КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ ТА ЇХ ВПЛИВ НА СФЕРИ ЕКОНОМІКИ УКРАЇНИ

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ ТА ЇХ ВПЛИВ НА СФЕРИ ЕКОНОМІКИ УКРАЇНИ

За редакцією доктора фізико-математичних наук, професора С. М. Степаненка, доктора географічних наук, професора А. М. Польового

544524-TEMPUS-1-2013-1-PL-TEMPUS-SMHES

Одеса
«ТЕС»
2015

ББК 26.234.7:65
К-49
УДК 551.58:33

Друкується за рішенням вченої ради Одеського державного екологічного університету.
(*Протокол № 9 від 27.10.2015 р.*)

Р е ц е н з е н т и:
С. І. Сніжко, доктор географічних наук, професор;
В. І. Михайлюк, доктор географічних наук, професор;
В. Я. Щербаков, доктор сільськогосподарських наук, професор

Степаненко С. М., Польовий А. М., Лобода Н. С., та ін.
К - 49 Кліматичні зміни та їх вплив на сфери економіки України: [монографія] /колектив авт.: С. М. Степаненко, А. М. Польовий, Н. С. Лобода [та ін.]; за ред. С. М. Степаненка, А. М. Польового.– Одеса: Вид. „ТЕС", 2015. – 520 с.

В монографії розглядаються зміни клімату в зв'язку з глобальним потеплінням та їх вплив на ефективність сфер економіки України до 2050 року.

Досліджено очікувані зміни режиму опадів та температури повітря на території України, режим виникнення посушливих явищ, вплив підвищених температур на життєдіяльність людини. Виконана оцінка зміни тривалості опалювального періоду, можливостей розвитку геліо та вітрової енергетики. Оцінено зміну повторюваності ожеледно-паморозевих явищ та налипань снігу. Встановлено очікувані особливості зміни агрокліматичних ресурсів, умов вирощування сільськогосподарських культур та їх урожайності. Надано оцінку та прогноз водних ресурсів України в умовах змін глобального клімату.

Видання підготовлено в рамках проекту 544524-TEMPUS-1-2013-1-PL-TEMPUS-SMHES «Рамка кваліфікацій в галузі наук про навколишнє середовище для українських університетів». Проект фінансується за підтримки Європейської Комісії. Ця публікація відображає тільки погляд автора, і Європейська Комісія не може нести відповідальність за будь-яке використання інформації, що міститься в цьому виданні.

The monograph deals with the climate change as related to the global warming-up and their effects on the economic sectors in Ukraine in the period of up to 2050.

The expected changes in precipitation regime and air temperature in Ukraine, the regime of drought phenomena occurrence, and the impact of high temperature on human activity are given treatment. Assessment of the change in heating period duration and the potential for solar and wind energy development is made. Variations in the recurrence of ground surface icing, hoarfrost and snow accumulation is estimated. The expected peculiarities of changes in agro-climatic resources, conditions for crop growing and their productivity are determined. An assessment and a forecast for the water resources in Ukraine under the global climate change are provided.

The publication is prepared within the framework of 544524-TEMPUS-1-2013-1-PL-TEMPUS-SMHES 'Qualifications Framework in Environmental Science at Ukrainian Universities' project. This project has been funded with support from the European Commission. This publication reflects the views only of the author, and the Commission cannot be held responsible for any use which may be made of the information contained therein.

© Одеський державний
екологічний університет, 2015

ПЕРЕДМОВА

Глобальні зміни клімату, що відбуваються, викликають заклопотаність його різноспрямованими наслідками. Активна господарська діяльність людини призводить до різкої глобальної зміни в кругообігу речовин, що складається тисячоліттями, в біосфері. Відбувається глобальна антропогенна зміна функціонування рослинності, йде ерозія ґрунтів, змінюється клімат Землі, відбувається глобальне потепління.

Науково-технічний прогрес, і передусім, швидке зростання енергетичної потужності цивілізації породжує численні проблеми, які потребують оцінки, аналізу і глибокого вивчення. Вони зумовлені масштабом прямої дії людської діяльності на довкілля. Викиди CO_2 в атмосферу в результаті спалювання викопного органічного палива, вирубування лісів, заміна природних фітоценозів антропогенними, ерозії ґрунтів, різні забруднення і багато що інше змінюють, деформують сталий хід природних процесів і, отже, змінюють умови життя і діяльності людей.

При зміні клімату відбувається зміна природних ресурсів і це не лише чисто кліматичні ресурси, але і ті, які певною мірою залежать від стану клімату, зумовлені його станом. Врахуванню кліматично зумовлених природних ресурсів завжди надавалося велике значення в тих галузях економіки, які тісно пов'язані із станом погоди і клімату. Це, передусім, агропромисловий комплекс, в якому витрати на виробництво сільськогосподарської продукції визначаються відповідним набором кліматично зумовлених природних ресурсів. Далі слід назвати паливний комплекс – тут в першу чергу важливі термічні ресурси території, що визначають режим опалювання, роботу вентиляційних пристроїв і холодильних установок. Кліматично зумовлені природні ресурси відіграють помітну роль в енергетичному комплексі, визначаючи такі його компоненти як гідроенергетичні ресурси, вітрові і геліоресурси антропогенні. Важливу роль відіграє екологічна компонента кліматично зумовлених природних ресурсів, що відбиває ту їх частину, яка відповідальна за здоров'я і, навпаки, риски захворюваності населення. Слід відзначити також водні ресурси, врахування природних ресурсів в будівництві, в плануванні и експлуатації транспортних мереж, туризмі і рекреаційному використанні територій та ін.

Зміни клімату спричиняють зміну кліматично зумовлених природних ресурсів. Це можуть бути, в перспективі, як сприятливі, так і несприятливі зміни, проте, у будь-якому випадку, в найближчому майбутньому вони потягнуть за собою перебудову відповідних соціальних і економічних умов. Для того, щоб пристосуватися до нових природних умов і пом'якшити наслідки змін необхідна перебудова ряду галузей економіки.

Якою б не увлялася картина цього майбутнього розвитку, розуміння цієї ситуації приводить до необхідності вирішення проблеми спостережень, досліджень, аналізу і прогнозу зміни кліматично зумовлених природних ресурсів у зв'язку із змінами клімату.

Її вирішення вимагає проведення комплексних досліджень, пов'язаних із залученням різних галузей знань: екологічних, географічних, сільськогосподарських, біолого-ґрунтових, медико-біологічних, біофізичних, економічних, соціальних і політологічних.

Метою пропонованої монографії є виклад найбільш актуальних для України проблем, пов'язаних з оцінкою змін клімату, які вже відбуваються і передбачаються, і оцінкою впливу цих змін на галузі економіки, які необхідно враховувати при підготовці регіональних прогнозів і програм економічного і соціального розвитку.

Пропонована монографія є результатом продовження досліджень за впливом змін клімату на галузі економіки України, які виконуються колективом викладачів і учених Одеського державного екологічного університету, співробітників Українського гідрометеорологічного центру, Селекційно-генетичного інституту - Національного центру насіннєзнавства та сортовивчення, Національного наукового центру «Інститут виноградарства і виноробства ім. В.Є Таїрова».

Автори розділів і окремих параграфів: передмова – С.М. Степаненко, А.М. Польовий; розділ 1.1–1.2 – С.М. Степаненко, В.М. Хохлов, Н.С. Єрмоленко; розділ 1.3–1.4. – І.Г. Семенова; розділ 2.1 – С.М. Степаненко, І.А. Хоменко; розділ 2.2 – С.М. Степаненко, О.В. Волошина, розділ 3 – О.О. Врублевська; розділ 4 – В.Г. Волошин, В.Ю. Куришина; розділ 5 – Г.П. Катеруша, О.В. Катеруша; розділ 6 – А.М. Польовий, Л.Ю. Божко, С.М. Мажура, Л.І. Польова, Д.В. Друмов; 7.1–7.2 – А.М. Польовий, О.О Дронова, В.С. Антоненко; 7.3.1 – О.О. Дронова, 7.3.2 – П.О. Феоктістов, Д.В. Блищик; 7.4 – О.Л. Барсукова, Л.Ю. Божко; 7.5 – Т.К. Костюкевич, Т.І. Адаменко; 7.6 – Н.В. Данілова; 7.7. – О.Л. Жигайло; 7.8. – О.В. Вольвач, В.М. Ситов; 7.9. – С.М. Свидерська; 7.10. – Г.В. Ляшенко, Т.С. Жигайло, Є.І. Маринін; розділ 8 – Н.С. Лобода, З.Ф. Сербова; післямова – С.М. Степаненко, А.М. Польовий.

Наукове керівництво: С.М. Степаненко, А.М. Польовий.

Підготовка рукопису до друку С.М. Мажура, Л.І. Польова, Д.В. Друмов.

Автори висловлюють свою подяку колективам кафедр: фізики атмосфери та кліматології, теоретичної метеорології та метеорологічних прогнозів, агрометеорології та агрометеопрогнозів, гідроекології та водних досліджень, колективу науково-дослідної частини за підтримку та допомогу при підготовці рукопису, а також О.Д. Соколенко за редагування рукопису.

1. ОЦІНКА МОЖЛИВИХ ЗМІН КЛІМАТУ УКРАЇНИ ТА ЇХ ВПЛИВ НА РЕЖИМ ОПАДІВ ТА ТЕМЕРАТУРИ

1.1. СЦЕНАРІЇ МОЖЛИВОЇ ЗМІНИ КЛІМАТУ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Сьогодні факт глобального потепління не викликає сумнівів і вважається експериментально доведеним: збільшення глобальної температури повітря та океанів, зменшення площі морського льоду, підвищення рівня Світового океану підтверджено довготривалими інструментальними спостереженнями. Кліматичні зміни, що відбуваються протягом останніх десятиліть, не перестають хвилювати вчених. У зв'язку з цим, активніше розвиваються методи прогнозування глобальних змін клімату та їх можливих наслідків, серед яких на передній план виступають математичні методи моделювання атмосферних процесів [3].

Зміни у глобальній кліматичній системі можуть розглядатися на сьогодні як незаперечний факт, що доводиться метеорологічними даними за останні 150 років. Є дуже ймовірним, що підвищення глобальних середніх температур, яке спостерігається з середини XX сторіччя, здебільшого спричинено підвищенням концентрацій антропогенних парникових газів. Щоб визначити причини змін клімату, які мають місце, а також оцінити майбутні зміни, було реалізовано безпрецедентний за своїми масштабами та кількістю учасників модельний проект – дослідниками з 11 країн були виконані чисельні інтегрування з 23 складними фізико-математичними моделями загальної циркуляції атмосфери і океану. Під час експерименту розраховувався клімат XX сторіччя при заданих, відповідних до спостережень, концентраціях парникових газів, а також клімат для різних сценаріїв, які наведені у Спеціальній доповіді зі сценаріїв викидів (СДСВ). Все це дозволило просунутися в уточненні та підвищенні достовірності оцінок майбутніх змін клімату, а також оцінити імовірнісні розподіли характеристик клімату для кожного зі сценаріїв.

Майбутні викиди газів з парниковим ефектом (ПГ: вуглекислий газ CO_2, метан CH_4, закись азоту N_2O, гідрофторвуглеці HFCs, перфторвуглеці PFCs, сірчаний гексафторид SF_4, хлористі фторвуглеводні HCFCs, хлористі фторвуглеці CFCs, двооксид сірки SO_2, оксид вуглецю CO, оксиди азоту NO_x та неметанові леткі органічні сполуки NMVOC) є продуктом дуже складних динамічних систем, що складаються з таких визначальних факторів, як демографічний розвиток, соціально-економічний розвиток та технологічні зміни. Їх розвиток у майбутньому є дуже невизначеним. Сценарії являють собою альтернативні прогнози можливого розвитку подій у майбутньому, вони також є слушним засобом для аналізу того,

яким чином визначальні фактори можуть впливати на показники майбутніх викидів, а також оцінки пов'язаних з ними невизначеностей. Вони сприяють аналізу змін клімату, включаючи моделювання клімату та оцінку наслідків, адаптацію та пом'якшення наслідків. Дуже малоймовірною є можливість того, що траєкторія якогось єдиного викиду збіжиться з описаною у сценаріях.

Робочою групою Міжнародної групи експертів зі змін клімату були розроблені чотири основних описових сюжетних лінії (рис. 1.1) для послідовного викладення зв'язків між визначальними факторами викидів та їх розвитком, а також додатковий контекст для кількісного визначення сценарію. Кожна сюжетна лінія зображує різні демографічні, соціальні, економічні, технологічні та екологічні події, які одними особами можуть розглядатися позитивно, а іншими – негативно.

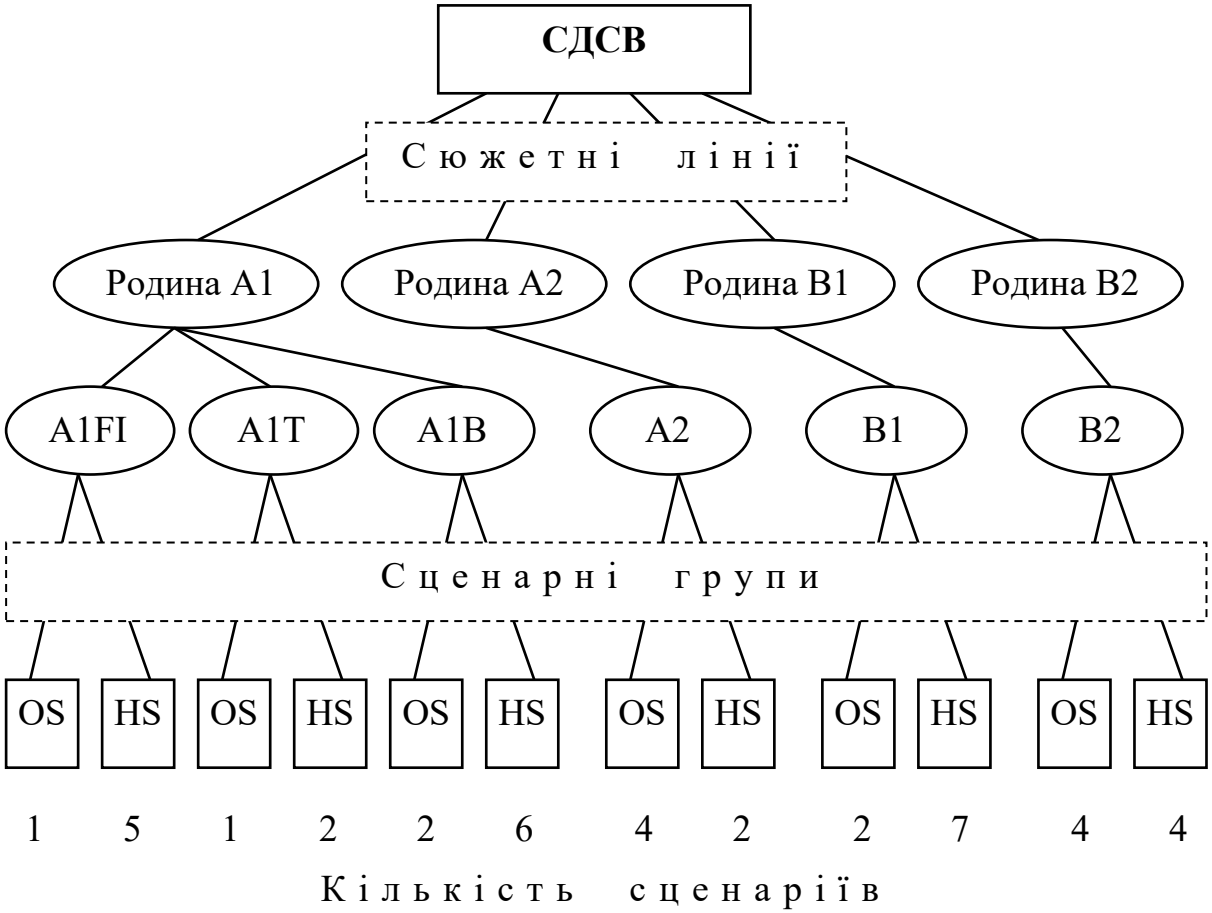


Рис. 1.1. Схематична ілюстрація сценаріїв СДСВ:

У межах кожної групи і родини «HS» позначає сценарії з узгодженими припущеннями щодо розвитку загального населення та сукупного національного продукту, а «OS» – сценарії, в яких розглядаються невизначеності стосовно визначальних факторів.

Сценарії містять широкий перелік основних демографічних, економічних та технологічних визначальних факторів ПГ та викидів сірки. Кожен сценарій – це конкретне кількісне тлумачення однієї з чотирьох сюжетних ліній. Усі сценарії, що ґрунтуються на одній сюжетній лінії, являють собою сценарну «родину». Треба відзначити, що сценарії не містять додаткові ініціативи у галузі клімату, тобто не має сценарію, який би припускав здійснення Рамочної конвенції ООН про зміни клімату або Кіотського протоколу. В той же час, на викиди ПГ безпосередньо впливає політика у галузі некліматичних змін, спрямована на досягнення інших цілей. До того ж, урядова політика може певною мірою впливати на фактори викиду ПГ, а саме: на демографічні зміни, соціально-економічний розвиток, технологічні зміни, використання ресурсів та регулювання забрудненням. Саме цей вплив відображується у сюжетних лініях та підсумкових сценаріях.

Для кожної сюжетної лінії було розроблено декілька різних сценаріїв з використанням різних концепцій моделювання з метою розглядання низки результатів, пов'язаних з моделями, що використовують аналогічні припущення стосовно визначальних факторів. Однією з переваг багатомодельного підходу є те, що підсумкові 40 сценаріїв СДСВ у своїй сукупності охоплюють існуючий діапазон невизначеностей стосовно майбутніх викидів ПГ, які виникають внаслідок різних характеристик цих моделей, окрім існуючих невизначеностей, що мають місце через визначальні фактори сценарію, зокрема демографічні, соціально-економічні та технологічні події, які визначають ці моделі, про що йде мова у сюжетних лініях. Тринадцять з цих сорока сценаріїв розглядають зміни, пов'язані з припущеннями стосовно енергетичних технологій.

У межах кожної сценарної родини були розроблені два основних види сценаріїв – сценарії з узгодженими припущеннями стосовно глобального населення, економічного росту і кінцевого використання енергії та сценарії з альтернативним кількісним визначенням сюжетної лінії. У своїй сукупності 26 сценаріїв були узгоджені через прийняття припущень стосовно розвитку загального населення та сукупного національного продукту.

Таким чином, узгоджені сценарії у кожній родині не є незалежними один від іншого. Решта 14 сценаріїв прийняли альтернативні тлумачення чотирьох сюжетних ліній для вивчення додаткових сценарних невизначеностей. Вони також пов'язані між собою у межах кожної родини, навіть незважаючи на те, що не містять загальних припущень стосовно деяких визначальних факторів.

Сюжетна лінія та сценарна родина A1 містить опис майбутнього світу, що характеризується швидким економічним зростанням, глобальним населенням, показники якого сягають пікових значень у сторіччя з подальшим зменшенням, а також швидким упровадженням нових та

ефективніших технологій. Першорядними питаннями будуть поступове зближення різних регіонів, створення потенціалу та активізація культурних і соціальних взаємозв'язків за значного зменшення регіональних відмінностей у доході на душу населення. Сценарна родина A1 розбивається на три групи, які надають опис альтернативних варіантів технологічних змін в енергетичній системі, а саме, відрізняються своїм центральним технологічним елементом: істотна частина викопних видів палива (A1FI), невикопні види палива (A1T) і рівновага між усіма джерелами (A1B), яка визначається як не дуже велика залежність від одного конкретного джерела енергії. Через те, що інші визначальні фактори будуть сталими, швидке зростання спричинить високі показники обороту капіталу, внаслідок чого невеликі відмінності на початковому етапі між сценаріями призведуть до великого розходження до 2100 р.

У сюжетній лінії A2 надається опис дуже неоднорідного світу. Першорядною темою буде самозабезпечення та збереження місцевої самобутності. Показники народжуваності у різних регіонах дуже повільно зближатимуться, внаслідок чого спостерігатиметься сталий зріст загальної кількості населення. Економічний розвиток буде мати головним чином регіональну спрямованість, а економічне зростання у розрахунку на душу населення і технологічні зміни будуть більш фрагментарними та повільними у порівнянні з іншими сюжетними лініями.

Сюжетна лінія і сценарна родина B1 містить опис світу, який рухається в одному напрямку з тим же глобальним населенням, яке сягає максимальної чисельності у середині століття, а потім зменшується, як й у сюжетній лінії A1, але при швидких змінах в економічних структурах в напрямку сервісної та інформаційної економіки зі зменшенням матеріальної інтенсивності та упровадженням чистих і ресурсоощадних технологій. Головна увага приділятиметься глобальним вирішенням економічної, соціальної та екологічної сталості, включаючи більшу справедливість, але без додаткових ініціатив, пов'язаних з кліматом.

Сюжетна лінія і сценарна родина B2 містить опис світу, в якому головна увага приділятиметься локальним рішенням проблеми економічної, соціальної та екологічної сталості. Це буде світ з глобальним населенням, яке стало збільшується з темпами, нижчими ніж для A2, проміжними рівнями економічного розвитку і менш швидкими, але різноманітнішими змінами у порівнянні з лініями B1 і A1. Хоч цей сценарій також орієнтований на охорону навколишнього середовища та соціальну справедливість, головна увага у ньому приділятиметься місцевим і регіональним рівням [2].

Таким чином, при моделюванні прогностичних змін режиму температури та опадів використовувались сценарії зміни клімату A2 та A1B. В якості вхідної інформації застосовувалась глобальна кліматична модель ECHAM5, розроблена в Інституті метеорології ім. Макса Планка в

Німеччині. ECHAM5 є останньою версією з серії ECHAM і розвивається від спектральної моделі прогнозу погоди Європейського центру середньострокових прогнозів погоди. ECHAM5 має роздільну здатність T63, що відповідає горизонтальному кроку сітки приблизно 140×210 км в середніх широтах. Вихідні дані моделі використовуються для забезпечення початкових та граничних (бокових) умов для регіональних кліматичних моделей. Збільшення роздільної здатності в регіональних кліматичних моделях дає можливість з більшою точністю прогнозувати місце розташування, інтенсивність та частоту екстремальних явищ погоди.

В даному дослідженні сценарій зміни клімату А2 представлений в регіональній кліматичній моделі RCA3 з кроком сітки 25×25 км. RCA3 є реалізацією регіональної кліматичної моделі центру Россбі (Швеція). Модель RCA3 ґрунтується на попередній версії RCA2. Основною перевагою RCA3 в порівнянні з RCA2 є те, що в RCA2 параметризація поверхні землі, в тому числі морського льоду, була досить спрощена, оскільки при моделюванні температури підстильної поверхні, яка використовувалась як одна з компонентів енергетичного балансу, не враховувалися різні типи підстильної поверхні (лід, сніг, відкритий ґрунт, ліс). Поряд зі змінами в схемі прогнозування температури поверхні, з урахуванням властивостей кожного з типів, наприклад, відкритий ґрунт чи вкритий трав'янистою рослинністю, в RCA3 були також виконані певні оновлення в моделюванні фізики атмосфери, пов’язані з випромінюванням, турбулентністю та параметризацією хмарності. Середня похибка при прогнозуванні температури повітря в даній моделі становить ± 1°С. Хоча в RCA3 у Північній Європі існує чітке заниження в максимальних температурах і завищення в мінімальних. Згідно вказаної регіональної кліматичної моделі режим опадів має добрі показники моделювання по всій території Європи, за винятком деяких регіонів на півночі, де кількість опадів в літні сезони дещо перевищена. Високі показники модель має й за результатами прогнозування розподілу інтенсивності опадів. Тому, саме RCA3 використовувалась в даній роботі, оскільки вона є однією з найбільш показових регіональних кліматичних моделей в Європейському регіоні [4].

Сценарій зміни клімату *A1B* в даній роботі реалізований в регіональній кліматичній моделі REMO також з кроком сітки 25×25 км, яка розроблена в Інституті метеорології ім. Макса Планка в Гамбурзі. REMO застосовується для моделювання клімату більш ніж шести експериментів CORDEX – Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (Африка, Європа, Середземномор'я, Північна Америка, Південна Америка та Західна Азія). При цьому особливістю REMO є моделювання не лише річних режимів опадів та температури, але й вивчення між- та внутрішньосезонних характеристик, а також представлення цих змінних на основі функції густини ймовірності в порівнянні зі спостереженнями.

Вказана регіональна кліматична модель має досить добру продуктивність при моделюванні різних типів клімату, що дає можливість більш детального прогнозування метеорологічних процесів в різних кліматичних умовах, що дуже важливо для оцінки майбутніх прогнозів клімату. Найбільш точні результати моделювання REMO показує саме в межах Європи, що робить цю модель найбільш прийнятною до використання саме в цьому регіоні. Хоча за результатами дослідження було виявлено, що в межах Європи спостерігається незначне завищення температури повітря в літні місяці, та протягом року недооцінення умов вологості повітря (до 10%). Для глобального випромінювання модель переоцінює значення спостережень в основному влітку. А найкращі результати моделювання були виявлені при вивченні режиму опадів, оскільки прогнозовані дані за REMO практично співпадали з даними спостережень. Тому, високий рівень прогностичних можливостей забезпечує використання регіональної кліматичної моделі REMO в даному дослідженні [5].

1.2. ЗМІНИ РЕЖИМУ ОПАДІВ ТА ТЕМПЕРАТУРИ ЗГІДНО СЦЕНАРІЇВ ЗМІНИ КЛІМАТУ *A2* ТА *A1B*

Для вивчення режиму опадів та температури була підготовлена інформація про ці гідрометеорологічні величини на 22 станціях спостереження, розташованих в межах території України, для трьох періодів дослідження – 1986–2005 рр., 2011–2030 рр. та 2031–2050 рр. При цьому формувались дані для двох сценаріїв зміни клімату – «жорсткого» *A2* та «помірного» *A1B*. Для більшої наочності назви пунктів дослідження та їх місцезнаходження представлені на рис. 1.2, який демонструє рівномірне розташування станцій по всій території України. Також на рис. 1.2 зазначені зони, що відповідають кліматично однорідним регіонам (КОР). Під кліматично однорідними регіонами розуміють території з однотипним характером не тільки температури, але й опадів і вітру з сумісним врахуванням їх режиму в тепле та холодне півріччя [1]. Для порівняльного аналізу розподілу температури та опадів для різних періодів та сценаріїв використовувались середньорічні значення температури ті середньорічні суми опадів для однієї зі станцій в кожному КОР, тобто загалом досліджувались дані вказаних гідрометеорологічних величин в одинадцяти пунктах спостереження. На рис. 1.3–1.8 представлено розподіл середньорічної температури та середньорічної кількості опадів для трьох двадцятирічних періодів дослідження та двох зазначених вище сценаріїв змін клімату. Аналізуючи температурний режим можна відзначити, що подібний розподіл спостерігається в сусідніх кліматично однорідних регіонах, які займають північ та північний захід території України, і відповідають

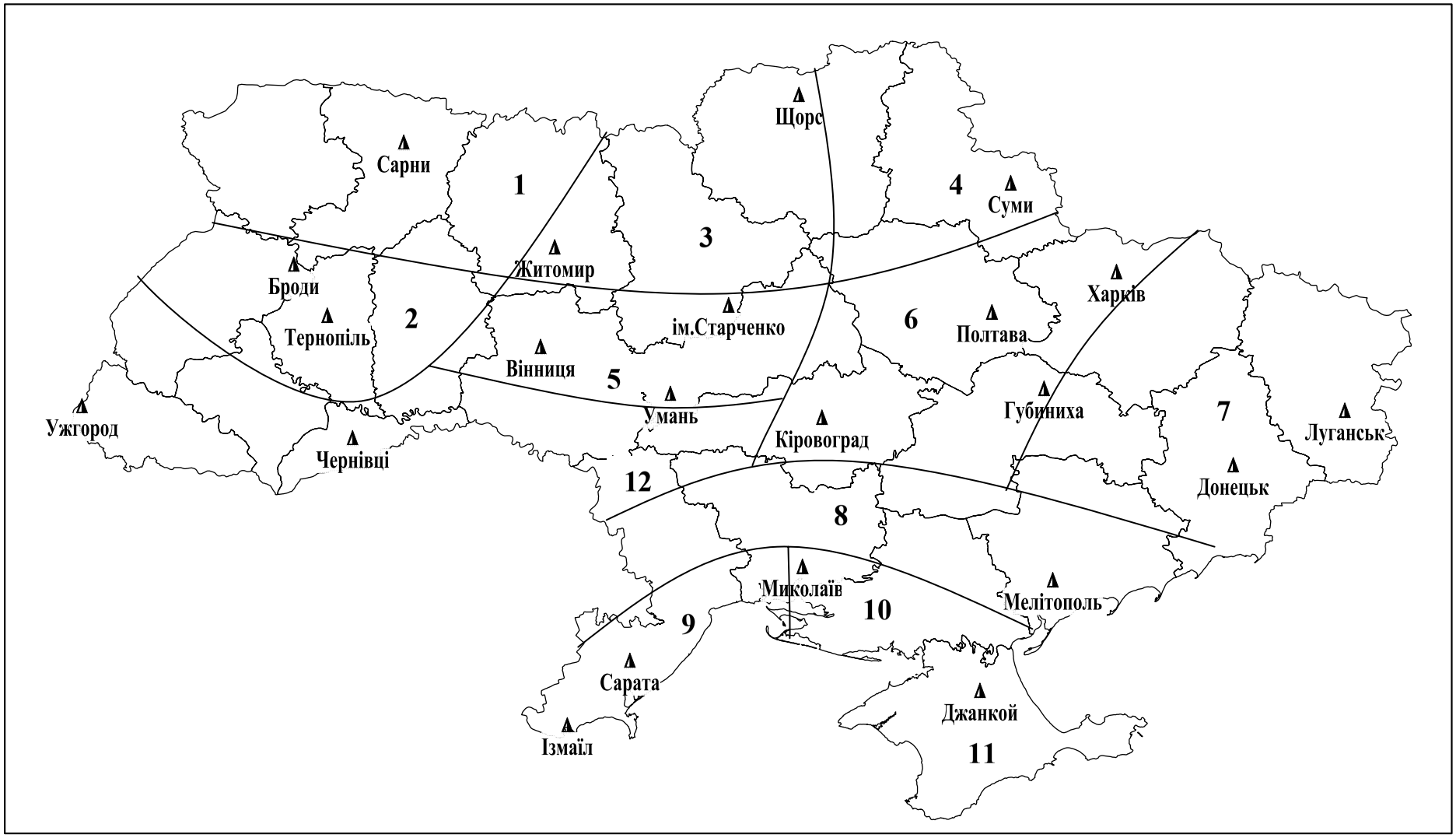


Рис. 1.2. Карта розташування пунктів дослідження та межі кліматично однорідних регіонів [18]

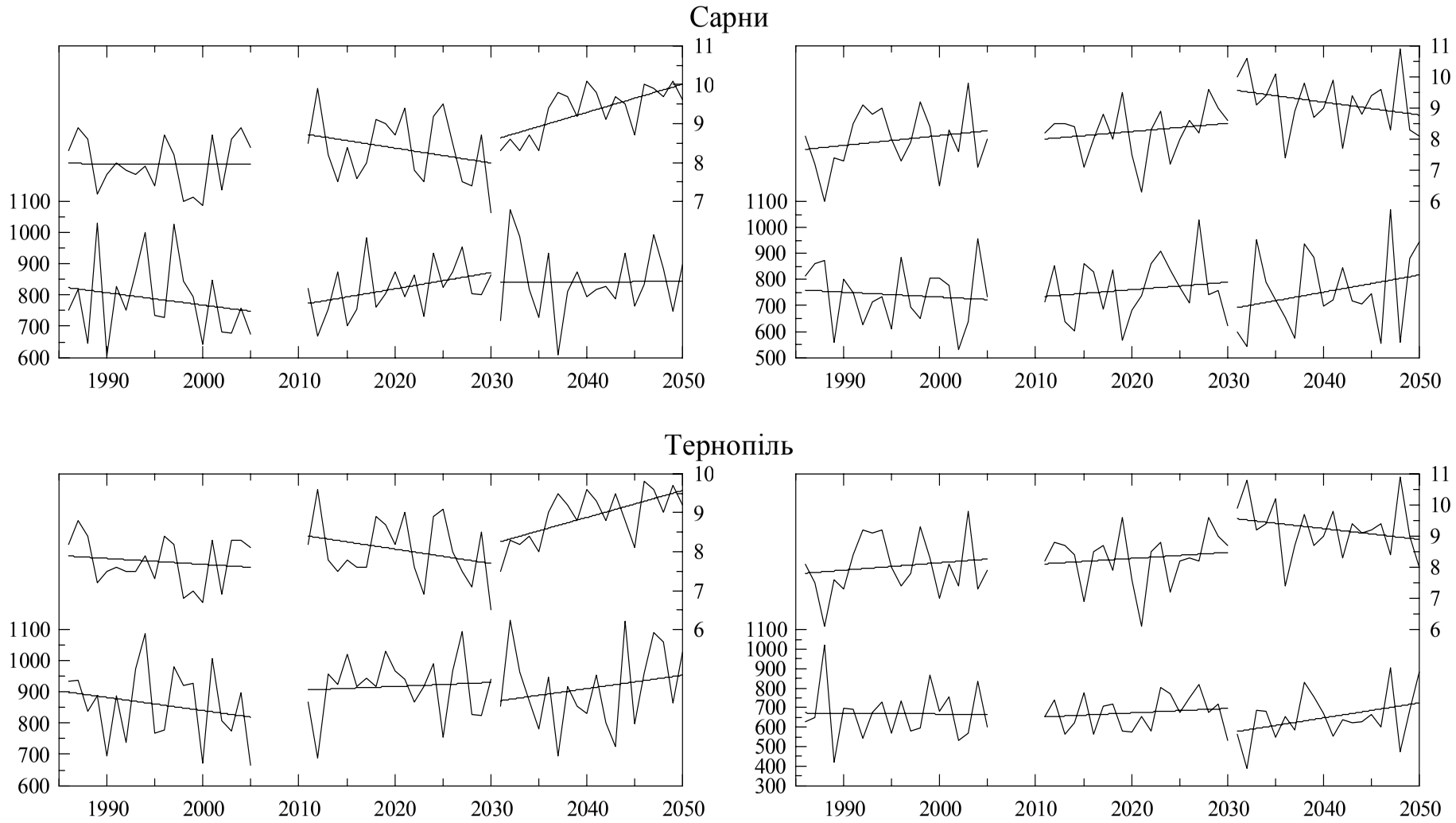


Рис. 1.3. Розподіл середньорічної температури повітря та річна сума опадів на ст. Сарни та ст. Тернопіль протягом періодів дослідження для сценаріїв зміни клімату *A2* (зліва) та *A1B* (справа)

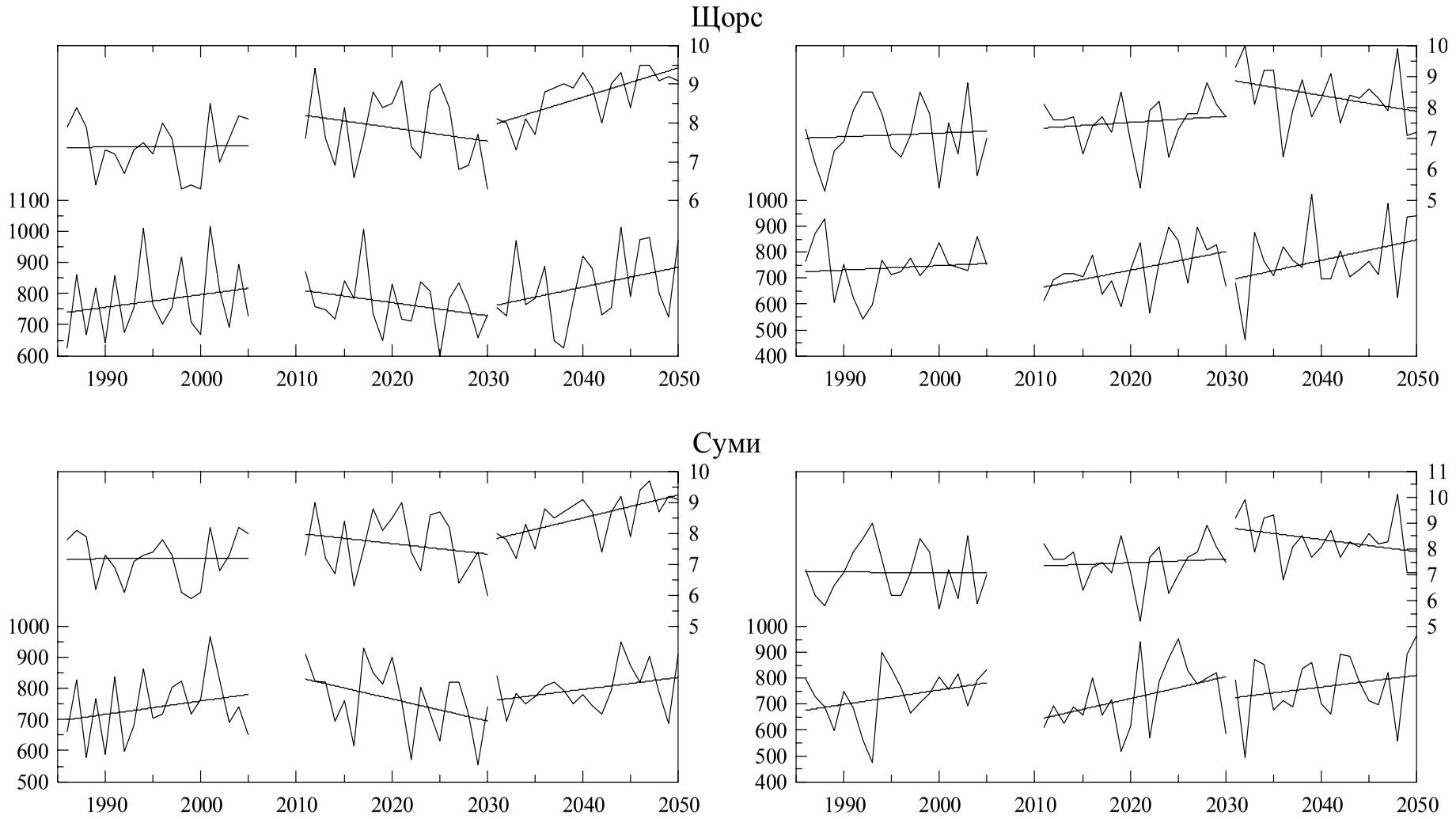


Рис. 1.4. Розподіл середньорічної температури повітря та річна сума опадів на ст. Щорс та ст. Суми протягом періодів дослідження для сценаріїв зміни клімату *A2* (зліва) та *A1B* (справа)

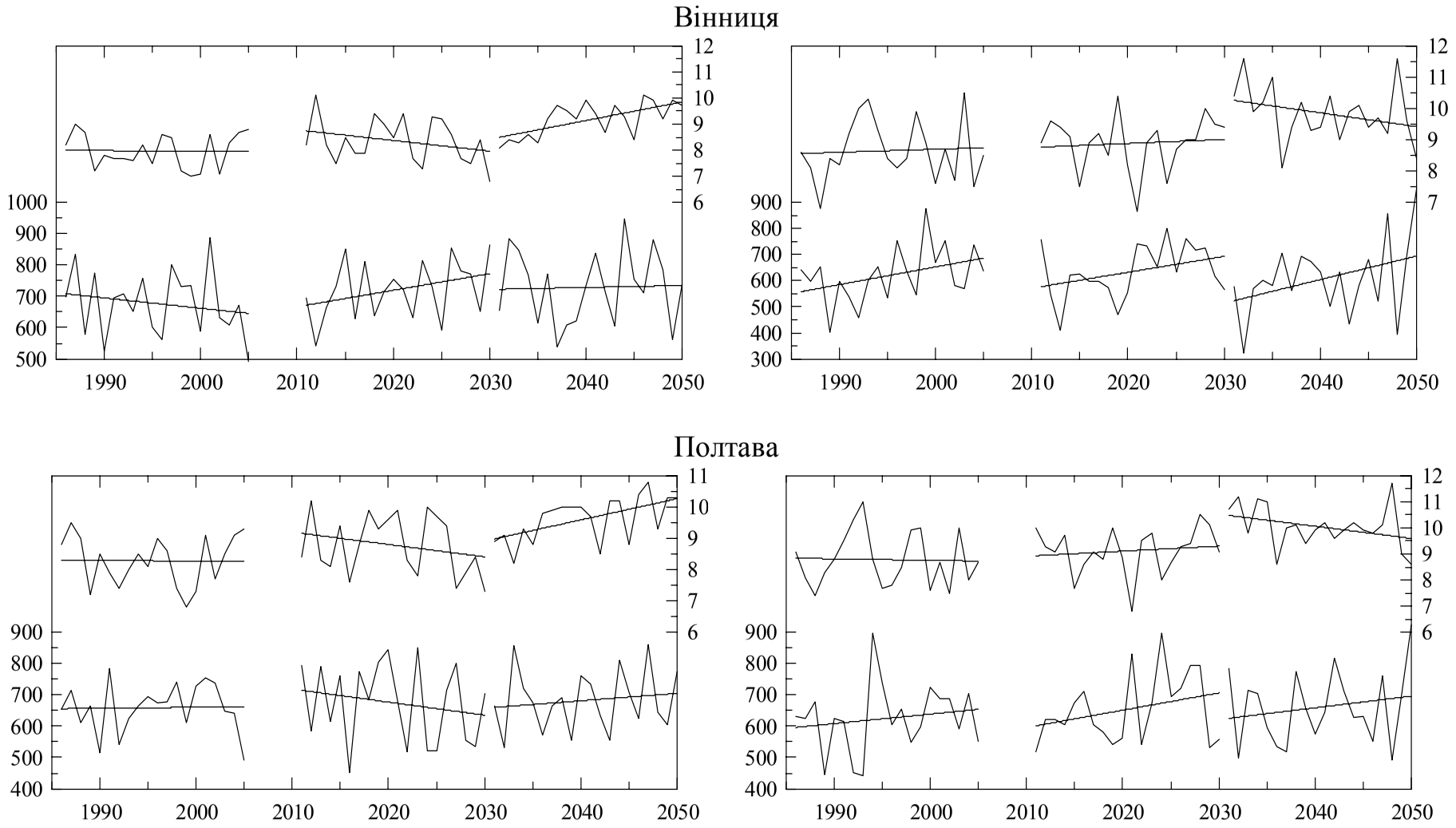


Рис. 1.5. Розподіл середньорічної температури повітря та річна сума опадів на ст. Вінниця та ст. Полтава протягом періодів дослідження для сценаріїв зміни клімату *A2* (зліва) та *A1B* (справа)

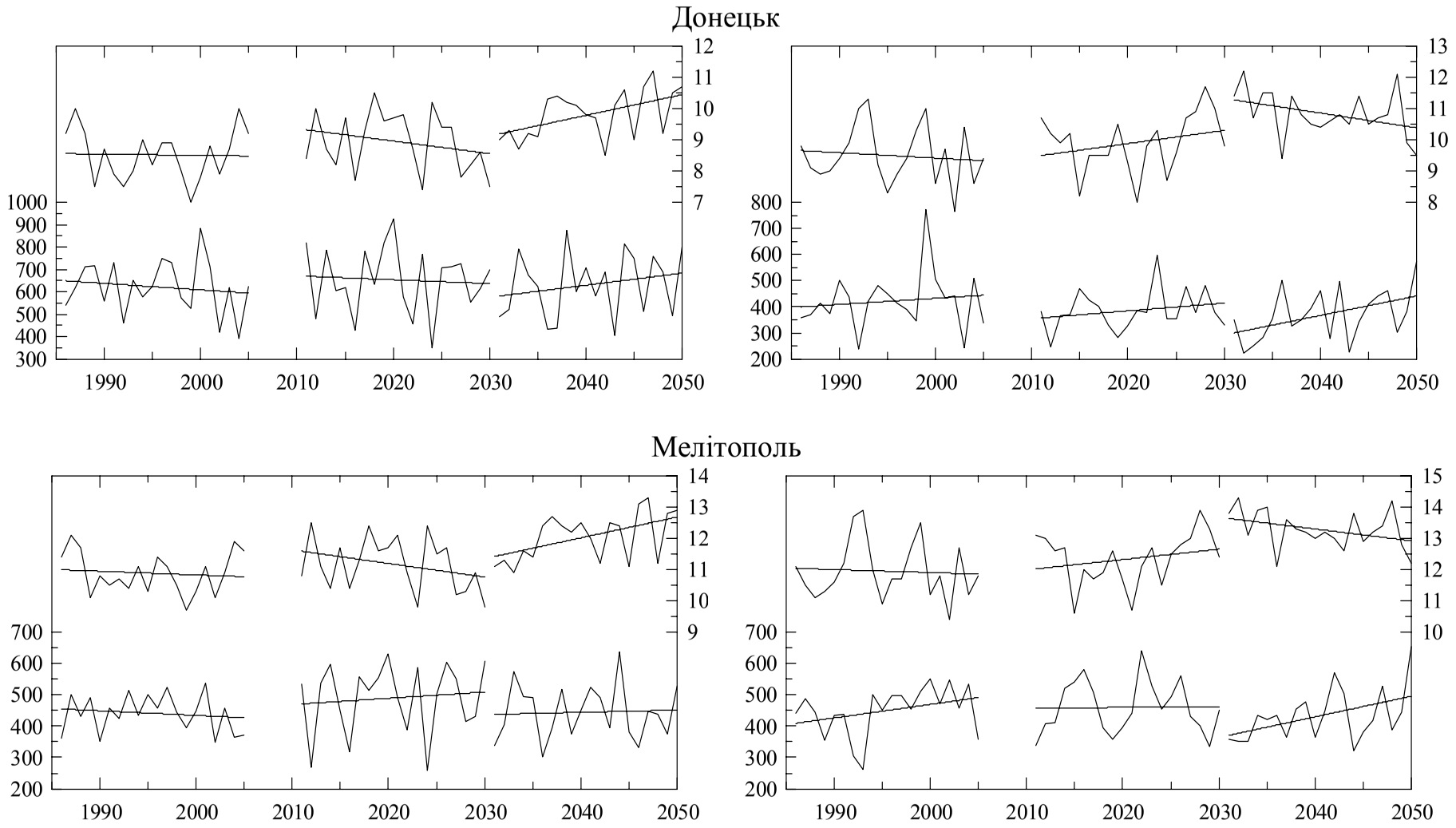


Рис. 1.6. Розподіл середньорічної температури повітря та річна сума опадів на ст. Донецьк та ст. Мелітополь протягом періодів дослідження для сценаріїв зміни клімату *A2* (зліва) та *A1B* (справа)

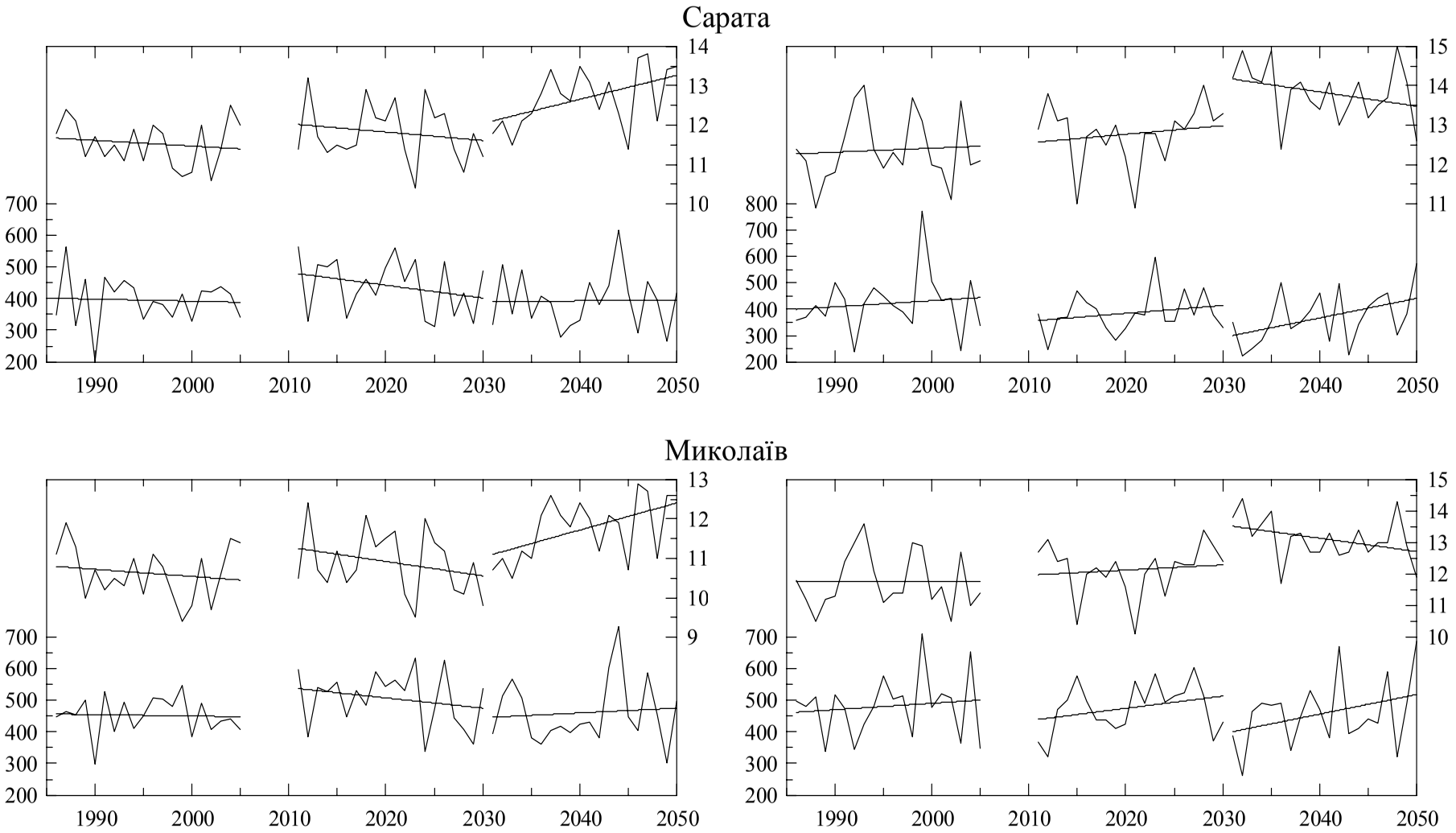


Рис. 1.7. Розподіл середньорічної температури повітря та річна сума опадів на ст. Сарата та ст. Миколаїв протягом періодів дослідження для сценаріїв зміни клімату *A2* (зліва) та *A1B* (справа)

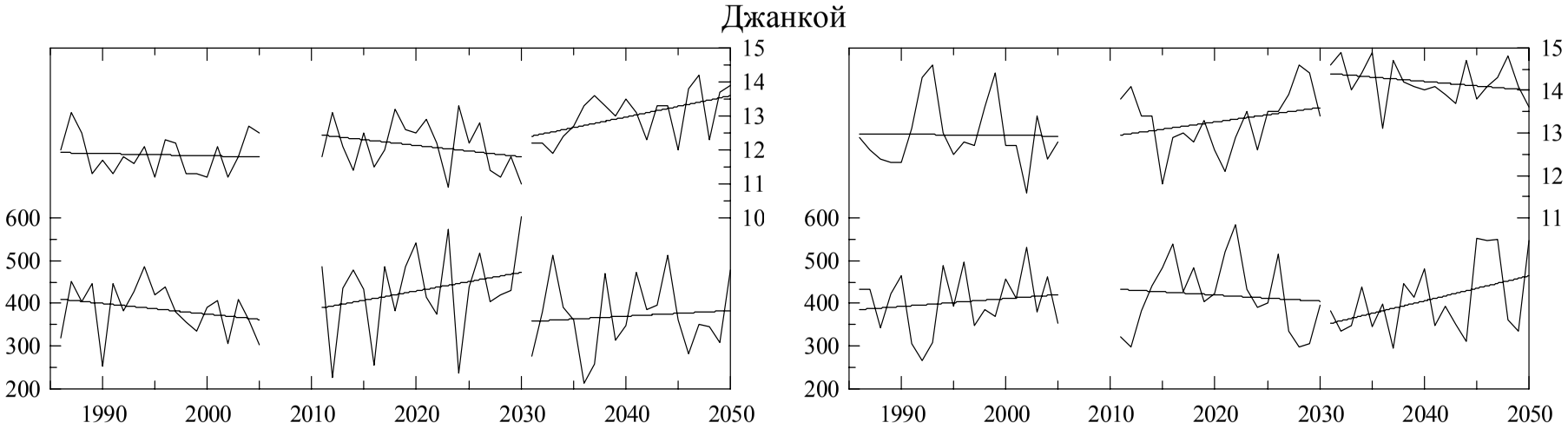


Рис. 1.8. Розподіл середньорічної температури повітря та річна сума опадів на ст. Джанкой протягом періодів дослідження для сценаріїв зміни клімату *A2* (зліва) та *A1B* (справа)

першому, другому, третьому та четвертому КОР. При цьому вказані регіони представлені станціями дослідження Сарни, Тернопіль, Щорс та Суми відповідно. Протягом 1986–2005 рр. в зазначених районах середньорічні значення температури повітря практично не змінюються за весь двадцятирічний період для сценарію зміни клімату *A2*. Подібна ситуація спостерігається й для сценарію *A1B*, коли протягом проміжку часу 1986–2005 рр. температурний режим не зазнає істотних змін, хоча на ст. Щорс та ст. Тернопіль зафіксоване незначне зростання температури до кінця періоду (рис. 1.3–1.4). Для більш детального дослідження були розраховані середні значення температури за 20 років (табл. 1.1), які показують, що ці величини впродовж всього періоду для вказаних КОР істотно не відрізняються й знаходяться в межах 7,1–8,0 °С.

Таблиця 1.1. Середньорічна температура повітря за періоди дослідження для сценаріїв зміни клімату *A2* та *A1B*, °С

№ КОР	Пункт	Сценарій *A2*			Сценарій *A1B*		
		1986-2005	2011-2030	2031-2050	1986-2005	2011-2030	2031-2050
1	Сарни	8,0	8,4	9,3	8,0	8,3	9,2
2	Тернопіль	7,8	8,1	8,9	8,0	8,3	9,2
3	Щорс	7,4	7,9	8,7	7,1	7,5	8,4
4	Суми	7,2	7,7	8,5	7,1	7,5	8,4
5	Вінниця	8,0	8,4	9,2	8,7	8,9	9,8
6	Полтава	8,3	8,8	9,6	8,8	9,1	10,0
7	Донецьк	8,5	8,9	9,8	9,5	9,9	10,8
8	Мелітополь	10,9	11,2	12,1	12,0	12,3	13,3
9	Сарата	11,5	11,8	12,7	12,4	12,8	13,8
10	Миколаїв	10,6	10,9	11,8	11,8	12,1	13,1
11	Джанкой	11,9	12,1	13,0	13,0	13,3	14,2

Абсолютно інша ситуація спостерігається для першого, другого, третього та четвертого кліматично однорідних регіонів протягом 2011–2030 рр., оскільки в цей час значення середньої температури за двадцятиріччя очікуються значно вищими, ніж в попередній період. Так, наприклад, якщо для ст. Сарни протягом першого періоду середнє значення температури становитиме 7,97 °С для сценарію *A2* та 7,98 °С – для *A1B*, то за двадцятирічний період 2011–2030 рр. ці показники збільшаться до 8,36 °С та 8,26 °С відповідно до сценаріїв (табл. 1.1).

Подібний часовий розподіл матимуть райони, що займають територію півдня України, де виділяють чотири кліматично однорідних регіони, три з яких знаходяться в своїй більшості в межах Одеської, Миколаївської, Херсонської та Запорізької областей, і на території Автономної республіки Крим відмічається окремий КОР. Проте в даному випадку кожен регіон представлений однією станцією дослідження і це – Мелітополь, Сарата, Миколаїв, Джанкой, що відповідають восьмому, дев'ятому, десятому та одинадцятому КОР. Таким чином, можна відзначити, що саме в цих районах прогнозуються максимальні величини температурних показників.

Абсолютний максимум серед усіх станцій очікується в пункті дослідження Джанкой в період 2031–2050 рр., коли середньорічне значення за двадцятирічний період прогнозується на рівні 13,0 °С, що на 1,14 °С більше ніж в період 1986–2005 рр., для сценарію *A2* та 14,2 °С для сценарію *A1B,* що на 1,24 °С більше за значення першого періоду та на 1,2 °С більше для аналогічного періоду сценарію *A2*. Часовий розподіл температурного режиму в межах періодів дослідження для кожної зі станцій істотно не відрізняється від розглянутих раніше, а більш високі температурні показники слід очікувати за можливого сценарію зміни клімату *A1B.*

Тож, підводячи підсумок вищезазначеного, можна зауважити, зміни температурного режиму на території матимуть нерівномірний характер. Найбільше підвищення температурних показників очікується протягом третього періоду дослідження, тобто 2031–2050 рр., при цьому під найбільшим впливом опиняться центральні та південні регіони України. Тим часом, максимальні зміни температурного режиму прогнозуються у випадку розвитку сценарію *A1B* (рис.1.6–1.8).

Достатньо цікаві результати отримані при вивченні майбутніх змін режиму опадів для станцій спостережень, зазначених раніше. На графіках розподілу середньорічної температури та річної суми опадів вони наведені в нижній частині рисунка. Режим опадів, як і розглянутий вище режим температури повітря, має подібний розподіл в сусідніх кліматично однорідних регіонах.

Розглядаючи КОР, розташовані в північних та північно-західних районах України, можна відзначити, що протягом першого періоду дослідження для сценарію *A2* на ст. Сарни та ст. Тернопіль прогнозується тенденція до зменшення річної суми опадів до кінця розглядуваного часового проміжку. В той же час на ст. Щорс та Суми очікується зростання річної суми опадів. В період 2011–2030 рр. на вказаних станціях ситуація абсолютно протилежна – в першому та другому КОР очікується збільшення річної кількості опадів, а в третьому та четвертому – зменшення. Проте в 2031–2050 рр. у всіх пунктах спостереження прогнозується тенденція на зростання суми опадів (рис. 1.3–1.4). Порівнюючи значення середньорічної суми опадів за двадцятирічні

проміжки часу для станцій, розташованих в північно-західних регіонах країни, слід очікувати поступове збільшення кількості опадів від 1986 р. до 2050 р. Так, наприклад, на ст. Сарни для першого періоду очікується в середньому 785 мм опадів за рік, тоді як в 2031–2050 рр. ця величина збільшиться на 57 мм, тобто становитиме близько 842 мм. Подібна ситуація буде й на інших станціях (табл. 1.2).

Таблиця 1.2. Середньорічна кількість опадів за періоди дослідження для сценаріїв зміни клімату *A2* та *A1B*, мм

№ КОР	Пункт	Сценарій *A2*			Сценарій *A1B*		
		1986-2005	2011-2030	2031-2050	1986-2005	2011-2030	2031-2050
1	Сарни	786	823	842	741	762	755
2	Тернопіль	860	919	913	669	674	651
3	Щорс	779	769	824	741	732	773
4	Суми	741	764	800	730	726	769
5	Вінниця	677	722	729	622	635	609
6	Полтава	659	675	682	625	654	661
7	Донецьк	622	653	632	569	576	573
8	Мелітополь	441	490	445	450	460	433
9	Сарата	395	441	393	422	386	371
10	Миколаїв	453	507	461	482	477	460
11	Джанкой	386	431	370	403	419	409

Порівнюючи результати, отримані для сценарію *A2,* з даними *A1B*, можна зазначити такі суттєві відмінності, які в основному полягають в тому, що для сценарію *A1B* протягом усіх періодів дослідження очікується тенденція зростання річної суми опадів. Проте абсолютні величини середньорічної кількості в межах кожного двадцятирічного періоду для даної сюжетної лінії значно менші, ніж для сценарію *A2,* що добре простежується на прикладі ст. Тернопіль (табл. 1.2). Так, для періоду 1986–2005 рр. різниця між середньорічною сумою опадів для сценаріїв *A2* та *A1B* становить понад 190 мм, для 2011–2030 рр. – 244 мм, для 2031 – 2050 рр. – 262 мм. При цьому слід зауважити, що серед усіх регіонів саме на заході України в другому кліматично однорідному регіоні, що представлений станцією Тернопіль, очікується максимальна річна сума опадів за даними сценарію *A2* в третьому періоді дослідження.

Режим опадів, який в майбутньому очікується в центральних та східних областях України, також має свої характерні особливості. Зокрема, для станцій дослідження, розташованих у вказаних районах, для першого періоду середня кількість опадів згідно сюжетної лінії А2 становитиме близько 650 мм, що на 150-200 мм менше ніж в північних та західних регіонах. Для другого періоду на всіх станціях ця кількість дещо збільшиться. Зростання сумарної річної кількості опадів для ст. Вінниця та ст. Донецьк прогнозується й протягом 2031–2050 рр., на відміну від ст. Полтава, де очікується незначне зменшення середньорічної суми опадів. Що стосується сценарію А1В, то як і в попередніх КОР, в п'ятому, шостому та сьомому кліматично однорідних регіонах протягом усіх трьох двадцятирічних періодів прогнозується тенденція зростання річної суми опадів (рис. 1.5–1.6). Кількість опадів між розглядуваними проміжками часу розподіляється практично рівномірно. А при порівнянні даної сюжетної лінії з А2 виявлено, що хоч за даними А2 й для цих регіонів очікується більша кількість опадів, проте різниця між величинами *A2* та *A1B* не така суттєва, як в північно-західних КОР і становить, наприклад, для ст. Полтава 34 мм – для 1986–2005 рр., 21 мм – для 2011– 2030 рр., 22 мм – для 2031–2050 рр. (табл. 1.2).

Найбільш цікавими виявились результати досліджень, отримані в кліматично однорідних регіонах, розташованих в південних регіонах України. Аналізуючи рис. 1.6–1.8, де представлений розподіл середньорічної кількості опадів на ст. Мелітополь, Сарата, Миколаїв, Джанкой, можна відзначити, що саме для вказаних КОР прогнозується найменша сума річних опадів серед усіх регіонів країни як для сценарію *A2*, так і для *A1B*. Абсолютний мінімум зволоження очікується в АР Крим, коли середня річна сума опадів за період 2031–2050 рр. для *A2* не перевищуватиме 370 мм. Розглядаючи часовий розподіл в межах кожного періоду дослідження, можна зауважити, що для сценарної групи *A2* в кожному двадцятиріччі очікується рівний хід показників опадів, і лише в 2011–2030 рр. можлива тенденція до незначного зменшення, хоча середньорічні значення за вказане двадцятиріччя дещо вищі ніж за два інші. Графіки розподілу для сценарію зміни клімату *A1B* показують прогнозовану тенденцію зростання суми опадів в межах кожного виучуваного періоду. Цікавим є також той факт, що на відміну від усіх розглянутих раніше регіонів, де найбільші значення середньорічної кількості опадів прогнозувались за даними А2, для восьмого, дев'ятого, десятого та одинадцятого кліматично однорідних регіонів максимуми зволоження очікуються за прогнозованими значенням для сценарію *A1B.* Також є ймовірність того, що найбільше опадів буде в перший (1986 – 2005 рр.) або другий (2011–2030 рр.) період, а не в 2031–2050 рр., як в усіх інших випадках.

Таким чином, з отриманих результатів можна зробити висновок, що режим опадів в найближчі декілька десятиріч буде зазнавати значних змін. Як за сюжетною лінією А2, так і А1В для більшості регіонів України, за винятком південних, очікується збільшення річної суми опадів до 2050 року. Найбільша кількість опадів очікується в західних областях країни, найменша – в південних та АР Крим, що може призвести до збільшення кількості посушливих явищ. За сценарієм *A2* більше опадів слід очікувати над північно-західними регіонами, а за сценарієм *A1B* – над південними.

1.3. ЗВ'ЯЗОК ПОСУХ В УКРАЇНІ З БЛОКУЮЧИМИ ПРОЦЕСАМИ В АТМОСФЕРІ

Посуха є одним з найнесприятливіших погодних явищ, яке може не тільки впливати локально на формування врожаю сільськогосподарських культур, але й, загалом, на економічну стабільність окремих країн і регіонів. Дослідження показують, що на півдні Східної Європи синоптичні умови для формування посух починають створюватися вже наприкінці зими й навесні [2, 4, 16]. Антициклонічний характер циркуляції в помірних широтах є характерним для квітня і травня, що відіграє визначальну роль у високій повторюваності і тривалості бездощових періодів, які є основою для формування посух в подальшому. У весняно-літній період посухи на півдні Східної Європи зазвичай розвиваються за умов виникнення в атмосфері регіону високого, стаціонарного антициклону, якій порушує зональне перенесення в атмосфері й може відповідати синоптичним умовам блокування [21]. Дефіцит опадів при цьому формується в результаті комплексу чинників, а саме, зсув основних траєкторій циклонів та їх зон опадів, адіабатичне прогрівання середніх шарів тропосфери у висотному антициклоні, радіаційне прогрівання і висушування повітряних мас біля поверхні землі.

1.3.1. Загальні відомості та визначення атмосферного блокування

Численні дослідження в області вивчення циркуляційних особливостей атмосфери під час тривалих та інтенсивних посух, що виконувалися різними авторами синоптичними та кількісними методами, дозволили скласти певну картину, яка відображує структуру тропосферного поля тиску та потоків повітря, і може описуватись за допомогою синоптичних критеріїв блокування або індексів блокування [21, 24].

Синоптичні методи ґрунтуються на аналізі взаємного розташування зони конвергенції потоку і осередків ізалогіпс на картах АТ-500 і

ВТ-500/1000 та врахуванні 3-4-місячної циклічності реперних процесів антициклогенезу. За результатами досліджень блокуючих процесів виділено три основних типи синоптичних процесів, залежно від конфігурації висотного гребеня і траєкторії приземного антициклону [21]. У будь-якому випадку, типовою ознакою блокування є розщеплення зонального потоку на дві гілки, які огинають „блок" по південній та північній периферії, а потім знову зливаються до одного потоку. Перша форма блокуючих процесів характеризується розщеплюванням західного потоку на дві гілки, які обтікають структуру висотного баричного поля у вигляді „диполя" (на півночі – антициклон, на півдні – циклон). Біля поверхні землі розташовується малорухомий антициклон, якіст повільно зміщується в процесі блокування за петлеподібною траєкторією. Друга форма блокування характеризується наявністю висотного, меридіонально орієнтованого гребеня. Поблизу поверхні землі синоптичні процеси мають чітко виражену меридіональність. Формування та тривале існування такого гребеня часто пов'язано з субтропічним максимумом, наприклад, з азорським антициклоном для процесів блокування над Європою. Третя форма блокування характеризується омега-подібною формою висотного гребеня, якій має більшу протяжність у зональному напрямі, ніж у попередньому випадку. Біля поверхні землі антициклони повільно переміщаються в східному напрямі. Характерною особливістю блокуючих антициклонів всіх типів є їх безперервна регенерація, зумовлена надходженням холодних мас повітря, як правило, в тилу циклонів, що зміщуються по східною периферією висотного гребеня. При цьому може відбуватися формування нових теплих ядер високого тиску на західній периферії блокуючої системи.

Окрім структури висотного термобаричного поля, в синоптичній практиці для визначення процесу блокування враховують історичну послідовність процесу, тривалість існування, яка за різними джерелами повинна становити не менше 3-10 діб, велику просторову протяжність та географічне розташування блоку в помірних або високих широтах. Синоптичні ознаки можуть використовуватись як прогностичні. Так, Калачикова В.С. [7] при аналізі блокуючих антициклонів над Сибіром у холодне півріччя показала, що за 2-3 дні до початку блокування відбувається встановлення диполя у полі аномалій висотного баричного поля, а саме, формування над північними районами осередку додатних ізаномал, а над південними – від'ємних.

З кінця 70-х років минулого століття основний напрям у дослідженні блокуючих процесів перейшов до пошуку об'єктивних методів виявлення блоків. Найбільш уживаними показниками (або індексами) блокування стали такі, що відображують існування малорухомого, високого антициклону чи гребеня або дипольну структуру поля геопотенціалу. На сучасному етапі розвитку метеорології немає як загальноприйнятого

визначення процесу блокування, так й чисельного критерію, що його визначає. Лейєнас і Окленд [28-29] застосували різницю геопотенціальних висот (*H*) між широтами 40 та 60° півн.ш. в Північній півкулі на рівні АТ-500 гПа для створення довготного індексу блокування *I(λ)*

$$I(\lambda) = H_{40^\circ \text{півн.ш.}}(\lambda) - H_{60^\circ \text{півн.ш.}}(\lambda). \quad (1.1)$$

Довгота *λ* визначається як блокуюча, якщо одночасно задовольняються умови *I(λ) < 0;*

$$(I(\lambda-10) + I(\lambda) + I(\lambda+10)) / 3 < 0. \quad (1.2)$$

Тібальді і Монтені в своїх дослідженнях визначили, що індекс Лейєнаса-Окланда може бути від'ємним за наявності відсічених висотних циклонів, які переміщуються до полюса, але в дійсності процес не відповідає блокуванню [30]. Для виключення такої ситуації було запропоновано розраховувати додатковий параметр, який вкупі з вже існуючим утворив індекс блокування Тібальді-Монтені. Згідно цій методиці, визначаються два типи градієнтів геопотенціальної висоти поверхні АТ-500 гПа - *GHGN* та *GHGS*, які щоденно розраховуються для кожної довготи. Градієнт *GHGS* пропорційний компоненті зонального геострофічного вітру та є виміром інтенсивності зональної течії для кожної довготи, аналогічно індексу *I(λ)*. Градієнт *GHGN* уведений для того, щоб виключити неблоковані течії за наявності відсічених мінімумів північніше за 60° півн.ш. Індекс Тібальді-Монтені виявився досить зручним для автоматизації процесу розрахунку на даних об'єктивного аналізу, що сприяло його популяризації в дослідженнях блокування атмосфери [24].

Блокуючі процеси проявляються в атмосфері не тільки з певною періодичністю, але й зосереджені в локалізованих географічних регіонах. В одному з останніх фундаментальних досліджень з кліматології блокування в північній півкулі, виконаних Д. Барріопедро та ін. [25], показала наявність двох основних секторів блокування в холодному сезоні – Євроатлантичний (з максимумом на 10° сх.д.) та Тихоокеанський (з максимумом на 180° сх.д.). Блоки концентруються в широтній смузі 60-70° півн.ш., але в Євроатлантичному регіоні є тенденція до зміщення положення блоків південніше за 60° півн.ш., а в Тихоокеанському секторі – північніше від цієї широти. В теплому сезоні Тихоокеанський максимум роздвоюється на дві смуги – біля 120° сх.д. та 150° зах.д. Аналогічна ситуація складається в Євроатлантичному регіоні – два райони локалізуються біля 10° зах.д. та 30° сх.д. Звертає увагу той факт, що з цих знайдених зон блокування три розташовані на межі океан-континент і лише одна всередині континенту на межі Європи та Азії. В холодний період року максимальна повторюваність блокування зосереджена над

океанічними поверхнями, в теплий сезон спостерігається зміщення цих осередків в напрямку до полюса та на межу океан-континент.

Порівняння авторами результатів цього дослідження з попередніми показало, що хоча, в цілому, влітку спостерігається зменшення кількості процесів блокування, частота блоків суттєво зросла над сходом Європи та заходом Азії, що дозволяє стверджувати про появу третього центру блокування в Північній півкулі. На часту повторюваність антициклонічних центрів над Східною Європою та Україною, зокрема, вказано в дослідженні
В.Ф. Мартазинової та ін. [11-12], де в кліматичних приземних полях тиску знайдено пересування на схід протягом XX сторіччя основних антициклонічних центрів дії атмосфери, внаслідок чого над даним регіоном в еталонних полях простежується антициклон або розвинутий гребінь в усі сезони року.

Наприкінці XX - початку XXI сторіччя на території Європи, як показано в [14, 22], максимум блокуючих ситуацій спостерігався над районами Прибалтики, а також Уралом. Середня тривалість блокування становила 6-7 діб, при цьому найбільша кількість блокуючих ситуацій при найдовшій тривалості відмічалася влітку. Найбільшою кількістю блоків за розглянутий період (1998-2008 рр.) були відмічені 2003 та 2006 рр., хоча в наступному періоді 2010 р. став одним з найвидатніших за тривалістю та інтенсивністю блокуючих процесів в поточному сторіччі [13, 26]. Посуха влітку 2010 р. на Європейській території Росії була аналогічною тій, що охопила ті ж території в 1972 р. Порівняльний аналіз циркуляційних умов в 2010 та 1972 рр. показав наявність спільних рис, пов’язаних з блокуючими процесами [23]. В обох випадках в Північній півкулі тривалість блокуючих процесів була більша за середню, в теплий сезон переважали вторгнення арктичного сухого повітря, яке, прогріваючись, підтримувало існування антициклонічних утворень біля поверхні землі тривалий час. Більш того, в сучасний період (1998-2013 рр.), як показано в [9], спостерігається загальне підвищення тривалості та одночасного формування блокуючих процесів: 3-4 на півкулі порівняно з 2-3 процесами в 60-ті роки XX сторіччя. Оскільки блокування супроводжується посиленням міжширотного обміну повітряними масами, збільшення сумарної кількості та тривалості блокуючих процесів може бути одним з факторів сучасної стабілізації глобальної температури.

1.3.2. Просторова структура блокування при посухах в Україні

Відомо, що на півдні Східної Європи посухи найчастіше розвиваються при високій повторюваності східної форми циркуляції (Е) за класифікацією Г.Я. Вангенгейма у весняно-літній період [3, 16]. Напередодні початку посушливого періоду, як правило, значну

повторюваність мають високі і поширені антициклони, які стаціонують в різних частинах Європи і призводять до зміни зонального перенесення в атмосфері на меридіональне, внаслідок чого основні шляхи циклонів та їх зон опадів пролягають північніше або південніше від континентальної Європи. Антициклонічний характер циркуляції в помірних широтах, в цілому, є характерним для квітня і травня, що визначає високу повторюваність та тривалість бездощових періодів, які впливають на встановлення річного мінімуму відносної вологості повітря і опадів. Звичайно, ці показники можуть посилюватися завдяки утворенню стаціонарних або блокуючих антициклонів.

Для оцінки просторово-часової структури блокування атмосфери під час посух в Україні були використані дані каталогу весняно-літніх посух [1], починаючи з 1948 р. по 1986 р. Всього розглянуто 16 років, коли спостерігалися сильні посухи з поширенням на понад 30% від площі території України протягом квітня-червня. В табл. 1.3 наведені основні відомості про посухи, а саме: площа охоплення у відсотках від площі України, області, в яких спостерігались найнижчі значення ГТК. Також в таблиці представлені дані по визначених центрах блокувань, які будуть розглядатися нижче.

Можна відзначити, що в кожному десятиріччі спостерігалося щонайменше три-чотири роки з весняно-літніми посухами. Особливо посушливим видався період з кінця 50-х років та 60-ті роки минулого століття. У 1968 р. відмічена найсильніша посуха за площею охоплення та за значенням ГТК. Інтенсивні посухи також спостерігалися у 1950, 1959, 1970 рр. В 11 роках площа охоплення посухою перевищила 50% території країни. Якщо розглядати центри посух, то найбільш часто такими виявляються степові області України – Одеська, Херсонська, Миколаївська, Запорізька, Донецька та Луганська. Доволі часто сильні посухи спостерігаються в Дніпропетровській та Кіровоградській областях і Криму. Інші області України меншою мірою потерпають від прояву сильної посухи.

Для аналізу блокуючих ситуацій над територією України була використана запропонована Лейєнасом формула [27], яка іпристосована для визначення індексів блокування у вузлах сітки

$$I(\lambda, \varphi)=H(\lambda, \varphi-15) - H(\lambda, \varphi), \qquad (1.3)$$

де H – значення геопотенціальної висоти H_{500}; φ, λ – широта та довгота вузла розрахунку відповідно.

Вузол сітки відноситься до блокуючого, якщо $I(\lambda,\varphi) < 0$. При цьому необхідно враховувати додатковий критерій, за якого західна складова геострофічного вітру у напрямку до полюса від широти φ на довготі λ повинна бути ≥ 15 м·с$^{-1}$.

Для розрахунку індексів блокування використовувалися дані реаналізу Національного центру передбачення клімату США NCEP-NCAR - поля геопотенціалу на рівні 500 гПа, взяті в області, окресленої координатами 25–70º півн.ш. і 10–80º сх.д. за весняно-літній сезон (квітень-червень) в роки з сильними посухами, зазначеними в табл. 1.3.

Таблиця 1.3. Характеристика весняно-літніх посух в Україні

Рік	Площа охоплення посухою, % [1]	Центр посухи, області України [1]	Найменші значення ГТК [1]	Центри блокування (градуси сх.д.)		
				квітень	травень	червень
1948	40	Херсонська, Дніпропетровська	0,5-0,6	30,0-32,5 10,0-12,0	35,0-42,5	37,5-42,5 62,5-67,5
1950	75	Дніпропетровська, Донецька	0,4-0,5	52,5-65,0	17,5-22,5	22,5-27,5 47,5-70,0
1951	50	Дніпропетровська, Одеська, Миколаївська	0,5-0,6	62,5-67,5	10,0-12,5	37,5-40,0 67,5-70,0
1954	52	Херсонська, Крим	0,4-0,5	10,0-20,0	10,0-27,5	35,0-42,5
1957	57	Херсонська, південь Криму	0,2-0,3	30,0-32,5	32,5-37,5	37,5-40,0 47,5-50,0
1959	62	Запорізька, Харківська, Луганська, Полтавська	0,5-0,6	10,0; 37,5	32,5-37,5	42,5-45,0
1963	57	Донецька, Запорізька	0,6-0,7	37,5-40,0	35,0-37,5	10,0-15,0 70,0-75,0
1964	51	Південь Житомирської, Херсонська	0,6-0,7	27,5-30,0	27,5-30,0 72,5-80,0	32,5-35,0 57,5-60,0
1967	37	Одеська, Миколаївська	0,6-0,7	50,0-52,5	32,5-35,0	27,5-32,5
1968	67	Запорізька, Херсонська, Дніпропетровська	0,2-0,3	22,5-27,5 62,5-65,0	37,5-40,0 10,0-12,5	10,0-15,0 37,5-40,0
1972	54	Запорізька, Луганська	0,5-0,6	10,0; 25,0	10,0-12,5	32,5-35,0 65,0-70,0
1975	52	Луганська, Донецька	0,4-0,5	35,0-37,5	32,5-35,0	20,0-25,0
1979	62	Луганська, Донецька, Херсонська, Запорізька	0,4-0,5	12,5-20,0 50,0-55,0	27,5-32,5	20,0-25,0
1981	41	Схід Дніпропетровської	0,5-0,6	10,0-12,0	32,5-35,0	62,5-65,0
1983	49	Кіровоградська, Одеська	0,4-0,5	45,0-50,0	32,5-35,0	77,5-80,0 30,0-32,5
1986	39	Кіровоградська, Запорізька	0,3-0,4	32,5; 52,5-55,0	27,5-32,5	20,0-22,5

Спираючись на ті факти, що синоптичний період блокування звичайно перевершує 3 доби, а до сильних посух призводять тільки тривалі ситуації, що не сприяють утворенню опадів, в дослідженні використані осереднені за пентадами поля геопотенціалу. Якщо процес блокування стійкий та інтенсивний, він проявиться в будь-якій формі блокування в осередненому висотному баричному полі.

Вважаємо, що це припущення також дозволяє використовувати формулу Лейєнаса (1.3) без додаткової умови щодо швидкості вітру, адже при існуванні стаціонарної довгої хвилі меридіональний градієнт тиску (і відповідно, швидкість вітру) найбільший на вершині висотного гребеня [15]. Слід зазначити, що індекс Лейєнаса-Окланда пристосований для визначення блокуючих структур типу „диполя", та деякою мірою може враховувати „омегоподібний" гребінь (поява двох квазісиметричних осередків від'ємних значень індексу), але не виявляє розвинутих меридіональних гребенів. В кожному з 16 випадків посух індекси блокування були розраховані щопентадно, отримані середньомісячні поля [19], аналіз яких дав змогу визначити картину районів блокування при посухах.

В квітні (рис. 1.9) найбільша кількість блокуючих ситуацій проявляється в широтній смузі 45,0-65,0° півн.ш. з максимумом вздовж 52,5–55,0° півн.ш. При цьому, район найбільшої частоти появи блокуючих ситуацій (понад 12 %) локалізований між 25,0 та 62,5° сх.д., тобто охоплює майже повністю територію України. На схід від 70° сх.д. блокуючих ситуацій не спостерігалося взагалі, а на захід від 25° сх.д. при невисокій повторюваності блокуючих ситуацій (до 12 %) відбувається зміщення їх на північ.

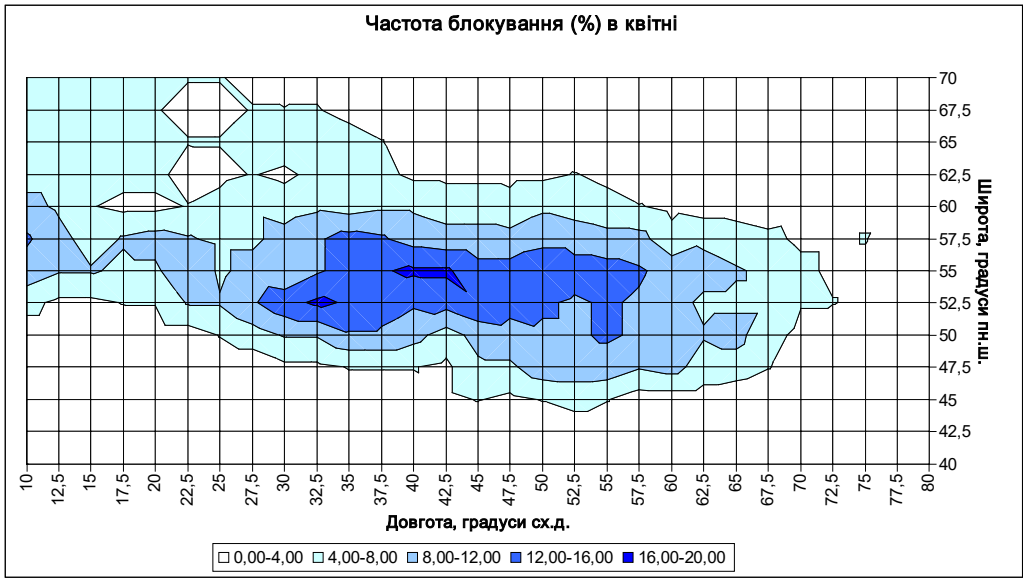


Рис. 1.9. Просторовий розподіл блокуючих ситуацій в квітні

В травні загальна повторюваність блокуючих ситуацій значно зростає і максимум локалізується над територією України (рис. 1.10). Осередок найбільшої повторюваності (понад 25%) знаходиться в області, окресленої координатами 22,5-47,5° сх.д. та 50,0-62,5° півн.ш. Як й в квітні, блокуючі ситуації не відмічаються східніше за 70° сх.д. Можна бачити, що над

Західною Європою формується інший осередок блокування, пов'язаний з інтенсифікацією азорського антициклону.

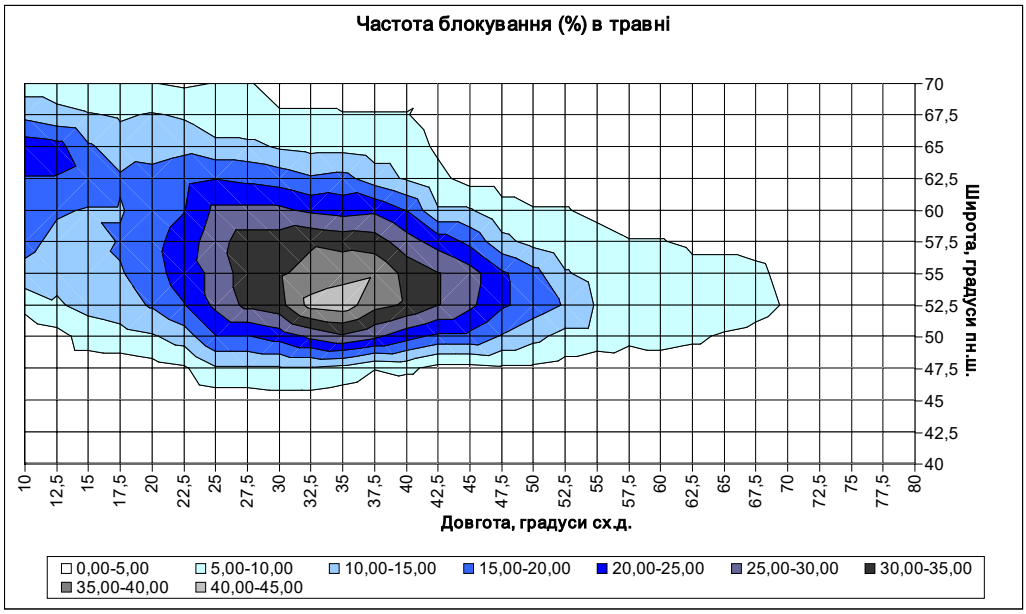


Рис. 1.10. Просторовий розподіл блокуючих ситуацій в травні

В червні інтенсивність блокування в регіоні, що розглядається, послаблюється (рис. 1.11). Основній осередок зберігається в тих самих довготних межах, але слід звернути увагу на збільшення блокуючих структур на північ та схід від України, внаслідок чого максимум блокування спостерігається північніше від території країни. Ця ситуація пов'язана із загальною перебудовою тропосферного баричного поля на літній тип, в якому сезонною особливістю є розвиток висотного гребеня над континентом.

Загальна картина розподілу блокуючих ситуацій за весняно-літній сезон має риси щомісячних блокувань та характеризується осередком максимальної повторюваності (понад 25 %) над північними районами України та центральними районами ЄТР (рис. 1.12). Формування вторинного максимуму на захід від 10° сх.д. свідчить про те, що в посушливі сезони режим регіональної циркуляції над Україною зумовлений антициклонічними процесами різного географічного походження, такими, як розвиток та поширення на континент гребеня азорського антициклону або надходження в Східну Європу антициклонів

скандинавського походження. Останні перетворюються на стаціонарні процеси завдяки інтенсивній трансформації арктичного повітря над прогрітим континентом, де формується позитивна аномалія температури повітря, яка підтримує висотний гребінь в значній товщі тропосфери.

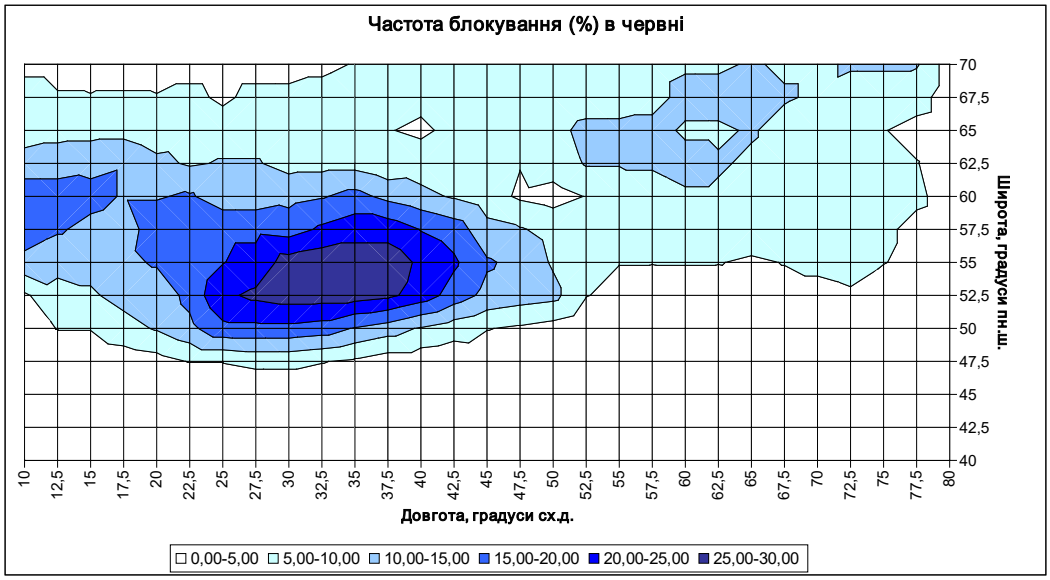


Рис. 1.11. Просторовий розподіл блокуючих ситуацій в червні

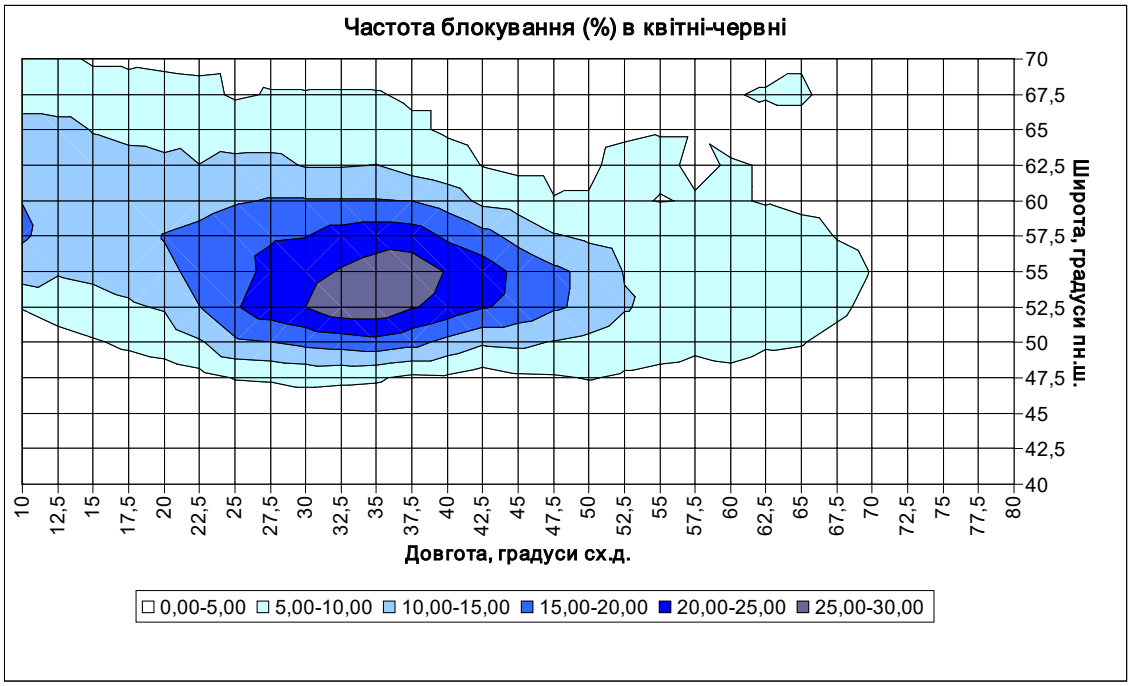


Рис. 1.12. Просторовий розподіл блокуючих ситуацій в квітні-червні

Одночасне сезонне послаблення зональної циркуляції в Атлантико-Європейському регіоні дає змогу розвиватися меридіональним процесам над континентом, внаслідок чого найбільш частим є стаціонування меридіонального гребеня над Східною Європою. В усіх місяцях сезону максимальна кількість блокуючих процесів спостерігається вздовж широти 55^{o} півн.ш., яку можна в даному випадку вважати центральною для ситуацій з сильними посухами в Україні.

Розглянута структура поля просторового розподілу блокуючих процесів в регіоні є осередненою для всіх років з посухами, але, зрозуміло, що в цій вибірці є весняно-літні сезони, які відрізняються від загальної картини в усіх або деяких місяцях, але при цьому в Україні спостерігалися посухи. Для локалізації районів блокування в кожному році була визначена сумарна повторюваність блокуючих ситуацій (кількість негативних індексів блокування) для кожної довготи регулярної сітки регіону дослідження та проведений кореляційний аналіз між отриманими рядами за 16 років кожного з трьох місяців. Побудовані кореляційні матриці дозволили виявити схожі роки та ті, що відрізнялися від середньої структури розподілу індексів блокувань за довготами. Схожими за структурою блокування вважалися ряди з позитивним значущим коефіцієнтом кореляції (для 5 % рівня значущості).

На рис. 1.13 наведений розподіл індексів блокування за довготами за сезон в цілому та по окремих місяцях, осереднений по всіх роках зі значущими коефіцієнтами кореляції. Можна бачити, що сезонний центр блокування спостерігається на довготі 35^{o} сх.д. (рис. 1.13, а). Частота блокування поступово зменшується на схід, на заході відмічається вторинний максимум на 10^{o} сх.д. Тобто, в роки з сильними посухами в Україні найбільша повторюваність блокуючих структур спостерігається саме над центральною частиною країни, при цьому не можна виключати суттєвого впливу високої повторюваності блокуючих структур на заході.

Побудований по 12 роках типовий розподіл частот блокування в квітні має основний чіткий максимум на довготах 32,5-37,5^{o} сх.д. та більш слабкий, вторинний на 50-55^{o} сх.д. (рис. 1.13, б). На схід відбувається швидке зменшення повторюваності блокуючих структур, тоді як на крайньому заході відмічається ще один пік, пов’язаний зі стаціонарними гребенями азорського походження.

Типовий розподіл блокуючих структур у травні по 11 роках осереднення має максимум повторюваності на 32,5-35,0^{o} сх.д., тобто безпосередньо над районами України (рис. 1.13, в). Повторюваність блокування швидко зменшується на схід та має менш чіткий, порівняно з квітнем, другий максимум на заході.

У червні довготний розподіл блокуючих структур найбільш неоднорідний і змінюється рік від року, про що свідчить загальне зниження тісноти кореляційного зв’язку. В типовому розподілі,

побудованому по 7 роках (рис. 1.13, г), основний максимум повторюваності блокуючих процесів лежить в межах території України (25,0-35,0° сх.д.) та відзначається слабкий вторинний максимум на довготі Уралу.

