Du J., Blanken P. D., Frauenfeld O. W., Nair U.S., Fall S. Land cover changes and their biogeophysical effects on climate. *International Journal of Climatology*. 2014. 34. P. 929-953. <https://doi.org/10.1002/joc.3736>
11. Foteck Fonji S., Taff N. G. Using satellite data to monitor land-use land-cover change in North-eastern Latvia. *SpringerPlus*. 2014. 61 (3). doi: 10.1186/2193-1801-3-61
12. Шевченко О. Г. Вразливість урбанізованого середовища до зміни клімату. Фізична географія та геоморфологія. 2014. Вип. 4. С. 112-120.
13. Kuemmerle T., Levers Ch., Erb K., Estel S., Jepsen M. R., Müller D., Plutzer Ch., Stürck J., Verkerk P. J., Verburg P. H., Reenberg A. Hotspots of land use change in Europe. *Environmental Research Letters*. 2016. 15. doi:10.1088/1748-9326/11/6/064020
14. Gao Y. Interactions between land surface, forests and climate: regional modelling studies in the boreal zone/PhD thesis/ University of Helsinki. Department of Physics. 2016. URL:<https://helda.helsinki.fi/handle/10138/166502> (Last accessed: 27.08.2019)
15. Ghazaryan G., Dubovyk O., Kussul N., Menz G. Towards an Improved Environmental Understanding of Land Surface Dynamics in Ukraine Based on Multi-Source Remote Sensing Time-Series Datasets from 1982 to 2013. *Remote Sensing*. 2016. Vol.8. <https://doi.org/10.3390/rs8080617>
16. Lesiv M., Schepaschenko D., Moltchanova E., Bun R., Dürauer M. et al. Spatial distribution of arable and abandoned land across former Soviet Union countries. *Scientific Data*. 2018. 5. doi: 10.1038/sdata.2018.56

17. Schils R., Olesen J. E., Kersebaum K.-Ch., Rijk B., Oberforster M., Kalyada V., Khitrykau M., Gobin A., Kirchev Hr., Manolova V., Manolov I., Trnka M., Hlavinka P., Palosuo T., Peltonen-Sainio P., Jauhiainen L., Lorgeou J., Marrou H., Danalatos N., Archontoulis S., Fodor N., Spink J., Roggero P. P., Bassu S., Pulina A., Seehusen T., Kjersti Uhlen A., Żyłowska K., Nierobca A., Kozyra J., Vasco Silva J., Martins Macas B., Coutinho J., Ion V., Takáč J., Mínguez M I., Eckersten H., Levy L., Herrera J. M., Hiltbrunner J., Kryvobok O., Kryvoshein O., Sylvester-Bradley R., Kindred D., Topp C. FE., Boogaard H., de Groot H., Lesschen J. P., van Bussel L., Wolf J., Zijlstra M., van Loon M. P., K van Ittersum M. Cereal yield gaps across Europe. *European Journal of Agronomy*. 2018. Vol.101. p. 109-120 <https://doi.org/10.1016/j.eja.2018.09.003>
18. Huang B., Hu X., Fuglstad G.-A., Zhou X., Zhao W., Cherubini F. Predominant regional biophysical cooling from recent land cover changes in Europe. *Nature Communications*. 2020. Vol. 11. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-14890-0>
19. Осадчий В.І. Ресурси та якість поверхневих вод України в умовах антропогенного навантаження та кліматичних змін. *Вісник НАН України*. 2017. № 8 doi: <https://doi.org/10.15407/vism2017.08.029>
20. Аналіз впливу кліматичних змін на водні ресурси України (повний звіт за результатами проекту). Сніжко С., Шевченко О., Дідовець Ю. Центр екологічних ініціатив «Екодія». 2021. 68 с
21. Клімат України: монографія / За редакцією В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. Київ: Ніка-Центр, 2003. 343 с.
22. Barry R., Hall-McKim E.A. Essentials of the Earth's Climate System. *Cambridge University Press*. 2014. 274 p.
23. Волощук В.М., Бойченко С.Г., Степаненко С.Н. Бортник С.Ю, Шищенко П.Г.. Глобальне потепління і клімат України: регіональні екологічні та соціально–економічні аспекти. К.: ВПЦ „Київський університет”. 2002. 117с.
24. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.) / За редакцією В.М. Ліпінського, В.І. Осадчого, В.М. Бабіченко. Київ: Ніка-Центр, 2006. 312 с.

25. Міщенко З. А., Ляшенко Г.В. Мікрокліматологія: навч. пос. Одеса, 2007. 336 с.
26. Динаміка температури повітря в Україні за період інструментальних метеорологічних спостережень/ Осадчий В.І., Бабіченко В.М., Набиванець Ю.Б., Скриник О.Я. Київ: Ніка-Центр, 2013. 308 с.
27. Кліматичні ризики функціонування галузей економіки України в умовах зміни клімату: монографія/ Ред. С. М. Степаненко, А. М. Польовий. Одеський державний екологічний університет. Одеса: ТЕС. 2018. 548 с.
28. Morton F.I. What are the limits on forest evaporation? *Journal of Hydrology*. 1984. Vol.74. 3–4. P. 373-398 [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(84\)90025-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90025-8)
29. Рахманов В.В. Гидроклиматическая роль лесов. М.: Л есям пром-сть, 1984. 240 с.
30. Reynolds E. R. C., Thompson F. B. *Forests, Climate, and Hydrology: Regional Impacts*. 1988. 217 p.
31. Smith, R. L., Smith, T. M. *Ecology & field biology*. San Francisco, Benjamin Cummings. 2001. 720 p.
32. Pitman A.J. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*. 2003. 23. P. 479–510. doi:10.1002/joc.893.
33. Groisman P. Ya., Ivanov S. V. *Regional aspects of climate-terrestrial-hydrologic interactions in non-boreal Eastern Europe*. Springer. 2009. 376 p.
34. Novak V. *Evapotranspiration in the Soil-Plant-Atmosphere System*. 2012. Springer. 272 p.
35. Spracklen D., Bonn B., Carslaw K. S. Boreal forests, aerosols and the impacts on clouds and climate. *Philosophical Transactions of The Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences*. 2008. 366 (1885). P. 4613-4626 doi: 10.1098/rsta.2008.0201
36. Holopainen, J. K., Pöschl, U., Kulmala, M., Worsnop, D. R., Laaksonen, A.. An amorphous solid state of biogenic secondary organic aerosol particles. *Nature*. 467. P. 824-827 doi: 10.1038/nature09455, 1902 2010.

37. Балабух В. О., Зібцев С. В. Вплив зміни клімату на кількість та площу лісових пожеж у північно-чорноморському регіоні України. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2016. № 18. С. 60-71. <https://doi.org/10.31481/uhmj.18.2016.07>
38. Bhagat, V.S. Use of Landsat ETM+ data for detection of potential areas for afforestation. *International Journal of Remote Sensing*. 2009. 30(10). P. 2607 – 2617. <https://doi.org/10.1080/01431160802552793>
39. Nguyen T. H., Jones S., Soto-Berelov M., Haywood A., Hislop S. Landsat Time-Series for Estimating Forest Aboveground Biomass and Its Dynamics across Space and Time: A Review. *Remote Sensing*. 2020. Vol. 12. <https://doi.org/10.3390/rs12010098>
40. Бурштинська Х., Поліщук Б., Ковальчук О. Дослідження методів класифікації лісів з використанням космічних знімків високого розрізнення. *Геодезія, картографія та аерофотознімання*. 2013. Вип. 78. С.101–110.
41. Железняк О. О., Гебрин Л. В. Застосування аерокосмічних методів для визначення ефективності використання земельних ресурсів Закарпаття. *Наукоємні технології*. 2015. № 1 (25). С. 63-67.
42. Duveiller G., Hooker J., Cescatti A. Data Descriptor: A dataset mapping the potential biophysical effects of vegetation cover change. *Scientific Data*. 2018. 5. doi: <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.14>
43. Кривошеїн, О. О., Кривобок, О. А., Адаменко, Т. І. Система визначення площ посівів основних сільськогосподарських культур України за супутниковими даними. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2020. № 26. С. 78-90. doi: 10.31481/uhmj.26.2020.07
44. Зацерковний В., Оберемок Н., Ягорлицька К. Застосування технологій ГІС і ДЗЗ в задачах моніторингу лісових ценозів. *Наукоємні технології*. 2017. Вип. № 4 (36). с. 350–357. <https://doi.org/10.18372/2310-5461.36.12235>
45. About the FLUXNET Network. URL: <https://fluxnet.fluxdata.org/about/> (Last accessed: 10.09.2019)
46. Land-Use Harmonization (LUH2). URL: <https://luh.umd.edu/> (Last accessed: 19.08.2021)

47. CMIP Phase 6 (CMIP6). URL: <https://www.wcrp-climate.org/wgcm-cmip/wgcm-cmip6> (Last accessed: 12.09.2020)
48. Eyring V., Bony S., G. A. Meehl, Senior C. A., Stevens B., Stouffer R. J., Taylor K. E. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci. Model Dev.* 2016. Vol.9. p. 1937–1958 <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
49. Антикорупційний та соціальний вплив відкритих даних у сфері лісового господарства. Аналітичний звіт. URL: https://tapas.org.ua/wp-content/uploads/2021/08/Open-Data-Impact-Report-Forestry.pdf?fbclid=IwAR3j4NxlM8dRGJNFOni_hjL3OGk7LlxeejsZ7--KCJ6oo8hCVrpSJ0Yyyus (Дата звернення: 21.05.2021)
50. Reichenau T. G. Korres W., Montzka C., Fiener P., Wilken F., Stadler A., Waldhoff G., Schneider K. Spatial Heterogeneity of Leaf Area Index (LAI) and Its Temporal Course on Arable Land: Combining Field Measurements, Remote Sensing and Simulation in a Comprehensive Data Analysis Approach (CDAA). *Plos One*. 2016. 11(7). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0158451>
51. Liu Y., Xiao J., Ju W., Zhue G., Wuf X., Fang W., Lig D., Zhouh Y. Satellite-derived LAI products exhibit large discrepancies and can lead to substantial uncertainty in simulated carbon and water fluxes. *Remote Sensing of Environment*. 2018. 206. P.174-188. [doi:10.1016/j.rse.2017.12.024](https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.12.024)
52. Heikkila, J., Nevalainen, S., Tokola, T. Estimating defoliation in boreal coniferous forests by combining Landsat TM, aerial photographs and field data. *Forest ecology and Management*. 2002. Vol.158. Pp. 9–23.
53. Skakun S., Kussul N., Kussul O., Shelestov A. Quantitative estimation of drought risk in Ukraine using satellite data. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), IEEE International*. 2014. Pp. 5091-5094. doi: 10.1109/IGARSS.2014.6947642
54. Kussul N., Lavreniuk M., Shelestov A., Yailymov B. Along the season crop classification in Ukraine based on time series of optical and SAR images using ensemble of neural network classifiers. *2016 IEEE International Geoscience and*

Remote Sensing Symposium, Beijing, China. 2016. doi: 10.1109/IGARSS.2016.7730864.