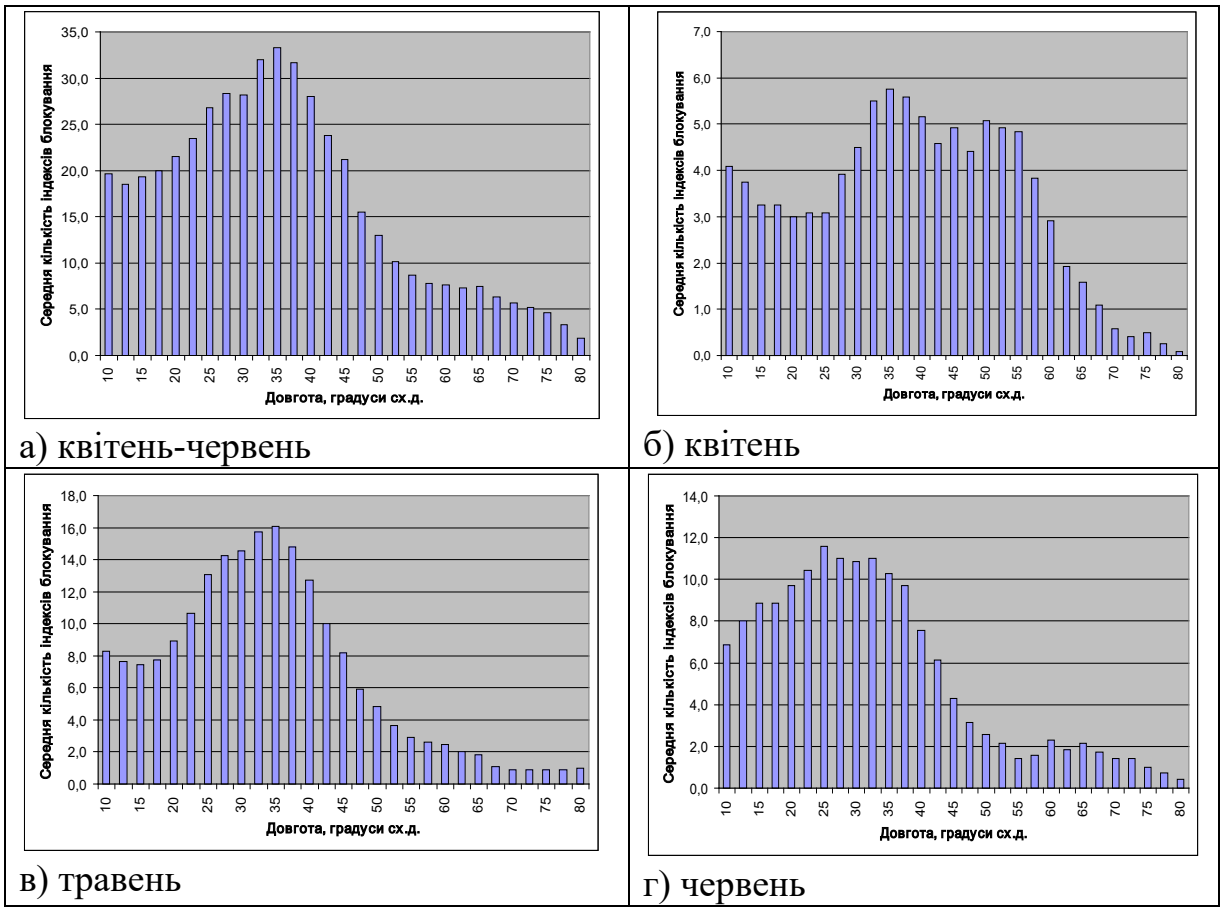


Рис. 1.13. Осереднений розподіл частот блокування в весняно-літньому сезоні (квітень-червень) при сильних посухах

Звертаючись до табл. 1.3, розглянемо довготні інтервали, що відповідають центрам блокування, при цьому за наявності двох центрів в певному місяці в першому рядку вказаний основний максимум, в другому – вторинний. В квітні в 9 роках центр блокування спостерігався в межах України (в довготному інтервалі 25-40° сх.д.). В 7 роках центри блокування розташовувалися на схід від 40° сх.д., в 6-ти – на захід від 25° сх.д. Квітень 1959 та 1972 рр. відзначилися слабкими процесами блокування в досліджуваному регіоні – максимальна сума блокуючих ситуацій на центральних довготах не перевищувала 6 випадків, на більшості довгот дорівнювала нулю. В травні більшість спостережуваних центрів блокувань – 12, знаходилася в межах території України. Один випадок блокування спостерігався на схід від 40° сх.д., а ще 5 випадків – на захід від 25° сх.д. В

червні також 12 центрів блокувань знаходилися безпосередньо над територією країни, але значно підвищилася, порівняно з травнем, кількість подвійних центрів – в 9 роках з 16-ти. При цьому 10 центрів блокувань розташовувалися на схід від 40° сх.д., а 3 – на захід 25° сх.д.

Таким чином, в усіх посушливих роках характер погоди визначався наявністю блокуючих структур безпосередньо над територією України, при цьому майже в половині сезонів відмічені два центра блокування – один над Україною, другий на схід або захід від неї. Якщо в квітні та, особливо, в травні другий центр доволі часто знаходився над Західною Європою, в червні починають посилюватися блокуючі процеси на сході (Урал та схід ЄТР). При порівнянні географічного положення центрів посухи та центрів блокувань (див. табл. 1.3) можна бачити, що при переважанні осередків блокування на заході та над центром країни, посуха охоплює центральні та південні області. При переважанні східних процесів центри посухи зміщуються на східні області України. Низькою повторюваністю блокуючих структур відрізнявся травень 1951 р. і меншою мірою 1950 р., що не виключає частого переміщення рухомих антициклонів без порушення загального західного перенесення в атмосфері.

1.3.3. Стан зонального потоку під час блокування

Як вже відзначалося вище, найуживаніші індекси блокування Лейєнаса-Окланда та Тібальді-Монтені певною мірою відображують інтенсивність зональної течії в середній тропосфері через показник меридіонального градієнта тиску, але безпосередньо зональна компонента швидкості вітру не розглядається.

Як динамічний показник стану зонального потоку, пов'язаного з виникненням блокуючих процесів в атмосфері, веб-ресурсом The IRI/LDEO Climate Data Library (http://iridl.ldeo.columbia.edu) пропонується експериментальний індекс блокування *EBI* (European Blocking Index), який розраховується за даними реанализа NCEP-NCAR зональної компоненти вітру *u* на ізобаричній поверхні 300 гПа. Використовуються осереднені по пентадах поля у вузлах регулярної сітки з кроком 2,5° в Атлантико-Європейському регіоні, обмеженому координатами 15° зах.д. - 25° сх.д. і 35-55° півн.ш. Позитивні значення *EBI* вказують на наявність блокування зональної течії, негативні - на посилення зонального перенесення відносно кліматичної норми, яка обчислюється за період 1971-2000 рр. Значення індексу близько +/-1 свідчать про екстремальні випадки стану повітряної течії.

Оскільки індекс *EBI* розрахований на застосування для районів Західної Європи, в східній частині Європейського континенту його використання є недоцільним. Тому був запропонований Європейський

континентальний індекс блокування *ECBI* (European Continental Blocking Index) [31], який розраховується в області, обмеженій координатами 10-60° сх.д. і 40-60° півн.ш., за формулою

$$ECBI = -\frac{\overline{u}_{pt}}{\overline{u}_{cl}} + 1, \qquad (1.4)$$

де $\overline{u}_{pt}$ - осереднене по площі регіону поточне пентадне значення зональної компоненти швидкості вітру на рівні 300 гПа; $\overline{u}_{cl}$ - осереднене по площі регіону кліматичне значення зональної компоненти швидкості вітру (за базовим періодом 1981-2010 рр.).

Часовий хід обчисленого за формулою (1.4) пентадного індексу *ECBI* за період 1990-2013 рр. представлений на рис. 1.14. Можна бачити, що індекс зазнає чітко виражених коливань у часі. Періоди з екстремумами блокування спостерігались в 1991-1993, 1996, 2003, 2005, 2007 рр., при цьому до 2000 р. коливання носили більш виражений характер, в наступний період амплітуда коливань дещо зменшилася.

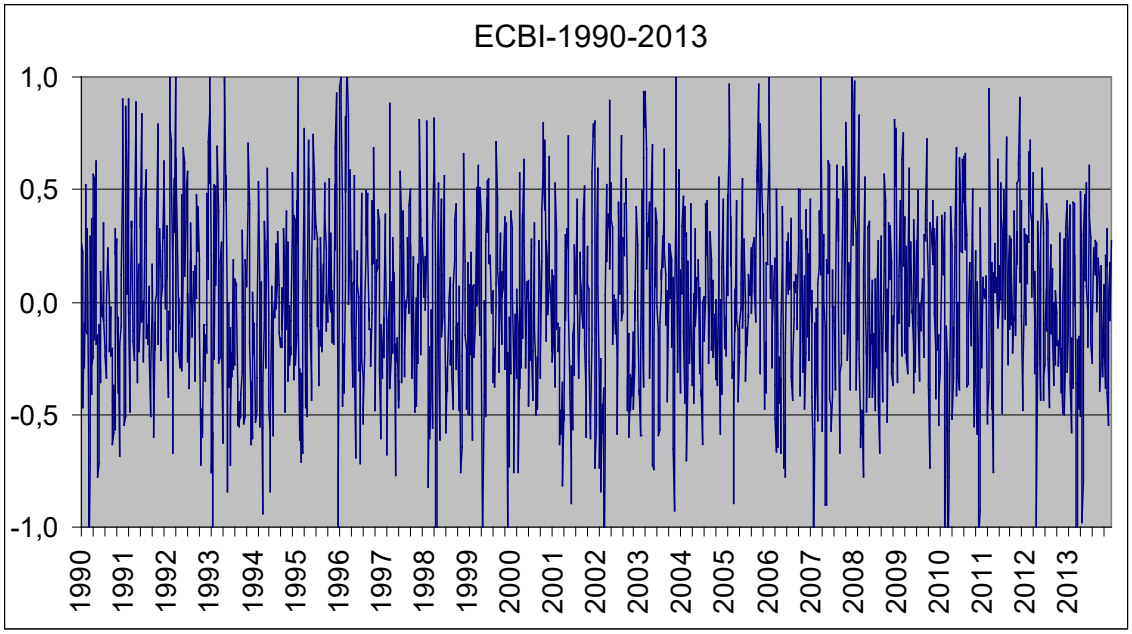


Рис. 1.14. Часовий хід індексу *ECBI* за період 1990-2013 рр.

Детальний аналіз прихованих періодичностей в пентадному індексі за 6-річні часові проміжки часу показав, що можна виділити декілька значущих коливань в кожному з періодів. В 1990-1995 рр. та 2002-2007 рр. виділялися найдовші значущі коливання з періодом 10,6 місяца. В усіх часових проміжках найбільшу амплітуду мають квазісезонні коливання з періодом від 2,2 до 3,2 місяця, які можна вважати найбільш значущими для

цього індексу. В період 2008-2012 рр. значущими були коливання з періодом близько 9 місяців. На усіх часових відрізках також простежуються відносно короткоперіодні коливання близько 1,5-1,8 місяця.

Для середньомісячних значень *ECBI* виявлена наявність значущих квазісезонних коливань з періодом від 2,4 до 3,8 місяця, піврічних коливань з періодом майже 7 місяців та коливань з періодом близько 10 місяців.

Спектральний аналіз *ECBI* показав, що середній період коливання індексу складає 3,4 року, найбільш важливий пік - 2,1 року.

Таким чином, запропонований індекс блокування *ECBI* зазнає періодичних коливань протягом року, переважно узгоджуючись з сезонним станом загальної циркуляції атмосфери. При цьому, на понад двадцятирічному періоді не виявлено довгоперіодних понадрічних коливань, які залежать від загальних геофізичних факторів.

Частота появи індексів певного знаку, або відповідних ситуацій блокування та посилення зонального перенесення в вегетаційний період важлива для оцінки умов формування врожаю сільськогосподарських культур. Діаграми повторюваності місячних індексів *ECBI* в досліджуваний період по сезонах представлені на рис. 1.15.

Розподіл місячних індексів *ECBI* протягом року близький до нормального (рис. 1.15, а), з невеликою часткою сумарного переважання від'ємних значень, які відповідають зональному стану регіональної циркуляції. Найбільшу ж повторюваність має градація малих додатних значень індексу (до 0,2), що відповідає слабким процесам блокування. Протягом окремих сезонів вегетаційного періоду картина дещо інша. В весняно-літній сезон (квітень-червень) переважання мають блокуючі ситуації, що свідчить про високу повторюваність меридіонального характеру циркуляції в цей період (рис. 1.15, б).

В літній сезон (червень-серпень) характер циркуляції загалом близький до кліматичного стану - переважають низькі (+/-) значення індексу *ECBI*, а їх розподіл близький до нормального (рис. 1.15, в).

В літньо-осінній сезон (серпень-жовтень) знов починає переважати меридіональний характер циркуляції і збільшується частота блокування зональної течії (рис. 1.15, г). Як і навесні, в цей період підвищується, порівняно з літом, частота додатних індексів з максимальними значеннями. Тобто ситуації порушення зональної течії в перехідні сезони більш інтенсивні та тривалі, ніж влітку. Переважання меридіонального типу циркуляції, як вже зазначалося, є одним із сприятливих факторів для утворення посух.

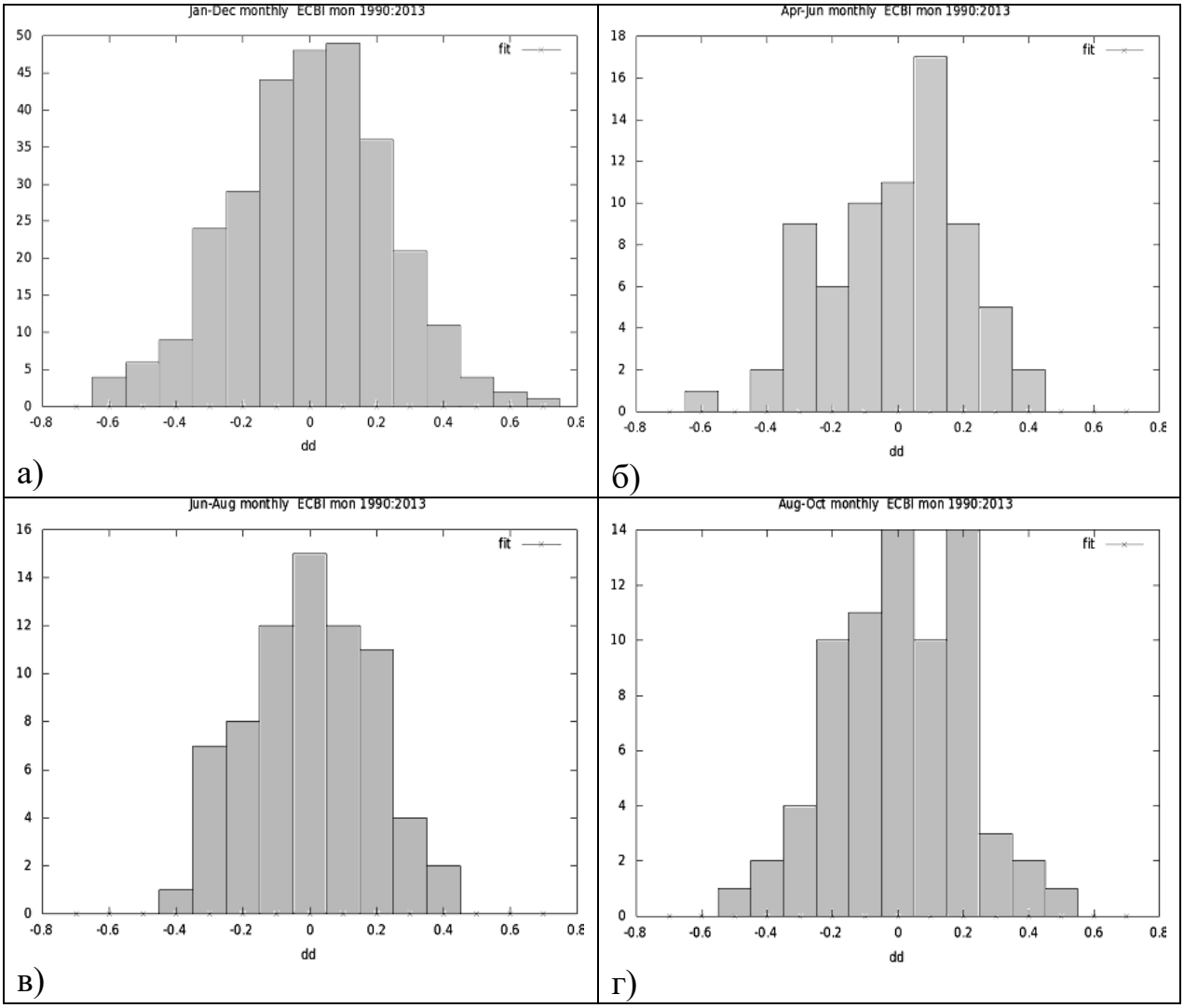


Рис. 1.15. Повторюваність місячних індексів *ECBI* протягом року та за окремі сезони вегетаційного періоду 1990-2013 рр.

1.3.4. Аномалії висотних полів тиску в період посух

Наявність блокуючого процесу і високі меридіональні індекси циркуляції в певному регіоні можуть вважатися необхідними умовами для реалізації процесу посухи, але достатньою умовою буде наявність антициклонічного поля, яке не сприяє утворенню опадів. Для ідентифікації

антициклонічного процесу скористаємося характеристикою, яка відображує відносне перевищення (зниження) або аномалії геопотенціальних висот ізобаричної поверхні 500 гПа вздовж широтних кіл. Як показано в [5], така величина характеризує вихрову структуру нестаціонарного поля тиску і може використовуватись для ідентифікації

антициклонів (гребенів) та циклонів (улоговин) з наступною ідентифікацією блокуючих ситуацій за певних критичних умов.

Для обраних в дослідженні ситуацій з весняно-літніми посухами розрахунок аномалій проводився таким чином. Для кожної пентади місяців, що розглядаються, за даними регулярної сітки були розраховані середні значення геопотенціальної висоти поверхні 500 гПа для кожної широти ($\overline{H}_{\varphi}$) та визначені в кожному вузлі (φ,λ) відхилення (аномалії) висот $\Delta H_{\varphi,\lambda}$

$$\Delta H_{\varphi,\lambda} = H_{\varphi,\lambda} - \overline{H}_{\varphi}\,. \qquad (1.5)$$

Отримані пентадні поля аномалій були осереднені для кожного місяця для того, щоб отримати загальну картину розподілу циклонічних та антициклонічних структур і визначити райони з найбільшим відносним перевищенням геопотенціальних висот в кожному місяці. Було визначено географічне положення точок з найвищим додатним відхиленням в широтному поясі 40-70° півн. ш. та виділені довготи з найбільшим середнім додатним відхиленням вздовж довготи. Положення локального максимуму може вважатися центром блокуючого антициклону (центром блокування), якщо оцінювати щоденно за певними критеріями, як наприклад, в [5]. В нашому випадку одержимо просторово-часовий розподіл центрів підвищеного тиску як точок найбільшого перевищення геопотенціальних висот, що дає змогу оцінити можливі положення гребеневих структур при формуванні посух в Україні. В графічному вигляді такий розподіл представлений на рис. 1.16 для кожного місяця окремо та сезону в цілому (сумарний). Слід зазначити, що в досліджуваній області могли спостерігатися один або два центри підвищених геопотенціальних висот, тому кількість точок в кожному місяці різна. За наявності двох центрів їх інтенсивність могла бути близькою або суттєво відрізнятися, в більшості випадків більш інтенсивним був західний максимум.

В квітні та травні (рис. 1.16, а, б) розташування центрів аномалій має майже однаковий характер. В західній частині регіону гребеневі структури мають тенденцію розташовуватися на широтах північніше від55° півн.ш., далі на схід положення центрів аномалій поступово зміщується на південь, при цьому на схід від 60-65° сх.д. основна частина гребенів скупчена південніше від 45° півн.ш. Між двома місяцями є суттєва відмінність – якщо в квітні на довготах в межах України кількість гребеневих структур була мінімальною порівняно з прилеглими областями, то в травні, навпаки, майже третина центрів позитивних аномалій зосереджена на довготах 25-45° сх.д., що вказує на підвищення повторюваності висотних антициклонічних полів в цей період над Україною.

В червні (рис. 1.16, в) розподіл центрів позитивних аномалій геопотенціальних висот є найбільш неоднорідним – гребеневі структури спостерігалися в усьому регіоні, але якщо на довготах 10-50° сх.д. локальні максимуми були зосереджені в досить вузький широтній смузі відносно 55° пн.ш., в східній частині центри відмічалися по крайових широтах області. Як й в попередньому місяці, в червні близько третини випадків антициклонічних максимумів відмічалися на довготах в межах території країни.

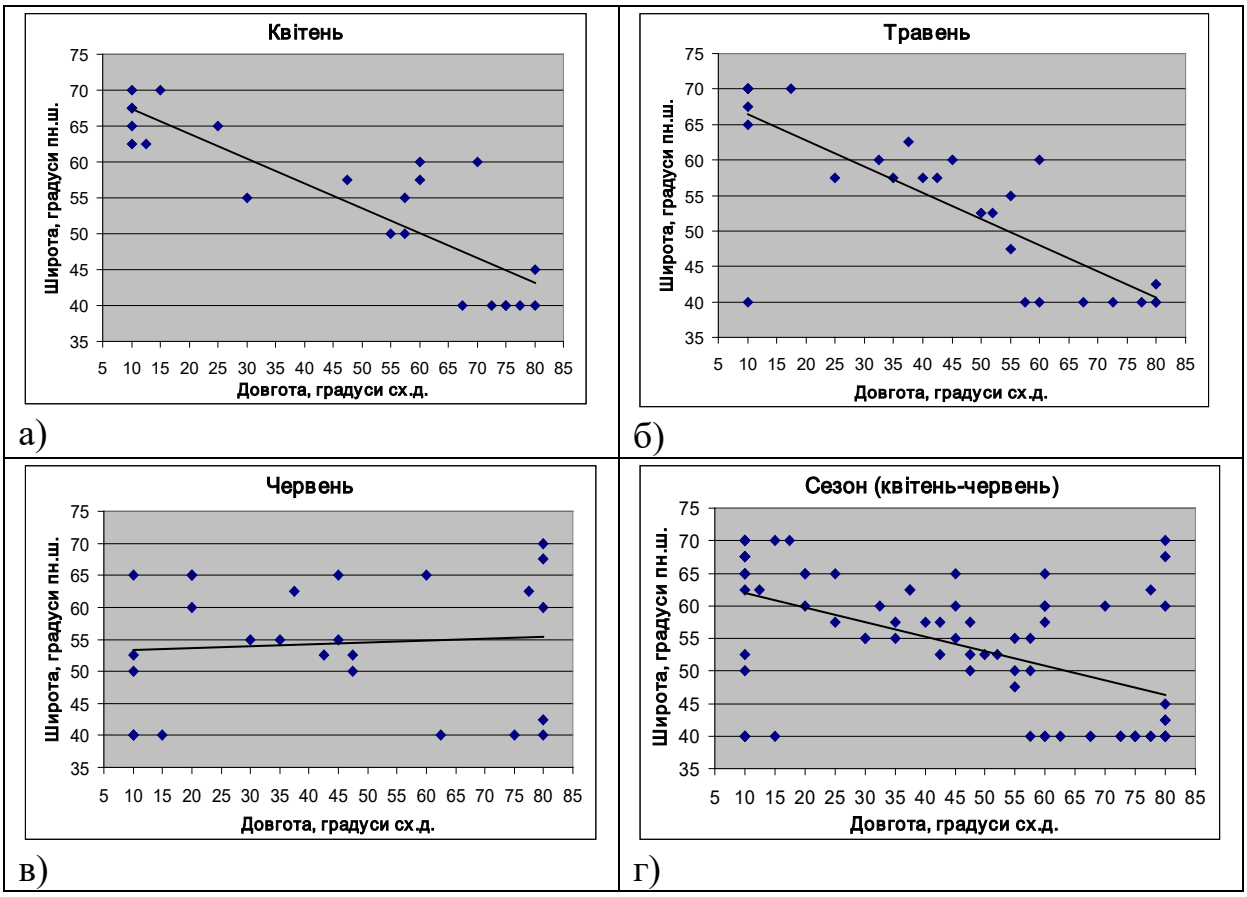


Рис. 1.16. Просторовий розподіл центрів позитивних аномалій геопотенціальних висот поверхні 500 гПа під час весняно-літніх посух

В сезонному розподілі (квітень-червень) просторового розташування позитивних аномалій геопотенціальних висот простежується загальна тенденція зміщення центрів з північних широт на заході в південні широти на сході регіону (рис. 1.16, г). При цьому значна частина центрів аномалій зосереджена між довготами 25-55° сх.д. вздовж широтного кола 55° півн.ш., що відповідає географічній локалізації блокуючих ситуацій, отриманих раніше. Середньомісячні аномалії висот в локальних центрах коливалися в широких межах від 14,6 до 136,1 гп.м зі стандартним відхиленням 25,8 гп.м.

Аналіз середньодовготних значень відхилень геопотенціальних висот також дозволив виявити зони найбільшої повторюваності антициклональних структур як довготи з найбільшою позитивною аномалією. В розглянутих роках 58,8 % випадків припадало на довготи 25-55° сх.д. і понад 82 % спостерігалося в межах 10-55° сх.д., тобто найбільш інтенсивні та просторово протягнуті гребеневі структури спостерігалися в межах території України та на захід від неї. Середнє значення аномалії геопотенціальної висоти склало 36,2 гп.м зі стандартним відхиленням по вибірці 17,1 гп.м, максимальне відхилення досягало 81,8 гп.м.

Таким чином, порівнюючи географічний розподіл позитивних аномалій геопотенціальних висот з розподілом індексів блокування (див. п. 1.3.2), можна вважати, що більшість антициклонічних структур, які впливали на процес утворення посух в Україні, відносилися до блокуючих процесів.

1.4. АТМОСФЕРНА ЦИРКУЛЯЦІЯ І ЗНАЧУЩІ ПОСУХИ В УКРАЇНІ НА ПОЧАТКУ XXI СТОРІЧЧЯ

Початок XXI сторіччя відзначився декількома інтенсивними посухами, які охоплювали значну частину території України в різні місяці вегетаційного періоду. До таких випадків можна віднести такі періоди: весняна посуха 2002, 2003 років, весняна та літня посуха 2007, 2009, 2012 років, осіння посуха 2011 р. [17-18, 20].

Для стислого опису синоптичних процесів, які переважали в період посух, застосуємо класифікацію макропроцесів Б.Л. Дзердзєвського [6], основними поняттями якої є елементарні циркуляційні механізми (ЕЦМ), тобто характерні синоптичні ситуації в Північній півкулі, що мають певні ознаки за розташуванням циклонів та антициклонів, наявністю і кількістю блокуючих процесів та закономірностей при переході від одного до іншого типу. За цією класифікацією групою вчених Інституту географії РАН створений і постійно ведеться календар послідовної зміни ЕЦМ, початок якого припадає на 1899 р. В класифікації виділено 4 групи циркуляції, 13 типів та 41 підтип циркуляційних процесів, сучасний детальний опис яких можна знайти в книзі Н.К Кононавої [8] та на сайті http://atmospheric-circulation.ru.

Безпосередньо для східної половини Європейського сектора, де розташована територія України, з основних процесів півкулі виділяють також чотири групи циркуляційних процесів, відомості про яких наведені у табл. 1.4 [10]. В таблиці сірим кольором виділені типи ЕЦМ, при яких над територією України переважає антициклонічне поле приземного тиску. Перші літери біля номера ЕЦМ позначають підтип процесу, другі літери

„з” та „л” відмічають приналежність процесу до зимового або літнього періоду відповідно.

Надамо коротку характеристику груп циркуляції згідно [10], для подальшого використання в описанні синоптичних процесів, за яких розвивалися посухи в Україні.

До широтної (або зональної) західної групи відносять такі ЕЦМ, за яких у високих широтах переміщуються атлантичні циклони, а в більш південних широтах існує антициклонічний режим циркуляції, зумовлений відрогами азорського антициклону (влітку) або сибірського максимуму (взимку). При слабкому розвитку гребенів на південь Східної Європи можливі виходи середземноморських циклонів. В арктичному басейні добре розвинута тропосферна область низького тиску.

В довготну північну групу входять ЕЦМ, за яких над Східною Європою формується блокуючий процес. Утворення меридіонально орієнтованої смуги підвищеного тиску відбувається в умовах арктичного вторгнення в тилу глибоких атлантичних циклонів. Влітку така смуга часто поєднується з відрогом азорського антициклону, взимку – сибірського. Як можна бачити з табл. 1.4, всі типи ЕЦМ, які представляють цю групу, характеризують наявність антициклонічного поля над Україною.

Таблиця 1.4. Розподіл ЕЦМ по групам циркуляції для Східної Європи

Група циркуляції	ЕЦМ
Широтна західна	2в, 5а, 5в, 6, 7ал, 7бл, 8вз, 11а,11б, 11в, 11г, 12г
Довготна північна	4а, 4б, 4в, 10а, 10б
Довготна південна	1а, 1б, 2а, 2б, 3, 5б, 5г, 7аз, 7бз, 8вл, 8гз, 8гл, 9а, 9б, 12бл, 12вл, 13з, 13л
Довготна північна + довготна південна	8а, 8бз, 8бл, 12а, 12бз, 12вз

Довготна південна група об’єднує ЕЦМ, які відповідають умовам виходу середземноморських циклонів на Чорне море або Чорноморське узбережжя Кавказу. Подальші траєкторії цих циклонів часто проходять через територію України. Оскільки траєкторії переміщення циклонів та антициклонів при меридіональних процесах повністю визначаються довготним положенням висотних улоговин/гребенів, з 18 різноманітних ЕЦМ, що входять до цієї групи, лише половина ЕЦМ відповідає умовам антициклогенезу над Україною. Решта дев’ять ЕЦМ характеризують ситуації, сприятливі для виходу південних циклонів через територію країни.

Група циркуляції „довготна північна + довготна південна” відповідає складним меридіональним процесам, за яких на одних довготах в межах

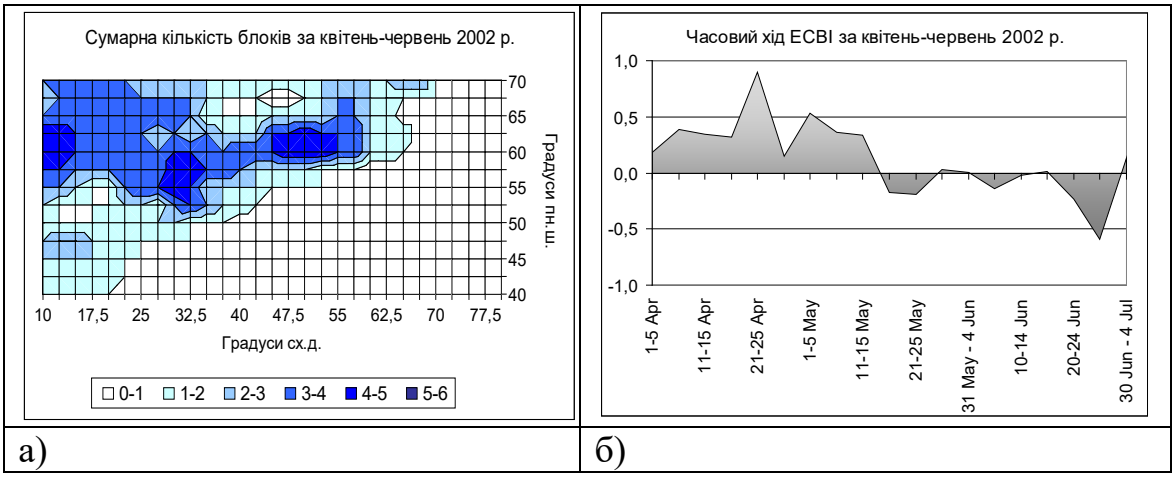
європейського сектора відбувається вихід південних циклонів, а на інших довготах в тилу південних циклонів цього сектора або сусіднього формується блокуючий гребінь. В цій групі лише один тип ЕЦМ (8бз) характеризує антициклонічну циркуляцію над Україною, інші відповідають циклонічному приземному полю.

2002 рік

Помірна посуха охопила в квітні-червні степову зону України, менш інтенсивні посушливі умови склалися в Лісостепу та Поліссі. Висока повторюваність антициклонічної циркуляції в квітні-травні призвела до раннього сходу снігового покриву та швидкого висушування поверхні ґрунту. В ці місяці на ЕЦМ, які не сприяють випадінню опадів (3, 4б, 6, 9а, 10б і 13л), припадало 19 та 17 днів відповідно. В червні тривалість ЕЦМ, які характеризують антициклонічну циркуляцію, становила 26 днів.

Локалізація осередків блокування в весняно-літній період відбувалася в широтній смузі 52,5-62,5° півн.ш., з трьома максимумами, один з яких спостерігався на північному заході України (27,5-35,0° сх.д.) (рис. 1.17, а).

Часовий хід індексу *ECBI* свідчить про наявність регіонального блокуючого процесу протягом квітня та в першій половині травня (рис. 1.17, б). В другій половине травня та протягом червня процесів блокування не спостерігалося.



а) б)

Рис. 1.17. Повторюваність блоків (а) та часовий хід індексу *ECBI* (б) в квітні-червні 2002 р.

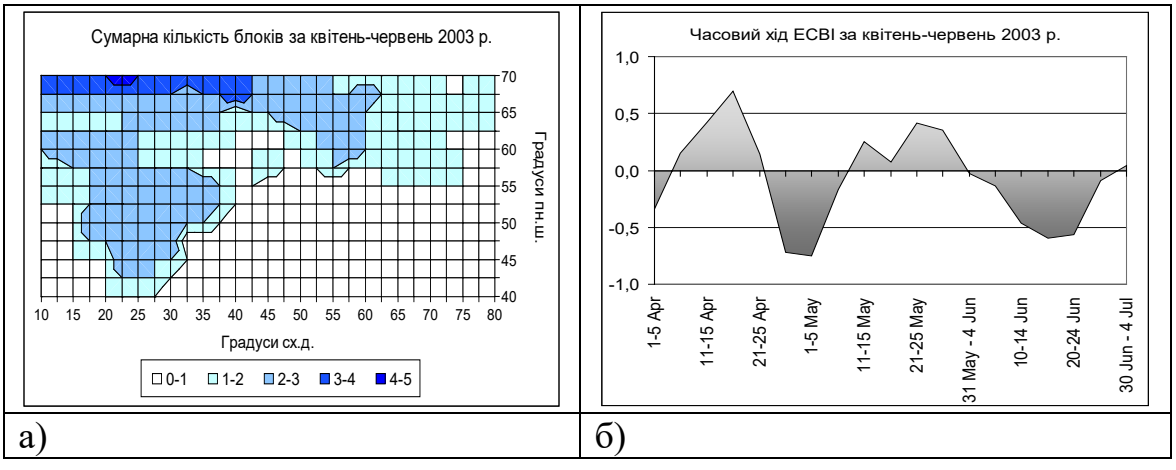
2003 рік

Весняна посуха 2003 р. з переважно помірною інтенсивністю охопила всі основні агрокліматичні зони України та призвела до найбільшого за розглянутий період зниження врожайності озимої пшениці - на 11-12 ц/га від тренда в середньому по Україні. Посуха також негативно вплинула й на ярові культури.

В квітні характер атмосферної циркуляції був нестійким і визначався частою зміною баричних полів. При цьому на типи ЕЦМ, що відповідають антициклонічній циркуляції над Східною Європою (13з, 13л, 3, 2б, 8 гл), придало 12 днів. Найбільшу повторюваність мали форми ЕЦМ 12 (а, бл), за яких над Північною Атлантикою виникає блокуючий гребінь, а над Європою формується глибока улоговина. Вихід південного циклону на Україну спостерігався лише в першій декаді місяця, потім переважали гребені східного або західного походження.

Початок травня відзначився арктичним вторгненням на східні райони ЄТР в тилу глибокого циклону та виникненням і активним посиленням антициклону над Україною. Протягом місяця переважали ЕЦМ, за яких Східна Європа опинялась в антициклонічних полях (8а, 9а, 6, 7ал). Стаціонарний континентальний гребінь з південного сходу існував до кінця місяця, трохи послаблюючись 18-20 травня (ЕЦМ 12а) за рахунок розвитку інтенсивної циклонічної діяльності над Західною Європою. В червні також переважали ЕЦМ з антициклонічною циркуляцією або малоградієнтним полем над Україною – 13л, 2а, 2в, а також ЕЦМ 12 типу, за яких Україна знаходилася переважно на східній периферії висотної улоговини з виносом теплих повітряних мас середземноморського походження. Основна циклонічна діяльність була зосереджена над Північною Атлантикою. Проходження активного атмосферного фронту з утворенням циклону над Україною спостерігалося 17-19 червня (ЕЦМ 8бл) та 22-24 червня (ЕЦМ 12а), потім встановився антициклонічний характер циркуляції.

Основні сезонні блокуючі процеси були зосереджені на північний захід від території України та пов’язані з розвитком в північному напрямку гребеня азорського антициклону в квітні-травні (рис. 1.18, а). Формування гребеня над сходом ЄТР в червні доповнило осередок блокування на 50-55° сх.д.



а) б)

Рис. 1.18. Повторюваність блоків (а) та часовий хід індексу *ECBI* (б) в квітні-червні 2003 р.

В часовому ході індексу *ECBI* виділяється тривалий період блокування в середині квітня – понад 2 тижні, а також протягом майже всього травня (рис. 1.18, б), що вкупі з антициклонічним приземним полем призвело до сухої і малохмарної погоди з сильним прогріванням повітря, внаслідок чого сформувалася посуха. Хоча протягом червня блокування було відсутнє, в Україні спостерігалися периферійні антициклонічні процеси, які постійно змінювали один одного, підтримуючи погоду переважно без опадів.

2007 рік

Виключно інтенсивна посуха в 2007 р. охопила всі основні агрокліматичні зони України навесні, в літні місяці вона тривала в Степу та Лісостепу. Інтенсивність посухи в квітні-червні досягала критерію сильної в Степу та помірної в Лісостепу. В літні місяці інтенсивність посухи зменшилася до слабкої в лісостеповій зоні, та залишилася майже незмінною в степових областях.

Вже з 1 квітня над Україною сформувався антициклон при ЕЦМ 13л, який тривав протягом 14 днів. В наступні місяці, протягом літа переважали ЕЦМ 12-х типів, а також 3 та 9а, сумарна тривалість яких в декілька разів перевищувала середню багаторічну. При цих ЕЦМ значного розвитку в східному напрямку набуває азорский антициклон, який підпитується арктичними вторгненнями, тому в 2007 р. спостерігалося часте розповсюджування його відрога на територію України.

Центр сезонного осередку блокування розташовувався в широтній смузі 55,0-60,0° півн.ш., в межах 10,0-37,5° сх.д. (рис. 1.19, а). При цьому спостерігалася незначна широтна міграція осередку, що призвело до високої частоти блокування в одному районі. Навесні центр блокування був невеликим за площею та локалізованим над північчю України. Наприкінці літа площа розповсюдження осередків блокування значно розширилася при зберіганні тієї ж частоти.

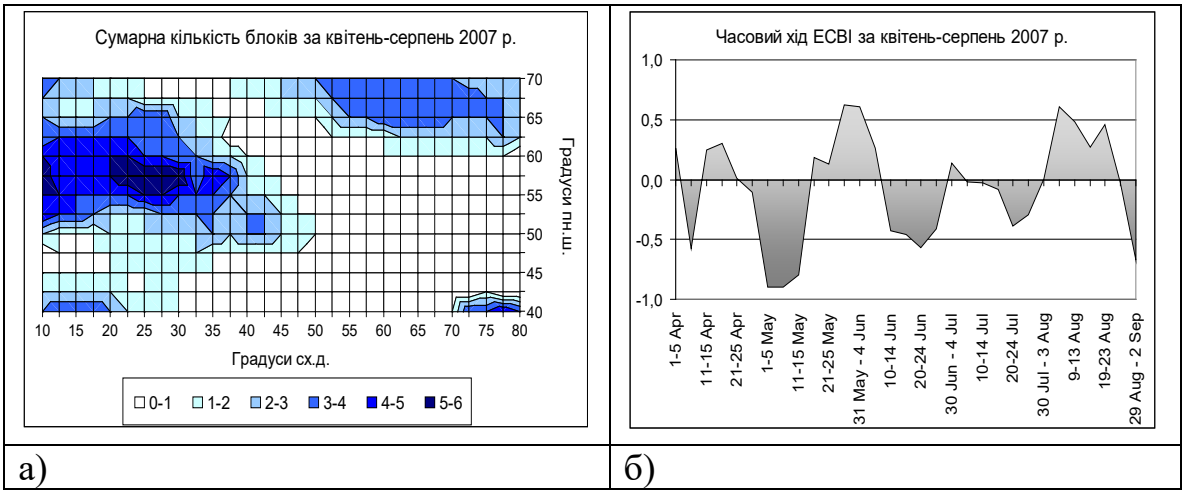
Часовий хід індексу *ECBI* показує, що протягом квітня-серпня поява блокуючого процесу мала чітку періодичність в 3-5 пентад, внаслідок чого регіон був під впливом блоків в середині квітня, з середини травня до початку червня, з кінця липня й до кінця серпня (рис. 1.19, б).

2009 рік

В 2009 р. літня посуха спостерігалася в степовій та лісостеповій зонах України. Посушливі явища почали розвиватися з середини травня, тому в весняний період інтенсивність посухи була слабкою, але влітку в Степу посуха досягала вже критеріїв сильної.

З кінця травня при ЕЦМ 12а, 12бл і 12вл, які змінювали один одного протягом всього червня (в сумі 26 днів), арктичне повітря проникало далеко на південь Західного Сибіру і підтримувало зберігання

антициклонічної циркуляції, яка досягала півдня Східноєвропейської рівнини.



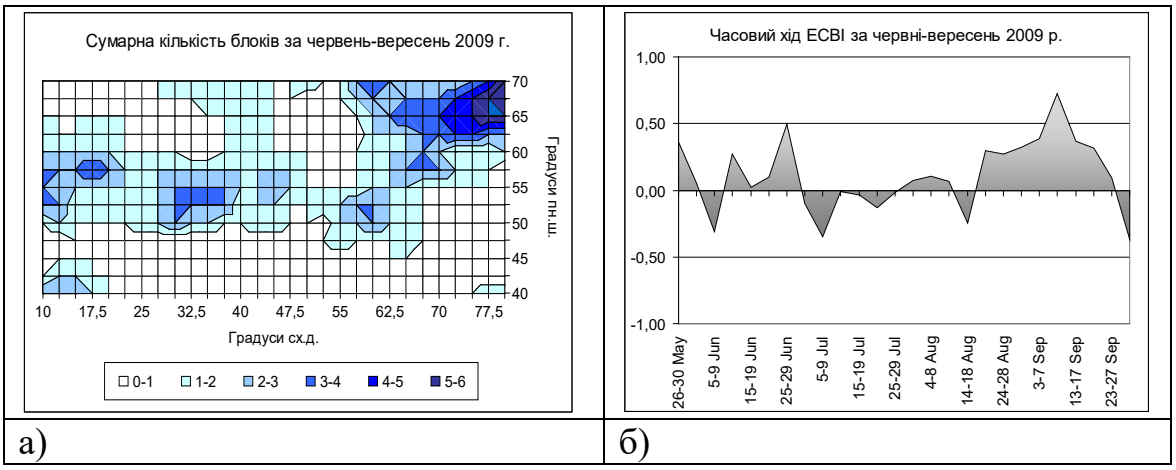
а) б)

Рис. 1.19. Повторюваність блоків (а) та часовий хід індексу *ECBI* (б) в квітні-серпні 2007 р.

В липні такі ж процеси зайняли 19 днів, підтримуючи антициклонічну погоду в регіоні. В 14 днях переважали стаціонарні антициклонічні процеси при ЕЦМ 2а, 9а, 13л. В серпні при ЕЦМ 13л в умовах розповсюдження на схід відрога азорського походження сформувався антициклон над Україною. Підживлюючись арктичними вторгненнями через Західну Європу, антициклон розвився та розповсюдився на всю Східну Європу, внаслідок чого загальна тривалість антициклонічних ЕЦМ (2а, 8гз, 13л) склала 13 днів.

Розподіл осередків блокування в червні-вересні неоднорідний, має широтну спрямованість вздовж 50-55° півн.ш. з окремими центрами близько 10, 32,5 та 60° сх.д. (рис. 1.20, а). Інтенсивний осередок блокування в північно-східному куті області сформувався наприкінці літа, порушуючи зональне перенесення над північним Уралом та Західним Сибіром.

Часовий хід індексу *ECBI* вказує на наявність блокування з кінця травня й протягом майже всього червня. В липні та серпні переважали процеси зонального перенесення, які сприяли розповсюдженню відрога азорського антициклона на Україну (рис. 1.20, б). Тривалий епізод блокування почався в третій декаді серпня і тривав до кінця вересня, відповідаючи формуванню потужного антициклону над Уралом та сходом ЄТР.



а) б)

Рис. 1.20. Повторюваність блоків (а) та часовий хід індексу ECBI (б) в червні-вересні 2009 р.

2011 рік

Осінь 2011 р. в Україні відзначилася аномально сухою та прохолодною погодою, що призвело до формування рідкісної в цю пору року атмосферної і ґрунтової посухи на значній частині території країни [17]. Великих збитків зазнало сільське господарство - на третині засіяних площ озимі не зійшли, внаслідок чого навесні довелось пересівати значну частину полів.

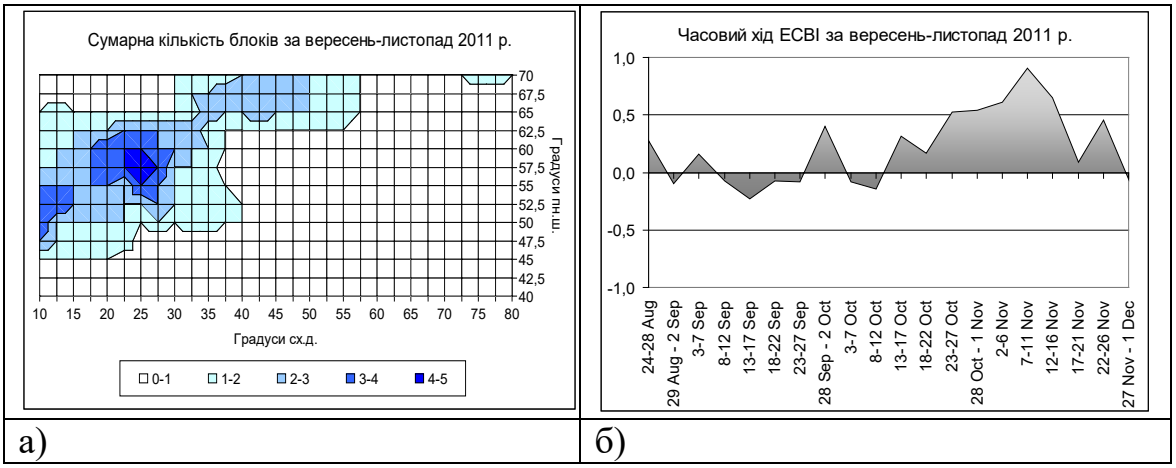
Дефіцит опадів формувався протягом всієї осені – якщо у вересні в західних та центральних областях випало 18-42 % від норми, то в листопаді на заході та півдні країни кількість опадів склала близько 5% від норми, при цьому цей місяць виявився ще й відносно холодним. Кількість бездощових періодів за серпень-листопад 2011 р. становила від 3 до 5 по різним пунктах, а сумарна кількість днів в них коливалась від 55 в Харкові до 87-89 в Тернополі та Одесі.

Протягом трьох осінніх місяців територія України знаходилася під частим впливом антициклонічних систем різної тривалості і походження. У вересні високу повторюваність мали ЕЦМ, яким відповідає антициклонічний характер циркуляції (5а, 8вл, 8гз, 11а, 13з) - всього 15 днів, при цьому спостерігалися навіть їх зимові варіанти. В інших періодах спостерігалися такі різновиди ЕЦМ 12 типу (12бл, 12бз), за яких Україна опинялася на східних периферіях південних циклонів в зоні адвекції теплого та відносно сухого середземноморського повітря.

У жовтні антициклонічні ЕЦМ спостерігалися протягом 12 днів (7аз, 8а, 8бз, 11г, 12г, 13з) з переважанням північно-західних антициклонів Скандинавського походження, які супроводжувались адвекцією холодного і сухого арктичного повітря. Єдиний південний циклон 9-10 жовтня забезпечив понаднормові суми опадів в деяких пунктах України, які, тим не менш, не покращили загальну ситуацію із зволоженням ґрунту.

У листопаді циклонів не спостерігалося взагалі, антициклонічні ЕЦМ були присутні протягом 19 днів, при цьому переважали південні і східні периферії північно-західних і північних антициклонів, які постійно регенерували над північними районами Європи і Скандинавією (відповідні типи ЕЦМ 8вз, 8гз, 11г). Також спостерігався тип 12г, який характеризується утворенням стійкої смуги підвищеного тиску над південною половиною Європи.

Блокуючі процеси, як можна бачити з рис. 1.21 а, були зосереджені над Західною та Центральною Європою, причому стійкий процес блокування почався в середині жовтня, посилився в середині листопада, триваючи впродовж всього місяця (рис. 1.21, б). Розвиток блокуючого гребеня над Скандинавією зумовив часті вторгнення сухого арктичного повітря на Східну Європу, що призвело до формування дефіциту опадів та прохолодної погоди в Україні.



а) б)

Рис. 1.21. Повторюваність блоків (а) та часовий хід індексу *ECBI* (б) в вересні-листопаді 2011 р.

2012 рік

Сезонна посуха 2012 р. охопила країни південного сходу Європи та Балканського півострова. Протягом весни та літа посухою були охоплені степові та лісостепові райони України, при цьому в південних районах посуха досягала критеріїв помірної та сильної.

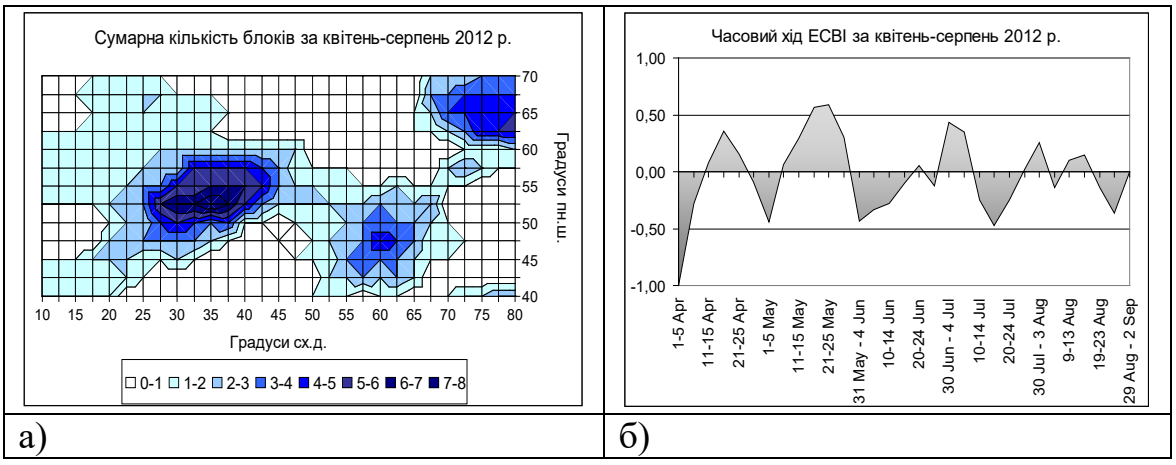
Протягом квітня-серпня в циркуляційних процесах переважали ЕЦМ з арктичними вторгненнями на Західну Європу та Західний Сибір (8а, 8бл, 8гл, 12а, 12бл), а також ЕЦМ, які сприяють формуванню постійного антициклону на півдні Східноєвропейської рівнини (2а, 2б, 3, 6). Найбільш інтенсивними та згубними виявилися посухи в тих регіонах, по яких проходили арктичні вторгнення.

В квітні повторюваність антициклонічних ЕЦМ була невеликою – всього 5 днів, в травні кількість днів збільшилася до 15, при цьому переважали типи ЕЦМ західного та південного спрямування (3, 6, 9а, 13л). В перший місяць літа інтенсивність антициклонічної циркуляції досягла максимуму – протягом 26 днів в червні спостерігалися антициклонічні ЕЦМ (2а, 3, 9а та 13л). Найбільшу повторюваність мали ЕЦМ 9а та 13л, пов'язані з утворенням стаціонарного антициклону над півднем Східної Європи.

В липні та серпні антициклонічний характер циркуляції над Україною зберігався і відповідні ЕЦМ (2а, 3, 6, 9а, 12г, 13л) спостерігалися 21 та 20 днів відповідно.

В сезонному розподілі блокуючих ситуацій виділяється два осередки – один над Східною Європою, другий над північчю Уралу (рис. 1.22, а). Осередок з центром над північними районами України утворився завдяки високій повторюваності блокуючих ситуацій в цьому районі в травні та липні. В квітні найбільшу повторюваність мали блоки в районі Нижнього Поволжя, а в червні – тільки над північчю Уралу. В серпні блокуючі ситуації з'являлися з однаковою частотою над різними районами Європи (по 1-2 випадки), що сприяло підтримці антициклонічного характеру циркуляції атмосфери по всій території.

В часовому ході індексу *ECBI* головний епізод блокування спостерігався в травні (рис. 1.22, б). Протягом червня-серпня періоди блокування були нетривалими і мало інтенсивними, що свідчить про встановлення антициклонічного характеру циркуляції за рахунок розвитку та розповсюдження азорського антициклону на схід, як це відбувалося в 2007 році.



а) б)

Рис. 1.22. Повторюваність блоків (а) та часовий хід індексу *ECBI* (б) в квітні-серпні 2012 р.

Розглянуті особливості атмосферного блокування під час значущих посух в Україні дозволили зробити такі висновки.

1. На формування стійкого і поширеного осередку посухи блокування впливає в тих випадках, коли його тривалість становить 4 і більше пентад протягом місяця. При цьому основний центр осередку блокування лежить, як правило, на північний захід від області посухи.

2. Довготривалі процеси блокування одного місяця можуть мати поодовжену дію в розвитку та/або зберігання посухи в наступному місяці, навіть якщо блокування припинилося. Такі умови добре простежуються на весняних посухах 2002-2003 рр., коли процесів блокування в квітні-травні було достатньо, щоб сформувати посуху, яка трималася ще в червні.

3. Посухи в Україні можуть виникати й без процесу блокування в тому разі, якщо довготривалий період територія країни опиняється під впливом рухомих антициклонів західного типу або смуг підвищеного тиску, які утворюються в південній половині Європи при встановленні зонального типу макроциркуляції і розвитку активної циклонічної діяльності в високих широтах. Такі процеси є вельми стійкими і, в залежності від сезону року, можуть формувати дефіцит опадів на фоні як високих, так й низьких температур повітря.

2. РЕЖИМНІ ТА КЛІМАТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЖЕЛЕДНО-ПАМОРОЗЕВИХ ЯВИЩ І ОПАЛЮВАЛЬНОГО ПЕРІОДУ В СЬОГОДЕННІ ТА МАЙБУТНЬОМУ

2.1. РЕЖИМНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЖЕЛЕДНО-ПАМОРОЗЕВИХ ЯВИЩ НАД УКРАЇНОЮ

2.1.1. Типи льодяних та снігових відкладень в атмосфері

Стосовно до ISO–12494 [24, 25], нарощення льоду може бути визначено як будь-який процес зростання маси льоду або снігу на поверхнях об'єктів, відкритих для впливу атмосферного повітря на них.

Атмосферне обледеніння традиційно поділяють на 3 класи в залежності від двох різних процесів формування:

1. обледеніння, що утворюється при осіданні крапель води, які знаходяться у завислому стані у повітрі;
2. обледеніння, що спостерігається при опадах;
3. іній.

Перший тип обледеніння має результатом кристалічну та зернисту паморозь.

Другий тип обледеніння утворюється при випаданні:

– дощу або мряки, що замерзає, (утворює ожеледь);
– мокрого снігу;
– сухого снігу.

Іній утворюється внаслідок сублімації водяної пари. Оскільки іній має невелику щільність і його осадження не досягають у діаметрі великих розмірів, тобто іній не має великого впливу на господарську діяльність, тому зазвичай його виключають з розгляду.

В багатьох працях минулих років [11, 7, 13], а також у вітчизняних працях і до сьогодні [8, 14], вказується, що ожеледь можуть генерувати тільки переохолоджені опади, а зернисту паморозь – тільки завислі у повітрі переохолоджені краплі, проте, вже у дев'яності роки минулого сторіччя вважалось доведеним фактом, що ожеледь може утворюватись також і в тумані [3], а за останніми дослідженнями іноземних вчених показано, що як ожеледь, так і зерниста паморозь, можуть утворюватись при обох типах обледеніння [24]. На підтвердження правильності такого висновку є дві підстави: 1) результати детальніщих вимірювань льодяних відкладень за допомогою більш сучасних та точних приладів (приклад одного з таких приладів Passive Ice Meter надано в [24]); 2) поділ на хмарні краплі, краплі мряки та дощу є досить умовним, оскільки точної природної

межі в цьому діапазоні не існує, отже, наприклад, краплі розміром 100 мкм в діаметрі можуть опинитись і хмарними краплями, і краплями мряки [10].

В табл. 2.1 представлено стандарти для визначення типів атмосферного обледеніння, які було запропоновано Всесвітньою метеорологічною організацією [24, 25].

Фізичні характеристики та тип обледеніння змінюються у широких межах в залежності від метеорологічних умов впродовж зростання льодяного осадження.

Окрім фізичних характеристик, які представлено в табл. 2.1, інші параметри, такі як міцність, опір зсуву тощо, мають враховуватись, щоб описати природу обледеніння.

Інтенсивність обледеніння залежить від багатьох факторів, з яких найважливішими є вологість повітря, температура та тривалість льодяного відкладу.

Таблиця 2.1. Типові властивості снігового та льодяного відкладень [25]

Тип осадження	**Щільність, кг/м^3**	**Зчеплення**	**Зовнішній вигляд**	
			Колір	**Форма**
крига	900	сильне	прозорий	рівномірно розподілена голчаста або гладенька маса
мокрий сніг	300-600	слабке (в стадії формування) сильне (замерзлий)	білий	рівномірно розподілена маса
зерниста паморозь	600-900	сильне	непрозорий	спрямована у напрямку вітру маса
кристалічна паморозь	200-600	від низького до помірного	білий	спрямована у напрямку вітру голчаста маса

Головна передумова для утворення значного за інтенсивністю обледеніння – це розміри об’єкта та його орієнтація відносно до напрямку вітру, що спостерігається під час обледеніння.

Хмари або туман містять маленькі краплі води або кристали криги. Навіть якщо температура нижча за 0^0C, краплі залишаються у рідкому стані. Такі переохолоджені краплі замерзають одразу при контакті з якимось відкритими поверхнями.

Якщо надходження водяних крапель до об’єкта менше за інтенсивність замерзання, кожна крапля замерзає перш ніж наступна крапля стикнеться з поверхнею у тому самому місці, і тоді кажуть, що зростання льоду є сухим. Коли приплив водяних крапель зростає, то

зростання льоду стає „мокрим”, оскільки краплі не мають досить часу, щоб замерзнути до стикання з наступними краплями. Загалом, сухе обледеніння має результатом різні типи паморозі (містить повітряні бульбашки), в той час, коли „мокре” обледеніння формує ожеледь (щільна та прозора крига).

Табл. 2.2 дає схематичний опис головних метеорологічних параметрів, які зумовлюють інтенсивність обледеніння.

Таблиця 2.2. Метеорологічні параметри, які суттєво впливають на фізичні характеристики обледеніння [25]

Тип відкладу	**Температура повітря, °C**	**Швидкість вітру, м/с**	**Розміри крапель**	**Вміст води у повітрі**	**Тривалість**
обледеніння внаслідок опадів					
ожеледь (дощ або мряка, що замерзають)	від –10 до 0	будь-яка	великі	помірний	години
мокрий сніг	від 0 до +3	будь-яка	сніжинки	дуже високий	години
обледеніння внаслідок осадження крапель води з атмосферного повітря					
ожеледь	рис. 1	рис. 1	помірний	високий	години
зерниста паморозь	рис. 1	рис. 1	помірний	помірний	до кількох діб
кристалічна паморозь	рис. 1	рис. 1	маленький	низький	до кількох діб

Рисунок 2.1 дає показники параметрів, що контролюють головні типи формування відкладення. Щільність осадження коливається у широких межах від низької (кристалічна паморозь) та помірної (зерниста паморозь) до високої (ожеледь).

Рис. 2.1. Тип відкладення як функція температури повітря та швидкості вітру [25]

2.1.2. База даних

В роботі для вивчення режиму ожеледно–паморозевих явищ (ожеледь, кристалічна та зерниста паморозь) та налипання снігу (відклади снігу, мокрого снігу та змерзлого снігу) в Україні використовувались дані наземних спостережень по сто вісімдесяти п’яти станціях за період з 2002 по 2009 рр.

Дані спостережень містили інформацію з температури, швидкості та напрямку вітру біля поверхні землі на момент початку явища та на момент досягнення відкладенням максимального розміру, а також інформацію щодо тривалості наростання та зберігання явища, діаметра та товщини відклад ожеледі, паморозі та снігу.

2.1.3. Просторово-часовий розподіл ожеледно–паморозевих та снігових відкладень на території України

Ожеледно–паморозеві та снігові відкладення на розглянутих станціях утворюються з жовтня по квітень включно, проте основна кількість випадків (від 93,3 % для мокрого снігу до 99,8 % для кристалічної паморозі) спостерігаються з листопада по березень (рис. 2.2).

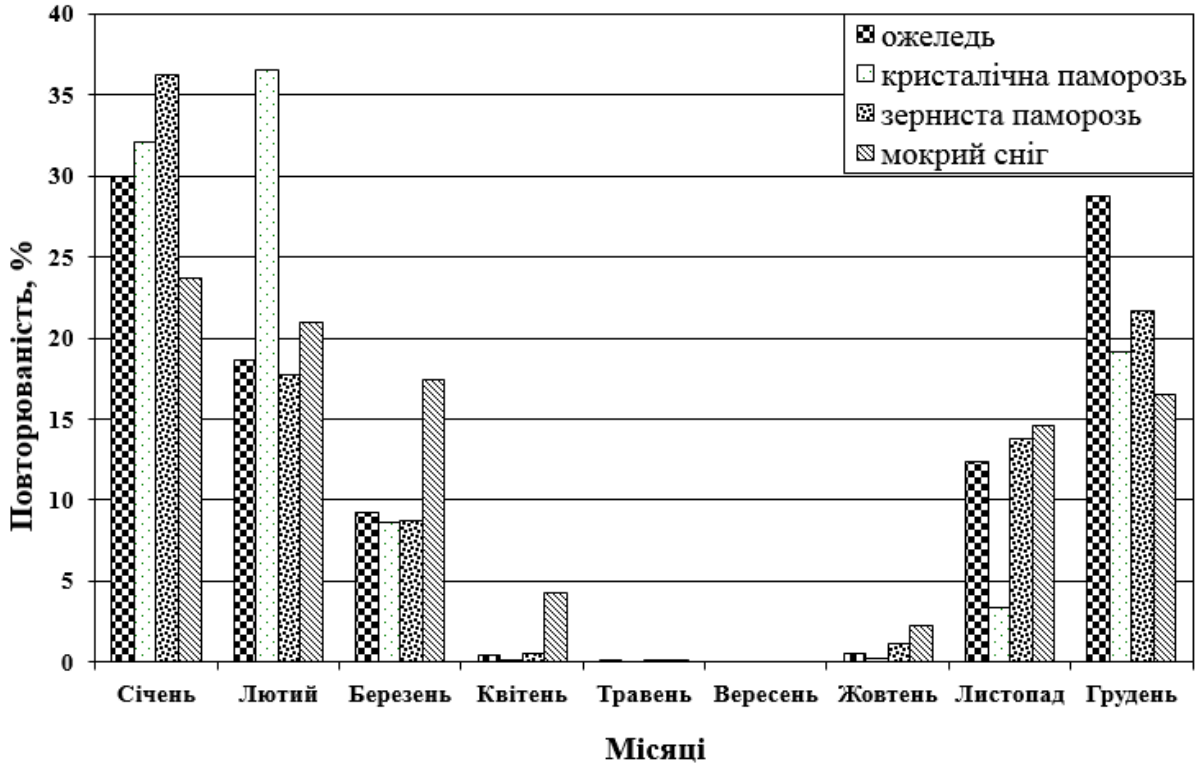


Рис. 2.2. Розподіл повторюваності появи атмосферного обледеніння різного типу в залежності від місяця

Проте поодинокі випадки мокрого снігу (3 випадки для ст. Конотоп, Ромни, Дружба – Сумська область), 1 випадок зернистої паморозі на ст. Нижні Ворота (Закарпатська область) та 1 випадок ожеледі на ст. Плай (Закарпатська область) мали місце в травні. Такі пізні строки настання ожеледно-паморозевих явищ та налипання мокрого снігу можна пояснити значною висотою цих місць над рівнем моря (висота ст. Плай становить 1330 м над рівнем моря, ст. Нижні Ворота – 448 м.), висота інших станцій не перевищує 200 м, проте вони є одними з найпівнічніших станцій в Україні. У вересні за розглянутий період жодне з явищ не спостерігалось.В середньому на території України ожеледь та зерниста паморозь найчастіше реєструються в грудні (0,56 та 0,33 % відповідно) та січні (0,59 та 0,55 % відповідно), а кристалічна паморозь та мокрий сніг – в січні (0,44 та 0,18 % відповідно) та лютому (0,50 і 0,16 % відповідно).

За розглянутий період на вказаних станціях було зафіксовано усього 779 "складних" та 17 629 "простих" випадків ожеледно–паморозевих та снігових відкладень. Під простими випадками будемо розуміти випадки, при яких не спостерігалось повторних відкладень, а також відкладень, що містять два або більше типів льоду чи снігу, такі випадки відносять до складних випадків відкладень (рис. 2.3).

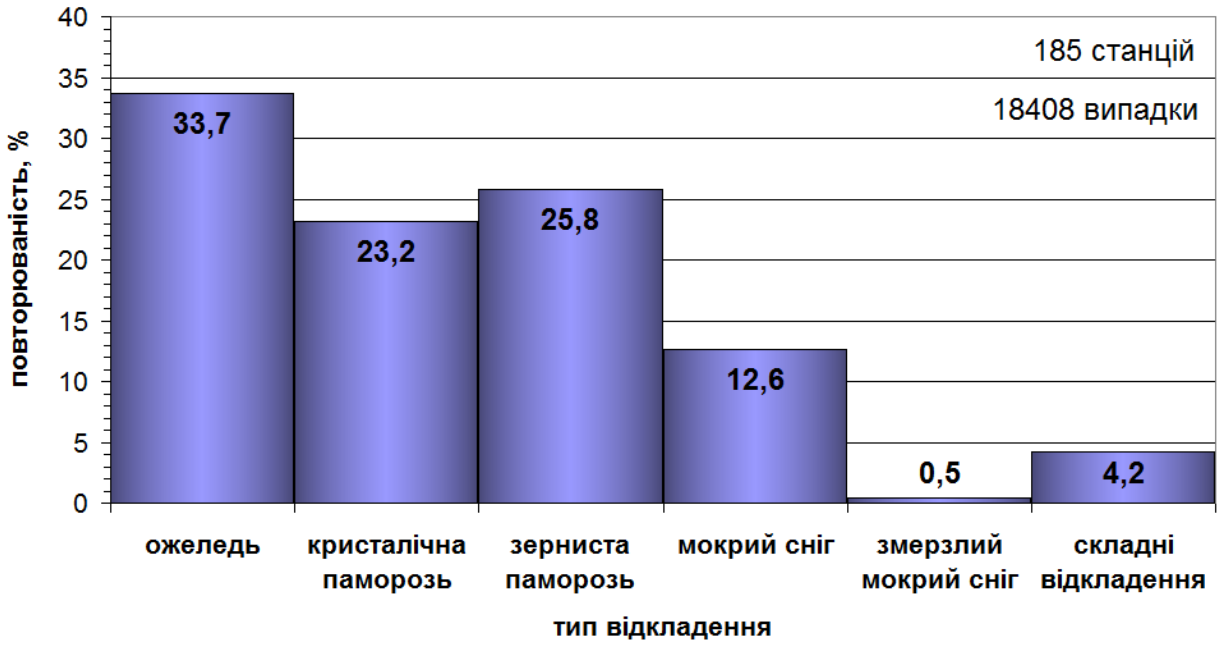


Рис. 2.3. Розподіл повторюваності різних відкладень атмосферного льоду на території України

З семи типів відкладень (рис. 2.3), а саме ожеледь, кристалічна та зерниста паморозь, відкладення снігу, мокрого снігу та замерзлого снігу, а також складні відкладення, на ста вісімдесяти п’яти розглядуваних станціях найчастіше спостерігається ожеледь (6204 випадки, тобто 33,70 %

від загальної кількості випадків), доволі часто спостерігаються також зерниста паморозь (4751 випадок, тобто 25,81 %) та кристалічна паморозь (4264 випадків, тобто 23,16 %). Найрідше на території України реєструються випадки зі замерзлим мокрим снігом (усього 85 випадків, тобто 0,46 %). Суттєвий відсоток випадків припадає на складні відкладення (4,23 %). Проте метеорологічні умови для цих випадків не розглядались, оскільки у кожному з таких випадків спостерігається різна кількість шарів відкладень та різна структура цих шарів, і тому кожен з таких випадків потребує окремого аналізу

Жодного разу не спостерігалось відкладень сухого снігу на будь-якій зі станцій, тому в подальшому це явище вилучено з розгляду. Взагалі відклади сухого снігу відмічались лише в Японії та на Алясці, і навіть там це явище спостерігається дуже рідко, тому про нього існує дуже небагато інформації [16].

Відомо, що обледеніння має місце час від часу у багатьох північних країнах. Опади, що замерзають, найчастіше спостерігаються в Канаді та північній частині США. Мокрий сніг щорічно з'являється в Ісландії та Норвегії, але також часто спостерігається у багатьох країнах помірних широт, включаючи Росію, Японію, Канаду, США, та частково у всіх європейських країнах [17, 18]. На Україні обледеніння біля поверхні землі не має такої високої повторюваності, як у північних країнах, проте відкладення льоду та снігу можуть досягати досить великих розмірів, і таким чином, становити суттєву небезпеку [6].

На рис. 2.4 показано середню кількість днів з атмосферним обледенінням для території України. Особливості просторового розподілу атмосферного обледеніння повторюють особливості рельєфу та осередненого поля опадів. Основною закономірністю просторового розподілу опадів в Україні, зумовленою загальними циркуляційними факторами, є їх зменшення з півночі і північного заходу на південь та південний схід. Такі саме загальні риси простежуються і в просторовому розподілі атмосферного обледеніння. В широтному напрямку кількість днів з атмосферним обледенінням збільшується зі сходу на захід.

Найбільша кількість опадів випадає впродовж року в Українських Карпатах та Кримських горах, і саме в цих регіонах спостерігається найбільша кількість днів з атмосферним обледенінням: ст. Плай (висота 1330 м, Закарпатська область) та ст. Ай-Петрі (висота 1180 м, республіка Крим). На цих станціях найбільш розповсюдженим типом відкладення є зерниста паморозь: 38,5 % (ст. Плай, на цій станції такий саме відсоток припадає на складні відкладення) та 83,3 % (ст. Ай–Петрі) від загальної кількості випадків на цих станціях; в той час, коли для всієї України є більш характерною ожеледь. Слід зазначити, що саме для цих станцій в холодний період відмічається максимум опадів.

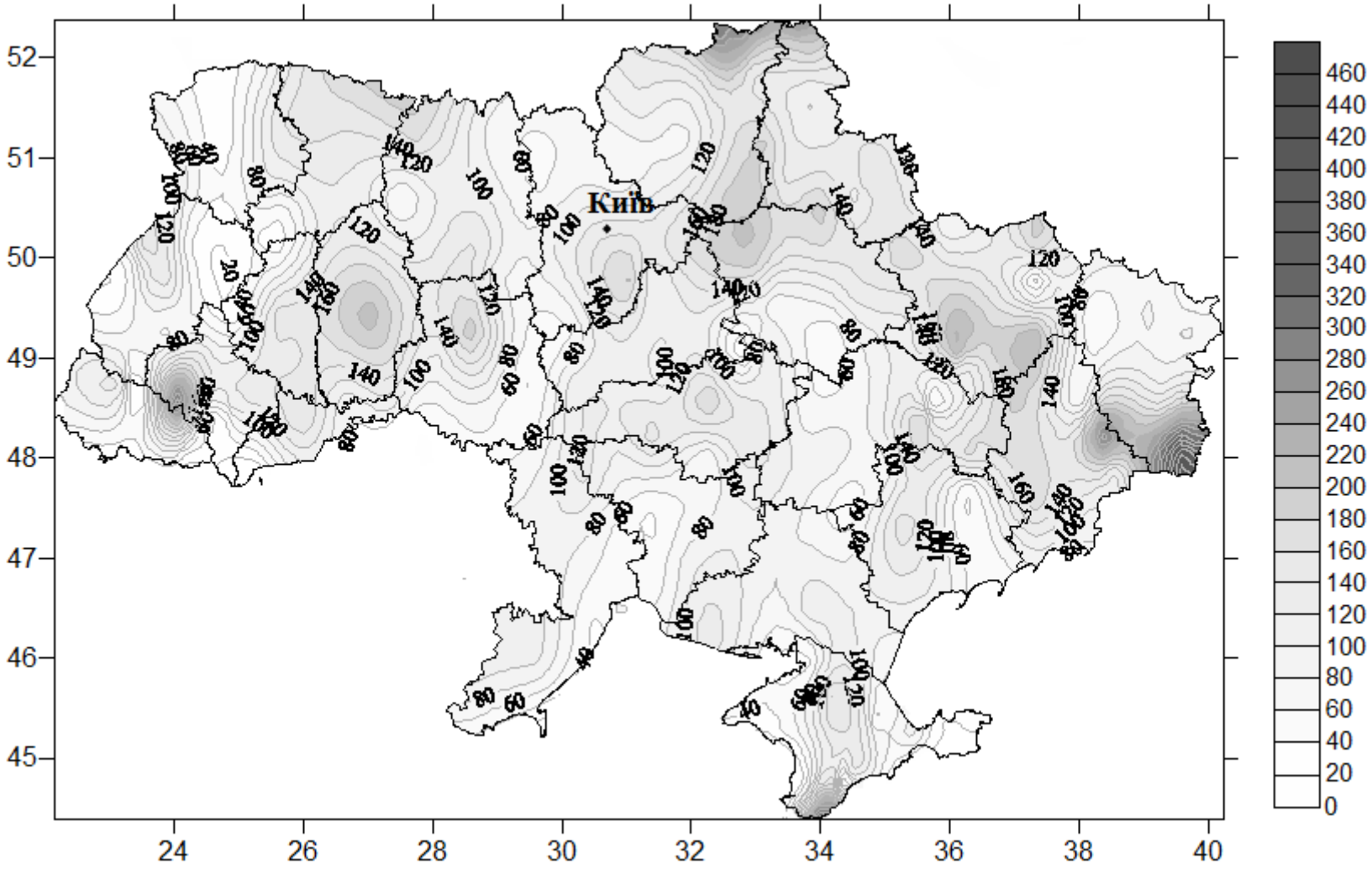


Рис. 2.4. Кількість випадків з відкладеннями всіх типів за період з 2002 по 2009 рр.

Проте слід зауважити, що атмосферне обледеніння у горах формується внаслідок складної взаємодії синоптичних процесів та орографії. В Українських Карпатах і Кримських горах рельєф є важливим фактором. До основних елементів рельєфу відносяться висота над рівнем моря, експозиція схилів, напрям хребтів, захищеність місцевості тощо. Таким чином, повторюваність атмосферного обледеніння на гірських станціях може коливатись у великих межах: від максимуму до мінімуму, притаманних всій території України. Якщо порівняти станції Пожежевська (висота 1429 м) та Плай (висота 1330 м), які обидві знаходяться в Українських Карпатах, то кількість випадків обледеніння на ст. Пожежевська в десять разів менша, ніж на ст. Плай, це можна пояснити тим, що перша станція знаходиться на підвітряному північно-східному схилі, а інша – на навітряному південно-західному. Схожа ситуація спостерігається і в Кримських горах, де максимум повторюваності атмосферного обледеніння є досить локалізованим.

Найбільша кількість днів з атмосферним обледенінням на рік (44,5), з яких 46,9 % припадає на ожеледь, реєструється на ст. Дар'ївка (Донецька область, висота 302 м над рівнем моря). Взагалі Донецькій височині відповідає висока повторюваність атмосферного обледеніння, що можна пояснити не тільки впливом рельєфу, а і впливом циркуляційних умов, оскільки взимку ця територія знаходиться під впливом периферії Сибірського максимуму, що сприяє надходженню теплого вологого повітря з Азовського моря, виникненню адвентивного туману, а отже, в залежності від розміру крапель утворенню або ожеледі, або зернистої паморозі.

Найменша повторюваність атмосферного обледеніння спостерігається на деяких приморських станціях (ст. Іллічівськ, Вилкове, Ішунь, Євпаторія, Алушта, Хорли тощо), що пов'язане з їх морським помірним кліматом, та гірських станціях, які розташовані в Закарпатській низовині (ст. Рахів, Міжгір'я, Селятин, Нижній Студений тощо) і є захищеними від зовнішніх циркуляційних процесів.

Просторовий розподіл ожеледі та зернистої паморозі (рис. 2.5, 2.6) в загальних рисах повторює просторовий розподіл атмосферного обледеніння над територією України, коефіцієнти кореляцій між рядами даних з ожеледі і атмосферного обледеніння та із зернистої паморозі й атмосферного обледеніння складають 0,78 та 0,70 відповідно.

Схожість в просторовому розподілі ожеледі та зернистої паморозі є досить очікуваним фактом, оскільки умови утворення внутрішньомасової ожеледі та зернистої паморозі є досить подібними. Зерниста паморозь формується за туманної, вітряної погоди внаслідок осідання крапель переохолодженого туману на теплих фронтах циклонів, які переміщуються з півдня чи південного заходу. Внутрішньомасова ожеледь утворюється зазвичай при випадінні мряки з шаруватої хмарності теплих секторів циклону, проте відомо, що дуже часто туман супроводжує мряку, тому одне явище переходить в інше й іноді відрізнити їх одне від одного вкрай складно.

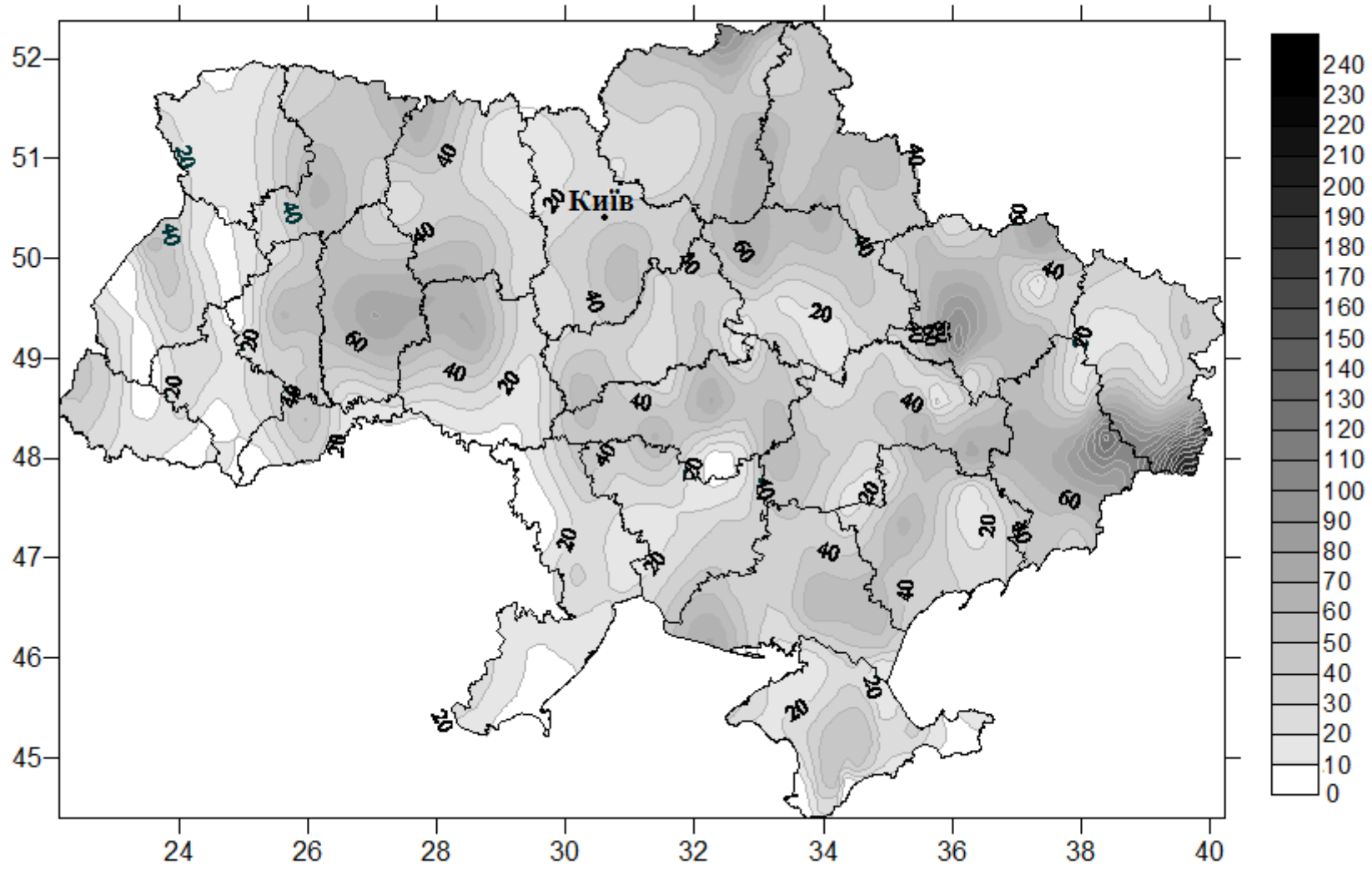


Рис. 2.5. Кількість випадків ожеледі, які мали місце над територією України в період з 2002 по 2009 рр.

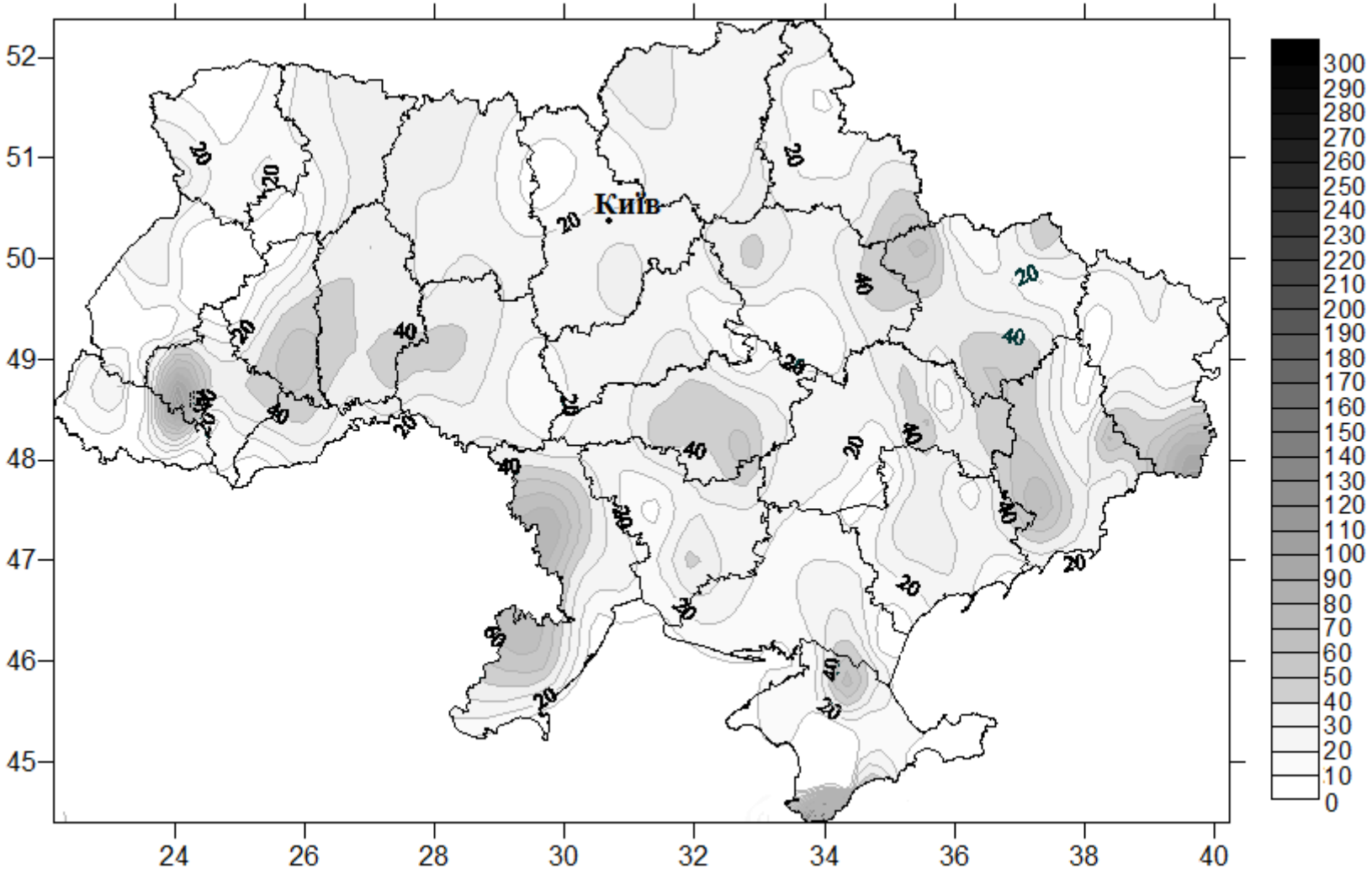


Рис. 2.6. Кількість випадків зернистої паморозі, які мали місце над територією України в період з 2002 по 2009 рр.

Найнебезпечнішою є ожеледь, утворення якої відбувається під час випадіння переохолодженого дощу перед теплим фронтом у масі холодного повітря [14].

Зерниста паморозь має найбільшу повторюваність в гірських масивах: Українські Карпати та Кримські гори (119 випадків на ст. Плай та 264 випадки на ст. Ай-Петрі) і її повторюваність в кілька разів перевищує повторюваність ожеледі.

Повторюваність ожеледі більша за повторюваність зернистої паморозі в південних регіонах України, де переважає класичний механізм формування замерзаючих опадів, а отже, не може супроводжуватись туманами і формується зі значно більших крапель, ніж краплі мряки або туману.

Розподіл появи кристалічної паморозі та мокрого снігу (рис. 2.7, 2.8) має досить складний характер, який можна пояснити багатьма причинами. Для мокрого снігу поряд з циркуляційними процесами велике значення мають фізико-географічні умови окремих територій. Істотно впливає форма рельєфу, висота місцевості, крутизна та експозиція схилів відносно переважного потоку повітря, лісистість, близькість великих водойм.

На височинах налипання мокрого снігу має зворотну залежність від рельєфу. На верхній частині височини воно менше, ніж на схилах, особливо навітряних, тому що низька температура повітря та вітер не сприяють його накопиченню. На Донецькій височині кількість випадків із мокрим снігом є незначною, що може бути пов’язаним із значними швидкостями вітру (середня швидкість вітру для січня місяця може перевищувати 7 м/с, а середнє число днів з вітром понад 15 м/с на рік становить 40-70). В Українських Карпатах мокрий сніг спостерігається лише на південно-західному схилі, оскільки на північно-східному схилі склалися вкрай несприятливі умови для утворення налипань мокрого снігу: розчленованість рельєфу Українських Карпат зумовлює надзвичайну строкатість у розподілі та повторюваності вітру понад 15 м/с. Наприклад, на ст. Пожежевська, де посилення вітру понад 15 м/с відбувається в 100 днів на рік, жодного разу не спостерігалось відкладень мокрого снігу за розглядуваний період.

На Полтавській рівнині та Придніпровський низовині спостерігається найбільша кількість випадків: 55–65, що відповідає 7–8 випадкам на рік.

На Кримському півострові найбільша кількість випадків має місце на ст. Сімферополь, що знаходиться в улоговині між двома пасмами передгір'я Кримських гір, та на ст. Поштове. У Кримських горах досить рідко спостерігається мокрий сніг, що також може бути пов’язане з високими швидкостями вітру (у районі Ай-Петрі середнє число днів з вітром понад 15 м/с становить 70 днів, максимальне – близько 100 днів, а в районі Карабі-яйли середнє число перевищує 100 днів, в окремі роки сильний вітер тут може відмічатися до 200 днів на рік).

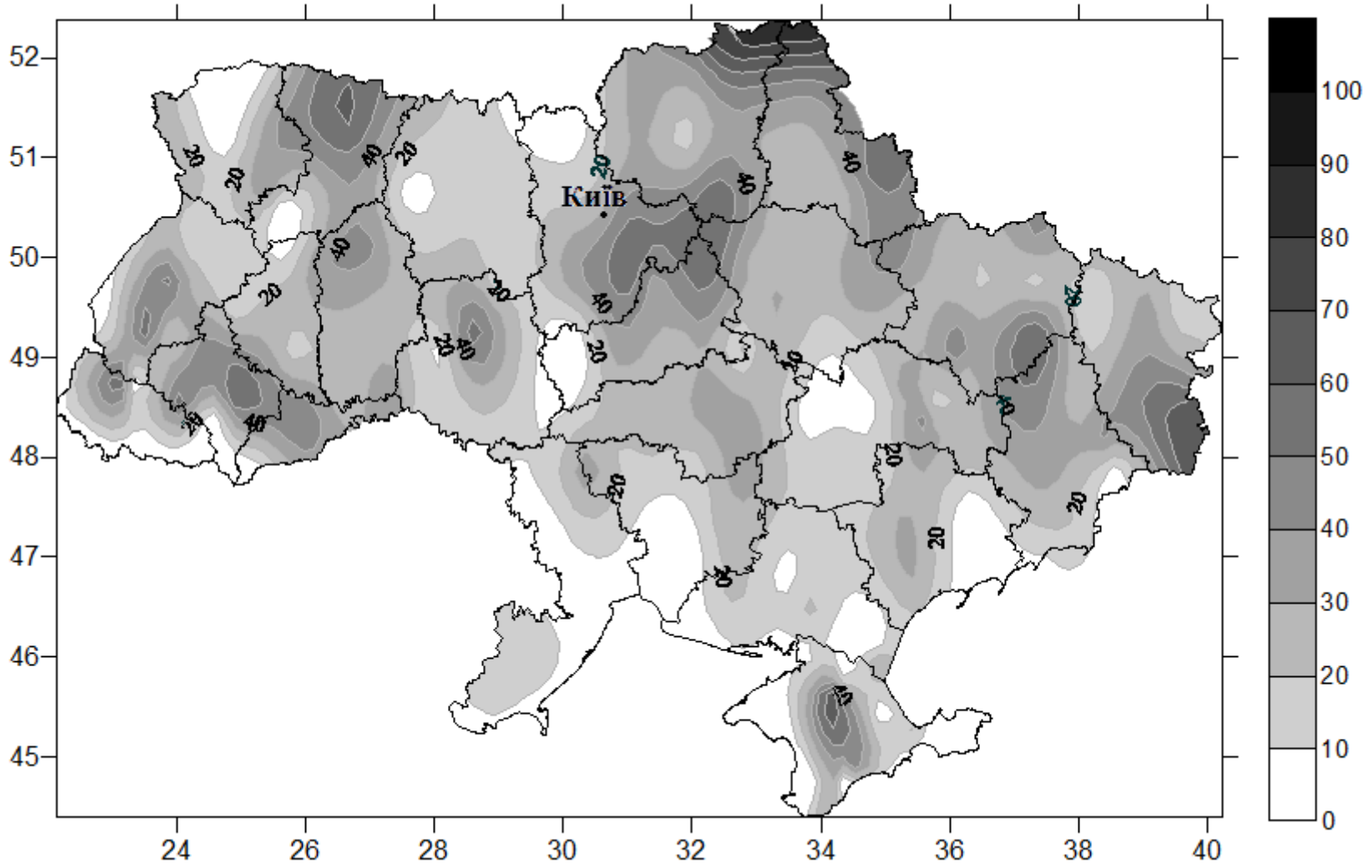


Рис. 2.7. Кількість випадків кристалічної паморозі, які мали місце над територією України в період з 2002 по 2009 рр.

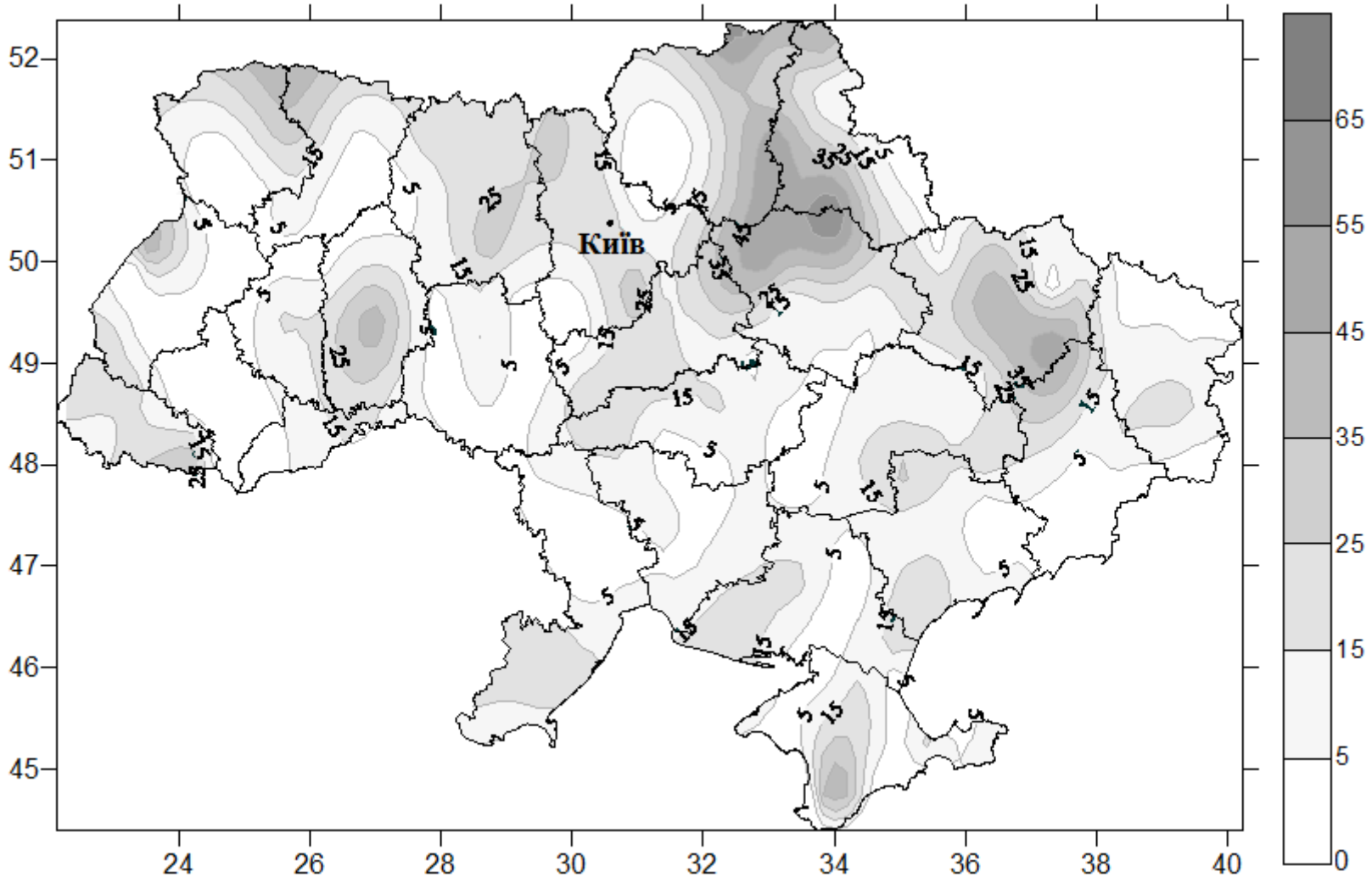


Рис. 2.8. Кількість випадків мокрого снігу, які мали місце над територією України в період з 2002 по 2009 рр.

Кристалічна паморозь утворюється під час туману внаслідок сублімації водяної пари, складається з кристалів льоду, що нарощуються на навітряному боці за слабкого вітру. Вона виникає у центральній частині антициклону з високою вологістю повітря нижче шару інверсії або у його відрогах і супроводжується низькою температурою і слабким вітром. Однією з причин, що сприяє утворенню внутрішньо масової кристалічної паморозі протягом найближчої доби, є послаблення вітру у денні години, що призводить до зменшення турбулентного обміну та спричинює радіаційне вихолодження мас повітря.

Кристалічна паморозь відмічається на всій території, але розподіл її нерівномірний. Утворення кристалічної паморозі залежить не тільки від циркуляційних та фізико-географічних умов, але і від властивостей предметів, на які сублімується водяна пара. Найчастіше кристалічна паморозь спостерігається у північних частинах рівнинних територій та у низовинах, де створюються більш сприятливі для утворення кристалічної паморозі умови: слабкий вітер та низькі від'ємні температури [8].

Повторюваність ожеледно-паморозевих явищ та налипань снігу з року в рік зазнає значних коливань (рис. 2.9). В період, що розглядається, спостерігається тенденція до зменшення кількості випадків атмосферного обледеніння всіх типів, окрім мокрого снігу, для якого визначено додатний тренд.

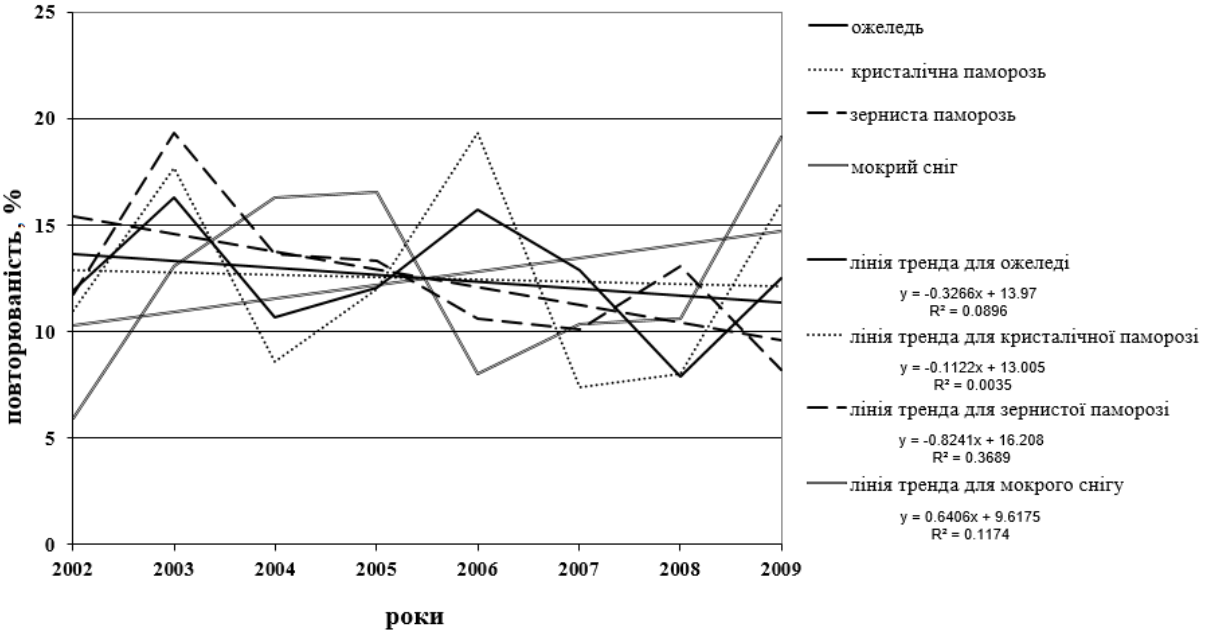


Рис. 2.9. Повторюваність (%) ожеледно–паморозевих та снігових відкладень в залежності від року

Отримані результати можна пояснити загальним підвищенням температури повітря на території України та ослабленням швидкості вітру: мокрий сніг спостерігається при слабких додатних температурах та невеликих швидкостях вітру, і тому тенденція зміни температури в зимовий період до більш високих значень та зменшення швидкості вітру викликає зростання кількості випадків мокрого снігу, в той час, як ці самі фактори призводять до зменшення кількості випадків інших типів атмосферного обледеніння.

Якщо порівнювати отримані результати з результатами за попередні роки, то можна зробити висновок, що зберігається загальна тенденція до зміни кількості випадків атмосферного обледеніння над територією України. Число днів із ожеледдю за період 1950–2000 рр. на переважній частині території до 1970 р. було вищим за середнє значення, а потім спостерігалася тенденція до зменшення, особливо це простежується за десятиріччя 1990–2000 рр. [8].

Частота появи атмосферного обледеніння є найвищою в найхолодніший час доби – години перед місцевим сходом сонця – для всіх типів відкладень атмосферного льоду, окрім кристалічної паморозі (рис. 2.10).

Рис. 2.10. Повторюваність (%) ожеледно–паморозевих та снігових відкладень в залежності від часу доби

Для цього типу найвища повторюваність реєструється після місцевого заходу сонця. Незабаром після сходу сонця повторюваність для всіх типів атмосферного обледеніння різко падає і сягає свого абсолютного добового мінімуму ополудні. Після місцевого заходу сонця повторюваність всіх типів атмосферного обледеніння починає несуттєво зростати. Ожеледь та мокрий сніг мають локальний мінімум впродовж перших годин ночі, в той час як кристалічна паморозь саме в цей час має локальний максимум.

Важливою характеристикою ожеледно–паморозевих явищ та снігових відкладень є їх тривалість, оскільки товщина відкладень льоду або снігу великою мірою залежить не від інтенсивності ожеледі, паморозі та снігу, а від їх тривалості (рис. 2.11).

Максимальна тривалість атмосферного обледеніння коливається від 18 (мокрий сніг) до 130 годин (для зернистої паморозі). Найбільша тривалість атмосферного обледеніння визначена для Донецької височини. В більшості випадків тривалість ожеледі (76,0 % всіх випадків ожеледі) та мокрого снігу (84,7 % всіх випадків мокрого снігу) не перевищує 5 год. Більшість випадків зернистої (80,3 % всіх випадків) та кристалічної (84,0 % всіх випадків) паморозі триває не більше 10 год.

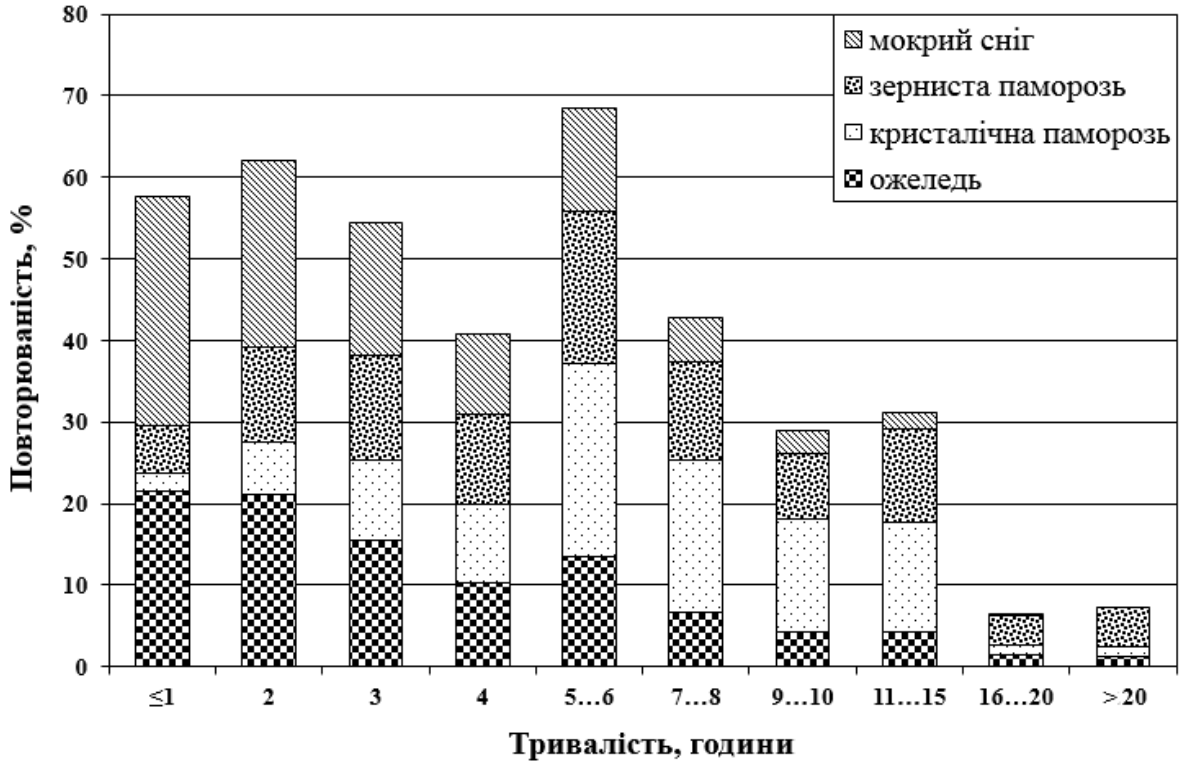


Рис. 2.11. Розподіл повторюваності тривалості для видів атмосферного обледеніння

Відкладення атмосферного обледеніння, що утворились, зберігаються на предметах тривалий час. За період, що розглядається, максимальна тривалість зберігання ожеледі сягала 255 годин (ст. Маріуполь), зернистої паморозі – 220 годин (ст. Хмельницький), кристалічної паморозі – 129 годин (ст. Івано-Франківськ) та мокрого снігу – 29 годин (ст. Конотоп).

З аналізу тривалості наростання та зберігання льодяних відкладень можна бачити, що в поодиноких випадках ожеледно–паморозеві та снігові відкладення можуть створювати великі навантаження на поверхні, відкриті для впливу атмосферного повітря. Оскільки на усіх станціях України спостерігаються випадки, в яких тривалість обледеніння сягала 40– 50 годин, а за такої тривалості, навіть при невеликій інтенсивності наростання льоду або снігу, можливі випадки, що призводять до суттєвих збитків. Повторюваність таких стихійних ожеледі, паморозі та налипань мокрого снігу складає 1-2 випадки на 10 років.

В роботі було також проаналізовано дані про маси відкладень атмосферного льоду (рис. 2.12). В 90 % всіх випадків атмосферного обледеніння маса осадженого льоду не перевищує 50 г. Максимальну масу осадженого льоду було зареєстровано на ст. Плай (Українські Карпати) для всіх типів атмосферного обледеніння, окрім налипання мокрого снігу.

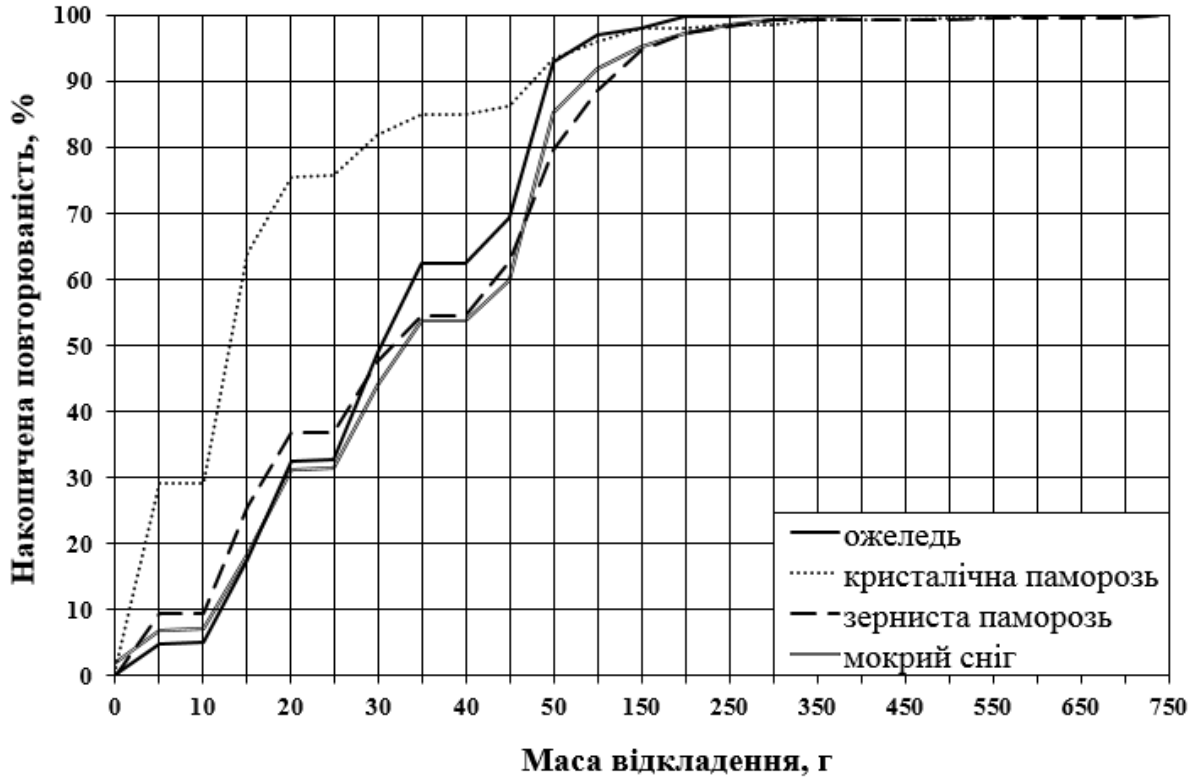


Рис. 2.12. Накопичені повторюваності різних типів атмосферного обледеніння в залежності від маси відкладення

Для ожеледі максимум сягав 312 г, для зернистої паморозі 840 г. Налипання мокрого снігу максимальної ваги (408 г) мало місце на ст. Коломак, що знаходиться в Харківській області. Слід зауважити, що відкладення зернистої паморозі та мокрого снігу сягають набагато більших розмірів, ніж відкладення ожеледі. Для зернистої паморозі це можна пояснити тривалістю наростання, а для мокрого снігу – інтенсивністю опадів. В 9 % всіх випадків атмосферного обледеніння маса льоду коливалась від 50 до 250 г і тільки в 1 % випадків (приблизно 185 випадків) маса льоду перевищувала 250 г.

2.1.4. Розподіл повторюваності температури та вітру при ожеледно–паморозевих та снігових відкладеннях в Україні

Однією з найважливіших характеристик при ожеледно–паморозевих явищах та налипаннях снігу є температура повітря біля поверхні землі, оскільки саме ця метеорологічна величина визначає характер явища, а таким чином і його небезпечність. В роботі проаналізовано температуру повітря на момент початку явища та на момент досягнення відкладенням максимальної товщини (рис. 2.13–2.14).

Рис. 2.13. Розподіл повторюваності температури повітря на початку ожеледно-паморозевих явищ та налипання

Аналіз виявив, що ожеледь на всіх станціях спостерігається при температурах не нижчих за –12.0^{0}С (рис. 2.13), що відповідає результатам, зазначеним у роботах [8, 19–22] за замерзаючими опадами (тобто опадами, які утворюють ожеледь). Найбільша кількість випадків ожеледі (88,6%) припадає на інтервал від -4 до 0^{0}С, з яких 50,8 % випадків пов'язані з незначними від'ємними температурами (–1…0^{0}С). Зерниста паморозь найчастіше спостерігається при нижчих температурах: в інтервалі від –8 до –3^{0}С – 61,6 %, з яких 46,9% припадає на інтервал –6…–4. Кристалічна паморозь спостерігається найчастіше при більш значних від'ємних температурах, ніж інші ожеледно–паморозеві явища, та не має певного вузького переважного інтервалу температур. 69,5% усіх випадків кристалічної паморозі спостерігаються в інтервалі від –18 до –8^{0}С.

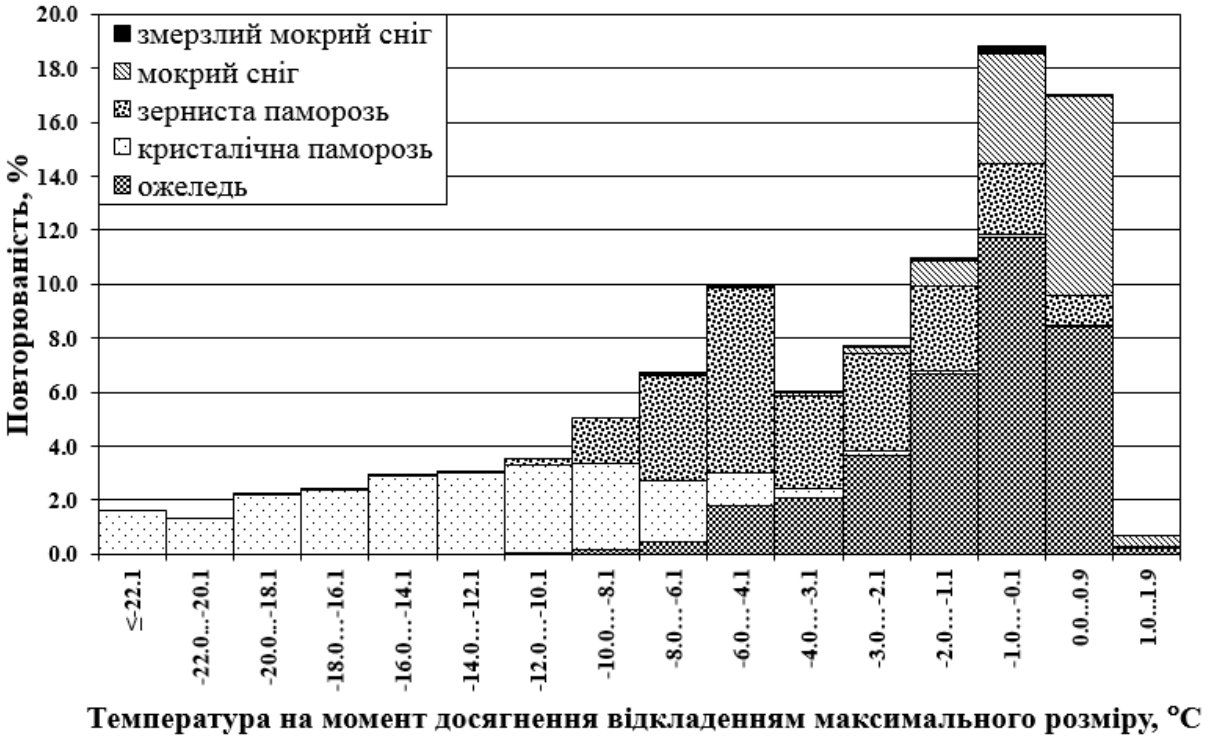


Рис. 2.14. Розподіл повторюваності температури повітря при досягненні ожеледно–паморозевими та сніговими відкладеннями максимальних розмірів

Снігові налипання зазвичай спостерігаються у дуже вузькому інтервалі температур -1.0....0.9^{0}С. На цей інтервал припадає 96,4 % від усіх випадків мокрого снігу, проте, суттєва більшість (73,8 %) з цих випадків відповідає додатним температурам. Зазвичай для утворення мокрого снігу метеорологічні параметри змінюються в дуже невеликих межах [23]. Таким же температурам відповідають і відкладення змерзлого мокрого снігу. Для змерзлого мокрого снігу є характерним інтервал -1.0....0.9^{0}С

(96,5 %), проте, хоч і з невеликою різницею, більшість випадків (51,8 %) припадає на від'ємні температури.

Розподіл температури повітря при досягненні ожеледно–паморозевими та сніговими відкладеннями максимальних розмірів змінюється в тих самих межах, що і температура повітря на початку цих явищ (рис. 2.14). Найчастіше температура під час наростання явища збільшується або залишається на одному й тому ж рівні.

Аналіз показав, що існує тісна кореляція між частотою появи ожеледно–паморозевих явищ і мокрого снігу та напрямком вітру. В роботі проаналізовано напрямок і швидкість вітру на момент початку явища (рис. 2.15) та на момент досягнення відкладенням максимальної товщини (рис. 2.16).

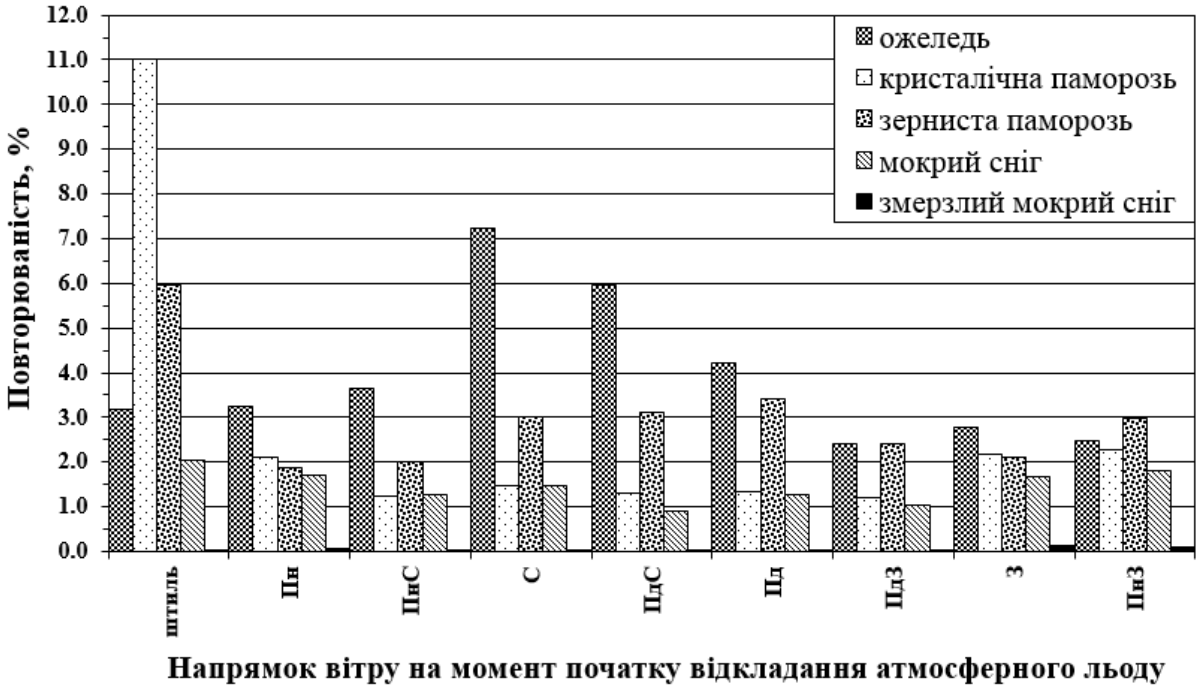


Рис. 2.15. Розподіл повторюваності напрямків вітру на початку ожеледно-паморозевих явищ та налипання мокрого снігу

Найбільша кількість випадків ожеледі припадає на східний, південно-східний та південний румби (49,5 %), з яких 41,4 % відповідає східному румбу. Такий результат вказує на те, що більшість випадків ожеледі має фронтальний механізм утворення. Також можна вважати, що всі 49,5 % пов'язані з проходженням теплого фронту. З рисунку 2.15 також можна бачити, що досить часто ожеледь спостерігається під час штилю (9,0 %). Між іншими напрямками вітру випадки з ожеледдю розподілились більш-менш рівномірно.

Значна кількість випадків з кристалічною та зернистою памороззю (45,6 та 22,2 % від загальної кількості кожного з явищ) реєструється при

штилі. Це досить очікуваний результат, оскільки ці гідрометеори найчастіше пов'язані зі слабкими швидкостями вітру, що підтверджує внутрішньомасовий механізм їх утворення.

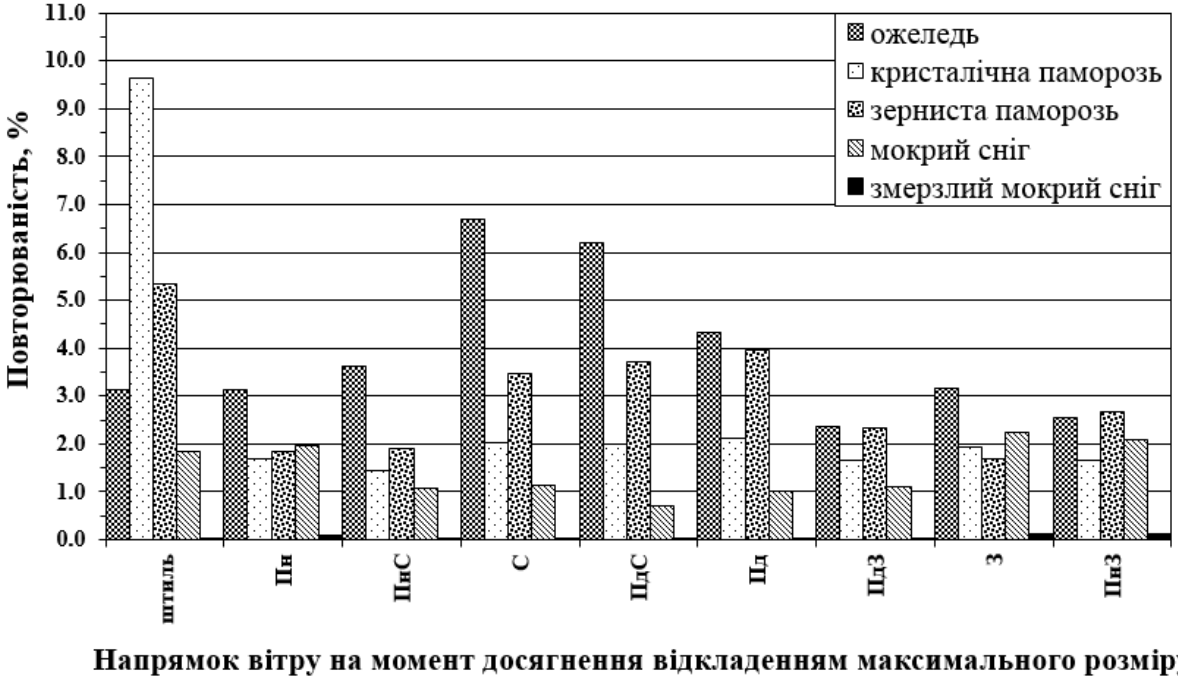


Рис. 2.16. Розподіл повторюваності напрямків вітру при досягненні відкладеннями максимальних розмірів

Зерниста паморозь також досить часто спостерігається при тих самих напрямках вітру, що і ожеледь, східний, південно-східний та південний (35,4 %). Для кристалічної паморозі не простежується тісного зв'язку між її появою та певним напрямом вітру.

Всі випадки мокрого снігу розподілились рівномірно (приблизно 10% від загальної кількості випадків мокрого снігу) між усіма напрямками вітру та його відсутністю, можна виділити тільки північно-західний та північний напрями вітру, на які припадає більшість усіх випадків мокрого снігу (26,5 %), що може бути зумовлено проходженням холодного фронту.

При досягненні відкладеннями максимальних розмірів розподіл напрямків вітру практично не змінюється, тобто з цього можна зробити висновок, що впродовж усього періоду наростання напрямок вітру залишається незмінним.

Напрям вітру суттєво залежить від фізико-географічних умов і посередньо може вказувати на характер синоптичних процесів, тому має сенс проаналізувати напрям вітру для різних регіонів України (рис. 2.17). Оскільки, як вже було вказано, в цілому практично не змінюється напрям вітру впродовж процесу атмосферного обледеніння, то далі розглядається

повторюваність напрямів вітру лише на початку атмосферного обледеніння.

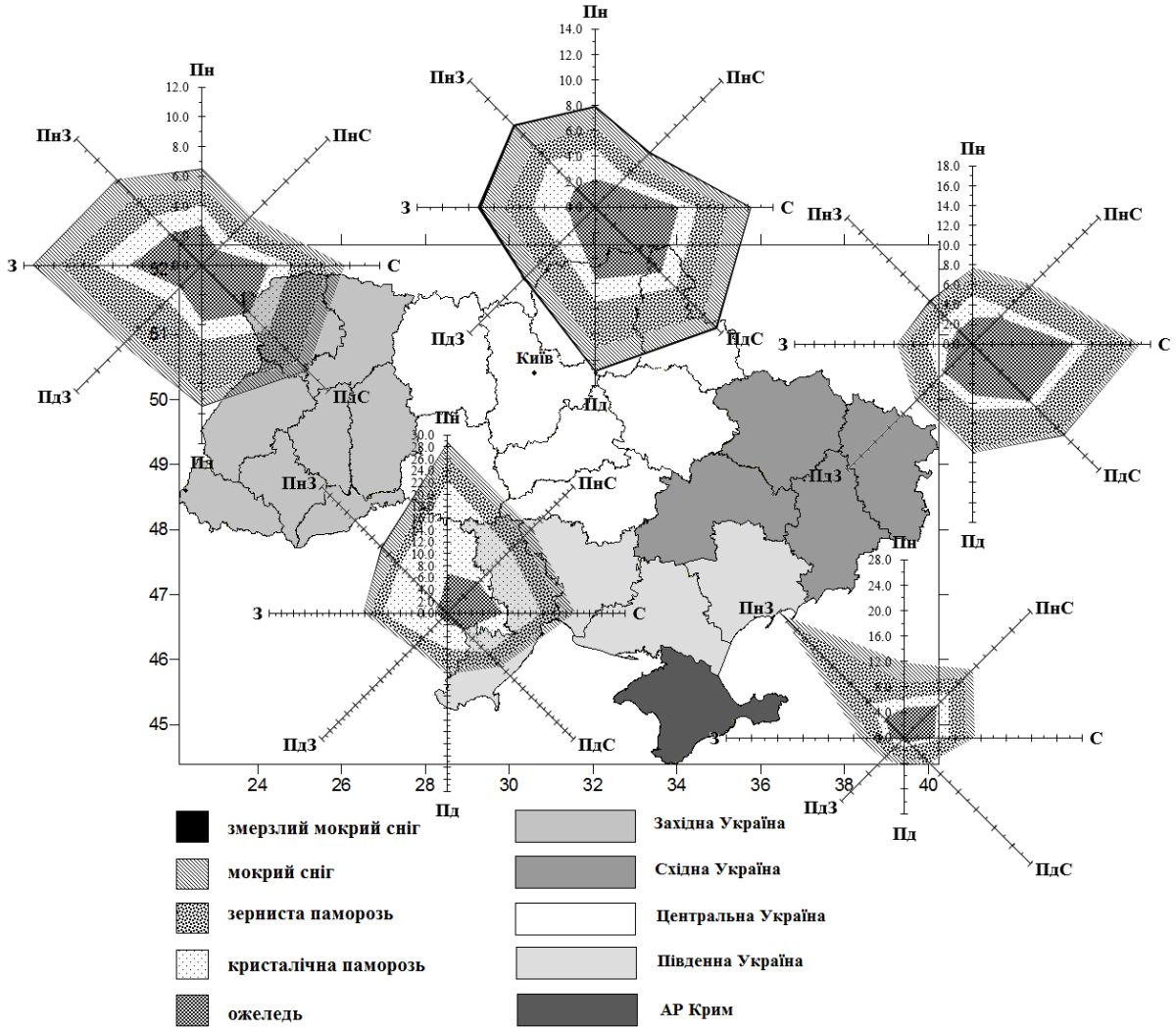


Рис. 2.17. Розподіл повторюваностей напрямів вітру на початку атмосферного обледеніння в різних регіонах України

В південній частині України та Криму вітер біля поверхні землі під час ожеледі характеризується високою повторюваністю північного, північно-східного та східного напрямів, перші два напрями вітру спостерігаються або за холодним фронтом, або в східній частині антициклону, коли має місце інтенсивна адвекція холоду, а отже ймовірніше реалізується механізм „все холодне”. В центральній та східній частинах України переважають східний, південно-східний та південний напрями при відкладанні ожеледі, що може зумовлюватись інтенсивною циклонічною діяльністю в цих регіонах в зимовий період, оскільки такі напрями вітру вказують на класичний механізм утворення ожеледі, який реалізується саме на теплих фронтах. В західній частині України

повторюваність південно-східних та північно-західних напрямів вітру при ожеледі є однаковою, це можна пояснити тим, що атмосферне обледеніння в цьому регіоні формується під впливом різних циркуляційних умов порівняно з іншими регіонами, де ці умови є більш сталими. Розподіл повторюваності зернистої паморозі має той самий характер, що і ожеледі, зв винятком Криму, де північно-західний напрямок вітру має надзвичайно високу повторюваність, що зумовлено високою повторюваністю цього напряму вітру взимку в південному Криму, де найчастіше і спостерігається зерниста паморозь.

Для кристалічної паморозі та мокрого снігу всі випадки розподілились практично рівномірно між усіма напрямами вітру.

Висновки

Найчастіше на рівнинній території Україні найчастіше з усіх типів атмосферного обледеніння спостерігається ожеледь, в гірських районах домінуючим типом відкладення є зерниста паморозь. В районах Українських Карпат, Кримських гір та Донецької височини атмосферне обледеніння має найбільшу повторюваність.

Повторюваність ожеледно-паморозевих явищ та налипання снігу з року в рік зазнає значних коливань: спостерігається тенденція до зменшення кількості випадків атмосферного обледеніння всіх типів, окрім мокрого снігу, для якого визначено додатний тренд, що можна пояснити загальним підвищенням температури та ослабленням швидкості вітру на території України.

Найбільша кількість випадків ожеледі припадає на інтервал від -4 до 0^0С, для зернистої та кристалічної паморозі максимуми повторюваності посунулися в бік нижчих температур –8...–3^{0}С та -18...–8^{0}С відповідно. Більшість випадків налипання мокрого снігу спостерігається при додатних температурах від 0 до 1^{0}С.

Найчастіше ожеледь спостерігається при східному, південно-східному та південному напрямах вітру в східній Україні, для південної території є типовим вітер північного, північно-східного та східного напрямів, що може бути зумовлено активізацією циклонічної діяльності в зимовий період. В Центральній Україні розподіл напрямів вітру є більш однорідним, оскільки внесок східних вітрів, типових для східних регіонів, зменшується, в той час як західні напрями стають більш частими. В Західній Україні західні напрями вітру стають переважними. Зерниста паморозь має найбільшу повторюваність при південному вітрі. Для кристалічної паморозі, як і для мокрого снігу, не простежується тісного зв’язку між появою явища та певним напрямом вітру.

2.2 КЛІМАТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОПАЛЮВАЛЬНОГО ПЕРІОДУ В СЬОГОДЕННІ ТА МАЙБУТНЬОМУ

У оцінці Міжурядової групи експертів зі зміни клімату (МГЕЗК) – СТОКГОЛЬМ , 27 вересня 2013р. – міститься висновок про те, що вплив людини на кліматичну систему очевидний. Він проявляється у більшості регіонів земної кулі [26].

Існує надзвичайно висока ймовірність того, що вплив людини є основною причиною спостережуваного потепління, починаючи з середини XX-го сторіччя. Доказів цьому стало більше завдяки збільшенню кількості та підвищенню якості спостережень, глибшому розумінню реакції кліматичної системи і використанню вдосконалених кліматичних моделей.

Потепління в кліматичній системі є незаперечним фактом, і починаючи з 1950 р., у всій кліматичній системі спостерігаються численні зміни, що не мають прецедентів в періоди від декількох десятиліть до тисячоліть.

Впродовж кожного з останніх трьох десятиліть температура поверхні Землі послідовно підвищувалася і була вищою від температури будь-якого з попередніх десятиліть, починаючи з 1850 р.

Очікується, що глобальна зміна температури поверхні на кінець XXI - го сторіччя ймовірно перевищить 1.5 °C у порівнянні з 1850-1900 рр. у всіх розглянутих сценаріях, крім найм’якшого, і ймовірно перевищить 2 °C в двох жорстких сценаріях. Досить імовірно, що хвилі тепла будуть виникати частіше і тривати довше. У міру потепління Землі очікується, що вологі регіони отримуватимуть більше опадів, а сухі регіони – менше опадів, хоча будуть і винятки.

Запобігти повністю прогнозованим змінам клімату людству навряд чи вдасться. Однак можна спробувати пом'якшити кліматичні зміни, стримати темпи зростання температури з тим, щоб уникнути небезпечних і необоротних наслідків у майбутньому.

Вирішувати завдання щодо пом'якшення наслідків кліматичних змін необхідно не тільки на глобальному, але також на національному, регіональному та місцевому рівнях при спільних зусиллях уряду, бізнесу, науки та громадськості. Багато країн вже розробляють національні та регіональні кліматичні програми, спрямовані як на зниження викидів парникових газів, так і на адаптацію до несприятливих наслідків кліматичних змін, які передбачають активне залучення до їх реалізації всіх зацікавлених сторін.

Спільні дії міжнародного співтовариства щодо обмеження антропогенного впливу на кліматичну систему – пріоритетний шлях вирішення проблеми зміни клімату. Однак одних цих заходів недостатньо. Наслідки зміни клімату відчуваються вже зараз, отже, вже зараз треба

намагатися пристосуватися (адаптуватися) і мінімізувати їх негативні впливи, організовувати заходи з адаптації до мінливих умов. Тобто заходи з адаптації можуть бути спрямовані як на зниження кліматичних ризиків, так і на здобування потенційних вигод від зміни клімату.

Завчасні дії можуть принести помітну економічну вигоду і звести до мінімуму загрози щодо екосистем, здоров'я людини, економічного розвитку, власності та інфраструктури.

Підрахунки витрат на вироблення адаптаційних заходів щодо запобігання негативним наслідкам підвищення рівня моря, паводків, а також перехід на використання більш стійких альтернативних джерел енергії підтверджують, що вигода від прийняття розумних рішень може бути дуже істотною. Водночас, як наголошується в доповіді МГЕЗК, супутні вигоди заходів зі скорочення викидів парникових газів можуть компенсувати значну частку витрат на запобігання змінам клімату та адаптації до них.

Кліматичне забезпечення гарячого водопостачання житлового, адміністративно-господарського та промислового комплексів – одна з найбільш важливих і складних господарських проблем України. Витрати на опалення становлять не менше 30-40 % загальних витрат вироблюваної теплової енергії. У деяких регіонах іноді таких коштів не знаходять, внаслідок чого виникає порушення процесу опалення, що призводить до негативних соціально-економічних наслідків.

Потреба в гарячому водопостачанні визначається характером опалювального періоду (періоду, коли середньодобова температура повітря стійко тримається нижче 8 °С). Залежно від середньої тривалості опалювального періоду регіонам України Мінфіном в цей час виділяються кошти (грошові трансферти) на закупівлю палива.

Крім середньої тривалості і середньої температури опалювального періоду за багаторічний період необхідно обчислювати характеристики опалювального періоду за окремими роками, які потім можуть використовуватися для розрахунку середніх квадратичних відхилень тривалості та температури опалювального періоду як за весь період, так і за ковзні 10-річчя. У цьому випадку метод А.А. Шепелевського і розкладання Фур'є не застосовують через нерівномірність річного ходу температури повітря. На практиці найчастіше використовують найбільш простий метод, вважаючи датою переходу до опалювального періоду перший день з середньодобовою температурою нижчою за 8 °С, після якого середньодобова температура трималася ще *n* днів, датою кінця опалювального періоду – останній день, коли *n* днів поспіль утримується середньодобова температура більша за 8 °С. Як правило, *n* вважають рівним 5 днів.

У деяких роботах, за аналогією зі способом обчислення вегетаційного періоду, за початок опалювального періоду береться дата, після якої

середня добова температура не піднімалася вище 8 °С на більше число днів, ніж опускалася нижче 8 °С до цієї дати. Кінець періоду визначається в зворотному порядку. Проведені порівняння показали, що цей метод не покращує результати і поступається навіть методу А.А. Шепелевського – початок і кінець опалювального періоду за середніми багаторічними даними для кожної станції визначається за річним ходом температури повітря. Річний хід температури відновлюється за допомогою рядів Фур'є. Його порівняння на реперних станціях з річним ходом, визначеним за методом А.А. Шепелевського, показало добру відповідність [2, 15].

Слід зазначити, що зміна тривалості опалювального періоду з висотою в загальному відповідає зміні з висотою середньої місячної температури повітря. У районах з континентальним кліматом тривалість опалювального періоду з висотою спочатку зростає, а потім зменшується. У районах з кліматом перехідним від морського до континентального відбувається нелінійне скорочення тривалості опалювального періоду з висотою. Аналогічним чином йде визначення і за ступенем близькості пункту до великого водоймища. Так само як і температура повітря, тривалість опалювального періоду з віддаленням від водойми збільшується.

Строго кажучи, витрати на опалення залежать не тільки від тривалості опалювального періоду, а й від його середньої температури. Наприклад, збільшення середньої температури взимку на 1 °С скорочує тривалість опалювального періоду в середньому на 5-10 днів. З іншого боку, тривалість опалювального періоду змінюється менше, ніж його середня температура. Наприклад, при однаковій тривалості опалювального періоду, але при різній температурі в різних адміністративних районах, витрати на опалення в цих двох адміністративних одиницях розрізняються. Можна, звичайно, палити і в тому, і в іншому випадку в розрахунку на одну і ту ж температуру. З метою економії часто так і роблять, беручи до уваги еквівалентну температуру. Але при опаленні на завищену температуру повітря економії палива в адміністративній одиниці з більш нижчою температурою повітря не вийде. Навпаки, на ділі це обертається збільшенням витрат теплової енергії в порівнянні з витратами, розрахованими на реальну, нижчу температуру повітря. У приміщенні при цьому буде порівняно холодно. Цей парадокс давно пояснений енергетиками і пов'язаний з необхідністю додаткового підігріву рециркуляції води.

Для оцінки можливих змін характеристик опалювального періоду до кінця XXI сторіччя були залучені результати розрахунків температури повітря по ансамблю моделей МГЕЗК (CCCma, CSIRO, GFDL, HadCM3, ECHAM, NCAR/PCM) для сценарію сильного потепління *A2*. На основі цих результатів за значеннями середньої місячної температури повітря, отриманими у вузлах координатної сітки з кроком 2,5 × 2,5 °, можливо розрахувати середню тривалість опалювального періоду на наступні

десятиріччя XXI століття. При очікуваному в цей період потеплінні тривалість, опалювального періоду повинна помітно скоротитися. Можливість скорочення опалювального періоду в майбутньому слід враховувати при розробці стратегії розвитку економіки країни.

2.2.1. Методика та результати дослідження змін кліматичних характеристик опалювального періоду

Для розрахунку тривалості опалювального періоду (ТОП, в кількості днів) період ТОП розділяється на дві частини відносно умовно обраної дати 1 січня аналізованого опалювального періоду (ОП). В цьому випадку перша частина ОП (початок опалювального періоду – ПОП) визначається як тривалість періоду від дати стійкого переходу у бік зниження середньодобової температури повітря від 8 °С до 1 січня наступного календарного року, а друга половина (кінець опалювального періоду – КОП) від 1 січня до дати переходу середньодобової температури через 8 °С у бік підвищення. При розрахунках дат переходу динамічного ряду температури через 8 °С середньомісячна температура відносилася до 15 числа кожного місяця і далі, методом лінійної інтерполяції, між двома аналізованими місяцями визначалася передбачувана дата початку або кінця опалювального періоду.

Часовий проміжок між середніми датами початку і закінчення опалювального періоду визначає тривалість опалювального сезону.

Розрахунки виконувалися за формулами [5]:

$$D_{\text{ПОП}} = N_{\text{ПОП}} - \frac{\left(\overline{T}_i - 8\right)}{\overline{T}_i - \overline{T}_{i+1}} \cdot n, \qquad (2.1)$$

$$D_{\text{КОП}} = N_{\text{КОП}} + \frac{\left(\overline{T}_j - 8\right)}{\overline{T}_j - \overline{T}_{j+1}} \cdot n, \qquad (2.2)$$

$$D_{ТОП} = D_{ПОП} + D_{КОП}. \qquad (2.3)$$

де $D_{ПОП}$, $D_{КОП}$, $D_{ТОП}$ – тривалість (кількість днів) першої половини, другої половини і всього опалювального періоду відповідно; $\overline{T}_i$ – середньомісячна температура повітря i-го місяця, в якому починається опалювальний період, значення якої складає $\overline{T}_B > 8$ ºС; $\overline{T}_{i+1}$ – середньомісячна температура повітря, значення якої складає $\overline{T}_B < 8$ °С;

$\overline{T}_j$ – середньомісячна температура повітря *j*-го місяця, у якому закінчується опалювальний період, значення якої складає $\overline{T}_B$ < 8 °С; $\overline{T}_{j+1}$ – середньомісячна температура повітря, значення якої складає $\overline{T}_B$ >8 °С; $N_{ПОП}$ – кількість днів від 15-го числа *i*-го місяця, в якому $\overline{T}_B$ > 8 °С до 1-го січня; $N_{КОП}$ – кількість днів від 1-го січня до 15-го числа *j*-го місяця, в якому $\overline{T}_B$ < 8 °С; *n* – кількість днів аналізованого місяця.

В більшості міст України початок опалювального періоду припадає на жовтень або листопад, якщо перехід здійснювався раніше або пізніше, то відповідно розглядалися вересень-жовтень або листопад-грудень.

Ця інформація використовується при розрахунку кількості енергії, необхідної для опалювання протягом опалювального періоду.

Оптимальною температурою в приміщенні вважається 18 °С [5]. Оскільки в даний час наші приміщення заповнені різними побутовими приладами – джерелами тепла, то за рахунок їх нагрівання температура повітря в квартирі підвищується приблизно на 3 °С, тому для розрахунків дефіциту тепла, який необхідно компенсувати, або тепловитрати на опалювання приміщень нами використовувалося два значення оптимальної температури: 18 та 15 °С. Розрахунки дефіциту тепла (ДТ) в градусо-днях здійснювалися для двох значень за формулами

$$ДТ_{18} = (18 - Т_{СЕР}) \text{ х } ТОП,$$
$$ДТ_{15} = (15 - Т_{СЕР}) \text{ х } ТОП. \quad (2.4)$$

де $Т_{сер}$ °С – середня температура опалювального періоду; ТОП – тривалість опалювального періоду у днях.

У різних регіонах України терміни початку та кінця опалювального сезону розрізняються, але на більшій частині території – це період і з жовтня по квітень включно [1, 4].

Для виявлення кліматичних змін початку, закінчення та тривалості опалювального періоду були обрані міста, розташовані на півночі, сході, півдні і заході України: Чернігів, Луганськ, Миколаїв та Івано-Франківськ.

Для визначення кліматичних характеристик опалювального періоду використовувалися розрахункові дані до моделі REMO Max Planka Institute for Climatology на 2030 р.

Отримані результати представлено в таблиці 2.3: початок, закінчення та тривалість опалювального періоду, $\bar{t}$ – середня температура опалювального періоду, а також комплексна величина – дефіцит тепла (ДТ) або енергоспоживання, необхідні для підтримки у приміщенні необхідної температури, яка обчислюється у градусо-днях. Тепловитрати або енергоспоживання залежать від тривалості опалювального періоду і

від середньомісячної температури повітря, тобто чим вища середньомісячна температура і менша тривалість опалювального періоду, тим менше енергоспоживання.

Таблиця 2.3. Результати розрахунку кліматичних характеристик опалювального періоду

Регіон	Початок ОП *	Закінчення ОП *	Тривалість ОП *, τ, дні	Середня температура, $\bar{t}$, °С	$(15 - \bar{t})\cdot\tau$, град./дні
Чернігів	29 жовтня 8 жовтня	14 квітня 16 квітня	168/190	-1,7	2806
Луганськ	1 листопада 14 жовтня	6 квітня 8 квітня	157/179	-1,9	2653
Миколаїв	16 листопада 27 жовтня	31 березня 6 квітня	135/164	2,5	1688
Івано-Франківськ	2 листопада 15 жовтня	15 квітня 15 квітня	164/180	-0,2	2493

Примітка.* – Розрахунки виконані за період 1900-2000 рр.

Проаналізувавши дані таблиці 2.3 можна помітити, що початок опалювального періоду в усіх регіонах Україні змістився на більш пізні дати на 17-20 днів.

Це пояснюється очікуваним підвищенням температури в осінній сезон по всій території Україні. Кінець же опалювального періоду співпадає з даними, отриманими за сторічний період. Це вказує на те, що в найближчі десятиріччя температура весняного сезону значно не зміниться. Тривалість опалювального періоду скоротиться в середньому на 22 дні на північному сході України, на півдні (м. Миколаїв) опалювальний період скоротиться на максимальне число днів – 29, на найменше – на західній Україні – 16 днів.

Для правильного планування розподілу енергоресурсів на найближчі 10-20 років по всій території України, для розрахунку потужності опалювальних систем необхідна інформація про тривалість опалювального періоду, середню температуру опалювального періоду, максимальну добову амплітуду температури повітря, про найбільш холодні дні і т.п. Всі ці величини впливають на енергоспоживання. В зв’язку з тим, що на характеристики опалювального періоду суттєво впливають фізико-географічні особливості України, то логічно провести такий аналіз для різних природнокліматичних зон України.

В першу чергу необхідно проаналізувати очікувані середньорічні температури за значеннями, отриманими з моделі REMO Max Planka Institute for Climatology до 2030р. Графіки середньорічних температур

повітря для різних природнокліматичних зон наведені на рисунках 2.18 - 2.22 – Полісся, Лісостеп та Степ.

На графіках середньорічної температури повітря для Полісся чітко спостерігаються три мінімуми і три максимуми, мінімальні значення відповідають 2015 р., 2021 р. і 2024 р., максимальні значення – 2019 р., 2023 р. і 2028 р. Амплітуда мінливості середньорічної температури повітря полісся складає 3-4 ºС, при цьому середньорічна температура змінюється від 6 ºС до 10 ºС. Графіки середньорічної температури повітря зони Лісостепу повністю повторюють профілі графіків для полісся, мінімальні і максимальні значення відповідають тим же рокам і тільки значення амплітуди дещо менше, складає – 3-3,5 ºС і середньорічна температура змінюється від 7-8 ºС до 10-11 ºС.

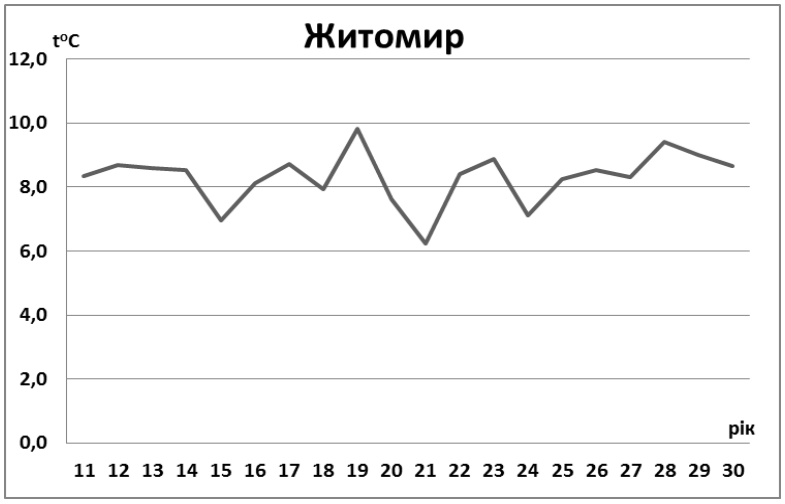


Рис. 2.18. Середньорічна температура повітря у центральному Поліссі за період 2011-2030 рр.

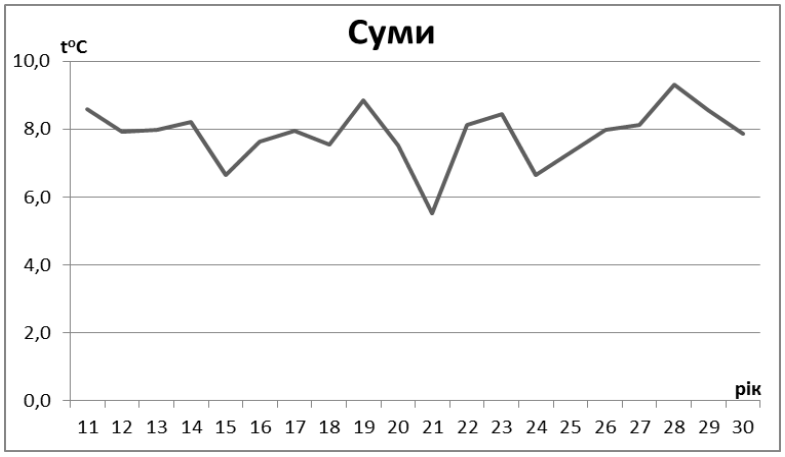


Рис. 2.19. Середньорічна температура повітря у східному Лісостепу за період 2011-2030 рр.

Рис. 2.20. Середньорічна температура повітря у центральному Лісостепу за період 2011-2030 рр.

Рис. 2.21. Середньорічна температура повітря у північному Степу за період 2011-2030 рр.

Графіки мінливості середньорічної температури повітря степової зони суттєво відрізняються від графіків зони Лісостепу і Полісся. По-перше, графіки мають більш згладжений вигляд, неможливо виділити роки максимуму, найбільш холодні роки співпадають. По-друге, амплітуда коливань складає 2-3 ºС, значення середньорічної температури знаходяться в інтервалі від 10-11 ºС до 13-14 ºС.

На основі графіків середньорічної температури повітря для подальшого аналізу були вибрані найхолодніший і найтепліший роки найближчого 20-річчя, відповідно 2012 р. і 2028 р., а також опалювальні періоди 2013/14 р.

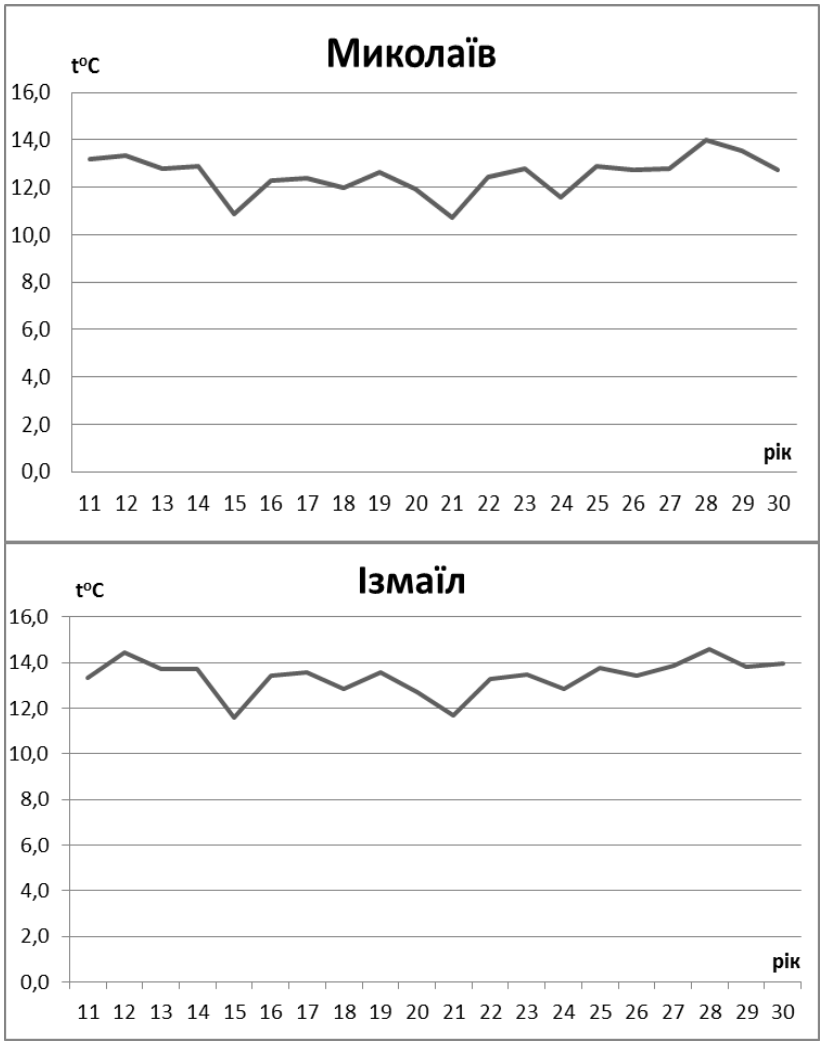


Рис. 2.22. Середньорічна температура повітря у південному Степу за період 2011-2030 рр.

В таблиці 2.4 наведені результати проведеного аналізу характеристик опалювального періоду для різних природних зон України.

Аналіз характеристик опалювального періоду для різних регіонів України показує, що розбіжності в датах початку опалювального сезону від Полісся до південних окраїн Степу на наступний рік мають скласти півтора місяця – 40 днів: 11 жовтня у східному Лісостепу і 20 листопада на півдні степової зони; для найбільш холодного року відмінності прогнозуються до 20 днів (16 жовтня в східному Лісостепу і 6 листопада в Південному Степу).

Для найбільш теплого року ці відмінності складають також півтора місяці – 40 днів (23 жовтня Полісся і 2 грудня на півдні Степової зони). При цьому дати початку опалювального періоду зсуваються від холодного

року до теплого в Поліссі і зоні Лісостепу на 7-13 днів, а на півдні Степової зони – на 24-25 днів.

Таблиця 2.4. Характеристики опалювального сезону за період 2011-2030рр.

Станція	Роки	$t_{рік}$	$t_{ОП}$	НОП	ООП	Тривалість ОП	Градусо-дні
	2013/14	8,0	-1,3	11.10	12.04	183	3500,4
Суми	2020/21	5,5	-2,7	16.10	16.04	182	3620,9
	2027/28	9,3	0,5	23.10	30.03	158	2679,4
	2013/14	8,6	-0,5	15.10	9.04	176	3480,2
Житомир	2020/21	6,2	-1,5	19.10	16.04	179	3477,8
	2027/28	9,4	1,5	26.10	29.03	154	2694,8
	2013/14	9,4	-1,6	18.10	07.04	171	3318,7
Вінниця	2020/21	6,7	-1,4	21.10	14.04	175	3372,0
	2027/28	10,0	2,1	28.10	27.03	150	2378,5
	2013/14	10,1	-0,6	22.10	05.04	165	3035,1
Кіровоград	2020/21	7,7	-1,1	22.10	10.04	170	3215,6
	2027/28	11,3	2,8	02.11	22.03	140	2158,4
	2013/14	12,8	1,8	11.11	30.03	139	2152,3
Миколаїв	2020/21	10,7	1,8	31.10	03.04	154	2651,5
	2027/28	14,0	4,5	24.11	10.03	106	1414,7
	2013/14	13,7	3,8	20.11	28.03	128	1816,2
Ізмаїл	2020/21	11,7	3,4	06.11	03.04	148	2250,7
	2027/28	14,6	6,8	02.12	04.03	92	1139,5

Відмінності в датах закінчення опалювального періоду в Поліссі, Лісостепу і Степу на наступний рік складають 7 днів (від 12 квітня до 5 квітня і до 28 березня), а в найбільш холодний рік – закінчення періоду станеться на тиждень пізніше у всіх зонах. Для теплого року характерно, що закінчення опалювального сезону в Поліссі та Лісостепу настане пізніше в порівнянні зі Степовою зоною на 23-26 днів (4-10 березня і 27-30 березня). Якщо порівнювати закінчення опалювального сезону в найбільш холодний і найбільш теплий роки, то зміна дат в Поліссі та Лісостепу буде складати 17-19 днів, на півдні Степу – 24-30 днів.

Таким чином, розбіжність в тривалості опалювального періоду в Поліссі та Лісостепу в холодний рік складає 7-9 днів, Лісостепу та Степу – 21-22 дня. В теплий рік ця розбіжність між Поліссям і Лісостепом складатиме 8-14 днів, між Лісостепом і Степом – 44-48 днів. Це має

виявитися в змінах тривалості опалювального періоду від холодного року до теплого року. І якщо різке скорочення тривалості опалювального періоду в найбільш теплий рік наступного 20-річчя в Поліссі та Лісостепу складатиме 25-30 днів, тобто практично один місяць, то в Степу це скорочення складатиме вже півтора-два місяці (48-56 днів).

Проаналізувавши середню температуру опалювального періоду, можна відзначити, що для наступного року і найбільш холодного року відмінність між температурами опалювального періоду Полісся і Лісостепу складає в середньому 1-1,5 ºС, в той час, як між температурами Лісостепу та Степу відмінність складає вже 3,2-5,2 ºС, для найбільш теплого року ця відмінність складає відповідно 1,3-1,6 ºС і 2,3-4,7 ºС.

Для повної характеристики опалювального періоду був розрахований дефіцит тепла в градусо-днях. Використовуючи отримані результати можна правильно розподілити енерго-паливні ресурси на найближче 20-річчя.

Для більш детального аналізу кліматичних характеристик опалювального періоду необхідно проаналізувати мінливість тривалості опалювального періоду за досліджуваний період. Для цього були побудовані графіки тривалості опалювального періоду та розрахована лінія тренда. Графіки тривалості опалювального періоду наведені на рисунках 2.23-2.27 – Полісся, Лісостеп та Степ.

На графіках можна бачити на скільки змінюватиметься тривалість опалювального періоду в майбутне 20-річчя. Максимальна амплітуда становить 77 днів у м. Ізмаїл, далі 54 дні у Житомирі та Вінниці, 47 днів – м.Миколаїв, 38 днів – м. Кіровоград, 33 дні – м. Суми. При цьому найбільш чітко виражений тренд спостерігається на графіках для міст Суми, Кіровоград та Миколаїв.

Рис. 2.23. Тривалість опалювального періоду в центральному Поліссі за період 2011-2030 рр.

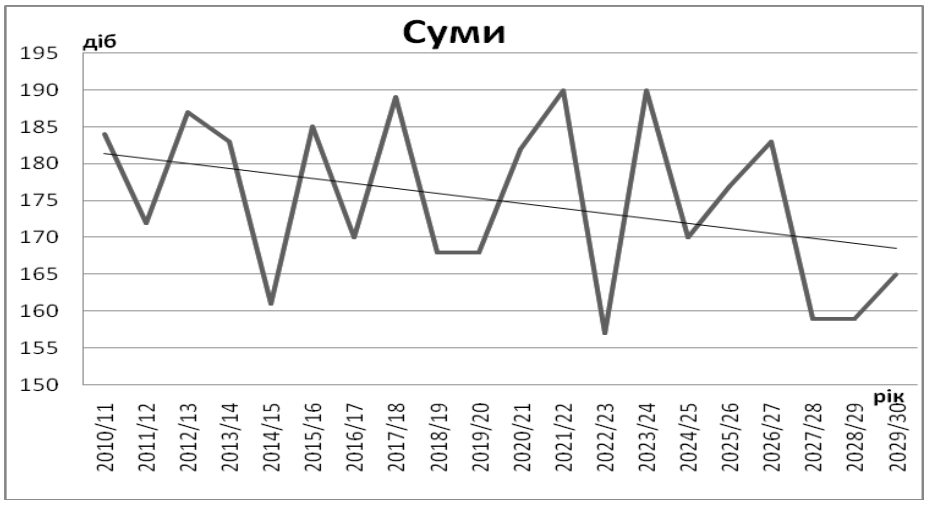


Рис. 2.24. Тривалість опалювального періоду в східному Лісостепу за період 2011-2030 рр.

Рис. 2.25. Тривалість опалювального періоду у центральному Лісостепу за період 2011-2030 рр.

Рис. 2.26. Тривалість опалювального періоду в північному Степу за період 2011-2030 рр.

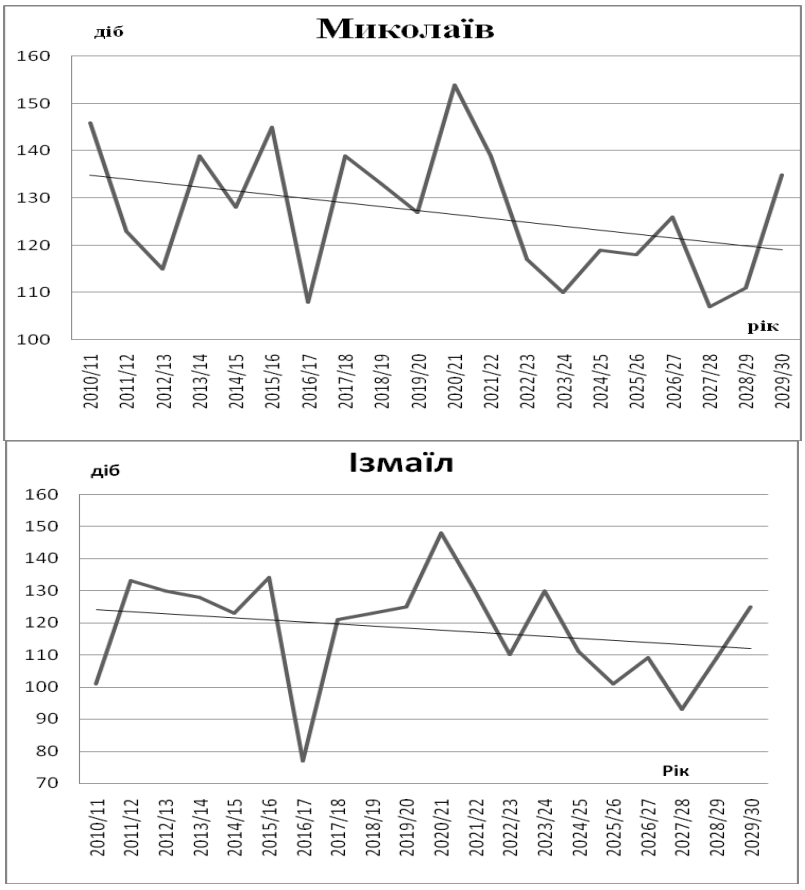


Рис. 2.27. Тривалість опалювального періоду в південному Степу за період 2011-2030 рр.

Необхідно також проаналізувати дати початку і закінчення опалювального періоду за графіками, представленими на рисунках 2.28-2.35.

Рис. 2.28. Графік дат початку опалювального періоду в центральному Поліссі за період 2011-2030 рр.

Рис. 2.29. Графік дат закінчення опалювального періоду в центральному Поліссі за період 2011-2030 рр.

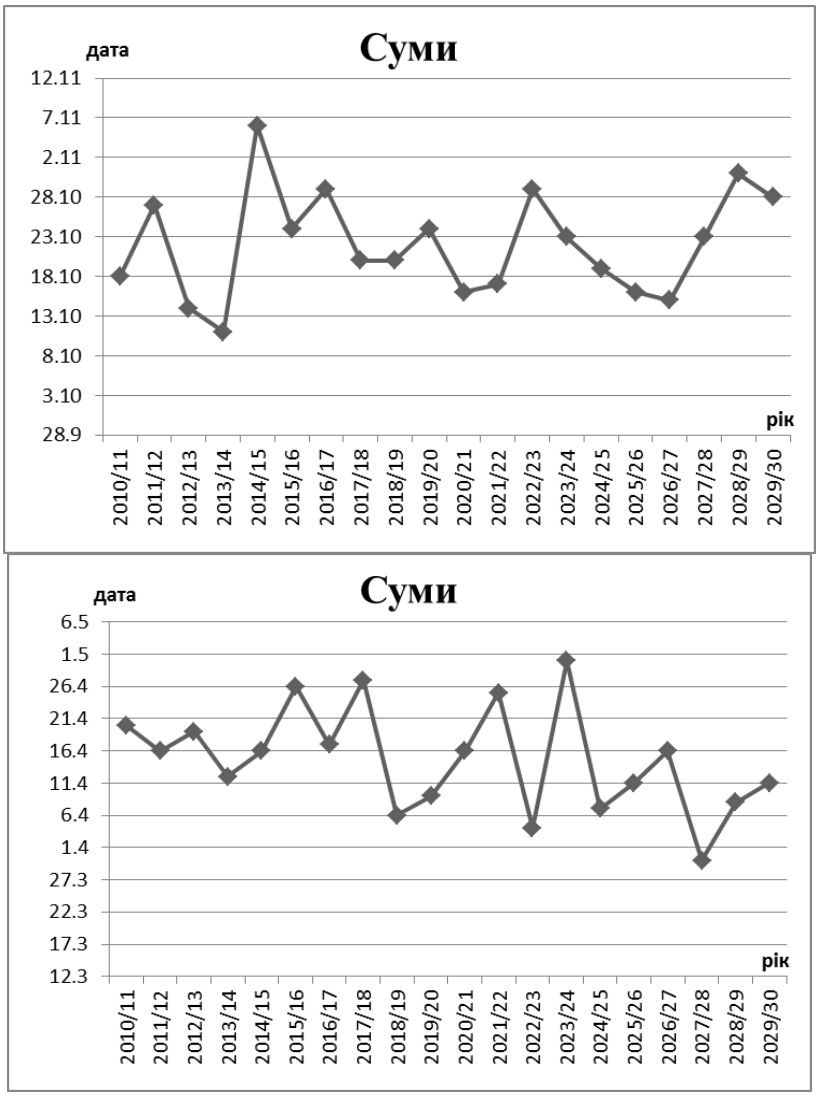


Рис. 2.30. Графік дат початку і закінчення опалювального періоду в східному Лісостепу за період 2011-2030 рр.

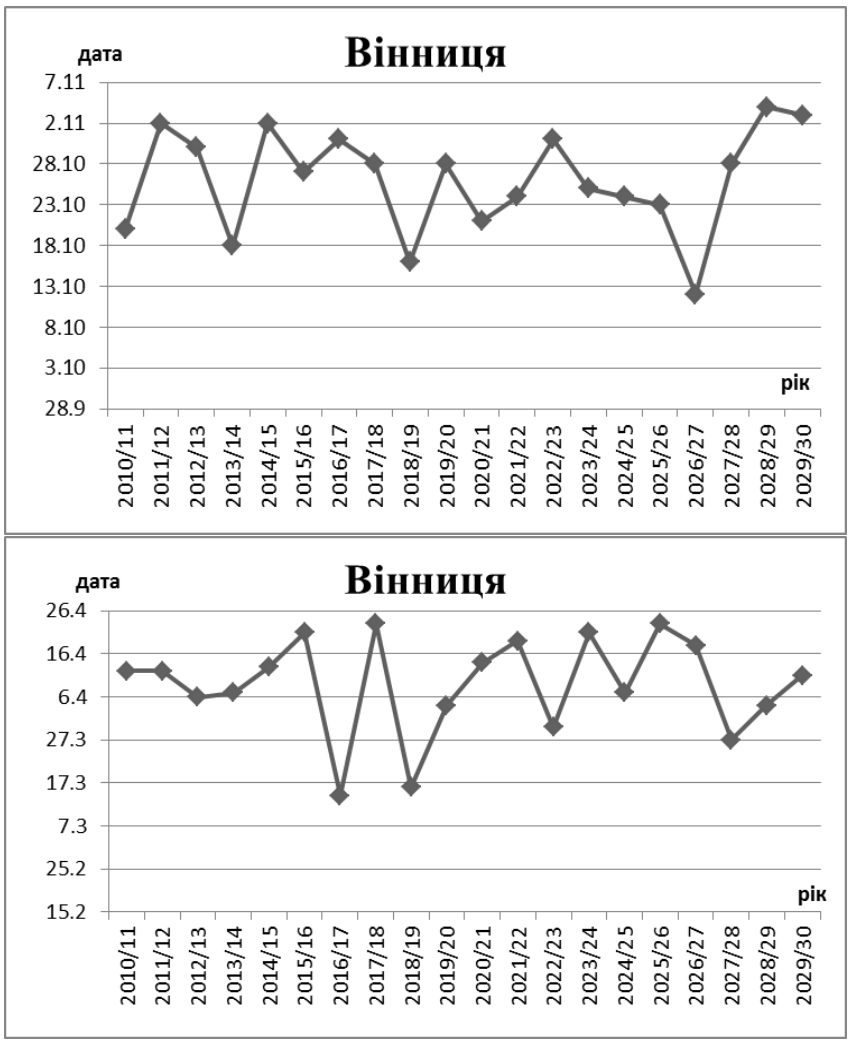


Рис. 2.31. Графік дат початку і закінчення опалювального періоду в центральному Лісостепу за період 2011-2030 рр.

Рис. 2.32. Графік дат початку опалювального періоду в північному Степу за період 2011-2030 рр.

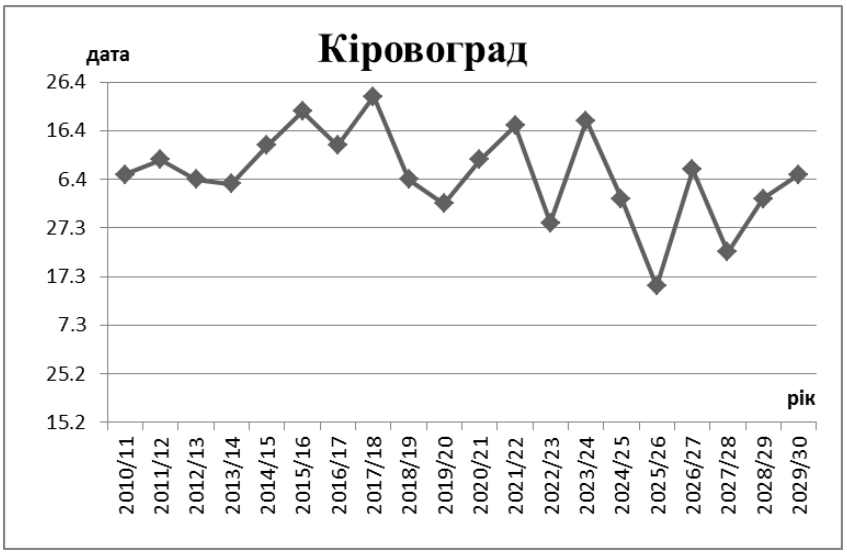


Рис. 2.33. Графік дат закінчення опалювального періоду в північному Степу за період 2011-2030 рр.

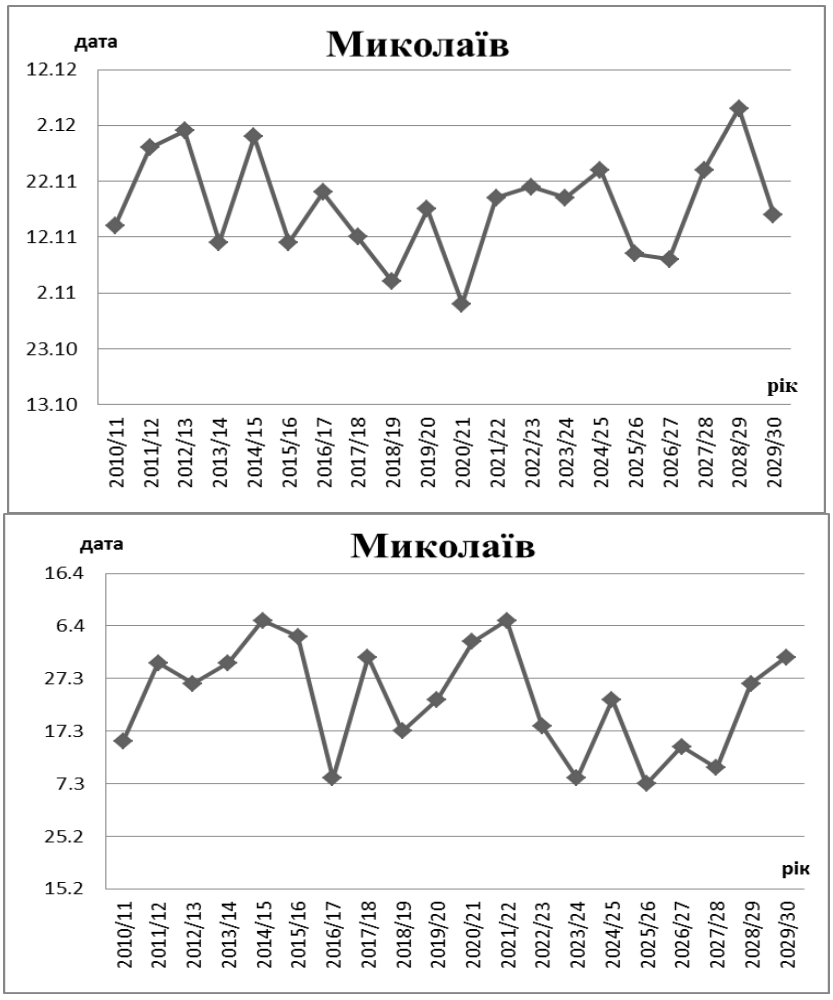


Рис. 2.34. Графік дат початку і закінчення опалювального періоду в південному Степу за період 2011-2030 рр.

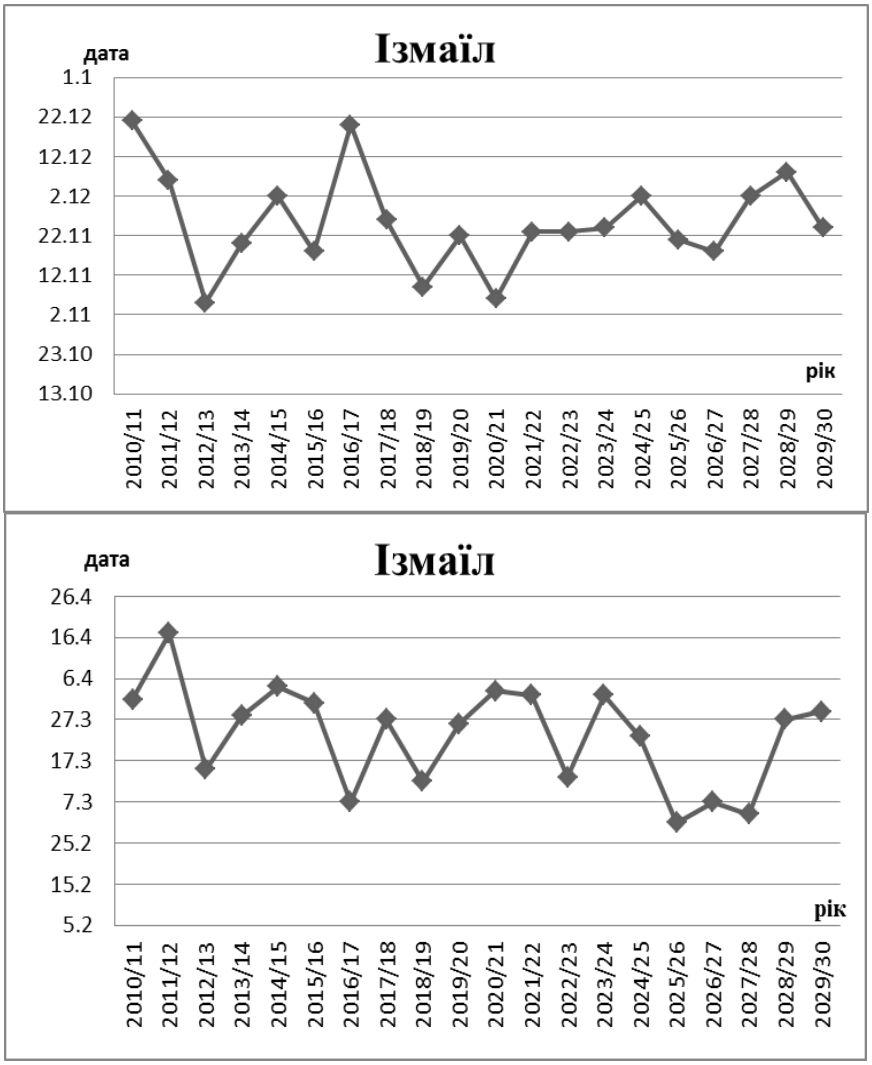


Рис. 2.35. Графік дат початку і закінчення опалювального періоду в південному Степу за період 2011-2030 рр.

Найбільш пізніми датами початку опалювального періоду очікуються для Полісся 2 листопада, для Лісостепу – 4-6 листопада, для північних районів Степу – 8 листопада, для південних районів Степу – 30 листопада.

Найбільш ранніми датами закінчення опалювального періоду для Полісся очікується 29 березня, для Лісостепу – 30 березня (м. Суми) 14 березня (м Вінниця), для північних районів Степу – 15 березня, для південних районів Степу – 2 березня.

В результаті проведеного дослідження впливу мінливості клімату на характеристики опалювального періоду на найближче 20-річчя можна зробити такі висновки.

1. Кліматичні коливання, що прогнозуються на найближче двадцятиріччя, виявляться в тому, що тривалість опалювального періоду на більшій частині території України буде мати також коливальний характер. Зменшення тривалості опалювального періоду буде значно більшим в Степовїй та Лісостеповїй зонах, чим в Поліссі.

2. Скорочення тривалості опалювального періоду у всіх природнокліматичних зонах відбувається за рахунок збільшення середньомісячних температур повітря в осінній період, тобто за рахунок настання пізніше дати початку опалювального періоду.

3. Найменші значення енергоспоживання відзначаються в південних частинах України, найбільші значення спостерігаються на півночі, на заході та сході значення практично однакові.

4. Результати цього дослідження вказують на явну тенденцію до потепління клімату, що в свою чергу веде до скорочення тривалості опалювального періоду та скорочення витрат на паливо та опалення. Це все зумовлює можливість розвитку економіки у зв'язку кліматичними змінами

3. КЛІМАТИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАДІАЦІЙНИХ УМОВ УКРАЇНИ НА МЕЖІ СТОЛІТЬ

3.1. ОГЛЯД ДОСЛІДЖЕНЬ З ПИТАНЬ ЗМІН ГЛОБАЛЬНОГО РАДІАЦІЙНОГО РЕЖИМУ

3.1.1. Загальні положення

Проблема змін клімату – одна з найактуальніших проблем сучасності. Вона стосується вчених усіх наукових напрямків, тому що має не тільки науковий і практичний інтерес, але й соціальний. Сьогодні майже всі дослідники зійшлись на думці, що потепління клімату відбувається, і є всі підстави припустити, що воно може мати певні прояви в економіці й соціальній сфері, швидше за все негативні, і до того ж часто непередбачувані. І це, перш за все, пов′язано з тим, що важливим екологічним наслідком глобального потепління є трансформація не тільки поля температури, а й поля атмосферних опадів, вітру тощо, тобто усіх показників, які характеризують стан кліматичної системи або клімат Землі. Тобто зміни клімату є часткою глобальних змін природнього середовища, які виявляються як на глобальному, так і регіональному рівнях [10, 19].

Дійсно, кліматичні зміни не означають просто підвищення температури. Під усталеним терміном «глобальна зміна клімату» розуміють перебудову всіх геосистем. А потепління розглядається лише як один з аспектів змін. Дані спостережень свідчать про підвищення рівня Світового океану, танення льодовиків і вічної мерзлоти, посилення нерівномірності випадіння опадів, зміну режиму стоку річок та про інші глобальні зміни, пов′язані з нестійкістю клімату.

Зміни в кліматичній системі відбувалися протягом мільйонів років, тобто клімат Землі змінювався в минулому і буде змінюватися у майбутньому. Однак сучасні зміни клімату пов′язані, за думкою багатьох дослідників, не тільки і не стільки з природними коливаннями клімату різного часового масштабу, але й з антропогенними факторами [3-7, 11].

До основних факторів, які впливають на природну складову змін клімату, перш за все, відносять:

– астрономічні фактори, зумовлені процесами, що відбуваються на Сонці і в Сонячній системі, а також змінами орбітальних параметрів Землі;

– геофізичні фактори, пов′язані з властивостями Землі як планети;

– циркуляційні фактори, пов′язані з процесами всередині самої атмосфери при взаємодії з іншими компонентами кліматичної системи, і насамперед з циркуляцією атмосфери і океану.

До того ж слід розглядати антропогенні фактори змін природного середовища і клімату, які мають різну тривалість, розповсюдження і різний ступінь впливу.

Усі фактори, як природного так і антропогенного характеру, відповідають змінам, які відбуваються в надходженні сонячної енергії до нашої планети та її перетвореннях в умовах Землі.

Дійсно, глобальний середній клімат Землі визначається енергією, яка надходить від Сонця, а також її перетвореннями в атмосфері і на підстильній поверхні, тобто відбиттям, поглинанням і випромінюванням енергії, що залежить від фізичних властивостей останніх. Тобто клімат Землі нерозривно пов′язаний з радіаційним балансом нашої планети [4, 5, 6]. Тому радіаційний баланс Землі на верхній межі атмосфери є ключовим параметром, що характеризує енергетичний обмін між кліматичною системою Землі і космосом. І будь-які (природного чи антропогенного походження) збурення радіаційного балансу Землі, які отримали назву *радіаційного форсингу*, є основним фактором, що визначає динаміку планетарної кліматичної системи. В основу дослідження динаміки радіаційних умов глобального масштабу покладено результати космічного моніторингу, основу якого закладено на початку восьмидесятих років минулого століття [11, 12].

Для оцінки вразливості галузей економіки України і формування державної програми їх адаптації до змін клімату треба мати чітке уявлення про зміни, які відбувались протягом XX сторіччя в режимі багатьох метеорологічних величин (температури повітря, опадів, вітру, сонячної радіації тощо), і прогноз цих змін до 50-х років XXI століття. Така робота виконується з використанням багаторічних кліматичних даних, а також розрахункових кількісних показників згідно різних сценаріїв [22]. Особливий інтерес при цьому викликає питання про напрям подальших змін в режимі сонячної радіації, що є першопричиною кліматичних перетворень. До того ж це дозволить з′ясувати можливості використання в майбутньому для задоволення енергетичних потреб країни невичерпної енергії Сонця і розв′язання деяких задач соціально-економічної спрямованості.

3.1.2. Енергетичні аспекти змін клімату Землі

Промениста та теплова рівновага Землі. Промениста енергія Сонця є основним і практично єдиним джерелом тепла для поверхні Землі та її атмосфери. Спектр сонячної радіації на межі земної атмосфери знаходиться у діапазоні довжини хвиль між 0,17 до 4 мкм з максимумом при 0,475 мкм (рис. 3.1). До того ж майже 48 % цієї енергії знаходиться у видимому спектрі ($0{,}39 < \lambda < 0{,}76$), тобто є джерелом світла, такого важливого для життя на Земній кулі [23].

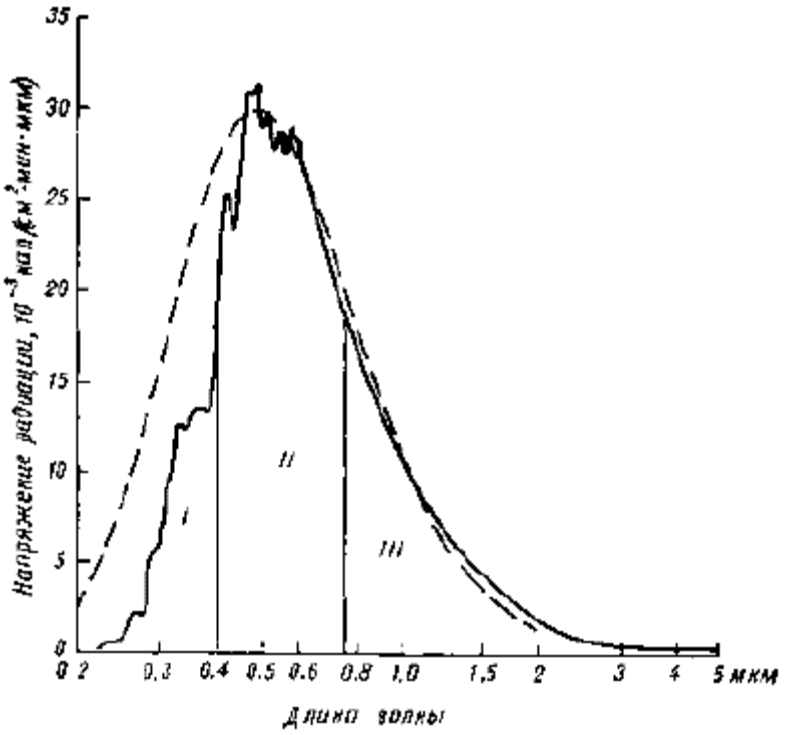


Рис. 3.1. Розподіл енергії в спектрі Сонця на верхній межі атмосфери і в спектрі чорного тіла при 6000 °К (пунктир) [11]
I – ультрафіолетове випромінювання, II – видиме випромінювання, III – інфрачервоне випромінювання

Сонячна енергія перетворюється на теплову частково у самій атмосфері, але головним чином на земній поверхні. Вона йде тут на нагрівання верхніх шарів грунту і води, а від них і повітря. Нагріта земна поверхня і нагріта атмосфера в свою чергу самі випромінюють невидиму інфрачервону радіацію у космічний простір, тим самим охолоджуючи земну поверхню і атмосферу.

Протягом значних відрізків часу середні річні температури земної поверхні і атмосфери у будь-якій точці Земної кулі мало змінювались від року до року і мали місце лише їх коливання навколо середніх значень. Це свідчило про те, що планета Земля знаходилась у тепловій рівновазі: надходження тепла урівноважувалося його витратами. Можна говорити і про променисту рівновагу, тому що тепло, яке отримує Земля з її атмосферою - це поглинута сонячна радіація, а втрати відбуваються шляхом власного випромінювання у космічний простір.

Але протягом останнього часу, починаючи з другої половини XX сторіччя, в температурному режимі нашої планети спостерігаються помітні односпрямовані зміни: середня річна глобальна температура підвищується.

Це свідчить про те, що відбуваються деякі зміни у процесі надходження сонячної енергії, її перетворення як в атмосфері Землі, так і на земній поверхні.

Для того, щоб зрозуміти ці зміни, розглянемо основні характеристики радіаційного режиму, складові радіаційного балансу та механізми перетворення в умовах Землі енергії, що надходить від Сонця.

Перетворення сонячної радіації в атмосфері Землі і на підстильній поверхні. Кількість сонячної радіації, яку отримує планета Земля на верхній межі атмосфери (ВМА), прийнято характеризувати *сонячною сталою* S_o. Це потік сонячної радіації, який надходить на ВМА на одиницю поверхні, перпендикулярну сонячним променям, в одиницю часу при середній відстані між Землею і Сонцем (r_o = 149,6 млн. км). Вона дорівнює S_o =1,375 кВт/м^2, що відповідає повній потужності випромінювання Сонця $3{,}9 \cdot 10^{23}$ кВт. Оскільки протягом року Земля рухається навколо Сонця по екліптичній орбіті і відстань між ними не залишається постійною, то змінюється протягом року і надходження сонячної енергії: від 1,349 кВт/м^2 на початку липня, коли r = 152,1 млн. км, до 1,443 кВт/м^2 на початку січня, коли r=147,1 млн. км. Цю величину визначають за формулою:

$$S^* = S_o / R^2, \qquad (3.1)$$

де R – відносна відстань між Землею і Сонцем, яка визначається як відношення фактичної відстані r до середньої r_o. Ясна річ, що сонячна стала залежить (крім відстані між Землею і Сонцем) від випромінювальної здатності Сонця**.**

Потік сонячної радіації S, який надходить до горизонтальної поверхні на ВМА, визначається також кутовою висотою Сонця h_o:

$$S = (S_o / R^2) \sin h_o. \qquad (3.2)$$

Висота Сонця є функцією широти місцевості φ, схилення Сонця δ і його годинного кута τ. Тоді формула (3.2) набуває вигляду:

$$S = (S_o / R^2)\,(\sin\varphi \cdot \sin\delta + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \cos\tau). \qquad (3.3)$$

Сонячна радіація, проходячи крізь усю товщу атмосфери, значно послаблюється внаслідок поглинання її термодинамічно активними домішками атмосфери та розсіювання. ЇЇ частину, що надходить до земної поверхні безпосередньо від сонячного диску у вигляді пучка паралельних променів, називають *прямою сонячною радіацією*, яка обмежується довжиною хвиль 0,29 – 2,0 мкм. У сумі з *розсіяною* радіацію вона складає *сумарну радіацію Q.*

Потік цих видів сонячної радіації характеризується *інтенсивністю* радіації, тобто її кількістю, яка надходить за одиницю часу на одиницю площини. Для прямої сонячної радіації синонімом цього поняття є

щільність потоку радіації. Вона залежить від хмарності, оптичної маси і прозорості атмосфери.