55. Shelestov A., Lavreniuk M., Kussul N., Novikov A., Skakun S. Exploring Google Earth Engine Platform for Big Data Processing: Classification of Multi-Temporal Satellite Imagery for Crop Mapping. *Frontiers in Earth Science*. 2017. Vol. 5. doi: 10.3389/feart.2017.00017

56. Randerson J. T., Liu H., Flanner M.G. et al. The Impact of Boreal Forest Fire on Climate Warming. *Science*. 2006. 17. P.1130-1132.

57. Global Fire Emissions Database. URL: <https://www.globalfiredata.org/data.html> (Last accessed: 19.09.2019)

58. Bonan Gordon B., Pollard D. & Thompson S. L. Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*. 1992. 359. P. 716–718 <https://doi.org/10.1038/359716a0>

59. Bonan Gordon B. Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests. *Science*. 2008. 320. P. 1444-1449 doi: 10.1126/science.1155121

60. Thom D., Rammer W., Seidl R. The impact of future forest dynamics on climate: interactive effects of changing vegetation and disturbance regimes. *Ecological Monographs*. 2017. 87(4). P. 665–684. doi:10.1002/ecm.1272.

61. Sanderson M. et al. Relationships between forests and weather. *EC Directorate General of the Environment 13th January 2012*. 2012. URL: http://ec.europa.eu/environment/forests/pdf/EU_Forests_annex1.pdf (Last accessed: 25.09.2019)

62. Geiger R., Aron R.H., Todhunter P. Forest Climatology. In: *The Climate Near the Ground*. 1995 doi.org/10.1007/978-3-322-86582-3_7

63. Adamczyk B. How do boreal forest soils store carbon? *BioEssays*. Vol.43. <https://doi.org/10.1002/bies.202100010>

64. Букша І.Ф., Пастернак В.П. Інвентаризація та моніторинг парникових газів у лісовому господарстві : Монографія. Х. : ХНАУ. 2005. 125 с.

65. Ляшенко Г. В., Кузнєцова Ю. О. Вплив стану лісового господарства півдня України на регулювання вуглекислого газу в атмосфері. *Український Гідрометеорологічний журнал*. 2016. №18. С. 105-111.
66. Дронова О. О., Кузнєцова Ю. О. Вплив лісового господарства півдня України на регулювання вуглекислого газу в атмосферному повітрі. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2016. № 17. С. 79-85
67. Халаїм, О.О. Оцінка потоків CO₂ у модельних степових екосистемах за різної кількості опадів: автореф. дис.. к-та біол. наук/НАУКМА. Київ, 2017. 22с.
68. Лялько В.І. Парниковий ефект і зміни клімату в Україні: оцінки та наслідки. Київ: Наукова думка, 2015. 283 с.
69. Reducing Urban Heat Islands: Compendium of Strategies. Urban Heat Island Basics. URL: <https://www.epa.gov/sites/production/files/2014-06/documents/basicscompendium.pdf> (Last accessed: 25.09.2019)
70. Mahmood R., Pielke Sr. R. A., Hubbard K. G., Niyogi D., Bonan G., Lawrence P., McNider R., McAlpine C., Etter A. et al. Impacts of Land Use/Land Cover Change on Climate and Future Research Priorities. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2010. 91. P.37-46. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2769.1>
71. Сніжко С.І., Шевченко О.Г. Урбометеорологічні аспекти забруднення атмосферного повітря великого міста. Київ: Обрії. 2011. 297 с.
72. Стратегія адаптації до зміни клімату сільського, лісового та рибного господарств України до 2030 року. Режим доступу: https://www.uaahg.org.ua/wp-content/uploads/2019/08/Стратегія-адаптації-до-зміни-клімату-сільського-лісового-та-рибного-господарств-України-до-2030-року_29.05.19.pdf. (Дата звернення: 10.05.2021)
73. Міндовкілля: повідомлення про оприлюднення проєкту Державної стратегії управління лісами України до 2035 року. Режим доступу: <https://mepr.gov.ua/news/36108.html> (Дата звернення: 10.05.2021)
74. Олійник В. С., Рак Ю.А. Водорегулювальна роль лісистості водозборів Горган. *Наукові праці Лісівничої академії наук України*. 2018.16. С. 17-23 doi: <https://doi.org/10.15421/411802>

75. Lindner M., Maroschek M., Netherer S. Kremer A., Barbatie A. , Garcia-Gonzalo J., Seidl R., Delzon S., Corona P., Kolström M., Lexer M. J., Marchetti M. Climate change impacts, adaptive capacity and vulnerability of European forest ecosystems. *For. Ecol. Manag.* 2010. 259. pp. 698–709. doi:10.1016/j.foreco.2009.09.023.
76. Bush, M. B. Flenley, John R. and Gosling, William D. Tropical Rainforest Responses to Climatic Change (2nd ed.). Chichester: Springer/Praxis. 2011. doi:<https://doi.org/10.1007/978-3-642-05383-2>
77. Pannatier E. G., Thimonier A., Rebete M., von Arx, G. Microclimate in forests with varying leaf area index and soil moisture: potential implications for seedling establishment in a changing climate. *Journal of Ecology*. 2013.101. P. 1201–1213, doi: 10.1111/1365-2745.12121
78. Peters E. B., Wythers K. R., Zhang S., Bradford J. B., Reich P. B. Potential climate change impacts on temperate forest ecosystem processes. *Canadian Journal of Forest Research*. 2013. 43. P.939-950.
79. Gauthier S., Bernier P., Kuuluvainen T., Shvidenko A., Schepaschenko D. Boreal forest health and global change. *Science*. 2015. 349 (6250), P. 819-822 doi: 10.1126/science.aaa9092
80. Букша І.Ф., Швиденко А.З., Бондарук М.А., Целіщев О.Г., Пивовар Т.С., Букша М.І., Пастернак В.П. Краковська С.В. Методологія моделювання та оцінювання впливу зміни клімату на лісові фітоценози України. *Наук. Вісник НУБІПУ. Серія “Лісівництво та декоративне садівництво”*. 2017. № 266. С. 26-38.
81. Швиденко А.З., Букша І.Ф., Краковська С.В. Уразливість лісів України до зміни клімату: монографія. Київ, Ніка-Центр. 2018. 184 с.
82. Morin X., Fahse L., Jactel H., Scherer-Lorenzen M., García-Valdés R.& Bugmann H. Long-term response of forest productivity to climate change is mostly driven by change in tree species composition. *Scientific Reports*. 2018. Vol.8. doi:10.1038/s41598-018-23763-y

83. Snyder P. K., Delire C., Foley J. A. Evaluating the influence of different vegetation biomes on the global climate. *Climate Dynamics*. 2004. 23. P. 279–302 doi: <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0430-0>
84. Kolomyts E. G. Effects of Global Climate Changes on Boreal Forests of the Northwestern Pacific. A Landscape–Environmental Prognosis. *Biology Bulletin Reviews*. 2019. 9 (4). P. 315-332. doi: 10.1134/S2079086419040054
85. Hofmeister J., Hošek J., Brabec M., Stráalková R., Mýlová P., Bouda M., Pettit J. L., Rydval M., Svoboda M. Microclimate edge effect in small fragments of temperate forests in the context of climate change. *Forest Ecology and Management*. 2019. 448. P. 48-56. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2019.05.069>
86. Fischer, A P. Adapting and coping with climate change in temperate forests. *Global Environmental Change*. 2019. 54. P. 160-171.
87. Kulmala, M., Ezhova, E., Kallioikoski, T., Noe, S., Vesala, T., Lohila, A., Liski, J., Makkonen, R., Bäck, J., Petäjä, T. & Kerminen, V-M. CarbonSink+: Accounting for multiple climate feedbacks from forests. *Boreal Environment Research*. 2020. 25. P.145-159
88. Boysen L., Brovkin V., Pongratz J.. Climatic effects of idealized deforestation experiments in Earth System Models. *Geophysical Research Abstracts*. 2018. 20. URL: <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2018/EGU2018-12079.pdf>
89. Boysen L., Brovkin V., Pongratz J., Lawrence D., Lawrence P., Vuichard N., Peylin Ph., Liddicoat S., Hajima T., Zhang Y., Rocher M., Delire Ch., Séférián R., Arora V.K., Nieradzik L., Anthoni P., Thiery W., Laguë M., Lawrence D., Lo M.-H. Global climate response to idealized deforestation in CMIP6 models. *Biogeosciences*. 2020. 17. P. 5615–5638. doi: <https://doi.org/10.5194/bg-17-5615-2020>
90. Brovkin, V., Boysen, L., Pongratz, J., Vuichard, N., Peylin, P., and Lawrence, D. Model intercomparison of idealized global deforestation experiments, *EGU General Assembly, Online, 4–8 May 2020*. doi: <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-10295>
91. Baklanov A., Korsholm U. S., Nuterman R., Mahura A., Pagh Nielsen K., Sass B. H., Rasmussen A., Zakey A., Kaas E., Kurganskiy A., Sørensen B., González-