В цілому атмосфера поглинає 15-20 % радіації, що надходить від Сонця. Основний поглинач радіації в інфрачервоній області спектра - це водяна пара, зосереджена в тропосфері. Досить сильно поглинає цю частину спектра радіації і вуглекислий газ, але його вміст в атмосфері малий, тому загальне поглинання ним незначне. Більш сильним поглиначем сонячної радіації в ультрафіолетовій частині спектра є озон. Його вміст в атмосфері, навіть у стратосфері, дуже малий, але роль його визначна. В ультрафіолетовій частині спектра поглинання відбувається і за рахунок азоту, але воно незначне. Добре поглинають радіацію також атмосферні аерозолі, хмари та тверді частинки, завислі в атмосфері.

Поглинена сонячна радіація сприяє нагріванню атмосфери, яка віддає це тепло як у космічний простір, так і у напрямку до земної поверхні - *зустрічне випромінювання атмосфери*.

І будь-які зміни у складі атмосфери можуть призвести до значних змін у перетворенні сонячної радіації під час її надходження до підстильної поверхні.

Сонячна радіація, яка надходить до підстильної поверхні, частково відбивається нею *(A·Q)*, а частково поглинається верхнім тонким шаром грунту або води і переходить у тепло, сприяючи також нагріванню атмосфери. Відбивальна здатність підстильної поверхні характеризується *альбедо A*, значення якого залежить від типу і кольору поверхні й змінюється в значних межах, особливо на суші. Планетарне альбедо Землі оцінюється в 35-40 %. Нагріта підстильна поверхня набуває здатності власно випромінювати довгохвильову радіацію, інтенсивність якої пропорційна, згідно закону Стефана - Больцмана, четвертому ступеню нагрітості тіла. Земна поверхня випромінює майже як абсолютно чорне тіло і при температурі 15 ^{o}C, або 288 ^{o}K, інтенсивність випромінювання дорівнює 0,6 кал/(см^2 хв).

Таке значне *власне випромінювання земної поверхні* призводило б до швидкого її вихолодження, як би, як згадувалось вище, не зворотний процес – *зустрічне випромінювання атмосфери*: нагріта атмосфера (завдяки поглиненій, відбитій від підстильної поверхні радіації, а також власному тепловому випромінюванню земної поверхні) віддає тепло як у космічний простір, так і у напрямку до підстильної поверхні (до 70 %). Останній потік значно зменшує тепловтрати підстильної поверхні (*парниковий ефект*). А різницю між власним випромінюванням підстильної поверхні і зустрічним випромінюванням атмосфери називають *ефективним випромінюванням* $I_{еф.}$

Співвідношення між розглянутими потоками *надходження* сонячної енергії до підстильної поверхні через сумарну радіацію Q і *втратні складові* через короткохвильову відбиту радіацію $A \cdot Q$ і довгохвильове

ефективне випромінювання $I_{еф}$ дозволяють оцінити *радіаційний баланс* підстильної поверхні *R*:

$$R = Q - A \cdot Q - I_{еф}, = Q\,(1 - A) - I_{еф}, \qquad (3.4)$$

де $Q\,(1 - A)$ - поглинена підстильною поверхнею короткохвильова радіація.

Можна визначати радіаційний баланс атмосфери і системи підстильна поверхня-атмосфера, тобто планети Земля у цілому.

З часом завдяки природним факторам і діяльності людини (антропогенний фактор) як склад атмосфери, так і властивості підстильної поверхні змінюються. Це призводить до змін в механізмі перетворення сонячної радіації на нашій планеті. Наслідки цих змін, за думкою багатьох дослідників, особливо проявляються останнім часом, а саме у помітному потеплінні клімату, починаючи з другої половини XX століття.

Космічний моніторинг радіаційного балансу Землі. Радіаційний баланс Землі (РБЗ) як планети можна оцінити завдяки дослідженням радіаційних потоків на верхній межі атмосфери. Цю проблему розв′язано за допомогою космічного моніторингу (з 1980 р.) тобто системи спостережень і вимірювань складових РБЗ вимірювальними засобами космічного базування. Удосконалення вимірювальної техніки і постійне зростання обсягу даних спостережень дозволяє з достатньою достовірністю надати загальну картину важливих змін в кліматичній системі Землі [12, 13] .

Достовірність оцінок і моніторингу радіаційного балансу в значній мірі визначається точністю і неперервністю рядів спостережень. Значного прогресу в рішенні задачі отримання таких даних було досягнуто в рамках супутникових експериментів Nimbus/ERB та ERBE/NASA. Один з основних висновків цих експериментів полягав у тому, що настільки масштабні проекти, як довготривалий супутниковий моніторинг складових РБЗ, повинен виконуватись спільними зусиллями Метеослужб і Космічних Агентств різних країн. Добрим прикладом такої співдружності є робота з вивчення РБЗ, яка почалась в 1987 р. у рамках Ради «Інтеркосмос» АН СРСР спільно з Національним центром космічних досліджень Франції (КНЕС). Програма взаємодії включала спільну розробку скануючого радіометра радіаційного балансу (СРРБ) для оснащення супутників «Метеор-3» з метою відтворення прогалини (майже 10 років, що виникли в 90-ті роки) у багаторічному ряді даних з РБЗ, зібраних НАСА (США). Роботи за проектом СРРБ велися спільно фахівцями Росії, Франції та Німеччини, маючи на увазі продовження космічного моніторингу РБЗ у додаток до вже отриманих даних з проекту ERBE та напередодні проекту

CERES. Для координації наукових досліджень саме у рамках цього проекту була створена Міжнародна наукова група СРРБ (ISSWG).

На сьогодні координуючу роль в організації і валідації космічних спостережень РБЗ здійснює міжнародна наукова група CERES (CERES Science Team) під керівництвом Нормана Лоєба (Norman Loeb). Вчені та фахівці різних країн, об′єднані координуючою діяльністю CERES, ставлять перед собою наступні задачі: 1) забезпечити неперервність довгострокових космічних спостережень радіаційного балансу на верхній межі атмосфери, в атмосфері і на поверхні Землі, які узгоджуються з метеорологічними даними, включаючи дані про хмари та аерозолі; 2) проводити дослідження, спрямовані на поглиблене розуміння причин мінливості РБЗ та ролі хмар у цих процесах; 3) забезпечити отримання загальнодоступних інформаційних продуктів для оцінки та в досконалення моделей клімату.

Важливість спостережень за енергетичними потоками на ВМА в наш час не викликає сумніву. Сучасні методи космічного моніторингу дозволяють проводити контроль усіх трьох складових РБЗ: *сонячної радіації, що надходить на верхню межу атмосфери* (НСР), *короткохвильової сонячної радіації, яку втрачає атмосфера, відбиваючи її у космічний простір* (ВКР), *та довгохвильової сонячної радіації, яку втрачає система атмосфера – підстильна поверхня* (ВДР), тобто теплове випромінювання Землі. В останній час науковою групою CERES проведена значна робота з контролю і нормалізації раніше отриманих радіаційних даних, і зараз усі зацікавлені фахівці мають відкритий доступ до упорядкованого архіву даних за період з березня 2000 р. по червень 2012 р. До важливих досягнень групи CERES останніх років слід віднести появу експертних оцінок достовірності (довірчі інтервали) значень складових РБЗ, які надають уявлення про те, наскільки виправданим може бути та чи інша інтерпретація отриманих результатів спостережень.

Результат космічного моніторингу РБЗ на ВМА можна виразити таким чином:

$$R = Q\,(1 - A) - I, \tag{3.5}$$

де Q – сонячна радіація, що надходить (НСР), яка визначається інтегральною сонячною сталою (ІСС) S_o, (при цьому з урахуванням фактора глобального усереднення ¼ отримуємо $Q = S_o / 4$), A – альбедо Землі, I – довгохвильова радіація, яку втрачає система (ВДР).

QA визначає короткохвильову радіацію, що втрачає система (ВКР). Якщо альбедо Землі (ступінь поглинання) виразити співвідношенням $\gamma = 1 - A$, то величина $P = Q \cdot \gamma$ визначає поглинену короткохвильову радіацію (ПКР). Значення енергетичних потоків задаються розмірностями Вт/м^2 і вважаються додатними для потоків, які надходять, і від′ємними для тих, що втрачаються.

Сучасні значення ІСС на ВМА, згідно [12], складають 1364 Вт/м^2, що відповідає НСР, яка дорівнює 341,3 Вт/м^2. Чисельні значення інших компонентів надані в табл. 3.1.

Таблиця 3.1. Сучасні глобальні середньорічні значення РБЗ та його складові

Параметр	Середні значення (Вт/м^2)	Абсолютний сер.кв.відхил (Вт/м^2)	Відносний сер.кв.відхил (%)	Довірчий інтервал (Вт/м^2)
Н С Р	341,3	0,7	0,2	340,0 – 341,8
В Д Р	238,3	1,8	0,8	235,6 – 240,5
В К Р	99,9	3,2	3,2	96,6 – 105,2
Р Б З	3,1	3,1	100,0	-0,4 – 7,0

Примітка. НСР – сонячна радіація, що надходить на ВМА, ВДР – довгохвильова сонячна радіація, яку втрачає система, ВКР – короткохвильова сонячна радіація, яку втрачає система, РБЗ – радіаційний баланс Землі

Довгохвильова радіація, яку втрачає Земля на ВМА на 78 % припадає на довгохвильове атмосферне вихолодження, а на 22 % – на випромінювання земною поверхнею.

Наведені в табл. 3.1 дані відрізняються від попередніх, визначених за допомогою ERBE і СРРБ – першого етапу космічного моніторингу 1980-2000рр.: ВКР дорівнювало 107 Вт/м^2, ВДР – 234 Вт/м^2, тобто значення ВДР дещо зросло, а ВКР – зменшилось. А це свідчить про те, що має місце глобальний додатний тренд ВДР і від′ємний тренд ВКР.

Зазначимо, що усі ці зміни відбуваються, як свідчать деякі дослідження, за відсутності статистично значущого тренда змін інтегральної сонячної сталої (ІСС). На рубежі XXI-го сторіччя мала місце стурбованість щодо зростання ІСС. Так, тренд між 21-м і 23-м Сонячними циклами склав +0,037 % за десятиріччя. Тому всі чекали, що ж буде відбуватися після завершення 23 циклу, який розтягнувся майже на 12,5 років. Але «спокійне» Сонце у 2010 р. перейшло в 24-й цикл активності й стало зрозуміло, що тренд між 21-м і 24-м циклами склав усього + 0,004 % за десятиріччя. А це означає, що сучасна ІСС фактично не змінюється.

Але існують і протилежні точки зору щодо змін сонячної сталої, особливо на значних відрізках часу, про що мова піде нижче.

Просторово-часовий розподіл компонентів РБЗ на рівні ВМА може бути основою для визначення потоків енергії, які зумовлюють загальну циркуляцію атмосфери і океанів, і в той же час є деяким наслідком цієї циркуляції. Система «атмосфера – підстильна поверхня» поглинає частину потоку прямої сонячної радіації, що надходить, і випромінює

довгохвильову (ДХ) теплову радіацію на довжині хвиль, більших за 4,0 мкм. Довгохвильовий потік, що втрачається, коливається в межах від 120 до 450 Вт/м^2 при глобальному *середньорічному* його значенні близькому до 240 Вт/м^2. Відбитий потік короткохвильової сонячної радіації (КХ) зі спектром в області 0,2 – 4,0 мкм змінюється від 0 до 750 Вт/м^2. Річний цикл глобального середнього РБ на ВМА має амплітуду близько 15 Вт/м^2 з максимальним додатним значенням в кінці літа у Південній півкулі. Близькі до нульових (але ненульові) величини середньорічних середніх по всій Земній кулі значень РБ (декілька ват на квадратний метр), отримані за даними вимірювань, є предметом дискусій у всесвітньому науковому суспільстві: чи слід вважати глобальний радіаційний дисбаланс провісником важливих кліматичних змін, чи це наслідки похибок даних (на етапах вимірювань та обробки).

Дійсно, величина змін РБЗ достатньо мала і може бути меншою за 1 Вт/м^2, а знати її треба з точністю до частки, розраховуючи її на основі супутникових даних як різницю між достатньо великими величинами (близько 340 Вт/м^2). Навіть для відносної похибки вимірювань CERES 0,2 % оцінка абсолютної похибки (при ВКР ≈ 100 Вт/м^2, ВДР ≈ 240 Вт/м^2) може становити 0,5 Вт/м^2. Тому питання про точність радіаційних вимірювань не сходить з порядку денного і до теперішнього часу не є вирішеним.

Сучасне значення поглиненої КР становить 241,3 Вт/м^2, з них поглинання атмосферою складає 77±7 Вт/м^2, а земною поверхнею 163±7 Вт/м^2. Поточна оцінка глобального дисбалансу дорівнює +0,5±0,26 Вт/м^2. Це свідчить про те, що Земля отримує від Сонця енергії більше, ніж випромінює її у космічний простір, тобто йде нагрівання нашої планети. Цей дисбаланс підтверджується вимірюваннями зростання тепловмісту океану протягом останніх 30 років: Світовий океан акумулює в середньому $0{,}4 \cdot 10^{22}$ Дж за рік [11, 15]. Це на порядок більше, ніж вся енергія, яку отримує людство від спалювання усіх видів палива протягом року. Як наслідок, очікується подальше глобальне потепління навіть без суттєвих змін складу атмосфери. Але слід пам`ятати, що поверхні суші і океану мають різні часові масштаби температурного відгуку на радіаційні збурення: для суші вони складають 10 років, а для океану майже 100 років. І саме феноменальна «теплоємність» Світового океану, тобто його унікальна теплова інерційність рятує нас від екстремального прояву глобального потепління. Тобто клімат Землі має суттєву теплову інерційність. І цей важливий факт не завжди адекватно враховується не тільки політиками, але й деякими вченими. Ефект інерції сповільнює реакцію Землі на кліматичні збурення, тобто перешкоджає змінам планетарного енергетичного балансу відбитись у змінах глобальної температури.

Таким чином, глобальна температура зростає поки що достатньо повільно. Але коли буде вичерпана акумулятивна здатність Світового океану, може початись дійсно глобальне екстремальне потепління, що безумовно проявиться в аномальних природних явищах і, в першу чергу, в швидкому підвищенні рівня Світового океану, посиленні активності тропічних циклонів.

Усі космічні засоби спостережень слугують тільки для діагностики кліматичних змін. І якщо припустити найнесприятливіший сценарій розвитку подій з інтенсифікацією глобального потепління, коли діагноз стане дійсно загрозливим для людства, то висловлюється думка про необхідність використання технологій активного впливу на навколишнєочуюче середовище. [13, 15-17]. Тому на порядку денному постало питання про активний вплив на кліматичну систему шляхом штучної корекції складових РБЗ для зменшення глобальної температури. Такі підходи, які називають *геоінженерними*, підрозділяють на дві групи**):**

1) цілеспрямовані зміни РБЗ для компенсації парникового ефекту;

2) вилучення з атмосфери надлишкової кількості діоксида вуглецю.

До першої групи віднесені такі методи, як введення в стратосферу сульфатних і інших відбивальних аерозолів, створення орбітальних відбивачів або відбивачів у точці Лагранжа, збільшення хмарності над Світовим океаном і зміни альбедо самої земної поверхні. Цю точку зору наполегливо пропанує академік РАН Ю.А. Ізраель [15-17]. Він вважає, що вирішення проблеми змін клімату (не залежно від причин цих змін) – це зменшення на 1-2% сонячної радіації, яка надходить до Землі. Для цього припускається закачати в стратосферу 600 тис. тон аерозолів (сірки). За думкою Ізраеля, цього достатньо, щоб стабілізувати температуру і клімат на сучасному рівні. У результаті таких дій на $1м^2$ земної поверхні випаде 0,2 мг сірки, що в 1000 разів менше, ніж випадає сьогодні з звичайних промислових викидів. Цей метод, як вважає вчений, можна впровадити за 2-3 роки.

В рамках другої групи розглядається посилення поглинання діоксида вуглецю лісами, океаном та штучними поглиначами.

Треба пам′ятати, що зовнішній радіаційний форсинг, хоч і є важливим фактором впливу на кліматичну систему Землі, не є єдиним, який визначає сучасні кліматичні зміни. Важливу роль тут відіграють обернені зв′язки. В теперішній час найбільша невизначеність у зворотних зв′язках кліматичної системи існує щодо хмарності. Підсумковий ефект впливу хмарного покриву Землі на клімат вкрай мінливий в залежності від висоти, типу і оптичних властивостей хмар. Але ключова їх роль у регулюванні радіаційного балансу безумовна. Тонкі перисті хмари добре пропускають сонячне випромінювання і в той же час блокують значну частину теплового випромінювання від підстильної поверхні. Потужні купчасті хмари ефективно відбивають сонячне випромінювання і меншою мірою

блокують теплове випромінювання поверхні. Більшість кліматичних моделей апріорі припускають, що інтегральний ефект хмарних зворотних зв′язків додатний, тобто такий, що посилює нагрів, хоч в наш час під питанням залишається не тільки величина, але й знак цього ефекту.

3.1.3. Природні та антропогенні фактори змін радіаційного режиму Землі

Астрономічні аспекти змін радіаційного режиму Землі. У XIX сторіччі. геологи несподівано зробили відкриття: виявилось, що колись величезні арктичні льодовики наступали на сушу і накривали майже всю Європу і Північну Америку. Згодом після цього відкриття стало ясно, що льодовикові періоди наставали не один раз і повторювались через певні проміжки часу. Причини цього явища не знаходили пояснення до початку XX сторіччя, поки у 1936 р. сербський геофізик і астроном Мілутин Міланкович (Milutin Milankovitch) не висловила гіпотезу щодо циклічних коливань інсоляції, спричинених коливаннями параметрів обертання Землі навколо Сонця та навколо власної осі, які формують енергетичний баланс Землі. Вченим були закладені основи астрономічної теорії змін клімату. Розраховані за її допомогою кліматичні цикли (*цикли Міланковича*) добре відповідають коливанням клімату, виявленим дослідниками в історії Землі за останні 500 тис. років.

Дійсно, клімат Землі визначається кількістю енергії, яку вона отримує від Сонця. І будь–які зміни в надходженні сонячної енергії спричиняють зміни глобального клімату, які неодноразово мали місце в історії Землі. Серед природних причин, які зумовлюють варіації сонячного випромінювання і змін клімату, перш за все розглядаються астрономічні фактори, а саме: положення і рух Землі в Сонячній системі, нахил її осі до площини орбіти і швидкість обертання, світимість Сонця тощо. Розглянемо їх більш детально [1, 2, 4-9, 20-22] .

Зміна форми орбіти. Річний рух Землі навколо Сонця відбувається по еліпсу, в одному з фокусів якого знаходиться Сонце. Траєкторія цього руху, тобто орбіта Землі, називається *екліптикою.* Величина стиску еліптичної орбіти (співвідношення між великою і малою півосями орбіти) характеризується *ексцентриситетом,* який на сьогодні становить 0,0167. Його зміни відбуваються в межах 0,0007 – 0,0658. Це означає, що з часом орбіта Землі з форми еліпсу, витягнутого в одному напрямку, перетворюється на коло, потім знову на еліпс, витягнутий в напрямку, перпендикулярному до початкового, потім знову на коло і т.д. При найбільшому ексцентриситеті у найближчій до Сонця точці на орбіті (*перигелії*) Земля отримує сонячної енергії більше, ніж у протилежній точці (*афелії*) на величину, що складає чверть сонячної сталої; при малих ексцентриситетах ця різниця незначна. Тобто сезонні контрасти

збільшуються у період максимальної еліптичності орбіти, як мало місце приблизно 20 тис. років тому, коли спостерігався один з найбільших максимумів цього параметра**.** В такому разі Земля (під час полярної ночі на одному із полюсів) віддаляється на значну відстань від Сонця. Це спричиняє серйозне сезонне охолодження однієї із півкуль планети, що призводить до зледенінь. Періоди коливання ексцентриситету складають близько 100 тис., 425 тис. та 1200 тис. років.

В наш час Земля, рухаючись протягом року по орбіті, проходить точку *перигелія* 3 січня й її рух в цей період найшвидший. Протилежну точку орбіти – *афелій* Земля проходить 4 липня й її рух має найменшу швидкість. В наступному ми повільно наближаємося до періоду найменшої еліптичності, коли сезонні контрасти повинні зменшуватись. Часовий хід ексцентриситету за останні 500 тис. років надано на рис.3.2.

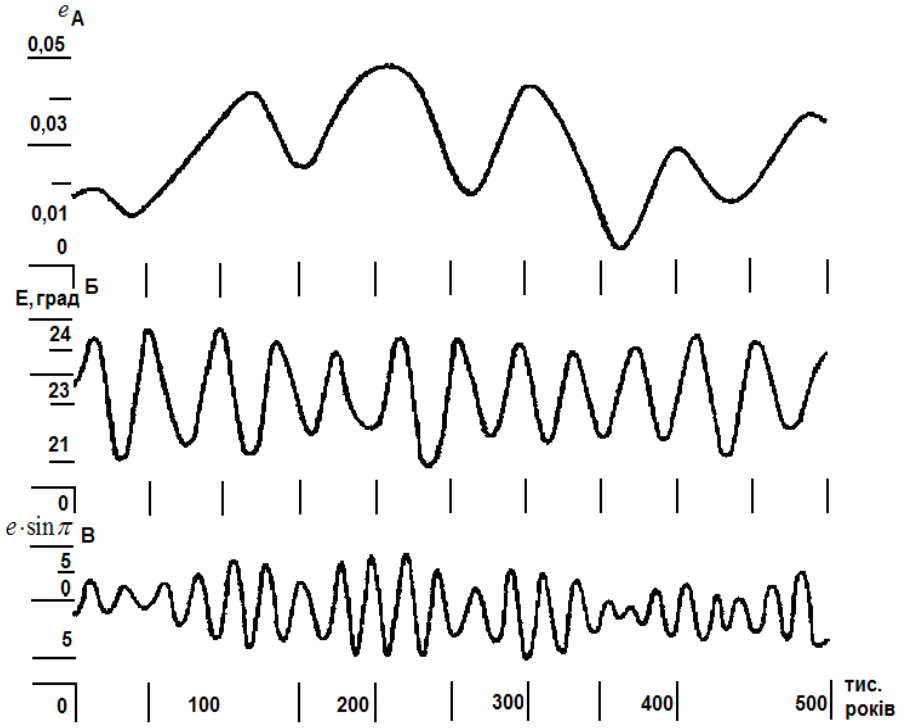


Рис. 3.2. Зміни геометрії Земної орбіти за останні 500 тис. років
А – зміни ексцентриситету (е), Б – зміни кута нахилу (Е, град.),
В – зміни прецесії (e·Sin π)

Зміна нахилу земної осі. Земна вісь нахилена до площини екліптики, що зумовлює зміну сезонів. У теперішній час кут між ними становить 66,5 °, тобто площина екватора і площина екліптики складають кут у 23,5°. Цей кут повільно змінюється між 22 і 24,5 ° зі стійким циклом у 41 тис. років (але виявлені й інші періоди, близько 200 тис. років). При зменшенні кута нахилу полярні області отримують протягом року тепла менше, а при збільшенні – більше, що є причиною аналогічних циклічних коливань ступеня контрасту між сезонами. У період максимальних кутів нахилу

льодовики повинні відступити, а інтенсивність циркуляції атмосфери — збільшитись; при зменшенні кута нахилу — навпаки. У найближчому майбутньому (найближчі 8— 10 тис. років) слід очікувати зменшення кута нахилу, що призведе до наступу льодовиків, зменшенню контрастів між сезонами і послабленню інтенсивності циркуляції атмосфери.

Прецесія. Говорячи про річний рух Землі навколо Сонця, зазвичай звертають увагу на майже незмінне положення у просторі земної осі. Насправді земна вісь не повернута завжди в одному й тому ж напрямку –

вона повільно рухається за коловим конусом з центром у полюсі екліптики (рис. 3.3). Цей ефект має назву «прецесія», тобто процес повороту земної осі, в результаті чого відбувається зміна кількості сонячного випромінювання, що потрапляє на планету у північній та південній півкулях впродовж року.

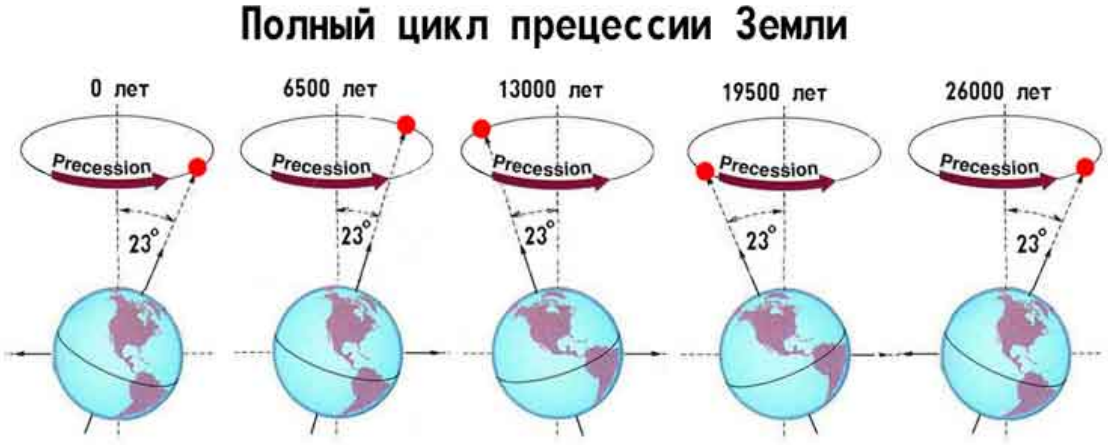


Рис. 3.3. Прецесія земної осі [4]

Період повного обертання осі світу становить близько 26 тис. років. Зараз Земля нахилена так, що у січні (коли вона знаходиться найближче до Сонця) північна півкуля, де розташована основна частина суші, відвернута від Сонця. Через 13 тис. років ситуація зміниться на протилежну: у січні північна півкуля буде повернута до Сонця і цей місяць стане у північній півкулі серединою літа.

Таким чином, усі параметри земної орбіти з часом під впливом гравітаційної взаємодії планет Сонячної системи змінюються. Ці астрономічні перетворення можуть спричиняти значні коливання величини сонячної радіації, яку отримує Земля, і, як наслідок, зміни клімату.

Сучасними дослідженнями було переконливо доведено, що приблизно 60 ± 10 % кліматичної мінливості у діапазоні від 10 тис. до 100 тис. років за останній мільйон років пов′язано саме з орбітальними коливаннями, що впливають на радіацію, яка надходить. Було відновлено

ландшафти, температуру водної поверхні, орографію за останні 450 тис. років і більш детально за останній льодовиковий період плейстоцена.

Методом спектрального аналізу проб було встановлено три періодичності коливань клімату. *Перший період*, що становить 100 тис. років, пов'язаний практично з таким же середнім періодом коливань ексцентриситету земної орбіти. *Другий період*, приблизно в 40—43 тис. років, узгоджується з періодичними змінами кута нахилу площини екватора до площини орбіти Землі. *Третій період,* порядку 19—23 тис. років, пов′язаний з прецесією земної орбіти (рис. 3.4).

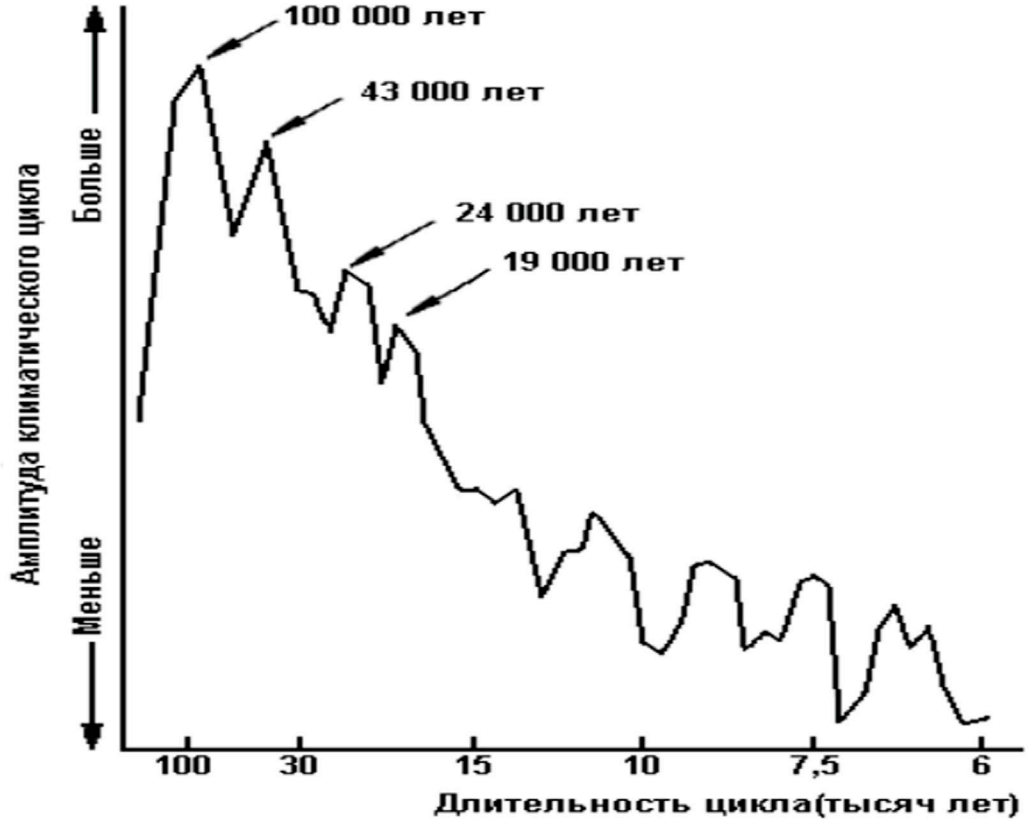


Рис. 3.4. Спектр кліматичних змін за останні півмільйона років [4]

Сонячна стала. Слід зазначити, що з часом не залишаються сталими і фізичні характеристики стану самого Сонця: відбуваються часові варіації його форми і діаметра, а звідси і площини випромінювальної поверхні; в ході еволюції Сонця змінюється активність процесів, які відбуваються в його надрах, що змінює його світність і інсоляцію, яка надходить на верхню межу атмосфери Землі. Тобто змінюється і сонячна стала [1, 2, 8, 9]. Є не прямі докази того, що декілька мільярдів років тому світність Сонця була приблизно на 30 % нижча за сучасну. Ці тривалі

зміни мабуть мають місце і зараз, але вони занадто малі для масштабів часу в сотні і тисячі років.

Уперше сонячну активність почали фіксувати за кількістю сонячних плям, одним із найпоширеніших показників яких є так зване «число Вольфа». Цей комбінований індекс сонячних плям ще у 1847 р. ввів швейцарський астроном і математик Іоган Рудольф Вольф (Johann Rudolf Wolf). Його роботи поклали початок опису сонячно-земних зв′язків атмосферних явищ і сонячної активності. Вольф побудував часовий хід чисел з 1700 по 1847 роки. З 1848 р. до теперішнього часу цей ряд безперервно поповнюється. До того ж, за історичними записами і радіовуглецевим аналізом зрізу дерев, числа Вольфа були відновлені приблизно за останню тисячу років (рис. 3.5).

Були встановлені сонячні цикли – періоди зміни сонячної активності, які розрізняються за частотою появи плям, їх активністю і терміном існування. В період мінімальної активності плям на Сонці дуже мало або їх нема взагалі, в той час як у період максимуму їх може спостерігатися декілька сотень. У кінці кожного циклу полярність сонячного магнітного поля змінюється на протилежну. Виявлені 11-річні, а пізніше 22-річні цикли обертання полярності геліомагнітного поля. На сьогодні встановлені вікові і двовікові цикли.

Наявність великих плям на Сонці була засвідчена ще у далеку давнину в Китаї. З 1610 р. завдяки винаходу телескопа почалась епоха інструментальних спостережень.

Сонячні цикли мають нумерацію, яку запропонував Р.Вольф. Так, період від мінімуму 1755 р. до мінімуму 1766 р. було названо першим циклом, а цикли від 14 до 23 належать XX століттю (рис. 3.5). У 2009 році почався 24-й сонячний цикл. Найбільш суттєвою подією саме минулого століття у житті Сонця став надзвичайно високий рівень і тривалість, практично протягом усього століття, зростання інтенсивності енергії, яку випромінює Сонце (табл. 3.2, рис. 3.6). Такого не спостерігалось що – найменше протягом 700 років [1, 2, 26].

З початку 90-х років минулого століття інтенсивність сонячного випромінювання поволі йде на спад як у рамках 200-річного, так і в рамках 11-річного циклу. Зараз ми знаходимось у 24-му циклі, розвиток якого прогнозується за сценарієм низьких сонячних циклів вперше з початку XX сторіччя.

З′ясувалось, що в роки мінімуму числа Вольфа варіюють між 0 та 10, а в роки максимуму – від 50 до 100 і більше. У роки активних циклів, яким, наприклад, був 21-й цикл (1976 - 1986 рр.), його максимум оцінювався числами Вольфа більшими за 160.

Зазначимо, що загальна світність Сонця протягом останніх 11-річних циклів сонячної активності змінюється з амплітудою приблизно 0,1 %, або

1,3 Вт/м^2. За час прямих вимірювань за допомогою супутників має місце незначний від`ємний тренд.

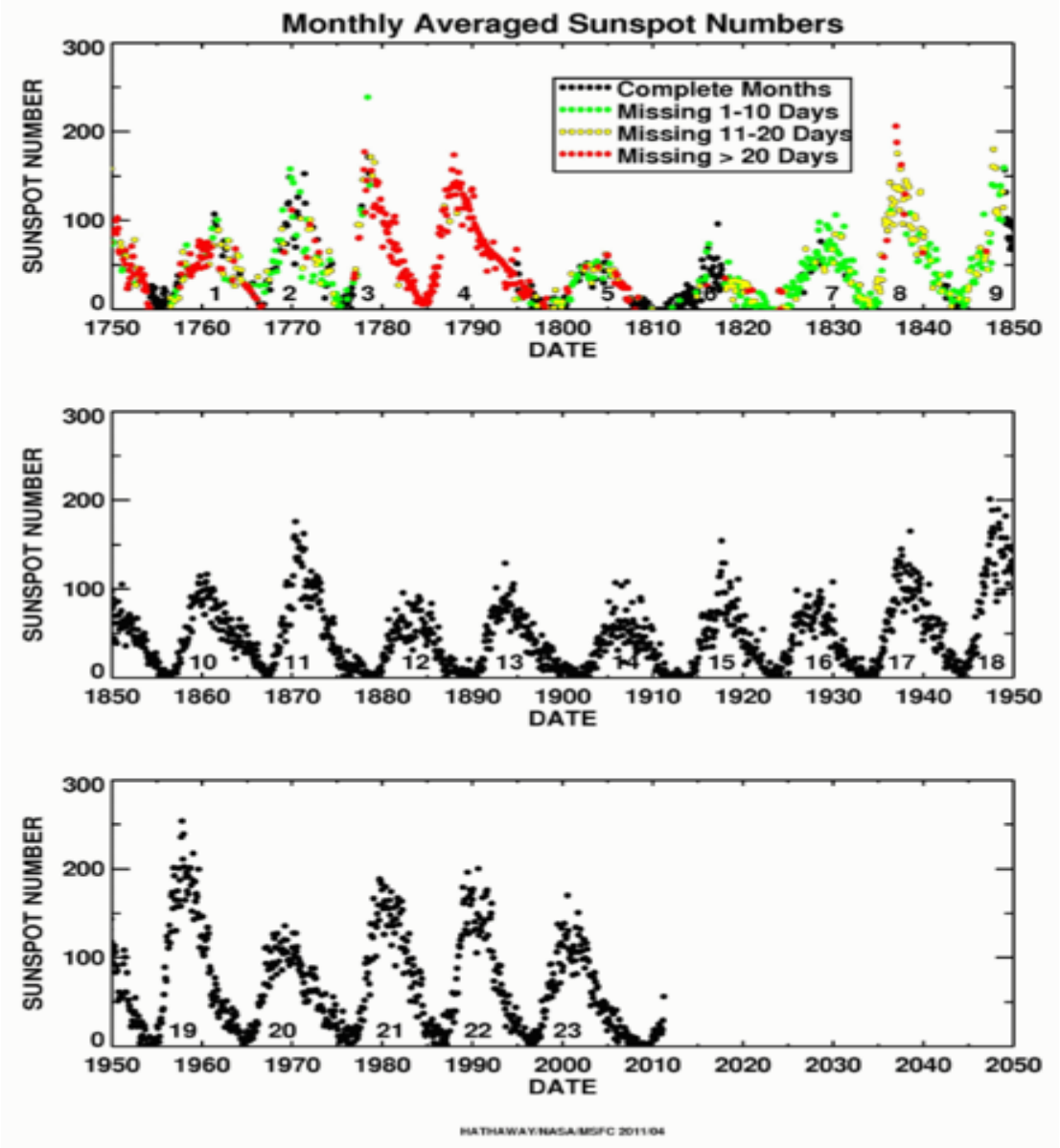


Рис. 3.5. Число Вольфа з 1750 року

Усі ці зміни в активності Сонця призводять до змін у кількості енергії, яку воно віддає у напрямку Землі.

На сьогодні пояснити всі кліматичні зміни однією сонячною активністю не можна, як не можна і відкидати її: зв'язок коливань сонячних плям з коливанням клімату в останнє тисячоліття спостерігається.

Таблиця 3.2. Дані про останні 11-річні сонячні цикли

Рік і місяць початку	Номер циклу	Рік і місяць максимуму	Максимальна кількість плям
1944-02	18	1947-05	201
1954-04	19	1957-10	254
1964-10	20	1968-03	125
1976-06	21	1979-01	167
1986-09	22	1989-02	165
1996-09	23	2000-03	139
2008-01	24	2012-12*	87*

*– Дані останнього рядка — прогноз

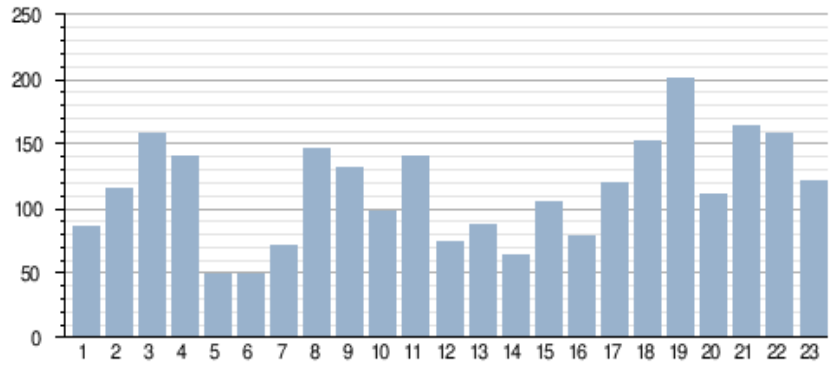


Рис. 3.6. Максимальні числа сонячних плям в 11-річних циклах за згладженими середньомісячними даними (1755-2008) [16]

Так, добре відомий *мінімум Маундера* – період довготривалого зменшення кількості сонячних плям (приблизно з 1645 по 1715 роки) співпадає в часі з найбільш холодною фазою глобального похолодання, яке мало місце протягом XIV – XIX століть. Це так званий малий льодовиковий період. Його виявив Едвард Уолтер Маундер (1851-1928 рр.), англійський астроном, вивчаючи архіви спостережень за Сонцем.

На основі аналізу даних про плямоутворювальну активність Сонця Джон Едді встановив наявність на шкалі часу порядку століття і більше кореляції між чітко встановленими періодами значних варіацій рівня плямоутворювальної активності протягом усього минулого тисячоліття і відповідними глибокими змінами клімату Землі. При цьому циклічність змін клімату, особливо Європи минулого тисячоліття, не була корінною

перебудовою кліматичних умов, хоча дуже часто зміни клімату були настільки суттєвими, що впливали на життя народів і окремих держав, призводячи до економічних і демографічних криз.

Аналогічні дослідження, проведені Є.Борисенковим [3, 4], дозволили встановити, що протягом останніх 7500 років у кожному з 18 глибоких мінімумів плямоутворювальної активності Сонця типу маундеровського з квазідвохсотлітньою періодичністю спостерігались періоди глибокого похолодання клімату, а в період високих максимумів двовікової плямоутворювальної активності – глибоке потепління. Саме це сприяло формуванню *малого кліматичного оптимуму*, який припадав на XI – XIII сторіччя: Гренландія виправдовувала свою назву «зелена земля», в Шотландії вирощували виноград, економічне піднесення у Європі поклав початок епохи Відродження та інше.

У роботі російського океанолога З.М.Гудковича [25] та його колег з Арктичного і Антарктичного науково-дослідного інституту (Санкт-Петербург), надрукованій у 2005 р., для пояснення лінійного тренда змін клімату Арктики в XX сторіччі наведено відповідний додатний лінійний тренд чисел Вольфа, можливо пов'язаний також з наявністю 200-річного циклу.

У наступних роботах цих же авторів показана достовірна емпірична залежність між індексами сонячної активності і поліциклічними коливаннями середньорічної поверхневої температури повітря в Арктиці, льодовитості арктичних морів у XX сторіччі з середньою тривалістю циклів близько 60, 20, 10 та менше років, які відбувалися на фоні квазілінійного тренда потепління. Внесок найбільш енергоємного 60-річного циклу в зміни кліматичної системи, за думкою авторів, найпомітніше проявляється в Арктиці, однак, його присутність виявлена і в інших регіонах, включаючи Антарктиду. З ним пов′язана, відзначена багатьма вченими, зміна епох потепління та похолодання, яка відбувалась у XX сторіччі. Таким чином, автори пояснюють лінійний тренд потепління у XX сторіччі змінами сонячної активності, яка проявляється у вигляді коливань 60-річного циклу, і до 2012 – 2015 рр. авторами прогнозується зміна тренда на похолодання [14].

І перш за все звертається увага на те, що не 11-річні, а двохсотрічні цикли сонячної варіації, спричинені, насамперед, відповідними значними змінами величини сонячної сталої, є домінуючим фактором кліматичних змін – довготривалих геофізичних ефектів, які тривають десятки років.

Подібної точки зору дотримуються автори проекту «Астрометрія» [1, 2]. Вивчаючи часову динаміку фізичних характеристик Сонця, вони встановили циклічні зміни сонячної активності, а звідси й інтенсивності сонячної сталої**. Н**а їх думку з початку 90-х років минулого століття інтенсивність сонячного випромінювання поволі йде на спад як у рамках 200-річного, так і в рамках 11-річного циклу, і досягне свого мінімуму, за

оцінками авторів, орієнтовно у 2042 ± 11 році, що, всупереч загальноприйнятій зараз думці, неминуче призведе до глобального зниження температури до стану глибокого похолодання клімату, аналогічного періоду мінімуму Маундера. Орієнтовна його тривалість 45–65 років, після чого настане потепління у рамках наступного двохсотрічного циклу Сонця, який припаде на початок XXII сторіччя (рис. 3.7).

Таким чином, глибокі зміни клімату Землі різного знаку, навіть у період відсутності індустріального впливу на природу, могли бути спричинені, на думку авторів астрономічної точки зору, тільки відповідними довготривалими і значними змінами потужності потоку сонячної радіації, що надходила, тобто змінами сонячної сталої, що зумовленими астрономічними факторами.

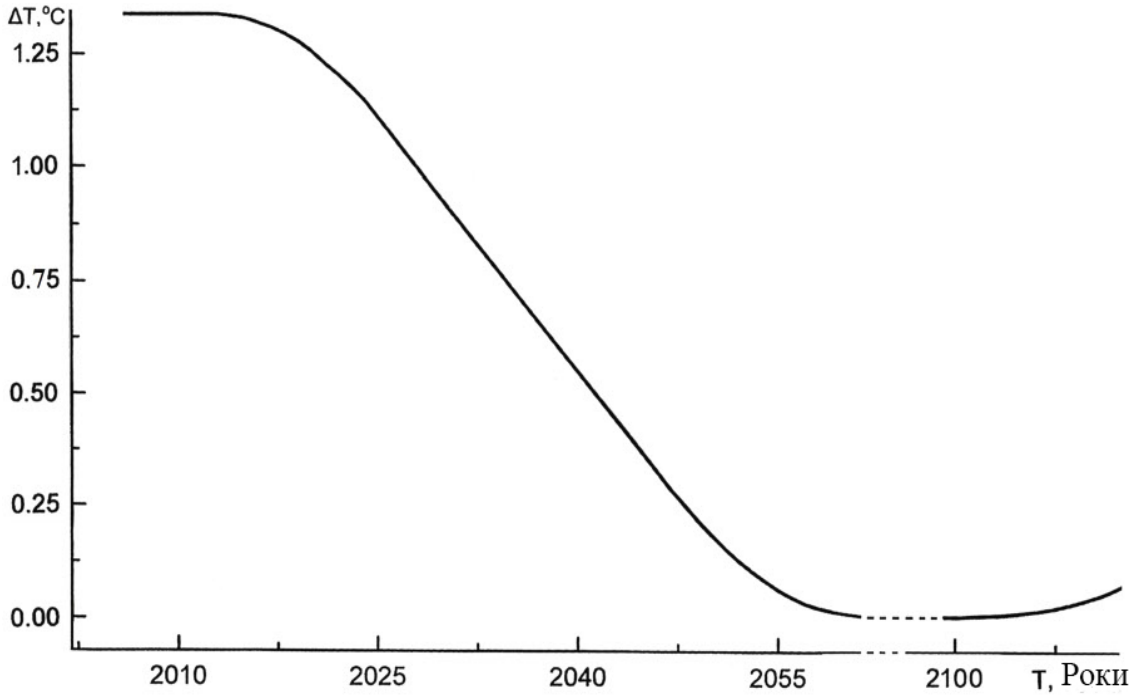


Рис. 3.7. Прогноз сценарію глибокого похолодання клімату до середини XXI століття

Однак сучасні зміни клімату пов′язують не тільки з природними його коливаннями різного часового масштабу, але й з антропогенними факторами. І питання про причини сучасного глобального потепління є ще значною мірою дискусійним.

Антропогенні фактори змін клімату Землі. На сьогодні існує значна кількість наукових робіт, у яких внесок природних коливань клімату в сучасне потепління оцінюється в 25 % і робиться висновок саме

про антропогенний характер потепління кінця XX – початку XXI сторіч [7, 10, 19].

Дійсно, важливу роль в формуванні клімату Землі відіграють властивості атмосфери і земної поверхні, які з часом природно або завдяки втручанню людини змінюються. Так, відбувається підвищення концентрації парникових газів, дія яких збільшує поглинання атмосферою теплового випромінювання підстильної поверхні і посилює *парниковий ефект*. Збільшується також вміст аерозолів, які відбивають і поглинають сонячне випромінювання, що надходить. І значну частину сучасного глобального потепління пов′язують зі зростанням концентрації вуглекислого газу й інших малих газових домішок [Kaufman, Stern, 1997].

Стисло зупинимось на еволюції ідей щодо антропогенних причин змін клімату.

Вперше парниковий або тепловий ефект атмосфери описав у 1824 р. французький фізик Жозеф Фурье (Joseph Fourier). У 1861 році ірландський фізик Джон Тиндаля (Jonh Tyndall) продемонстрував збільшення парникового ефекту завдяки деяким газам та випаровуваній воді. В 1896 р. шведський хімік Сванте Арреніус (Svante Arrhenius) перший висловив ідею про кліматичний вплив вмісту вуглецю в атмосфері як одному з механізмів зворотних зв`язків у системі атмосфера–підстильна поверхня, що призводить до нагрівання приземних шарів атмосфери за рахунок поглинення парниковими газами відбитого від земної поверхні інфрачервоного випромінювання. Згідно його розрахунків, якщо вміст вуглецю збільшиться вдвічі, то це може спричинити підвищення температури повітря на 8-9 ° С у Північній Америці та на півночі Європи. На основі цих розрахунків він спробував пояснити цикли зледенінь на Землі впливом парникового ефекту внаслідок викидів парникових газів у результаті вулканічної діяльності.

За розрахунками спеціалістів, зробленими в 1927 р., викид вуглецю в атмосферу, пов'язаний з роботою промислових підприємств і від спалених родовищ нафти та газу, склав 1 мільярд тон за рік. Систематичні вимірювання рівня CO_2 в атмосфері розпочав у 1958 р. американський вчений Чарльз Кілінг (Charles Keeling), використовуючи мережу метеорологічних станцій від Гаваїв до Антарктиди. Через 4 роки він надрукував докази того, що концентрація вуглецю в атмосфері збільшується і склав так звану «криву Кілінга» (Keeling Curve). А в 1989 р. стало відомо, що викиди CO_2 досягли 6 мільярдів тон на рік, тобто за 60 років, що пройшли від перших розрахунків, вони збільшились у 6 разів. В 2006 р. викиди вуглецю оцінюються вже у 8 мільярдів тон на рік.

Один з перших прямих доказів глобального потепління, яке почалося ще в кінці XIX ст., надав у 1921 р. російський океанограф і дослідник Арктики Н.М. Кніпович : було зафіксовано потепління вод Баренцового моря і збільшення його солоності до глибини 400 м.

Потепління, яке почалося у Північній півкулі в кінці XIX століття, привернуло увагу кліматологів лише у 20-30 роках XX сторіччя, коли з′явилися ознаки інтенсивного потепління в Арктиці.

Інтенсивне потепління продовжувалось майже до початку 40-х років XX ст. і було зафіксовано численними спостереженнями за приземною температурою повітря на метеорологічних станціях Північної півкулі. Потепління супроводжувалось повсюдним таненням льодовиків практично на усіх континентах, суттєво скоротились площі льоду в Арктичних морях. Тільки в Радянському секторі Арктики з 1924 р. по 1945 р. площа льоду скоротилась майже наполовину. У 1935 р. звичайні морські судна могли здійснювати плавання протягом однієї навігації вздовж усього Північного морського шляху, не зустрічаючи льоду. Межа вічної мерзлоти повсюди відступила на північ.

У 1938 р. британський інженер Каллендар (Guy Callendar), використовуючи дані 147 метеорологічних станцій у різних кінцях світу, показав, що середня температура повітря у приземному шарі атмосфери Землі підвищилась за минулі сто років. Саме він вперше пов′язав велику концентрацію вуглецю в атмосфері з глобальним потеплінням.

Зазначимо, що реакція на це відкриття була негативною і жорстко критикувалась. До того ж після 40-х років XX ст. з′явилися ознаки похолодання, зафіксовані багатьма дослідниками на достатньо розгалуженій мережі метеорологічних станцій у Північній півкулі: почався наступ льодовиків, межа вічної мерзлоти повсюди змістилась на південь та ін. Період похолодання продовжувався до 60-70-х років XX ст.

У 1955 р. американський дослідник Гілберт Пласс (Gilbert Plass), озброєний обчислювальною технікою, яка тільки з′явилась, підрахував, що збільшення вдвічі викидів CO_2 може спричинити підвищення середньорічної температури повітря на 3-4 ^oC. Таким чином він скоректував розрахунки С. Арреніуса 150–річної давнини.

Під керівництвом радянського вченого М.І.Будико [6, 7] було розроблено напівімперічний метод визначення складових радіаційного балансу, а у 1956 р. співробітники ГГО ім. О.І.Воєйкова створили «Атлас теплового баланса Земного шара». Це заклало основи створили «енерго-балансової» моделі клімату, яка враховує існуючі зворотні зв`язки – додатні і від′ємні – у кліматичній системі. Ця модель відіграла важливу роль у сучасній концепції потепління клімату на Землі внаслідок збільшення вмісту вуглецю в атмосфері. До того ж у 1957 р., коли багато вчених покладали надію на поглинальну здартність Світового океану, американський океанограф Роджер Ревел (Roger Rebelle) припустив, що води Світового океану не в змозі поглинути надлишки вуглецю. Він писав, що «людство своєю діяльністю проводить геофізичний експеримент величезного масштабу».

Слід зазначити, що не всі підтримують точку зору щодо ролі вуглецю у потеплінні клімату. Так, у роботі російського вченого В.О. Костицина висловлена думка, яка фактично спростовує гіпотезу Арреніуса щодо вирішального вкладу парникового ефекту і CO_2 у походженні епох заледенінь на Землі завдяки вулканічній діяльності.

У 1984 р. М.М. Моісєєв, аналізуючи думку В.О. Костицина та її розвиток у подальших роботах В.Я. і С.Я. Сергіних (1971 р.), розглянув механізм кругообіг вуглецю з врахуванням взаємодії океану і атмосфери. Він прийшов до висновку, що парниковий ефект може посилюватись за рахунок життєдіяльності біоти. Так, при низьких температурах у північних широтах океан поглинає вуглець, а при високих у екваторіальній зоні – виділяє. Було показано, що при певному критичному значенні температури повітря починає інтенсивно працювати механізм насосу, що викачує CO_2 з океану. Вчений також висловив припущення про те, що життєдіяльність рослин та тварин буде лише інтенсифікувати процес вилучення вуглецю з атмосфери. А це означає, що активність живої речовини планети буде призводити до зменшення того критичного значення, при якому починається дія механізму насоса, що викачує вуглекислоту з океану, і виникає незворотний процес підвищення середньої температури повітря.

Відстоюючи свою точку зору щодо визначного впливу на тепловий режим Землі саме варіації сонячної сталої, автори проекту «Астрометрія» [1, 2, 26] доводять, що підвищення концентрації парникових газів не є причиною глобального потепління. Навпаки, на їх думку, підвищення концентрації вуглецю в атмосфері є наслідком підвищення температури Світового океану та суші: Світовий океан є основним сховищем вуглецю і прогрів океану призводить до викиду в атмосферу великих його об′ємів.

На рис. 3.8 надані зміни температури повітря ($\Delta t\ ^{o}C$) і концентрації CO_2 (млн. $^{-1}$) за палеокліматичними даними в останні 450 тис. років.

З нього видно, що зміни температури не є наслідком коливань концентрації CO_2, а навпаки – коливання CO_2 відбуваються слідом за коливаннями температури повітря. Головним кліматичним циклом тут є 100 000 – річний. Це припущення співпадає з астрономічною теорією Міланковича приблизно на 95 %.

Тобто, поширена думка про визначну роль промислової діяльності людини у глобальному потеплінні клімату склалась завдяки підміні причини наслідком. І автори роблять висновок, що спостережуване глобальне потепління клімату Землі зумовлене зовсім не антропогенними викидами парникових газів в атмосферу, а головним чином незвичайно високою інтенсивністю сонячного випромінювання, яке зберігалось практично все минуле століття. Наступне за цим зниження глобальної температури відбудеться навіть у випадку, коли антропогенний викид вуглецю в атмосферу дійде до рекордного рівня в подальшому.

Рис.3.8. Зміни температури (ΔТ, ºС) і концентрації CO^2 (млн$^{-1}$) за палеокліматичними даними в останні 450 тис. років (www.daviesand.com/Choices/Precautionary_Planning/New_Data/)

Розвиваючи свою думку, автори стверджують, що CO_2 не тільки не сприяє глобальному потеплінню клімату, але навіть приносить користь, стимулюючи розвиток життя на Землі: він життєво необхідний для рослин - головних очисників природи. Більша концентрація вуглецю прискорює зростання лісів і рослин. Про це свідчить, зокрема, «зелена революція» – різке і повсюдне збільшення продуктивності сільськогосподарських культур у XX сторіччі. Якщо він перестане надходити в атмосферу, рослини вичерпають його запас за час порядку 10 років і після цього все живе може перестати існувати.

Таким чином, багатогранність і різноманітність точок зору щодо причин і напрямків майбутніх змін клімату Землі свідчить про надзвичайну складність прогнозу цих змін. І необхідність пошуку шляхів розв′язання цієї проблеми повинна стати першочерговою задачею вчених і керівників усіх країн світу...

3.2. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАДІАЦІЙНОГО РЕЖИМУ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ НА МЕЖІ СТОЛІТЬ І У ПЕРШІЙ ПОЛОВИНІ XXI СТОРІЧЧЯ

3.2.1. Вихідні дані і методи їх дослідження

В умовах загального потепління клімату відбуваються зміни режиму всіх його показників, які характеризують стан кліматичної системи. Ці зміни зумовлені, перш за все, збуреннями в радіаційному режимі Землі, які є похідними змін клімату на нашій планеті у цілому. І для з′ясування причин, які призводять до сучасного перетворення клімату, необхідно скласти уявлення про можливі напрямки перетворень саме в режимі сонячної радіації, спрогнозувати майбутні радіаційні умови. Але широке різноманіття природних та антропогенних факторів, що впливають на зміни клімату, роблять вкрай складним і навіть неможливим проведення однозначних довгострокових прогнозів природно-кліматичних умов на визначених територіях. Одним з можливих варіантів виходу з цієї ситуації при оцінці природно-господарського ризику та для інших практичних задач є розгляд декількох можливих сценаріїв змін клімату.

Дослідження змін в режимі сонячної радіації на території України наприкінці XX ст. і в першій половині XXI ст. (до 2050 року) відбувалось на базі даних, отриманих згідно двох сценаріїв: «жорсткого» *A2*-C4I і «помірного» *A1B* –MPI (далі *A2* і *A1B*).

Відомо, що радіаційні умови будь-яких регіонів Земної кулі визначаються, перш за все, їх широтним розташуванням. Але навіть в одній широтній зоні залежно від хмарності і прозорості атмосфери радіаційні умови можуть помітно відрізнятися. Тому для оцінки потенціалу сонячної енергії використовується значна кількість показників, які формують так званий сонячний кадастр. Серед них це: тривалість сонячного сяйва, кількість сонячної радіації, що надходить (прямої, розсіяної, сумарної) до підстильної поверхні в умовах безхмарного неба і за умов середньої хмарності, радіаційний баланс, число днів без сонця і різні характеристики хмарності та інше. В загальному випадку цю інформацію можна отримати аналітичним способом, шляхом безпосередніх вимірювань на метеорологічних станціях. Багаторічні актинометричні дані акумульовані в кліматичних довідниках і базі даних.

У проведеному дослідженні у якості характеристики радіаційного режиму використовувалась сумарна радіація Q, а саме, її щорічні середні місячні значення за середніх умов хмарності, а також дані про середню місячну хмарність 22 станцій, рівномірно розташованих по території України. Станції вибрані таким чином, щоб вони висвітлювали усі природні зони країни. В табл. 3.3 вони надані згідно свого широтного і довготного положення у напрямку з півночі на південь, із заходу на схід.

Таблиця 3.3. Список станцій, дані яких використані в роботі

№ з/п	Станція	Широта φ, град.	Довгота λ, град.
1	Щорс	51,48	31,57
2	Сарни	51,21	26,37
3	Суми	50,53	34,43
4	Броди	50,06	25,09
5	Житомир	50,16	28,38
6	Харків	49,58	36,15
7	Тернопіль	49,34	25,36
8	Миронівка	49,39	30,59
9	Полтава	49,36	34,33
10	Вінниця	49,14	28,28
11	Губиниха	48,49	35,16
12	Ужгород	48,36	22,19
13	Луганськ	48,34	39,15
14	Умань	48,46	30,14
15	Кіровоград	48,30	32,15
16	Чернівці	48,17	25,56
17	Донецьк	48,01	37,50
18	Миколаїв	46,57	32,09
19	Мелітополь	46,50	35,22
20	Джанкой	45,43	34,24
21	Сарата	46,01	29,40
22	Ізмаїл	45,21	28,50

Наявність у нашому розпорядженні сценарних даних за відрізок часу в сто років (1951 – 2050 рр.) дозволила сформувати ряди щорічних значень середньої місячної сумарної радіації і середньомісячної хмарності за різні у хронологічному відношенні відрізки часу, а саме, за періоди: 1951-2050, 1986-2005, 2011-2050, 2011-2030, 2031-2050 рр. Це дало можливість зробити попередню оцінку часового розподілу сумарної радіації у різних регіонах України протягом сторіччя, з'ясувати, яке місце в даному сторіччі займає період дослідження (2011-2050 рр.) і період, прийнятий в роботі в якості базового (1986 – 2005 рр.), багаторічні характеристики якого взяті за «норму».

Оскільки членами складених рядів за суттю є випадкові величини, то в основу обробки вихідних даних покладено загальні положення ймовірнісно – статистичного методу, який дозволяє визначити базові кліматичні характеристики. Такими характеристиками є середні моментні характеристики (середнє арифметичне і середній квадратичний відхил,

коефіцієнти асиметрії та ексцесу), повторюваність, забезпеченість, квантилі розподілу метеорологічної величини.

Зазначимо, що отримані за сценаріями *A1B*-MPI і *A2*-C4I дані суттєво різняться між собою. Для визначення, які з них більше наближені до реальних величин сумарної радіації, зроблено співставлення їх розрахункових значень з фактичними даними спостережень станції Полтава, яка представлена в довідникових матеріалах різних років видання, а саме, 1966 р [24] і 1994 р. [18].

Надані в табл. 3.4 дані свідчать про те, що найбільш помітні розбіжності (майже вдвічі) між сценарними даними в місяці холодної пори року (з листопада по лютий). Але за обома сценаріями багаторічна величина сумарної радіації відрізняється від спостереженої за ті ж відрізки часу: вона є значно меншою у порівнянні з реальною. Підтвердженням цих розбіжностей можуть слугувати також співвідношення між найбільшим (в липні) і найменшим (в грудні) за рік значенням сумарної радіації: за фактичними даними вони різняться майже в 5 разів, за сценарієм *A2*-C4I – більш ніж в 6 разів, а за сценарієм *A1B*-MPI – в 14 разів.

Таблиця 3.4. Багаторічні середні місячні значення сумарної радіації з різних джерел інформації (Вт/м^2), ст. Полтава

Джерела інформації	М і с я ц ь											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Кл. довід. 1963 р.вид.	105	151	221	256	314	326	361	314	279	163	93	70
Клімат. кадастр	103	158	212	259	340	339	353	342	286	184	94	67
Сценарій A1B-MPI	21	47	98,6	168	216	235	240	198	137	75	30	16
Сценарій A2-C4I	50	86	152	202	236	248	240	211	158	97	52	38

Ці розбіжності, на наш погляд, між реальними і розрахунковими величинами сумарної радіації Q зумовлені способом визначення її середнього місячного значення: як і в розрахунках, наприклад, середньої місячної температури, величина якої фактично відповідає її значенню за 1 годину, осереднення Q також відбувалось за 24 години (не враховуючи тривалості тільки денної частини доби). Підтвердженням цього припущення можуть бути дані сумарної радіації ст. Полтава, які наведені у наступній таблиці:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	1,18	1,96	3,05	4,00	5,40	5,44	5,51	4.87	3,42	2,11	1,15	0,91
2	49,6	85,6	151,9	201,6	235,9	247,9	239,7	210,9	158,1	96,8	51,5	38,0
3	1,19	2,05	3,65	4,84	5,66	5,95	5,75	5,06	3,79	2,32	1,24	0,91

де: 1– багаторічні дані NASA про середній місячний рівень сонячної радіації, наданий у кВт*час/м^2 *за день*;
2– середнє місячне значення Q у Вт/м^2 (тобто *за годину*) за сценарні дані А2;
3– значення Q (з колонки 2),помножені на 24 години у кВт/м^2,(*за день*).

Як бачимо, дані рядків 1 і 3, які, на наш погляд, мають однаковий фізичний сенс, в такому разі більш-менш відповідають один одному.

Враховуючи те, що розрахункові дані за сценарієм *A2*-С4І більше відповідають спостереженим, подальші дослідження радіаційних умов на території України в першій половині ХХІ сторіччя відбувалися, головним чином, за даними саме цього сценарію. Для визначення тенденції змін до 2050 року використовувалися також дані за сценарієм *A1B*.

3.2.2. Часові зміни сумарної радіації протягом сторіччя

Оцінка змін, можливих у режимі сонячної радіації в умовах загального потепління клімату, передбачає визначення закономірностей розподілу його характеристик (в нашому випадку сумарної сонячної радіації, середні місячні значення якої і склали ряди, які досліджуються) як в часі, так і в просторі. Для цього були розраховані кліматичні показники цих рядів, тобто проведена оцінка параметрів їх статистичного розподілу.

Сумарна сонячна радіація – це сума потоків прямої сонячної радіації, що надходить на горизонтальну поверхню, та розсіяної сонячної радіації. Цей короткохвильовий потік сонячної енергії має найменшу, в порівнянні з іншими потоками, мінливість. І використання навіть відносно коротких рядів дозволяє отримати оцінки її режиму з достатньою статистичною виправданістю.

Для з′ясування тенденції (за сценарними даними) у зміні режиму сонячної радіації протягом сторіччя, а саме, наприкінці ХХ ст. і в період до 50-х років ХХІ ст., перш за все, проведено співставлення багаторічних значень середніх місячних величин сумарної радіації , отриманих за різні у хронологічному відношенні часові інтервали (за періоди: 1951 – 2050, 1985 – 2005, 2011 - 2030, 2031 - 2050 і 2011 - 2050 роки). В основу цього аналізу покладені розраховані різниці між багаторічними даними за вказані відрізки часу та графіки часового розподілу сумарної радіації.

Встановлено (на основі сценарію *A2*-С4І), що базовий період відрізняється найбільшими за все сторіччя значеннями сумарної радіації. Про це свідчать дані табл. 3.5, де наведено різниці $\Delta 1^*$ між багаторічними значеннями Q, усередненими за часові інтервали (1986-2005 рр.) та (1951–2050 рр.). На всій території країни в середньому за рік $\Delta 1 \geq 0$. Додатне значення різниць є переважним також і в окремі місяці року. Інша тенденція у розглянутому сторіччі характерна для періоду з 2011 по

2050 рр. Тут у часовому розподілі спостерігаємо можливе поступове зменшення сумарної радіації майже в усіх регіонах України: річні значення $\Delta 2 < 0$, і за окремими місяцями переважним є також від`ємне її значення (табл. 3.6).

Ще більш поглиблені ці розбіжності при співставленні періоду дослідження (2011 -2050 рр.) з базовим (1986-2005 рр.): $\Delta 3 < 0$ (табл. 3.7).

Не так однозначні висновки за даними сценарію *A1B*. Але й вони дозволяють стверджувати, що період з 1986 р. по 2005 р. відрізняється переважно більш високим за сторіччя фоном сумарної радіації. На початку ж XXI сторіччя, як і за даними сценарію *A2,* також слід очікувати зменшення сумарної радіації до 2050 року. Деяке збільшення її можливо лише у перехідні сезони.

Для ілюстрації вище наведеного побудовані і проаналізовані графіки часового розподілу середньомісячних значень сумарної радіації Q в центральних місяцях сезонів за даними двох станцій, розташованих на крайній півночі і крайньому півдні країни (Суми та Ізмаїл). (рис. 3.9–3.16).

У розглянутому сторіччі спостерігаємо помітні коливання величини сумарної радіації від року до року. Так, до середини сімдесятих років маємо її знижений фон. Далі починається підвищення сумарної радіації приблизно до початку і середини дев'яностих років з подальшим знову зменшенням. Наявність вказаних коливань не дозволяє чітко встановити трендову складову таких змін. Але хоча і повільно, вони відбуваються і мають від`ємний характер .

Зміни, що мають місце, більш помітні, якщо розглядати відрізок часу з 1986 по 2050 рр. Починаючи з середини дев'яностих років йде поступове зниження сумарної радіації. Однак швидкість цих змін в окремі пори року не однакова: в осінньо-зимові місяці ця тенденція більш помітна, ніж в весняно-літні. І вона зберігається до кінця періоду дослідження. Тільки слід зазначити, що на півдні України ці зміни відбуаються повільніше, а в окремі сезони тут вони мають навіть зворотний напрям.

В період, що досліджується (2011-2050 рр.), тенденція зниження сумарної радіації зберігається, але її швидкість уповільнюється.

*<u>*Примітка*</u>:Δ - різниця між багаторічними значеннями середньої місячної сумарної радіації відповідних періодів: Δ1 = (1986-2005рр.) – (1951-2050рр.), Δ2 = (2011-2050рр.) –(1951-2050рр.), Δ3 = (2011-2050рр.) - (1986-2005рр.), Δ4 = (2031-2050рр.) – (2011-2030рр.).

Таблиця 3.5. Різниця (Δ 1) між багаторічними величинами середньої місячної кількості сумарної радіації (Вт/м^2) за різні періоди усереднення: (1986-2005рр.) та (1951-2050 рр.). Сценарій *A2*

№ з/п	Станція	М і с я ц і												Сер. за рік
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1	Щорс	2,4	1,4	3,4	0,6	7,0	-5,9	2,1	-1,4	5,1	2,9	0,4	2,3	1,7
2	Сарни	1,4	0,5	5,2	0,2	5,5	-2,8	4,8	-1,9	5,1	2,4	-0,4	2,6	1,9
3	Суми	2,5	1,4	3,1	4,2	-1,3	-3,0	3,6	-1,7	4,0	4,3	0,6	2,0	1,6
4	Броди	1,3	-0,7	4,5	-4,4	5,1	-6,4	5,5	1,4	5,3	1,6	-0,7	2,2	1,2
5	Житомир	1,7	1,2	5,8	-0,6	4,8	-5,0	4,8	2,3	8,1	2,5	0,4	2,2	2,4
6	Харків	2,2	0,1	2,4	3,0	5,6	0,9	0	1,0	3,1	4,1	0,3	1,5	2,0
7	Тернопіль	1,1	-0,5	4,4	-2,0	5,0	-5,8	5,6	1,6	4,8	1,3	-0,6	2,0	1,4
8	Миронівка	2,3	2,5	3,0	-0,6	4,9	-3,2	5,1	0,7	5,0	2,7	0,9	2,8	2,2
9	Полтава	2,2	0,3	2,4	0,9	6,1	-0,5	1,8	-1,2	2,4	1,5	-0,8	2,1	1,4
10	Вінниця	-2,1	2,1	4,1	-1,5	4,1	-3,4	4,3	0	5,2	1,9	0,4	2,5	1,5
11	Губиниха	1,4	-0,3	1,4	1,0	2,0	2,0	0,3	2,0	2,5	2,6	1,1	1,7	1,5
12	Ужгород	0,6	-3,0	4,7	0,2	4,5	-7,0	6,7	3,0	2,1	1,9	1,3	1,6	1,4
13	Луганськ	1,8	-1,8	1,6	3,5	7,0	0,8	-1,5	2,0	-1,2	3,4	1,0	1,7	1,5
14	Умань	1,5	1,9	2,7	-0,2	3,0	-1,8	2,3	1,0	4,5	1,5	1,1	2,6	1,7
15	Кіровоград	2,0	1,6	1,4	0,3	2,6	-1,5	3,0	1,3	3,6	2,2	1,4	2,8	1,7
16	Чернівці	0,0	-2,0	3,3	0,9	3,9	-4,9	7,8	1,9	1,2	-0,5	-0,4	0,4	1,0
17	Донецьк	1,4	-2,2	1,5	2,7	3,5	1,7	-2,5	2,4	1,3	3,2	0,8	1,4	1,3
18	Миколаїв	1,3	-0,5	0,7	3,3	1,0	1,8	1,7	2,7	3,1	2,0	2,3	0,9	1,7
19	Мелітополь	0,3	-0,7	1,7	0,9	0,7	1,1	-0,8	2,7	3,1	1,2	1,3	0,9	1,0
20	Джанкой	0,8	-0,2	1,3	0,9	-1,2	1,2	-0,4	3,5	3,0	0,5	1,0	0,2	0,9
21	Сарата	-0,1	-0,6	0,4	4,9	2,1	0,7	0,4	-0,4	2,0	-0,9	2,2	0,6	1,0
22	Ізмаїл	-0,1	-2,1	-0,3	5,4	3,3	-1,2	2,4	-1,0	1,5	-0,1	2,0	0,3	0,8

Таблиця 3.6. Різниця (Δ 2) між багаторічними величинами середньої місячної кількості сумарної радіації (Вт/м^2) за різні періоди усереднення : (2011 -2050рр.) та (1951-2050 рр.). Сценарій *А2*

№ з/п	Станція	М і с я ц і												Сер. за рік
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1	Щорс	-1,1	0	-3,5	-2,9	-4,6	-2,0	-2,6	0,0	-03	-3	-0,2	-0,5	-2,0
2	Сарни	-1,7	0,5	-3,8	-5,1	-5,5	-4,0	-4,4	-1,5	-1,1	-3,3	-0,3	-1,9	-2,7
3	Суми	-1,1	0,6	-4,2	-5,1	-5,3	-1,7	-1,5	-0,8	0,0	-3,2	-0,2	-1,6	-2,0
4	Броди	-1,9	1,3	-3,5	-4,5	-6,2	-3,8	-5,7	-1,2	-0,9	-2,0	-0,2	-1,4	-2,5
5	Житомир	-2,0	0,0	-3,0	-4,7	-5,7	-1,3	-4,1	-4,9	0,2	-2,9	0,1	-2,0	-2,5
6	Харків	-1,2	0,1	-4,3	-4,8	-4,0	-2,8	0,4	-1,3	-0,8	-2,5	-0,2	-1,4	-1,9
7	Тернопіль	-1,7	0,8	-2,9	-4,7	-6,2	-2,4	-5,5	-1,3	-0,6	-1,6	0,0	-1,3	-2,3
8	Миронівка	-1,2	0,8	-4,0	-3,5	-4,3	-1,9	-4,0	-2,8	-0,1	-2,9	0,4	-1,8	-2,1
9	Полтава	-0,8	0,5	-3,5	-4,1	-3,7	-2,0	-1,2	-1,4	-0,1	-1,9	0,8	-1,4	-1,6
10	Вінниця	-1,9	-0,1	-2,8	-3,3	-5,5	-3,4	-4,5	-2,4	-1,0	-2,4	0,2	-1,9	-2,4
11	Губиниха	-1,1	1,0	-2,9	-3,0	-1,7	-3,9	1,1	-1,8	-0,1	-1,8	0,4	-1,0	-1,2
12	Ужгород	-0,6	3,6	-2,3	-5,2	-3,8	0,3	-5,2	0,2	-1,2	0,0	-0,6	-1,7	-1,4
13	Луганськ	-1,2	0,3	-1,7	-7,5	-1,9	-0,8	3,4	-3,0	-0,4	-1,6	-0,2	-1,3	-1,3
14	Умань	-1,0	0,8	-3,3	-2,1	-2,6	-2,4	-3,0	-2,8	-0,3	-2,5	0,4	-2,0	-1,7
15	Кіровоград	-1,2	0,6	-3,0	-3,0	-2,0	-1,8	-1,3	-3,8	0,0	-2,7	0,7	-2,7	-1,7
16	Чернівці	-1,2	1,0	-2,5	-4,6	-5,8	-2,1	-5,3	-2,1	-0,4	-1,8	0,0	-0,8	-2,1
17	Донецьк	-1,3	0,8	-2,6	-5,3	-0,7	-2,1	4,1	-2,1	-1,4	-1,9	0,1	-0,8	-1,1
18	Миколаїв	-0,8	0,9	-2,4	-3,6	-2,2	-4,0	-0,4	-3,1	0,2	-2,1	0,4	-0,8	-1,5
19	Мелітополь	-0,7	1,9	-2,7	-3,2	-1,1	-3,1	1,6	-1,6	-1,1	-1,7	-0,2	-0,6	-1,0
20	Джанкой	-0,9	1,4	-1,9	-3,3	-0,8	-2,9	2,1	-2,3	-06	-1,2	0,0	-0,5	-1,4
21	Сарата	-0,7	1,1	-2,6	-2,2	-3,0	-4,5	-1,1	-1,7	-0,2	-1,9	-0,3	-1,5	-1,6
22	Ізмаїл	-0,3	1,1	-2,5	-2,5	-2,9	-3,5	-2,5	-1,2	-0,5	-3,1	-0,5	-0,8	-1,6

Таблиця 3.7. Різниця (Δ3) між багаторічними величинами середньої місячної кількості сумарної радіації (Вт/м^2) за різні періоди усереднення: (2011 – 2050рр.) та (1986-2005 рр.). Сценарій *A2*

№ з/п	Станція	М і с я ц і												Рік
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1	Щорс	-3,5	-1,4	-7,1	-3,5	-11,6	3,9	-4,7	1,4	-5,4	-6,0	-0,6	-3,9	-3,5
2	Сарни	-3,1	0,1	-8,9	5,3	-10,9	-1,4	-9,2	0,4	-6,3	-5,7	0,2	-4,5	-3,7
3	Суми	-3,6	-0,9	-7,3	-9,3	-13,0	1,3	-5,1	1,0	-4,0	-7,5	-1,00	-3,6	-4,4
4	Броди	-3,1	2,0	-8,0	-0,2	-11,3	3,0	-11,1	-3,1	-6,2	-3,7	0,5	-3,7	-3,7
5	Житомир	-3,7	-1,2	-7,1	-4,1	-11,1	3,7	-8,9	-7,2	-7,9	-5,5	-0,3	- 4,2	-4,8
6	Харків	-3,4	0	-6,7	-7,8	-9,6	-3,7	0,4	-3,3	-3,9	-6,6	-0,5	-2,9	-4,0
7	Тернопіль	-2,8	1,2	-7,2	-2,7	-11,2	3,4	-11,1	-2,9	-5,5	-2,9	0,7	-3,3	-3,7
8	Миронівка	-3,5	-1,7	-7,0	-2,9	-9,2	1,3	-9,1	-3,5	-4,9	-5,6	-0,7	-4,6	-4,3
9	Полтава	-3,1	0,2	-5,9	-5,0	-9,8	-1,5	-3,0	-0,2	-2,5	-3,4	1,6	-3,5	-3,0
10	Вінниця	0,3	-2,2	-6,9	-1,8	-9,0	0	-7,8	-2,3	-7,2	-4,3	-2,0	-4,6	-4,0
11	Губиниха	-2,5	1,3	-4,3	-4,0	-3,6	-5,8	0,8	-3,7	-2,6	-4,4	-0,7	-2,7	-2,7
12	Ужгород	-1,2	5,6	-6,0	-5,4	-8,3	7,3	-10,9	-2,8	-3,3	-1,9	-1,9	-3,3	-2,7
13	Луганськ	-3,0	2,1	-3,9	-11,0	-7,9	-1,6	4,9	-5,0	0,8	-5,0	-1,2	-3,0	-2,8
14	Умань	-2,5	-1,0	-6,0	-1,9	-5,6	-0,6	-5,3	-4,6	-4,8	-4,0	-0,7	-4,5	-3,5
15	Кіровоград	-3,2	-1,0	-4,5	-3,2	-4,6	-1,2	-4,2	-5,2	-3,6	-5,0	-0,8	-4,2	-3,4
16	Чернівці	-1,2	3,0	-6,0	-5,3	-9,7	2,8	-13,1	-4,0	-2,6	-0,3	0,4	-1,2	-3,1
17	Донецьк	-2,7	3,0	-4,1	-8,0	-4,2	-3,8	6,4	-4,5	-0,27	-5,1	-0,7	-2,2	-2,2
18	Миколаїв	-2,1	1,3	-3,0	-6,9	-3,1	-5,9	-2,2	5,8	-3,0	-4,1	-1,8	-1,7	-2,2
19	Мелітополь	-1,0	2,6	-4,4	-4,1	-1,8	-6,2	2,4	-4,3	-4,2	-3,1	-1,5	-1,5	-2,3
20	Джанкой	-1,7	1,6	-3,4	-4,2	-0,4	-4,1	2,5	-5,8	-3,6	-1,7	-1,0	-0,7	-1,9
21	Сарата	-0,6	1,7	-3,0	-6,9	-4,9	-5,2	-1,5	-1,3	-2,2	-1,0	-2,5	-2,1	-2,5
22	Ізмаїл	-0,3	3,3	-0,2	-7,8	-6,2	-2,3	-4,9	-0,2	-2,0	-3,0	-2,4	-1,0	-2,2

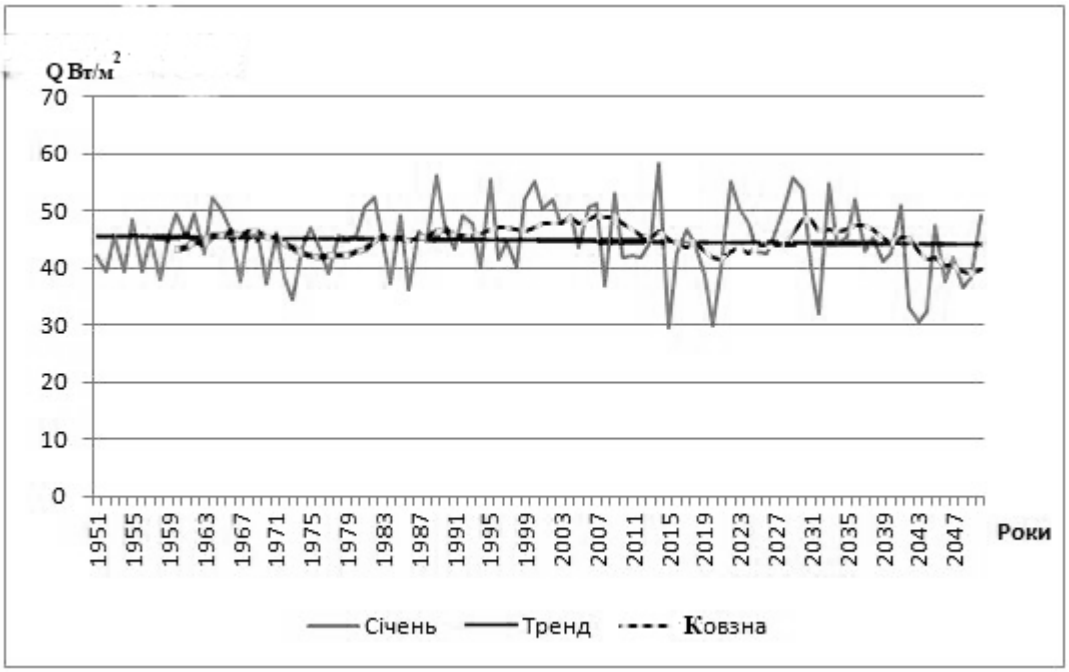


Рис. 3.9. Часовий розподіл середньої місячної сумарної радіації. Суми. Січень.1951-2050 рр.

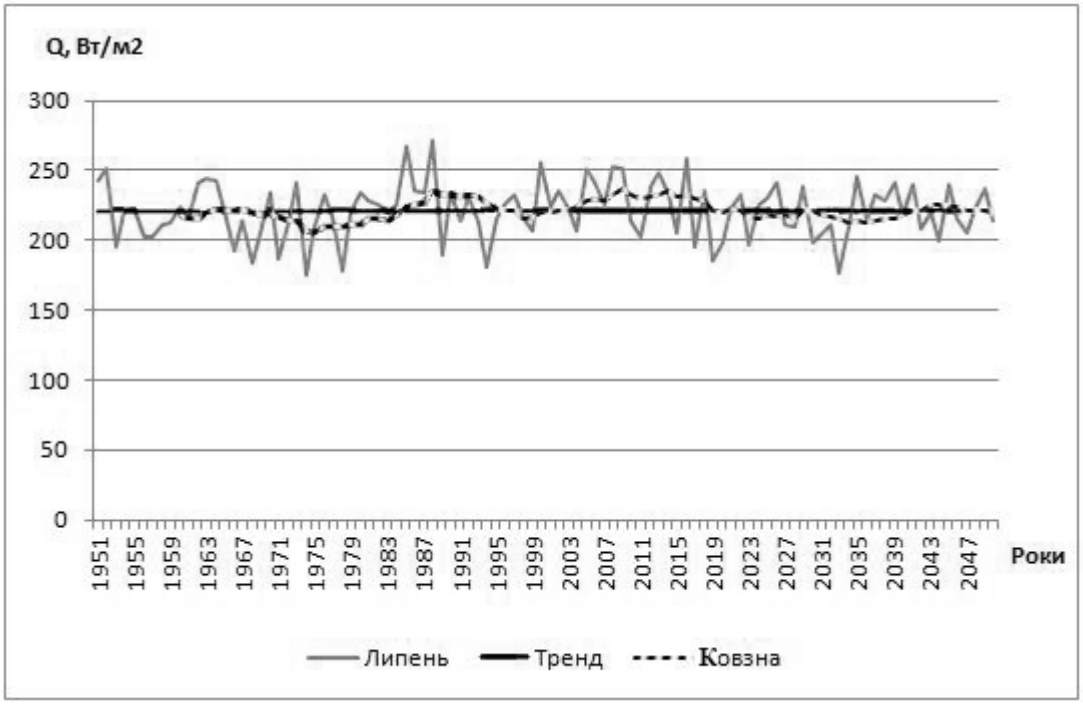


Рис. 3.10. Часовий розподіл середньої місячної сумарної радіації. Суми. Липень.1951-2050 рр.

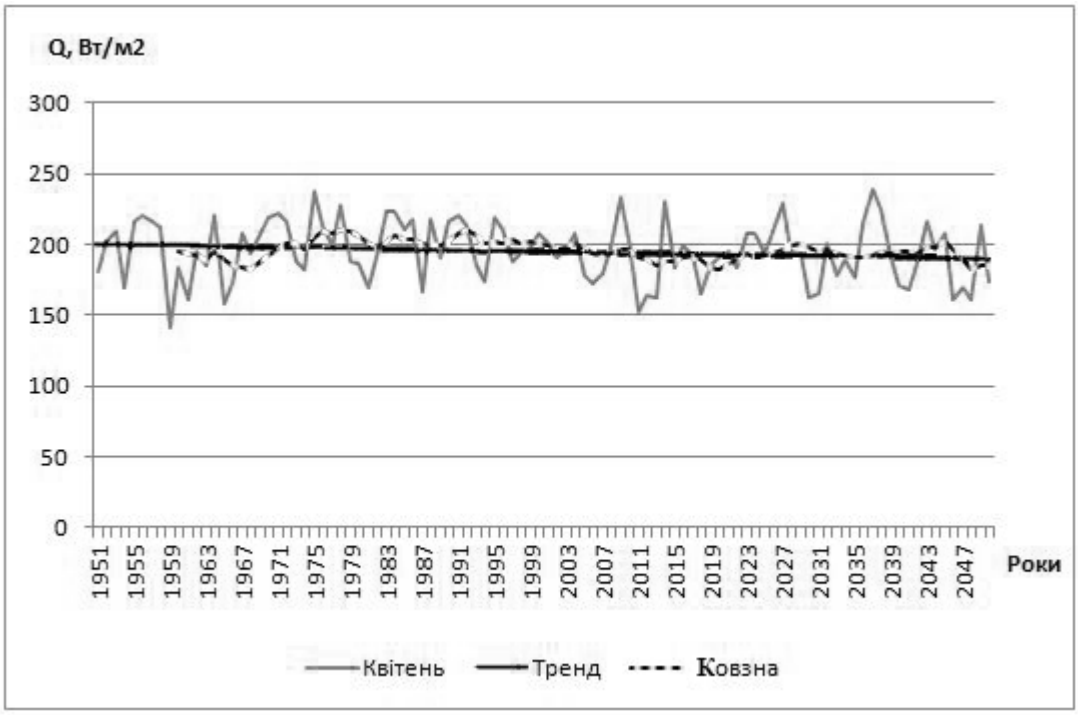


Рис. 3.11. Часовий розподіл середньої місячної сумарної радіації. Суми. Квітень.1951-2050 рр.

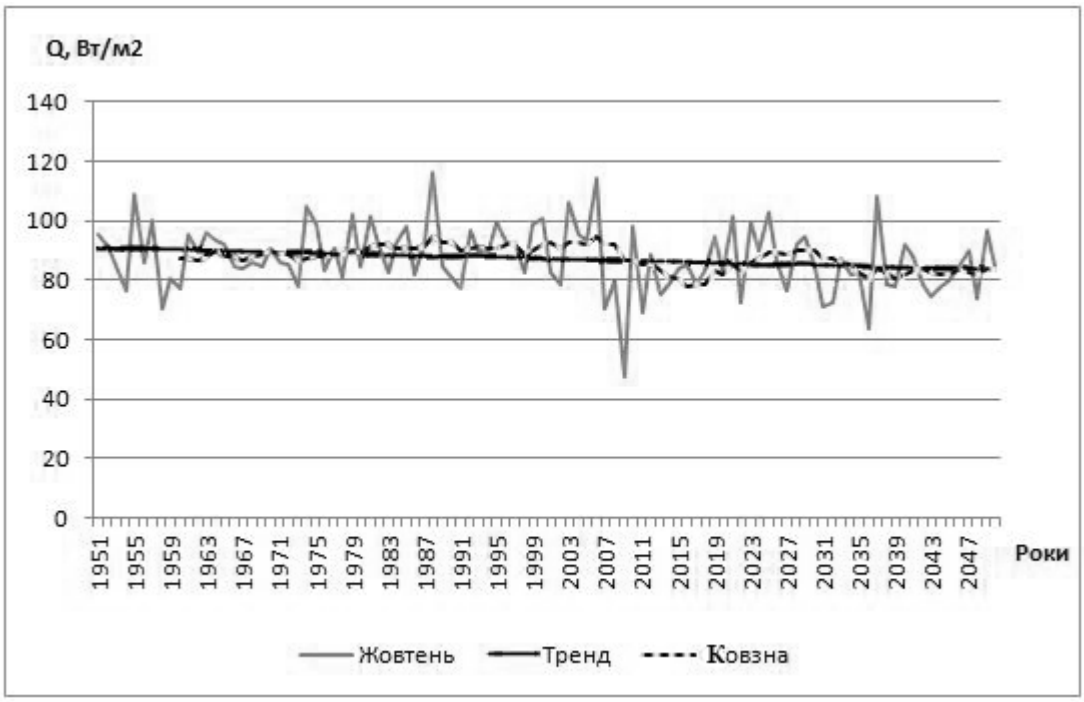


Рис. 3.12. Часовий розподіл середньої місячної сумарної радіації. Суми.Жовтень.1951-2050 рр.

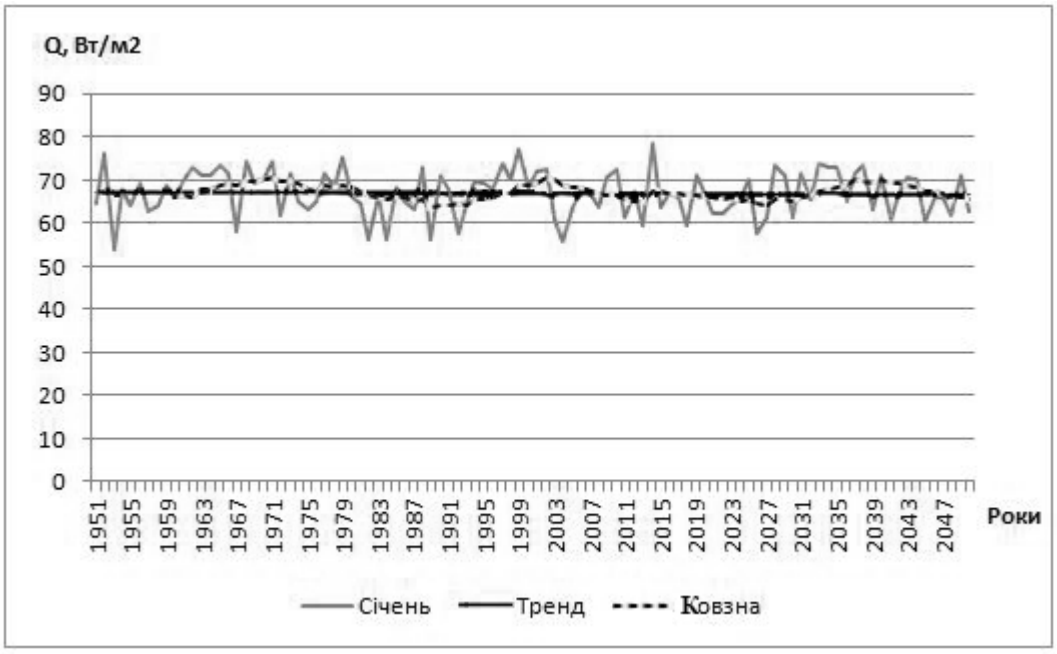


Рис. 3.13. Часовий розподіл середньої місячної сумарної радіації. Ізмаїл. Січень.1951-2050 рр.

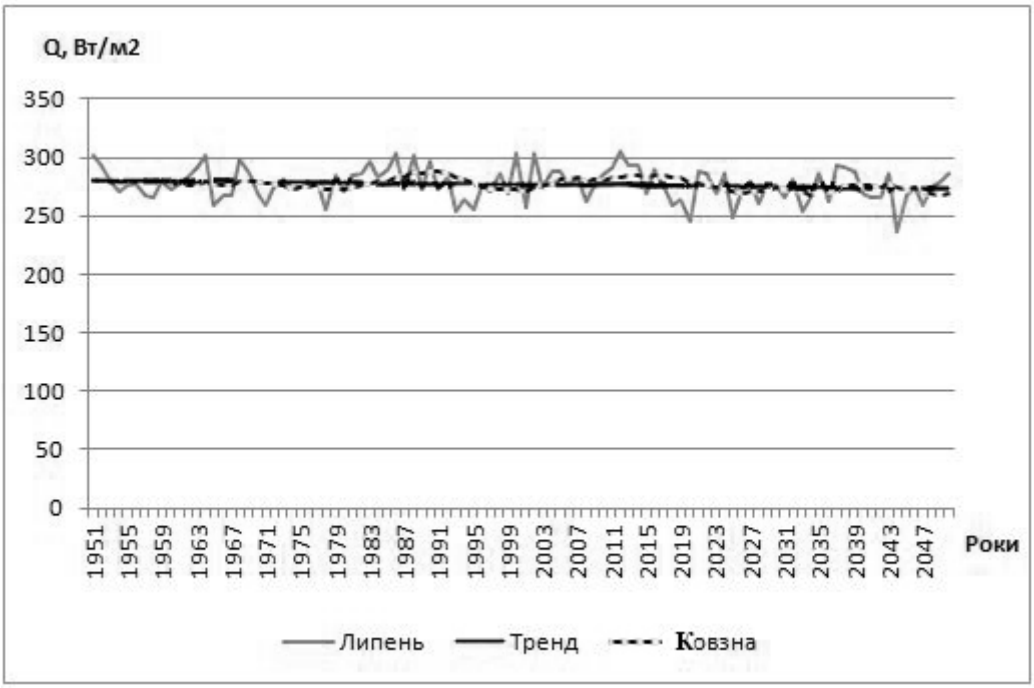


Рис. 3.14. Часовий розподіл середньої місячної сумарної радіації. Ізмаїл. Липень.1951-2050 рр.

Рис. 3.15. Часовий розподіл середньої місячної сумарної радіації. Ізмаїл.Квітень.1951-2050 рр.

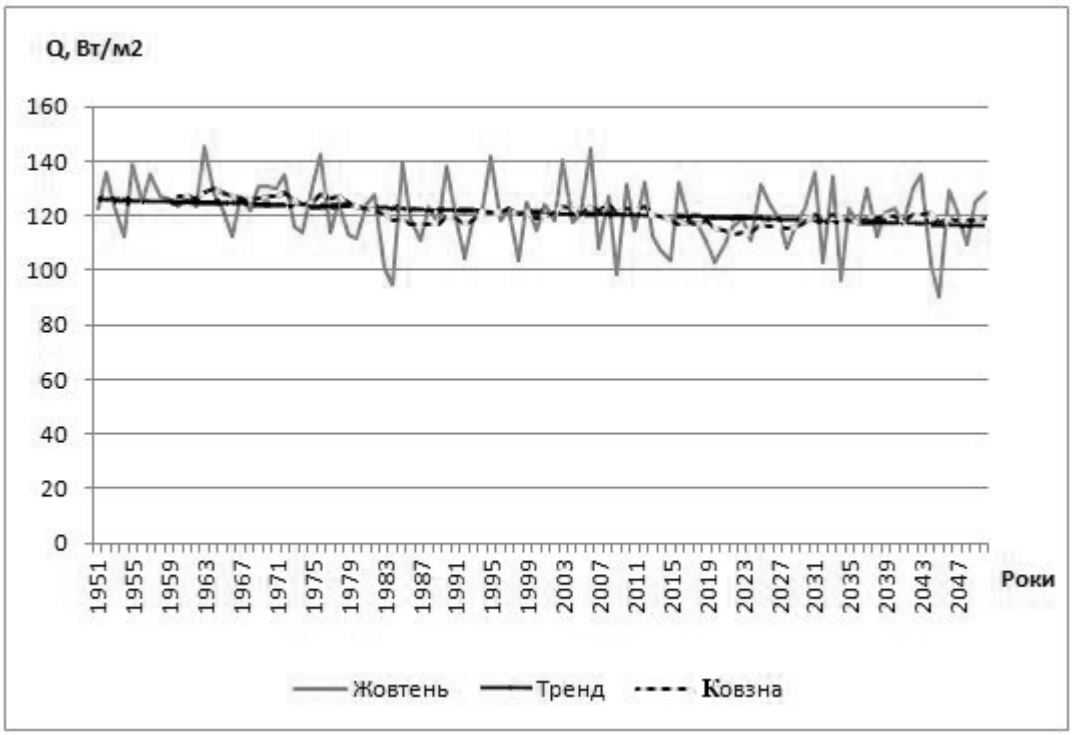


Рис. 3.16. Часовий розподіл середньої місячної сумарної радіації. Ізмаїл.Жовтень.1951-2050 рр.

Розбіжності, які мають місце в радіаційному режимі розглянутих періодів, проглядаються і в деяких додаткових показниках просторового розподілу сумарної радіації. Так, розкид між середніми за рік величинами сумарної радіації по окремих станціях України, хоча і не значно, але різниться (табл. 3.8).

Таблиця 3.8. Багаторічна середня за рік сумарна радіація та річна її амплітуда (Вт/м^2) за різні періоди усереднення

№ з/п	Станція	Середня за рік			Річна амплітуда		
		2011-2050	1986-2005	1951-2050	2011-2050	1986-2005	1951-2050
1	Щорс	129,6	133,1	131,4	196,6	194,3	197,1
2	Сарни	125,2	129,7	127,8	190,6	191,2	192,8
3	Суми	135,2	131,2	137,2	198,9	198,3	199,0
4	Броди	133,3	137,0	135,9	192,7	193,3	195,0
5	Житомир	132,6	137,5	135,2	191,2	188,1	191,0
6	Харків	144,4	148,3	146,3	205,9	206,7	207,3
7	Тернопіль	136,0	139,7	138,3	188,2	187,2	189,3
8	Миронівка	140,1	144,4	142,4	196,4	192,4	199,5
9	Полтава	145,7	148,7	147,3	209,3	207,3	209,9
10	Вінниця	141,0	144,8	143,3	193,4	190,8	194,7
11	Губиниха	153,3	156,0	154,5	214,4	216,8	216,6
12	Ужгород	152,5	155,2	153,9	226,4	220,0	224,4
13	Луганськ	158,4	161,2	160,2	223,0	218,6	224,5
14	Умань	149,0	152,4	150,7	204,0	201,1	224,5
15	Кіровоград	151,7	155,1	153,4	208,7	206,1	210,0
16	Чернівці	153,4	149,2	148,1	187,1	193,2	188,4
17	Донецьк	156,7	159,0	157,8	221,1	217,8	217,5
18	Миколаїв	164,4	167,6	165,9	223,7	226,1	225,2
19	Мелітополь	166,9	169,1	167,9	230,8	232,1	229,9
20	Джанкой	170,6	172,4	171,5	236,2	234,5	233,5
21	Сарата	166,8	169,2	168,3	217,6	217,0	217,2
22	Ізмаїл	170,7	173,1	172,2	219,0	222,9	221,1
Різниця (max-min)		**45,5**	**43,4**	**44,4**	**49,1**	**41,3**	**45,1**

В *основний* період, який характеризується підвищеним фоном сонячної радіації, перепад між ними найменший і становть 43,4 Вт/м^2. В *період дослідження*, для якого характерним є зменшення сумарної радіації, цей перепад підвищується до 45.5 Вт/м^2.

Звертає увагу і той факт, що розбіжності між найбільшими (на півдні) і найменшими (на півночі) амплітудами у річному ході з часом також змінюються: за сторіччя (1951-2050 рр.) – це 45,1 Вт/м^2, у період підвищених значень сумарної радіації (1986-2005 рр.) вони знизилися до 41,3 Вт/м^2 , а в період з 2011 по 2050 рр., коли накреслюється зменшення сумарної радіації, знову можуть підвищитися до 49,1 Вт/м^2 (табл. 3.8). Тобто складається враження, що в період загального зменшення сумарної радіації розбіжності між її значеннями протягом року (річна амплітуда) можуть посилюватися.

Для з`ясування причин змін у режимі сонячної радіації на території України у першій половині XXI ст. і визначення ролі хмарності в їх формуванні, аналогічним чином було проаналізовано часові зміни у режимі хмарності. Встановлено, що у першій половині XXI ст. переважає, особливо в тепле півріччя, збільшення хмарності (табл. 3.9**).**

Природно, що зв'язок між сумарною радіацією, яка надходить до підстильної поверхні, і хмарністю існує. Вона має більш складний, ніж лінійний, характер, якщо розглядати ряди конкретних величин сумарної радіації і бала хмарності. І в цьому випадку використовувати коефіцієнт кореляції як кількісний показник ступеня залежності між ними не коректно. Тому для оцінки ролі фактора хмарності були сформовані ряди різниць в значеннях сумарної радіації і різниць в значеннях хмарності, розрахованих за окремі відрізки часу, а саме, за періоди 2011- 2050 та 1986-2005 рр. Припускаючи наявність лінійної залежності в рядах цих різниць було розраховано коефіцієнт кореляції як показник наявності зв’язку між змінами в режимі сонячної радіації і режимі хмарності.

Ряди, які будувались, складались за даними 22 станцій з 12 місячних значень різниць, що дало можливість встановити характер залежності в цих змінах протягом року. Крім того були сформовані ряди різниць за кожен місяць також за даними 22 станцій, що дозволило проаналізувати просторову залежність між цими змінами

Надані в табл. 3.10 значення коефіцієнта кореляції свідчать, що зміни, які можливі в режимі сонячної радіації на кожній станції протягом року, добре корелюються зі змінами в режимі хмарності на ній: крім ст. Сарни і Луганськ, коефіцієнт кореляції більший за 0,50, а по більшості станцій він перевищував 0,7.

У кожному ж місяці року ці зв’язки у просторовому розгляді не однозначні: досить високі вони в тепле півріччя і зовсім не простежуються наприкінці зими і початку весни, де коефіцієнт кореляції набуває навіть додатного значення (табл. 3.11).

Таблиця 3.9. Різниця (Δ 2) між багаторічними середніми місячними значеннями хмарності (у частках одиниці) за різні періоди усереднення (2011 – 2050 та 1986-2005 рр.), сценарій *A2*

№ з/п	Станції	Місяці											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	Щорс	0,01	-0,04	0,02	0,02	0,05	-0,02	0,01	-0,02	0,01	0,02	0	0,01
2	Сарни	0	-0,04	-0,04	0,02	0,03	0	0,03	-0,01	0,03	0,02	-0,01	0,02
3	Суми	0,02	-0,06	0,01	0,02	0,05	-0,01	0	-0,02	0,01	0,02	0,01	0
4	Броди	-0,01	-0,06	0,03	0,02	0,03	-0,01	0,04	0,01	0,01	0	-0,02	0,02
5	Житомир	-0,01	-0,05	0,03	0	0,03	-0,01	0,03	0	0,02	0,01	-0,01	0,01
6	Харків	0,03	-0,06	0,01	0	0,02	0,02	-0,01	0	0	-0,01	-0,01	-0,01
7	Тернопіль	0	-0,06	0,02	0,01	0,04	-0,01	0,03	0,01	0,01	-0,01	-0,02	0,01
8	Миронівка	0	-0,06	0,02	0	0,02	0	0,03	-0,01	0,01	-0,01	-0,01	0
9	Полтава	0,02	-0,07	0,02	0,02	0,03	-0,01	-0,01	0	0	0,01	-0,01	-0,01
10	Вінниця	-0,01	-0,05	0,03	0,01	0,03	-0,01	0,02	0,01	0,01	-0,01	-0,01	0,01
11	Губиниха	0,01	-0,08	0,02	0,01	0	0,01	-0,02	-0,01	0	0,01	-0,02	0
12	Ужгород	0,01	0,02	0	0,03	0,03	-0,03	0,03	-0,01	0,01	0	0,02	0,01
13	Луганськ	0,01	-0,07	0,01	-0,03	0,02	0	-0,03	0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02
14	Умань	0	-0,06	0,01	0	0,01	0	0,01	0	0,01	-0,01	-0,01	0
15	Кіровоград	0,01	-0,06	0,01	0,02	0,01	0,01	0	0	0,02	0	-0,07	0
16	Чернівці	-0,02	-0,05	0,02	0,02	0,02	-0,01	0,03	-0,01	0	-0,02	-0,02	-0,01
17	Донецьк	0,01	-0,09	0,01	0	0,01	0,02	-0,03	0	0	0,01	-0,02	-0,01
18	Миколаїв	-0,01	-0,05	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0	0,01	-0,01	-0,02	-0,01
19	Мелітополь	-0,01	-0,07	0,03	0,02	0,01	0,02	0	0	0,01	0,01	-0,01	-0,01
20	Джанкой	-0,03	-0,06	0,03	0,03	-0,01	0,02	-0,02	-0,01	0,02	-0,01	-0,02	-0,02
21	Сарата	-0,01	-0,03	0,01	0,04	0,01	0,02	0	-0,01	0,01	-0,02	0	0,01
22	Ізмаїл	-0,02	-0,04	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	-0,02	0	-0,02	-0,01	-0,02

Таблиця 3.10. Значення коефіцієнта кореляції між різностями сумарної радіації і різницями хмарності по станціях України у річному розрізі (періоди 2011-2050 рр. та 1986-2005 рр.)

Станції					
1.Щорс	2.Сарни	3.Суми	4.Броди	5.Житомир	6.Харків
-0,84	-0,27	-0,74	-0,77	-0,73	-0,53
Станції					
7.Тергнопіль	8.Миронівка	9.Полтава	10.Вінниця	11.Губиниха	12.Ужгород
-0,81	-0,62	-0,68	-0,66	-0,82	-0,60
Станції					
13.Луганськ	14.Умань	15.Кіровоград	16.Чернівці	17.Донецьк	18.Миколаїв
-0,42	-0,59	-0,64	-0,87	-0,70	-0,50
Станції					
19.Мелітополь	20.Джанкой	21.Сарата	22.Ізмаїл		
-0,75	-0,70	-0,93	-0,85		

Таблиця 3.11. Значення коефіцієнтів просторової кореляції між різницями сумарної радіації і різницями хмарності за періоди 2011-2050 рр. та 1986-2005 рр. по місяцях

М і с я ц ь											
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
-0.58	0.30	0.16	0.17	-0.90	-0.92	-0.94	-0.33	-0.69	-0.58	-0.22	-0.67

Тобто, на наш погляд, існує помітний вплив на можливі зміни режиму сонячної радіації тих перебудов, які передбачаються в режимі хмарності. А якщо розглядати хмарність як показник інтенсивності циркуляційних процесів, то можна зробити висновок, що саме зміни циркуляційних умов можуть призвести до змін у надходженні сонячної радіації до підстильної поверхні.

Дійсно, кліматична система включає в себе низку прямих і обернених зв'язків, які змінюють реакцію системи на зовнішній вплив. Щодо хмарності, то тут можна відзначити про двояку її роль: збільшення хмарності, з одного боку, зменшує надходження сонячної енергії до підстильної поверхні, що може сприяти похолоданню; з іншого боку, її збільшення підсилює парниковий ефект атмосфери і тим самим сприяє потеплінню за рахунок зменшення втрати тепла земною поверхнею. Значна невизначеність величини цих зв'язків ускладнює оцінку ролі саме хмарності.

3.2.3. Просторово-часовий розподіл сумарної сонячної радіації на території України у першій половині XXI ст.

Просторовий розподіл сумарної радіації. Загально відомо, що крайнє південне положення території України зумовлює значний природний енергетичний потенціал нашої країни: в середньому за рік надходження сумарної радіації тут становить 4200-5020 МДж/м^2. Питання в тому, чи збережеться цей потенціал в майбутньому і які зміни в радіаційних умовах слід очікувати. Для відповіді на ці запитання розглянуто динаміку змін у режимі сонячної радіації протягом сторіччя і з`ясовано, що поступове зменшення у надходженні сумарної радіації до підстильної поверхні почалось ще у вісімидесятих - дев`яностих роках минулого століття і продовження цієї тенденції може зберігатися у першій половині нового століття. Нижче наведено результати аналізу просторово-часового розподілу сумарної радіації на території України до 50-х років XXI ст. за її середніми місячними величинами, визначеними на основі даних за сценарієм *A2*-C4I.

Зазначимо, що із заходу на схід Україна займає майже 20^o за довготою. Незначна територіальна протяжність за широтою, яка складає приблизно 6^o, припускає досить стабільний розподіл сонячної енергії по території. Але помітні розбіжності в режимі хмарності на півдні і півночі України, зумовлені своєрідними циркуляційними умовами влітку і взимку, визначили і деякі розбіжності в характері її розподілу як по території, так і протягом року.

Уявлення про просторовий і часовий (протягом року) розподіл сумарної радіації на території країни, який слід очікувати у першій половині XXI сторіччя за сценарієм *A2*-C4I, надають дані табл.3.12 (А.3). Схематично наведені в ній ізоплети наочно свідчать про більш стабільний розподіл сумарної радіації по території в проміжок часу між днями осіннього і весняного рівнодення, тобто в холодну половину року: розбіжність в її значеннях між південними і північними станціями складає 20Вт/м^2 – 40 Вт/м^2 (відповідно у зимові місяці і місяці перехідних сезонів). Так, у січні різниця між середніми місячними її значеннями на півночі і півдні складає 28,3 Вт/м^2 і майже стільки у грудні 28,7 Вт/м^2. В тепле півріччя ця розбіжність майже вдвічі більша і дорівнює 60-80 Вт/м^2: в червні вона перевищує 62 Вт/м^2, а в липні сягає 82,2 Вт/м^2.

Співставлення просторового розподілу сумарної радіації з просторовим розподілом хмарності у місяці рівнодень і сонцестоянь знову ж таки підкреслює думку про вирішальну роль хмарності, тобто циркуляційного фактора, не тільки у часових змінах радіаційного режиму, але й у формуванні характеру просторового розподілу Q. (рис. 3.17–3.20).

Таблиця 3.12. Багаторічна (2011-2050 р.) середня місячна кількість сумарної радіації (Вт/м^2) **сценарій А2-С4І**

№ п/п	Станція	Місяці												Серед за рік	Річна амплі-туда
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	Щорс	39,7	74,2	133,5	189,5	224,7	224,8	210,2	184,8	136,0	78,5	41,1	28,2	129,6	196,6
2	Сарни	38,4	72,7	131,0	181,1	211,6	217,5	202,5	175,4	130,0	74,3	41,0	26,9	125,2	190,6
3	Суми	43,6	80,4	140,9	190,2	219,2	230,3	219,7	193,2	144,4	84,1	44,8	31,4	135,2	198,9
4	Броди	44,2	81,2	137,4	187,0	218,7	225,7	211,3	186,9	141,3	84,9	48,2	33,0	133,3	192,7
5	Житомир	44,2	80,2	138,0	188,7	214,0	224,5	212,5	182,3	141,5	84,3	48,0	32,8	132,6	191,2
6	Харків	48,1	85,6	147,7	196,7	230,2	241,7	228,2	208,8	156,9	92,9	50,5	35,8	144,4	205,9
7	Тернопіль	49,2	86,4	141,5	187,8	216,1	225,3	213,8	189,5	145,1	88,8	52,5	37,1	136,0	188,2
8	Миронівка	49,1	86,2	143,7	193,6	221,7	233,0	224,6	197,7	151,6	90,5	52,2	36,6	140,1	196,4
9	Полтава	48,7	86,1	148,4	197,8	232,2	245,9	238,5	209,5	158,0	94,9	52,3	36,6	145,7	209,3
10	Вінниця	50,3	87,4	145,1	195,4	222,4	231,4	225,6	198,1	151,8	92,1	54,2	38,0	141,0	193,4
11	Губиниха	51,0	89,8	153,0	204,4	241,8	253,6	251,3	223,2	168,7	102,2	57,1	39,9	153,3	214,4
12	Ужгород	49,8	88,5	149,6	202,7	245,1	264,3	249,2	220,1	164,5	102,4	55,4	37,9	152,5	226,4
13	Луганськ	55,9	96,5	159,4	207,1	245,9	262,7	265,7	228,9	173,8	105,9	58,4	42,7	158,4	223,0
14	Умань	53,5	91,0	150,3	201,7	232,8	245,0	241,2	211,4	163,4	98,5	58,1	41,0	149,0	204,0
15	Кіровоград	53,6	91,6	152,1	203,1	237,4	250,3	247,7	216,3	167,6	100,6	58,4	41,6	151,7	208,7
16	Чернівці	57,5	96,3	150,8	192,8	221,1	233,3	227,5	202,0	159,5	101,6	63,6	46,2	153,4	187,1
17	Донецьк	53,5	93,3	156,6	205,2	243,6	257,9	262,8	230,0	172,1	105,3	58,2	41,1	156,7	221,1
18	Миколаїв	58,0	97,6	161,7	214,4	254,1	269,0	270,4	237,8	183,7	112,7	66,4	47,1	164,4	223,7
19	Мелітополь	57,7	98,7	162,5	216,1	255,9	274,1	277,5	245,1	185,9	115,1	66,1	46,7	166,9	230,8
20	Джанкой	59,1	100,9	166,0	221,8	262,9	279,6	284,7	248,6	189,4	116,8	68,5	48,5	170,6	236,2
21	Сарата	64,4	103,4	164,4	215,6	252,8	265,3	269,8	238,1	186,1	116,4	71,5	52,2	166,8	217,6
22	Ізмаїл	66,7	106,1	166,4	220,0	258,4	273,9	274,6	243,0	189,5	117,9	75,1	55,6	170,7	219,0
Різниця (мах – мін)		**28,3**	**33,4**	**35,4**	**40,7**	**51,3**	**62,1**	**82,2**	**73,2**	**59,5**	**53,6**	**34,1**	**28,7**	145,5	53,9

60 100 160 200 220 240 260 260 240 220 200 160 100 60 40

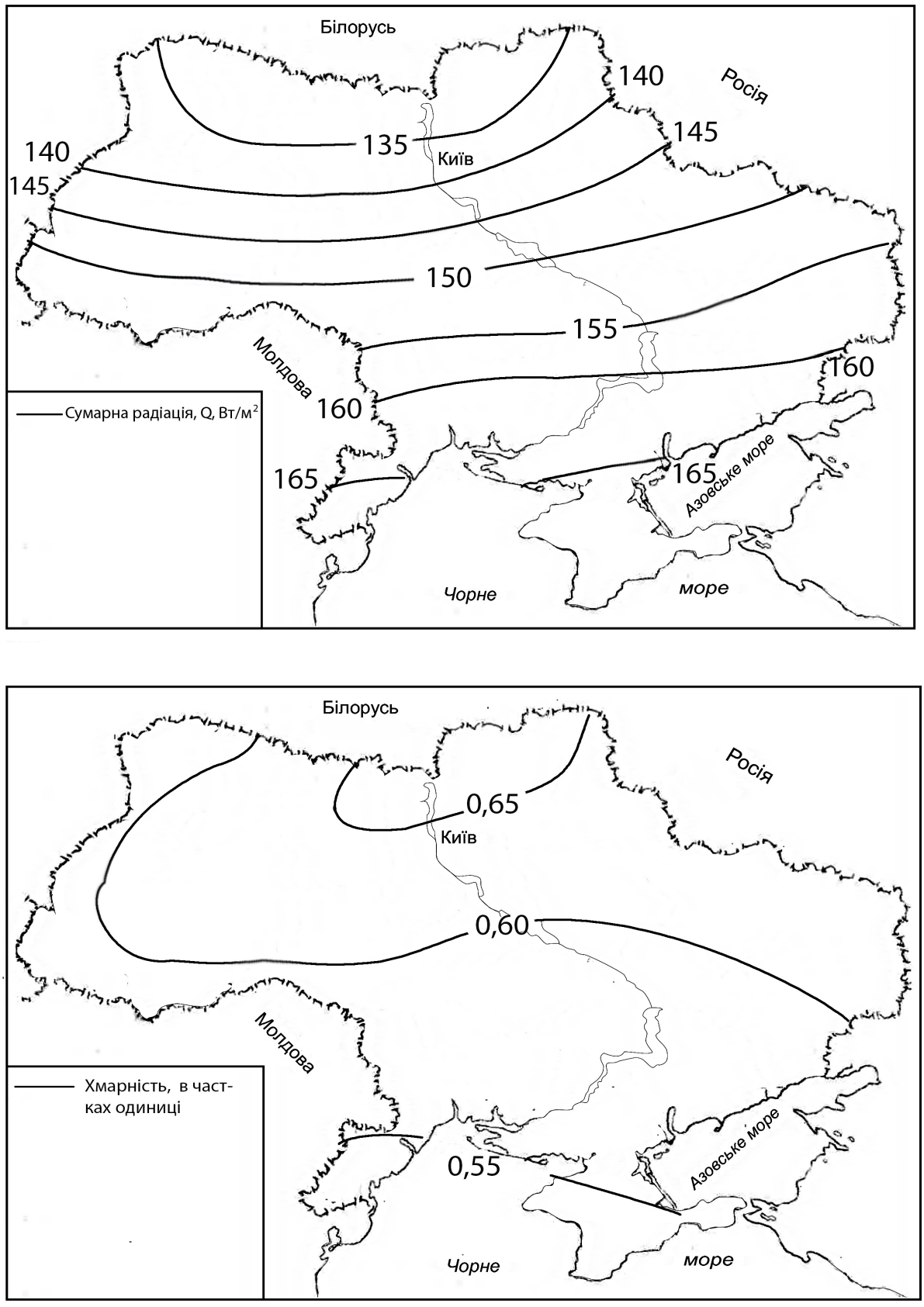


Рис. 3.17. Просторовий розподіл сумарної радіації, Вт/м^2 і хмарності, у частках одиниці. Березень

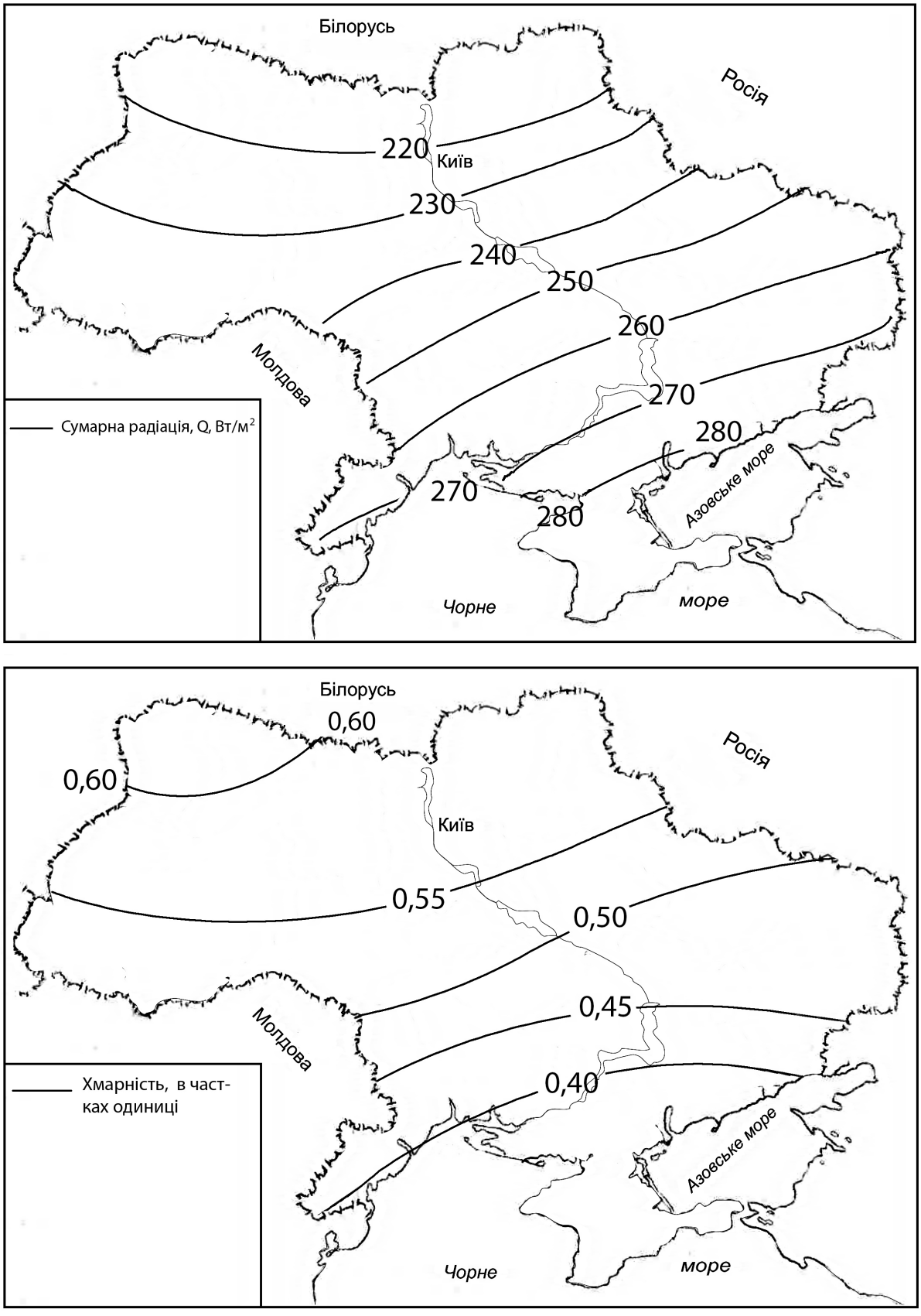


Рис. 3.18. Просторовий розподіл сумарної радіації, Вт/м^2 і хмарності, у частках одиниці. Червень

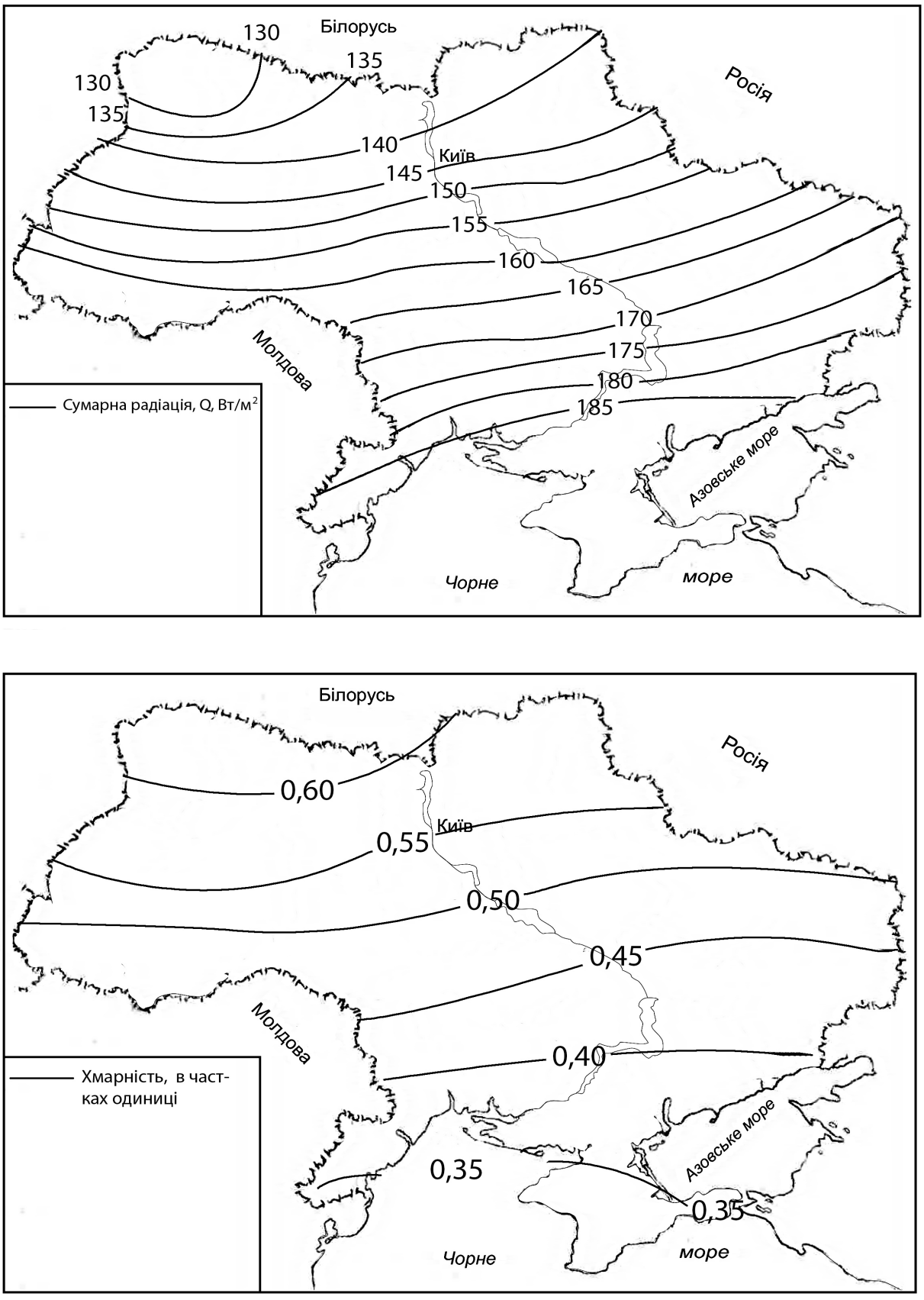


Рис. 3.19. Просторовий розподіл сумарної радіації, Вт/м2 і хмарності, у частках одиниці. Вересень

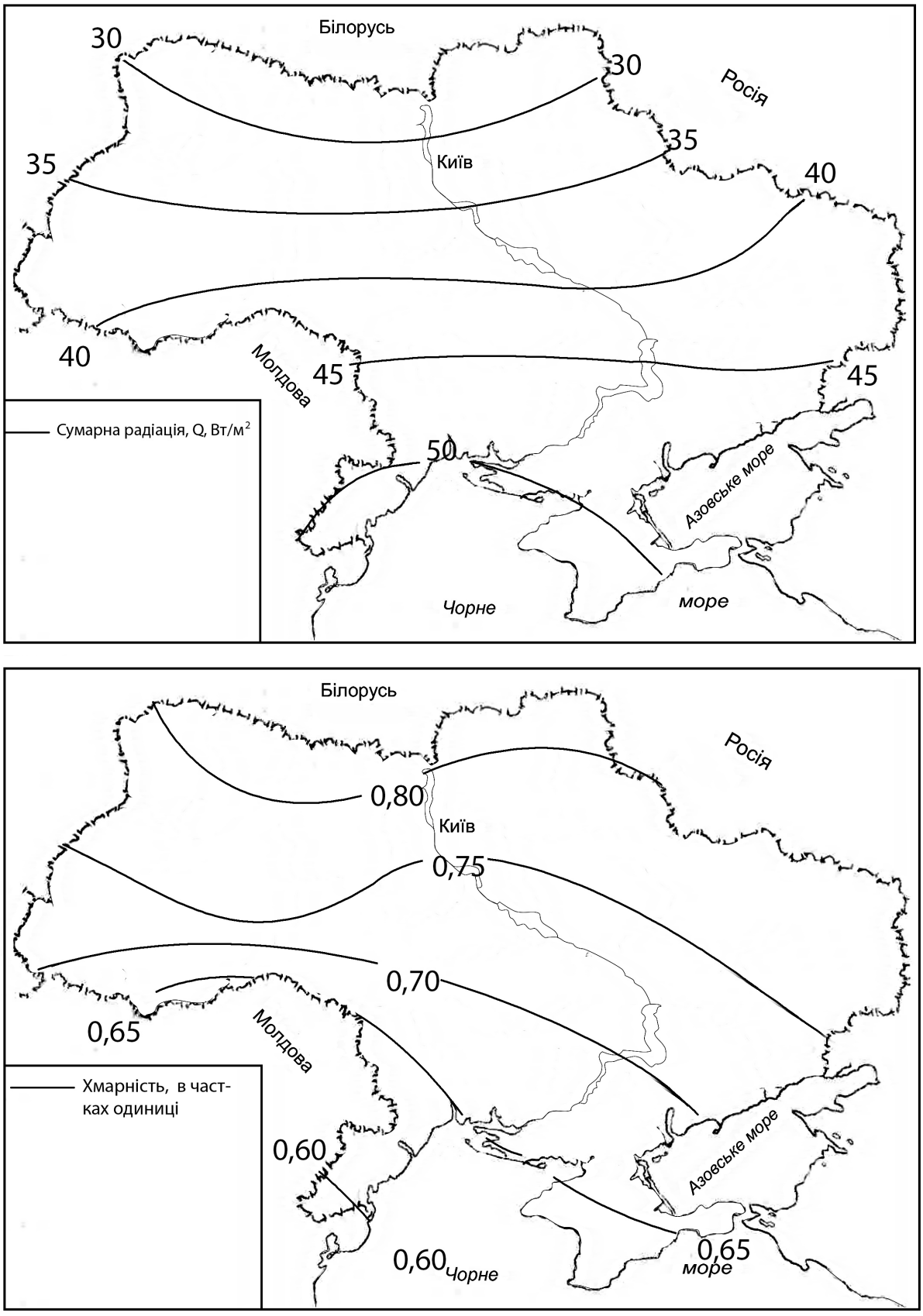


Рис. 3.20. Просторовий розподіл сумарної радіації, Вт/м2 і хмарності, у частках одиниці. Грудень

У річному ході в усіх регіонах України максимум і мінімум сумарної радіації, природно, припадає відповідно на місяці літнього і зимового сонцестоянь, що, перш за все, зумовлено астрономічними факторами. Перепад між мінімумом та максимумом сумарної радіації, визначає її річну амплітуду, яка також по території помітно різниться: вона зростає з півночі до півдня. Так, перепад між червневими і грудневими її значеннями на півночі становить 190-210 Вт/м^2, на півдні він сягає 220-236 Вт/м^2. Це також є, як згадувалося вище, результатом різних циркуляційних умов північних і південних регіонів взимку і влітку, а отже, і своєрідних умов хмарності в них: якщо взимку помітних розбіжностей в хмарності на півдні і півночі не спостерігається, то влітку переважання безхмарного стану неба в умовах антициклонічних режимів погоди на півдні сприяє збільшенню надходження сумарної радіації тут.

Часова мінливість сумарної радіації. Багаторічна середня сформованих часових рядів середніх місячних значень сумарної радіації, яку використано для розв'язання деяких питань у попередніх розділах, є результатом підсумування всіх її величин, діапазон змін яких може бути різним від року до року. І однією з обставин, що ускладнює використання сонячної радіації як джерела енергії для практичної мети, є саме її значна мінливість у часі (як протягом доби, року так і від року до року). Про це свідчать надані в табл**.** 3.13 максимальні і мінімальні значення середньої місячної величини сумарної радіації для окремих станцій (найпівнічнішої Суми і найпівденнішої Ізмаїл) і за різні відрізки часу. Різницю між ними можна використати як показник мінливості величин вихідного ряду. Але, як бачимо, він значною мірою залежить від обсягу вибірки. Тому як кількісний показник часових змін, який не має цього недоліку, використовують середній квадратичний відхил σ_x і коефіцієнт мінливості (або варіації) *Cv*. Останній розраховується для виключення впливу середнього значення ряду. Ці характеристики розраховані за даними періоду 2011-2050 рр.

Отримані значення коефіцієнта мінливості підтверджують вже відомий факт, що більш сталий режим сумарної радіації на території України утворюється в теплу пору року, що визначено більшою стабільністю циркуляційних умов, а це, в свою чергу, зумовлює меншу мінливість хмарності: з півночі до півдня коефіцієнт змінюється в межах 0,06-0,12.

Більш мінливі радіаційні умови в холодну пору року, коли з півдня до півночі коефіцієнт мінливості збільшується від 0,08 до 0,19. Протягом року в окремих районах України режим сумарної радіації теж різний: на півдні країни від липня до січня коефіцієнт мінливості змінюється в межах 0,06 - 0,09, а на півночі – від 0,09 до 0,19.

Співставлення значень *Cv*, розрахованих за сценарними даними, з тими, що отримані за реальними даними спостережень і наведеніх в [22], виявило значну розбіжність між ними: сценарні *Cv* майже вдвічі нижчі від реальних.

Таблиця 3.13. Характеристики часової мінливості сумарної радіації (ст. Суми і ст.. Ізмаїл)

Місяць	Період (роки)	Суми		Ізмаїл	
		Межі сумарної радіації, (Вт/м^2)	Різниця, (Вт/м^2)	Межі сумарної радіації, (Вт/м^2)	Різниця, (Вт/м^2)
Січень	1986-2005	36,4 - 56,4	20,0	55,8 - 77,0	21,2
	2011-2050	29,4 - 58,5	29,1	57,7 - 78,7	21,0
	1951-2050	29,4 - 58,5	29,1	53,7 - 78,7	25,0
Лютий	1986-2005	62,6 - 98,5	35,9	83,9 -119,3	35,4
	2011-2050	62,4 -103,8	41,4	80,6 -116,8	36,2
	1951-2050	61,4 -103,8	42,4	80,6 -119,3	38,7
Березень	1986-2005	123,3 -173,0	49,7	136,0 -186,6	50,6
	2011-2050	106,0 -167,2	61,2	131,8 -189,6	57,8
	1951-2050	106,0 -176,0	70,0	136,0 -189,6	53,6
Квітень	1986-2005	166,1 -220,0	53,9	187,5 -250,0	62,5
	2011-2050	153,0 -239,3	86,3	178,3 -248,5	70,2
	1951-2050	141,1 -239,3	98,2	178,3 -258,7	80,4
Травень	1986-2005	206,3 -261,4	55,1	227,2 -292,0	64,8
	2011-2050	177,3 -251,0	73,7	222,6 -290,5	67,9
	1951-2050	172,7 -278,3	105,6	222,6 -295,2	72,6
Червень	1986-2005	167,8 -267,1	99,3	231,6 -298,4	66,8
	2011-2050	186,4 -294,2	107,8	232,5 -311,5	79,0
	1951-2050	167,8 -300,6	132,8	231,6 -319,7	88,1
Липень	1986-2005	190,0 -271,5	81,5	253,8 -303,9	50,1
	2011-2050	177,2 -258,9	81,7	237,5 -305,1	67,6
	1951-2050	174,6 -271,5	96,9	237,5 -305,1	67,6
Серпень	1986-2005	150,2 -246,8	96,6	217,5 -265,7	48,2
	2011-2050	135,4 -239,3	103,9	217,3 -264,2	46,9
	1951-2050	135,4 -246,8	111,4	206,1 -270,5	64,4
Вересень	1986-2005	123,5 -193,1	69,6	172,5 -211,5	39,0
	2011-2050	114,4 -188,6	74,2	151,4 -215,7	64,3
	1951-2050	107,1-193,1	86,0	141,4 -215,7	74,3
Жовтень	1986-2005	77,5-116,5	39,0	103,8 -141,5	37,7
	2011-2050	63,9 -108,1	44,2	90,8-136,2	45,4
	1951-2050	47,4-116,5	69,1	90,8- 145,3	54,5
Листопад	1986-2005	34,7- 55,3	20,6	63,5-87,7	24,2
	2011-2050	28,0- 56,4	28,4	55,5-86,2	30,7
	1951-2050	28,0 - 61,4	33,4	55,5-87,8	32,3
Грудень	1986-2005	23,5 - 42,3	18,8	45,7-63,8	18,1
	2011-2050	22,3 - 42,7	20,4	47,4-64,2	16,8
	1951-2050	21,1 - 45,2	24,1	44,3 -64,8	20,5

Оцінка статистичного розподілу середньої місячної сумарної радіації. Важливими оцінками статистичного розподілу випадкової величини є основні третій і четвертий моменти, які дозволяють розрахувати коефіцієнт асиметрії *As* і коефіцієнт ексцесу *E,* тобто визначити ступінь відмінності цього розподілу від нормального.

Як свідчать дані табл. 3.14, чіткої закономірності в характері статистичного розподілу середньої місячної сумарної радіації виявити складно. Але все ж слід відзначити, що для більшості місяців, особливо в теплу пору року, для статистичного розподілу визначним є лівостороння асиметрія (коефіцієнт асиметрії від`ємний). Величина *As* з півночі до півдня коливається в досить значних межах. При цьому статистичний розподіл, ближчий до симетричного, більш притаманний північним і центральним регіонам України (*As* не перевищує 0,50). З наближенням до півдня асиметричність розподілу, як правило, збільшується і коефіцієнт асиметрії перевищує 0,50.

Для трьох зимових місяців майже в усіх регіонах характерним є правостороння асиметрія, але для більшості станцій коефіцієнт асиметрії не перевищує 0,25-0,50, що свідчить про незначну або помірну скісність кривої розподілу.

Таке формування різних за розподілом рядів середньої місячної сумарної радіації також зумовлено особливостями циркуляційних умов різних регіонів України. Більш стабільні циркуляційні процеси на півночі (як влітку, так і взимку) сприяють більш – менш рівнозначній повторюваності ясного і похмурого стану неба, тому різноспрямовані відхилення величин сумарної радіації від її середнього стану майже однакові. Але наявність влітку від`ємного коефіцієнта *As* свідчить про те, що тут інколи в тривалих циклонічних умовах погоди значні відхилення величини сумарної радіації у бік зменшення хоч зрідка, але мають місце. А це призводить до формування лівосторонньої асиметрії розподілу і зниження багаторічної її величини у порівнянні з найбільш ймовірною.

У місяцях перехідних сезонів в північних регіонах коефіцієнт асиметрії додатни. Це пов’язано, на наш погляд, з тим, що в умовах перебудови циркуляційних умов із зимових на літні рідкісні, але тривалі періоди з антициклонічними умовами погоди, пов’язаними з поширенням дії Азорського антициклону, можуть зумовити незвичайно значне надходження сонячної радіації, що сприяє формуванню кривої розподілу з правосторонньою асиметрією. І завдяки цьому багаторічна величина середньої місячної сумарної радіації може бути завищена у порівнянні з найбільш ймовірними.

Таблиця 3.14. Значення коефіцієнта асиметрії *As* розподілу середньої місячної сумарної радіації (2011-2050 рр.)

№ з/п	Станції	М і с я ц і											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	Щорс	0,21	0,30	-0,92	0,32	0,36	0,50	0,15	0,19	0,31	0,15	-0,09	0,32
2	Сарни	0,28	-0,03	-0,72	0,37	-0,36	0,03	0,27	-0,09	0,23	0,42	-0,03	0,38
3	Суми	-0,09	0,45	-0,62	0,28	-0,50	0,46	0,12	-0,38	0,34	0,65	-0,32	0,25
4	Броди	0,12	0,06	-0,29	0,08	-0,50	-0,48	0,41	-0,14	0,21	0,50	0,04	0,48
5	Житомир	0,49	-0,38	-0,57	0,17	-0,33	-0,10	0,33	-0,47	0,56	0,05	-0,53	0,03
6	Харків	0,13	0,80	-0,06	0,05	-0,45	0,24	-0,25	-0,57	-0,06	-0,02	-0,61	0,27
7	Тернопіль	0,28	0,07	-0,17	-0,20	-0,46	-0,35	0,32	-0,18	0,21	0,60	-0,02	0,27
8	Миронівка	0,62	0,14	-0,58	-0,05	0,03	0,25	-0,36	-0,44	-0,12	-0,39	-0,52	0,16
9	Полтава	0,30	0,72	-0,69	0,27	0,16	0,16	-0,32	-0,50	-0,33	-0,27	-0,68	0,43
10	Вінниця	0,75	-0,70	-0,40	-0,07	-0,40	-0,40	-0,11	-0,59	0,02	0,20	-0,28	-0,45
11	Губиниха	0,31	0,73	-0,76	0,04	-0,57	-0,08	-0,21	-0,55	-0,13	-0,29	-0,48	0,27
12	Ужгород	0,17	-0,32	-0,23	0,16	-0,07	-0,25	0,21	-0,31	-0,17	-0,18	-0,33	0,37
13	Луганськ	0,07	0,57	0,33	-0,77	-0,44	-0,58	-0,51	-0,47	-0,13	-0,05	-0,33	0,21
14	Умань	0,74	-0,43	-0,54	-0,11	-0,16	-0,47	-0,33	-0,59	-0,38	-0,35	-0,25	0,09
15	Кіровоград	0,45	0,26	-0,72	0,07	-0,25	-0,05	-0,25	-0,60	-0,79	-0,59	-0,52	0,52
16	Чернівці	0,65	-0,11	0,18	-0,61	-0,12	-0,30	0,19	-0,60	-0,30	-0,16	0,07	-0,39
17	Донецьк	0,05	0,54	-0,20	-0,52	-0,47	-0,48	-0,38	-0,62	-0,32	-0,11	0,01	0,13
18	Миколаїв	0,34	-0,27	-0,12	-0,02	-0,54	-0,45	-0,38	-0,40	-0,55	-0,17	-0,40	0,24
19	Мелітополь	0,27	0,45	-0,52	-0,26	-0,35	-0,43	-0,26	-0,80	-0,45	-0,80	-0,29	-0,08
20	Джанкой	0,62	-0,12	-0,79	-0,23	-0,32	-0,48	-0,40	-0,98	-1,08	-0,58	-0,22	-0,31
21	Сарата	0,15	-0,71	-0,49	-0,59	-0,71	0,17	-0,34	-1,10	-0,80	-0,35	-0,34	-0,62
22	Ізмаїл	0,19	-1,21	-0,56	-0,50	-0,43	-0,10	-0,37	-1,03	-0,81	-0,34	-0,47	-0,53

У зимові місяці не можна виключати ролі як Сибірського, так і Азорського антициклонів у формуванні поля підвищеного тиску над територією України. Це, в свою чергу, може призвести до значних, у порівнянні і звичайними, надходжень сонячної радіації і формування статистичного розподілу сумарної радіації також з правосторонньою асиметрією.

У коефіцієнті ексцесу переважають від`ємні його значення, тобто крива розподілу більш сплющена у порівнянні з нормальним розподілом. За величиною він менший влітку і більший взимку (табл.3.15).

3.2.4. Особливості змін радіаційного режиму в першій половині XXI сторіччя

Прогнозована тенденція зменшення сумарної радіації у першій половині XXI ст. почала формуватись, як згадувалося вище, ще наприкінці XX ст.: на обраних станціях, які розташовані в різних кліматичних зонах України, в усіх місяцях року спостерігається від′ємна різниця між багаторічними даними періоду дослідження і основним періодом. За сценарними даними ця тенденція, уповільнившись продовжує зберігатися і протягом усього періоду дослідження (2011-2050 рр.). Для визначення особливостей змін сумарної радіації саме у першій половині XXI ст. цей період довільно було розбито на два двадцятиріччя, які складають 2011–2030 і 2031–2050 роки.

За величинами сумарної радіації окремих двадцятиріч період до середини XXI сторіччя не слід вважати однорідним. Про це свідчать дані табл.3.16, які представляють собою різницю між багаторічними середніми місячними значеннями кожного двадцятиріччя: для значної частини території України, окрім її південних регіонів, помітною може бути тенденція подальшого зменшення сумарної радіації з 2011 до 2050рр.

І тільки в південних районах, особливо у перехідні сезони, чітко простежується протилежна тенденція: передбачається збільшення у надходженні сумарної радіації. Трохи збентежує отриманий висновок про протилежний напрям можливих зміни величини сумарної радіації у поряд розташованих місяцях року: якщо для липня і серпня має місце напрям у бік зменшення сумарної радіації, то вересень дає її збільшення по всій території України (табл.3.16).

Таблиця 3.15. Значення коефіцієнта ексцесу *E* розподілу середньої місячної сумарної радіації (2011-2050 рр.)

№ з/п	Станції	Місяці											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	Щорс	-0,57	-0,45	0,21	-0,68	-0,63	0,62	-0,52	-0,50	0,51	-0,36	-0,33	-0,86
2	Сарни	-0,75	0,92	0,13	0,10	0,34	-0,63	-0,45	-0,07	-0,27	0,59	-0,46	-0,46
3	Суми	-0,61	-0,49	-0,22	-0,70	0,02	0,50	-0,93	-0,15	0,29	0,12	-0,07	-1,15
4	Броди	-0,72	0,37	-0,77	0,25	1,09	-0,35	-0,69	-0,24	-0,15	0,54	-0,21	-0,43
5	Житомир	-0,38	1,36	-0,16	0,45	0,95	-0,70	0,06	0,36	0,83	-0,05	-0,25	-0,67
6	Харків	-0,74	-0,13	-0,81	-0,65	-0,35	-0,28	-0,24	-0,39	0,22	-0,08	0,03	-0,87
7	Тернопіль	-0,52	0,04	-0,78	0,90	1,30	-0,47	-0,51	-0,36	0,24	0,97	0,41	-0,48
8	Миронівка	0,22	0,33	0,38	0,95	-0,34	-0,05	-0,33	0,10	0,18	-0,42	-0,31	-0,96
9	Полтава	-0,51	0,36	0,59	-0,38	-0,49	0,20	-0,06	-0,38	0,59	-0,30	-0,16	-1,03
10	Вінниця	0,58	2,82	-0,15	0,58	2,20	-0,52	0,16	0,38	-0,01	-0,03	-0,33	-0,18
11	Губиниха	-0,64	0,27	1,02	0,08	-0,50	-0,26	-0,26	-0,36	0,05	-0,01	-0,46	-1,22
12	Ужгород	-0,16	0,32	-0,57	-0,50	-0,67	-0,31	-0,26	-0,33	-0,29	0,64	-0,37	-0,88
13	Луганськ	-0,45	-0,06	-0,74	0,67	-0,42	0,39	-0,53	-0,34	-0,81	-0,79	0,21	-1,22
14	Умань	0,05	1,74	0,07	0,51	0,2	0,34	0,1	0,23	-0,05	-0,50	-0,27	-0,76
15	Кіровоград	-0,50	1,11	0,04	0,59	-0,58	-0,03	0,47	0,54	1,00	-0,47	0,38	-0,80
16	Чернівці	0,74	0,25	-0,44	2,41	-0,67	-0,71	-0,67	0,40	-0,24	0,87	0,57	0,29
17	Донецьк	-0,97	0,34	0,13	0,34	-0,78	-0,15	-0,62	-0,19	-0,16	-0,01	0,27	-1,17
18	Миколаїв	-0,23	1,17	-0,03	0,24	-0,21	-0,15	-0,08	-0,23	0,06	-1,28	-0,33	-0,56
19	Мелітополь	0,13	0,37	0,62	-0,07	-0,83	-0,40	-0,48	1,17	0,56	0,27	-0,48	-0,99
20	Джанкой	1,11	-0,18	0,56	-0,43	-0,35	-0,20	-0,36	1,41	2,14	0,44	0,69	-0,21
21	Сарата	0,77	1,04	1,29	0,64	-0,16	-0,78	-0,36	1,50	0,31	-0,40	0,03	0,06
22	Ізмаїл	-0,88	0,85	0,76	0,46	-0,55	-0,16	-0,17	0,91	0,72	-0,39	0,78	-0,02

Таблиця 3.16. Різниця (Δ 4) між багаторічними величинами середньої місячної сумарної радіації (Вт/м^2) за різні періоди усереднення (2031 – 2050 та 2011-2030 рр.) . Сценарій *А2*.

№ з/п	Станції	М і с я ц і											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	Щорс	-4,1	-5,4	-6,8	-0,3	0,1	4,9	-8,6	-11,7	1,0	-3,0	0,0	0,4
2	Сарни	-4,2	-6,9	-3,5	1,3	2,7	-0,3	-8,1	-9,1	3,5	-3,7	-0,6	-0,7
3	Суми	-3,3	-5,0	-6,4	-0,3	2,3	6,1	-1,1	-16,4	2,0	-3,7	0,8	-0,9
4	Броди	-1,8	-5,3	2,0	0,8	1,5	-1,5	-8,6	-7,0	6,9	-2,8	91,0	-0,9
5	Житомир	-1,5	-4,8	-1,9	0,2	-1,1	1,9	-6,4	3,1	4,0	-2,1	-1,4	-1,3
6	Харків	-3,2	-3,1	-6,4	-1,6	1,3	4,9	-1,0	-11,2	3,3	-4,5	0,1	-1,9
7	Тернопіль	-1,3	-6,1	3,0	1,8	-2,1	-0,4	-9,3	-5,2	7,2	-1,3	-1,6	1,8
8	Миронівка	-1,5	-5,7	-4,6	-2,8	3,3	4,2	-2,2	-6,7	2,9	-3,4	-0,7	0,5
9	Полтава	-3,0	-4,8	-4,0	-2,9	3,2	1,5	1,1	-10,5	4,5	-3,1	-0,2	-0,7
10	Вінниця	-0,2	-5,2	0,3	-2,5	-0,7	3,0	-4,1	-6,7	4,9	-1,2	-1,4	-0,6
11	Губиниха	-1,7	-3,2	-1,5	-1,5	3,6	-0,8	-4,2	-7,9	2,8	-0,8	-0,4	0,0
12	Ужгород	-1,8	-1,1	3,6	2,6	5,8	-7,2	-10,3	-4,0	8,8	1,7	0,3	-0,1
13	Луганськ	-3,3	-3,9	-4,1	8,4	2,4	2,5	-4,1	-2,2	-1,7	-2,8	-1,4	-1,8
14	Умань	-0,5	-4,3	-0,6	-2,4	1,5	2,0	-3,2	-0,5	4,0	-0,5	-0,8	1,0
15	Кіровоград	0,0	-4,5	-5,1	-3,9	3,5	0,5	-5,5	-6,0	4,4	-0,6	-0,8	0,5
16	Чернівці	0,6	-5,7	3,0	4,0	-3,2	-4,4	-9,2	2,4	10,1	-0,9	-2,3	-0,8
17	Донецьк	-2,2	-1,2	-0,7	3,4	3,8	3,6	-2,5	-4,6	1,1	-1,7	-0,3	-1,8
18	Миколаїв	1,4	-3,0	-0,1	1,3	-13,6	3,2	-2,1	0,5	2,8	3,2	-1,1	2,3
19	Мелітополь	-07	-2,4	0,9	5,9	2,1	-0,8	-4,6	0,9	0,5	3,7	-0,8	2,0
20	Джанкой	1,3	-3,1	2,0	7,1	0,9	4,5	-1,2	4,6	2,3	4,1	-0,1	1,6
21	Сарата	2,3	-3,7	4,0	4,4	1,7	2,0	2,7	9,1	5,6	2,9	-1,5	1,0
22	Ізмаїл	2,4	-3,6	3,9	4,1	1,0	2,1	-3,4	7,5	6,6	2,7	-0,8	-0,5

Інтенсивність і просторовий характер цих змін в окремі місяці не однакові. Так, найбільш помітне зменшення кількості сумарної радіації, що надходить до підстильної поверхні, може відбуватися у місяці теплого періоду року, коли різниця між наведеними даними за окремі двадцятиріччя може перевищувати 6-10 Вт/м^2; у січні вона менш помітна і складає 2-4 Вт/м^2.

Більш наглядно про характер змін у режимі сонячної радіації свідчать карти просторового розподілу цих різниць у центральні місяці сезонів (рис.3.21, 3.22). Схожі зміни спостерігаємо у центральні місяці осінньо-зимового сезонів: майже на всій території України відбувається зменшення сумарної радіації. І тільки у південному напрямку має місце зворотний характер цих змін: відбувається збільшення сумарної радіації, у *січні* – це до південного заходу, а у *жовтні* – до південного сходу, де межа між різноспрямованими змінами Q проходить майже по північній межі Південного Степу. Схожі між собою зміни у центральні місяці весняно – літнього сезонів. Вони більш помітні ніж у осінньо-зимовий період і охоплюють майже всю територію країни. Але є і відмінності: у липні зменшення сумарної радіації у центральних і південних регіонах відбуваються повільніще, ніж на її західних і північних окраїнах.

У квітні в західних і південних регіонах може відбуватися навіть збільшення сумарної радіації Q.

Встановлено, що і характер просторового розподілу сумарної радіації в кожному з двадцятиріч не однаковий (табл. 3.17). Так, у першому з них просторові розбіжності трохи згладжені: різниця між величинами сумарної радіації з півночі до півдня у порівнянні з усім сорокарічним періодом в усі місяці року зменшилась. У протилежність цьому в друге двадцятиріччя майже в усі місяці року маємо посилення розбіжностей у радіаційних умовах між північними і південними регіонами.

Таким чином, зміни (згідно сценарних даних), можливі в режимі сонячної радіації на території України до 2050 року, можуть відбуватися у напрямку поступового зменшення надходження сумарної сонячної радіації до підстильної поверхні. Слід очікувати, що цей процес буде відбуватись з більшою швидкістю в період з кінця ХХ ст. до тридцятих років ХХІ ст. У подальшому, до п’ятдесятих років він буде зберігатися, але уповільниться. Вказані перебудови можуть зумовлюватись збільшенням хмарності, що, в свою чергу, відбиває перебудови, можливі в циркуляційних процесах.

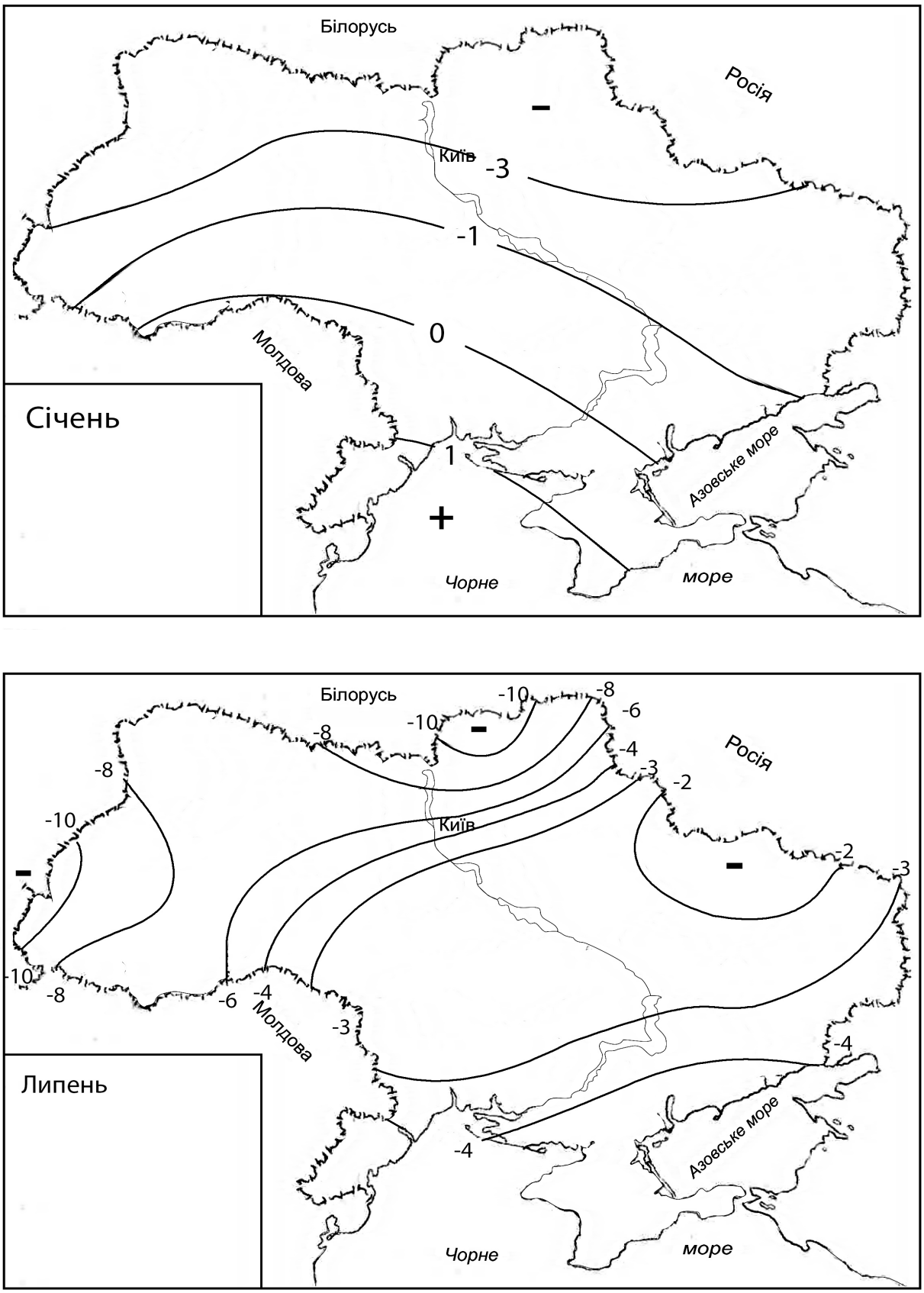


Рис. 3.21. Різниця між багаторічними величинами середньої місячної сумарної радіації (Вт/м^2) за різні періоди усереднення (2011-2030 і 2031-2050 рр.)

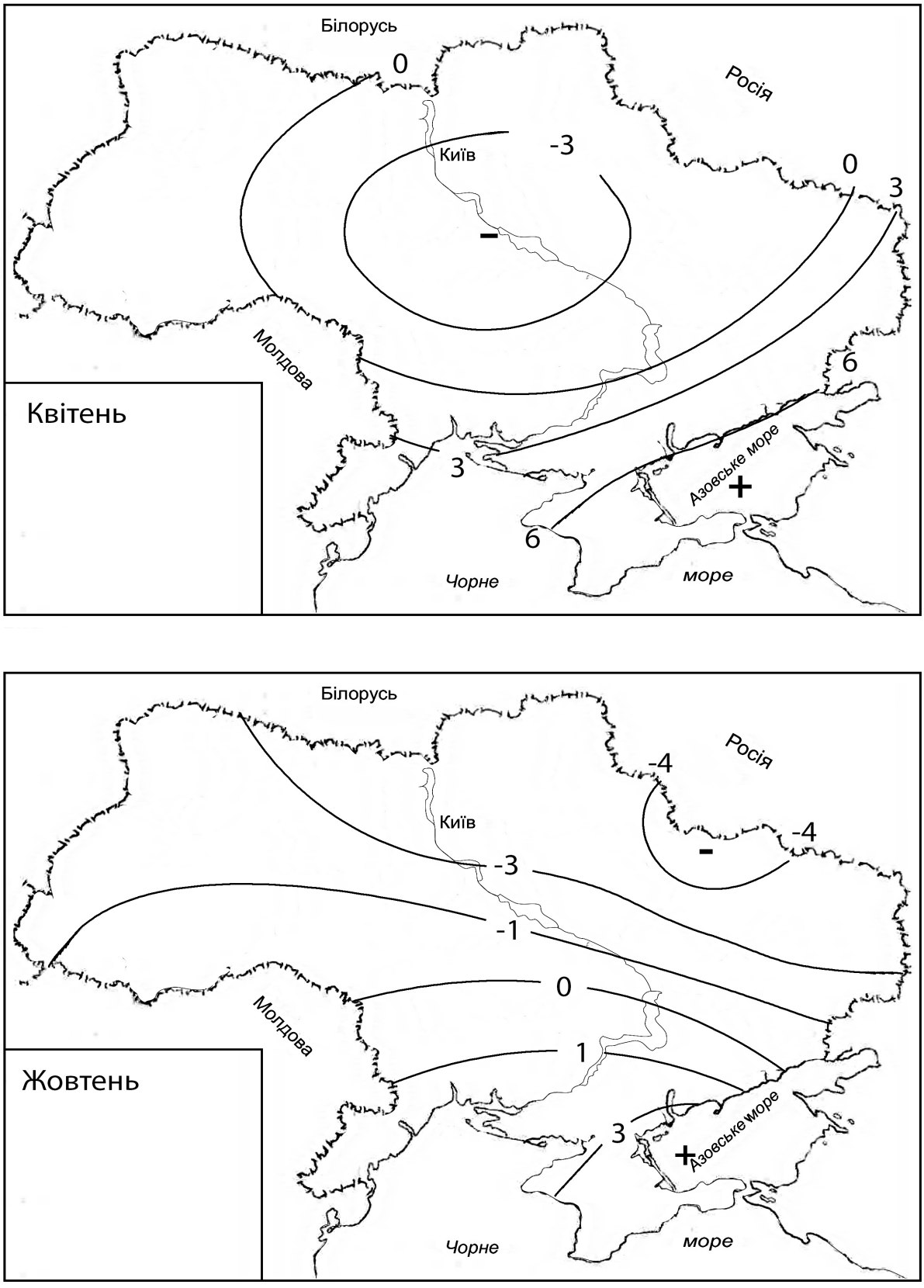


Рис. 3.22. Різниця між багаторічними величинами середньої місячної сумарної радіації (Вт/м^2) за різні періоди усереднення (2011- 2030 і 2031-2050 рр.)

Таблиця 3.17. Багаторічна середня за рік сумарна радіація (Вт/м^2) за різні періоди усереднення

№ з/п	Станція	Середня за рік		
		2011-2050	2011-2030	2031-2050
1	Щорс	129,6	131,0	128,2
2	Сарни	125,2	126,4	124,0
3	Суми	135,2	136,3	134,1
4	Броди	133,3	134,0	132,6
5	Житомир	132,6	133,0	132,1
6	Харків	144,4	145,4	143,5
7	Тернопіль	136,0	136,8	135,3
8	Миронівка	140,1	140,8	139,3
9	Полтава	145,7	146,5	144,9
10	Вінниця	141,0	141,6	140,4
11	Губиниха	153,3	154,0	152,7
12	Ужгород	152,5	152,7	152,2
13	Луганськ	158,4	159,0	158,0
14	Умань	149,0	149,2	148,8
15	Кіровоград	151,7	152,4	151,0
16	Чернівці	153,4	146,4	145,8
17	Донецьк	156,7	156,8	156,5
18	Миколаїв	164,4	165,2	164,8
19	Мелітополь	166,9	166,6	167,1
20	Джанкой	170,6	169,5	171,6
21	Сарата	166,8	165,7	167,8
22	Ізмаїл	170,7	169,8	171,6
Різниця (max-min)		**45,5**	**43,4**	**47,6**

Висновки

Дослідження динаміки режиму сонячної радіації на території України під час глобального потепління проведено з використанням сценарних даних з середніх місячних значень сумарної радіації за сторічний період (1951-2050рр.). Встановлено, що:

1. Часовий розподіл сумарної радіації протягом сторіччя на території України має коливальний характер: до середини сімдесятих років минулого століття спостерігаємо її знижений фон; у подальшому відбувається підвищення сумарної радіації приблизно до початку і середини дев'яностих років з наступним знову зменшенням до середини XXI сторіччя. Наявність вказаних коливань ускладнює встановлення трендової складової загальних змін. Але хоча і повільно, вони відбуваються і мають від`ємний характер.

2. Базовий період (1986-2005 рр.), багаторічні характеристики якого взяті у якості «норми», у сторічному періоді відрізняється найвищим фоном сумарної радіації.

3. Стабільна тенденція загального зменшення у надходженні сонячної радіації на території України найбільш помітно почала формуватися наприкінці XX ст. (з середини дев'яностих років).

4. У першій половині XXI ст. (до 2050 року) згідно сценарних даних слід очікувати зменшення сумарної радіації на території України. Але за характером змін цей період не можна вважати однорідним: при збереженні тенденції до зменшення сумарної радіації від одного двадцятиріччя (2011–2030 рр.) до другого (2031–2050 рр.) швидкість змін помітно уповільнюється, а в південних регіонах країни формується навіть протилежна їх тенденція.

5. Зміни, які відбуваються у паралельних 40-річних (2011-2050 рр.) рядах сумарної радіації і хмарності, добре корелюються, що дозволяє висловити думку про суттєвий вплив змін в режимі хмарності на перебудову радіаційного режиму в часі. І якщо розглядати хмарність, як показник інтенсивності циркуляційних процесів, то можна припустити, що саме зміни циркуляційних умов можуть призвести до змін у надходженні сумарної сонячної радіації.

6. Співставлення просторового розподілу сумарної радіації з просторовим розподілом хмарності у місяці рівнодень і сонцестоянь знову ж таки підкреслює думку про вирішальну роль хмарності, тобто циркуляційного фактора, не тільки у часових змінах радіаційного режиму, але й у формуванні особливостей просторового розподілу Q.

У підсумку зазначимо, що саме варіації світності Сонця (разом з вулканічною діяльністю), на думку вчених, сприяли змінам клімату в минулому. Для пояснення теперішніх змін клімату ці варіації досить слабкі і їх вплив незначний. Тому сучасне і прогнозоване підвищення температури повітря у першій половині XX ст. за умов існуючого і прогнозованого зменшення сумарної радіації свідчить, на наш погляд, про те, що можливий негативний вплив на режим температури цього процесу перекривається збільшенням ролі парникового ефекту, який посилюється зі збільшенням забруднення атмосфери.

4. ВПЛИВ ЗМІН КЛІМАТУ НА ВІТРОЕНЕРГЕТИЧНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ

4.1. ВІТРОВИЙ РЕЖИМ УКРАЇНИ

4.1.1. Огляд сучасного стану проблеми

Вітер – одна з основних характеристик динамічного стану атмосфери. Швидкість і напрям приземного вітру залежать від циркуляції атмосфери і, в першу чергу, визначаються атмосферними процесами синоптичного масштабу. Характер підстильної поверхні, її шорсткість, наявність різних форм рельєфу або великих водоймищ впливають на зміну параметрів вітру, заданих макропроцесами [8, 14–16].

Зміна вітрового режиму на території України в річному циклі визначається синоптичними процесами, розвиток яких залежить від положення баричних центрів над континентом Євразії і Атлантикою. Сезонні переміщення і зміни інтенсивності баричних центрів зумовлюють річний хід складових вектора вітру.

Дослідженню режиму вітру в Україні присвячена значна кількість теоретичних і експериментальних робіт [4, 6, 11–12]. Узагальнення цих досліджень було виконано у фундаментальній монографії «Клімат України», підготовленій співробітниками Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту за редакцією В.М. Ліпніцького, В.А. Дячука і В.М. Бабіченко і опублікованій в 2003 році.

Нижче представлені основні висновки про режим вітру, розглянуті в розділі «Атмосферний тиск і вітер» вищеназваної монографії. Слід зазначити, що режим вітру, тобто динамічна складова стану атмосфери в монографії представлена дуже скупо.

Короткий огляд режиму вітру в Україні за даними роботи [11]. Напрям вітру. В розподілі переважного напряму вітру за рік виділяються дві зони, які знаходяться по обидві сторони від великої осі Воєйкова, що проходить приблизно в напрямі Кишинів – Луганськ. В цих зонах переважає вітер протилежного напряму: на північ від осі – вітер із західною складовою, на південь – з східною.

Взимку (січень) тенденція розподілу вітру в цілому зберігається: на південь від осі переважає вітер з східною складовою (північно-східний, східний і південно-східний), а на південному заході – північний вітер, оскільки повітряні маси спрямовані в області зниженого тиску над Чорним морем. Район, де переважає вітер західних румбів, займає лише північний захід і частково центральні райони. В Українських Карпатах

спостерігається вітер різних напрямів (північно-західний, південно-західний і південно-східний).

Весною відбувається перебудова баричного поля, внаслідок чого спостерігається вітер різних напрямів з однаковою ймовірністю. На більшій частині території (на півночі, сході і півдні) переважає східний і південно-східний вітер, на заході – північно-західний, західний, а на південному заході – південний і південно-східний.

Літній тип розподілу вітру встановлюється в червні, зменшуються баричні градієнти, ізобари набувають напряму, близького до меридіонального. Тиск знижується з південного заходу на північний схід і тому в основному відмічається (липень) північно-західний і західний вітер, пов'язаний з тиловою частиною західних циклонів. В південних районах спостерігається вітер північного напряму.

Восени відбувається поступова зміна синоптичних процесів з літнього сезону на зимовий. В північно-західних районах ще зберігається вплив Азорського антициклону, тому на Поліссі і частково в Лісостепу спостерігається вітер західних румбів. В південних районах і в рівнинному Криму різко виражена зона північного і північно-східного вітру. Цей вітер панує і в приморських регіонах, де бризова циркуляція у вересні слабшає. На крайньому південному сході спостерігається вітер східного напряму.

Повторюваність переважного напряму вітру за період 1961-1990 рр. в порівнянні з періодом 1936-1960 рр. не змінилася, за винятком окремих районів, де однією з причин можна вважати збільшення ступеня захищеності пункту спостереження.

Швидкість вітру. Важливою характеристикою вітрового режиму є швидкість вітру, яка визначається баричним градієнтом. В жовтні спостерігаються найбільші значення атмосферного тиску і, починаючи з жовтня по квітень, відбувається посилення швидкості вітру. Найбільша середня місячна швидкість вітру спостерігається майже на всій території України в лютому (50-55 %), іноді цей максимум припадає на січень, листопад або грудень (10-15 %) і лише в окремих випадках – на березень, квітень (4-5 %).

Найменша швидкість вітру відмічається влітку, коли Україна знаходиться під впливом Азорського антициклону, а циклонічна діяльність слабшає. В липні-серпні на більшій частині території швидкість вітру зменшується до мінімальних значень.

Мінливість швидкості вітру за окремі місяці незначна, за винятком Українських Карпат. Загальний характер збільшення швидкості вітру (на півночі до 3-4 м/с, на півдні до 5-6 м/с) відмічається з півночі на південь і зумовлений температурною неоднорідністю, а також сезонними баричними циркуляційними процесами в поєднанні з орографічними особливостями місцевості. В холодний період року найбільші баричні градієнти спостерігаються в південних районах і виникають в результаті

взаємодії Чорноморської депресії й області підвищеного тиску, розташованої над північними районами. Значна швидкість на побережжі Чорного і Азовського морів пов'язана з наявністю великих водних просторів і місцевої бризової циркуляції.

Відмінність швидкості вітру між північними і південними районами в холодний період року досягає 3,5 м/с, влітку і восени вона зменшується і дорівнює 2,8 м/с, а весною – 2,3 м/с. Середня швидкість вітру майже на всій території за останні 30 років зменшилася на 10-35 %. Існує думка, що зменшення швидкості вітру пов'язане з переходом в 1966 р. на 8-строкові спостереження. Окрім цього, в 1965–1970 рр. на метеорологічній мережі вимірювання швидкості і напряму вітру виконувалося за допомогою анеморумбометрів, які осереднюють характеристики вітру за 10-хвилинний інтервал, тоді як раніше, при вимірюванні з допомогою флюгера, осереднювання відповідало приблизно 2-хвилинному інтервалу.

Проте на окремих станціях (Чернігів, Житомир, Тернопіль, Вінниця, Дніпропетровськ, Ужгород, Чернівці, Сімферополь) спостерігається збільшення швидкості вітру, тому зменшення швидкості вітру слід пояснювати не тільки суб'єктивними причинами, але і впливом змін динамічних макроциркуляційних процесів [4].

В монографії [11] показано, що періоди (зменшення або збільшення швидкості вітру) мають різну тривалість (від 7-15 років до 20-25 років). На окремих станціях вони не завжди співпадають. Був підтверджений висновок, що в східних і південних районах за останнє 30-річчя (починаючи з 70-х років) спостерігається зниження середньої швидкості вітру.

Найбільшу повторюваність (60-90 %) має слабкий (0-1 м/с) і помірний (2-5 м/с) вітер, в горах в зимові місяці повторюваність такого вітру зменшується до 50-60 %. Швидкість 6-10 м/с найчастіше спостерігається в холодний період року або в перехідні сезони. Вітер із швидкістю більше 10 м/с буває рідко, в зимові місяці на більшій частині території повторюваність його складає 3-8 %, в гірських районах вона зростає до 20-30 %, влітку майже на всій території зменшується до 1-2 %, в горах – 10 %.

В спеціалізованих розрахунках разом з технічними параметрами необхідно використовувати швидкість і напрям повітряного потоку. Найбільш інформативними для цих цілей є такі характеристики вітру як швидкість 10, 15, 25 м/с і більше, а також більше 40 м/с. Вітер із швидкістю більшою ніж 10 м/с спричиняє хвилеутворення на водосховищах і морях та є небезпечним для залізничного й інших видів транспорту. Найбільше число днів з вітром 10 м/с спостерігається на більшій частині території в квітні і коливається від 10 до 15 днів. В центральних і південних областях такий вітер буває часто (15-18 днів) в січні і березні, в горах найбільше число днів з вітром більше 10 м/с припадає на грудень (18-20 днів). В середньому за рік така швидкість, на

значній частині території, спостерігається від 90 до 150 днів, на Закарпатській низовині (до 70 днів), на підвищених ділянках, в горах і на побережжі Чорного і Азовського морів їх кількість зростає до 200-250 днів. Вітер із швидкістю більше 15 м/с на значній території в середньому за рік відмічається від 5 до 30 днів. Істотну роль в процесі формування сильних вітрів відіграє рельєф місцевості, висота, відкритість відносно вітрового потоку та інші чинники.

Вітровий режим України за даними інтернет джерел. В зв'язку з інтенсивним використовуванням відновлюваних джерел енергії за останні роки набули розвитку дослідження вітроенергетичних ресурсів України, виконані різними державними і приватними компаніями, зацікавленими в достовірній оцінці вітроенергетичного потенціалу різних регіонів України.

Нижче представлений короткий огляд цих досліджень, які більш детально характеризують вітровий режим окремих областей України, в порівнянні з його описом в монографії «Клімат України» [9, 18, 23].

Проведені дослідження показали, що для оцінки вітроенергетичного потенціалу важливе значення має формування клімату в окремих регіонах. Мова ведеться про Карпати, Подільську, Волинську і Придніпровську височини, Донецький кряж і Кримські гори. Для інших регіонів має значення близькість Чорного і Азовського морів, а також рівнинний характер місцевості (Причорноморська низина).

Для сучасного технічного рівня розвитку вітроенергетичних установок (ВЕУ) використовуються райони зі середньорічними швидкостями вітру 5 м/с і більше на висоті флюгера, яка дорівнює 10 м. Тому попередня оцінка вітрових характеристик території України дається з використанням цього критерію.

Аналіз даних багаторічних спостережень 214 метеостанцій за тривалий період часу свідчить про те, що в Україні переважають вітри від 0 до 5 м/с з повторюваністю від 70 до 90 %.

Загальна потужність перспективних вітроелектростанцій (ВЕС) в Україні оцінюється в 16000 МВт з можливим річним виробленням електроенергії близько 30 млрд кВт/год. При цьому потужність ВЕС у складі енергетичної системи не повинна перевищувати величину генеруючого резерву, приблизно 7500 МВт.

За середньорічними швидкостями вітру більше 5 м/с можна виділити сім регіонів і дві зони. До регіонів відносяться Карпатський, Причорноморський, Приазовський, Донбасівський, Західно-Кримський, Східно-Кримський, Гірський Крим; до зон – Харківська і Полтавська.

Карпатський регіон виділено з використанням даних двох метеостанцій: Пожежевською (Івано-Франківська область, середньорічна швидкість – 5,9 м/с) і Плай (Закарпатська область – 5,8 м/с). Обидві метеостанції розташовані на території з дуже високими відмітками:

Пожежевська – 1451 м і Плай – 1330 м. Дані метеостанцій основної мережі Закарпатського регіону показують, що середньорічні швидкості вітру невеликі і складають 1,4-3,4 м/с.

Причорноморський регіон. Це смуга побережжя шириною 25-30 км від кордону з Румунією до Криму. Дані мережі метеостанцій в цій смузі дають середньорічні швидкості вітру більше 5 м/с.

Приазовський регіон розташовується уздовж побережжя Сивашу і Азовського моря від Перекопського перешийка до кордону з Росією. Ширина смуги від 2-х до 25 км. Найбільші значення показників середньорічної швидкості вітру зафіксовано метеостанцією в м. Маріуполі – 6,1 м/с.

Донбасівський регіон починається від Луганська (середньорічна швидкість 5,7 м/с) і розповсюджується до з'єднання з Приазовським регіоном. Регіон виділений за даними 5 метеостанцій і відноситься до центральної частини Донецького кряжа.

Західно-Кримський регіон розташований уздовж західного побережжя Криму, де за даними метеостанцій середня швидкість вітру становить 5,4 м/с.

Східно-Кримський регіон. Це Керченський півострів, східне передгір'я Кримських гір і частина Арабатськоі стрілки. В регіоні три метеостанції, у тому числі метеостанція Мисове, де середньорічні швидкості вітру складають 6,2 м/с.

Гірський Крим. В горах і на південному березі Криму дуже компактна мережа метеостанцій, дані яких дають досить строкату картину розподілу вітру, що характерно для гірської місцевості. Первинний аналіз показує, що середньорічні швидкості близько 5 м/с зареєстровані на метеостанціях, відкритих вітрам південно-західного напряму і частково північного.

Харківська зона визначена за даними однієї метеостанції (м. Харків). Аналіз даних і орографія місцевості свідчать про можливість утворення метеорологічних майданчиків біля міста, особливо в північно-східному напрямі, де швидкост вітру більше 5 м/с.

Полтавська зона виділена за даними однієї метеостанції в м. Полтаві із швидкістю 5 м/с.

Як видно з вищевикладеного матеріалу, районування територій розміщення вітроелектростанцій і оцінка вітроенергетичних ресурсів в Україні ведеться на основі середньорічних швидкостей вітру з урахуванням загального орографічного аналізу.

Комп'ютерні технології, які дозволяють провести детальні дослідження стосовно визначення вітроенергетичного потенціалу, на жаль, не застосовувалися. Винятком з цього є Крим, який лідирує в питаннях розвитку вітроенергетики. За програмою TACIS, Європейською Комісією, що проводиться з участю фірм: SOGELERG INGENIERIE (Франція), CONPHOEBUS (Італія) з використанням програми WAsP (фірма Riso,

Данія) був створений вітровий атлас Криму першого рівня, де були визначені найперспективніші майданчики для будівництва ВЕС в Криму.

В цілому територіальні особливості України і вітрові умови сприятливі для будівництва вітроелектростанцій.

Організації, які виконувалили дослідження, підкреслюють необхідність використання сучасних комп'ютерних технологій і програм для оцінки вітрового потенціалу і вибору майданчиків ВЕС для всієї території України. Такі дослідження повинні виконуватися не за середньорічними швидкостями вітру, а за швидкостями вітру з урахуванням їх добової і сезонної мінливості до висоти 300 м, залежної від мінливості динамічних властивостей поверхні (шорсткість) і гідростатичної стійкості всього граничного шару атмосфери.

Нижче на рисунках 4.1-4.2 показані результати районування території України, виконані різними державними організаціями і приватними компаніями.

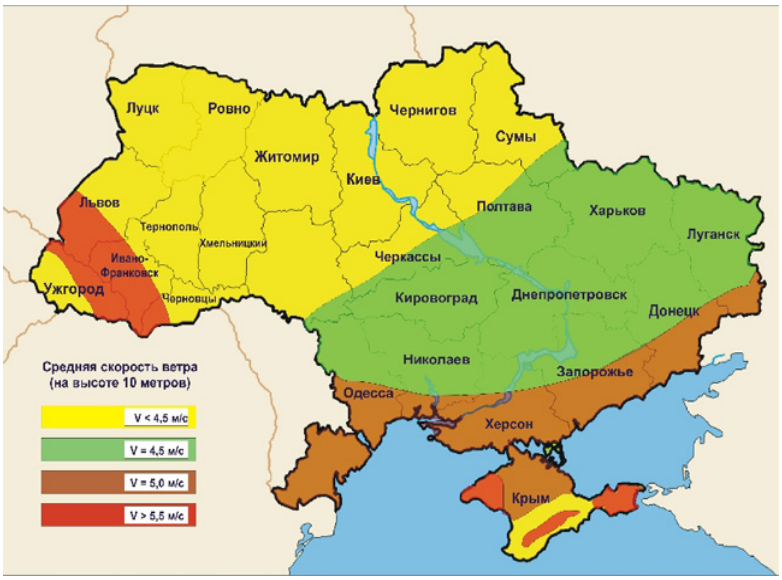


Рис. 4.1. Розподіл середньорічної швидкості вітру по Україні за даними джерела [9]

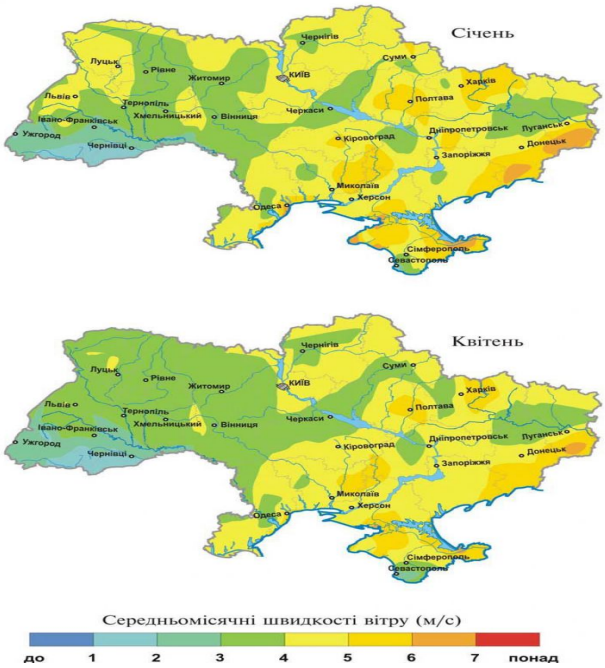


Рис. 4.2. Розподіл середньомісячної швидкості вітру по Україні на висоті 10 м за даними джерела [9,18]

Основи моделювання режиму вітру в зв'язку із змінами клімату. Короткий опис сценаріїв зміни клімату, які використовуються. Довгостроковий характер і невизначеність зміни клімату і його визначальних чинників потребують підготовки сценаріїв, які охоплювали би період до кінця XXI сторіччя. В березні 2000 р. була підготовлена спеціальна доповідь про сценарії викидів (СДСВ). Ца доповідь була прийнята на пленарній сесії робочої групи РГІІІ. В теперешній час є опис нових сценаріїв, а також, яким чином вони були підготовлені [7, 17, 22, 26].

Сценарії СДСВ включають широкий діапазон основних визначальних чинників майбутніх викидів – від демографічних до технологічних і економічних подій. Жоден із сценаріїв не містить викладу якої-небудь майбутньої політики, яка торкається зміни клімату. Набір сценаріїв викидів СДСВ оснований на оцінці обширної літератури, шести альтернативних концепціях моделювання. Сценарії СДСВ включають ряд викидів всіх відповідних різновидів газів з парниковим ефектом (ПГ) і сірки, а також їх визначальні чинники.

В цілому 40 сценаріїв СДСВ були розроблені шістьма групами з моделювання. Всі вони мають однакову значущість без якої-небудь встановленої вірогідності події. Набір сценаріїв складається з шести сценарних груп, отриманих з чотирьох сімей: кожна група в А2, В1, В2, і трьох груп в рамках сім'ї А1, характеризують альтернативні види розвитку

енергетичних технологій: A1FI (значна частка викопних видів палива), A1B (збалансований варіант) і A1T (головним чином не викопні види палива). Кожна сюжетна лінія припускає абсолютно інший напрям майбутніх подій, внаслідок чого чотири сюжетні лінії відрізняються одна від одної. Разом вони дають опис різних варіантів майбутнього, які охоплюють значну частку основних невизначеностей в чотирьох визначальних чинниках.

Були виділені такі сюжетні лінії.

- Сюжетна лінія і сценарна сім'я A1 містять опис майбутнього світу, що характеризується дуже швидким економічним зростанням, глобальним населенням, показники якого досягають пікових значень в середині століття з подальшим зменшенням, а також швидким упровадженням нових і більш ефективних технологій. Сценарна сім'я A1 поділяється на три групи, даючи опис альтернативних варіантів технологічної зміни в енергетичній системі. Три групи A1 відрізняються своїм центральним технологічним елементом: значна частка викопних видів палива (A1FI), невикопні джерела енергії (A1T) або рівновага між всіма джерелами (A1B).
- В сюжетній лінії і сценарній сім'ї A2 дається опис дуже неоднорідного миру. Основоположною темою є самозабезпечення і збереження місцевої самобутності. Показники народжуваності в різних регіонах дуже поволі зближуються, результатом чого є постійне зростання загальної чисельності населення. Економічний розвиток має головним чином регіональну спрямованість, а економічне зростання з розрахунку на душу населення і технологічні зміни є більш фрагментарним і повільним в порівнянні з іншими сюжетними лініями.

Характеристика початкових даних і обгрунтування розрахункових методів, що використовуються для вирішення поставленої задачі. Вітрова енергія є енергією вищої якості, оскільки може бути напряму, без шкідливих «відходів», перетворена на електричну енергію. Використовування енергії вітру є одним з найекономічніших способів отримання електрики. Енергія вітру відрізняється своєю доступністю і дешевизною.

Можливі кліматичні зміни вітрових ресурсів України досліджуються на основі результатів моделювання клімату за сценарієм *A1B* і *A2*. Зміни вітрового режиму аналізуються для двох періодів 2011-2030 рр. і 2031-2050 рр. у порівнянні з режимом вітру за період 1986-2005 рр. Початкова інформація про вітрові характеристики, отримана за допомогою кліматичних моделей *A1B* і *A2*, містить такі дані: широтна і меридіональна складові вектора вітру, середня і максимальна (пориви) швидкість вітру усереднені за добу. Перераховані вітрові характеристики представлені для 22-х міст України.

Оскільки вітрові умови будь-якого регіону прийнято характеризувати вітроенергетичним кадастром, то, в рамках виконуваного проекту №157, визначені для вказаних вище періодів такі характеристики вітрового потоку:

1. Середньомісячні і середньорічні швидкості вітру.
2. Середньомісячні і середньорічні швидкості поривів вітру.
3. Абсолютні мінімуми і максимуми середньодобових швидкостей вітру протягом року і місяця.
4. Повторюваність значень швидкості і напрямів вітру протягом року і місяця.
5. Дані про порив і максимальні значення швидкості вітру.
6. Статистичні характеристики розподілу швидкості і напряму вітру: середньоквадратичне відхилення (дисперсія), асиметрія, ексцес за рік і місяць.
7. Статистичні характеристики розподілу швидкості поривів вітру: середнеквадратичне відхилення (дисперсія), асиметрія, ексцес за рік і місяць.
8. Середньомісячні і середньорічні швидкості вітру на висотах 100, 200, 300 м.
9. Статистичні характеристики розподілу швидкості вітру на висотах: середньоквадратичне відхилення (дисперсія), асиметрія, ексцес протягом року і місяця.

4.1.2. Результати дослідження змін швидкостей вітру в різних регіонах України у зв'язку з прогнозованими змінами клімату до 2050 р., згідно зі сценаріями *A1B* і *A2*

У розділі наводяться результати розрахунків майбутніх регіональних змін вітрового режиму, отримані за допомогою ансамблю глобальних моделей загальної циркуляції атмосфери і океану (МЗЦА) нового покоління (CMIP5 – Coupled model intercomparison project). Під ансамблем МЗЦА розуміється ансамбль, в якому кожна модель представлена єдиним розрахунком. Основні відомості про ці МЗЦА, включаючи аналіз якості відтворення ними сучасного клімату в межах євразійських територій, наводяться в роботах [7, 17, 26].

Майбутні зміни клімату розглядаються для двох сценаріїв SRES ("Special report on emission scenarios" – Спеціальну доповідь про сценарії викидів, СДСВ): *A2*, *A1B* [16, 17, 18] і для двох часових періодів: для початку (2011–2030 рр.) і середини (2031–2050 рр.) XXI-го століття, по відношенню до базового кліматичному періоду 1986–2005 рр.