- Aparicio I. Enviro-HIRLAM online integrated meteorology–chemistry modelling system: strategy, methodology, developments and applications (v7.2) *Geoscientific Model Development*. 2017. 10. P. 2971–2999. doi: <https://doi.org/10.5194/gmd-10-2971-2017>
92. Stocker T. Introduction to Climate Modelling. Springer, 2011. 182 p. doi 10.1007/978-3-642-00773-6
 93. Ojima D. Modelling the Earth System. UCAR / Office for Interdisciplinary Earth Studies. 1992. 495 p.
 94. Korhonen H., Lehtinen K. E. J., Kulmala M. Multicomponent aerosol dynamics model UHMA: model development and validation. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2004. 4. P. 757–771. <https://doi.org/10.5194/acp-4-757-2004>
 95. Прусов В.А., Дорошенко А.Ю. Моделювання природних і техногенних процесів в атмосфері. Київ: Наукова думка. 2006. 541 с.
 96. Степаненко С. М. Динаміка та моделювання клімату: підручник. Одеса: Екологія. 2013. 203 с.
 97. Rummukainen M., Rockel B., Bärring L., Christensen J. H., Reckermann M. Twenty-first-century challenges in regional climate modeling. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2015. 96(8). P.135-137. doi:10.1175/BAMS-D-14-00214.1
 98. Stysiak A. A., Jensen M. B., Mahura A. Impact of regional afforestation on climatic conditions in Copenhagen Metropolitan Area: Scientific report. 2015. URL: https://www.dmi.dk/fileadmin/user_upload/Rapporter/SR/2015/sr15-07.pdf (Last accessed: 10.09.2019)
 99. Паламарчук, Ю. О., Иванов, С. В., Рубан, И. Г. Технология численного описания состояния атмосферы на основе моделирующей системы HARMONIE. *Тези доповідей I Всеукр. гідрометеорологічного з'їзду з міжнародною участю, 22-23 березня 2017. Одеса*. URL: <http://eprints.library.odeku.edu.ua/1924/> (дата звернення: 21.09.2019)
 100. Lawrence D. M., Hurtt George C., Arneth A., Brovkin V., Calvin K. V., Jones A. D., Jones C. D., Lawrence P. J., de Noblet-Ducoudré N., Pongratz J., Seneviratne S. I., Shevliakova E. The Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP)

- contribution to CMIP6: rationale and experimental design. *Geosci. Model Dev.* 2016. 9. P. 2973–2998. doi: <https://doi.org/10.5194/gmd-9-2973-2016>
101. Chang J., Ciais P., Viovy N., Soussana J.-F., Klumpp K., Sultan B. Future productivity and phenology changes in European grasslands for different warming levels: implications for grassland management and carbon balance. *Carbon Balance Management*. 2017. 12. doi 10.1186/s13021-017-0079-8
102. Skrynyk O., Luterbacher J., Allan R., Boichuk D., Sidenko V., Skrynyk O., Palarz A., Oshurok D., Xoplaki E., Osadchy V. Ukrainian early (pre-1850) historical weather observations. *Geoscience Data Journal*. 2021. Vol. 8 (1). P.55-73. URL: <https://doi.org/10.1002/gdj3.108>
103. Краковська С. В., Паламарчук, І. П. Шедеменко, Г. О. Дюкель, Гнатюк Н. В. Моделі загальної циркуляції атмосфери та океанів у прогнозуванні змін регіонального клімату України в XXI ст. *Геофизический журнал*. 2011. № 6, Т. 33. С. 68–81. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116794>
104. Адаменко Т.І. Агрокліматичне зонування території України з врахуванням зміни клімату. К: ВЕГО “МАМА-86”. 2014. 16 с.
105. Шевченко О. Г, Власюк О. Я., Савчук І.І., Ваколюк М. В., Ілляш О. Л. Оцінка вразливості до зміни клімату: Україна. 2014. Київ. 60 с.
106. Хохлов В. М., Єрмоленко Н. С. Майбутні зміни клімату та їх вплив на режим опадів та температури в Україні. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2015. №16. С. 76-82. <https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.10>
107. Польовий А.М., Божко Л.Ю. Теплові ресурси України в умовах зміни клімату. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2015. № 16. С.99-106. <https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.13>
108. Польовий А.М., Божко Л. Ю. Вплив кліматичних змін на режим зволоження вегетаційного періоду в Україні. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2015. №16. с.128-140. <https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.17>
109. Польовий А.М., Божко Л.Ю. Характеристика радіаційно-теплових ресурсів в Україні на період до 2050 р. в умовах зміни клімату. *Український*

- гідрометеорологічний журнал.* 2016. №17. С.70-78
<https://doi.org/10.31481/uhmj.17.2016.08>
110. Boychenko, S., Voloshchuk, V., Movchan, Ya., Serdjuchenko, N., Tkachenko, V., Tyshchenko, O., Savchenko, S.,. Features of climate change on Ukraine: scenarios, consequences for nature and agroecosystems. *Proceedings of the National Aviation University*. 2016. 4. P. 96—113. doi: <https://doi.org/10.18372/2306—1472.69.11061>
111. Краковська С.В., Гнатюк Н.В., Шпиталь Т.М., Паламарчук Л.В. Проекції змін приземної температури повітря за даними ансамблю регіональних кліматичних моделей у регіонах України в ХХІ столітті. *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2016. Вип. 268. С. 33–44.
112. Хохлов В.М. , Г.О. Боровська, О.В. Уманська, М.С. Тенетко. Зміна погодних умов на території України в умовах зміни клімату. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2016. №17. С. 31-37.
<https://doi.org/10.31481/uhmj.17.2016.04>
113. Краковська С.В., Паламарчук Л.В., Гнатюк Н.В., Шпиталь Т.М., Шедеменко І.П. Зміни поля опадів в Україні у ХХІ ст. за даними ансамблю регіональних кліматичних моделей. *Геоінформатика*. 2017. № 4 (64). С. 62-74.
114. Краковська С.В., Паламарчук Л.В., Білозерова А.К., Шпиталь Т.М. Загальна хмарність в Україні до середини ХХІ ст. за даними ансамблю регіональних кліматичних моделей. *Геоінформатика*. 2017. Вип.3. С. 56-66.
115. Дмитренко В.П., Однолєток Л.П., Кривошеїн О.О., Круківська А.В. Розвиток методології оцінки потенціалу врожайності сільськогосподарських культур з урахуванням впливу клімату і агрофітотехнологій. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2017. №20. С.52-60.
116. Шевченко О.Г., Сніжко С.І., Олійник Р.В. Вплив зміни клімату на економіку. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2018. № 4 (51). С. 102–111
117. Балабух В. А., Малицкая Л. В., Ягодинец С. Н., Лавриненко Е. Н. Проекции изменения и ожидаемые значения климатических средних и показателей экстремальности термического режима к середине ХХІ века в Украине. *Природопользование*. 2018 №1. С.97-113

118. Boychenko, S., Voloshchuk, V., Kuchma, T., Serdyuchenko, N. . Long-time changes of the thermal continentality index, the amplitudes and the phase of the seasonal temperature variation in Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal*. 2018. Vol. 40(3). P.81–96. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137175>
119. Балабух В., Малицька Л., Лавриненко О. Динаміка середньорічних показників температури повітря і кількості опадів в окремих ґрунтово-кліматичних зонах України. Адаптація агротехнологій до змін клімату: ґрунтово-агрохімічні аспекти: колективна монографія. Харків: Стильна типографія. 2018. с. 14-44
120. Круківська А.В., Приймаченко Н.В., Гречана Н.В. Просторова мінливість вологовмісту ґрунтів у вегетаційний період на території України. 2018. *Географія в Київському національному університеті імені Тараса Шевченка: 85 років – досягнення та перспективи: Матеріали міжнар. наук.-практ. конф.* (м. Київ, 30-31 березня 2018 р.) с. 281-283
121. Malytska L., Balabukh V. Atmospheric self-cleaning coefficients as indicators of the atmospheric ability to dissipate pollutants in Ukraine. *Meteorology Hydrology and Water Management*. 2018. Vol.6(1). P.59–65 doi: <https://doi.org/10.26491/mhwm/79450>
122. Мартазинова В. Ф., Щеглов А. А. Характер экстремальных осадков начала XXI столетия на территории Украины. *Украинский гидрометеорологический журнал*. 2018. Вып.22. С. 36-45 <https://doi.org/10.31481/uhmj.22.2018.04>
123. Balabukh V., Lavrynenko O., Bilaniuk V., Mykhnovych A., Pylypovych O. *Extreme weather events in Ukraine: occurrence and changes. Extreme Weather / Edited by P. J. Sallis. London, UK: IntechOpen. 2018. p. 85-106*
124. Бойченко С.Г., Забарна О.Г. Оцінювання комфортності погодних умов і тенденції їх змін на Київщині в умовах змін клімату. *Геофізичний журнал*. 2019. Т. 41. № 6. с. 128-143 <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190071>
125. Затула В.І., Затула Н.І. Статистичний аналіз аридності клімату в Україні. *Фізична географія та геоморфологія*. 2019. Вип. 93(1). С. 19-24. <https://doi.org/10.17721/phgg.2019.1.03>

126. Snizhko S., Shevchenko O., Didovets Iu., Kruktivska A., Kostyrko I. Assessment of changes in the main climatic parameters over the territory of Ukraine during the XXI century according to scenarios based on representative concentration pathways (RCP). *Conference Proceedings, XIV International Scientific Conference "Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment"*. Nov. 2020. Vol. 2020. P.1 - 5 doi: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202056032>
127. Shevchenko, O. H., Snizhko, S. I., & Matviienko, M. O. Simulation of the thermal comfort conditions of urban areas: a case study in Kyiv. *Visnyk of V. N. Karazin Kharkiv National University, Series "Geology. Geography. Ecology"*. 2020. Vol. 51. P. 186-198. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2019-51-13>
128. Shevchenko O., Snizhko S., Matzarakis A. Recent trends on human thermal bioclimate conditions in Kyiv, Ukraine. *Geographia Polonica*. 2020. vol. 93 (1) P. 89-106 doi: <https://doi.org/10.7163/GPol.0164>
129. Затула В.І., Затула Н.І. Аридизація клімату та її вплив на сільське господарство. III Міжнародна науково-практична конференція «Вплив кліматичних змін на просторовий розвиток територій Землі: наслідки та шляхи вирішення» (Херсон, 11-12 червня 2020 року) С.121-123.
130. Замфірова М. С., Хохлов В. М. Режим температури повітря та опадів в Україні в 2021-2050 роках за даними ансамблю моделей CORDEX. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2020. № 25. С. 17-27 <https://doi.org/10.31481/uhmj.25.2020.02>
131. Krakovska, S., Balabukh, V., Chyhareva, A., Pysarenko, L., Trofimova, I., and Shpytal, T.: Projections of regional climate change in Ukraine based on multi-model ensembles of Euro-CORDEX, EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-13821, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-13821>.
132. Паламарчук Л.В., Шпиг В.М., Гуда К.В. Умови формування сильних опадів холодного періоду року на рівнинній території України. *Фізична географія та геоморфологія*. 2014. Вип.2. с.110-120