Певна складність аналізу модельних даних пов'язана з тим, що для окремих кліматичних характеристик, наприклад, для режиму вітру, були

дані не для всіх моделей або сценаріїв. З цієї причини при підготовці цього звіту використовувалися тільки модельні розрахунки за сценаріями *A1B* і *A2*.

Зміна вітрового режиму. Для аналізу змін вітрового режиму територія України поділена на п'ять регіонів [3, 5, 23]. Вибір регіонів проведено з урахуванням подібності фізико-географічних умов, однотипності прояву кліматоутворюючих факторів і відносної однорідності кліматичних полів, адміністративно-територіального поділу, використовуваного при розробці адаптаційних заходів та розвитку регіонів у зв'язку зі зміною клімату (рис. 4.3).

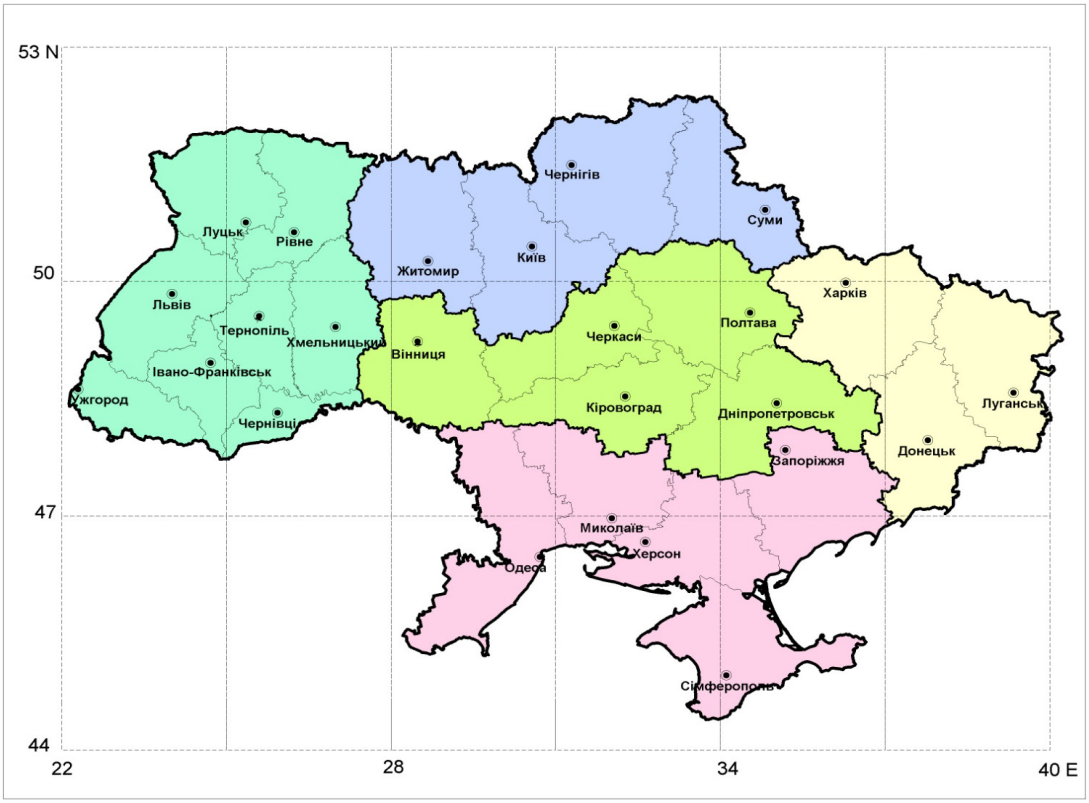


Рис. 4.3. Карта поділу території України на 5 регіонів

Виділено 5 регіонів, які включають такі області:

1) Північні області NU: Житомирська, Київська, Чернігівська, Сумська.

2) Східні області EU: Харківська, Луганська, Донецька.

3) Південні області SU: Запорізька, Херсонська, Миколаївська, Одеська, АР Крим.

4) Західні області WU: Львівська, Чернівецька, Хмельницька, Рівненська, Луцька, Закарпатська, Івано-Франківська, Тернопільська.

5) Центральні області ZU: Полтавська, Дніпропетровська, Кіровоградська, Черкаська, Вінницька.

Такий поділ території дозволяє провести деталізацію просторових вітрових полів.

Часові зміни середньорічних швидкостей вітру. Почнемо аналіз з порівняння режиму вітру в минулий 30– річний кліматичний період з 1961 по 1990 рр., з середніми багаторічними даними за період з 1986 по 2005 рр., який моделювався моделями МЗЦА в рамках сценаріїв *A1B* і *A2*. Відзначимо, що розрахунковий «базовий період 1986-2005 рр.» практично повністю виходить за межі часового інтервалу, який віднесен до кліматичної норми (1961–1990 рр.).

Згідно з умовами завдання «Оцінити вплив кліматичних змін на вітровий режим», необхідно провести порівняння вітрового режиму кліматичного періоду з вітровими характеристиками базового періоду, припускаючи, що дані режиму вітру в Україні з 1986 по 2005 рр., представляють вітрове поле, відновлене в сітковій області за допомогою моделей МЗЦА з урахуванням сюжетних ліній сценаріїв *A1B* і *A2.*

Два періоди 2010–2030 рр. та 2031–2050 рр., природно, представляють результати моделювання змін клімату за допомогою сучасних глобальних моделей з 28 вертикальними "sigma" рівнями і горизонтальним трикутним зрізанням, еквівалентним приблизно 210 км.

У таблицях 4.1 і 4.2 показані середньомісячні багаторічні швидкості вітру $V_{\text{М}}$ за базовий період (I – 1986-2005 рр.), визначені з урахуванням сценаріїв *A1B* і *A2,* і середньомісячні багаторічні швидкості $V_{\text{КН}}$ за кліматичний період 1961–1990 рр. для 5 регіонів України.

На основі зазначених таблиць розрахована різниця між середньомісячними модельними швидкостями вітру ($V_{\text{М}}$) і середньомісячними швидкостями, які відповідають кліматичній нормі ($V_{\text{КН}}$), тобто розрахована різниця $\Delta\overline{V} = \overline{V}_{\text{м}} - \overline{V}_{\text{кн}}$ (табл.4.3 і 4.4).

Таблиця 4.1. Порівняння середньомісячних швидкостей вітру V_M за базовий період (І-1986-2005рр.) зі швидкостями, які відповідають кліматичній нормі $V_{КН}$ за 1960-1990рр., для 5 регіонів України. Сценарій *A1B*

№ ст.	Станція	Місяці																									
		I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII		IX		X		XI		XII		Рік	
		V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$
		Західна частина України (W.U.)																									
7	Броди	4,6	2,7	4,5	2,8	4,4	2,8	4,2	2,6	4,0	2,2	4,0	2	3,6	1,8	3,9	1,6	3,9	1,8	4,0	2,3	4,3	2,8	4,7	2,4	4,2	2,3
8	Сарни	4,2	3,4	4,0	3,4	4,0	3,3	3,8	3	3,6	2,6	3,8	2,4	3,5	2,3	3,7	2,1	3,7	2,4	3,7	2,7	4,0	3,3	4,2	3,2	3,9	2,8
10	Тернопіль	4,5	4	4,5	4,1	4,3	4	4,2	3,6	4,0	3	4,1	2,8	3,7	2,7	3,9	2,5	3,9	2,9	3,9	3,3	4,3	4,1	4,7	4	4,2	3,4
20	Ужгород	2,9	2,2	3,1	2,5	3,3	2,8	3,2	3,1	2,9	2,7	2,7	2,4	2,7	2,3	2,7	2,1	2,8	2,3	2,7	2,3	3,0	2,5	2,8	2,3	2,9	2,5
21	Чернівці	3,5	4	3,7	4,2	3,6	4,1	3,5	4	3,5	3,6	3,6	3,4	3,3	3,3	3,4	3,1	3,3	3,1	3,1	3,4	3,4	3,8	3,7	3,7	3,5	3,6
	Всього	3,9	3,3	4,0	3,4	3,9	3,4	3,8	3,3	3,6	2,8	3,6	2,6	3,4	2,5	3,5	2,3	3,5	2,5	3,5	2,8	3,8	3,3	4,0	3,1	3,7	2,9
		Південна частина України (S.U.)																									
5	Миколаїв	4,5	4,1	4,7	4,2	4,4	4,1	4,0	3,9	3,7	3,6	3,8	3,3	3,6	3,1	3,8	3,1	4,0	3,1	4,1	3,2	4,3	3,8	4,6	3,9	4,1	3,6
6	Ізмаїл	4,7	4	4,9	4,4	4,4	4,3	3,8	4,3	3,6	3,8	3,6	3,5	3,7	3,2	3,9	2,9	4,2	2,9	4,3	3	4,7	3,3	4,9	3,6	4,2	3,6
17	Сарата	4,4	3,2	4,7	3,3	4,4	3,2	3,9	3	3,8	2,7	3,8	2,6	3,6	2,6	3,8	2,5	4,0	2,3	4,1	2,4	4,3	2,7	4,5	2,8	4,1	2,8
18	Мелітополь	4,3	2,9	4,5	3,2	4,3	2,9	4,0	2,6	3,6	2,4	3,7	2,1	3,6	2	3,7	2,1	4,0	2,1	3,9	2,2	4,1	2,4	4,4	2,5	4,0	2,5
19	Джанкой	4,8	3,2	5,0	3,4	4,6	3,3	4,0	3,1	3,8	2,8	3,7	2,5	3,7	2,4	3,8	2,3	4,3	2,3	4,4	2,4	4,5	2,8	5,0	2,9	4,3	2,8
	Всього	4,6	3,5	4,8	3,7	4,4	3,6	3,9	3,4	3,7	3,1	3,7	2,8	3,6	2,7	3,8	2,6	4,1	2,5	4,2	2,6	4,4	3,0	4,7	3,1	4,2	3,1
		Північна частина України (N.U.)																									
1	Житомир	4,3	4,7	4,2	4,8	4,1	4,7	4,0	4,3	3,8	3,7	3,9	3,4	3,6	3,3	3,8	3,2	3,8	3,6	3,8	4	4,1	4,8	4,4	4,7	4,0	4,1
3	Суми	4,2	4,4	4,0	4,6	4,0	4,3	3,9	4,1	3,7	3,5	3,9	3,3	3,4	3,1	3,6	3,1	3,8	3,3	3,8	3,9	4,0	4,4	4,1	4,5	3,9	3,9
9	Щорс	4,0	3,1	3,8	3,2	3,8	2,9	3,7	2,8	3,5	2,4	3,6	2,2	3,3	2,1	3,5	2	3,6	2,3	3,6	2,5	3,8	3	4,0	3,1	3,7	2,6
22	Миронівка	4,1	3,7	4,0	3,7	3,9	3,7	3,8	3,5	3,6	2,8	3,7	2,5	3,4	2,5	3,7	2,4	3,7	2,7	3,7	3	3,9	3,6	4,1	3,6	3,8	3,1
	Всього	4,2	4,0	4,0	4,1	4,0	3,9	3,8	3,7	3,7	3,1	3,8	2,9	3,4	2,8	3,7	2,7	3,7	3,0	3,7	3,4	4,0	4,0	4,2	4,0	3,8	3,4
		Східна частина України (E.U.)																									
13	Харків	3,8	4,5	3,7	4,8	3,7	4,6	3,7	4,4	3,5	3,8	3,6	3,4	3,2	3,3	3,4	3,2	3,6	3,4	3,5	3,8	3,6	4,2	3,8	4,4	3,6	4
15	Донецьк	3,5	5,7	3,4	6,4	3,4	5,6	3,4	5,2	3,1	4,4	3,2	3,6	3,0	3,5	3,1	3,7	3,2	4	3,1	4,6	3,3	5,2	3,5	5,4	3,3	4,8
16	Луганськ	4,0	3,3	3,8	3,8	3,9	3,5	3,9	3,2	3,6	2,8	3,8	2,1	3,4	2	3,5	2,1	3,6	2,3	3,6	2,7	3,8	3,1	3,9	3,1	3,7	2,8
	Всього	3,8	4,5	3,6	5,0	3,7	4,6	3,7	4,3	3,4	3,7	3,5	3,0	3,2	2,9	3,3	3,0	3,5	3,2	3,4	3,7	3,6	4,2	3,7	4,3	3,5	3,9
		Центральна частина України (C.U.)																									
2	Вінниця	3,9	3,7	3,9	3,9	3,8	3,7	3,7	3,6	3,6	3	3,6	2,7	3,4	2,8	3,6	2,6	3,5	2,8	3,5	3,2	3,8	3,7	3,9	3,7	3,7	3,3
4	Кіровоград	4,3	4,5	4,3	4,8	4,2	4,6	4,1	4,4	3,9	3,9	4,0	3,5	3,6	3,4	3,8	3,5	3,9	3,6	3,9	3,8	4,1	4,2	4,3	4,4	4,0	4,1
11	Умань	4,0	2,8	4,0	3	3,9	2,9	3,8	2,9	3,6	2,5	3,7	2,4	3,5	2,3	3,7	2,1	3,7	2,2	3,6	2,4	3,8	2,6	4,0	2,7	3,8	2,6
12	Полтава	4,1	4,6	4,0	5	3,9	4,5	3,9	4,2	3,7	3,7	3,8	3,2	3,4	3,1	3,6	3	3,8	3,2	3,7	3,7	3,9	4,3	4,0	4,4	3,8	3,9
14	Губиниха	4,2	3,8	4,1	4,3	4,0	3,9	4,0	3,7	3,7	3,2	3,8	2,6	3,5	2,4	3,7	2,5	3,8	2,7	3,8	3	3,9	3,3	4,1	3,6	3,9	3,3
	Всього	4,1	3,9	4,1	4,2	4,0	3,9	3,9	3,8	3,7	3,3	3,8	2,9	3,4	2,8	3,7	2,7	3,7	2,9	3,7	3,2	3,9	3,6	4,1	3,8	3,8	3,4

Таблиця 4.2. Порівняння середньомісячних швидкостей вітру V_M за базовий період (І-1986-2005рр.) зі швидкостями, які відповідають кліматичній нормі $V_{КН}$ за 1960-1990рр., для 5 регіонів України. Сценарій *A2*

№ ст.	Станція	Місяцы																									
		I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII		IX		X		XI		XII		Рік	
		V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{кн}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$	V_M	$V_{КН}$
		Західна частина України (W.U.)																									
7	Броди	4,5	2,7	4,3	2,8	4,2	2,8	3,7	2,6	3,3	2,2	3,5	2	3,4	1,8	3,2	1,6	3,6	1,8	3,6	2,3	4,3	2,8	4,5	2,4	2,9	2,3
8	Сарни	3,9	3,4	3,7	3,4	3,8	3,3	3,3	3	3,1	2,6	3,2	2,4	3,2	2,3	3	2,1	3,3	2,4	3,3	2,7	3,8	3,3	3,9	3,2	3	2,8
10	Тернопіль	4,5	4	4,3	4,1	4,2	4	3,8	3,6	3,3	3	3,5	2,8	3,3	2,7	3,2	2,5	3,5	2,9	3,5	3,3	4,2	4,1	4,6	4	3,5	3,4
20	Ужгород	3	2,2	3,1	2,5	3,1	2,8	2,8	3,1	2,6	2,7	2,6	2,4	2,5	2,3	2,5	2,1	2,6	2,3	2,7	2,3	2,8	2,5	3	2,3	2,5	2,5
21	Чернівці	4	4	3	4,2	4	4,1	3	4	3	3,6	3	3,4	3	3,3	3	3,1	3	3,1	3	3,4	3	3,8	4	3,7	3,3	3,6
	Всього	4	3,3	3,7	3,4	3,8	3,4	3,3	3,3	3,1	2,8	3,2	2,6	3,1	2,5	3	2,3	3,2	2,5	3,2	2,8	3,6	3,3	4	3,1	3	2,9
		Південна частина України (S.U.)																									
5	Миколаїв	3,7	4,1	3,8	4,2	3,9	4,1	3,7	3,9	3,5	3,6	3,4	3,3	3,4	3,1	3,3	3,1	3,5	3,1	3,3	3,2	3,4	3,8	3,7	3,9	3,4	3,6
6	Ізмаїл	3,7	4	3,8	4,4	3,8	4,3	3,6	4,3	3,5	3,8	3,4	3,5	3,3	3,2	3,2	2,9	3,2	2,9	3,2	3	3,4	3,3	3,7	3,6	3,3	3,6
17	Сарата	4	3,2	4	3,3	4,1	3,2	3,7	3	3,6	2,7	3,5	2,6	3,5	2,6	3,4	2,5	3,6	2,3	3,6	2,4	3,8	2,7	4	2,8	3,1	2,8
18	Мелітополь	4	2,9	4	3,2	4	2,9	4	2,6	3	2,4	3	2,1	3	2	3	2,1	3	2,1	3	2,2	3	2,4	4	2,5	2,7	2,5
19	Джанкой	4,2	3,2	4,2	3,4	4,1	3,3	3,9	3,1	3,6	2,8	3,6	2,5	3,5	2,4	3,5	2,3	3,7	2,3	3,7	2,4	3,8	2,8	4,1	2,9	3,1	2,8
	Всього	3,9	3,5	4	3,7	4	3,6	3,8	3,4	3,4	3,1	3,4	2,8	3,3	2,7	3,3	2,6	3,4	2,5	3,4	2,6	3,5	3	3,9	3,1	3,1	3,1
		Північна частина України (N.U.)																									
1	Житомир	4,1	4,7	3,9	4,8	4	4,7	3,5	4,3	3,2	3,7	3,3	3,4	3,2	3,3	3,1	3,2	3,3	3,6	3,4	4	3,9	4,8	4,1	4,7	3,7	4,1
3	Суми	3,9	4,4	3,9	4,6	3,9	4,3	3,5	4,1	3,2	3,5	3,1	3,3	3,1	3,1	3	3,1	3,3	3,3	3,4	3,9	3,7	4,4	4	4,5	3,6	3,9
9	Щорс	4	3,1	4	3,2	4	2,9	3	2,8	3	2,4	3	2,2	3	2,1	3	2	3	2,3	3	2,5	3	3	4	3,1	2,8	2,6
22	Миронівка	3,9	3,7	3,8	3,7	3,9	3,7	3,5	3,5	3,2	2,8	3,2	2,5	3,1	2,5	3	2,4	3,2	2,7	3,3	3	3,7	3,6	4	3,6	3,2	3,1
	Всього	4	4	3,9	4,1	3,9	3,9	3,4	3,7	3,2	3,1	3,1	2,9	3,1	2,8	3	2,7	3,2	3	3,2	3,4	3,6	4	4	4	3,3	3,4
		Східна частина України (E.U.)																									
13	Харків	4	4,5	3,9	4,8	3,9	4,6	3,5	4,4	3,3	3,8	3,1	3,4	3,1	3,3	3,1	3,2	3,4	3,4	3,4	3,8	3,7	4,2	4	4,4	3,6	4
15	Донецьк	3,7	5,7	3,6	6,4	3,6	5,6	3,2	5,2	3,1	4,4	2,9	3,6	2,8	3,5	3	3,7	3,2	4	3,2	4,6	3,4	5,2	3,7	5,4	3,8	4,8
16	Луганськ	4,3	3,3	4,3	3,8	4,1	3,5	3,7	3,2	3,6	2,8	3,4	2,1	3,3	2	3,4	2,1	3,6	2,3	3,6	2,7	3,9	3,1	4,3	3,1	3,1	2,8
	Всього	4	4,5	3,9	5	3,9	4,6	3,5	4,3	3,3	3,7	3,1	3	3,1	2,9	3,1	3	3,4	3,2	3,4	3,7	3,7	4,2	4	4,3	3,5	3,9
		Центральна частина України (C.U.)																									
2	Вінниця	3,8	3,7	3,7	3,9	3,9	3,7	3,4	3,6	3,1	3	3,2	2,7	3,1	2,8	3	2,6	3,2	2,8	3,2	3,2	3,7	3,7	4	3,7	3,2	3,3
4	Кіровоград	4,3	4,5	4,2	4,8	4,2	4,6	3,8	4,4	3,5	3,9	3,4	3,5	3,3	3,4	3,3	3,5	3,6	3,6	3,6	3,8	3,9	4,2	4,3	4,4	3,7	4,1
11	Умань	4	2,8	3,9	3	4	2,9	3,6	2,9	3,3	2,5	3,3	2,4	3,2	2,3	3,1	2,1	3,4	2,2	3,4	2,4	3,8	2,6	4,1	2,7	2,9	2,6
12	Полтава	4	4,6	4	5	4	4,5	4	4,2	3	3,7	3	3,2	3	3,1	3	3	4	3,2	4	3,7	4	4,3	4	4,4	3,6	3,9
14	Губиниха	4	3,8	4	4,3	3,9	3,9	3,6	3,7	3,4	3,2	3,2	2,6	3,1	2,4	3,2	2,5	3,5	2,7	3,4	3	3,7	3,3	4	3,6	3,2	3,3
	Всього	4	3,9	4	4,2	4	3,9	3,7	3,8	3,3	3,3	3,2	2,9	3,1	2,8	3,1	2,7	3,5	2,9	3,5	3,2	3,8	3,6	4,1	3,8	3,4	3,4

Таблиця 4.3. Різниця між швидкостями вітру $V_М$ за базовий період 1986-2005 рр. та швидкостями, які відповідають кліматичній нормі $V_{КН}$, $\Delta\overline{V} = \overline{V}_м - \overline{V}_{кн}$. Сценарій *A1B*

№ ст.	Станція	Місяць, сценарій A1B, 1986-2005												
		I	*II*	*III*	*IV*	*V*	*VI*	*VII*	*VIII*	*IX*	*X*	*XI*	*XII*	*Рік*
		Західна частина України (W.U.)												
7	Броди	1,91	1,70	1,57	1,62	1,77	1,99	1,85	2,29	2,13	1,7□	1,54	2,27	1,88
8	Сарни	0,76	0,63	0,69	0,84	1,05	1,37	1,19	1,00	1,28	□,02	0,66	1,04	1,05
10	Тернопіль	0,52	0,40	0,32	0,63	1,02	1,28	0,98	1,41	1,02	0,62	0,20	0,67	0,77
20	Ужгород	0,73	0,58	0,48	0,09	0,23	0,33	0,43	0,57	□,45	0,44	0,49	0,51	0,40
21	Чернівц□	-0,49	-0,51	-0,47	-0,49	-0,11	0,17	-0,02	0,29	0,16	-0,28	-0,35	-0,0□	-0,13
	Всього	0,69	0,56	0,52	0,54	0,79	1,03	0,89	1,23	1,01	0,70	0,51	0,90	0,79
		Південна частина України (S.U.)												
5	Миколаїв	0,39	0,47	0,26	0,07	0,12	0,51	0,47	0,70	0,87	0,90	0,53	0□66	0,51
6	Ізмаїл	0,75	0,54	0,07	-0,50	-0,18	0,10	0,47	1,02	1,00	1,33	1,41	1,28	0,63
17	Сарата	1,23	1,42	1,16	0,95	1,08	1,19	1,04	1,30	1,66	1,65	1,59	1,70	1,30
18	Мелітополь	1,45	1,30	1,38	1,38	1,24	1,57	1,61	1,63	1,90	1,75	1,67	1,86	1,51
19	Джанкой	1,□2	1,59	1,35	0,93	0,96	1,19	1,27	1,48	2,02	1,98	1,74	2,09	1,50
	Всього	1,09	1,06	0,84	0,56	0,64	0,91	0,97	1,22	1,55	1,52	1,39	1,52	1,09
		Північна частина України (N.U.)												
1	Житомир	-0,36	-0,60	-0,57	-0,35	0,11	0,54	0,30	0,62	0,22	-0,19	-0,68	-0,30	-0,10
3	Суми	-0,18	-0,57	-0,28	-0,19	0,25	0,58	0,29	0,54	0,48	-0,08	□0,40	-0,36	-0,02
9	Щорс	0,88	0,61	0,92	0,88	1,09	1,43	1,22	1,52	1,30	1,12	0,80	0,89	1,09
22	Миронівка	0,40	0,30	0,22	0,32	0,78	1,23	0,91	1,26	1,00	0,67	0,28	0,53	0,70
	Всього	0,19	-0,07	0,0□	0,17	0,55	0,95	0,68	0,98	0,75	0,38	0,00	0,19	0,42
		Східна частина України (E.U.)												
13	Харків	-0,69	-1,12	-0,95	-0,73	-0,34	0,18	-0,10	0,20	0,17	-0,33	-0,57	-0,62	-0,42
15	Донецьк	-2,15	-2,97	-2,19	-1,80	-1,30	-0,40	-0,53	-0,63	-0,78	-1,46	-1,88	-1,92	-□,53
16	Луганськ	0,70	0,02	0,39	0,71	0,80	1,66	1,44	1,42	1,34	0,86	0,65	0,78	0,93
	Всього	-0,71	-1,36	-0,92	-0,61	-0,28	0,48	0,27	0,33	0,25	-0,31	-0,60	-0,59	-0,34
		Центральна частина України (C.U.)												
2	Вінниця	0,18	-0,01	0,12	0,11	0,57	0,95	0,56	0,96	0□71	0,26	0,07	0,25	0,38
4	Кіровоград	-0,15	-0,48	-0,40	-0,28	-0,03	0,47	0,20	0,32	0,30	0,10	-0,11	-0,11	-0,06
11	Умань	1,18	1,01	1,02	0,93	1,15	1,32	1,15	1,56	1,46	1,20	1,25	1,32	1,18
12	Полтава	-0,49	-0,96	-0,55	-0,26	0,02	0,63	0,25	0,59	0,58	-0,01	-0,□5	-0,37	-0,08
14	Губиниха	0,40	-0,16	0,13	0,26	0,48	1,22	1,07	1,17	1,14	0,76	0,63	0,51	0,58
	Всього	0,23	-0,12	0,06	0,15	0,44	0,92	0,65	0,92	0,84	0,46	0,28	0,32	0,40

З таблиці 4.3 випливає, що усереднена для кожного регіону швидкість вітру скрізь вища на 0,4-0,8 м/с (стовпчик «рік»), ніж швидкість за кліматичною нормою. Але в східному регіоні і в ряді інших регіонів швидкість вітру, яка моделюється з урахуванням A1B, швидкість $\overline{V}_м$ виявляється меншою ніж $\overline{V}_{кн}$, наприклад, в Донецьку швидкість $\overline{V}_м$ зменшилася на 2,0 м/с в зимовий сезон.

У таблиці 4.4 показані аналогічні різниці швидкостей вітру між швидкістю $\overline{V}_м$ по A2 і швидкістю вітру $\overline{V}_{кн}$. Перевищення швидкості по A2, зменшилося порівняно з A1B приблизно на 0,5 м/с.

Таблиця 4.4. Різниця між швидкостями вітру $V_М$ за базовий період 1986-2005 рр. та швидкостями, які відповідають кліматичній нормі $V_{КН}$, $\Delta\overline{V} = \overline{V}_м - \overline{V}_{кн}$. Сценарій *A2*

№ ст.	Станція	Місяць, сценарій А2, 1986-2005 рр.												
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
		Західна частина України (W.U.)												
7	Броди	1,78	1,48	1,38	1,12	1,13	1,50	1,57	1,63	1,77	1,27	1,47	2,14	1,52
8	Сарни	0,47	0,31	0,47	0,32	0,47	0,82	0,87	0,87	0,85	0,56	0,46	0,73	0,60
10	Тернопіль	0,47	0,16	0,18	0,17	0,33	0,70	0,61	0,66	0,60	0,22	0,12	0,56	0,40
20	Ужгород	0,78	0,55	0,30	-0,26	-0,06	0,22	0,18	0,36	0,34	0,39	0,31	0,74	0,32
21	Чернівці	0,00	-1,20	-0,10	-1,00	-0,60	-0,40	-0,30	-0,10	-0,10	-0,40	-0,80	0,30	-0,39
	Всього	0,70	0,26	0,45	0,07	0,25	0,57	0,59	0,68	0,69	0,41	0,31	0,89	0,49
		Південна частина України (S.U.)												
5	Миколаїв	-0,37	-0,36	-0,18	-0,23	-0,05	0,13	0,25	0,21	0,39	0,14	-0,36	-0,22	-0,05
6	Ізмаїл	-0,31	-0,59	-0,46	-0,69	-0,32	-0,07	0,11	0,33	0,34	0,19	0,11	0,12	-0,10
17	Сарата	0,81	0,69	0,87	0,72	0,89	0,91	0,86	0,95	1,25	1,24	1,15	1,24	0,96
18	Мелітополь	1,10	0,80	1,10	1,40	0,60	0,90	1,00	0,90	0,90	0,80	0,60	1,50	0,97
19	Джанкой	1,01	0,81	0,78	0,77	0,81	1,15	1,05	1,19	1,40	1,26	1,02	1,23	1,04
	Всього	0,45	0,27	0,42	0,39	0,39	0,60	0,66	0,72	0,86	0,73	0,50	0,77	0,56
		Північна частина України (N.U.)												
1	Житомир	-0,64	-0,89	-0,75	-0,80	-0,50	-0,11	-0,06	-0,15	-0,26	-0,63	-0,92	-0,56	-0,52
3	Суми	-0,48	-0,70	-0,38	-0,60	-0,26	-0,21	-0,01	-0,10	0,02	-0,55	-0,72	-0,49	-0,37
9	Щорс	0,90	0,80	1,10	0,20	0,60	0,80	0,90	1,00	0,70	0,50	0,00	0,90	0,70
22	Миронівка	0,18	0,07	0,17	-0,04	0,41	0,65	0,59	0,60	0,55	0,27	0,06	0,40	0,33
	Всього	-0,01	-0,18	0,03	-0,31	0,06	0,28	0,36	0,34	0,25	-0,10	-0,40	0,06	0,56
		Східна частина України (E.U.)												
13	Харків	-0,50	-0,86	-0,71	-0,88	-0,48	-0,34	-0,24	-0,13	-0,04	-0,44	-0,53	-0,42	-0,47
15	Донецьк	-2,04	-2,77	-2,03	-1,95	-1,31	-0,72	-0,67	-0,73	-0,82	-1,43	-1,80	-1,72	-1,50
16	Луганськ	0,99	0,47	0,59	0,53	0,79	1,28	1,32	1,28	1,31	0,91	0,80	1,18	0,96
	Всього	-0,52	-1,06	-0,72	-0,77	-0,33	0,07	0,14	0,14	0,15	-0,32	-0,51	-0,32	-0,34
		Центральна частина України (C.U.)												
2	Вінниця	0,12	-0,16	0,16	-0,18	0,14	0,49	0,28	0,36	0,41	0,03	-0,01	0,26	0,16
4	Кіровоград	-0,21	-0,60	-0,36	-0,61	-0,37	-0,13	-0,11	-0,22	-0,02	-0,20	-0,29	-0,08	-0,27
11	Умань	1,17	0,89	1,13	0,69	0,82	0,87	0,86	1,02	1,17	1,02	1,15	1,38	1,01
12	Полтава	-0,60	-1,00	-0,50	-0,20	-0,70	-0,20	-0,10	0,00	0,80	0,30	-0,30	-0,40	-0,24
14	Губиниха	0,20	-0,32	0,05	-0,13	0,18	0,55	0,70	0,70	0,79	0,43	0,41	0,38	0,33
	Всього	0,14	-0,24	0,09	-0,09	0,01	0,32	0,33	0,37	0,63	0,32	0,19	0,31	0,20

Швидкість вітру в Східному регіоні, згідно з розрахунковими даними за базовий період (1986–2005 рр.), значно зменшилася порівняно з кліматичною нормою. Наприклад, у Донецьку швидкість вітру взимку менша на 2,5 м/с в порівнянні зі швидкістю вітру кліматичної норми, а в середньому за рік зменшення швидкості склало 1,5 м/с.

Такі відмінності між величинами, осередненими за тривалі проміжки часу, можна визнати значними. Різницю вітрових режимів між кліматичним періодом 1961–1990 рр. і наступним за ним періодом 1986–2005 рр. можна пояснити тільки або зміною великомасштабних циркуляційних процесів, або недостатньою забезпеченістю моделей МЗЦА фактичними даними за період з 1986 по 2005 рр.

Зменшення швидкості вітру відбувається і в прилеглих до Східного регіону областях, а саме: в Харківській, Полтавській, Сумській, Кіровоградській областях і в Дніпропетровській і Запорізькій. Таким чином, якщо вірити вітровим даним отриманим з урахуванням сценаріїв *A1B* і *A2,* можна констатувати різке зменшення швидкості вітру в Східних регіонах України, в яких раніше спостерігалися високі середньорічні швидкості більші ніж 4 м/с.

Вкрай цікавими є, так само, результати порівняння швидкостей вітру, осереднених за базовий модульований період, зі швидкостями вітру за кліматичною нормою. Річний хід різниць $\Delta\overline{V} = \overline{V}_{\text{м}} - \overline{V}_{\text{кн}}$ середньомісячних швидкостей вітру $V_{\text{М}}$ і швидкостей кліматичної норми $V_{\text{КН}}$ показано на рисунку 4.4 а,б.

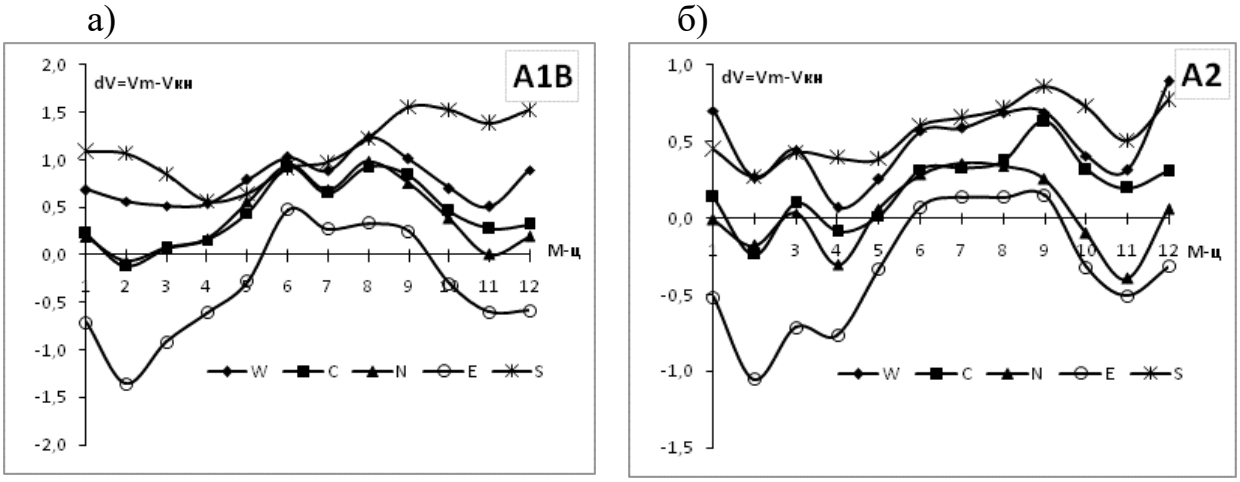


Рис. 4.4. Річний хід різниці між середньомісячними модельними значеннями швидкості $V_{\text{М}}$ за базовий період 1986-2005 рр. та швидкостями кліматичної норми $V_{\text{КН}}$, $\Delta V = \overline{V}_{\text{м}} - \overline{V}_{\text{кн}}$

Незалежно від сценарію виявляються такі закономірності:

а) швидкості вітру збільшуються в середньому на 0,5 м/с у всіх регіонах України щодо «кліматичної норми», крім Східного регіону;

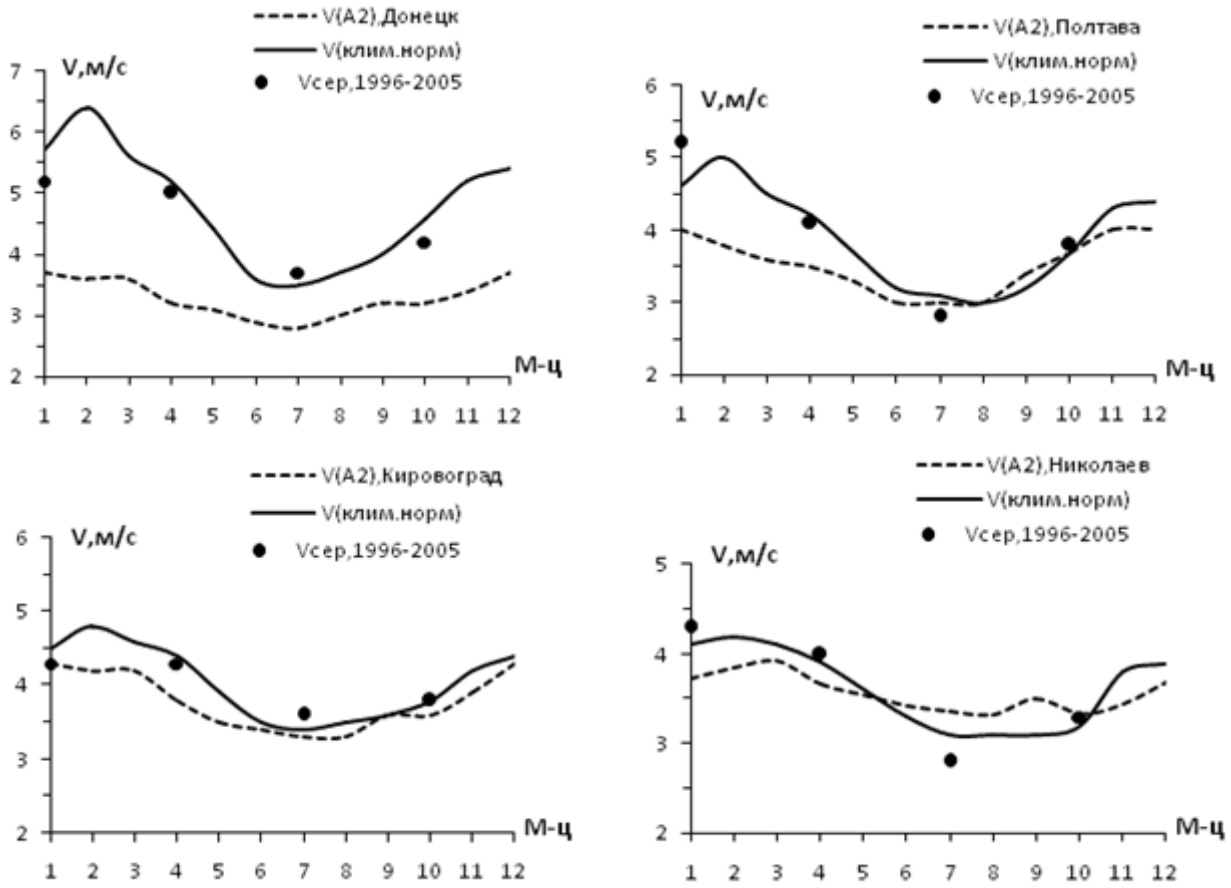
б) у Східному регіоні швидкість вітру різко зменшується на 1,0-1,5 м/с особливо взимку, а влітку приблизно відповідає значенням норми за 1961-1990 рр;

в) найбільш помітне збільшення швидкості на 0,5-1,0 м/с впродовж всього року прогнозується в Південному регіоні (лінія з хрестовидними маркерами);

г) відмінність між сценаріями полягає тільки в тому, що величина різниці менша для сценарію А2, ніж для А1В, тобто $\Delta\overline{V}_{\text{A2}} < \Delta\overline{V}_{\text{A1B}}$;

Сім’я ліній на рис. 4.4 а,б показує зменшення в холодний період року прогнозованих швидкостей вітру відносно кліматичної норми, та збільшення швидкостей в теплий період року (6, 7, 8, 9 місяці), що, очевидно, призведе до згладжування річного ходу швидкості вітру.

Приклад згладжування річного ходу швидкості вітру при моделюванні за базовий період режиму вітру в Донецьку, Полтаві, Кіровограді та Миколаєві показано на рис. 4.5.



черні маркери – фактична швидкість приземного вітру
в центральні місяці сезонів за 1996-2005 рр.

Рис. 4.5. Зміна річного ходу швидкості вітру при моделюванні поля вітру за період 1986-2005 рр. за сценарієм *A2*

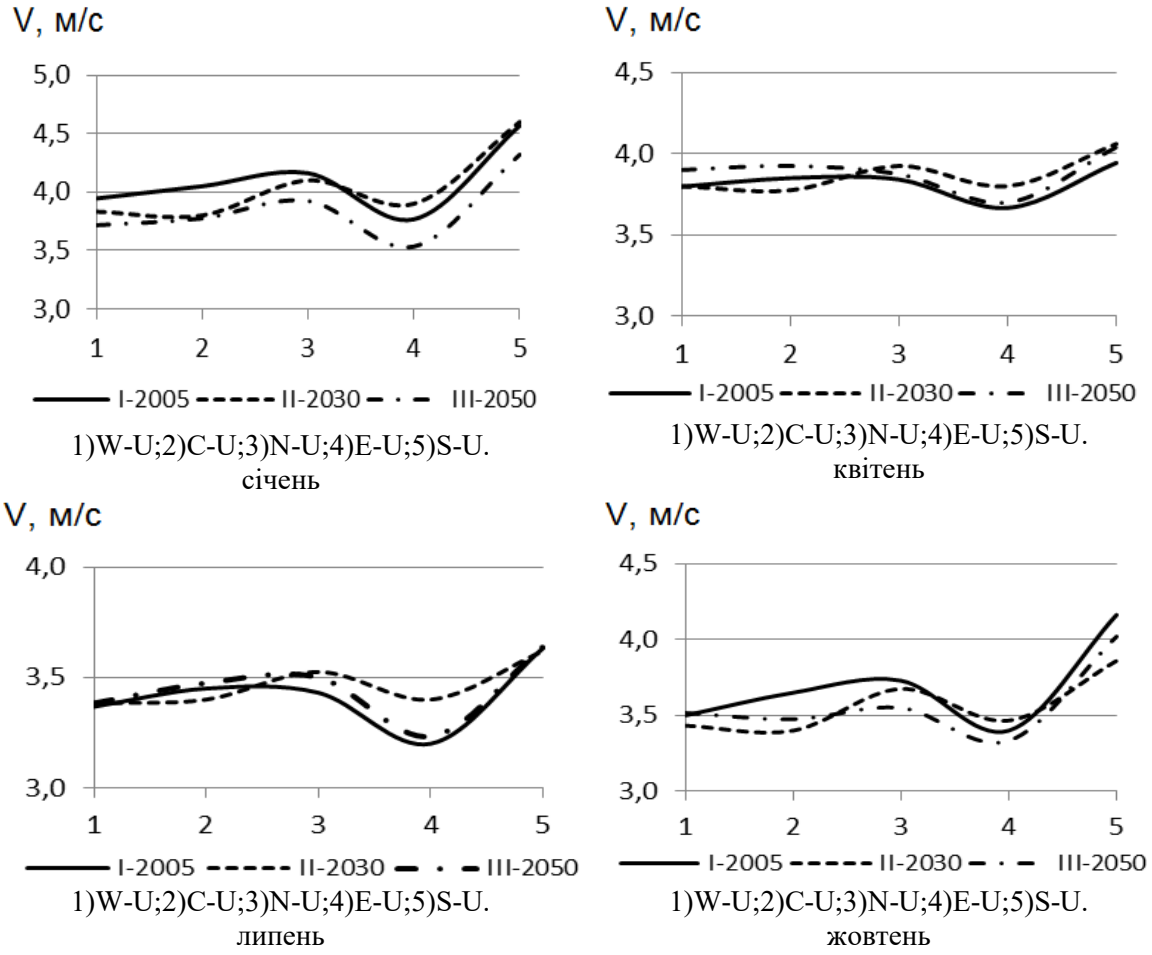
Аналогічне згладжування річного ходу швидкості вітру присутнє і на інших метеостанціях. На рисунку 4.5 проставлені так само значення швидкості фактичного вітру, розрахованого для періоду 1996-2005 рр. за даними декількох метеостанцій. Виявляється, що фактичні швидкості ближчі до кліматичної норми, ніж до результатів вітрового режиму, визначених за сценарієм А2.

Проаналізуємо далі результати змін режиму вітру в другому (2010–2030 рр.) і третьому (2031–2050 рр.) прогнозованому періоді.

Аналіз змін модельованих швидкостей вітру (V_M, м/с), усереднених у кожному регіоні України, виконаємо за допомогою візуалізації табличних даних (табл. 4.5 і 4.6) на рисунках 4.6 і 4.7.

Сценарій А1В (рис.4.6).

Для всіх сезонів виявляється одна закономірність: у трьох регіонах - Західному (1), Центральному (2) і Північному (3) спостерігаються приблизно рівні швидкості вітру. Фон швидкостей становить у січні 4,0 м/с, у квітні 3,8 м/с, у липні 3,5 м/с і в жовтні 3,6 м/с. Найменша швидкість вітру відзначається у Східному регіоні (четвертий регіон), а найбільша– у другому періоді (2010–2030 рр.) Південного регіону. В січні вона дорівнює 4,5 м/с, у квітні 4,0 м/с, у липні 3,6 м/с, а в жовтні 4,2 м/с.



1 – Західний регіон WU; 2 – Центральний регіон C-U;
3 – Північний регіон N-U; 4 – Східний регіон E-U;
5 – Південний регіон S-U

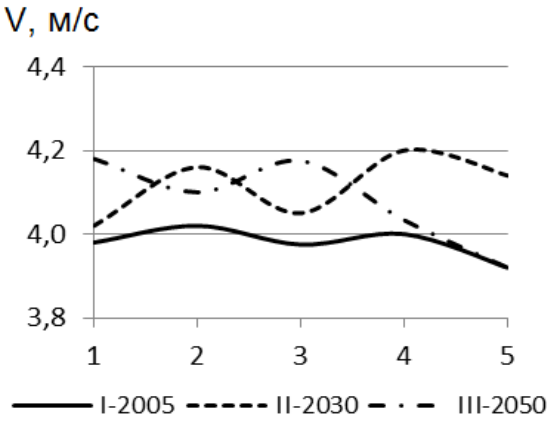
Рис.4.6. Середньомісячні швидкості вітру V_M за центральні місяці сезонів для періодів (I – 1986-2005), (II – 2010-2030), (III – 2031-2050) за сценаріями *A1B*

Характер просторової мінливості швидкості вітру зберігається від регіону до регіону для всіх розглянутих періодів. Зберігається як амплітуда, так і фаза коливань, тобто вітровий режим середини XX1 сторіччя (2031–2050 рр.) є подібним режиму вітру за базовий період.

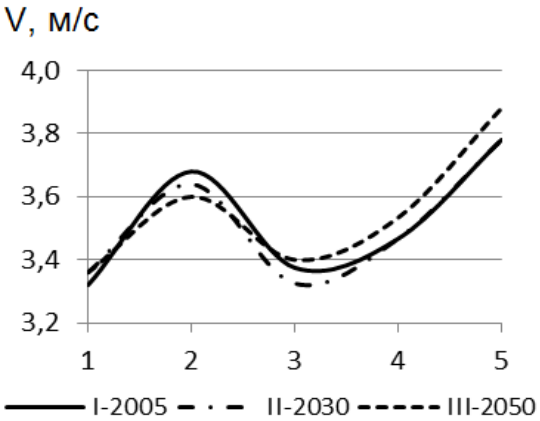
Сценарій *A2* (рис. 4.7).

Моделі МЗЦА, використовувані у сценарії *A2*, прогнозують іншу картину мінливості вітрового режиму.

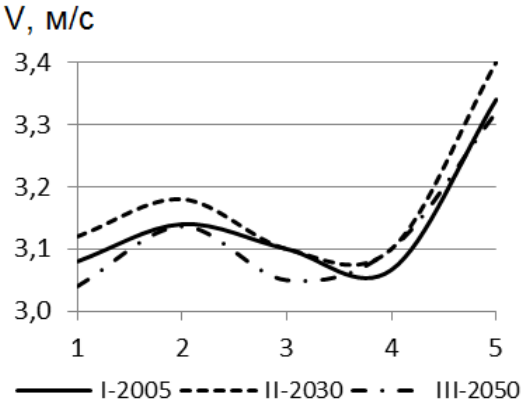
У квітні і в липні на всій території України зберігається один і той же тип просторової мінливості для всіх періодів, тобто збільшення швидкості вітру в Центральному та Південному регіонах і його зменшення в північному регіоні.



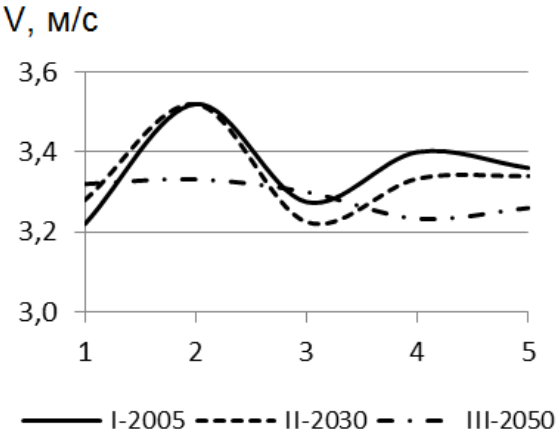
1)W-U;2)C-U;3)N-U;4)E-U;5)S-U.
січень



1)W-U;2)C-U;3)N-U;4)E-U;5)S-U.
квітень



1)W-U;2)C-U;3)N-U;4)E-U;5)S-U.
липень



1)W-U;2)C-U;3)N-U;4)E-U;5)S-U.
жовтень

1 – Західний регіон WU; 2 –Центральний регіон C-U;
3 – Північний регіон N-U; 4-Східний регіон E-U; 5 – Південний регіон S-U

Рис. 4.7. Середньомісячні швидкості вітру V_M за центральні місяці сезонів для періодів (I – 1986-2005), (II – 2010-2030), (III – 2031-2050) за сценарієм *A2*

Річні зміни швидкості вітру згідно сценарію *A2* відрізняються від режимів вітру за сценарієм *A1B*. Наприклад, у кожному з розглянутих періодів швидкість вітру, незалежно від регіону, значно змінюється як за амплітуді, так і по фазі коливань. Наприклад, в Центральному регіоні в жовтні, згідно *A2*, відбувається збільшення швидкості в першому і в другому періоді, тоді як сценарій *A1B* не прогнозує подібних коливань.

Таблиця 4.5. Середньорічні швидкості вітру за сценаріями *A1B* і *A2*, для періодів 1986-2005 рр., 2011-2030 рр., 2031-2050 рр. і різниця швидкостей між сценаріями $\Delta V = \left(\bar{V}_{\text{A2}} - \bar{V}_{\text{A1B}}\right)$, м/с

№ п/п	Станція	Період, сценарій, роки								
		1986-2005			2011-2030			2031-2050		
		A1B	*A2*	*A2-A1*	*A1B*	*A2*	*A2-A1*	*A1B*	*A2*	*A2-A1*
1	Житомир	4	3,6	-0,4	4	3,6	-0,4	4	3,6	-0,4
2	Вінниця	3,7	3,4	-0,3	3,7	3,4	-0,3	3,6	3,5	-0,1
3	Суми	3,9	3,5	-0,4	3,9	3,5	-0,4	3,8	3,5	-0,3
4	Кіровоград	4	3,8	-0,2	4	3,7	-0,3	4	3,8	-0,2
5	Миколаїв	4,1	3,6	-0,5	4,2	3,5	-0,7	4,1	3,6	-0,5
6	Ізмаїл	4,2	3,5	-0,7	4,2	3,4	-0,8	4,2	3,5	-0,7
7	Броди	4,2	3,8	-0,4	4	3,9	-0,1	4,1	3,9	-0,2
8	Сарни	3,9	3,4	-0,5	3,8	3,5	-0,3	3,8	3,5	-0,3
9	Щорс	3,7	3,3	-0,4	3,9	3,3	-0,6	3,6	3,3	-0,3
10	Тернопіль	4,2	3,8	-0,4	4	3,8	-0,2	4,1	3,9	-0,2
11	Умань	3,8	3,6	-0,2	3,8	3,5	-0,3	3,8	3,6	-0,2
12	Полтава	3,8	3,7	-0,1	3,7	3,6	-0,1	3,8	3,7	-0,1
13	Харків	3,6	3,5	-0,1	3,7	3,5	-0,2	3,5	3,5	0
14	Губиниха	3,9	3,6	-0,3	3,6	3,6	0	3,8	3,6	-0,2
15	Донецьк	3,3	3,3	0	3,5	3,3	-0,2	3,2	3,3	0,1
16	Луганськ	3,7	3,8	0,1	3,9	3,8	-0,1	3,7	3,8	0,1
17	Сарата	4,1	3,7	-0,4	4,2	3,7	-0,5	4,1	3,7	-0,4
18	Мелітополь	4	3,4	-0,6	4	3,5	-0,5	4	3,6	-0,4
19	Джанкой	4,3	3,8	-0,5	4,3	3,8	-0,5	4,3	3,8	-0,5
20	Ужгород	2,9	2,8	-0,1	2,9	2,8	-0,1	2,9	2,8	-0,1
21	Чернівці	3,5	3,3	-0,2	3,4	3,2	-0,2	3,4	3,2	-0,2
22	Миронівка	3,8	3,5	-0,3	3,8	3,4	-0,4	3,8	3,5	-0,3
*V*сер и (*VA2-VA1*)		3,85	3,53	-0,31	3,84	3,51	-0,33	3,8	3,55	-0,25
(*A2-A1*) в %				-8,9%			-9,3%			-6,9%

Таблиця 4.6. Різниця середньорічних швидкостей вітру, розрахована за сценаріями *A1B* і *A2*, між періодами (I – 1986-2005 рр.), (II – 2011-2030 рр.), (III – 2031-2050 рр.), м/с

№ n/n	Станція	1	2	3	3
		A1(II)−*A1*(1)	*A2*(II)−*A2*(I)	*A1*(III)−*A1*(1)	*A2*(III)−*A2*(I)
1	Житомир	0	0	0	0
2	Вінниця	0	0	-0,1	0,1
3	Суми	0	0	-0,1	0
4	Кіровоград	0	-0,1	0	0
5	Миколаїв	0,1	-0,1	0	0
6	Ізмаїл	0	-0,1	0	0
7	Броди	-0,2	0,1	-0,1	0,1
8	Сарни	-0,1	0,1	-0,1	0,1
9	Щорс	0,2	0	-0,1	0
10	Тернопіль	-0,2	0	-0,1	0,1
11	Умань	0	-0,1	0	0
12	Полтава	-0,1	-0,1	0	0
13	Харків	0,1	0	-0,1	0
14	Губиниха	-0,3	0	-0,1	0
15	Донецьк	0,2	0	-0,1	0
16	Луганськ	0,2	0	0	0
17	Сарата	0,1	0	0	0
18	Мелітополь	0	0,1	0	0,2
19	Джанкой	0	0	0	0
20	Ужгород	0	0	0	0
21	Чернівці	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
22	Миронівка	0	-0,1	0	0
Середнє по станціях		-0,005	-0,018	-0,045	0,023

У квітні та липні простежується значне зростання швидкості в Південному регіоні, хоча незрозуміло, які синоптичні процеси можуть зумовити річній максимуми швидкості вітру в липні.

У табл. 4.5 показано середньорічні швидкості вітру для 22-х метеостанцій України, для трьох періодів 1986-2005 рр., 2011-2030 рр., 2031-2050 рр. та відмінності швидкостей вітру між сценаріями $\Delta V = \left(\overline{V}_{\text{A2}} - \overline{V}_{\text{A1B}}\right)$, м/с. З наведених даних випливає, що значення розрахункових швидкостей вітру за сценарієм А2 менші від значень

швидкостей вітру за сценарієм *A1B* в середньому на 0,3 м/с, що відповідає зменшенню швидкості вітру на 7-10 % (нижній рядок таблиці 4.5).

Сценарій *A2* прогнозує зменшення швидкості для всієї території України на всіх 22 метеостанціях.

З табл. 4.6 так само видно, що середньорічні швидкості для другого (II – 2011-2030 рр.) та третього періодів (III – 2031-2050 рр.), прогнозовані моделями МЗЦА в рамках кожного сценарію *A1B* або *A2*, практично мало відрізняються від значень швидкості вітру для базового періоду I – 1986–2005 рр. Відсутність значущих змін середньої швидкості вітру від періоду до періоду свідчить про відсутність яскраво виражених трендів зростання або зменшення швидкості вітру до середини XXI сторіччя.

В середньому по всіх станціях відмінності не перевищують 4 %, тобто жоден з використовуваних сценаріїв не прогнозує в майбутньому будь-яких істотних змін циркуляційних процесів на території України.

Однак звернемо увагу на особливості прогнозованих змін швидкості вітру за сценаріями *A1B* і *A2*. Так, наприклад, по *A1B* швидкість вітру зменшиться до середини XXI сторіччя (II – 2031-2050 рр.) приблизно на 5 %, тоді як по *A2* швидкість зменшиться на 2 % у другому періоді (II – 2011-2030 рр.) і, далі, в третьому періоді (III – 2031-2050 рр.) знову збільшиться на 2 %.

Середня швидкість поривів вітру більша приблизно в 3 рази у порівнянні зі швидкістю приземного вітру за сценарієм *A1B*, і в 3,2 раза за сценарієм *A2*. Цікаво, що сценарій *A2* прогнозує зменшення швидкості вітру на 8 %, при збільшенні швидкості пориву.

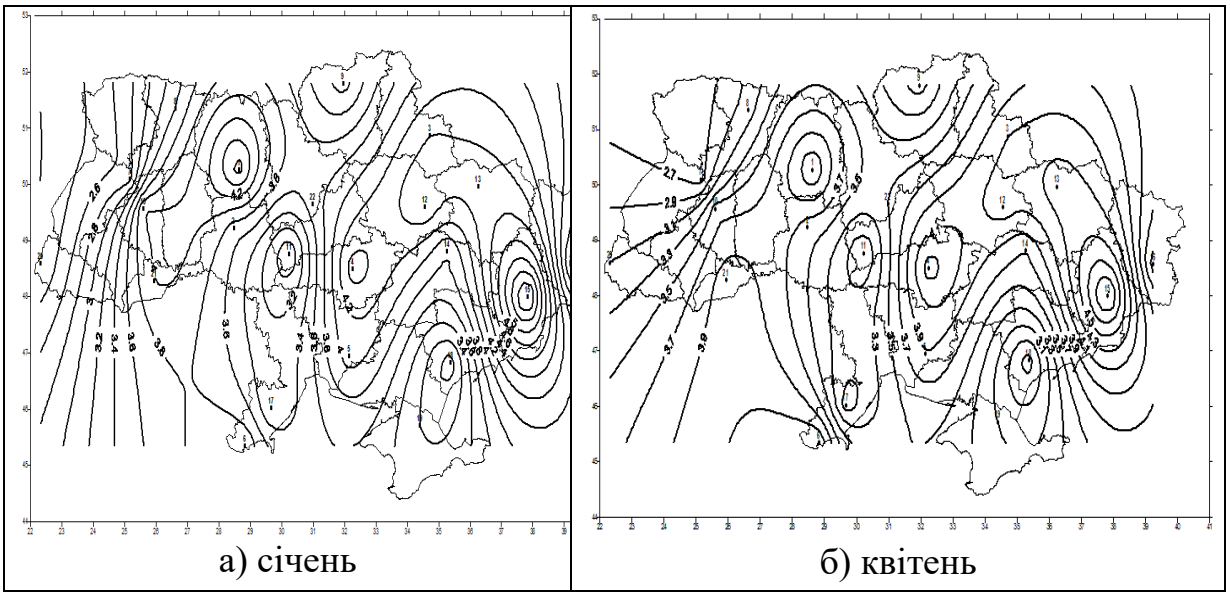
Виявлені відмінності вітрових режимів між сценаріями *A1B* і *A2* для окремих регіонів, зрозуміло, пов'язані з різними циркуляційними процесами, які прогнозуються моделями МЗЦА для території України. Тому, слід було б доповнити дослідження довготривалих змін вітрового режиму, використовуючи поля атмосферного тиску, с прогнозовані до середини XXI сторіччя.

Просторові зміни середньорічних швидкостей вітру. Перейдемо до аналізу просторових розподілів середньомісячних швидкостей вітру для трьох прогнозованих періодів. Попередньо розглянемо
поля вітру, які відповідають кліматичній нормі (рисунки 4.8 і 4.9).

Характерні особливісті розподілів швидкості вітру (рис. 4.8-4.9), незалежних від сезону, є:

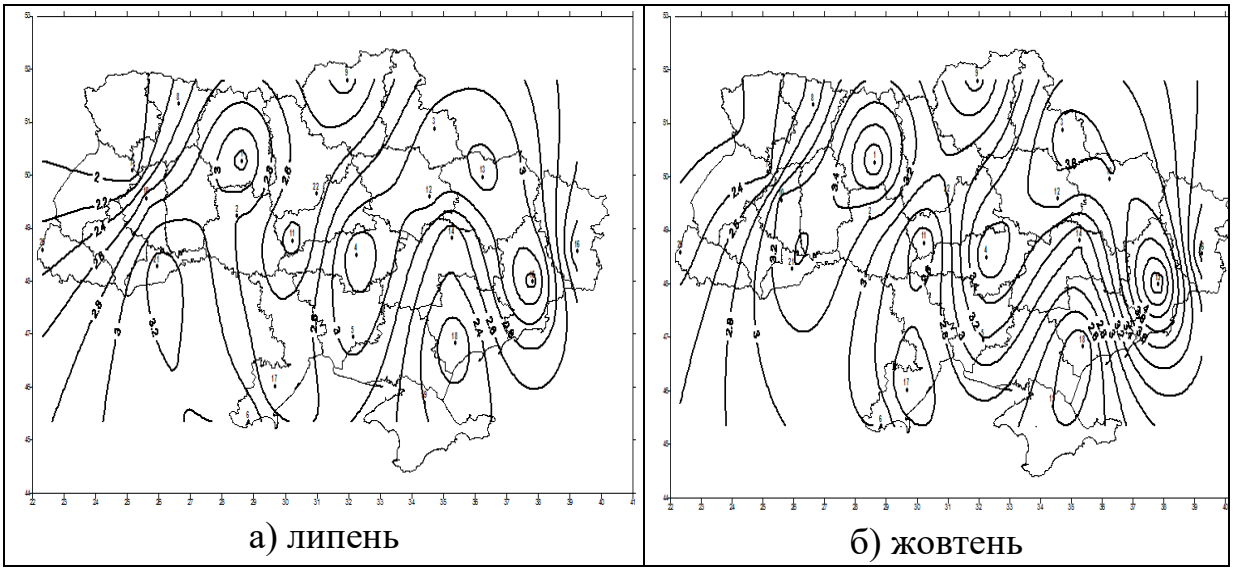
• наявність двох «зон» найбільших швидкостей вітру $\bar{V} > 4$ м/с в Харківській і Донецькій областях та в східних областях Північного регіону (Рівненська та Луцька області), і в Житомирській області. Відзначимо, що наявність зон великих швидкостей вітру в районах Донецької, Харківської та Луганської областей підтверджується аналогічними швидкостями вітру в прилеглих територіях Російської Федерації;

• зони з великими швидкостями вітру на Сході і Заході України розділені улоговиною, шириною в 200-300 км, з середньомісячними швидкостями не більшими за 2,5-3,0 м/с. Улоговина у вигляді меридіонально спрямованої смуги простягається від Південного (Одеська область) до Північного регіону України (Чернігівська область).



а) січень б) квітень

Рис. 4.8. Просторовий розподіл середньомісячних швидкостей вітру для січня та квітня, побудований за даними 22 метеостанцій (кліматична норма 1961-1990 рр.)



а) липень б) жовтень

Рис. 4.9. Просторовий розподіл середньомісячних швидкостей вітру для липня та жовтня, побудований за даними 22 метеостанцій (клім. норма 1961-1990 рр.)

Повернемося до аналізу розподілів середньомісячних швидкостей вітру для трьох прогнозованих періодів, показаних далі на рисунках 4.10–4.13. На рисунках показані поля вітру, осереднені за кожен модельований період: базовий період 1986–2005 рр. та прогнозовані періоди з 2011 р. по 2030 р. і період з 2031 р. по 2050 р. Ізолінії рівних швидкостей вітру проведені з дискретністю 0,2 м/с, починаючи від ізолінії 2,4 м/с до ізолінії 4,8 м/с.

Основні положення просторового розподілу швидкості вітру для двох сценаріїв можна визначити таким чином.

Відбувається збільшення швидкості вітру в Південному регіоні і північно-східних областях Західного регіону. Найбільш помітне збільшення швидкості приблизно на 1 м/с спостерігається в південних областях при реалізації сценарію *A1B*. Для сценарію *A2* збільшення швидкості менш помітно.

Відбувається значне зменшення швидкості вітру в Східному регіоні, який за даними діючої кліматичної норми (1961–1990 рр.) є найбільш вітряним регіоном України. Зменшення швидкості в цьому регіоні досягає 2 м/с.

У Північному та Центральному регіонах в теплий період року, відбувається посилення вітру на 1 м/с для сценарію *A1B* і на 0,5 м/с для сценарію *A2*.

Структура поля вітру на території України буде відповідати таким положенням:

- Область слабких швидкостейях на Сході України в Харківській, Луганській та Донецькій області;
- Область великих швидкостей на Півдні України (Запорізька, Херсонська, Миколаївська, Одеська області), яка у вигляді гребеня поширюється на центральні області України;
- Область слабких швидкостей в західних районах України в Львівській, Чернівецькій, Хмельницькій, Закарпатській, Івано-Франківській та Тернопільській областях;
- Область збільшеної швидкості вітру в Рівненській, Луцькій та Житомирській областях, яка в залежності від сезону року незначно змінює своє положення та масштаби;
- Північні і центральні області в залежності від сезону перебувають під впливом зони максимальних швидкостей Півдня України або під впливом зони слабких вітрів;
- Середні багаторічні швидкості вітру по сценарію А1В для території України становлять: 3,85; 3,84 і 3,8 м/с відповідно для трьох періодів;
- Середні багаторічні швидкості вітру по сценарію А2 для території України становлять: 3,53; 3,51 і 3,55 м/с відповідно для трьох періодів.

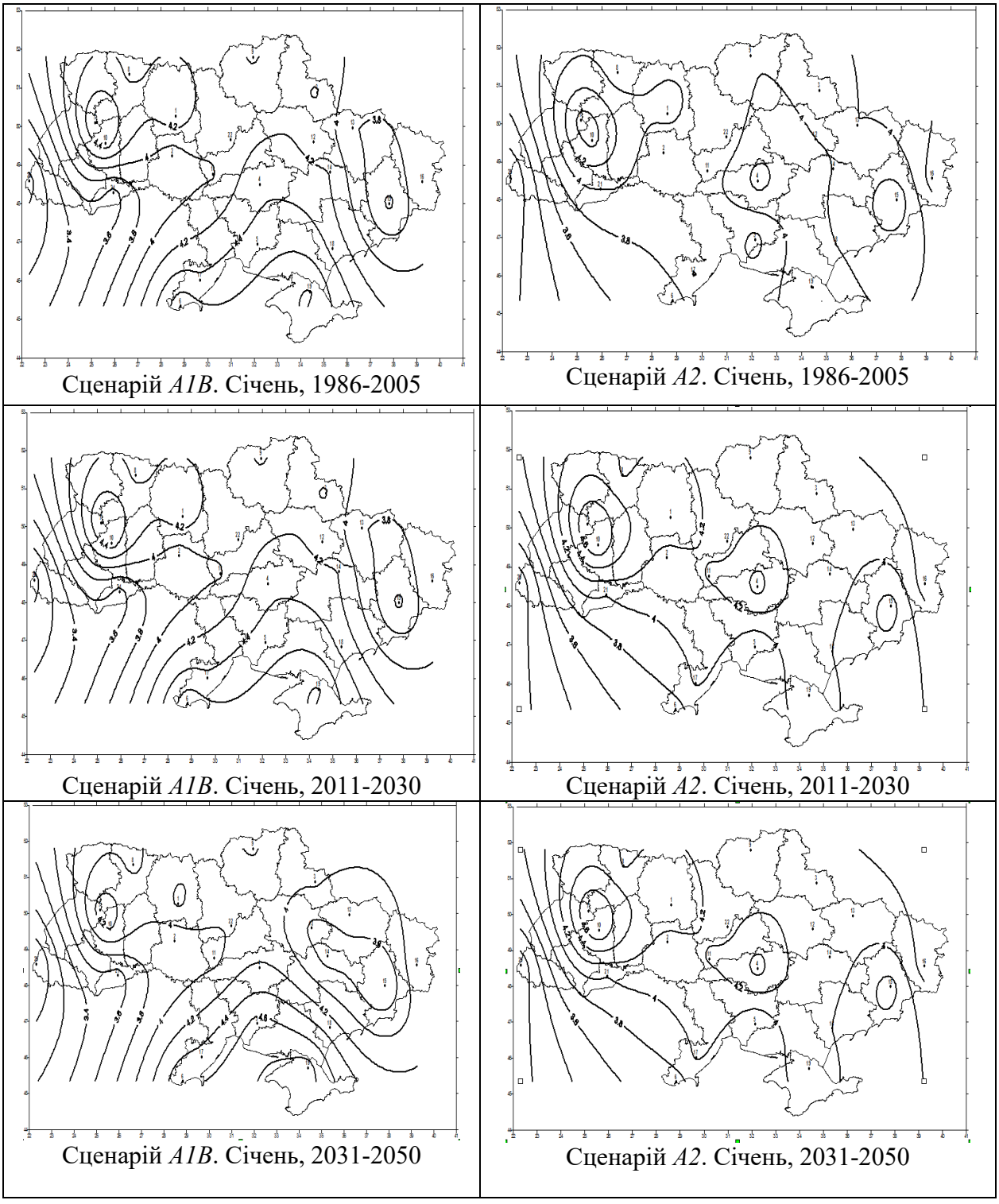
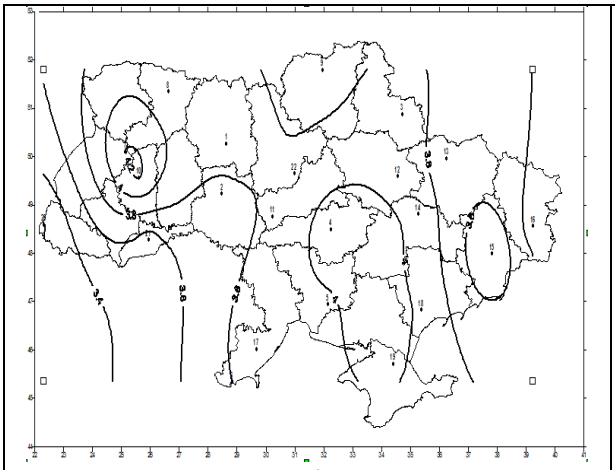
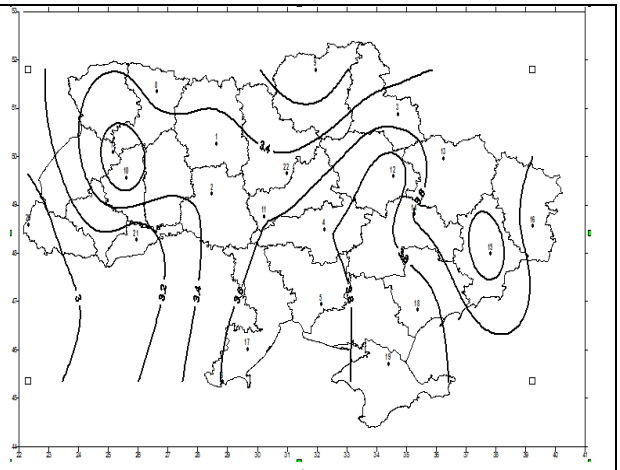


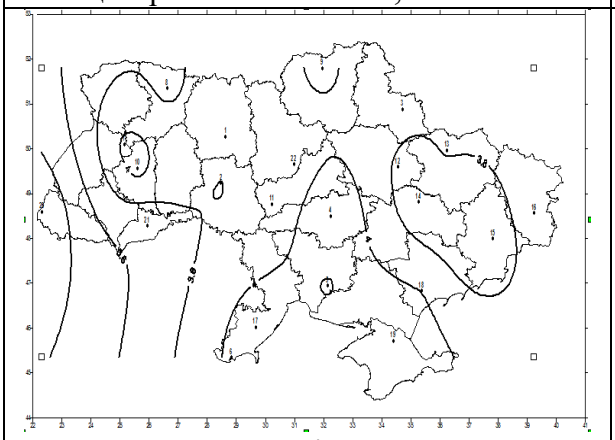
Рис.4.10. Просторовий розподіл середньомісячних швидкостей вітру для періодів 1986-2005 рр., 2011-2030 рр., 2031-2050 рр.
за сценаріями *A1B* і *A2*.Січень



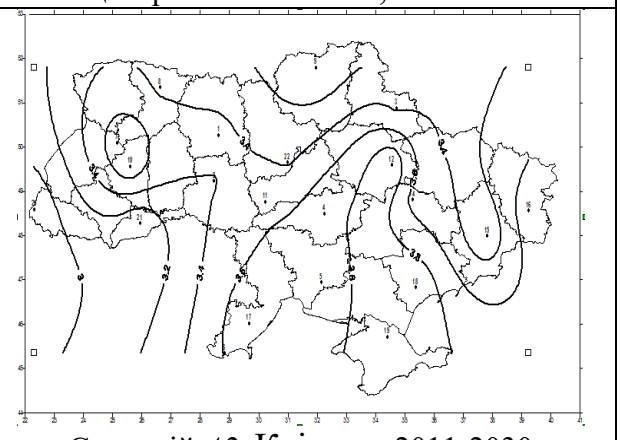
Сценарій *A1B*. Квітень, 1986-2005



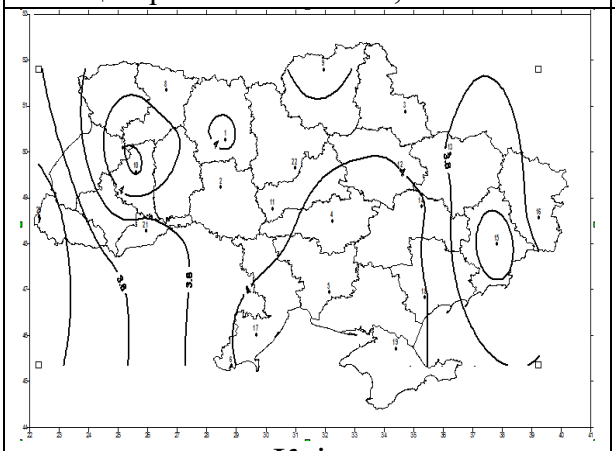
Сценарій *A2*. Квітень, 1986-2005



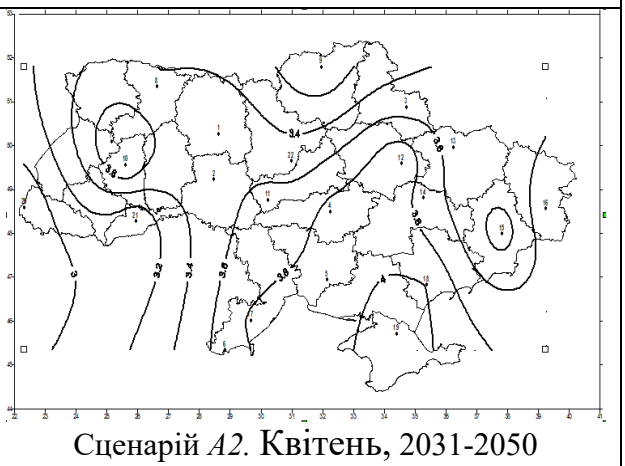
Сценарій *A1B*. Квітень, 2011-2030



Сценарій *A2*. Квітень, 2011-2030



Сценарій A1B. Квітень, 2031-2050



Сценарій *A2*. Квітень, 2031-2050

Рис.4.11. Просторовий розподіл середньомісячних швидкостей вітру для періодів 1986-2005 рр., 2011-2030 рр., 2031-2050 рр. за сценаріями *A1B* і *A2*. Квітень

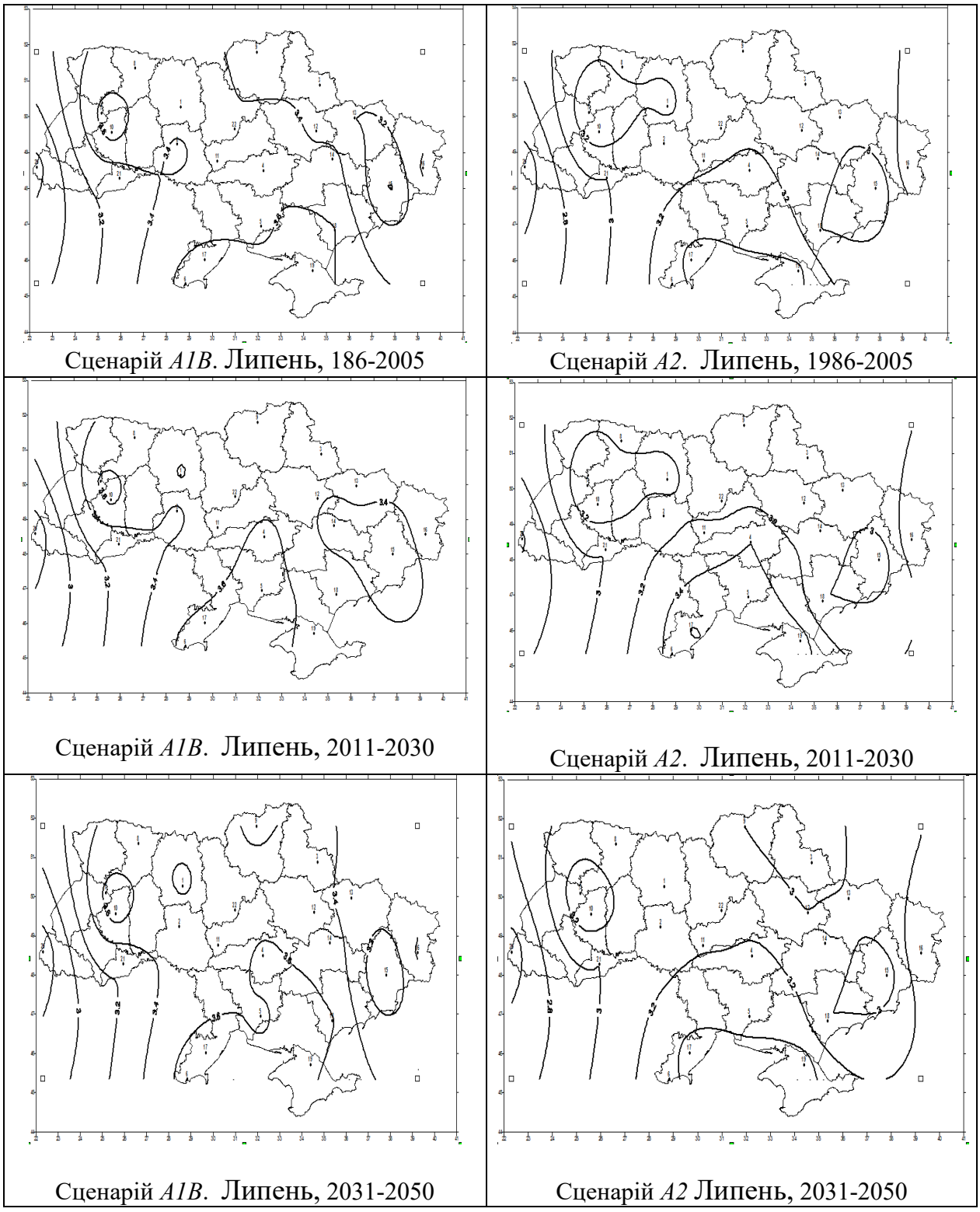


Рис. 4.12. Просторовий розподіл середньомісячних швидкостей вітру для періодів 1986-2005 рр., 2011-2030 рр., 2031-2050 рр.
за сценаріями *A1B* і *A2*. Липень

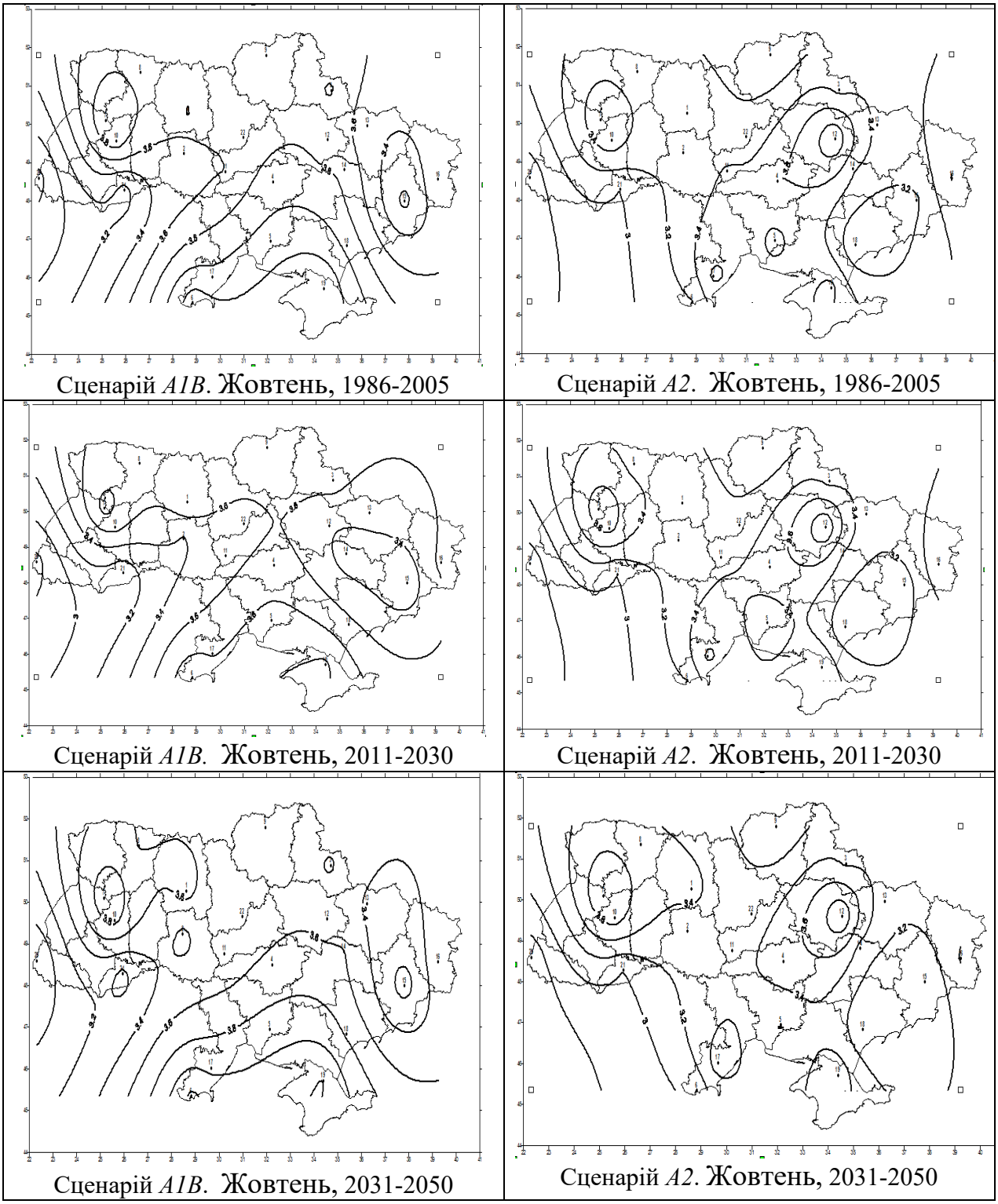


Рис.4.13. Просторовий розподіл середньомісячних швидкостей вітру для періодів 1986-2005 рр., 2011-2030 рр., 2031-2050 рр. за сценаріями *A1B* і *A2*. Жовтень

- Середні багаторічні швидкості вітру для прогнозованих періодів розраховані для 22 пунктів за даними значень швидкості вітру в вузлах регулярної сіткової області, яка використовується в моделях МЗЦА, згідно сценаріїв *A1B* і *A2*.
- Середня багаторічна швидкість вітру для території України за кліматичний період 1961–1990 рр., розрахована за метеорологічними спостереженнями, становить 3,29 м/с [11, 12, 15].

Висновки

1. Використовувались такі вихідні дані: середньодобові швидкості вітру, середньодобові значення складових вектора швидкості і середньодобова швидкість поривів вітру. Масив вихідний даних містить 64240 випадків.

Обробка даних виконувалась за допомогою математичного редактора MS Excel. На основі середньодобових даних визначені середньомісячні значення швидкості вітру, складові вектора вітру і поривів вітру, які у подальшому осереднювалися для різних регіонів України за різні періоди. Загальний обсяг розрахунків склав 15 GB.

Кількість обраних пунктів, що характеризують поле вітру в Україні, виявилася недостатньою для його коректного опису. Особливо це стосується опису вітру для Східного регіону, представленого трьома станціями.

2. Характерною особливістю просторового розподілу середньомісячних швидкостей за даними кліматичної норми, незалежно від сезону, є:

- наявність двох «зон» найбільших швидкостей вітру в Харківській і Донецькій областях та в північних областях Західного регіону (Луцької та Рівненськїй) і в Житомирській області Північного регіону;
- зони найбільших швидкостей вітру розділені між собою зоною відносно слабких швидкостей вітру 2,5-3,0 м/с, шириною в 200-300 км, яка у вигляді меридіональної спрямованої смуги простягається від південного (Одеська область) до Північного регіону України (Чернігівська область).

3. Відмінності між швидкостями за кліматичною нормою і швидкостями за сценарієм А2 мають такі закономірності:

- швидкості вітру збільшуються в середньому на 0,5 м/с у всіх регіонах України відносно «кліматичної норми», крім Східного регіону;
- у Східному регіоні, швидкість вітру різко зменшується на 1,0-1,5 м/с особливо взимку і в перехідні сезони, а влітку приблизно відповідає значенням норми 1961-1990 рр.;
- найбільш помітне збільшення швидкості приблизно на 0,5-1,0 м/с, протягом усього року прогнозується в Південному регіоні;

- відмінність між сценаріями полягає тільки в тому, що значення різниць менші для сценарію А2**,** ніж для А1В, тобто $\Delta\overline{V}_{A2} < \Delta\overline{V}_{A1B}$;
- сім'я ліній (рис. 4.15-4.16) показує відхилення прогнозованих швидкостей вітру від його кліматичної норми, свідчить про зменшення швидкості вітру в холодний період року і збільшення швидкості в теплий період (6, 7, 8, 9 місяці), що веде до згладжування річного ходу швидкості вітру. Особливо це помітно для Східного регіону.

4. Порівняння карт модельованого вітрового режиму з картами «кліматичної норми» свідчить про істотні зміни структури поля швидкості на території України. Так, наприклад, замість зони максимальних вітрів (V>5м/с) у Східному регіоні України з'являється область слабких швидкостей. Змінюється так само географічне положення зон слабких і сильних вітрів на території України та їх абсолютні значення.

5. Необхідно продовжити вивчення впливу зміни клімату на перетворення часових та просторових полів основних метеорологічних величин на території України. Для цього необхідно виконати розрахунки фактичних полів вітру не менш ніж по 30 метеорологічних станціях за період з 1991 по 2014 рр. і порівняти їх з результатами моделювання майбутніх змін метеорологічних величин з урахуванням сценаріїв *A1B* і *A2.*

4.2. ВІТРОЕНЕРГЕТИЧНИЙ ПОТЕНЦІАЛ УКРАЇНИ ТА ЙОГО ЗМІНИ У ЗВ'ЯЗКУ ЗІ ЗМІНАМИ КЛІМАТУ

Технічні вітроенергетичні ресурси дорівнюють річному значенню енергії, яке можна отримати сучасними технічними засобами на даній території [2, 21].

Кінетична енергія E вітрового потоку, тобто енергія одиниці повітряної маси m, що має швидкість V, визначається формулою

$$E = \frac{mV^2}{2}. \qquad (4.1)$$

Знаючи середню швидкість повітряного потоку $\overline{V}$, а також густину повітря ρ (кг/м^3), можна визначити масу повітря, яка пройде за одиницю часу через одиничний майданчик, а саме $m = \rho V$, кг/(м^2 с). Підставляючи $m = \rho V$ в формулу (4.1), отримаємо питому потужність вітрового потоку у вигляді

$$W_{\overline{V}} = \frac{1}{2}\rho\overline{V}^3. \qquad (4.2)$$

Формула (4.2) використовується для оцінки теоретичного природного питомого вітроенергетичного потенціалу повітряного потоку (вітру). Як правило, такий потенціал характеризується середньорічною швидкістю вітру на висоті 10м над постильною поверхнею [1, 19]. Потенціал може визначатись або за даними спостережень мережних метеостанцій або за даними висотного зондування.

Для визначення теоретичної потужності вітроенергетичної установки (ВЕУ), необхідно знати «овіювану площу» $S==\pi R^2$, яка знаходиться в плоскості, нормальній до вектора потоку, обертання ротора. Тоді формула (4.2) набуває вигляду

$$W_{\bar{V},ВЕУ}=\frac{1}{2}\rho\bar{V}^3S=\frac{1}{2}\rho\bar{V}^3\pi R^2, \qquad (4.3)$$

де R (м) – радіус обертання ротора з горизонтальною віссю.
Величину $W_{\bar{V},ВЕУ}$, віднесену до одиниці «овіюваної площі», прийнято називати «питомим вітроенергетичним потенціалом ВЕУ».

Повна потужність ВЕУ залежить від величини «площі, яка овівається вітроколесом» і, звичайно, від швидкості вітру (рис. 4.14.).

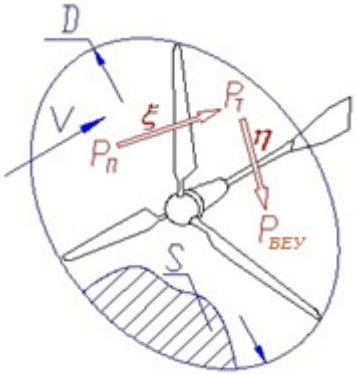


Рис. 4.14. Схема роботи ротора

де S – овіювана площа ротора; V – вектор повітряного потоку; D – діаметр колеса; $P_П$ – потужність вітрового потоку; P_T – потужність з урахуванням ККД ротора ($\zeta_{КПД}$); $W_{ВЕУ}$ – потужність на виході генератора з урахуванням ККД редуктора і генератора (η).

Деяка частина потужності втрачається в процесі перетворення кінетичної енергії на електричну. Потужність вітрового потоку змінюється пропорційно зміні швидкості вітру. Тому вітроенергетичний потенціал,

того або іншого регіону визначається за швидкостями вітру, усередненими за тривалі проміжки часу, як правило, за середньорічною швидкістю вітру.

Досвід показує, що інтегральні характеристики вітру за рік і його енергетичні параметри досить точно характеризують енергетичний потенціал в межах заданого району.

Незважаючи на невеликі швидкості вітру, вітроенергетичний потенціал в окремих регіонах України є досить великим. За підрахунками Інституту електродинаміки НАН України [5, 6, 23] вітроенергетичний потенціал у 2000 раз перевищує сучасне виробництво енергії в Україні.

Часові зміни швидкості вітру представляються у вигляді випадкової функції, оскільки швидкість вітру залежить від безлічі метеорологічних і геофізичних чинників.

Оцінка енергетичного потенціалу вітрового потоку виконується, як інтеграл функції, який відповідає сумі великої кількості нескінченно малих доданків

$$W_{\bar{V}} = 0{,}5\rho \int_0^{V_{\max}} \bar{V}^3 f(v)dv, \qquad (4.4)$$

де $f(v)$ – відносна (диференціальна) повторюваність швидкостей вітру.

Формула (4.4) широко використовується для розрахунку природного реального потенціалу вітрового потоку $P_{\Delta V}$ за даними про повторюваність швидкостей вітру за вибрані проміжки часу

$$W_{\Delta V} = \alpha\, T \left(\sum_{v_{\min}}^{v_{роб}} \bar{V}_i^3 \cdot p_i + \bar{V}_{роб}^3 \sum_{v_{роб}}^{v_{\max}} p_i \right), \qquad (4.5)$$

де $\alpha = \rho/2 =$ 0,613 числовий коефіцієнт, який відповідає стандартній величині густини сухого повітря при температурі 15^0С на рівні моря, $\rho = 1{,}225$ кг/м^3 (густина ρ=1,23 кг/м^3 використовується при всіх розрахунках ВЕУ); T – кількість годин: T = 720 год за місяць, T = 2160 год за сезон і T = 8760 год за рік; $\bar{V}_i^3$ – куб середньої швидкості для кожної градації; $\bar{V}_{\text{роб}}^3$ – куб робочої швидкості вітру, прийнятої рівної V=10 м/с, при якій встановлюється номінальна потужність; $v_{\max}$ – максимальна швидкість вітру для ВЕУ; $v_{\min}$ – мінімальна швидкість вітру, яка відповідає початку роботи вітрового колеса ($\bar{V} \geq$4-5 м/с для ВЕУ, для яких

визначена $p_i(v_i)$ повторюваність в частках одиниці швидкостей вітру в інтервалі значень ΔV за досліджуваний часовий період.

Для оцінки технічного потенціалу вітроустановки вводяться різні коефіцієнти, які характеризують можливості ВЕУ перетворити кінетичну енергію на електричну, наприклад, такі як: C_P – коефіцієнт використовування вітрового потоку; η_p, η_g – коефіцієнти корисної дії редуктора і генератора. Для тихохідних ВЕУ ці коефіцієнти дорівнюють $\eta_p = 0{,}95$ $C_P = 0{,}35$, а для швидкохідних $\eta_p = 0{,}9$ $C_P = 0{,}45$ [19].

Коефіцієнт використовування енергії вітру C_P (критерій Бетца-Жуковського) залежить від втрати швидкості вітру при проходженні його крізь площину вітроколеса. Максимальне значення цього коефіцієнта дорівнює 0,593, тобто ВЕУ може використовувати не більше 2/3 енергії вітрового потоку.

Повна потужність природного вітроенергетичного потенціалу за тривалий проміжок часу визначається як сума енергії за початкові інтервали часу, наприклад, вітроенергетичний потенціал за місяць, як сума потенціалів за добу, потенціал за рік, як сума місячних потенціалів і т.д.

Тоді природний питомий теоретичний вітроенергетичний потенціал з урахуванням формули (4.2) визначиться так

$$W_{\bar{V}}^{T} = \sum_{i=1}^{N} W_{\bar{V}}^{\tau_i}, \tag{4.6}$$

де τ_i – тривалість початкового періоду: доба, декада, місяць, рік; T – тривалість досліджуваного періоду, яка дорівнює сумі $\sum_{i=1}^{N} \tau_i$.

Реальний питомий вітроенергетичний потенціал, з урахуванням (4.5) визначиться з формули

$$W_{\Delta V}^{T} = \sum_{i=1}^{N} W_{\Delta V}^{\tau_i}. \tag{4.7}$$

Швидкість вітру в граничному шарі атмосфери з висотою збільшується через зменшення сил тертя у міру віддалення від земної поверхні.

Розрахунок зміни швидкості вітру з висотою виконується за формулою:

$$V_z = V_{10}\left(\frac{z}{z_{10}}\right)^m, \tag{4.8}$$

де V_z – швидкість вітру на розрахунковій висоті z; V_{10} – швидкість вітру на стандартній висоті вимірювання вітру z = 10 м; m – показник степеня степеневого закону, який залежить від гідростатичної стійкості атмосфери, шорсткості поверхні і від самої швидкості вітру.

Значення показника степеня m у формулі (4.8) залежить від характеру підстильної поверхні (міська поверхня, сільська поверхня) і гідростатичної стійкості приземного шару повітря. Для оцінки класу стійкості в світовій практиці часто використовується класифікація Паськуїлла, яка розділяє ступінь термічної стійкості шару на 6 класів від сильно нестійкого конвективного стану до сильно стійкого інверсійного стану [25].

В «Керівництві по спеціалізованому обслуговуванню економіки кліматичною інформацією, продукцією і послугами» [13, 20] рекомендується використовувати залежність показника степеня m від сезону року, оскільки протягом року змінюється шорсткість земної поверхні у зв'язку із змінами щільності і висоти рослинного покриву в теплий період і наявністю снігового покриву в холодний період року.

Таблиця 4.7. Залежність показника степеня m у степеному законі зростання швидкості вітру з висотою для різних сезонів року [20]

Степень	Зима	Весна	Літо	Восінь	Рік
m	0,17	0,22	0,24	0,17	0,20

З таблиці 4.7 виходить, що найбільше зростання швидкості вітру з висотою m=0,24 за середніх умов нейтральної термічної стратифікації буде влітку, коли шорсткість поверхні найбільша. Взимку при практичній відсутності листової поверхні рослинного покриву і можливій наявності снігового покриву зростання швидкості вітру з висотою зменшиться.

Показники степеня m, наведені в таблиці 4.7 використовувалися нами для розрахунку швидкості вітру на висотах 100, 200 і 300 м, для оцінки зміни вітроенергетичного потенціалу.

Значення m в багатьох роботах, наприклад, в [25], береться рівним m=0,143 (закон «1/7» наростання» швидкості з висотою). В нормативних документах [20] рекомендується використовувати m=0,2. В роботі [14] для різних місць в США рекомендуються значення m=0,23±0,03. При вимірюваннях на різних висотах в роботі [24] значення m можуть досягати 0,34. В окремих роботах для України використовується m=0,167.

Недоліком степеневої залежності при відновленні вертикального профілю багаторічної швидкості вітру є те, що існує досить сильна його залежність від термічної стійкості приземного шару атмосфери. Показник m в цьому випадку може змінюватися від 0,10 до 0,50 і тому для

достовірних оцінок мінливості вертикального профілю необхідні дані мережних метеорологічних спостереженнь, що проводяться як вдень, так і вночі. Але із збільшенням періоду усереднювання швидкості вітру усереднюються і умови впливу термічної стратифікації, які наближаються до нейтрального стану.

Тому, на практиці розрахунок вітроенергетичного потенціалу виконується за даними про середню швидкість вітру за тривалі проміжки часу, наприклад, за рік.

Оскільки найвірогіднішим станом атмосфери є нейтральна стратифікація, то можна з успіхом використовувати і логарифмічну залежність, яка враховує вплив шорсткості підстильної поверхні на зростання швидкості вітру з висотою. Ця залежність записується таким чином

$$\overline{V}_z = \overline{V}_{10} \ln\left(z/z_0\right) \Big/ \ln\left(10/z_0\right). \qquad (4.9)$$

Параметр шорсткості z_0 в логарифмічній формулі має набагато більший діапазон мінливості від 10^{-3} до 2 м, тому логарифмічна залежність більш зручна для проведення узагальнення і районування території за вітроенергетичним потенціалом. Доведено [16], що між степеневим і логарифмічним законом розподілу швидкості вітру з висотою є функціональний взаємозв'язок.

Відзначимо так само, що на висоті 10 м найбільш енергоємними вітрами є швидкості вітру від 8 до 14 м/с, а на висоті більше 50 м швидкості від 10 до 18 м/с. Швидкості менше V <5 м/с і високі швидкості більше V> 18м/с не забезпечують високий енергопотенціал, оскільки перші мають низьку потенційну потужність, а високі швидкості мають дуже малу забезпеченість.

Енергетичні характеристики вітрового потоку для висот 10,100, 200 і 300 м для 22 пунктів України розраховані для трьох періодів 1986-2005 рр., 2011-2030 рр., 2031-2050 рр. Розрахунки виконані в рамках проекту №157 і представляють майбутні прогнозовані зміни розвитку вітроенергетики в Україні у зв'язку із змінами клімату.

Визначені такі характеристики:

1. Середньомісячні, середньорічні і багаторічні значення питомого вітроенергетичного потенціалу природного повітряного потоку.

2. Середньомісячні і середньорічні значення повної енергії вітру.

3. Середньоквадратичні відхилення (дисперсія), асиметрія і ексцес статистичних розподілів питомих потужностей вітрового потоку.

4. Абсолютні мінімуми і максимуми питомої і повної енергії вітру протягом року і місяця.

Нижче представлені результати розрахунків енергетичного потенціалу вітрового потоку, визначені на основі прогнозованих змін поля вітру в результаті змін клімату в Україні до 2050 р.

В таблиці 4.8. показані прогнозовані зміни середньорічної швидкості вітру $\overline{V}$ м/с на рівнях 10, 100, 200, 300 м згідно сценарію *A1*, для всіх досліджуваних часових рядів, починаючи з періоду 1986–2005 рр, і періодів з 2011 по 2030 рр, і з 2031 по 2050 рр.

Найбільші швидкості вітру на всіх висотах фіксуються в Південному регіоні. Тут швидкості вітру більші на 0,5-1 м/с, в порівнянні зі швидкостями вітру в інших регіонах України. Отже південні області України (Запорізька, Херсонська, Миколаївська, Одеська області та АР Крім), як і в попередні роки, мають найбільший вітровий енергопотенціал [4].

Сценарій *A2* згладжує відмінності в швидкості вітру між регіонами зменшуючи їх в цілому по території України на 0,25-0,5 м/с. Особливо помітно ослаблення вітру для Південного регіону де швидкість вітру зменшується на 0,6 м/с. Для багаторічних рядів таке зменшення середньої швидкості досить помітно (табл. 4.9).

Раніше ми відзначали, що згідно сценаріям *A1* і *A2* середні швидкості вітру в майбутньому до 2030-2050 рр. на всій території України практично не зміняться в порівнянні із теперішнім періодом, але відбудеться просторовий перерозподіл осередків з максимальними і мінімальними швидкостями вітру. Сценарій *A2* показує суттєве послаблення вітрової енергії в Східному і Південному регіонах до середини XXI століття в порівнянні з швидкостями вітру, які спостерігалися в кліматичному періоді 1960–1990 рр.

У таблицях 4.10 та 4.11 показані зміни середньорічного теоретичного потенціалу вітру $W_{\overline{V},Z}$, кВт·год/(м^2 рік) для періодів 1986–2005 рр, 2011–2030 рр, 2031–2050 рр., по сценаріях *A1* і *A2*.

У таблицях 4.12 та 4.13 показані значення середньорічного теоретичного та реального потенціалу вітру на висоті 10 м для періодів 1986-2005 рр. 2011-2030 рр. 2031-2050 рр. за сценаріями *A1* і *A2*.

Особливість цих порівнянь полягати в тому, що енергопотенціал, розрахований за середньою швидкістю вітру $W_{\overline{V},10}$, виявляється меншим, порівняно з потенціалом, отриманим з урахуванням повторюваності швидкостей вітру $W_{\Delta V,10}$. Ці невеликі відмінності, очевидно, пов'язані з тим, що усереднення швидкості проводиться з урахуванням слабких швидкостей вітру менших, ніж 2 м/с, повторюваність яких становить приблизно 10 %.

Таблиця 4.8. Середньорічна швидкість вітру $\overline{V}$ м/с на рівні 10,100,200,300 м для періодів 1986-2005 рр., 2011-2030 рр., 2031-2050 рр., сценарій *A1B*

№ ст.	Станція	Періоди, роки											
		1986-2005				2010-2030				2031-2050			
		$\overline{V}_{10}$	$\overline{V}_{100}$	$\overline{V}_{200}$	$\overline{V}_{300}$	$\overline{V}_{10}$	$\overline{V}_{100}$	$\overline{V}_{200}$	$\overline{V}_{300}$	$\overline{V}_{10}$	$\overline{V}_{100}$	$\overline{V}_{200}$	$\overline{V}_{300}$
		Західна частина України (W.U.)											
7	Броди	4,2	6,6	7,6	8,3	4,0	6,3	7,3	7,9	4,1	6,6	7,5	8,2
8	Сарни	3,9	6,1	7,0	7,6	3,8	5,9	6,8	7,4	3,8	6,0	6,9	7,5
10	Тернопіль	4,2	6,6	7,6	8,3	4,0	6,3	7,3	7,9	4,1	6,6	7,5	8,2
20	Ужгород	2,9	4,6	5,3	5,8	2,9	4,7	5,4	5,8	2,9	4,6	5,3	5,7
21	Чернівці	3,5	5,5	6,3	6,9	3,4	5,5	6,3	6,8	3,4	5,4	6,2	6,8
	Средне	3,7	5,9	6,8	7,4	3,6	5,7	6,6	7,2	3,7	5,8	6,7	7,3
		Південна частина України (S.U.)											
5	Миколаїв	4,1	6,5	7,5	8,1	4,2	6,7	7,6	8,3	4,1	6,5	7,4	8,1
6	Ізмаїл	4,2	6,7	7,7	8,3	4,2	6,7	7,7	8,3	4,2	6,7	7,7	8,3
17	Сарата	4,1	6,5	7,5	8,1	4,2	6,6	7,6	8,2	4,1	6,5	7,5	8,1
18	Мелітополь	4,0	6,3	7,3	7,9	4,0	6,4	7,3	7,9	4,0	6,3	7,2	7,8
19	Джанкой	4,3	6,8	7,8	8,5	4,3	6,8	7,8	8,5	4,3	6,7	7,7	8,4
	Средне	4,2	6,6	7,5	8,2	4,2	6,6	7,6	8,3	4,1	6,5	7,5	8,1
		Північна частина України (N.U.)											
1	Житомир	4,0	6,3	7,3	7,9	4,0	6,3	7,2	7,9	4,0	6,3	7,2	7,8
3	Суми	3,9	6,1	7,1	7,7	3,9	6,1	7,0	7,6	3,8	6,1	7,0	7,6
9	Щорс	3,7	5,8	6,7	7,3	3,9	6,2	7,1	7,8	3,6	5,7	6,6	7,2
22	Миронівка	3,8	6,0	6,9	7,5	3,8	6,0	6,9	7,5	3,8	6,0	6,9	7,5
	Средне	3,8	6,1	7,0	7,6	3,9	6,2	7,1	7,7	3,8	6,0	6,9	7,5
		Східна частина України (E.U.)											
13	Харків	3,6	5,7	6,5	7,1	3,7	5,9	6,8	7,4	3,5	5,6	6,5	7,0
15	Донецьк	3,3	5,2	6,0	6,5	3,5	5,5	6,3	6,9	3,2	5,1	5,9	6,4
16	Луганськ	3,7	5,9	6,8	7,4	3,9	6,2	7,2	7,8	3,7	5,8	6,7	7,3
	Средне	3,53	5,59	6,43	6,98	3,72	5,90	6,78	7,36	3,49	5,53	6,36	6,91
		Центральна частина України (C.U.)											
2	Вінниця	3,7	5,8	6,7	7,3	3,7	5,8	6,7	7,3	3,6	5,8	6,7	7,2
4	Кіровоград	4,0	6,4	7,4	8,0	4,0	6,4	7,4	8,0	4,0	6,3	7,3	7,9
11	Умань	3,8	6,0	6,9	7,5	3,8	6,0	6,9	7,5	3,8	6,0	6,9	7,4
12	Полтава	3,8	6,1	7,0	7,6	3,7	5,8	6,7	7,3	3,8	6,0	6,9	7,5
14	Губініха	3,9	6,2	7,1	7,7	3,6	5,7	6,5	7,1	3,8	6,1	7,0	7,6
	Средне	3,84	6,09	7,00	7,60	3,75	5,95	6,84	7,43	3,80	6,03	6,94	7,53

Таблиця 4.9. Середньорічна швидкість вітру $\overline{V}$ м/с на рівні 10,100,200,300 м для періодів 1986-2005 рр., 2011-2030 рр., 2031-2050 рр., сценарій *A2*

№ ст.	Станція	Періоди, роки											
		1986-2005				2010-2030				2031-2050			
		$\overline{V}_{10}$	$\overline{V}_{100}$	$\overline{V}_{200}$	$\overline{V}_{300}$	$\overline{V}_{10}$	$\overline{V}_{100}$	$\overline{V}_{200}$	$\overline{V}_{300}$	$\overline{V}_{10}$	$\overline{V}_{100}$	$\overline{V}_{200}$	$\overline{V}_{300}$
		Західна частина України (W.U.)											
7	Броди	3,84	6,06	6,96	7,55	3,85	6,08	6,99	7,58	3,88	6,13	7,04	7,64
8	Сарни	3,44	5,45	6,26	6,79	3,45	5,46	6,27	6,81	3,51	5,54	6,37	6,91
10	Тернопіль	4,17	6,61	7,60	8,25	3,98	6,31	7,26	7,88	4,14	6,56	7,54	8,18
20	Ужгород	2,78	4,40	5,06	5,49	2,76	4,38	5,03	5,46	2,76	4,38	5,03	5,46
21	Чернівці	3,22	5,11	5,88	6,38	3,24	5,14	5,91	6,42	3,26	5,18	5,95	6,46
	Средне	3,49	5,53	6,35	6,89	3,46	5,47	6,29	6,83	3,51	5,56	6,39	6,93
		Південна частина України (S.U.)											
5	Миколаїв	3,56	5,66	6,51	7,06	3,53	5,60	6,45	7,00	3,56	5,66	6,52	7,08
6	Ізмаїл	3,50	5,55	6,39	6,93	3,44	5,47	6,29	6,83	3,47	5,52	6,35	6,90
17	Сарата	3,74	5,93	6,81	7,40	3,69	5,84	6,72	7,30	3,72	5,91	6,79	7,37
18	Мелітополь	3,54	5,61	6,45	7,00	3,53	5,60	6,43	6,98	3,53	5,60	6,45	7,00
19	Джанкой	3,82	6,06	6,97	7,56	3,81	6,04	6,95	7,54	3,83	6,08	6,99	7,59
	Средне	3,63	5,76	6,63	7,19	3,60	5,71	6,57	7,13	3,62	5,75	6,62	7,19
		Північна частина України (N.U.)											
1	Житомир	3,58	5,66	6,50	7,06	3,56	5,63	6,47	7,02	3,62	5,72	6,58	7,13
3	Суми	3,50	5,53	6,36	6,90	3,48	5,50	6,32	6,86	3,51	5,55	6,37	6,91
9	Щорс	3,28	5,19	5,97	6,48	3,28	5,18	5,95	6,46	3,33	5,27	6,05	6,57
22	Миронівка	3,47	5,49	6,30	6,84	3,43	5,43	6,23	6,76	3,49	5,52	6,35	6,89
	Средне	3,46	5,47	6,28	6,82	3,44	5,43	6,24	6,77	3,49	5,52	6,34	6,88
		Східна частина України (E.U.)											
13	Харків	3,52	5,56	6,39	6,93	3,50	5,53	6,35	6,89	3,50	5,53	6,36	6,90
15	Донецьк	3,28	5,18	5,95	6,46	3,26	5,16	5,94	6,44	3,27	5,18	5,95	6,46
16	Луганськ	3,79	5,99	6,89	7,47	3,77	5,97	6,86	7,44	3,76	5,96	6,85	7,44
	Средне	3,53	5,58	6,41	6,95	3,51	5,55	6,38	6,93	3,51	5,56	6,39	6,93
		Центральна частина України (C.U.)											
2	Вінниця	3,44	5,44	6,26	6,79	3,42	5,40	6,21	6,74	3,47	5,49	6,30	6,84
4	Кіровоград	3,78	5,99	6,88	7,46	3,75	5,93	6,82	7,39	3,78	5,98	6,87	7,46
11	Умань	3,58	5,67	6,51	7,07	3,55	5,61	6,45	7,00	3,59	5,69	6,54	7,10
12	Полтава	3,73	5,90	6,78	7,36	3,72	5,89	6,76	7,34	3,73	5,90	6,78	7,36
14	Губініха	3,58	5,66	6,50	7,06	3,58	5,66	6,51	7,06	3,58	5,67	6,52	7,08
	Средне	3,62	5,73	6,59	7,15	3,60	5,70	6,55	7,11	3,63	5,75	6,60	7,17

Таблиця 4.10. Середньорічний теоретичний потенціал вітру $W_{\overline{V},Z}$, кВт·год/(м^2·рік)

для періодів 1986-2005рр., 2011-2030рр., 2031-2050 рр., сценарій *A1B*

№ ст.	Станція	Періоди, роки											
		1986-2005				2010-2030				2031-2050			
		W_{10}	W_{100}	W_{200}	W_{300}	W_{10}	W_{100}	W_{200}	W_{300}	W_{10}	W_{100}	W_{200}	W_{300}
		Західна частина України (W.U.)											
7	Броди	573,5	2266,1	3456,6	4433,3	498,9	1968,3	5001,9	3847,8	561,5	2210,9	3368,9	4318,1
8	Сарни	444,2	1769,2	2705,6	3475,3	404,5	1602,7	4078,5	3140,0	431,3	1710,5	2612,3	3352,6
10	Тернопіль	585,3	2321,0	3544,4	4549,0	502,4	1990,3	5064,2	3898,6	572,7	2267,5	3461,2	4440,9
20	Ужгород	192,3	778,2	1195,2	1538,8	195,9	792,1	2027,3	1565,9	183,8	745,1	1144,9	1474,5
21	Чернівці	378,5	1525,4	2340,9	3013,0	373,2	1497,1	3823,5	2949,8	364,8	1469,5	2254,5	2901,3
	Средне	434,77	1731,97	2648,55	3401,88	395,00	1570,11	3999,10	3080,42	422,81	1680,71	2568,35	3297,49
		Південна частина України (S.U.)											
5	Миколаїв	562,1	2195,8	3337,8	4272,3	624,4	2404,7	6066,0	4646,3	555,4	2179,8	3318,2	4250,7
6	Ізмаїл	644,3	2464,9	3723,0	4747,7	618,9	2399,2	6064,5	4650,7	636,7	2450,6	3708,7	4734,9
17	Сарата	558,2	2181,9	3317,5	4246,8	583,7	2273,7	5755,8	4417,8	556,0	2191,2	3340,0	4282,0
18	Мелітополь	529,3	2077,6	3162,6	4051,2	525,5	2072,4	5265,6	4050,1	505,5	2004,1	3060,1	3926,9
19	Джанкой	722,3	2773,4	4192,4	5348,2	721,9	2785,3	7028,1	5383,8	686,9	2658,3	4029,1	5148,2
	Средне	603,26	2338,72	3546,65	4533,27	614,86	2387,09	6035,98	4629,72	588,10	2296,81	3491,21	4468,55
		Північна частина України (N.U.)											
1	Житомир	492,8	1962,8	3001,8	3855,9	485,3	1923,3	4894,7	3768,7	478,0	1906,5	2916,6	3747,2
3	Суми	448,3	1781,6	2722,4	3495,2	445,2	1768,6	4503,6	3468,6	427,8	1704,6	2606,8	3348,3
9	Щорс	383,8	1526,3	2333,0	2995,8	478,8	1899,9	4836,4	3724,1	363,1	1447,9	2214,8	2845,1
22	Миронівка	419,5	1673,9	2561,3	3291,0	424,6	1687,6	4298,6	3311,3	412,6	1650,3	2526,8	3247,9
	Средне	436,11	1736,16	2654,62	3409,48	458,49	1819,84	4633,32	3568,16	420,38	1677,35	2566,26	3297,12
		Східна частина України (E.U.)											
13	Харків	352,7	1409,1	2156,5	2771,2	407,0	1628,0	4154,3	3203,3	341,6	1372,4	2104,0	2706,2
15	Донецьк	272,4	1084,9	1658,9	2130,6	329,9	1321,5	3373,0	2601,3	263,3	1053,6	1613,2	2073,4
16	Луганськ	411,4	1653,5	2535,1	3261,1	492,6	1939,1	4924,2	3786,4	392,1	1578,4	2421,0	3114,9
	Средне	345,50	1382,49	2116,86	2720,97	409,85	1629,52	4150,47	3197,01	332,31	1334,81	2046,03	2631,49
		Центральна частина України (C.U.)											
2	Вінниця	385,6	1546,3	2369,5	3047,2	386,5	1539,6	3924,1	3023,8	377,3	1516,3	2324,9	2990,8
4	Кіровоград	504,3	2015,8	3085,8	3965,9	515,2	2052,0	5229,4	4029,3	498,1	1994,9	3055,3	3927,7
11	Умань	416,1	1668,3	2556,3	3287,2	424,3	1693,1	4317,0	3327,4	412,8	1661,6	2548,8	3279,7
12	Полтава	431,9	1721,3	2632,6	3381,6	384,8	1540,6	3932,2	3032,5	416,8	1671,1	2560,1	3291,5
14	Губініха	458,0	1821,4	2783,9	3574,6	359,0	1432,6	3652,6	2815,2	444,9	1779,6	2724,4	3501,6
	Средне	439,17	1754,63	2685,62	3451,33	413,97	1651,57	4211,05	3245,66	429,99	1724,70	2642,71	3398,28

Таблиця 4.11. Середньорічний теоретичний потенціал вітру $W_{\overline{V},Z}$, кВт·год/(м^2·рік)

для періодів 1986-2005рр.. 2011-2030рр., 2031-2050 рр., сценарій *A2*

№ ст.	Станція	Періоди, роки											
		1986-2005				2010-2030				2031-2050			
		W_{10}	W_{100}	W_{200}	W_{300}	W_{10}	W_{100}	W_{200}	W_{300}	W_{10}	W_{100}	W_{200}	W_{300}
		Західна частина України (W.U.)											
7	Броди	457,0	1768,3	2679,8	3424,0	454,5	1758,6	4442,3	3405,4	465,6	1800,7	2728,8	3486,6
8	Сарни	322,3	1262,5	1920,7	2459,7	322,7	1260,4	3193,3	2452,1	338,3	1315,9	1997,9	2555,4
10	Тернопіль	585,3	2321,0	3544,4	4549,0	502,4	1990,3	5064,2	3898,6	572,7	2267,5	3461,2	4440,9
20	Ужгород	161,8	640,2	976,6	1252,6	160,0	631,0	1603,0	1232,9	158,9	627,6	957,1	1227,4
21	Чернівці	296,7	1178,3	1800,0	2310,5	299,3	1189,6	3029,5	2333,4	305,0	1213,0	1853,9	2380,5
	Средне	364,65	1434,06	2184,33	2799,15	347,80	1365,98	3466,47	2664,47	368,10	1444,95	2199,79	2818,17
		Південна частина України (S.U.)											
5	Миколаїв	375,6	1502,2	2299,4	2955,0	366,6	1470,1	3754,5	2896,6	370,6	1501,0	2306,5	2970,7
6	Ізмаїл	348,9	1397,6	2140,5	2751,7	338,8	1360,9	3477,4	2683,7	338,8	1372,2	2108,8	2716,3
17	Сарата	405,9	1612,7	2464,0	3163,2	397,3	1581,2	4029,6	3105,0	400,1	1606,1	2461,7	3166,1
18	Мелітополь	360,7	1431,2	2185,8	2805,4	365,8	1457,2	3713,8	2861,7	353,2	1419,8	2176,9	2800,3
19	Джанкой	473,4	1863,2	2838,3	3637,4	480,0	1902,5	4841,1	3726,8	464,3	1857,4	2843,4	3654,2
	Средне	392,90	1561,38	2385,62	3062,55	389,70	1554,39	3963,28	3054,74	385,39	1551,31	2379,45	3061,51
		Північна частина України (N.U.)											
1	Житомир	364,5	1428,5	2173,5	2783,5	358,2	1400,9	3550,5	2727,0	373,9	1459,9	2218,8	2839,7
3	Суми	344,2	1346,4	2047,0	2620,2	338,5	1317,8	3334,8	2559,0	339,3	1322,8	2009,2	2570,6
9	Щорс	279,2	1097,9	1672,1	2142,6	277,9	1083,5	2743,2	2105,6	286,6	1118,4	1699,5	2174,8
22	Миронівка	330,0	1298,3	1977,3	2533,7	320,1	1254,8	3182,6	2445,4	331,7	1302,5	1983,0	2540,5
	Средне	329,48	1292,77	1967,50	2520,00	323,70	1264,25	3202,74	2459,26	332,87	1300,88	1977,63	2531,40
		Східна частина України (E.U.)											
13	Харків	354,9	1385,4	2105,0	2693,5	346,5	1354,3	3431,2	2634,7	339,3	1331,2	2025,9	2594,8
15	Донецьк	281,9	1104,0	1679,1	2149,8	280,2	1102,4	2798,4	2151,3	273,2	1080,2	1648,0	2113,8
16	Луганськ	448,7	1756,3	2671,0	3419,5	441,9	1739,4	4416,2	3395,2	424,5	1684,4	2572,5	3301,6
	Средне	361,84	1415,24	2151,69	2754,25	356,23	1398,73	3548,61	2727,06	345,68	1365,28	2082,12	2670,04
		Центральна частина України (C.U.)											
2	Вінниця	325,2	1280,2	1950,3	2499,4	319,1	1254,8	3185,6	2449,2	330,3	1298,0	1976,5	2532,5
4	Кіровоград	437,2	1711,9	2603,5	3333,2	419,3	1648,2	4183,6	3216,1	426,9	1682,3	2564,0	3286,7
11	Умань	365,8	1441,9	2197,5	2816,7	355,4	1399,1	3552,9	2732,0	366,1	1446,6	2206,6	2830,0
12	Полтава	424,7	1658,1	2519,5	3224,0	415,9	1627,6	4125,7	3168,9	410,4	1612,4	2455,2	3145,5
14	Губініха	371,8	1456,7	2215,8	2837,2	367,9	1446,8	3672,6	2823,3	362,7	1433,4	2186,4	2804,0
	Средне	384,92	1509,76	2297,32	2942,09	375,50	1475,30	3744,09	2877,92	379,25	1494,53	2277,72	2919,74

Таблиця 4.12 – Порівняння середньорічного теоретичного $W_{\overline{V},10}$ та реального $W_{\Delta V,10}$ потенціалів вітру на рівні 10 м, кВт·год/(м^2·рік) для періодів 1986-2005рр., 2011-2030рр., 2031-2050 рр. за сценарієм *A1B*

№ ст.	Станція	Періоди, роки					
		1986-2005		2011-2030		2031-2050	
		$W_{\Delta V,10}$	$W_{\overline{V},10}$	$W_{\Delta V,10}$	$W_{\overline{V},10}$	$W_{\Delta V,10}$	$W_{\overline{V},10}$
		Західна частина України (W.U.)					
7	Броди	538,1	573,5	533,1	498,9	594,0	561,5
8	Сарни	436,4	444,2	429,3	404,5	451,6	431,3
10	Тернопіль	537,9	585,3	533,6	502,4	604,9	572,7
20	Ужгород	213,3	192,3	206,3	195,9	193,8	183,8
21	Чернівці	402,0	378,5	395,9	373,2	388,0	364,8
	Средне	425,53	434,77	419,64	395,00	446,46	422,81
		Південна частина України (S.U.)					
5	Миколаїв	667,5	562,1	667,1	624,4	586,2	555,4
6	Ізмаїл	517,7	644,3	660,2	618,9	684,8	636,7
17	Сарата	621,6	558,2	619,8	583,7	592,8	556,0
18	Мелітополь	557,1	529,3	553,7	525,5	532,3	505,5
19	Джанкой	763,0	722,3	764,2	721,9	734,2	686,9
	Средне	625,40	603,26	652,99	614,86	626,06	588,10
		Північна частина України (N.U.)					
1	Житомир	517,7	492,8	513,0	485,3	506,5	478,0
3	Суми	475,0	448,3	469,3	445,2	449,9	427,8
9	Щорс	507,1	383,8	503,2	478,8	379,6	363,1
22	Миронівка	452,9	419,5	446,3	424,6	434,0	412,6
	Средне	488,18	436,11	482,96	458,49	442,50	420,38
		Східна частина України (E.U.)					
13	Харків	435,0	352,7	427,7	407,0	356,3	341,6
15	Донецьк	355,5	272,4	347,4	329,9	275,3	263,3
16	Луганськ	524,3	411,4	521,0	492,6	407,3	392,1
	Средне	438,25	345,50	432,03	409,85	346,31	332,31
		Центральна частина України (C.U.)					
2	Вінниця	415,0	385,6	407,4	386,5	396,9	377,3
4	Кіровоград	545,2	504,3	541,4	515,2	524,5	498,1
11	Умань	451,6	416,1	445,1	424,3	434,1	412,8
12	Полтава	410,3	431,9	402,4	384,8	439,7	416,8
14	Губініха	384,3	458,0	376,9	359,0	469,5	444,9
	Средне	441,28	439,17	434,63	413,97	452,92	429,99

Таблиця 4.13. Порівняння середньорічного теоретичного $W_{\overline{V},10}$ та реального $W_{\Delta V,10}$ потенціалів вітру на рівні 10 м, кВт·год/(м^2·рік) для періодів 1986-2005рр., 2011-2030рр., 2031-2050 рр. за сценарієм *A2*

№ ст.	Станція	Періоди, роки					
		1986-2005				2011-2030	
		$W_{\Delta V,10}$	$W_{\overline{V},10}$	$W_{\Delta V,10}$	$W_{\overline{V},10}$	$W_{\Delta V,10}$	$W_{\overline{V},10}$
		Західна частина України (W.U.)					
7	Броди	480,5	457,0	475,2	454,5	485,4	465,6
8	Сарни	345,6	322,3	337,8	322,7	354,1	338,3
10	Тернопіль	537,9	585,3	533,6	502,4	604,9	572,7
20	Ужгород	178,0	161,8	171,7	160,0	170,0	158,9
21	Чернівці	321,9	296,7	315,4	299,3	326,0	305,0
	Средне	372,80	364,65	366,75	347,80	388,08	368,10
		Південна частина України (S.U.)					
5	Миколаїв	393,6	375,6	387,0	366,6	386,4	370,6
6	Ізмаїл	517,7	348,9	355,9	338,8	358,5	338,8
17	Сарата	423,8	405,9	417,6	397,3	423,5	400,1
18	Мелітополь	394,4	360,7	387,1	365,8	368,8	353,2
19	Джанкой	511,7	473,4	507,6	480,0	493,0	464,3
	Средне	448,25	392,90	411,04	389,70	406,03	385,39
		Північна частина України (N.U.)					
1	Житомир	385,5	364,5	378,2	358,2	390,9	373,9
3	Суми	362,3	344,2	355,1	338,5	357,3	339,3
9	Щорс	301,8	279,2	292,4	277,9	303,0	286,6
22	Миронівка	346,6	330,0	337,1	320,1	349,4	331,7
	Средне	349,06	329,48	340,71	323,70	350,16	332,87
		Східна частина України (E.U.)					
13	Харків	375,8	354,9	368,5	346,5	354,0	339,3
15	Донецьк	300,1	281,9	291,6	280,2	284,8	273,2
16	Луганськ	474,0	448,7	469,1	441,9	446,8	424,5
	Средне	383,27	361,84	376,42	356,23	361,89	345,68
		Центральна частина України (C.U.)					
2	Вінниця	347,6	325,2	339,4	319,1	346,5	330,3
4	Кіровоград	447,2	437,2	441,8	419,3	453,9	426,9
11	Умань	383,6	365,8	376,8	355,4	386,8	366,1
12	Полтава	447,1	424,7	441,0	415,9	431,6	410,4
14	Губініха	393,8	371,8	386,6	367,9	382,7	362,7
	Средне	403,88	384,92	397,11	375,50	400,29	379,25

Найбільшу повторюваність більш ніж 90 % має вітер в діапазоні швидкостей 3-10 м/с і при розрахунку питомого потенціалу з урахуванням диференціального розподілу куба швидкості вітру

(формула (4.5)) відсутність слабких швидкостей збільшує реальний енергопотенціал вітрового потоку.

Таким чином, найбільший реальний енергопотенціал вітру на різних висотах мають південні області України, величина якого досягає 625 кВт·год/(м^{2}рік) на рівні 10 м, 2373 кВт·год/(м^{2}рік) на висоті 100 м, 3570 кВт·год/(м^{2}рік) на висоті 200 м і 4570 кВт·год/(м^{2}рік) на висоті 300 м.

Потенціал вітру в інших регіонах України, а саме в Західному, Східному, Північному та Центральному становить 70% від найбільшого Південного.

Необхідно ще раз нагадати, що показані результати змін вітрового режиму в Україні виконані за даними моделювання змін метеорологічних умов, які, ймовірно, пов'язані зі змінами клімату. Багаторічне прогнозування таких змін виконано за допомогою сучасних глобальних моделей загальної циркуляції атмосфери. Початковими умовами для роботи цих моделей були різні сценарії коливання концентрацій парникових газів в атмосфері, різні сценарії майбутнього світу, пов’язані з швидким економічним зростанням, збільшенням глобального населення та з технологічними змінами в енергетичних системах.

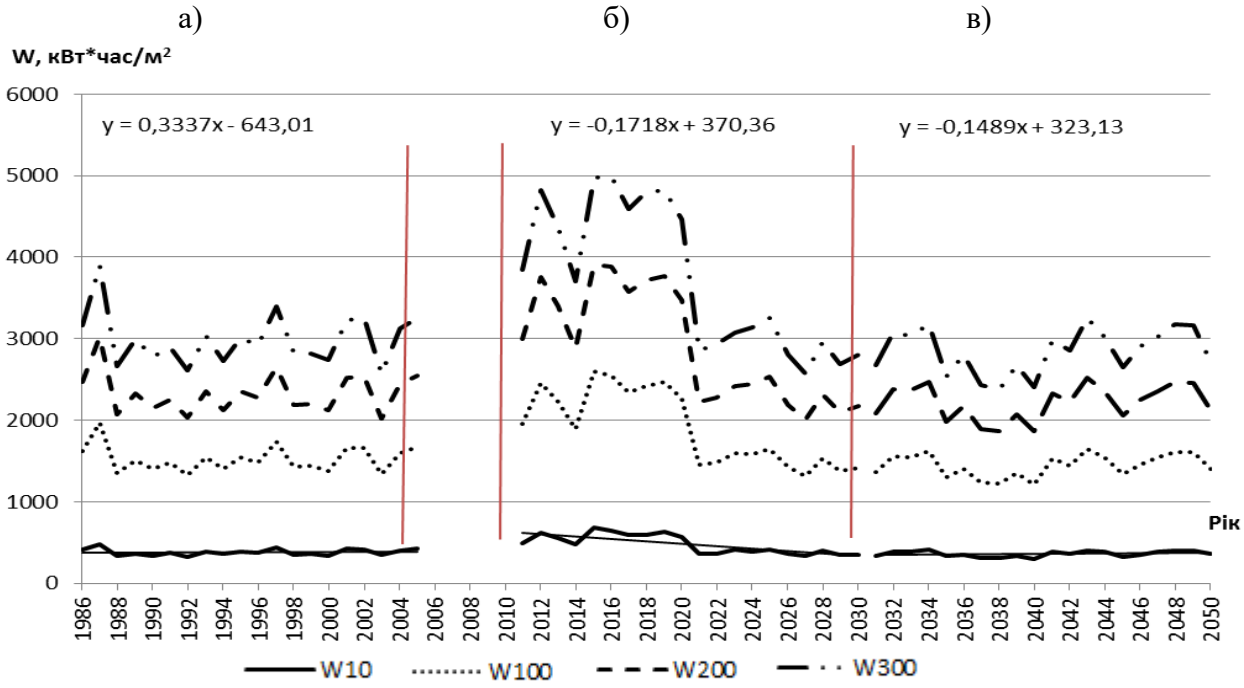
На рисунках 4.15-4.29 показані:

- Зміни річних значень теоретичного енергопотенціалу вітру $W_{\overline{V},Z}$ на висотах 10, 100, 200 і 300 м (W10, W100, W200, W300, кВт·год/(м^2·рік);
- багаторічна повторюваність швидкостей вітру;
- багаторічна повторюваність напрямів вітру для різних інтервалів швидкостей вітру;

Для метеостанцій:

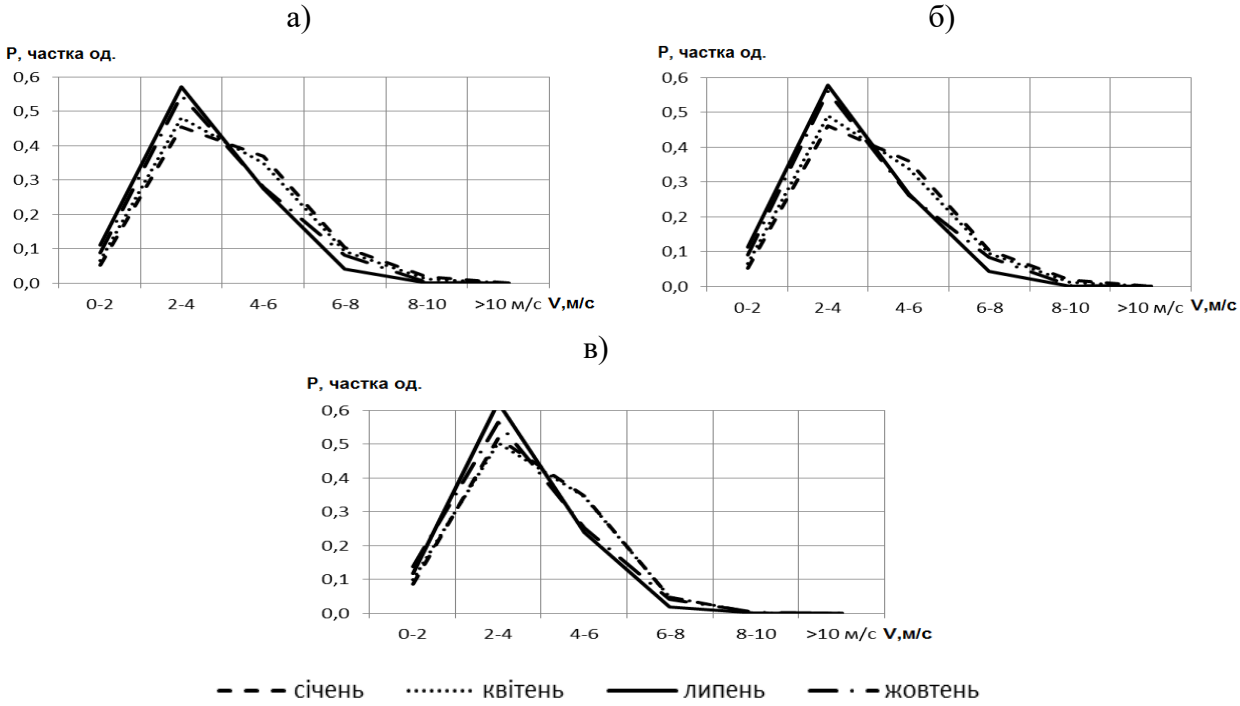
- м. Щорс, рис.4.15-4.17;
- м.Тернопіль, рис .4.18-4.20;
- м. Миколаїв, рис 4.21-4.23;
- м.Луганськ, рис. 4.24-4.26;
- м. Кіровоград, рис. 4.27-4.29 за сценарієм А1В.

Показані на рисунках часові зміни параметрів вітрового потоку добре ілюструють для обраних багаторічних періодів, мінливість своїх значень для метеостанцій, розташованих в різних регіонах України, і доповнюють аналіз змін вітрового режиму в Україні у зв'язку зі зміною клімату.



а) 1996-2005рр.; б) 2011-2030рр.; в) 2031-2050рр.

Рис. 4.15. Зміна річних значень теоретичного енергопотенціалу вітру на висотах 10, 100, 200 і 300 м (W10, W100, W200, W300, кВт·год/(м^{2}рік)). м. Щорс, сценарій A1B



а) 1996-2005рр.; б) 2011-2030рр.; в) 2031-2050рр.

Рис. 4.16. Багаторічна повторюваність швидкостей вітру. м. Щорс, сценарій A1B

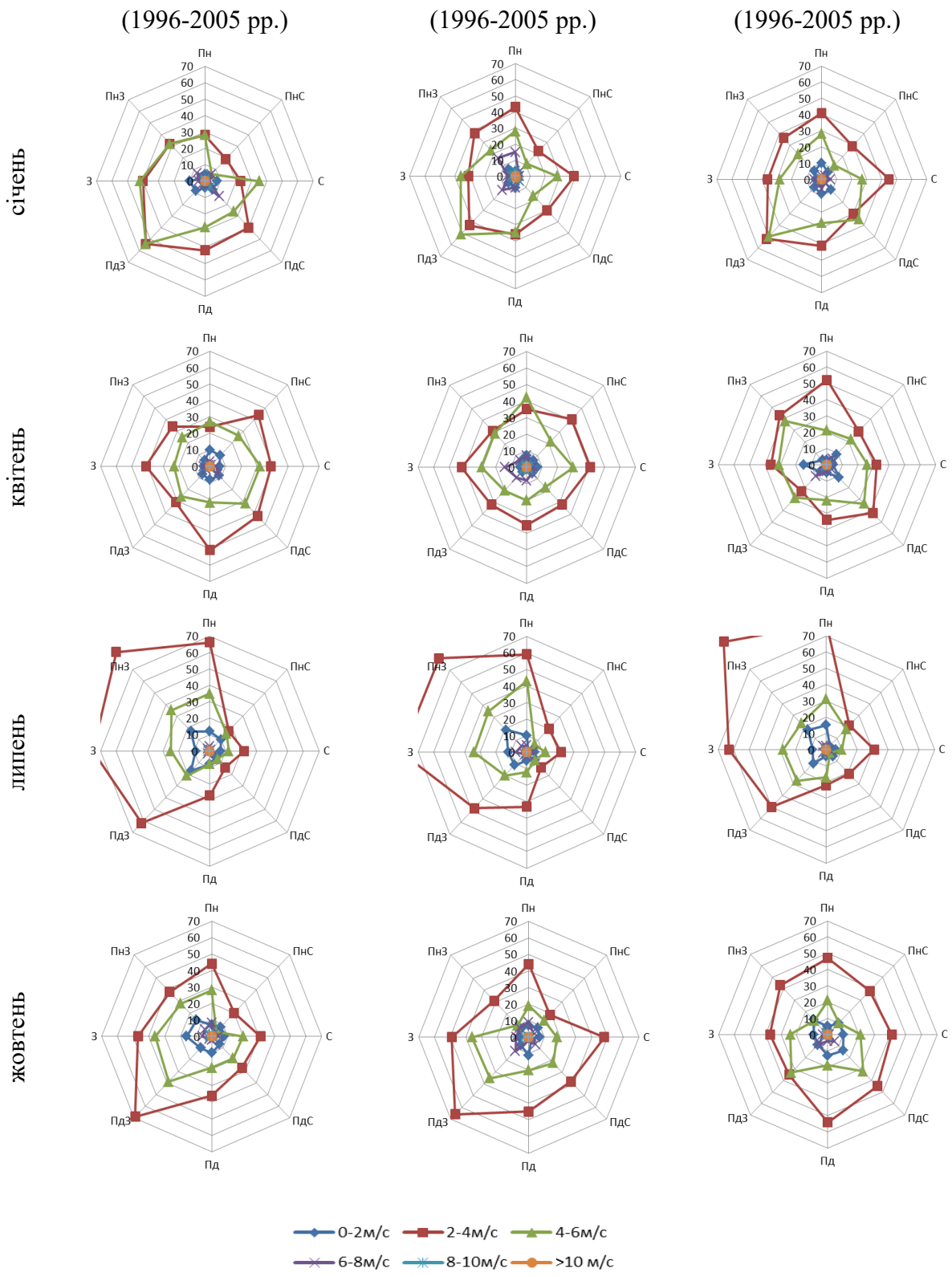
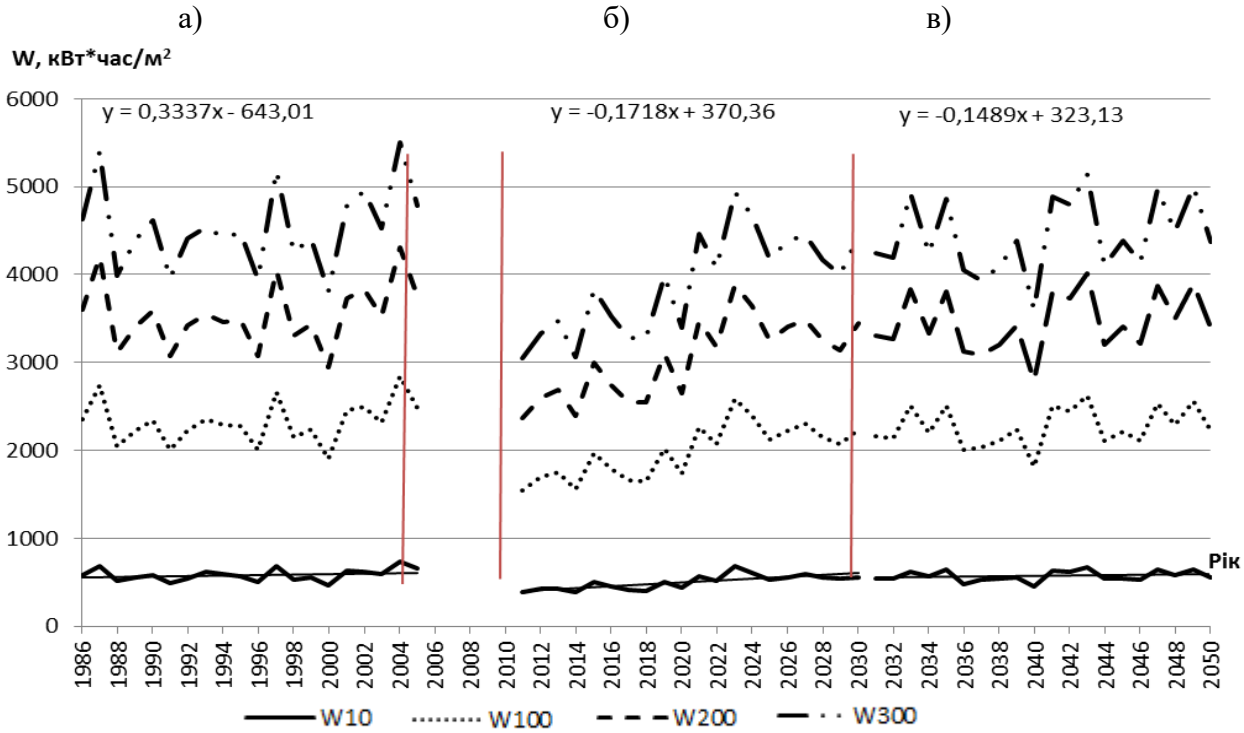
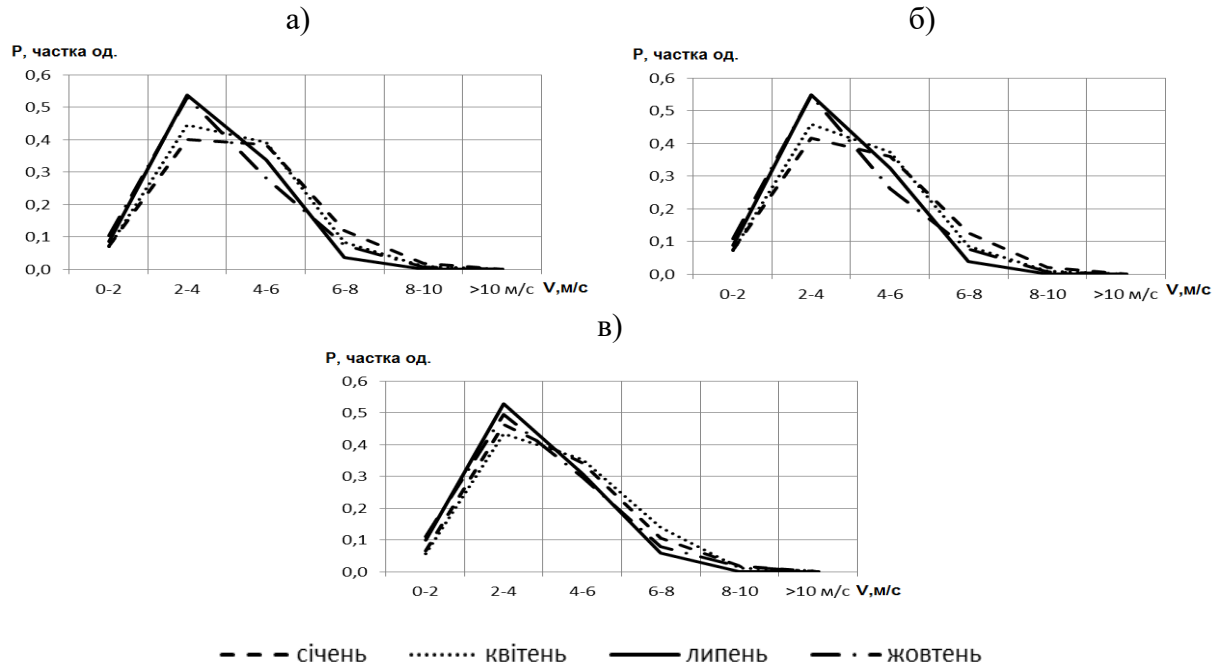


Рис. 4.17. Багаторічна повторюваність напрямів вітру
для різних інтервалів швидкостей вітру,
м. Щорс, сценарій А1В



а) 1996-2005рр.; б) 2011-2030рр.; в) 2031-2050рр.

Рис. 4.18. Зміна річних значень теоретичного енергопотенціалу вітру на висотах 10, 100, 200 і 300 м (W10, W100, W200, W300, кВт·год/(м^{2}рік)). м.Тернопіль, сценарій А1В



а) 1996-2005рр.; б) 2011-2030рр.; в) 2031-2050рр.

Рис. 4.19. Багаторічна повторюваність швидкостей вітру. м.Тернопіль, сценарій А1В

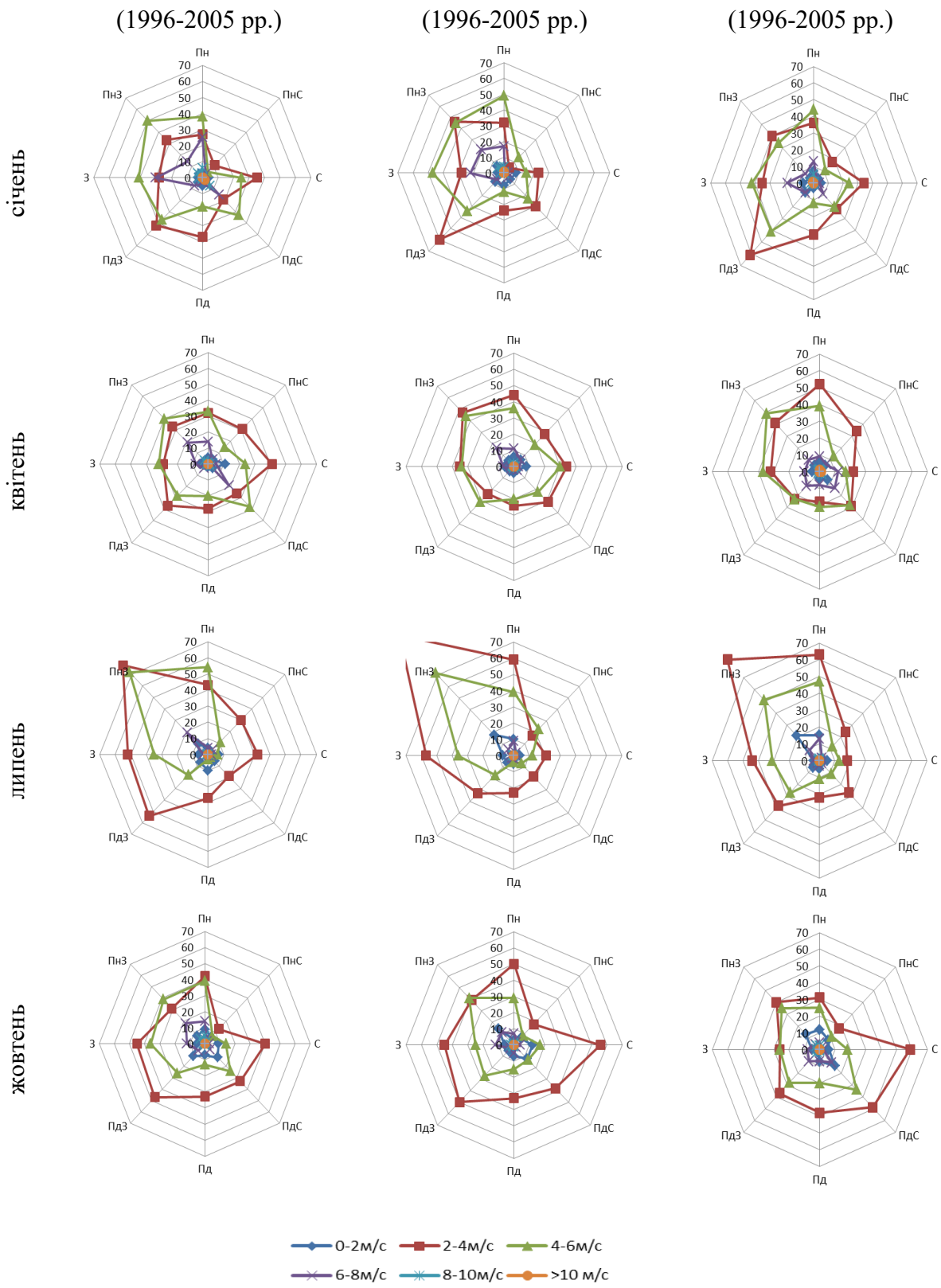
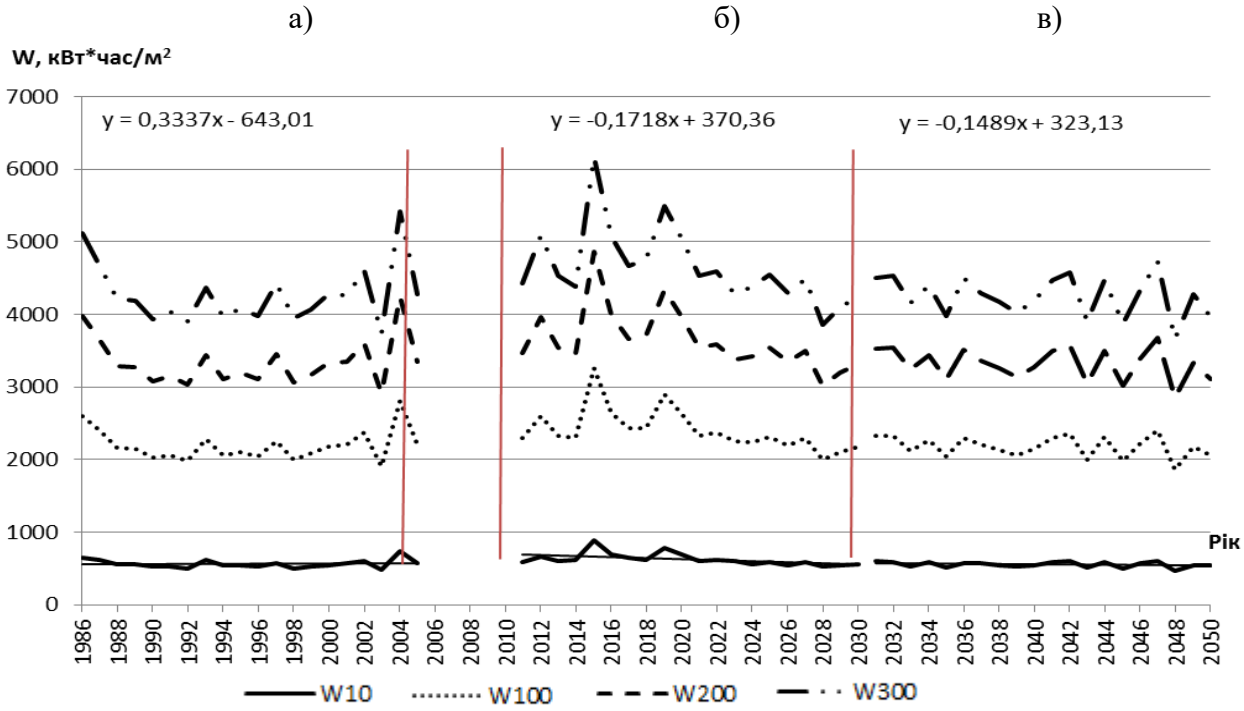
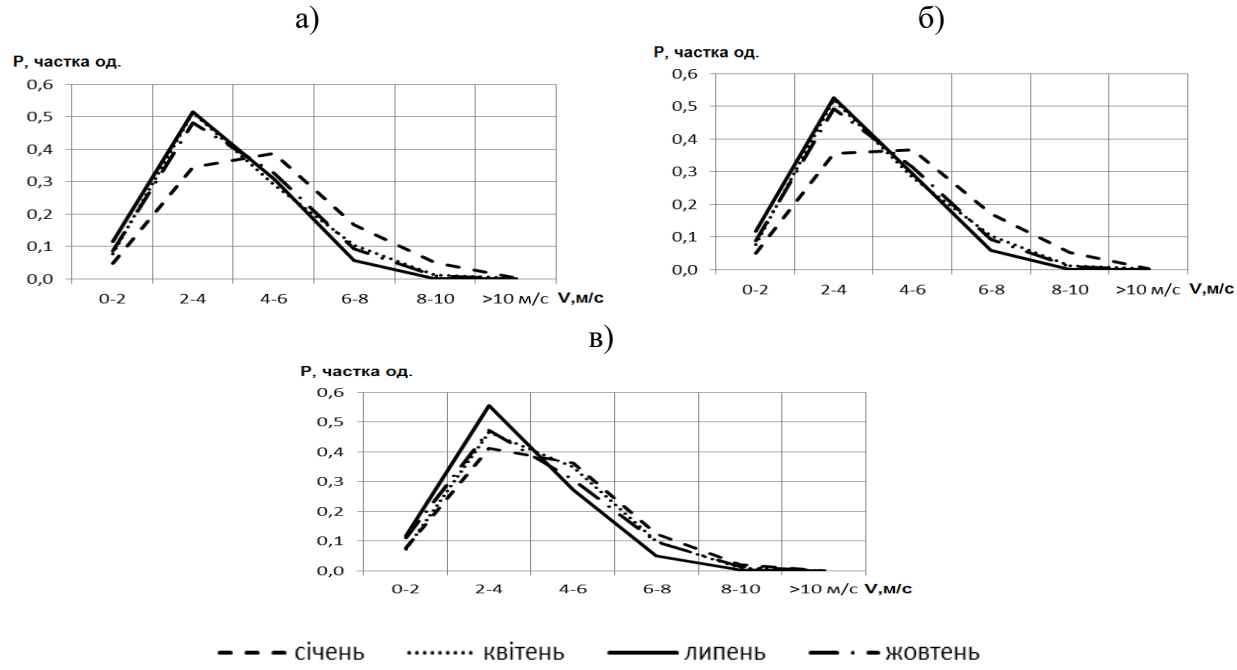


Рис. 4.20. Багаторічна повторюваність напрямів вітру
для різних інтервалів швидкостей вітру,
м.Тернопіль, сценарій А1В



а) 1996-2005рр.; б) 2011-2030рр.; в) 2031-2050рр.

Рис. 4.21. Зміна річних значень теоретичного енергопотенціалу вітру на висотах 10, 100, 200 і 300 м (W10, W100, W200, W300, кВт·год/(м²рік)). м. Миколаїв, сценарій A1B



а) 1996-2005рр.; б) 2011-2030рр.; в) 2031-2050рр.

Рис. 4.22. Багаторічна повторюваність швидкостей вітру. м. Миколаїв, сценарій A1B

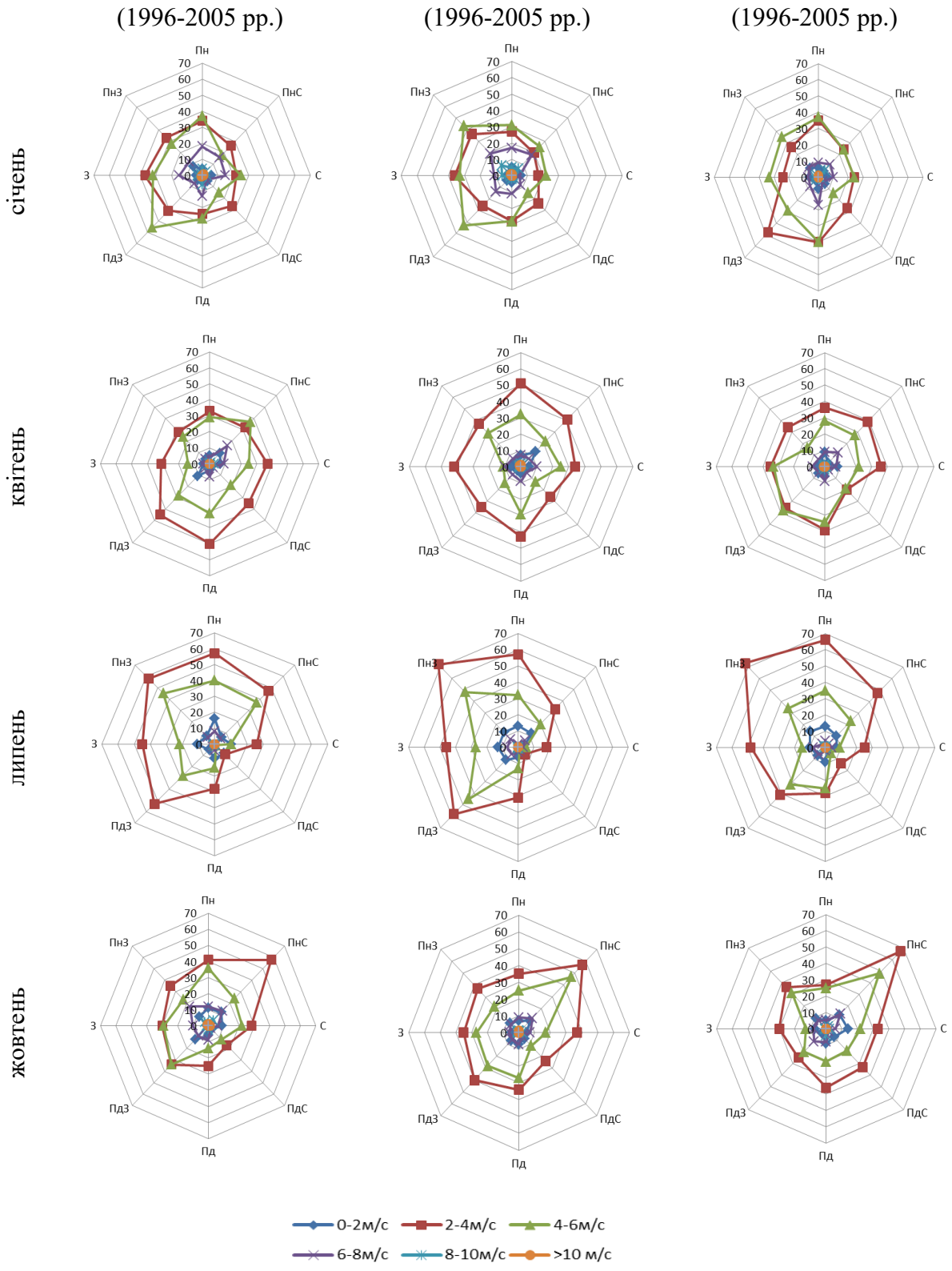
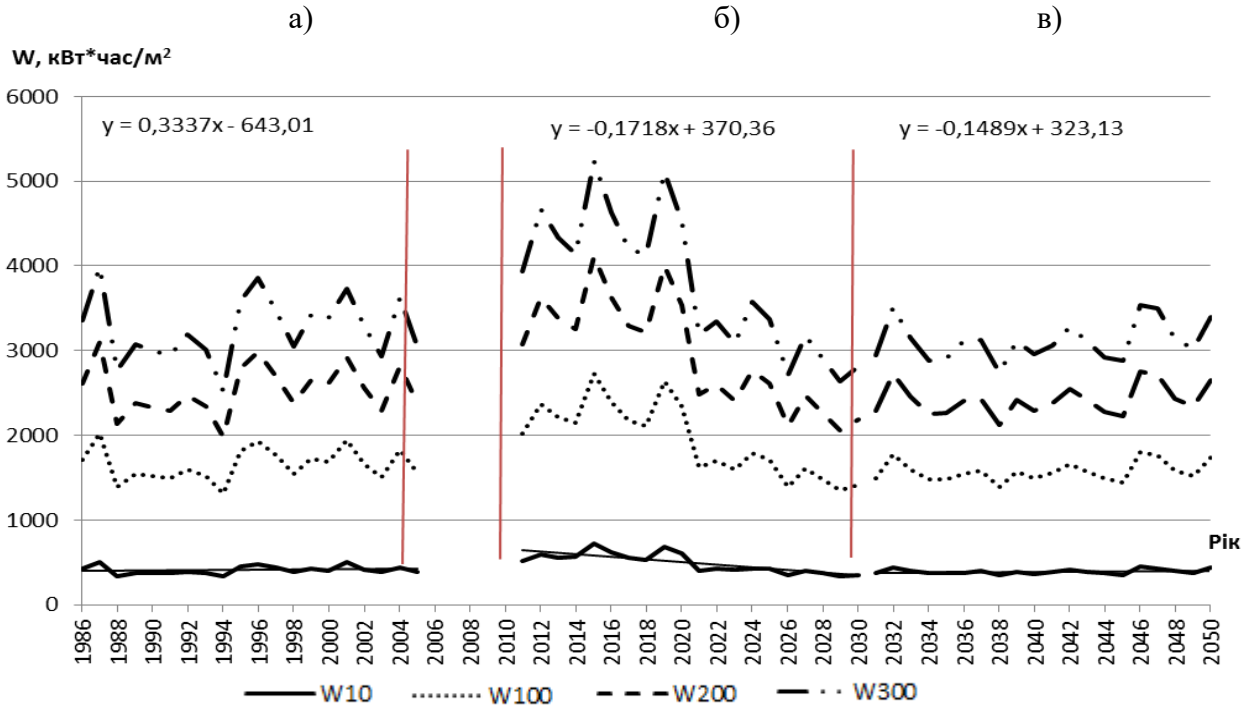
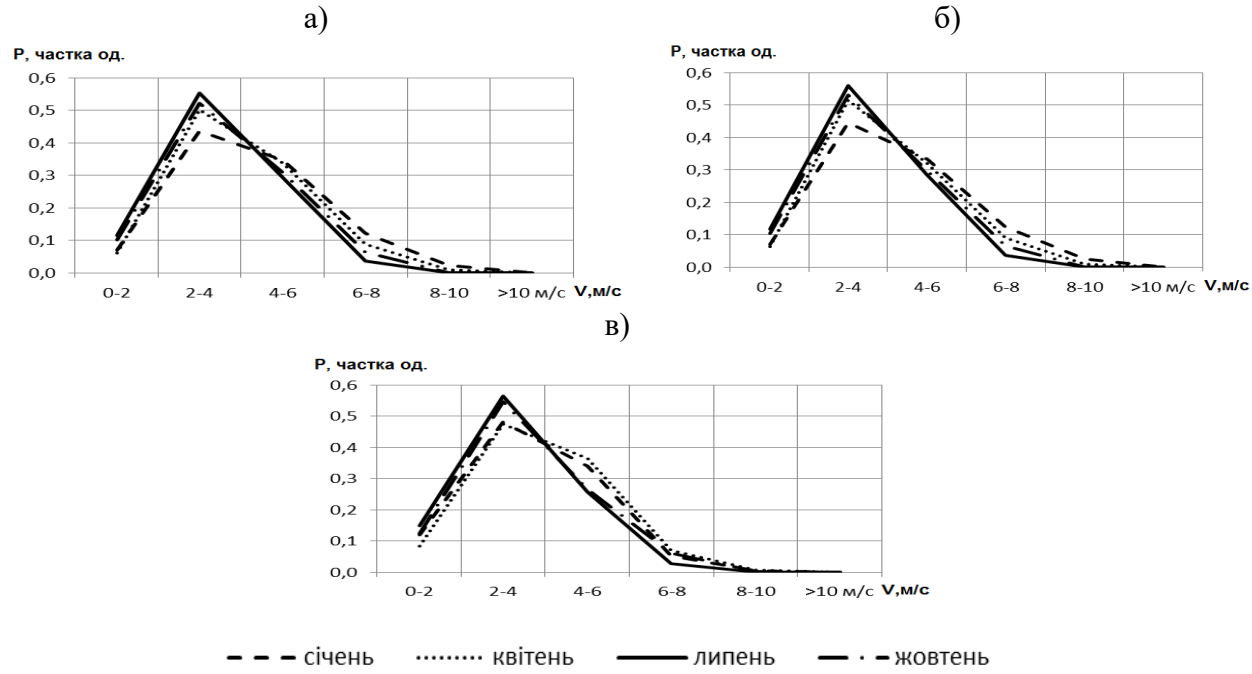


Рис. 4.23. Багаторічна повторюваність напрямів вітру
для різних інтервалів швидкостей вітру,
м. Миколаїв, сценарій А1В



а) 1996-2005рр.; б) 2011-2030рр.; в) 2031-2050рр.

Рис. 4.24. Зміна річних значень теоретичного енергопотенціалу вітру на висотах 10, 100, 200 і 300 м (W10, W100, W200, W300, кВт·год/(м^{2}рік)). м. Луганськ, сценарій A1B



а) 1996-2005рр.; б) 2011-2030рр.; в) 2031-2050рр.

Рис. 4.25. Багаторічна повторюваність швидкостей вітру. м. Луганськ, сценарій A1B

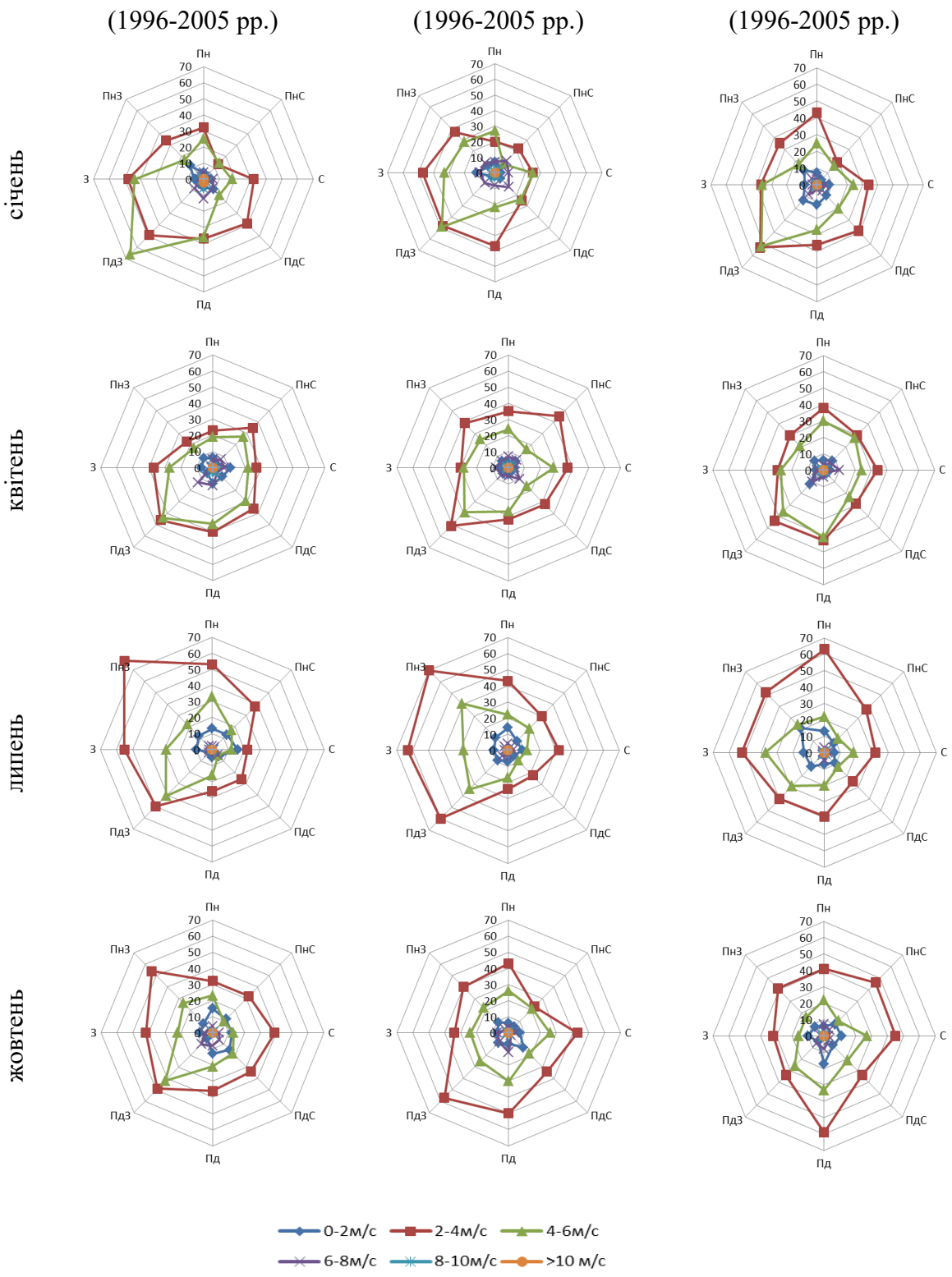
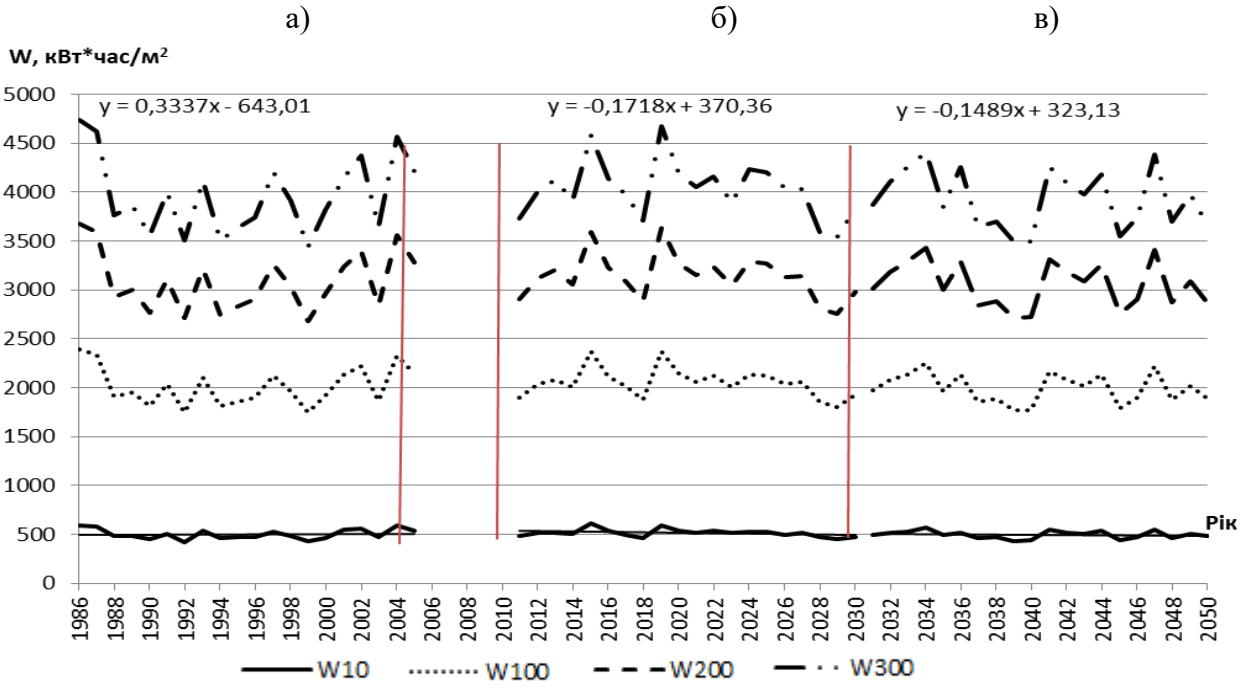
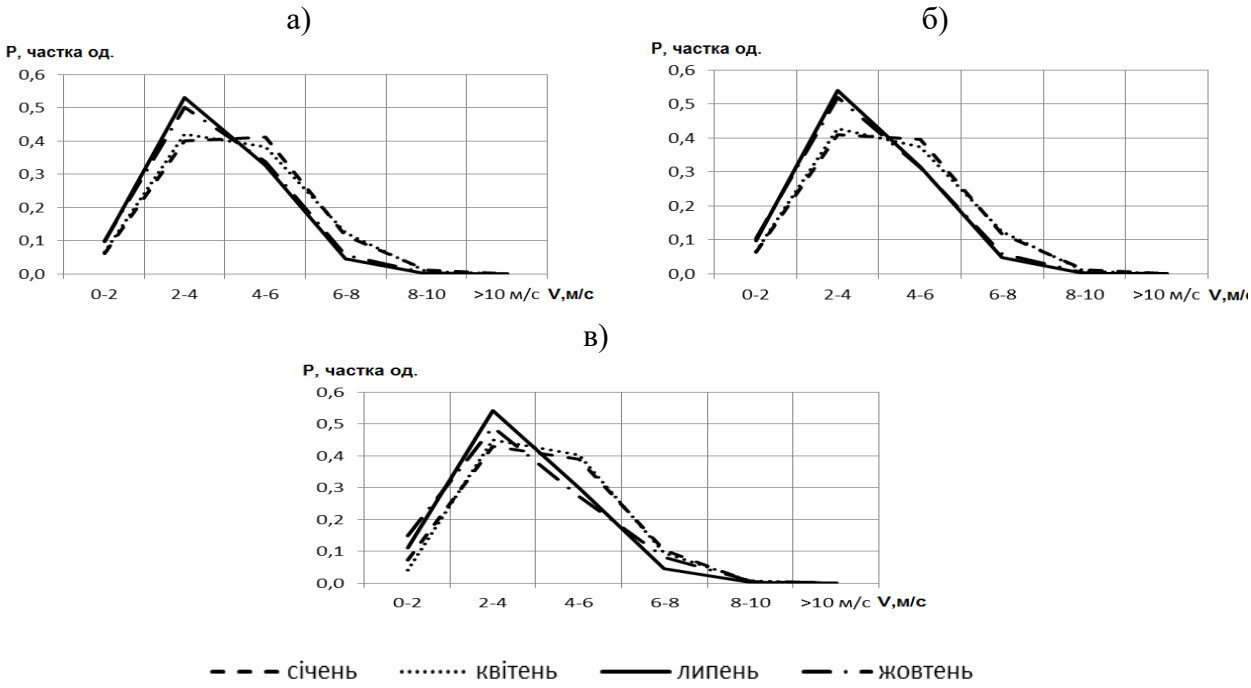


Рис. 4.26. Багаторічна повторюваність напрямів вітру
для різних інтервалів швидкостей вітру,
м. Луганськ, сценарій А1В



а) 1996-2005рр.; б) 2011-2030рр.; в) 2031-2050рр.

Рис. 4.27. Зміна річних значень теоретичного енергопотенціалу вітру на висотах 10, 100, 200 і 300 м (W10, W100, W200, W300, кВт·год/(м^{2}рік)). м. Кіровоград, сценарій A1B



а) 1996-2005рр.; б) 2011-2030рр.; в) 2031-2050рр.

Рис. 4.28. Багаторічна повторюваність швидкостей вітру. м. Кіровоград, сценарій A1B

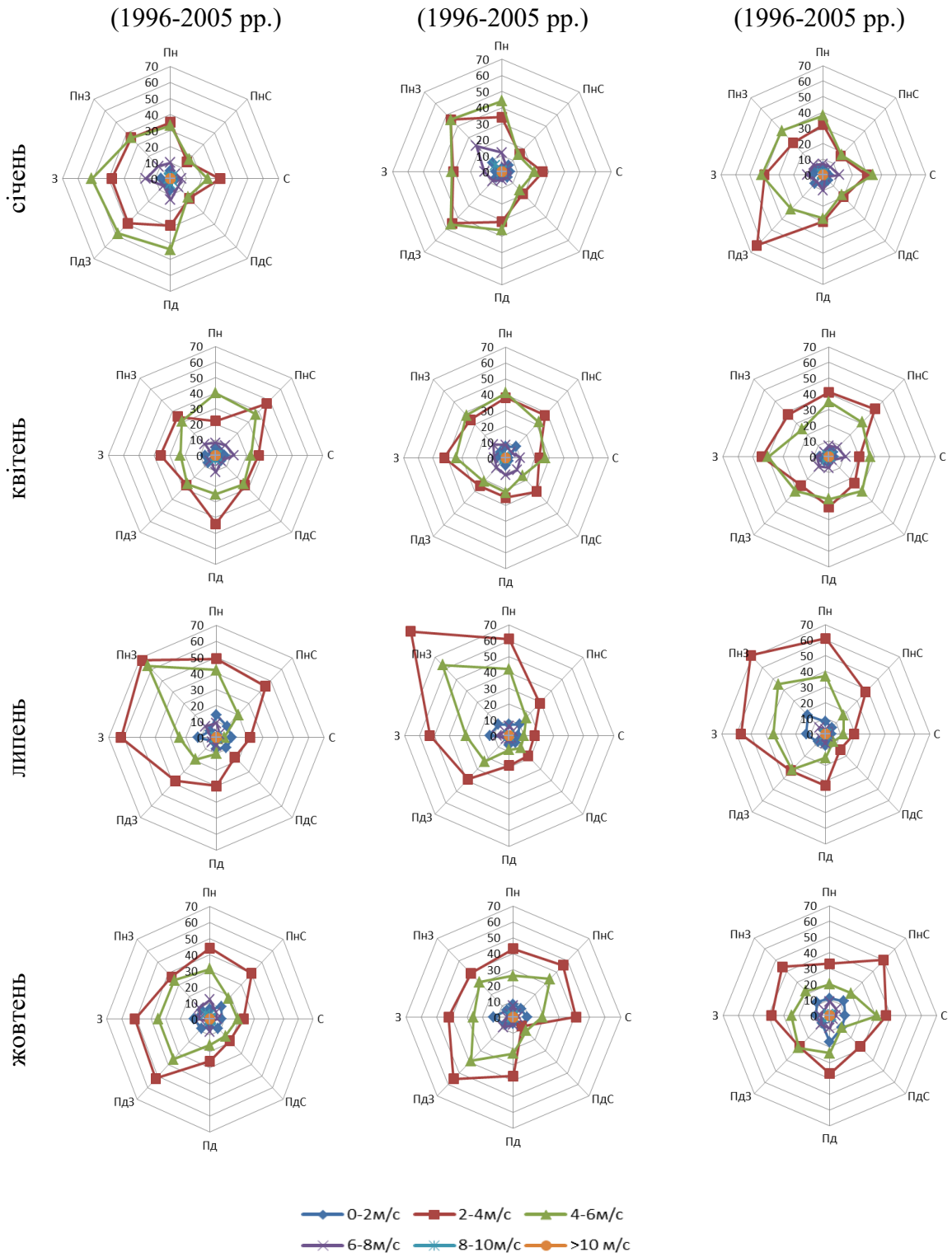


Рис. 4.29. Багаторічна повторюваність напрямів вітру
для різних інтервалів швидкостей вітру,
м. Кіровоград, сценарій А1В

Результати розрахунків, представлені на рисунках, можуть використовуватися в різних технічних додатках, які визначають перспективи розвитку вітроенергетики на території України. При необхідності Одеський державний екологічний університет може передати результати виконаних розрахунків і для інших пунктів (метеостанцій) спостережень організаціям, які безпосередньо займаються розвитком вітроенергетики в Україні.

Висновки

1. Відмінності між швидкостями за кліматичною нормою і швидкостями за сценарієм *A1B* та *A2* мають такі закономірності:

• швидкості вітру збільшуються в середньому на 0,5 м/с у всіх регіонах України відносно «кліматичної норми», крім Східного регіону;

• у Східному регіоні швидкість вітру різко зменшується на 1,0-1,5 м/с, особливо взимку і в перехідні сезони, а влітку приблизно відповідає значенням норми 1961-1990 рр. Так, наприклад, замість зони максимальних вітрів (V>5м/с) у Східному регіоні України з'являється область слабких швидкостей. Змінюється так само географічне положення зон слабких і сильних вітрів на території України та їх абсолютні значення;

• найбільш помітне збільшення швидкості приблизно на 0,5-1,0 м/с протягом усього року прогнозується в Південному регіоні;

• відмінність між сценаріями полягає тільки в тому, що значення різниць менші для сценарію *A2*, ніж для *A1B*, тобто $\Delta\overline{V}_{A2} < \Delta\overline{V}_{A1B}$.

• сім’я ліній (рис. 4.4) показують відхилення прогнозованих швидкостей вітру від їх кліматичної норми, свідчить про зменшення швидкості вітру в холодний період року і збільшення швидкості в теплий період (6, 7, 8, 9 місяці), що веде до згладжування річного ходу швидкості вітру. Особливо це помітно для Східного регіону.

2. Необхідно продовжити вивчення впливу зміни клімату на перетворення часових та просторових полів основних метеорологічних величин на території України. Для цього необхідно провести розрахунки фактичних полів вітру, не менш ніж по 30 метеорологічних станціях за період з 1991 по 2014 рр. і порівняти їх з результатами моделювання майбутніх змін метеорологічних величин з урахуванням сценаріїв *A1B* і *A2.*

3. Розраховані енергетичні характеристики вітрового потоку для висот 10, 100, 200 та 300 м для 22 пунктів України для трьох періодів 1986-2005 рр., 2011-2030 рр., 2031-2050 рр. Результати розрахунків представляють прогнозовані зміни розвитку вітроенергетики в Україні у зв'язку із змінами клімату.

Найбільші швидкості вітру на всіх висотах фіксуються в Південному регіоні. Тут швидкості вітру більші на 0,5-1 м/с, в порівнянні зі швидкостями вітру в інших регіонах України. Отже, південні області України (Запорізька, Херсонська, Миколаївська, Одеська області та АР Крім), як і в попередні роки, мають найбільший вітровий енергопотенціал [8].

Сценарій *A2* згладжує відмінності в швидкості вітру між регіонами зменшуючи їх в цілому по території України на 0,25-0,5 м/с. Особливо помітно ослаблення вітру для південного регіону, де швидкість вітру зменшується на 0,6 м/с. Для багаторічних рядів таке зменшення середньої швидкості досить помітно.

Згідно сценаріїв *A1B* і *A2* середні швидкості вітру до 2030-2050 рр. на всій території України практично не зміняться в порівнянні із теперішнім періодом, але відбудуться просторові перерозподіли осередків з максимальними і мінімальними швидкостями вітру.

Можна також відзначити, що вітровий потенціал який прогнозується за сценарієм *A1B,* набагато більший, ніж потенціал сценарію *A2*. Відмінності вітрового потенціалу між сценаріями змін клімату особливо помітні в Південному регіоні, так, наприклад, при сценарії *A1B* він дорівнює $W_{\overline{V},10}$ = 603 кВт·год/(м^2·рік), а при сценарії *A2* $W_{\overline{V},10}$=393 кВт·год/(м^2·рік), тобто вони відрізняються практично на 50%. Подібні відмінності енергопотенціалу вітру характерні і для інших висот, а саме 100, 200 і 300 м.

Енергопотенціал вітру в інших регіонах України, а саме в Західному, Східному, Північному та Центральному становить лише 70% від найбільшого Південного.

5. НАСЛІДКИ ЗМІН КЛІМАТУ ДЛЯ ЗДОРОВ'Я ЛЮДЕЙ

5.1. ВПЛИВ ЗМІН КЛІМАТУ НА ЗДОРОВ'Я НАСЕЛЕННЯ

Проблема змін клімату на рубежі XX-XXI сторіч є надзвичайно актуальною [9, 17, 23-26]. Клімат на нашій планеті змінюється і змінюється достатньо швидко. Проте викликає занепокоєння те, що до природних змін клімату, яке відбувалось завжди, додалось ще й потепління, зумовлене діяльністю людини.

У сучасних соціально-економічних умовах при переході до стратегії сталого розвитку здоров'я населення та забезпечення нормальної життєдіяльності людей мають стати найважливішими факторами збереження національної безпеки нашої держави.

5.1.1. Загальна характеристика

Глобальне потепління клімату дає помітний негативний внесок у зміни здоров'я населення, хоча поки оцінка потенційного впливу змін клімату на здоров'я містить в собі великий ступінь невизначеності [4]. Зміни клімату – це проблема не лише сьогоднішнього дня, але й можливо, що в майбутньому вона ще більше загостриться для дітей і дорослих. Причиною цього є властива кліматичній системі інерція, через яку вплив нинішніх викидів парникових газів проявиться через десятиліття або навіть століття. Вже тепер людство все частіше стикається з різними екстремальними природними явищами – повенями, тайфунами, погодними ситуаціями з великою кількістю жарких або, навпаки, дуже холодних днів. За оцінками ВООЗ зміни клімату в теперішній час є причиною приблизно 150 тисяч передчасних смертей і втрати приблизно 55 мільйонів чоловіко-років непрацездатності у середньому за рік у світі, що становить 0,3 і 0,4 % світових показників відповідно. При цьому враховувався вплив гострих кишкових інфекцій (ГКІ), малярії, нестачі харчування, а також смертей і травм в результаті паводків. У 2000 році зміни клімату стали причиною приблизно 2,4 % випадків ГКІ у світі і 6 % випадків у деяких країнах з середнім рівнем доходів [44].

За 2001-2010 рр. більше 370 тис. чоловік вмерло через явища, пов'язані з потеплінням, це на 20 % більше, ніж у 1991-2000 роках. Основний внесок зробила екстремальна жара в Європі у 2003 році і у Росії у 2010 році.

За даними експертів ВООЗ, щорічно в Україні кількість смертей, пов'язаних з впливом навколишнього середовища і екологічних

факторів, яким можна запобігти, становить 155 тис. або 19 % від показника загальної смертності [8].

У майбутньому населення України також може зіткнутися з такими явищами, як періоди екстремальної жари (холоду), повені, погіршення якості і безпеки харчових продуктів і води, поширення інфекційних захворювань, хвороб органів дихання, нирок, серцево-судинної та нервової систем, психічних розладів тощо.

Вплив змін клімату на здоров'я людини здійснюється різними шляхами. Прямий вплив пов'язаний в основному з посиленням екстремальності клімату – збільшенням кількості днів з дуже високими і низькими температурами, частоти та інтенсивності повеней, штормів, тайфунів тощо. Непрямий вплив пов'язаний в основному зі зменшенням об'ємів доступної доброякісної питної води, зростанням площ посушливих земель, збільшенням частоти рівнів забруднення повітря за несприятливих метеорологічних умов, появою «нових» хвороб і зміною ареалів кліматозалежних хвороб людини тощо. Наприклад, потепління клімату суттєво підвищує ризик виникнення пожеж, одним з головних наслідків яких є значне зростання концентрації забруднюючих речовин в атмосферному повітрі. Забруднення повітря продуктами горіння, посилюючи вплив промислових і транспортних викидів забруднюючих речовин, призводить до загострення хронічних захворювань органів дихання (зокрема, захворювань верхніх дихальних шляхів, астми, пневмонії і хронічних захворювань). До непрямих факторів можна віднести і енергетичну бідність.

Особливо ускладнює задачу оцінки кліматичних змін на здоров'я населення те, що воно залежить і від сильних некліматичних факторів – забруднення навколишнього середовища, нестачі ресурсів. Їх зміни у часі можуть спотворювати «кліматичний сигнал»: або послаблювати, або посилювати дію кліматичних факторів.

У табл. 5.1 [24] наведено шляхи за якими відбувається вплив змін клімату на здоров'я людей з врахуванням стану екологічних і соціальних систем, а також системи охорони здоров'я.