133. Заболоцька Т.М., Шпиг В.М. Синоптичні умови утворення стихійних явищ погоди на території України. Частина I. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2018. Вип.1. с. 57-67
134. Дмитренко В. П. Погода, клімат і урожай польових культур : монографія Київ : Ніка-центр, 2010. 620 с.
135. Польовий А. М. Сільськогосподарська метеорологія : підручник. Одеський державний екологічний університет. Одеса: ТЕС , 2012. 632с.
136. Круківська А. В. Особливості просторового розподілу і міжсезонної динаміки запасів продуктивної вологи в ґрунті на території України. *Фізична географія та геоморфологія*. 2014. Вип. 3. С. 32-142
137. Липченко А. Е., Ильин Ю. П., Репетин Л. Н. , Липченко М. М. Уменьшение испарения с поверхности Черного моря во второй половине XX столетия как следствие глобальных изменений климата. *Екол. безпека прибереж. та шельф. зон та комплекс. використ. ресурсів шельфу*. 2006. Вип. 14. С. 449-461
138. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). К. : Ніка-Центр, 2010, 316 с.
139. Горбачова Л.О. Просторовий розподіл зв'язків між елементами водного балансу річкових водозборів України. *Український географічний журнал*. 2014. 2. С.17-22. <https://doi.org/10.15407/ugz2014.02.017>
140. Blöschl G., Hall J., Viglione A., Rui A. P. Perdigão, Juraj Parajka, Merz B., Lund D., Arheimer B., Aronica G. T., Bilibashi A., Boháč M., Bonacci O., Borga M., Čanjevac I., Castellarin A., Chirico G. B., Claps P., Frolova N., Ganora D., Gorbachova L., Gül A., Hannaford J., Harrigan S., Kireeva M., Kiss A., Kjeldsen Th. R., Kohnová S., Koskela J. J., Ledvinka O., Macdonald N., Mavrova-Guirguinova M., Mediero L., Merz R., Molnar P., Montanari A., Murphy C., Osuch M., Ovcharuk V., Radevski I., Salinas J. L., Sauquet E., Šraj M., Szolgay J., Volpi E., Wilson D., Zaimi K., Živković N. Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*. 2019. Vol. 573 (7772). pp.108-111 <http://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>
141. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Оцінка змін водних ресурсів річки Дунай у XXI сторіччі за сценарієм А1В з використанням моделі “Клімат -стік”. *Український*

гідрометеорологічний журнал. 2016. №18. с. 112-120 doi: <https://doi.org/10.31481/uhmj.18.2016.13>

142. Хильчевский В. К., Курило С. М., Забокрицкая М. Р., Олегов А. Д. О влиянии атмосферных осадков на химический состав воды в водных объектах. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2019. № 3. С. 86-87.

143. Осипов В.В., Осадча Н.М., Осадчий В.І. Кліматичні зміни та водні ресурси басейну Десни до середини ХХІ століття. *Допов. Нац. акад. наук Укр*. 2021. № 2 с. 71—81 doi: <https://doi.org/10.15407/dopovidi2021.02.071>

144. Climate Models. URL: <https://www.climate.gov/maps-data/climate-data-primer/predicting-climate/climate-models> (Last accessed:02.07.2021)

145. Cubasch, U., D. Wuebbles, D. Chen, M.C. Facchini, D. Frame, N. Mahowald, and J.-G. Winther, 2013: Introduction. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. URL:

https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2017/09/WG1AR5_Chapter01_FINAL.pdf

146. The World Climate Research Programme, WRCР. URL: <https://www.wcrp-climate.org/about-wcrp/about-history> (Last accessed:12.12.2019)

147. IPCC: Frequently Asked Questions. Retrieved from: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2018/12/SR15_FAQ_Low_Res.pdf (Last accessed:08.12.2019)

148. Писаренко Л.А. Можливі інструменти дослідження взаємозв'язку змін підстильної поверхні та кліматичних характеристик над територією України. *Сучасні проблеми природничих наук: теорія, практика, освітні новації: III Міжнародна науково-практична конференція* (Ніжин, 18–19 жовтня, 2018 р.). Ніжин: НДУ імені Миколи Гоголя, 2018. С.239-242

149. Писаренко Л.А. Вплив змін кліматичних умов на лісовий покрив у бореальній зоні. *Актуальні проблеми дослідження довкілля: матеріали VIII*

Міжнародної наукової конференції, присвяченої 10-річчю створення Гетьманського національного природного парку (Суми, Україна, 24-25 травня 2019 р.). Суми: СумДПУ імені А.С. Макаренка, 2019. С.286-287

150. Писаренко Л.А. Оцінка вмісту CO₂ у бореальних лісах в умовах сучасних кліматичних змін. *Вплив кліматичних змін на просторовий розвиток територій Землі: наслідки та шляхи вирішення: тези доповідей II Міжнародної науково-практичної конференції (Херсон, 13–14 червня 2019 р.). Херсон: ДВНЗ «ХДАУ».С. 143-145*

151. Писаренко Л.А., Краковська С.В. Основні напрямки сучасних досліджень взаємодії клімату і підстильної поверхні. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2020. №25. С. 38-52 <https://doi.org/10.31481/uhmj.25.2020.04>

152. Писаренко Л.А., Краковська С.В. Вплив знеліснення на радіаційний та термічний режими території України за даними глобальних кліматичних моделей. *Геофізичний журнал*. 2021. №3. С.135-160 <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i3.236385>

153. Писаренко Л.А., Краковська С.В. Вплив знеліснення на випаровування вологи з ґрунту та рослинного покриву на території України за даними чисельного експерименту LUMIP. *Геофізичний журнал*. 2021. №6. С.221-247 <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i6.251564>

154. Mahura A., Nuterman R., Nerobelov G., Sedeeva M., Smyshlyaev S., Savenets M., L. Pysarenko, Krakovska S., Ivanov S., Michaelides S., Ruban I., Sassi A.S., Makkonen R., Baklanov A., Petaja T., Zilitinkevich S., Kulmala M. Integrated Multi-Scale Modelling for Meteorology-Chemistry-Aerosol Interactions. *Report Series in Aerosol Science*. 2019. No. 226. P.429–431.

155. Pysarenko, L., Krakovska, S. Impact of deforestation on surface radiative properties and temperature characteristics in Ukraine based on LUMIP. *EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-7726*, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-7726>

156. Pysarenko, L., Krakovska, S. The effect of partial deforestation on surface wind speed. *International Research-to-practice conference climate services: science and education*, September 22-24, 2021, Odesa, Ukraine, p.127-128
157. Писаренко Л.А., Краковська С.В. Вплив часткового знеліснення на режим зволоження території України. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд, 7–9 жовтня 2021 р., Одеса, Україна*, с. 135-136
158. ESGF: WCRP Coupled Model Intercomparison Project (Phase 6), The Earth System Grid Federation. URL: <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/> (Last accessed: 12.04.2021)
159. Swart, N. C., Cole, J. N. S., Kharin, V. V., Lazare, M., Scinocca, J. F., Gillett, N. P., Anstey, J., Arora, V., Christian, J. R., Hanna, S., Jiao, Y., Lee, W. G., Majaess, F., Saenko, O. A., Seiler, C., Seinen, C., Shao, A., Sigmond, M., Solheim, L., von Salzen, K., Yang, D., and Winter, B.. The Canadian Earth System Model version 5 (CanESM5.0.3). *Geosci. Model Dev.*, Vol. 12. P. 4823–4873
<https://doi.org/10.5194/gmd-12-4823-2019>
160. Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., & Vuichard, N. Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model. 2020. *Journal of Advanced Modeling Earth Systems*. Vol.12(7), <https://doi.org/10.1029/2019MS002010>
161. Bonnet, R., Boucher, O., Deshayes, J., Gastineau, G., Hourdin, F., Mignot, J., Servonnat J., Swingedouw D. Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR ensemble of extended historical simulations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2021. Vol.13 <https://doi.org/10.1029/2021MS002565>
162. Sellar, A. A., Jones, C. G., Mulcahy, J.P., Tang, Y., Yool, A., Wiltshire, A., et al.. UKESM1: Description and evaluation of the U.K. EarthSystem Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2019. Vol. 11. P. 4513-4558
<https://doi.org/10.1029/2019MS001739>
163. Séférian, R., Nabat, P., Michou, M., Saint-Martin, D., Voldoire, A., Colin, J., et al. Evaluation of CNRM-Earth-System model, CNRM-ESM2-1:role of Earth system

- processes in present-day and future climate. 2019. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. <https://doi.org/10.1029/2019MS001791> P.4182–4227
164. Wu, T., Lu, Y., Fang, Y., Xin, X., Li, L., Li, W., Jie, W., Zhang, J., Liu, Y., Zhang, L., Zhang, F., Zhang, Y., Wu, F., Li, J., Chu, M., Wang, Z., Shi, X., Liu, X., Wei, M., Huang, A., Zhang, Y., and Liu, X.: The Beijing Climate Center Climate System Model (BCC-CSM): the main progress from CMIP5 to CMIP6. *Geoscientific Model Development*. Vol. 12 P. 1573–1600 <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1573-2019>
165. Danabasoglu, G., Lamarque, J.-F., Bacmeister, J., Bailey, D. A., DuVivier, A. K., Edwards, J., et al. The Community Earth System Model Version 2 (CESM2). *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2020. Vol.12 <https://doi.org/10.1029/2019MS001916>
166. Wiki - ECOCLIMAP - CNRM Open Source Site. URL: <https://opensource.umr-cnrm.fr/projects/ecoclimap/wiki> (Last accessed: 13.04.2020)
167. Ahrens, C.D. *Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere*. Brooks/ Cole. 2011. 523 p.
168. Geerts B. Empirical estimation of the monthly-mean daily temperature range. *Theoretical and Applied Climatology*. 2003. Vol. 74. P.145–165 <https://doi.org/10.1007/s00704-002-0715-3>
169. IPCC, 2019: Summary for Policymakers. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. URL: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2019/11/03_SROCC_SPM_FINAL.pdf (Last accessed: 14.06.2021)

ДОДАТКИ

ДОДАТОК А

Частка двох типів лісів у комірках ГКМ LUMIP: початковий стан на 1850 р. та окремо у знеліснених вузлах сітки у 1850 і 1900 рр.

Номер моделі	Широтна зона	Хвойні ліси, %	Широколистяні ліси, %	Хвойні ліси, %		Широколистяні ліси, %	
		1850	1850	1850 (вузли, де змінювали)	1900 (вузли, де змінювали)	1850 (вузли, де змінювали)	1900 (вузли, де змінювали)
1	пн.	32-50	17-35	32-50	17-25	17-35	9-18
	ц.	0,2-35	0.5-55	15-35	8-19	23-55	12-29
	пд.	до 1,5	до 15	-	-	-	-
2	пн.	12-41	14-35	27-41	19-23	14-35	7-16
	ц.	2-25	3-35	24	11	32	15
	пд.	1-5	1-5	-	-	-	-
3	пн.	0-18	25-30	2-18	1-9	25-30	14-20
	ц.	0-35	0-30	3-34	1.5-17	1.5-30	0.5-17
	пд.	до 1	до 1	-	-	-	-
6	пн.	3-50	10-21	14-50	6-20	12-21	6-9
	ц.	2-50	5-37	6-50	2.5-22	22-37	10-17
	пд.	до 8	до 25	-	-	-	-

ДОДАТОК Б

Статистичні характеристики зміни відбивної здатності підстильної поверхні

Січень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r ²	R	тренд	F	r ²	r	тренд	F	r ²
1	CanESM5	-0,70	2,1	38,37	0,47	-0,41	1,2	9,06	0,17				
2	IPSL-CM6A-LR	-0,81	1,8	81,04	0,65	-0,84	2,0	109,34	0,71				
3	UKESM1-0-LL	-0,70	3,6	53,08	0,58	-0,47	2,0	24,69	0,36				
4	CNRM-ESM2-1	-0,40	1,0	4,01	0,16	-0,36	1,2	5,49	0,13	-0,50	0,9	12,67	0,22
5	BCC-CSM2-MR	-0,60	3,0	33,57	0,43	-0,56	3,0	32,72	0,43				
6	CESM2	-0,40	1,0	13,05	0,18	-0,30	0,6	4,30	0,09				
Липень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r ²	R	тренд	F	r ²	r	тренд	F	r ²
1	CanESM5	-0,90	0,2	199,36	0,82	-0,65	0,1	31,58	0,42				
2	IPSL-CM6A-LR	-	-	-	-	-0,95	0,1	372,19	0,89				
3	UKESM1-0-LL	-0,88	0,2	152,28	0,77	-0,64	0,1	34,23	0,44				
4	CNRM-ESM2-1	-0,88	0,3	696,73	0,93	-0,96	0,3	1132,48	0,96	-0,91	0,2	1173,83	0,96
5	BCC-CSM2-MR	-0,99	0,6	36,08	0,99	-0,56	0,3	32,72	0,43				
6	CESM2	-0,90	0,3	212,52	0,83	-0,93	0,2	651,79	0,94				

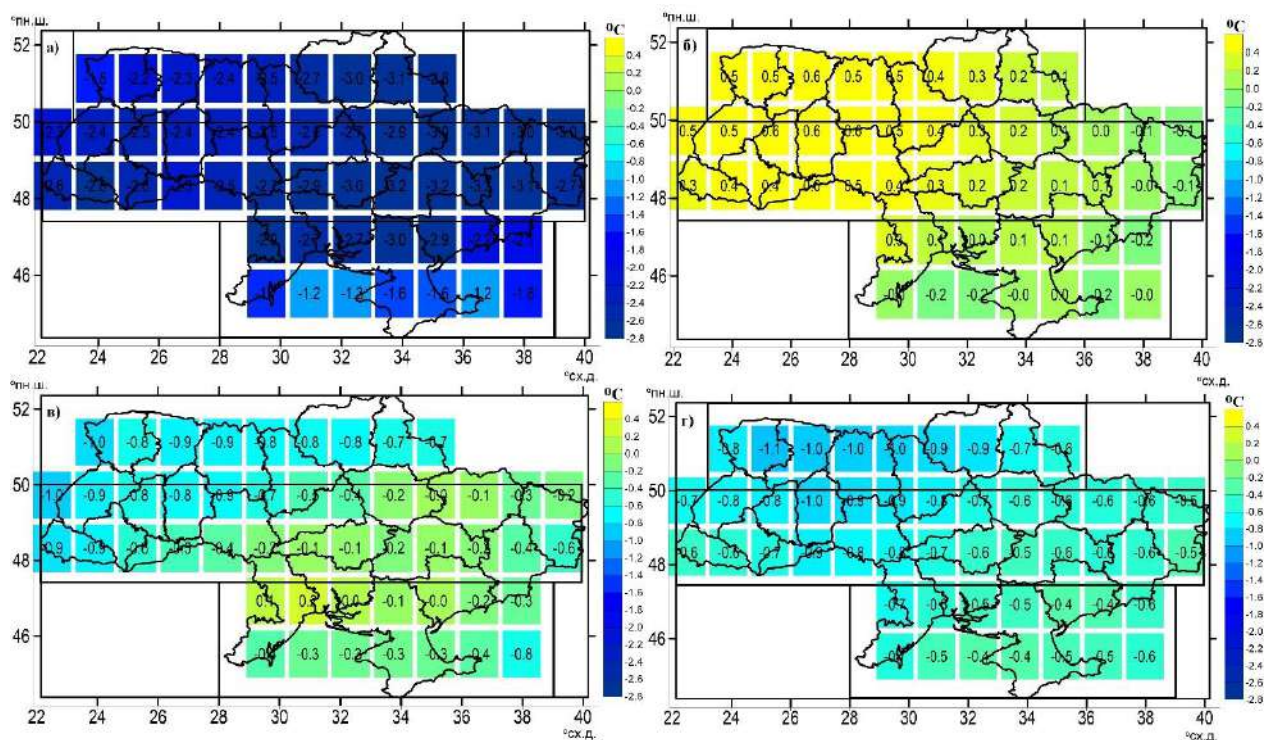
ДОДАТОК В

Статистичні характеристики зміни середньої місячної температури підстильної поверхні

Січень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r ²	r	тренд	F	r ²	r	тренд	F	r ²
1	CanESM5	-0,36	-0,1	5,01	0,13	-0,32	-0,1	3,19	0,10				
2	IPSL-CM6A-LR	-	-	-	-	-	-	-	-				
3	UKESM1-0-LL	-0,87	-0,3	12,17	0,14	-0,91	-0,2	7,56	0,14				
4	CNRM-ESM2-1	-0,80	-0,4	37,21	0,33	-0,87	-0,5	44,55	0,37	-0,87	-0,4	62,39	0,46
5	BCC-CSM2-MR	-	-	-	-	-	-	-	-				
6	CESM2	-0,77	-0,1	13,75	0,19	-0,60	-0,1	12,90	0,13				
Липень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r ²	r	тренд	F	r ²	r	тренд	F	r ²
1	CanESM5	-0,34	-0,1	5,45	0,12	-0,34	-0,1	3,26	0,11				
2	IPSL-CM6A-LR	-	-	-	-	-	-	-	-				
3	UKESM1-0-LL	-0,65	-0,3	11,89	0,43	-0,63	-0,2	18,69	0,36				
4	CNRM-ESM2-1	-0,40	-0,2	16,35	0,16	-0,40	-0,1	10,12	0,16	-0,40	-0,1	5,48	0,15
5	BCC-CSM2-MR	-	-	-	-	-	-	-	-				
6	CESM2	-0,41	-0,1	15,94	0,18	-	-	-	-				

ДОДАТОК Г

Різниця між середньою місячною температурою підстильної поверхні на прикладі ГKM 4 за періоди після та під час знеліснення у січні (а), квітні (б), липні (в), жовтні (г)



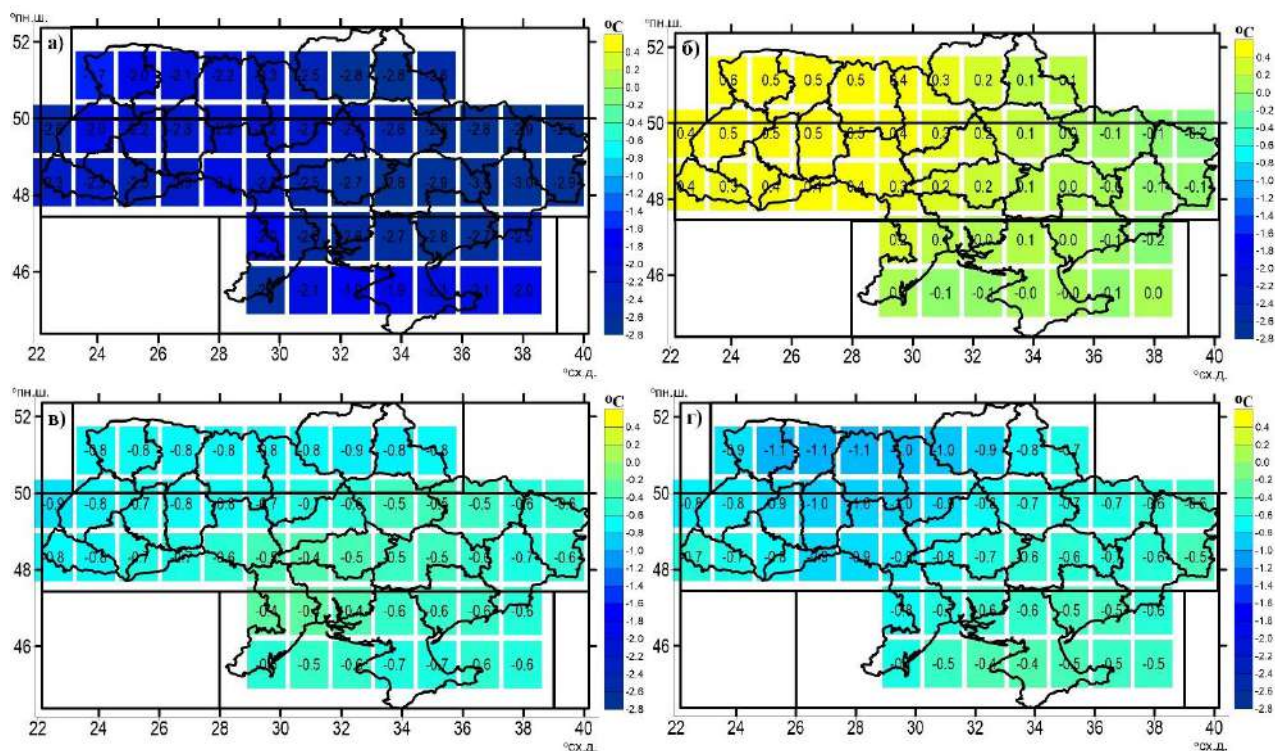
ДОДАТОК Д

Статистичні характеристики зміни середньої місячної приземної температури повітря

Січень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r ²	R	тренд	F	r ²	R	Тренд	F	r ²
1	CanESM5	-0,35	-0,1	3,47	0,14	-0,35	-0,1	3,31	0,14				
2	IPSL-CM6A-LR	-	-	-	-	-	-	-	-				
3	UKESM1-0-LL	-0,80	-0,3	4,21	0,18	-0,81	-0,2	7,37	0,18				
4	CNRM-ESM2-1	-0,80	-0,4	72,58	0,32	-0,83	-0,5	22,34	0,36	-0,79	-0,5	49,60	0,40
5	BCC-CSM2-MR	-	-	-	-	-	-	-	-				
6	CESM2	-0,70	-0,1	14,53	0,16	-0,58	-0,1	3,34	0,18				
Липень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r ²	r	тренд	F	r ²	r	Тренд	F	r ²
1	CanESM5	-	-	-	-	-	-	-	-				
2	IPSL-CM6A-LR	-0,36	-0,1	6,88	0,13	-	-	-	-				
3	UKESM1-0-LL	-0,60	-0,3	53,50	0,42	-0,45	-0,2	49,66	0,40				
4	CNRM-ESM2-1	-0,42	-0,2	22,71	0,25	-0,39	-0,2	26,26	0,24	-0,38	-0,1	31,63	0,24
5	BCC-CSM2-MR	-0,40	-0,1	3,86	0,18	-0,37	-0,1	8,00	0,16				
6	CESM2	-0,41	-0,1	15,94	0,18	-	-	-	-				

ДОДАТОК Е

Різниця між середньою місячною приземною температурою повітря на прикладі ГKM 4 за періоди після та під час знеліснення у січні (а), квітні (б), липні (в), жовтні (г)



ДОДАТОК Ж

Статистичні характеристики зміни усередненого добового розмаху (амплітуди) температури повітря

Холодний сезон													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r ²	r	тренд	F	r ²	r	тренд	F	r ²
1	CanESM5	0,50	0,2	123,68	0,63	0,60	0,1	81,88	0,53				
2	IPSL-CM6A-LR	0,36	0,1	3,20	0,10	-	-	-					
3	UKESM1-0-LL	0,60	0,1	7,51	0,09	0,56	0,1	7,77	0,10				
4	CNRM-ESM2-1	0,42	0,1	7,22	0,10	0,41	0,1	8,31	0,10	0,63	0,1	28,89	0,17
5	BCC-CSM2-MR	-	-	-	-	-	-	-	-				

ДОДАТОК И

Статистичні характеристики зміни частки опадів затриманих рослинним покривом

Холодний сезон													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r ²	r	тренд	F	r ²	r	тренд	F	r ²
1	CanESM5	0,80	-1,8	110,77	0,81	0,60	-1,1	122,62	0,62				
2	IPSL-CM6A-LR	-	-	-	-	-	-	-	-				
4	CNRM-ESM2-1	0,40	-1,1	33,95	0,31	0,40	-0,7	16,58	0,18	0,38	-0,6	27,07	0,15
5	BCC-CSM2-MR	0,99	-2,6	259,16	0,78	0,94	-2,4	261,57	0,78				
6	CESM2	0,40	-0,4	10,19	0,16	0,37	-0,3	3,23	0,14				
Теплий сезон													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r ²	r	тренд	F	r ²	r	тренд	F	r ²
1	CanESM5	0,60	-1,2	202,52	0,73	0,60	-0,8	135,96	0,65				
2	IPSL-CM6A-LR	-	-	-	-	-	-	-	-				
4	CNRM-ESM2-1	0,40	-0,3	7,8	0,26	0,40	-0,2	14,59	0,17	-	-	-	-
5	BCC-CSM2-MR	0,90	-1,5	108,58	0,59	0,95	-1,8	229,24	0,76				
6	CESM2	0,40	-0,1	7,93	0,16	-	-	-	-				

ДОДАТОК К

Статистичні характеристики зміни загального вмісту вологи в ґрунті (блакитним кольором позначено протилежні результати)													
Січень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2	r	Тренд	F	r2
1	CanESM5	-	-	-	-	-	-	-	-				
2	IPSL-CM6A-LR	-0,75	0,9	32,52	0,31	-	-	-	-				
3	UKESM1-0-LL	-0,44	1,1	26,21	0,26	-0,39	0,7	28,66	0,27				
4	CNRM-ESM2-1	0,66	-1,1	98,96	0,57	0,66	-1,5	176,20	0,77	0,66	-1,7	127,46	0,63
5	BCC-CSM2-MR	-0,86	4,4	551,66	0,88	-0,74	4,1	227,81	0,75				
6	CESM2	-0,40	0,1	3,5	0,17	-0,54	0,1	4,30	0,28				
Квітень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2	r	Тренд	F	r2
1	CanESM5	-	-	-	-	-	-	-	-				
2	IPSL-CM6A-LR	-0,45	0,7	64,32	0,47	-0,53	0,4	53,04	0,42				
3	UKESM1-0-LL	-0,49	1,0	36,84	0,33	-0,41	0,7	33,97	0,31				
4	CNRM-ESM2-1	0,76	-1,6	131,21	0,64	0,92	-1,8	349,21	0,82	0,86	-1,9	165,64	0,69
5	BCC-CSM2-MR	-0,86	4,4	527,96	0,88	-0,75	4,2	218,44	0,75				
6	CESM2	-0,40	0,1	5,77	0,18	-0,51	0,1	6,00	0,27				
Липень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2	r	Тренд	F	r2
1	CanESM5	-	-	-	-	-	-	-	-				
2	IPSL-CM6A-LR	-0,49	0,7	29,45	0,28	-	-	-	-				
3	UKESM1-0-LL	-0,66	1,5	102,42	0,58	-0,56	0,9	80,29	0,52				

ДОДАТОК Л

Статистичні характеристики зміни випаровування з поверхні ґрунту (блакитним кольором позначено протилежні результати)													
Квітень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r2	R	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2
1	CanESM5	-0,80	1,6	66,47	0,47	-0,78	1,3	47,69	0,39				
2	IPSL-CM6A-LR	-0,80	0,2	4,95	0,09	-	-	-	-				
3	UKESM1-0-LL	-0,40	0,3	7,56	0,14	-0,37	0,2	11,73	0,14				
4	CNRM-ESM2-1	0,66	-0,9	73,22	0,50	0,71	-0,9	75,33	0,50	0,71	-0,8	37,42	0,34
5	BCC-CSM2-MR	-0,60	0,6	17,53	0,19	-0,58	0,7	66,86	0,47				
6	CESM2	-	-	-	-	0,54	-0,1	3,7	0,17				
Липень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r2	R	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2
1	CanESM5	-0,60	0,7	90,67	0,35	-0,44	0,4	16,40	0,18				
2	IPSL-CM6A-LR	-	-	-	-	-	-	-	-				
3	UKESM1-0-LL	-0,40	0,3	17,65	0,19	-0,52	0,5	30,18	0,29				
4	CNRM-ESM2-1	0,36	-0,3	5,4	0,15	0,37	-0,5	25,56	0,25	-	-	-	-
5	BCC-CSM2-MR	-0,60	0,6	46,16	0,38	-0,53	0,4	8,83	0,21				
6	CESM2	-0,35	0,3	3,19	0,11	-0,45	0,6	10,99	0,20				
Жовтень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r2	R	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2
1	CanESM5	-	-	-	-	-	-	-	-				
2	IPSL-CM6A-LR	-0,75	0,1	57,45	0,60	-	-	-	-				
3	UKESM1-0-LL	-0,50	0,2	7,96	0,24	-0,38	0,2	9,62	0,13				

Статистичні характеристики зміни випаровування з рослинного покриву													
5	BCC-CSM2-MR	0,50	-0,6	38,58	0,34	0,46	-0,6	33,99	0,31				
6	CESM2	0,39	-0,1	3,30	0,17	0,59	-0,6	23,40	0,30				
Жовтень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2
1	CanESM5	0,50	-0,5	57,01	0,44	-	-	-	-				
2	IPSL-CM6A-LR	0,52	-0,1	14,18	0,17	0,40	-0,1	5,84	0,16				
3	UKESM1-0-LL	0,40	-0,2	20,40	0,22	0,41	-0,1	7,36	0,17				
4	CNRM-ESM2-1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	BCC-CSM2-MR	0,80	-0,5	72,93	0,51	0,78	-0,6	103,28	0,58				
6	CESM2	-	-	-	-	-	-	-	-				

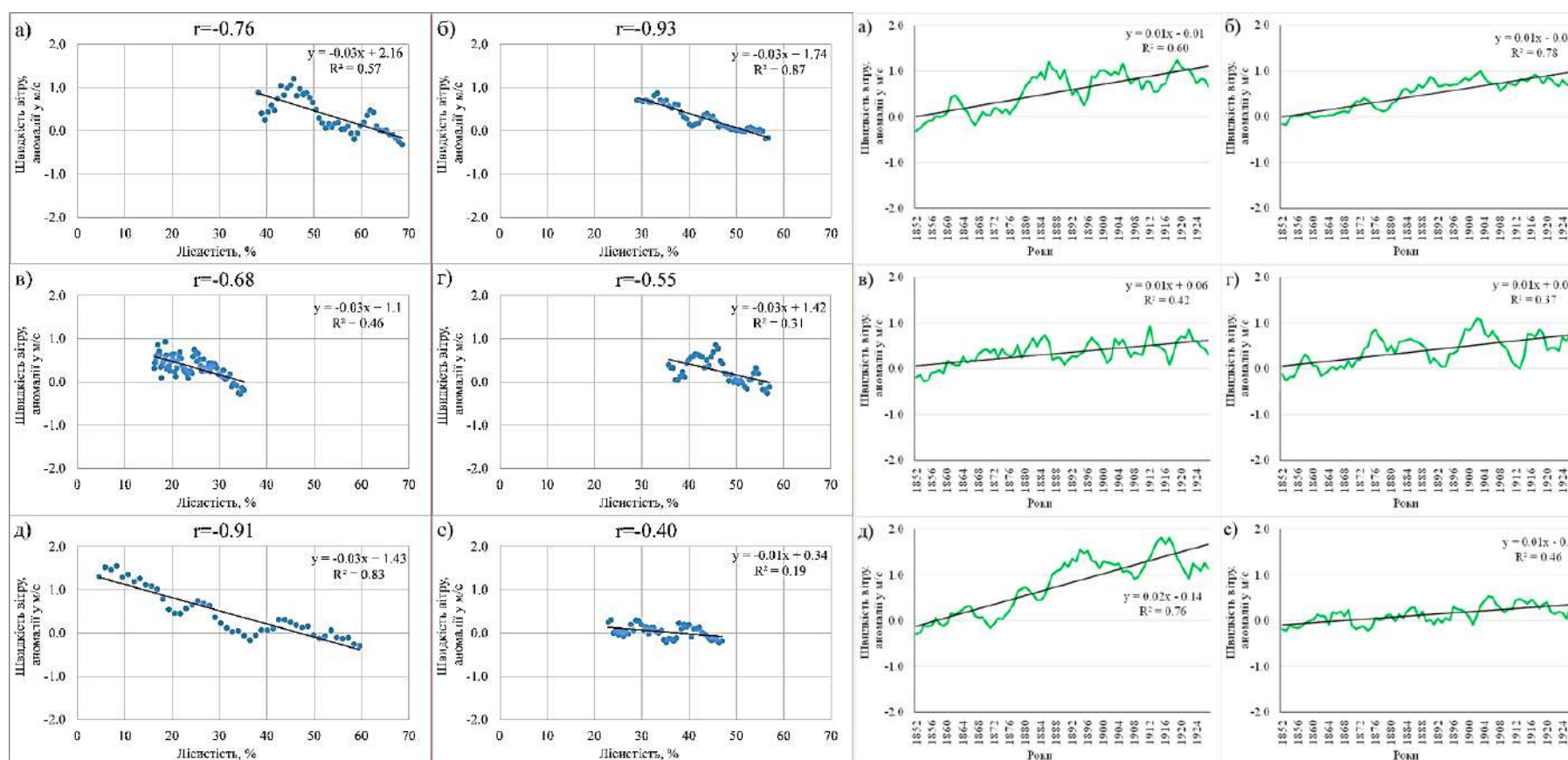
ДОДАТОК Н

Статистичні характеристики зміни середньої місячної швидкості вітру													
Січень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2
1	CanESM5	-0,76	0,1	112,39	0,60	-0,77	0,1	111,42	0,60				
2	IPSL-CM6A-LR	-0,93	0,1	223,10	0,78	-0,91	0,1	342,28	0,82				
3	UKESM1-0-LL	-0,68	0,1	53,02	0,42	-0,60	0,1	9,36	0,37				
4	CNRM-ESM2-1	-0,55	0,1	47,77	0,37	-0,59	0,1	89,48	0,54	-0,49	0,1	100,34	0,57
5	BCC-CSM2-MR	-0,91	0,2	231,19	0,76	-0,92	0,3	291,17	0,79				
6	CESM2	-0,40	0,1	63,59	0,46	-0,65	0,1	228,25	0,75				
Квітень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2
1	CanESM5	-0,72	0,1	208,82	0,74	-0,73	0,1	153,04	0,67				
2	IPSL-CM6A-LR	-0,93	0,1	238,50	0,76	-0,77	0,1	189,29	0,71				
3	UKESM1-0-LL	-0,40	0,1	12,89	0,15	-0,36	0,1	4,23	0,15				
4	CNRM-ESM2-1	-0,67	0,1	146,00	0,45	-0,64	0,1	170,20	0,70	0,56	0,1	89,42	0,55
5	BCC-CSM2-MR	-0,94	0,2	382,17	0,84	-0,97	0,2	670,13	0,90				
6	CESM2	-0,61	0,1	46,53	0,39	-0,47	0,1	145,58	0,67				
Липень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2
1	CanESM5	-0,92	0,1	193,12	0,72	-0,84	0,1	117,54	0,64				
2	IPSL-CM6A-LR	-0,95	0,1	293,92	0,76	-0,95	0,1	241,74	0,77				
3	UKESM1-0-LL	-0,80	0,1	131,97	0,64	-0,59	0,04	69,37	0,36				
4	CNRM-ESM2-1	-0,48	0,1	80,35	0,52	-0,71	0,1	174,01	0,70	-0,67	0,05	78,33	0,50

Статистичні характеристики зміни середньої місячної швидкості вітру													
5	BCC-CSM2-MR	-0,95	0,2	296,09	0,80	-0,96	0,2	576,85	0,89				
6	CESM2	-0,60	0,04	25,40	0,26	-0,72	0,1	106,27	0,59				
Жовтень													
№	ГКМ	північна широтна зона				центральна широтна зона				південна широтна зона			
		r	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2	r	тренд	F	r2
1	CanESM5	-0,79	0,1	330,93	0,82	-0,75	0,1	114,56	0,61				
2	IPSL-CM6A-LR	-0,97	0,1	289,80	0,82	-0,88	0,1	156,42	0,68				
3	UKESM1-0-LL	-0,62	0,1	49,13	0,40	-0,35	0,02	7,56	0,13				
4	CNRM-ESM2-1	-0,64	0,1	63,60	0,46	-0,73	0,1	160,01	0,68	-0,69	0,1	152,77	0,67
5	BCC-CSM2-MR	-0,91	0,2	306,47	0,81	-0,91	0,2	616,94	0,89				
6	CESM2	-0,52	0,04	19,38	0,31	-0,73	0,1	75,20	0,50				

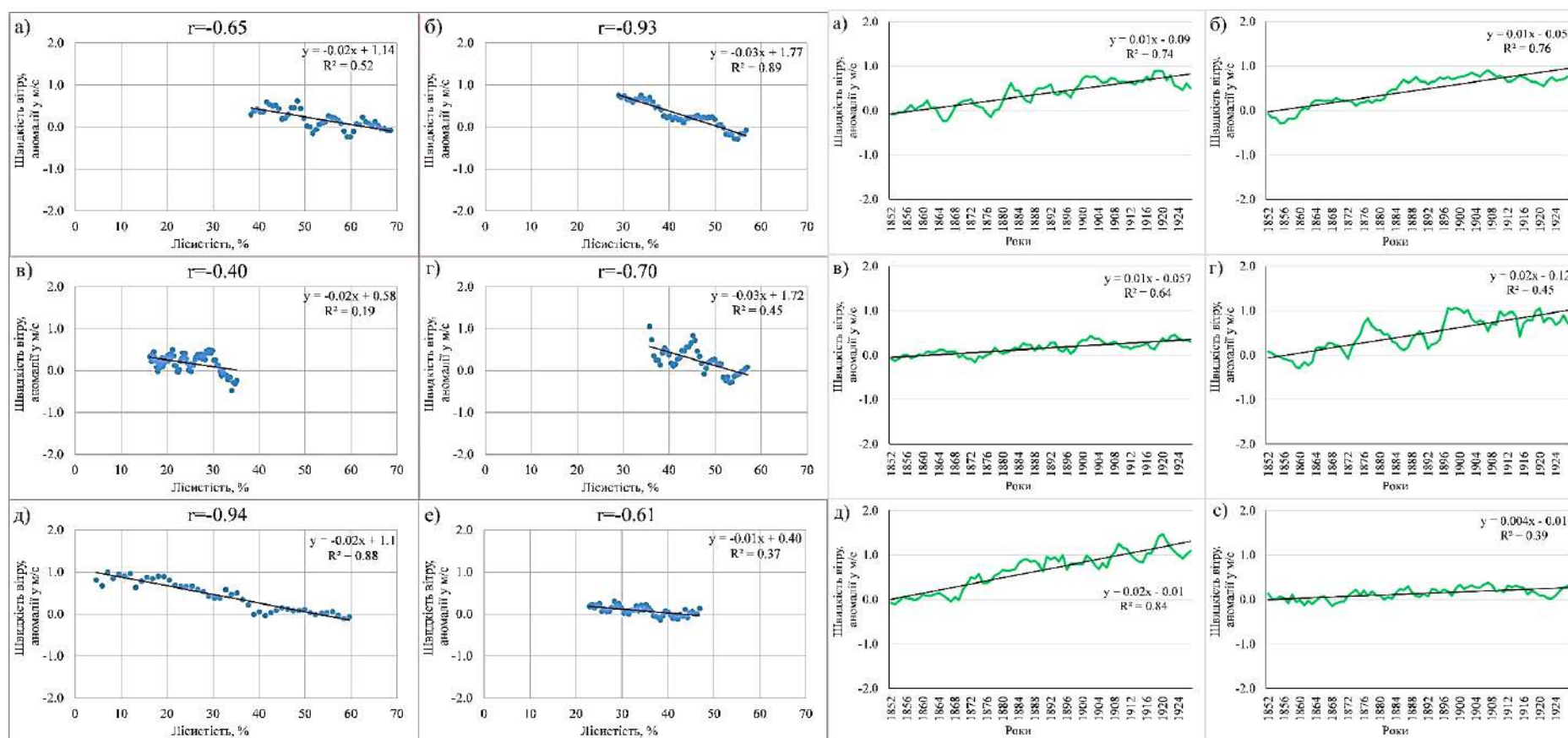
ДОДАТОК П

Зв'язок між зменшенням лісистості (%) та зміною середньої швидкості вітру (аномалії) у м/с та лінійний тренд для січня за ГKM 1 (а), 2 (б), 3 (в), 4 (г), 5 (д), 6 (е) на прикладі північної широтної зони



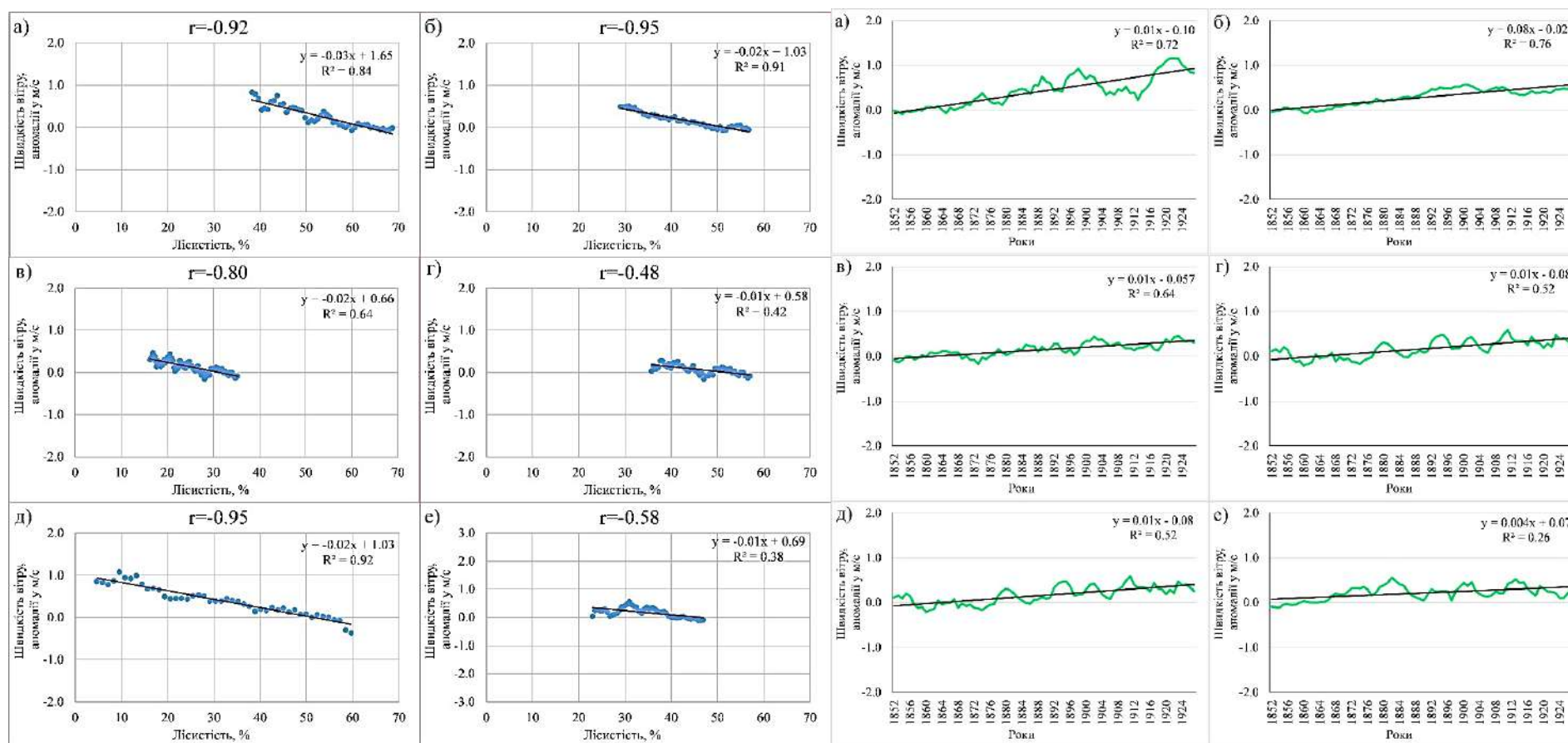
ДОДАТОК Р

Зв'язок між зменшенням лісистості (%) та зміною середньої швидкості вітру (аномалії) у м/с та лінійний тренд для квітня за ГKM 1 (а), 2 (б), 3 (в), 4 (г), 5 (д), 6 (е) на прикладі північної широтної зони



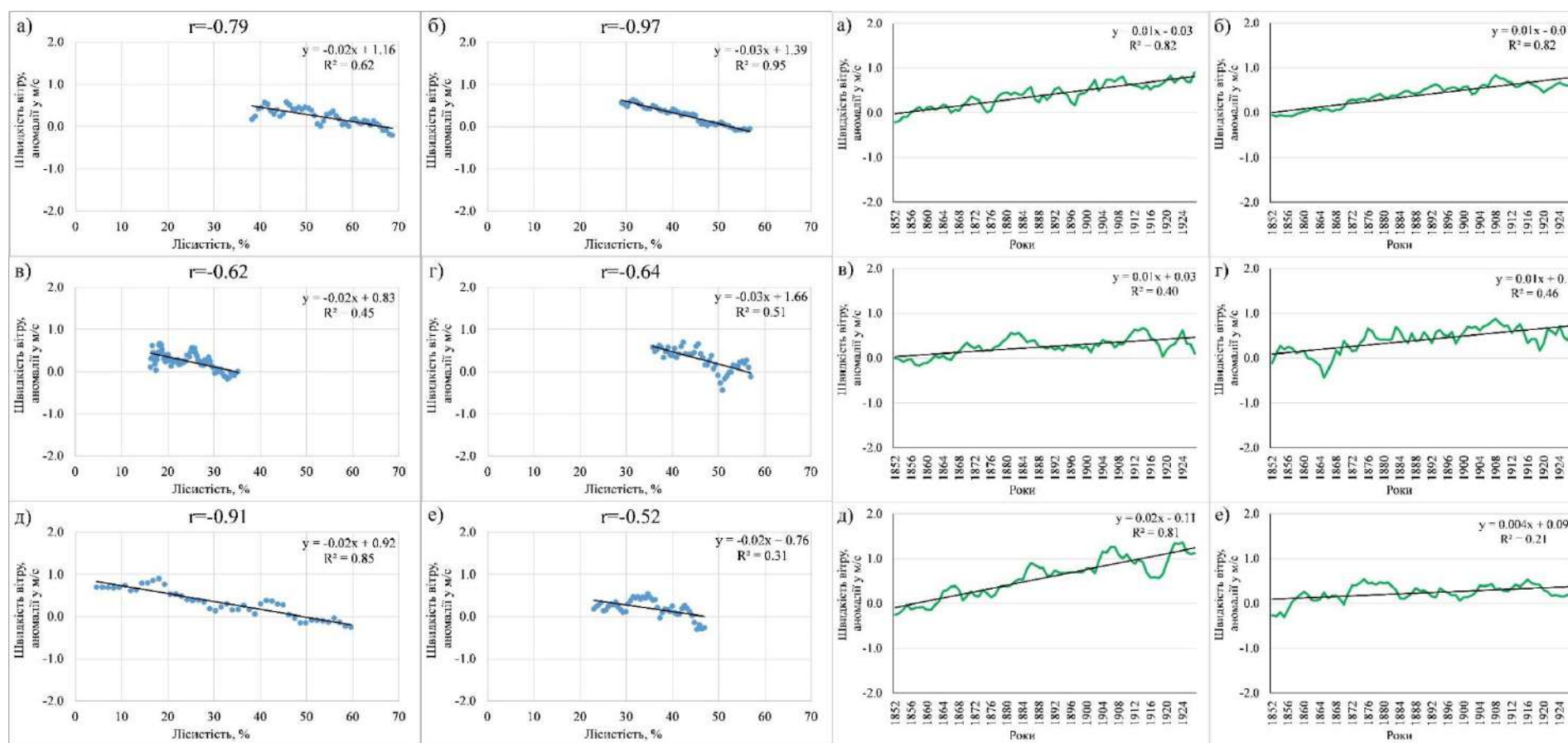
ДОДАТОК С

Зв'язок між зменшенням лісистості (%) та зміною середньої швидкості вітру (аномалії) у м/с та лінійний тренд для липня за ГKM 1 (а), 2 (б), 3 (в), 4 (г), 5 (д), 6 (е) на прикладі північної широтної зони



ДОДАТОК Т

Зв'язок між зменшенням лісистості (%) та зміною середньої швидкості вітру (аномалії) у м/с та лінійний тренд для жовтня за ГKM 1 (а), 2 (б), 3 (в), 4 (г), 5 (д), 6 (е) на прикладі північної широтної зони



Додаток У – Список публікацій здобувача за темою дисертації

Наукові праці, в яких опубліковано основні наукові результати дисертації

1. **Писаренко Л.А.,** Краковська С.В. Взаємодія клімату і підстильної поверхні: основні напрямки сучасних досліджень. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2020. №25. С. 38-52 <https://doi.org/10.31481/uhmj.25.2020.04> (особистий внесок автора – аналіз літературних джерел, узагальнення результатів)

Статті у фахових наукових виданнях, проіндексованих у базах даних Web of Science Core Collection та /або Scopus

2. **Писаренко Л.А.,** Краковська С.В. Вплив знеліснення на радіаційний та термічний режими території України за даними глобальних кліматичних моделей. *Геофізичний журнал*. 2021. №3. С.135-160 <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i3.236385> (Web of Science) (особистий внесок автора – збір, обробка, аналіз даних, картографічне представлення результатів та опис отриманих результатів)

3. **Писаренко Л.А.,** Краковська С.В. Вплив знеліснення на випаровування вологи з ґрунту та рослинного покриву на території України за даними чисельного експерименту LUMIP. *Геофізичний журнал*. 2021. №6. С.221-247 <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i6.251564> (Web of Science) (особистий внесок автора – збір, обробка, аналіз даних, картографічне представлення та опис отриманих результатів)

Інші публікації пов'язані з темою дисертації

4. Mahura A., Nuterman R., Nerobelov G., Sedeeva M., Smyshlyaev S., Savenets M., **L. Pysarenko**, Krakovska S., Ivanov S., Michaelides S., Ruban I., Sassi A.S., Makkonen R., Baklanov A., Petaja T., Zilitinkevich S., Kulmala M.. Integrated Multi-Scale Modelling for Meteorology-Chemistry-Aerosol Interactions. *Report Series in*

Aerosol Science. 2019. No. 226. P.429–431. URL: http://www.faar.fi/wp-content/uploads/2019/11/CoE_proceedings_2019-compressed.pdf

Праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації:

5. **Писаренко Л.А.** Можливі інструменти дослідження взаємозв'язку змін підстильної поверхні та кліматичних характеристик над територією України. *Сучасні проблеми природничих наук: теорія, практика, освітні новації: III Міжнародна науково-практична конференція* (Ніжин, 18–19 жовтня, 2018 р.). Ніжин: НДУ імені Миколи Гоголя, 2018. С.239-242

6. **Писаренко Л.А.** Вплив змін кліматичних умов на лісовий покрив у бореальній зоні. *Актуальні проблеми дослідження довкілля: матеріали VIII Міжнародної наукової конференції, присвяченої 10-річчю створення Гетьманського національного природного парку* (Суми, Україна, 24-25 травня 2019 р.). Суми: СумДПУ імені А.С. Макаренка, 2019. С.286-287

7. **Писаренко Л.А.** Оцінка вмісту CO₂ у бореальних лісах в умовах сучасних кліматичних змін. *Вплив кліматичних змін на просторовий розвиток територій Землі: наслідки та шляхи вирішення: тези доповідей II Міжнародної науково-практичної конференції* (Херсон, 13–14 червня 2019 р.). Херсон: ДВНЗ «ХДАУ».С. 143-145

8. **Pysarenko, L., Krakovska, S.** Impact of deforestation on surface radiative properties and temperature characteristics in Ukraine based on LUMIP. *EGU General Assembly 2021*, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-7726, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-7726>, 2021 (особистий внесок автора – збір, обробка, аналіз даних та опис отриманих результатів)

9. **Pysarenko, L., Krakovska, S.** The effect of partial deforestation on surface wind speed. *International Research-to-practice conference climate services: Science and Education*, September 22-24, 2021, Odesa, Ukraine, p.127-128 (особистий внесок автора – збір, обробка, аналіз даних та опис отриманих результатів)

10. **Писаренко Л.А.,** Краковська С.В. Вплив часткового знеліснення на режим зволоження території України. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд, 7–9 жовтня 2021 р., Одеса, Україна, с. 135-136 (особистий внесок автора – збір, обробка, аналіз даних та опис отриманих результатів)*