Таблиця 5.1. Шляхи впливу кліматичних змін на здоров'я людей

Погодні/ кліматичні фактори	Негативні наслідки для здоров'я людей	Діапазон впливу і наслідків для здоров'я людей
1	2	3
Посухи, харчування і продовольча безпека	Неповноцінне харчування	Смертельні результати, неповноцінне харчування (недоїдання, білкова недостатність і/або недостатність мікроелементів), інфекційні і респіраторні захворювання

Продовження табл. 5.1

1	2	3
Теплові екстрамальні умови: теплові хвилі хвилі холоду	Хвороби і смертні випадки внаслідок жари	Збільшення кількості смертельних випадків і хвороб внаслідок жари Підвищення рівня смертності в уразливих групах
Екстремальні погодні умови: вітри, шторми повені, циклони	Наслідки для здоров'я, зумовлені екстремальними погодними умовами Утоплення і пошкодження, пов'язані зі штормовими припливами Проблеми зі здоров'ям серед переміщеного населення	Смертельні наслідки і пошкодження Інфекційні захворювання Токсичні забруднення Підвищений ризик захворювань через якість води Зростання кількості респіраторних і гострих кишкових захворювань внаслідок скупченості проживання людей Вплив на психічне здоров'я, включаючи наслідки для психічного здоров'я в результаті соціальних, економічних і демографічних переміщень Травми і підвищений ризик захворювань внаслідок міграції і скупченості проживання
Водні ресурси і захворювання Зміни кількості опадів у вигляді дощу, наявності та якості води	Інфекційні захворювання Захворювання, пов'язані з водним шляхом зараження	Захворювання, пов'язані з водним шляхом зараження – захворювання, які передаються з водою (зараження оральним ляхом) – захворювання, зумовлені нестачею води (недотримання санітарно-гігієнічних правил)
	Інфекційні захворювання Захворювання, які передаються з продуктами харчування	Інфекційні захворювання, які передаються з продуктами харчування (включаючи спричинені сальмонелою, кампілобацилою і багатьма іншими мікробами)
Захворювання, які передаються носіями і поширюються гризунами, а також інші інфекційні захворювання	Інфекційні захворювання Захворювання, які передаються носіями і поширюються гризунами	Малярія, філяриатоз, тропічна лихоманка, жовта лихоманка, лихоманка Западного Нілу Лейшманіоз Хвороба Шагаса Хвороба Лайма, кліщевий енцефаліт Африканський трипаносомоз Онхоцеркоз
Якість повітря і захворювання	Вплив на здоров'я людей атмосферного забруднення	Загострення серцево-судинних і респіраторних захворювань через погіршення якості повітря
Аероалергени і захворювання	Алергічні захворювання	Зміни в аероалергенах (спори, пилок), які потенційно сприяють загостренню астми та інших алергічних захворювань органів дихання

Продовження табл. 5.1

1	2	3
Інші фактори		
Наземні зміни		Ризик інфекційних захворювань внаслідок нових географічних ареалів і активності тварин, які переносять хвороби, комах і хвороботворних паразитів, що спричиняють малярію
Зміни у морській екології		Зміни у сфері розповсюдження харчових отруєнь в результаті дії токсичних водоростей
Проникнення солоної води у прибережні водоносні шари		Підвищений ризик кишкових хвороб в результаті незадовільного водопостачання

З усього різноманіття факторів, наведених у табл. 5.1 зупинимось лише на впливі екстремальних температурних умов на здоров'я населення і впливі кліматичних умов на поширення інфекційних захворювань людини. Остання проблема є складною для дослідження, але дуже важливою.

5.1.2. Екстремальні температури і здоров'я населення

Екстремально високі температури можуть впливати на здоров'я людей безпосередньо. Основне біокліматичне значення температури повітря полягає у її впливі на тепловий обмін організму з навколишнім середовищем: висока температура утрудняє віддачу тепла, низька, навпаки, збільшує її. Якщо людина перебуває в умовах низької температури, то у неї посилюється теплопродукція і зменшується діаметр периферичних судин шкіри, що призводить до зниження температури шкіри, у 6-7 разів зменшується теплопровідність шкіри та поверхневих тканин, посилюється приплив крові до глибоких тканин і внутрішніх органів. Артеріальний тиск має тенденцію до підвищення (особливо при м'язовому тремтінні). За підвищеної температури у людини знижуються рівень та інтенсивність теплопродукції і збільшується діаметр периферичних судин шкіри, зростає температура шкіри, знижується приплив крові до глибоких тканин і внутрішніх органів. В обох випадках організм людини намагається пристосуватись до умов зовнішнього середовища завдяки складним терморегуляторним механізмам.

Відомо, що в основі фізичної терморегуляції теплового балансу організму лежать різні механізми тепловіддачі. Основні з них:

випромінювання тепла з поверхні тіла; конвекція – нагрівання повітря, що прилягає до поверхні тіла людини; випаровування вологи зі шкіри і слизових оболонок дихальних шляхів. У стані спокою і теплового комфорту теплові втрати конвекцією становлять в середньому 15,3 %, випромінюванням – 55,6 % і випаровуванням – 29,1 %. В умовах високих або низьких температур повітря, або під час інтенсивної фізичної роботи ці величини значно змінюються. Проте можливості механізмів терморегуляції далеко не безмежні. За умови тривалого перебування в несприятливих температурних умовах (висока або низька температура повітря) може настати зрив адаптації механізмів терморегуляції, який супроводжується порушенням теплової рівноваги між організмом і середовищем. У свою чергу це може призвести до функціональних (перегрівання або переохолодження, тепловий удар) або глибоких патологічних порушень.

Коли людина тривалий час перебуває в умовах високої температури повітря, то підвищується температура її тіла, кількість серцевих скорочень змінюється, підвищується або знижується артеріальний тиск, порушуються обмінні процеси, особливо водно-сольовий, порушується функціональний стан органів шлунково-кишкового тракту. Одночасно знижується розумова і фізична працездатність. Наприклад, працездатність людини при температурі 24 ºС знижується на 15 % порівняно з її рівнем у комфортних умовах, а при температурі 28 ºС – вже на 30 %.

В умовах жаркого клімату знижується імунобіологічна реактивність організму людини, що призводить до зниження його опірності різним інфекційним захворюванням.

Значний перегрів організму може спричинити до тепловий удар, який настає миттєво і часто призводить до складних наслідків. При цьому з невідомих причин терморегулюючий центр мозку припиняє функціонувати і організм зовсім втрачає здатність звільнятись від надлишків тепла.

Тривалий вплив відносно низьких температур повітря (або короткочасні впливи особливо низьких температур) викликає значне порушення функціонального стану. З таких умовах часто виникають різні простудні захворювання або загострення хронічних захворювань (м’язів і зв'язково-суглобового апарату; ревматизму; радикуліту тощо). У результаті постійного охолодження організму підвищується частота виникнення простудних та інфекційних захворювань.

Слід зазначити, що про несприятливий вплив низьких температур на здоров’я людини свідчать сезонні коливання смертності. Між смертністю взимку і температурою повітря спостерігається лінійний зв’язок. Проте лише невелика кількість смертей у зимовий період безпосередньо пов’язана з низькою температурою тіла (гіпотермією).

Причиною смерті частіше є серцево-судинні і респіраторні захворювання. Порушення серцево-судинної системи посилюється з продовженням холодного періоду. Кількість серцевих нездужань збільшується після 1-2 днів холодної погоди, серцевих нападів – після 3-4 днів, захворювань пневмонією і бронхітом – через 7 днів.

Ефект «холодової хвилі» наочно демонструє ситуація у січні-лютому 2006 року, коли у Москві аномально низькі температури спостерігались протягом 26 днів. Достеменно було встановлено негативні ефекти хвилі холоду у цей період у людей похилого віку старше 75 років [14]. При впливі низьких температур у групи ризику входять також і люди без певного місцепроживання.

Зміни клімату супроводжуються зростанням кількості днів з аномально високою температурою. Відомо, що стійка, тривала жарка погода спричняє підвищення смертності і загострень серцево-судинних хвороб. До групи найбільшого ризику належать діти молодшого віку і люди пенсійного віку, особи, професійна діяльність яких пов'язана з перебуванням на відкритому повітрі, і люди з низьким рівнем доходів, для яких адаптаційні можливості (наприклад, використання кондиціонерів) малодоступні. У великих містах групою ризику є також люди, які мешкають або працюють в «островах тепла». Під цим терміном розуміють центральну частину міста, що характеризується щільною багатоповерховою забудівлею, великими заасфальтованими просторами, мінімальною кількістю зелених насаджень і відкритих водойм. У таких умовах вплив жари є найбільш згубним. Сучасне потепління клімату супроводжується зростанням кількості днів з екстремально високою температурою [24].

У Європі літо 2003 року визнано найжаркішим літом за останні 500 років. Аномально високі температури спостерігались у липні-серпні: у Великобританії – до 38,1 °С, Баварії – до 40,4 °С, на півночі Італії – до 40 °С, у горах Австрії – до 52 °С, у Франції – до 35 °С протягом 11 днів. За останні роки у деяких містах різко збільшилась амплітуда коливань літніх температур (у Парижі, наприклад, коливання середніх місячних температур раніш знаходились у межах 8°С, а під час жари 2003 року зросли до 12°С). Так у Франції з 1 по 20 серпня 2003 року, коли максимальна температура повітря була вищою за 35 °С, кількість додаткових випадків смерті на 60% перевищила даний показник у цей же період часу 1999-2002 років (рис. 5.1) [33]. У 70 % випадків вмирали люди старше 75 років.

У жаркі дні також загострювались різні серцево-судинні захворювання, наприклад, стенокардія, з появою болю у грудній клітці, головного болю, запаморочення, нудоти, відчуття втоми тощо. Після цієї події Міністерство охорони здоров'я Франції розробило спеціальний

План дій з оцінки і профілактики гострого впливу погодних явищ на здоров'я людини [43].

Жаркий серпень 2003 року став причиною майже 6 тисяч додаткових смертей в Іспанії та 1,3 тис. у Лісабоні [45].

В цілому влітку 2003 року у Західній та Центральній Європі в результаті екстремальної жари загинуло, за різними оцінками, від 27 до 40 тисяч людей.

Дані більше ніж п'ятидесяти європейських досліджень смертності населення у періоди літньої жари показали, що найбільш високі показники смертності були серед людей похилого віку, які страждають на хронічні захворювання серцево-судинної системи, органів дихання, діабет, госпіталізованих осіб, а також людей, що мешкають у містах (порівняно з передмістям).

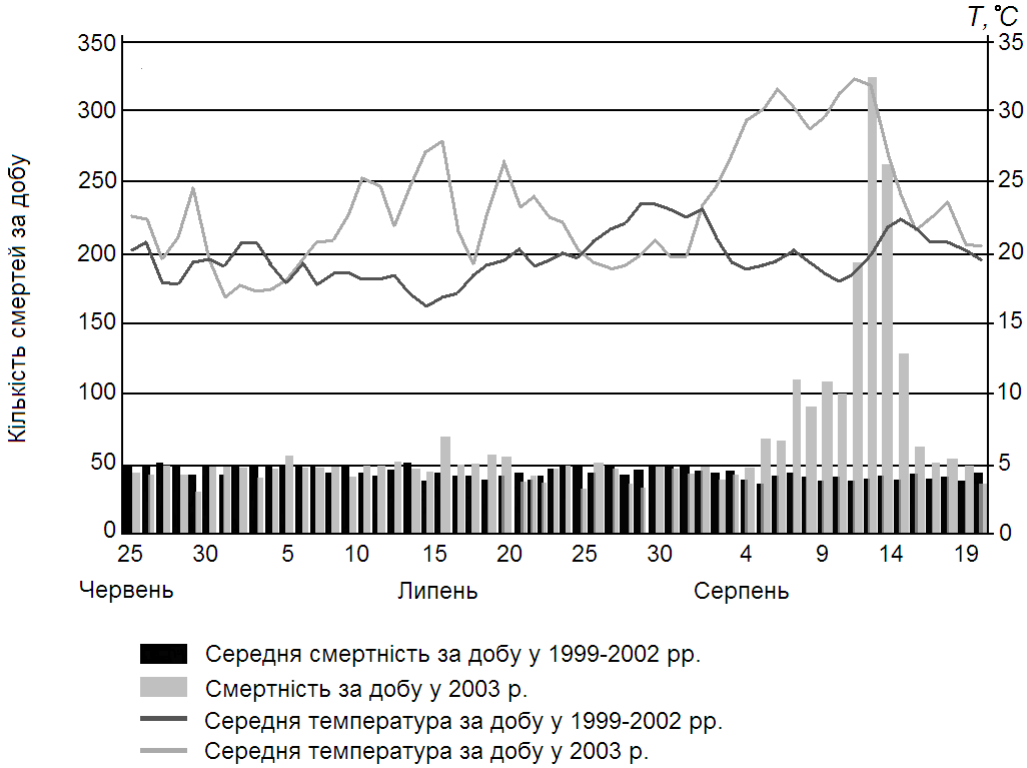


Рис. 5.1. Додаткова смертність у Парижі під час хвилі тепла на початку серпня 2003 р. (INVS, 2003)

Абсолютним за весь період регулярних метеорологічних спостережень у Росії стало літо 2010 року: перманентна хвиля жари з середньою добовою температурою вище 25 ºС тривала 40 днів, що призвело до підвищення смертності у країні порівняно з липнем-серпнем 2009 року на 54 тис. випадків (за офіційними даними Росстата). Лише у липні-серпні 2010 року перевищення рівня смертності у Москві

порівняно з аналогічним періодом 2009 року становило 11 тис. випадків або 55 % [11]. Найрізкіше збільшення відбулось у серпні від захворювань органів дихання через пожежі. У липні-серпні 2010 року значне зростання смертності (порівняно з липнем-серпнем 2009 року) спричинили інфекційні і паразитарні захворювання (на 61,5%), новоутворення (на 70,2 %). У липні 2010 року її зростання зумовили також і зовнішні причини, тобто втома, вбивства, самогубства, травми, дорожньо-транспортні події тощо (на 52,9 % порівняно з липнем попереднього року). Із зовнішніх причин найбільше зросла смертність від самогубств – у липні на 63 випадки або 101,6%, і серпні на 38 випадків або 52,1 % [12]. Про те, що під час жари підвищується кількість випадків суїцидів, повідомляють і інші автори.

Під час цієї жари у мільйонів людей знизився імунітет і підвищилась уразливість відносно простудних та інфекційних захворювань, що спричинило зростання ризику епідемій в осінньо-зимовий сезон 2010-2011 рр. У майбутньому при збільшенні кількості днів з аномально високою температурою кількість додаткових випадків летального результату може зростати [13].

Таким чином, у Москві та інших регіонах Росії фактично перервався тренд зниження смертності населення, і значне скорочення кількості осіб непрацездатного віку представляє істотною загрозою демографічній ситуації.

Кількість теплових хвиль значно зросла за останні 100 років і вони стали з’являтись у 2-4 рази частіше. За прогнозами, протягом наступних 40 років їх стане у 100 разів більше.

Аналіз залежності смертності населення у п’ятдесяти містах США за 1998-2000 рр. (більше 7,5 млн випадків смертей) від максимальної і мінімальної температури, кількості днів з високою і дуже низькою температурою виявив тісні зв’язки між екстремальними значеннями температури і смертністю від діабету. Смертність від серцево-судинних захворювань у цій країні більше залежала від екстремально низьких, ніж екстремально високих температур [37].

Надзвичайно жарка погода, особливо в областях з помірним кліматом, призводить до зростання захворюваності і летальних наслідків, оскільки населення таких регіонів часто дезадаптоване до різких змін метеорологічних умов. Наприклад, у Торонто протягом 50 років по днях вивчалась залежність смертності від погоди. Найвищу смертність зафіксовано у липні-серпні, коли спостерігалась найбільша кількість дуже жарких днів, до того ж ризик смерті тим вищий, чим тривалішими були епізоди жари. Встановлено, що фізіологічні реакції організму людини в умовах гіпертермії суттєво залежать від вологості повітря.

Слід зазначити, що наслідки потепління клімату для населення можуть бути різними у північних і південних регіонах, через те що мешканці півдня краще адаптовані до жари. Підтвердженням цього може служити співставлення показників смертності у двох містах США і Канади: у Монреалі смертність населення починала зростати за температури 29 °С, а у Даласі – при перевищенні 39 °С. Автори цієї роботи вважають температуру 29 °С пороговою для жителів північних територій [35]. Навіть короткочасне перевищення температури може стати причиною підвищення смертності населення. У Чикаго в результаті п'ятиденної жари, коли температура досягла 40 °С, кількість смертей зросла на 85 %, а кількість госпіталізацій – на 11 % порівняно з аналогічним періодом у попередні роки. Сильная жара призвела не лише до 514 випадків додаткових смертей, але й до 3300 додаткових випадків невідкладної госпіталізації. Основними причинами смертельних наслідкив у ці жаркі дні були ішемічна хвороба серця, діабет, захворювання органів дихання, нещасні випадки, самогубства та вбивства, а причинами госпіталізації – захворювання серцево-судинної системи, органів дихання, нирок, нервової систем, епілепсія [36]. Це цілком зрозуміло, бо жара не тільки спричиняє порушення діяльності серцево-судинної системи, але й впливає на психологічний стан людини.

Виконані ВООЗ дослідження з визначення порога температурної комфортності, перевищення якого призводить до підвищення смертності жителів міст світу, показали аналогічні результати: в різних регіонах різкий підйом кривої смертності починається за різної температури повітря (наприклад, у середземноморських містах у середньому вище 28 °С, у Хельсинки – 23,6 ºС). Обговорювалась необхідність використання й інших метеорологічних показників – максимальної та мінімальної добової температури, перепадів температури протягом дня.

Дані по Росії підтверджують цю закономірність. Було виявлено зв'язок між кількістю звернень за екстреною медичною допомогою, загальною смертністю і смертністю від низки причин (травми, утоплення і самогубства), з одного боку, і температурою повітря у літній період, з іншого. При підвищенні максимальної добової температури на 10 ºС кількість звернень і смертність від окремих причин зростали вдвічі, показник загальної смертності – на 8 %.

Епідеміологічні дослідження у Москві дозволили встановити, що пороговою для збільшення смертності є середня добова температура 25 ºС [15].

Кількість досліджень з вивчення зв'язків між метеорологічними факторами і смертністністю населення міст, розташованих у різних кліматичних зонах, є достатньо великою. В результаті таких досліджень будувались температурні криві смертності, які відображають залежність щоденної смертності від середньої добової температури повітря і

ґрунтуються на статистичній обробці часових рядів добової смертності за багаторічні періоди. Такі криві побудовано для багатьох міст Європи, США, Канади, Японії. Було показано, що залежність між температурою і смертністю нелінійна по всьому температурному діапазону, а для деяких причин смерті (наприклад, для смертності від всіх природних причин і серцево-судинних захворювань) вона має вигляд V- або U-подібної кривої, з мінімумом у певній точці, область навколо якої і можна вважати областю температурного комфорту. Для населених пунктів, розташованих у різних кліматичних умовах, існують різні значення температурного комфорту. Як приклад наведемо розподіл добової середньої смертності від всіх причин у Мадриді як функції добової максимальної температури повітря за 1986-1997 рр. (рис. 5.2) [28]. З рисунка видно, що між названими показниками існує звичайна V-подібна залежність, а мінімум спостерігається при 30,8 ºС (комфортна температура). Права гілка кривої має набагато більшу крутизну нахилу, ніж ліва. Це дозволяє зробити висновок про те, що жара впливає на смертність сильніше, ніж холод [19]. Добова максимальна температура, за якої нахил кривої залежності між смертністю і температурою стає крутішою, дорівнює 36,5 ºС [27].

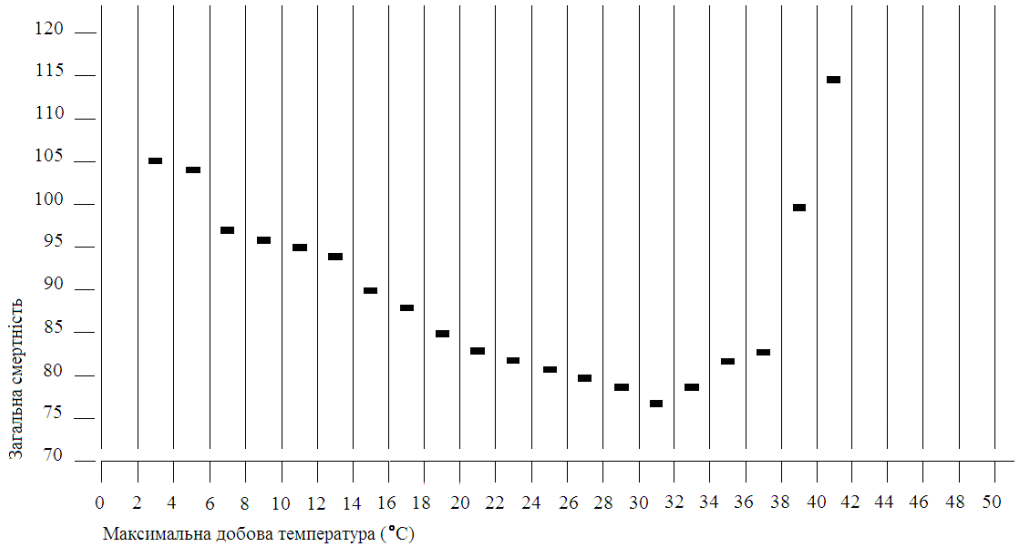


Рис. 5.2. Залежність між смертністю від всіх причин і максимальною добовою температурою у Мадриді. 1986-1997 рр. (Diaz J, Lopez Santiago C., 2003)

У Мадриді вплив надзвичайно жарких днів на смертність найбільший серед жінок старше 75 років (зростання на 28,4 % на кожен градус вище 36,5 ºС). Зростання смертності від серцево-судинних захворювань більше, ніж зростання смертності від респіраторних захворювань. У чоловіків зростання смертності більше у віковій групі від 65 до 75 років (підвищення на 14,7 % на кожен градус вище 36,5 ºС),

але при більшому внеску смертності від респіраторних захворювань [27].

Якщо температура у майбутньому залишиться навіть такою ж як сучасна, то у тих країнах і регіонах, де спостерігається старіння населення, кількість захворювань, спричинених хвилями тепла, буде зростати через високий рівень чутливості осіб похилого віку до дії термічного фактора. Так у Росії частка осіб старше 59 років (одної з груп ризику) до 2025 року досягне 27,6 %, а до 2050 року – 36,1 %, тобто буде у 2 рази більшою, ніж у 1989 році (18,5 %) [14]. В Європі відмічається ще більше зростання очікуваної тривалості життя і старіння населення. Найвищим індексом старіння (відношення чисельності населення старше 65 років до чисельності населення у віці 0-14 років) характеризуються Германія, Італія та Іспанія (рис. 5.3) [2].

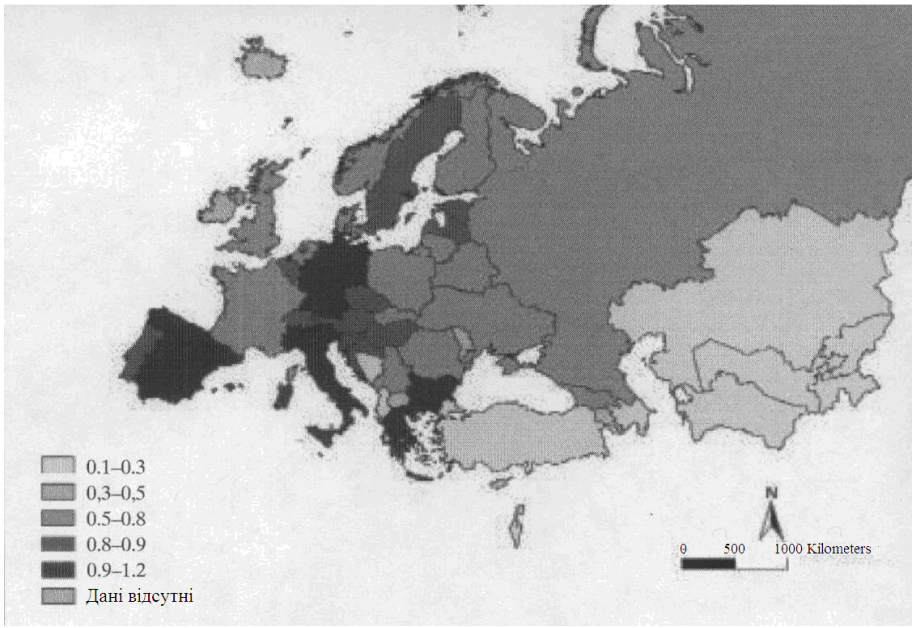


Рис. 5.3. Індекс старіння у країнах Європейського регіону ВООЗ
(База данных «Здоровье для всех» Европейского бюро ВОЗ, 2005)

На рис. 5.4 [11] надано відношення помісячної смертності у 2010 році до аналогічного показника 2006–2009 рр. Цей графік наочно ілюструє, що у першій половині 2010 року смертність у Москві була нижчою, ніж у попередні роки (за винятком інфекційних захворювань взимку, можливо пов'язаних з грипом). У дні з максимально високою температурою смертність більше, ніж удвічі перевищувала звичайний рівень.

У періоди надзвичайної жари на здоров'я людини впливає не лише жара сама по собі, але й ультрафіолетове випромінювання, приземний

озон та інші речовини, які забруднюють повітря, і прямо або непрямо пов'язані з погодними умовами.

Слід зазначити, що МГЕЗК прогнозує підвищення середньої температури поверхні Землі у XXI сторіччі на 1,4-5,8 ºС. Як наслідок цього, прогнозується антропогенне потепління в середньому на 0,1-0,5 ºС кожні десять років протягом поточного століття. Після XXI століття можна очікувати ще більших змін.

Вплив екстремальної літньої жари на здоров'я людини може посилюватися підвищенням вологості повітря. Періоди сильної жари зазвичай настають у синоптичних ситуаціях, які характеризуються чітко вираженим уповільненим розвитком і рухом повітряних мас, що веде до інтенсивного і затяжного теплового стресу. Проте навіть короткочасні або помірні епізоди жари негативно впливають на здоров'я людини.

За оцінками Всесвітньої організації охорони здоров'я річний показник додаткової смертності у літній період, яка може бути віднесена на рахунок змін клімату, до 2050 року зросте у декілька разів. Тому експерти ВООЗ наполегливо рекомендують системі охорони здоров'я відігравати більш активну роль у боротьбі з сучасними і очікуваними наслідками впливу змін клімату.

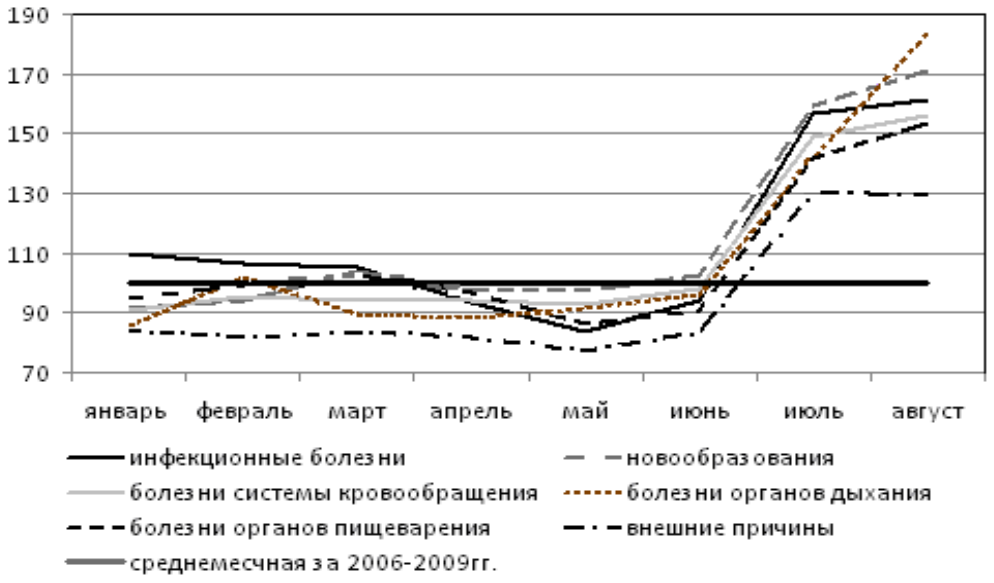


Рис. 5.4. Відношення показників смертності у Москві по місяцях 2010 року до середньої за 2006-2009 рр., %. (Ревич Б.А., 2011)

В Україні зміни клімату можуть негативно вплинути на такі групи захворювань, як серцево-судинні, респіраторні, інфекційні,

онкологічного профілю, захворювання опорно-м'язової системи, травми різної етіології.

Виходячи зі сказаного, країнам і містам вже тепер треба думати про створення систем попереджень про настання сильної жари.

5.1.3. Поширення інфекційних захворювань людини

Потепління клімату призводить до змін умов розповсюдження інфекційних хвороб людини, у тому числі і трансмісивних (від лат. transmissio – перенесення на інших), тобто заразних хвороб людини, збудники яких передаються кровосисними членистоногими (комарами, блохами, кліщами тощо).

Щорічно трансмісивні хвороби є причиною смерті 1,1 млн людей і призводять до втрати 49 млн років здорового життя [20]. Вплив кліматичних змін не буде обмежуватись рамками тропічних районів країн, що розвиваються. Наприклад, прогнозується, що кліматичні зміни також зумовлять зміни географічного розповсюдження таких захворювань, як хвороба Лайма, кліщовий енцефаліт і поширять сальмонельоз та інші інфекції харчового походження у Європі [38] та Північній Америці [30].

У багатьох країнах світу виявлено зв'язок між потеплінням клімату і захворюваністю людей на бактеріальні інфекції. У Великобританії, Канаді і Германії підвищення середньої місячної температури за 1992–2002 рр. призвело до збільшення кількості випадків захворювань на бактеріальну дизентерію, кампилобактеріоз, сальмонельоз. Достовірно встановлено зв'язок між зміною клімату і зростанням шлунково-кишкових захворювань на Тайвані [22], температурою і збільшенням випадків сальмонельозу в Австрії [48], максимальною місячною температурою і критоспоридіозом в Австралії [31]. Епідеміологічні дослідження у США низки кишкових інфекцій, у тому числі сальмонельозу, шигелезу, кампилобактеріозу серед осіб похилого віку у 1998–2002 рр. виявили їх зв'язок з кліматичними умовами [34]. Захворюваність дітей до п'яти років на сальмонельоз у п'яти містах Австралії була пов'язана з середньою місячною температурою попереднього місяця [29].

Дослідження, проведені у Росії, показали, що між змінами клімату і такими хворобами як поліомеліт, краснуха, вітряна віспа, шигелез зв'язок відсутній, але встановлено вплив змін клімату на сальмонельоз, геморагічну лихоманку з нирковим синдромом, кліщовим енцефалітом, іксодовий кліщовий бореліоз [7].

Вплив кліматичних факторів на природно-осередкові інфекції відбувається на фоні дії інших факторів не кліматичної природи – екологічних, демографічних і соціально-економічних. Зокрема захворюваність на кліщовий енцефаліт залежить від об'ємів вакцинації, пригнічення осередків методами неспецифічної профілактики, від збільшення частоти контактів населення, в першу чергу міського (їх частка становить 70-80 %), зі збудниками і переносниками на садово-городних ділянках. На рівень захворюваності також впливають циклічні коливання чисельності переносників.

Причинами зростання захворюваності на кліщовий енцефаліт називають також антропогенну трансформацію природних ландшафтів, тобто освоєння лісових масивів під дачні ділянки, більш частий виїзд місцевих жителів «на природу» для відпочинку, збору грибів, ягід тощо – утворення антропургічних осередків, в яких у циркуляції вірусу беруть участь і домашні тварини [6].

Сучасна епідеміологічна ситуація характеризується значним зростанням кількості укушених кліщом і зростанням захворюваності на кліщовий енцефаліт у деяких регіонах (рис. 5.5). Одною з головних причин цього називають зміну клімату, а точніше його потепління та зволоження [3]. Так у Росії у 1956 році було зареєстровано 5163 випадки захворювання на кліщовий енцефаліт, а у 1996 році – вже 10298 випадків.

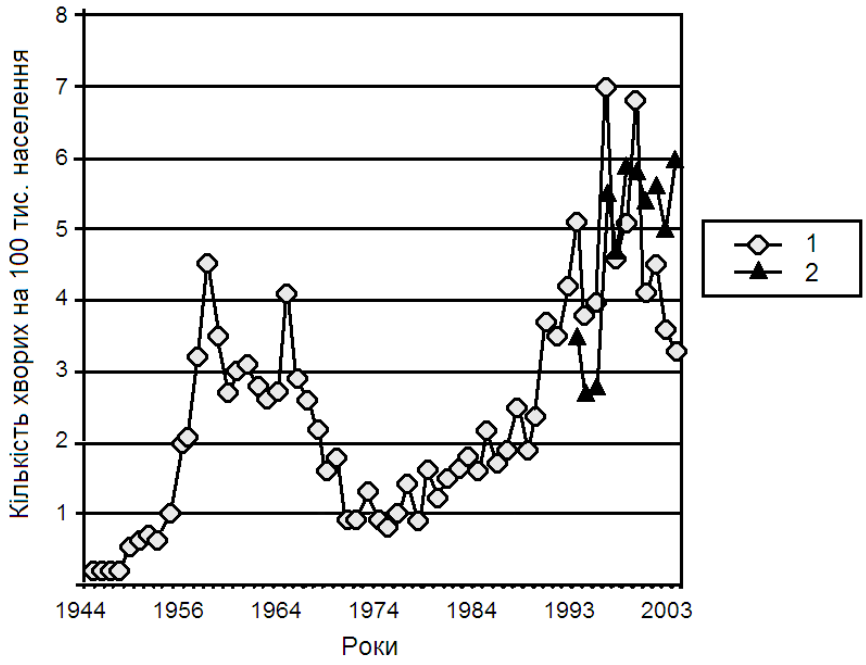


Рис. 5.5. Захворюваність на кліщовий енцефаліт (1) та іксодовий кліщовий бореліоз (2) у Росії у 1944-2003 рр.
(Злобін та інші, 2004)

Підвищення температури сприяло зміщенню межі розповсюдження переносників кліщового енцефаліту на північний схід Європейської території Росії та Сибіру і розширило період їх активності [1].

У деяких європейських країнах (Чехія, Швеція) вже відбулось переміщення кліщового ареалу на північ. Японські дослідники показали, що підвищення зимових температур на 5 ºС призвело до поширення ареалу переносників кліщового енцефаліту на північ. Проте, як вже зазначалось, можливо, ці явища зумовлені й іншими факторами, тому що осередки природних інфекцій відрізняються значною стійкістю.

В Україні місцеві випадки кліщового енцефаліту серед людей реєструються майже щорічно в АР Крим і Волинській області. За останні п'ять років випадки захворюваності реєструються спорадично [39].

Друге захворювання, також пов'язане з кліщом – хвороба Лайма (іксодові кліщові бореліози) у Росії почали офіційно реєструвати з 1992 року. З того часу захворюваність зросла майже вдвічі з 3,5 до 6 випадків на 100 тис. населення (рис. 5.5). Ця хвороба переміщується у більш північні широти і на височини відповідно до переміщення кліщів.

У деяких регіонах України, наприклад, у Харківській області, також збільшилась кількість кліщів, які переносять збудників хвороби Лайма і заражають людей при укусі. За інформацією Харківської обласної санітарно-епідеміологічної станції, за перше півріччя 2012 року лабораторією відділу особливо небезпечних інфекцій Харківської обласної СЕС досліджено 965 іксодових кліщів, зібраних на території області в природі, з тварин і людей. Отримано 164 позитивних результати (17 %), інфікованість кліщів, видалених з людей, становить 24,1 %. Це вище показників аналогічного періоду минулого року, коли зараженість всіх кліщів бореліями становила 14,7 %, знятих з людей – 20,6%. Крім того, у поточному році зафіксована у 1,5 рази більша зараженість кліщів, зібраних у природі (10,9 % проти 6,9 %) [40].

Ще одне інфекційне захворювання – західно-нільський енцефаліт або лихоманка Західного Нілу (ЛЗН), який характеризується лихоманкою, запаленням мозкових оболонок. Причиною цього захворювання є зараження вірусом Західного Нілу, які відбувається при укусі інфікованими комарами. Цей вірус є одним з найпоширеніших представників флавівірусів і зустрічається переважно в Африці, Південній Європі та Азії. Проте в останні роки спорадичні випадки і спалахи ЛЗН стали все частіше реєструватись у людини і тварин у Європі (у Західному Середземномор'ї та південних областях Росії – у 1962-1964 рр., у Білорусії та в Україні – у 1970-1980 рр., у Румунії – у 1996-1997 рр., у Словаччині – у 1997 р. і Італії – у 1998 р.) [32]. У 1999 р.

з’явились перші повідомлення про виявлення вірусу на території США [21].

В Україні у 2012 році ЛЗН було виявлено у 70 населених пунктах 18 регіонів. Про це сповістив перший заступник Голови Державної санітарно-епідеміологічної служби України О. Кравчук. За період з 2006 по 2011 роки зареєстровано 44 випадки захворювань ЛЗН: у Запорізькій області – 29, Донецькій — 10, Миколаївській — 2, Херсонській, Полтавській, Харківській – по одному [46].

У Росії зареєстровано більше 300 випадків захворювань на лихоманку Західного Нілу. Часті випадки виявлення цієї хвороби зафіксовано і в інших сусідніх з Україною країнах, зокрема в Румунії. Взагалі в Європі зареєстровано 115 випадків таких захворювань [41].

У нашій країні зустрічаються лише дві нозологічні форми: геморагічна лихоманка з нирковим синдромом і кримська лихоманка. В останні роки виявлено ідентичні захворювання у різних географічних зонах світу – в Аргентині, Болівії, Індії, Тайланді, на Філіппінах та в інших країнах. Вони зустрічаються у вигляді спорадичних захворювань і рідше у вигляді епідемічних спалахів, які виникають в умовах певного ландшафту (лісиста або степова місцевість, тайга). Найбільш поширена геморагічна лихоманка з нирковим синдромом, природні осередки якої виявлено в Росії (в Тульській, Ярославській, Володимирській, Костромській, Ростовській областях), в Україні (в Закарпатській, Івано-Франківській, Харківській областях), а також у багатьох країнах Європи, де ця хвороба здавна відома під назвою епідемічної нефропатії. Слід зазначити, що з середини 1980-х років. кількість захворювань на цю хворобу в Росії зросла більше ніж у 3 рази. Припускається, що одною з причин цього факту є підвищення температури і кількості опадів у помірних широтах Європи. Спорадичні випадки захворювання зустрічаються у південних областях Росії, України, в Молдові, Середній Азії, на півдні Казахстану, а також в інших країнах Європи, Азії та Африки [10].

Зараження геморагічною лихоманкою з нирковим синдромом відбувається при контакті людей з гризунами або предметами, забрудненими їх виділеннями. У передачі кримської лихоманки основна роль належить кліщам. Захворюваність визначається сезонністю поширення. Ендемічні осередки кримської лихоманки розташовані у південних районах європейської частини Росії, в Україні (Кримський п-ів, Луганська область), на півдні Західної Європи (Болгарія, Сербія, Хорватія, Словенія, Греція тощо), у країнах Ближнього Сходу, Центральній Азії, Китаї, Африці (на південь від Сахари – Кенія, Конго, Нігерія, Уганда тощо).

До речі, окремі випадки цього захворювання трапляються в Одеській та Херсонській областях України.

В останні роки в Росії стала зростати захворюваність на малярію в основному через «завезені випадки» і контакти з приїжджими з азіатських країн (рис. 5.6). Найбільш зараженими є південні райони її, найменш заражені – північні. При подальшому потеплінні клімату відбудеться збільшення територій помірного і стійкого ризику передачі цієї хвороби [16].

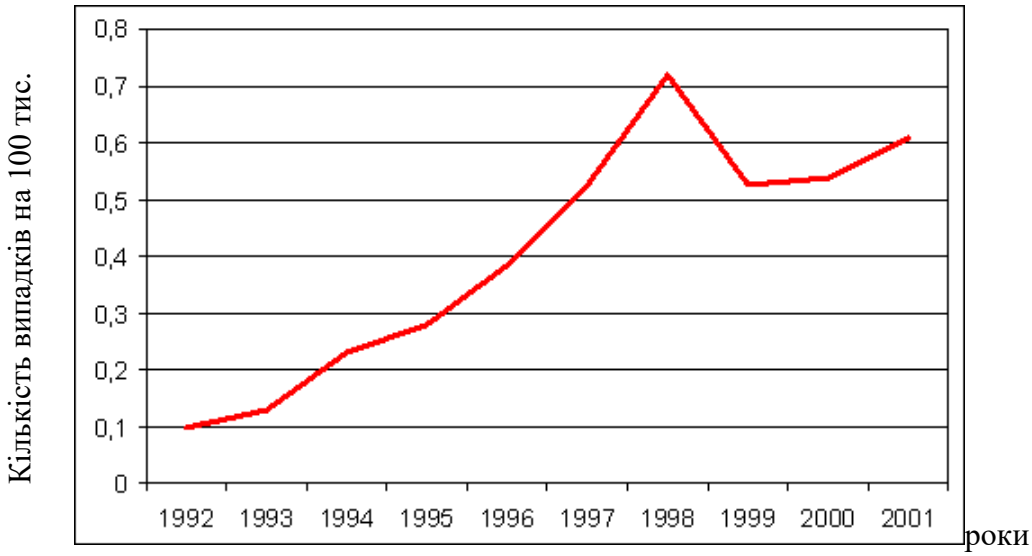


Рис. 5.6. Захворюваність на малярію в Росії (кількість випадків на 100 тисяч) (Семенов С.М. та ін., 2002)

Розроблені за допомогою моделей прогнози вказують на те, що географічна зона потенціального розповсюдження малярії поширюється через зростання середньої глобальної температури згідно з верхньою межею прогнозованого МГЕЗК діапазону (3-5 °С до 2100 р.), що призведе до збільшення частки населення світу, якому буде загрожувати малярія, з 45 % до 60 % у другій половини XXI сторіччя. У районах, де малярія вже зараз є поширеним захворюванням, може спостерігатись активізація передачі хвороби (майже на 50-80 млн додаткових випадків на рік відносно оціночного глобального фону в цілому у 500 млн випадків). Через підвищення температури і збільшення кількості повеней може також спостерігатись і деяке зростання захворюваності на нетрансмісивні інфекційні хвороби, такі як сальмонельоз, холера і лямбліоз. Проте дати кількісне визначення прогнозованих впливів на здоров'я людини доволі важко, оскільки масштаб спричинених зміною клімату порушень здоров'я залежить і від інших факторів (міграції населення, забезпечення чистим навколишнім середовищем у містах, харчування, запасів питної води, санітарних умов, масштабу заходів з боротьби з переносниками хвороб, зміни в опірності інсектицидам організмів-переносників хвороб і забезпечення більш широкого доступу до послуг охорони здоров'я). Здоров'я людини уразливе до впливів змін

клімату, особливо у міських районах, де просторове регулювання може бути обмежене, а також у районах, де зараження трансмісивними хворобами може збільшитись, надання медичних послуг та іншого базисного обслуговування, наприклад, забезпечення санітарії, залишається недостатнім.

Таким чином, багато смертельно небезпечних хвороб, які передаються через воду і забруднені продукти харчування, а також комахами-переносниками, дуже чутливі до кліматичних і екстремальних погодних умов. Кліматичні зміни загрожують уповільнити, зупинити або повернути назад прогрес, досягнутий відносно багатьох з цих хвороб. Тому зміни клімату ставлять нові задачі в боротьбі з інфекційними хворобами, які потрібно обов'язково розв'язати людству для того, щоб вижити в тих умовах, що склались.

5.2. ПРОГНОСТИЧНІ ОЦІНКИ ПОКАЗНИКІВ ДИСКОМФОРТНОСТІ КЛІМАТУ У ТЕПЛУ ПОРУ РОКУ

5.2.1. Деякі сюжетні лінії сценаріїв SRES і характеристика вихідних даних

У четвертій доповіді МГЕЗК зазначено, що починаючи з 1970-х років спостерігаються значні зміни в екстремальних погодних і кліматичних явищах (складової процессу потепління кліматичної системи). До них належать: збільшення частоти жарких днів та ночей, а також хвиль тепла; менша кількість холодних днів і ночей та зменшення кількості морозних днів; частіші інтенсивні опади; інтенсивніші посухи, площа яких збільшується; зростання активності тропічних циклонів у Північній Атлантиці за збільшення екстремально високих температур і зниження частоти екстремально низьких температур. Крім того, вони показали, що ці тенденції знаходяться у відповідності з очікуваним відгуком на збільшення парникових газів і аерозолів антропогенного походження на великих просторових масштабах [24, 42].

Тому прогноз еволюції кліматичної системи є одною з найважливіших і найскладніших задач її дослідження. Через недостатній рівень наукових знань про ступінь та фізичні механізми впливу тих чи інших кліматоутворювальних факторів на кліматичну систему на різних масштабах часу, про взаємозв'язки між різними компонентами кліматичної системи у прогнозах щодо майбутніх змін стану глобальної кліматичної системи існує досить велика невизначеність.

Слід нагадати, що методологія нинішнього кліматичного прогнозу ґрунтується на уявленні про те, що сучасні зміни клімату багато в чому визначаються антропогенними факторами. Тому кліматичний прогноз

розвивається відповідно до сценаріїв майбутніх змін вмісту в атмосфері парникових газів і тропосферних аерозолей, різних забруднюючих агентів за рахунок розвитку енергетики, промисловості та землекористування. Ці сценарії по суті своїй представляють експертні оцінки, будуються на основі демографічних прогнозів, оцінок імовірного економічного зростання, темпів споживання викопного палива.

Міжнародна група експертів по зміні клімату розробила довгострокові сценарії емісії парникових газів і аерозоля у XXI сторіччі, які опубліковано у Спеціальній доповіді про сценарії викидів у 2000 році. Загальна кількість сценаріїв SRES (Спеціальна доповідь зі сценаріїв викидів) становить 40, і всі вони об'єднані в чотири основні сюжетні лінії – A1, A2, B1 та B2. Еволюція концентрацій різних парникових газів в атмосфері (CO_2, CH_4, N_2O тощо) протягом XXI сторіччя визначалась за допомогою сучасних фотохімічних і вуглецевих моделей.

У нашому дослідженні використовувались результати моделювання за сценаріями *A1B* (рівновага між викопними і невикопними (альтернативними) видами палива) та *A2* («найгірший сюжет» або «жорсткий»).

За сценарієм *A1B* до 2100 року концентрація основних парникових газів в атмосфері зросте порівняно з 1990 роком, взятим за базовий: CO_2 – у 2,03, CH_4 – у 1,16 і N_2O – у 1,21 раза. Зазначимо, що згідно з [23] концентрація основних парникових газів в атмосфері становила у 1990 році: CO_2 – 353 млн$^{-1}$, CH_4 – 1700 млрд$^{-1}$, N_2O – 308 млрд$^{-1}$. Сюжетна лінія A1 описує майбутній світ, який характеризується швидким економічним зростанням і збільшенням чисельності населення Землі, причому показники його досягають максимальних значень у середині XXI сторіччя з подальшим зменшенням, а також швидким впровадженням нових і більш ефективних технологій. Відбувається поступова інтеграція регіонів, створення потенціалу і активізації культурних і соціальних взаємозв'язків при значному зменшенні регіональних розбіжностей у доходах на душу населення.

За сюжетною лінією A2 розвиток світу відбувається при збереженні місцевої самобутності і опори на власні природні ресурси, а також при постійному зростанні загальної чисельності населення у світі. Економічний розвиток має регіональну спрямованість, а економічне зростання у розрахунку на душу населення і технологічні зміни більш фрагментарні і відбуваються повільніше порівняно з іншими сюжетними лініями. У результаті такого розвитку очікується значне зростання концентрації основних парникових газів в атмосфері. До 2100 року концентрація основних парникових газів в атмосфері зросте порівняно з 1990 роком: CO_2 – у 2,42, CH_4 – у 2,19 і N_2O – у 1,45 раза. У середині

XXI століття прогнозується підвищення температури по відношенню до сучасного десятиліття для А2 від 0,8 до 1,6 °С з усередненим значенням 1,2±0,3 °С. У подальшому в основному збережеться тенденція до зростання середньої річної температури повітря.

Зазначимо, що за підсумками Четвертої доповіді МГЕЗК, Україна не входить у перелік найбільш уразливих до глобального потепління регіонів нашої планети, але потепління відчутне вже й на її території.

Для прогнозування наслідків змін клімату в якості базових періодів фахівці зі змін клімату часто вибирають періоди від теперішнього часу до 2050 року і до 2100 року. Проте є доцільним оцінювати потенціальні наслідки як у короткостроковій (на найближчі 10-20 років), так і у довгостроковій перспективі (до 2050 року). Акцент на короткострокову перспективу дозволяє мати актуальну інформацію в межах часового періоду планування, звичайного для органів охорони здоров'я. Друга ж потреба є в тому, щоб вийти за рамки найближчого майбутнього і заглянути далі, щоб можна було виробити всеосяжні заходи адаптації.

Нами досліджено часову зміну та просторовий розподіл кількості жарких днів в окремі місяці (квітень-жовтень), суми таких днів за всі вказані місяці і за літній сезон, а також розглядались їх часові зміни від першого періоду (1986-2005 рр.) до другого (2011-2030 рр.), від другого до третього (2031-2050 рр.) та від першого до третього на двадцяти двох станціях України на основі даних для двох згаданих сценаріїв. Крім того, вивчався характер розподілу по території і у часі кількості днів з середньою добовою температурою повітря вищою за 25 ºС.

5.2.2. Динаміка жарких днів на території України

Характеристикою термічних умов місцевості у літній час є так звані жаркі дні. У біокліматології існують методи оцінки жаркої погоди. Як вже згадувалось, така погода викликає негативні реакції в організмі людини, пов'язані з порушенням терморегуляції. Жарким вважається день, коли максимальна температура повітря > 25 ºС.

В Україні влітку і навіть у перехідні сезони часто формуються умови для підвищення температури до таких значень. Висока температура може встановитись під час надходження сухого континентального повітря помірних широт або тропічного повітря з Нижнього Поволжя і Середньої Азії. Істотне підвищення температури може відбутись і у малорухомих термічних депресіях, які виникають внаслідок інтенсивного нагрівання повітря, а також у відрогах і часткових антициклонах Азорського максимуму, які поширюються на територію нашої країни із заходу [5].

Аналіз кількості жарких днів для трьох досліджуваних 20-річних періодів помісячно з квітня по жовтень для двадцяти двох станцій, а також сума їх за цей період на основі модельних рядів за двома згаданими сценаріями показав наступне. Жаркі дні на всій території країни відмічаються зазвичай з травня по вересень, але іноді бувають у квітні та жовтні. Причому їх кількість за даними сценарію *A1B* суттєво перевищує цей показник за даними сценарію *A2*. Найбільша повторюваність максимальної за добу температури повітря вище 25 ºС припадає на липень-серпень.

На рис. 5.7-5.12 представлено просторовий розподіл середньої за рік кількості жарких днів за двома сценаріями, з яких видно, що характер розподілу ізоліній на них схожий. Середня кількість жарких днів за рік зростає з півночі України на південь: від 27-28 днів (Сарни, Щорс) до 91 (Сарата) за 1986-2005 рр.; від 35-38 днів (Сарни, Щорс) до 100 (Сарата) за 2011-2030 рр.; від 34-36 днів (Сарни, Щорс) до 107 за 2031-2050 рр. згідно сценарію *A1B.* За сценарієм *A2* кількість таких днів менша і коливається у межах відповідно: 10-15 днів (Щорс, Сарни) – 74-75 (Джанкой, Сарата); 14-15 днів (Щорс, Сарни) – 74-75 (Сарата, Джанкой); 13-16 днів (Щорс, Сарни) – 86 (Сарата, Джанкой). Саме за цим «жорстким» сценарієм очікується у середньому найменше підвищення температури майже для всієї України.

Відомо, що просторово-часовий розподіл кількості жарких днів залежить від радіаційних умов, циркуляції атмосфери і характеру підстильної поверхні, які визначаються широтою місцевості, ступенем континентальності і макрорельєфом, а також місцевими фізико-географічними умовами.

Характер зміни річної суми жарких днів від першого періоду до другого (II-I), від другого до третього (III-II) і від першого до третього (III-I) за обома сценаріями відрізняється (рис. 5.13-5.18). Максимальні значення додатних різниць (II-I) спостерігаються у західних і східних областях (сценарій *A1B*) та у східних (сценарій *A2*), а мінімальні – на південному сході і південному заході країни (*A1B*); на заході і південному заході взагалі очікується зменшення жарких днів (*A2*). Зміни, визначені за сценарієм *A1B* перевишують зміни, розраховані за сценарієм *A2* у 2-3 рази.

Від другого до третього періоду кількість літніх жарких днів зменшиться за винятком південних і центральних областей (сценарій *A1B*), згідно *A2*: буде зростати в основному з півночі на південь.

Від першого до третього періоду за обома сценаріями кількість жарких днів майже на всій території України підвищиться: максимально на півдні і південному сході (сценарій *A2*), на південному заході і сході за сценарієм *A1B)*.

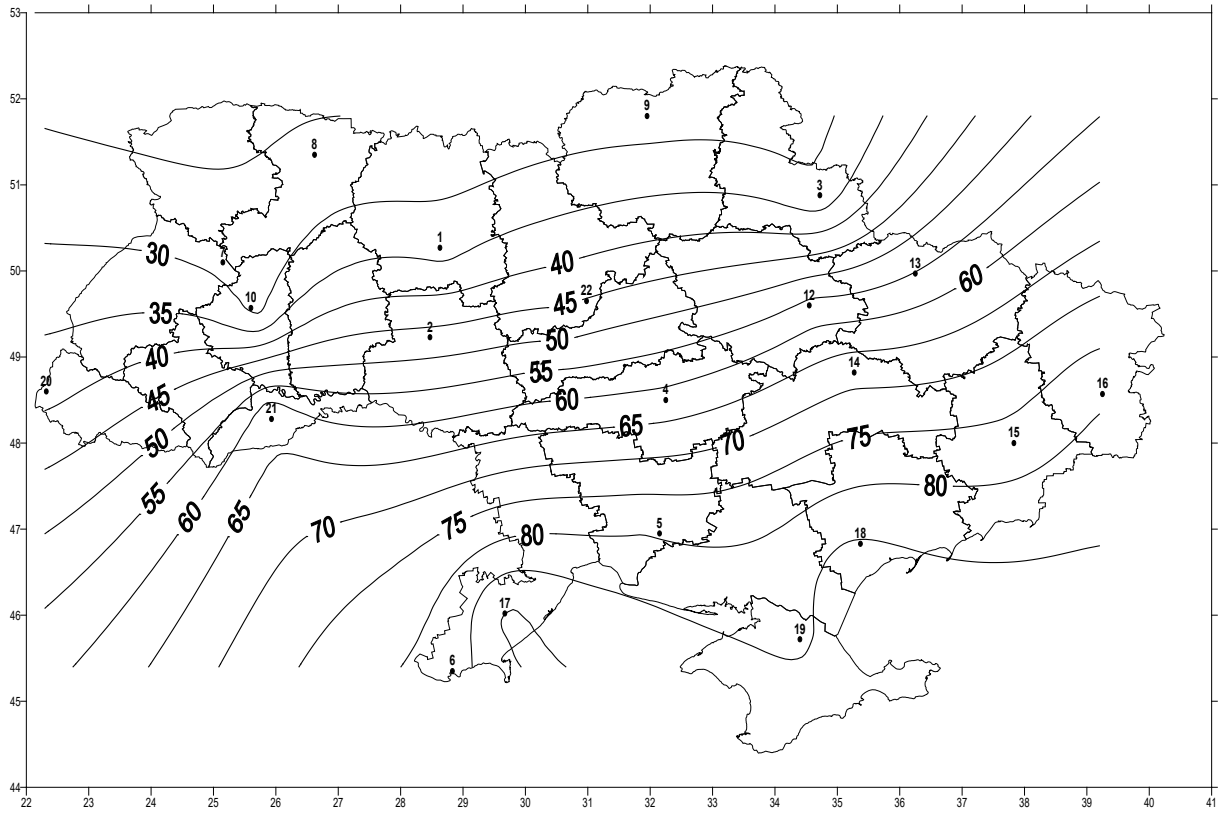


Рис. 5.7. Середня кількість жарких днів. Рік. 1986-2005 рр.
(сценарій А1В)

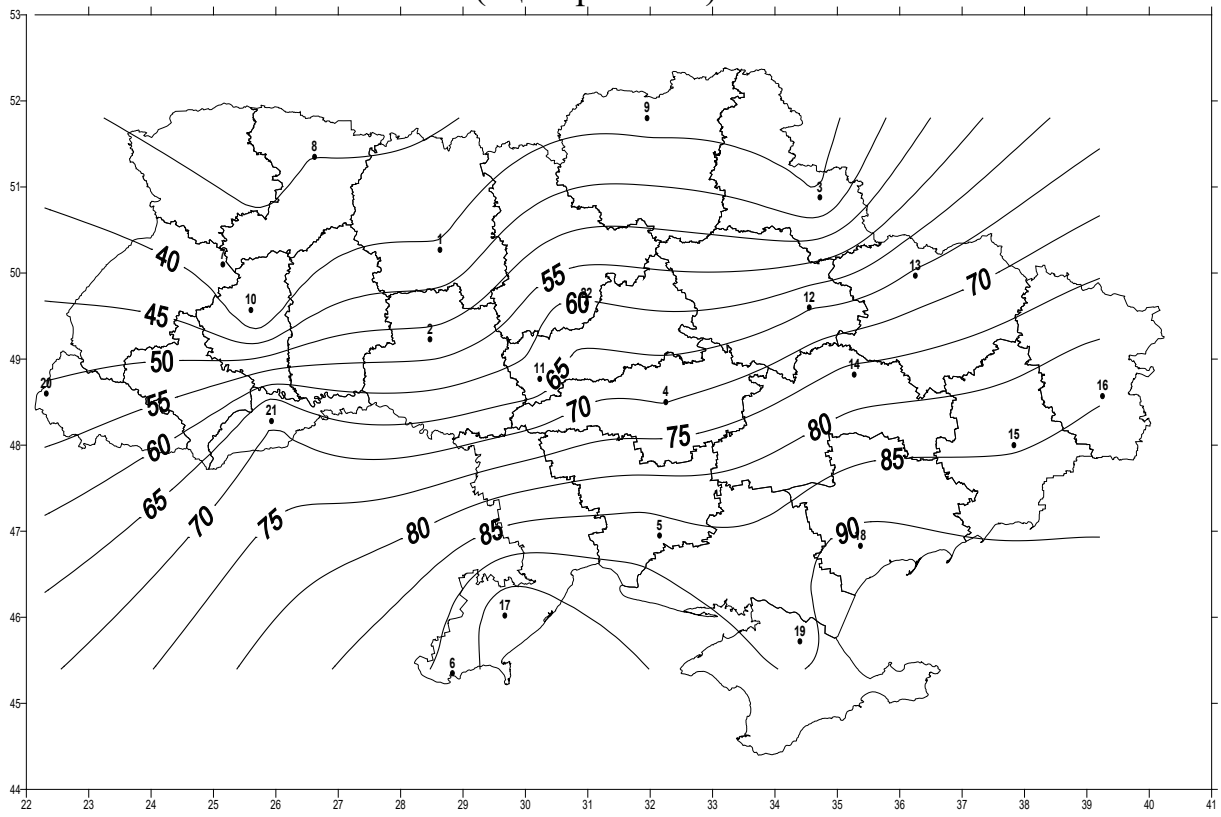


Рис. 5.8. Середня кількість жарких днів. Рік. 2011-2030 рр.
(сценарій А1В)

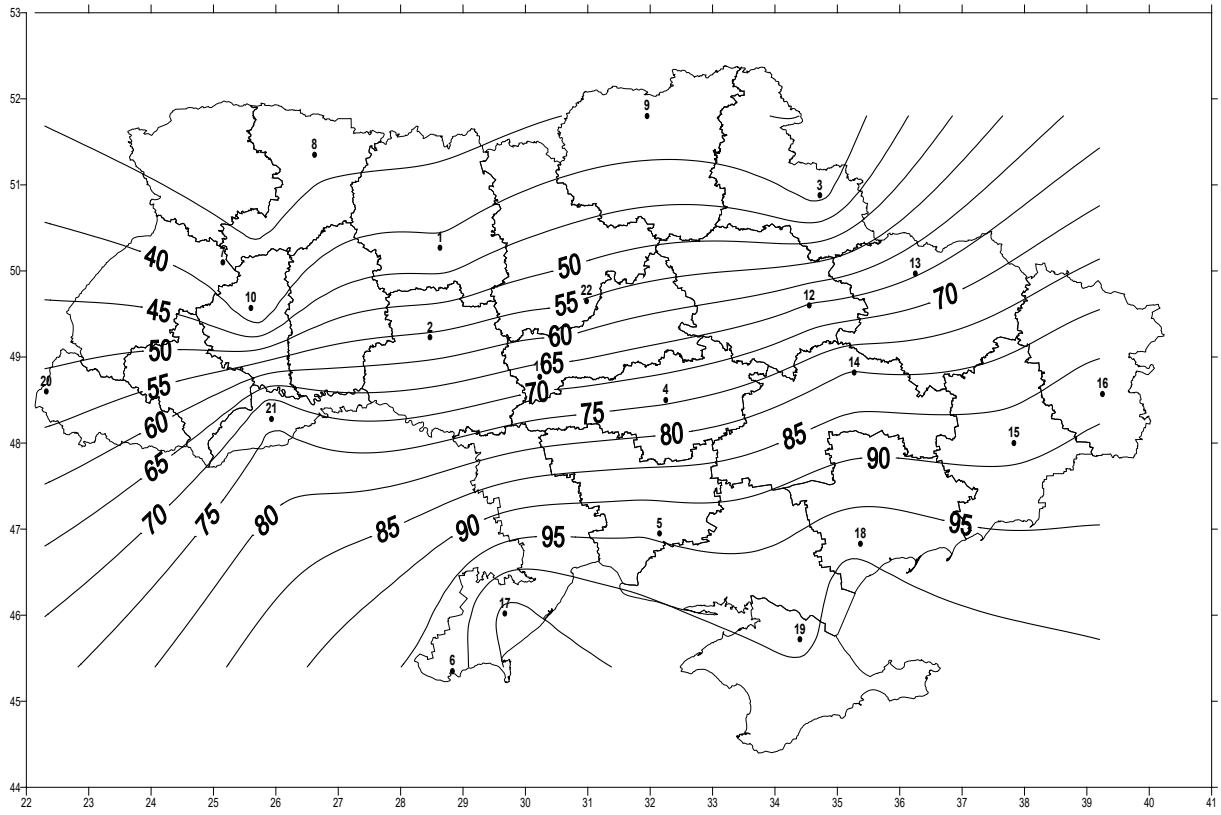


Рис. 5.9. Середня кількість жарких днів. Рік. 2031-2050 рр.
(сценарій А1В)

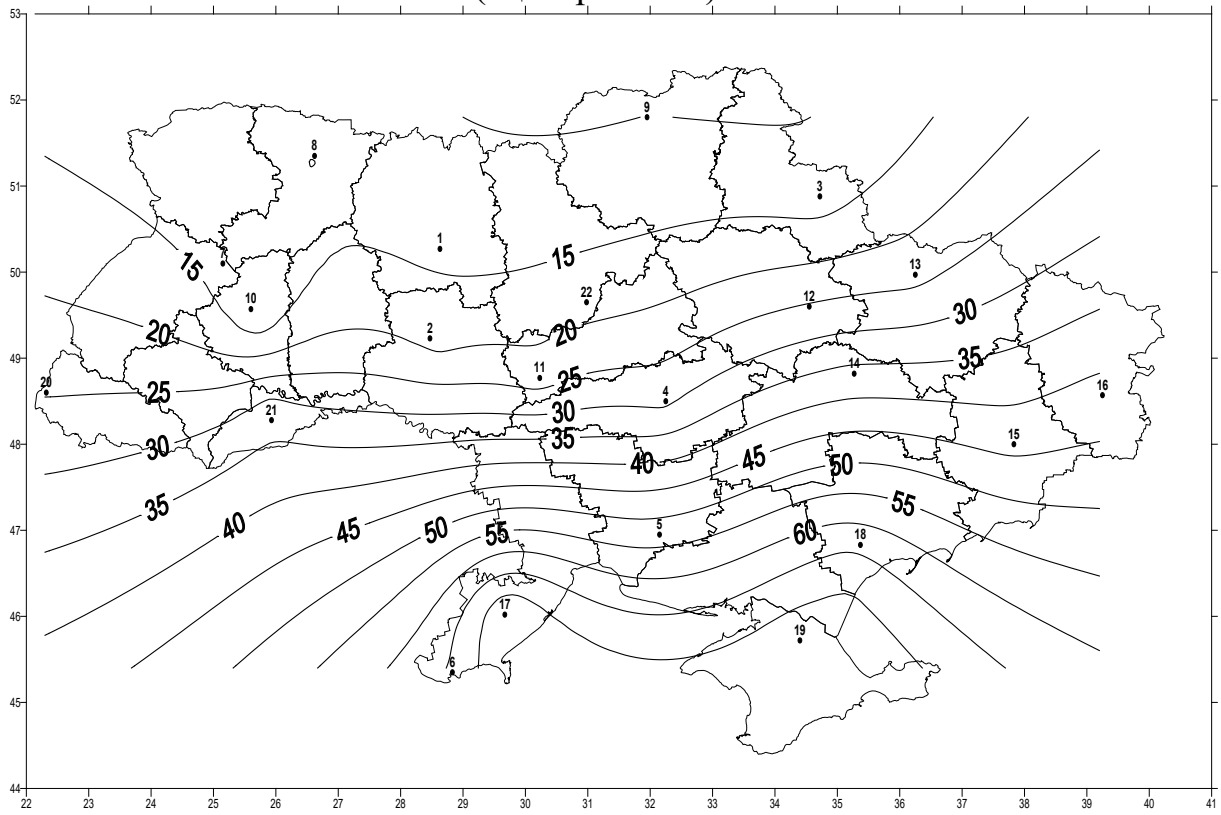


Рис. 5.10. Середня кількість жарких днів. Рік. 1986-2005 рр.
(сценарій А2)

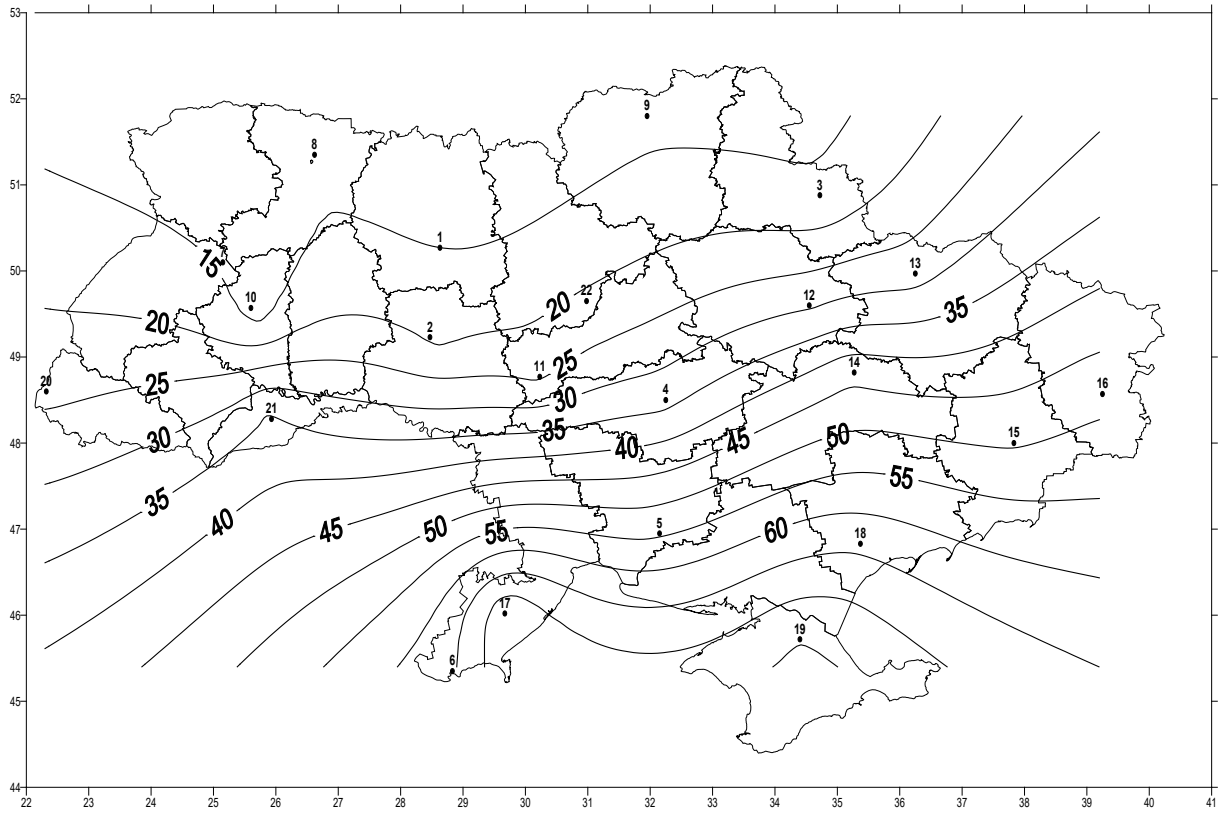


Рис. 5.11. Середня кількість жарких днів. Рік. 2011-2030 рр. (сценарій А2)

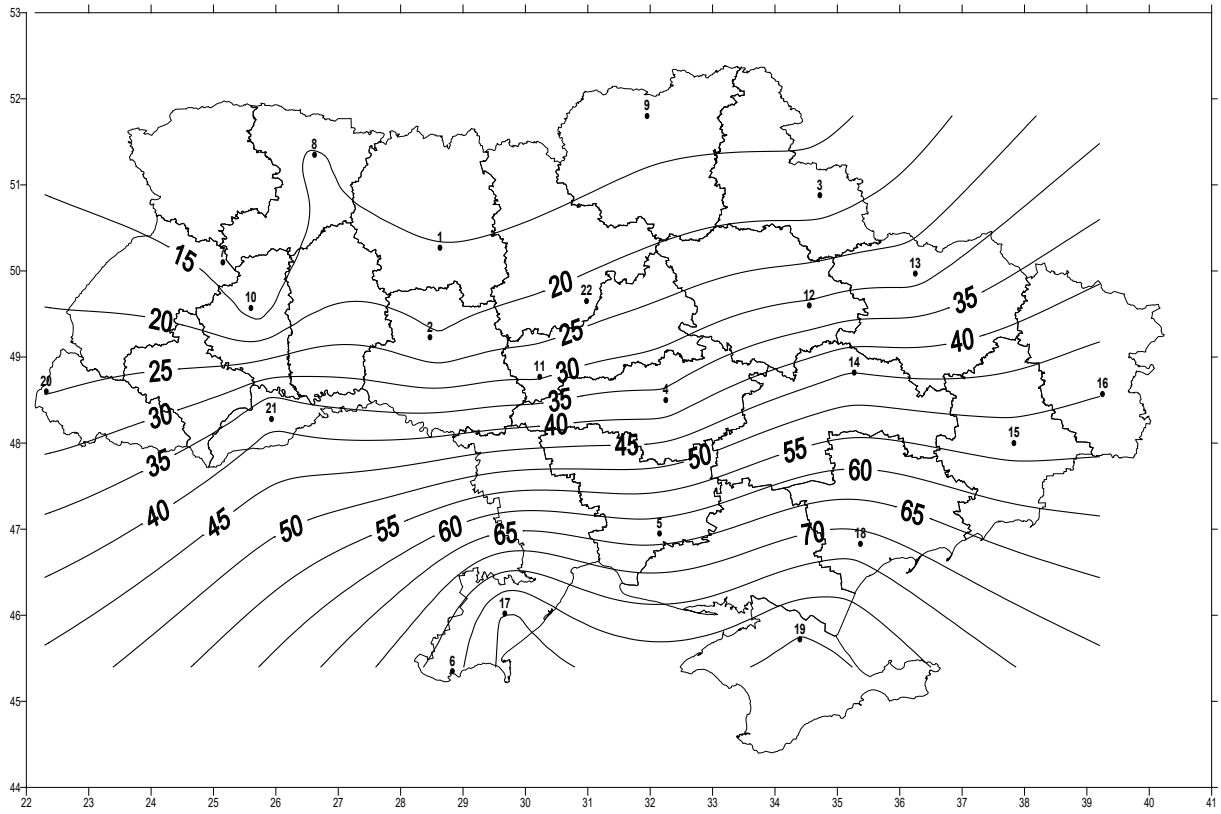


Рис. 5.12. Середня кількість жарких днів. Рік. 2031-2050 рр. (сценарій А2)

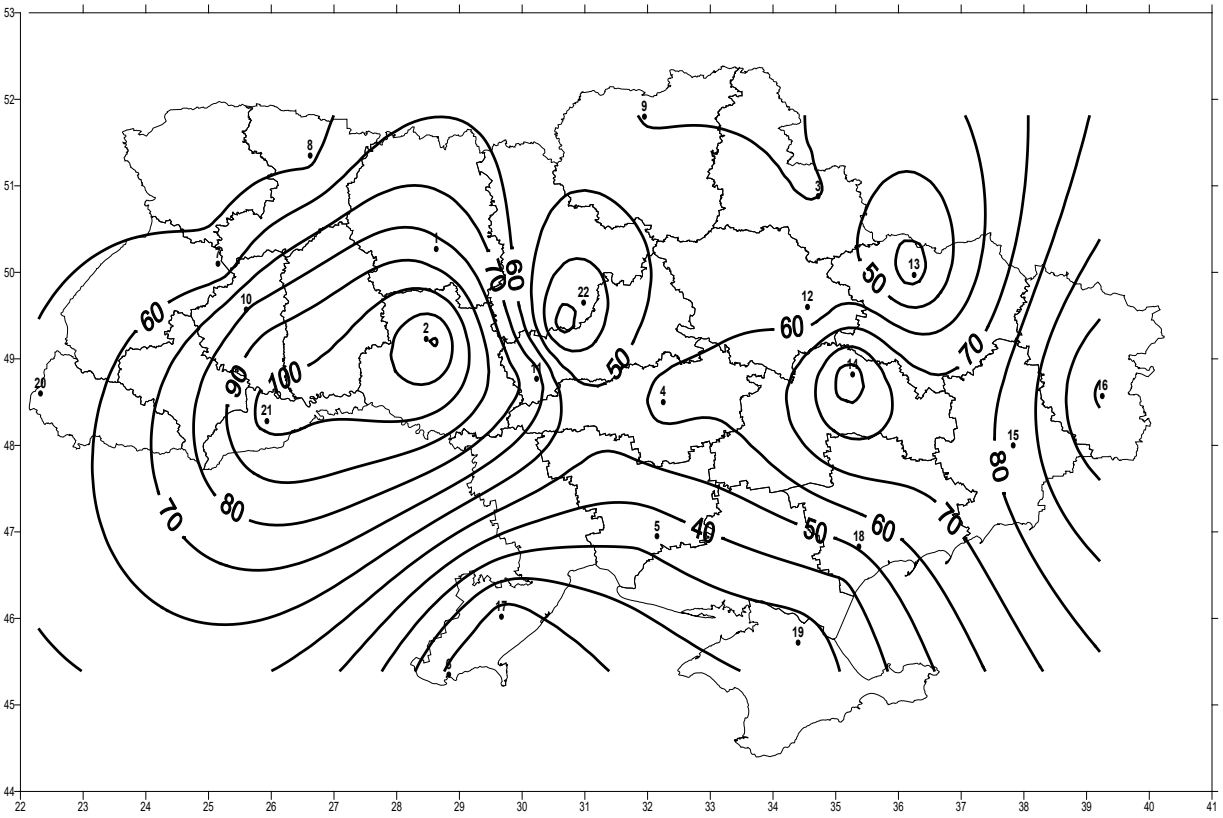


Рис. 5.13. Зміни суми (літо) жарких днів від першого періоду до другого (сценарій А1В)

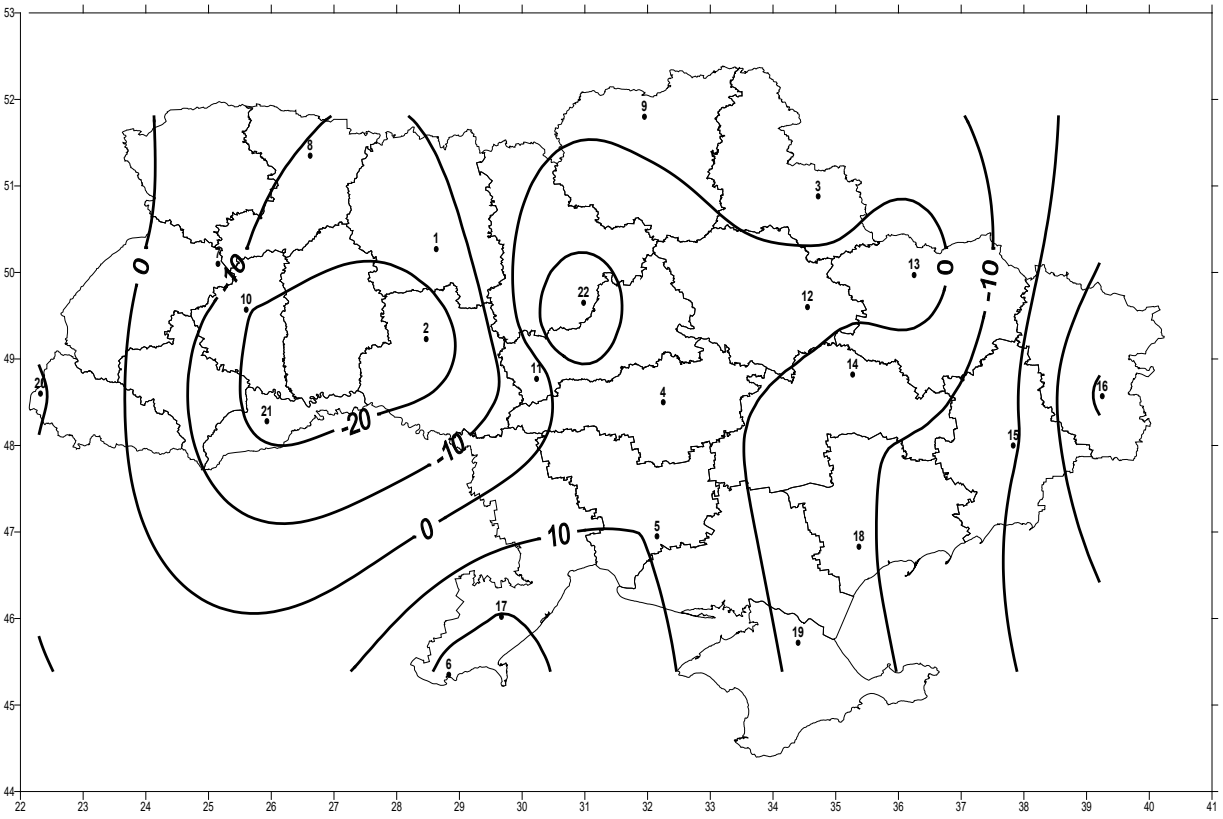


Рис. 5.14. Зміни суми (літо) жарких днів від другого періоду до третього (сценарій А1В)

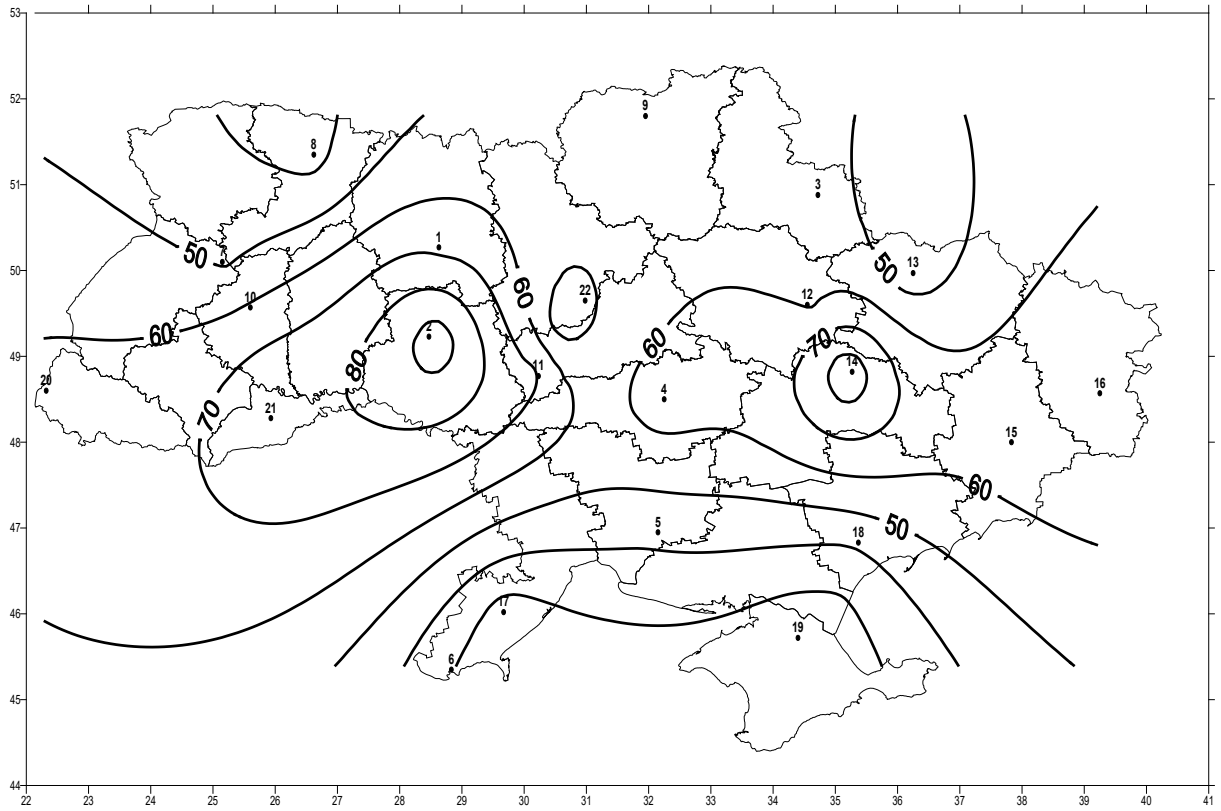


Рис. 5.15. Зміни суми (літо) жарких днів від першого періоду до третього (сценарій А1В)

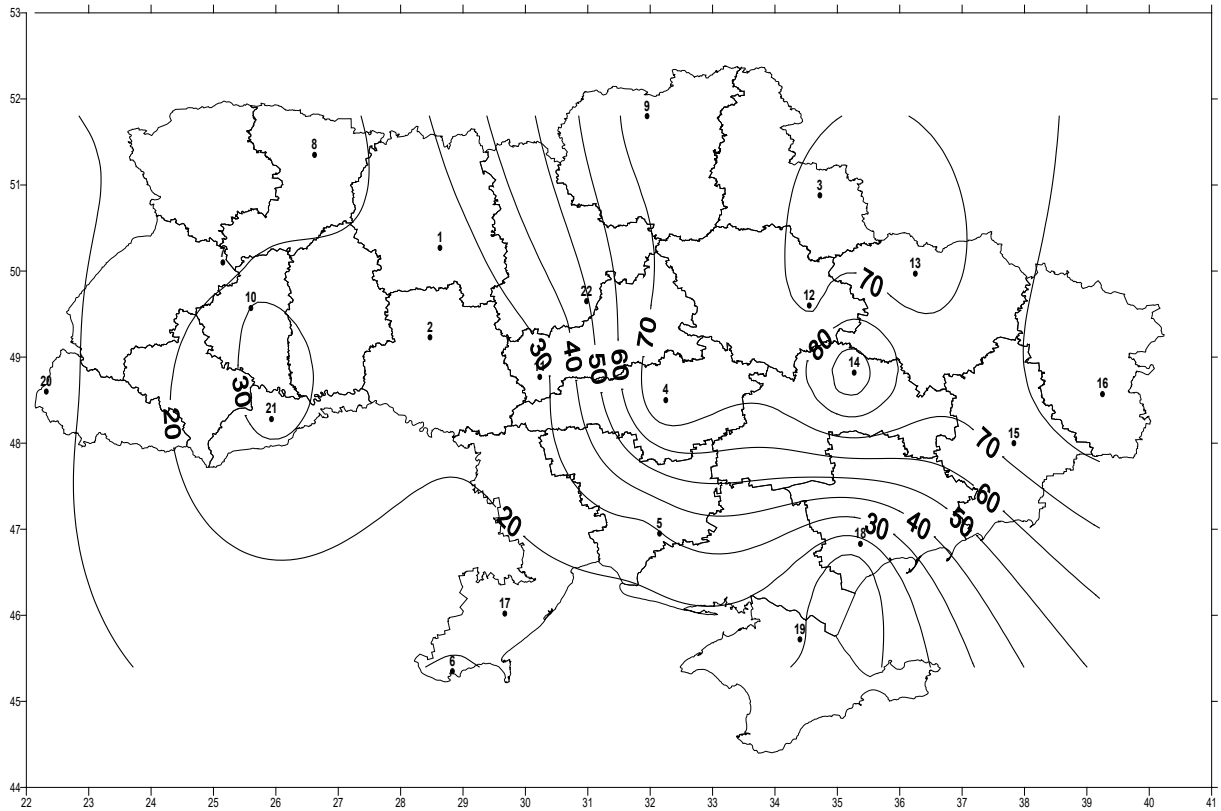


Рис. 5.16. Зміни суми (літо) жарких днів від першого періоду до другого (сценарій А2)

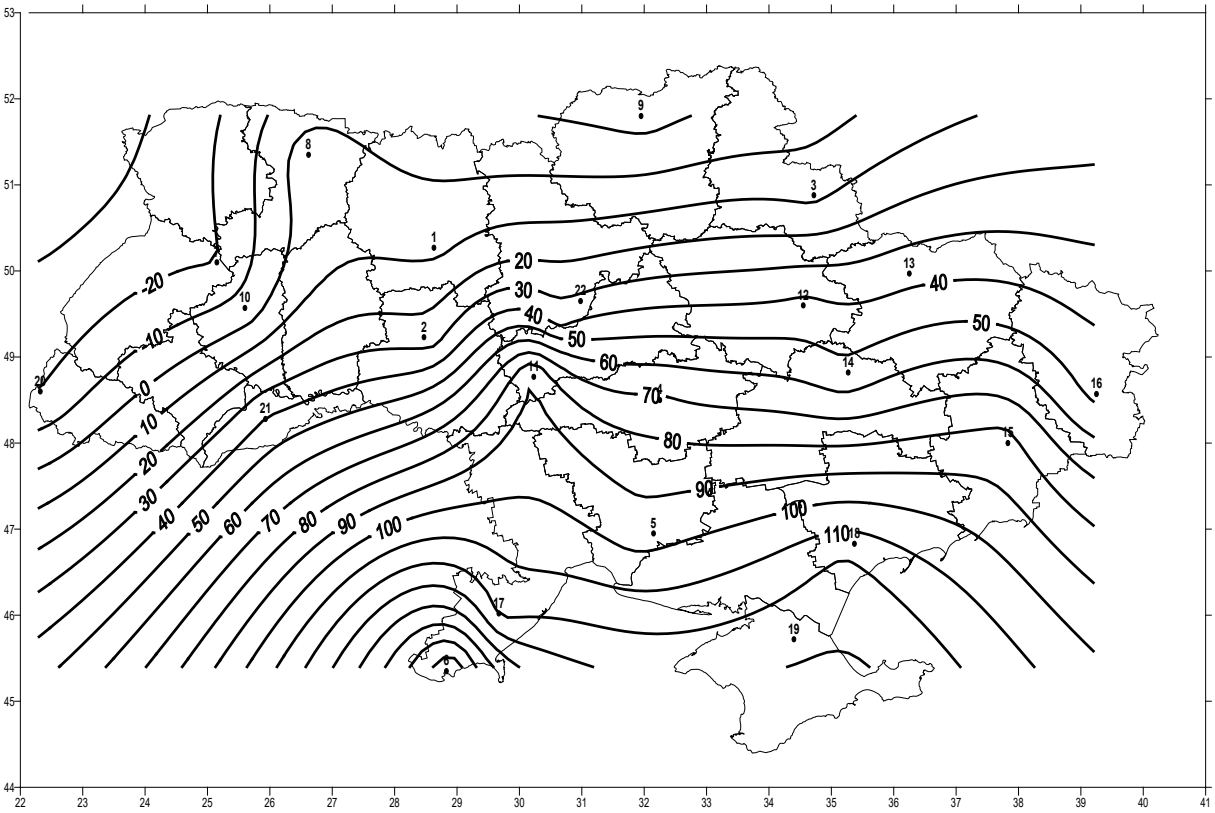


Рис. 5.17. Зміни суми (літо) жарких днів від другого періоду до третього (сценарій А2)

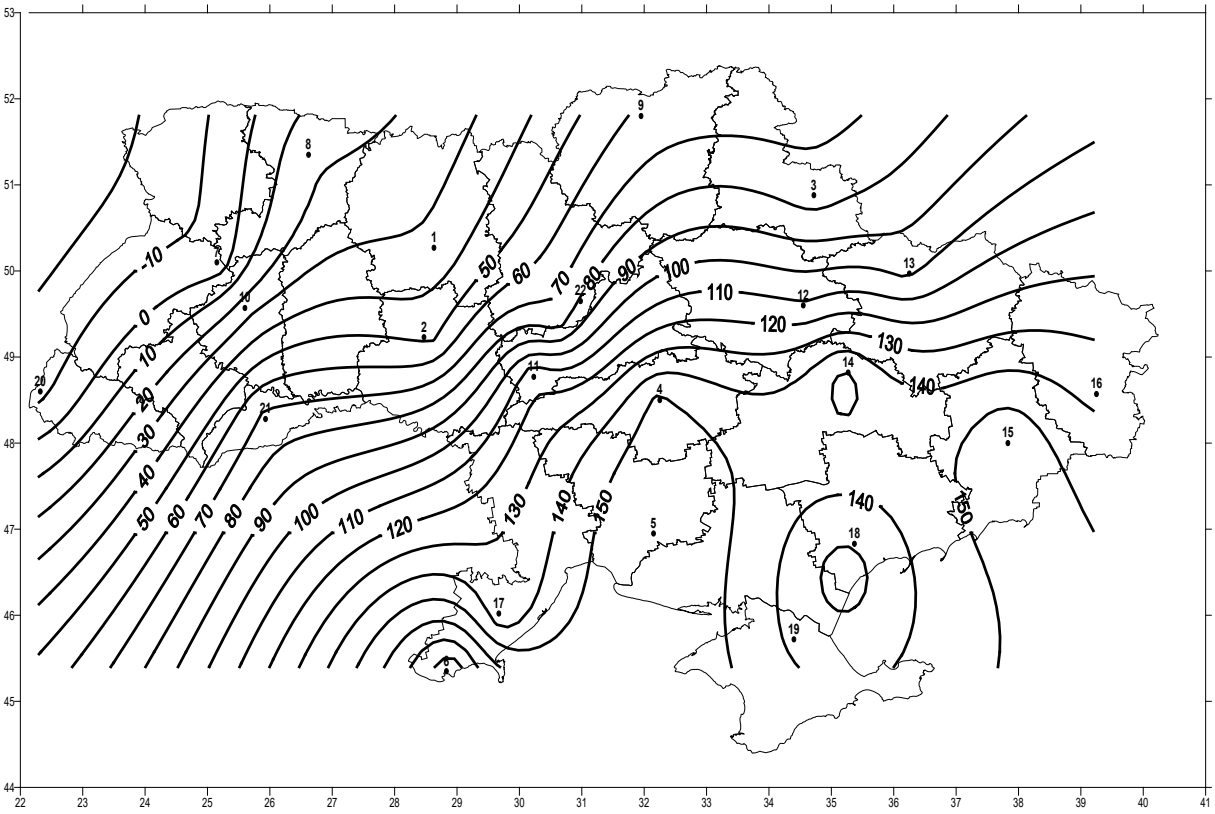


Рис. 5.18. Зміни суми (літо) жарких днів від першого періоду до третього (сценарій А2)

Середню багаторічну повторюваність жарких днів в окремі місяці літнього сезону наведено на рис. 5.19-5.24. Ізолінії повторюваностей в основному орієнтовані з південного заходу на північний схід, тобто цей показник зростатиме з північного заходу на південь і південний схід. Це зумовлено впливом на формування високої температури складових теплового балансу, синоптичних процесів, підстильної поверхні тощо. У липні зазвичай спостерігається найбільша кількість жарких днів. Так за період 2031-2050 рр. максимум їх буде в районі Причорноморської низовини і становитиме до 95 % від загальної кількості днів у місяці, тобто 29 днів (за сценарієм *A1B*) і до 86 % (27 днів) за сценарієм *A2*; мінімум відповідно 38 % (12 днів) і 12 % (4 дні) у Поліссі.

У червні і серпні повторюваність жарких днів зросте з півночі на південь.

Зміни повторюваності жарких днів у липні по території будуть відбуватись нерівномірно і неоднозначно (рис. 5.25-5.30). За сценарієм *A1B*: від першого до другого періоду очікується в основному зменшення повторюваності кількості жарких днів (максимально на 7 % на сході), але на півдні Одеської області вони будуть фіксуватись на 4 % частіше; від другого до третього періоду – відсоток їх буде лише зростати: від 4 % - на південній частині території до майже 16 % у центральній Україні. За сценарієм *A2*: у другому періоді відносно першого відсоток жарких днів головним чином підвищиться з максимумом у східних регіонах; у третьому відносно другого зростання цього показника на сході буде ще більшим (до 14 %), на заході – він зменшиться.

Динамика повторюваності жарких днів в Україні у червні та серпні (сценарій *A1B*) характеризується спочатку зростанням, бо різниці їх значень (II-I) > 0, а потім зменшенням – (III-II) < 0. Так перші різниці у червні будуть досягати максимуму – 20 % у Донецьку і 20,7 % – Харкові, мінімуму (7,8 %) – у Джанкої; другі різниці будуть мати максимальні від'ємні значення у Харкові (-13,5 %), додатні – у Джанкої (3,7 %). У серпні додатні зміни повторюваності жарких днів в цілому зменшаться, але на південь від широти 40º півн.ш. різниці їх значень (III-II) підвищаться.

За сценарієм *A2* жаркі дні у червні та серпні будуть спостерігатись рідше ніж за попереднім. Так у червні у південних і східних регіонах повторюваність таких днів у другому періоді порівняно з першим зменшиться (до мінімуму -4,2 % у Мелітополі), на решті території зросте (до максимуму 6,3 % у Чернівцях). А у третьому періоді відносно другого вона підвищиться з північного заходу і заходу на південь до 15,3 % (Ізмаїл).

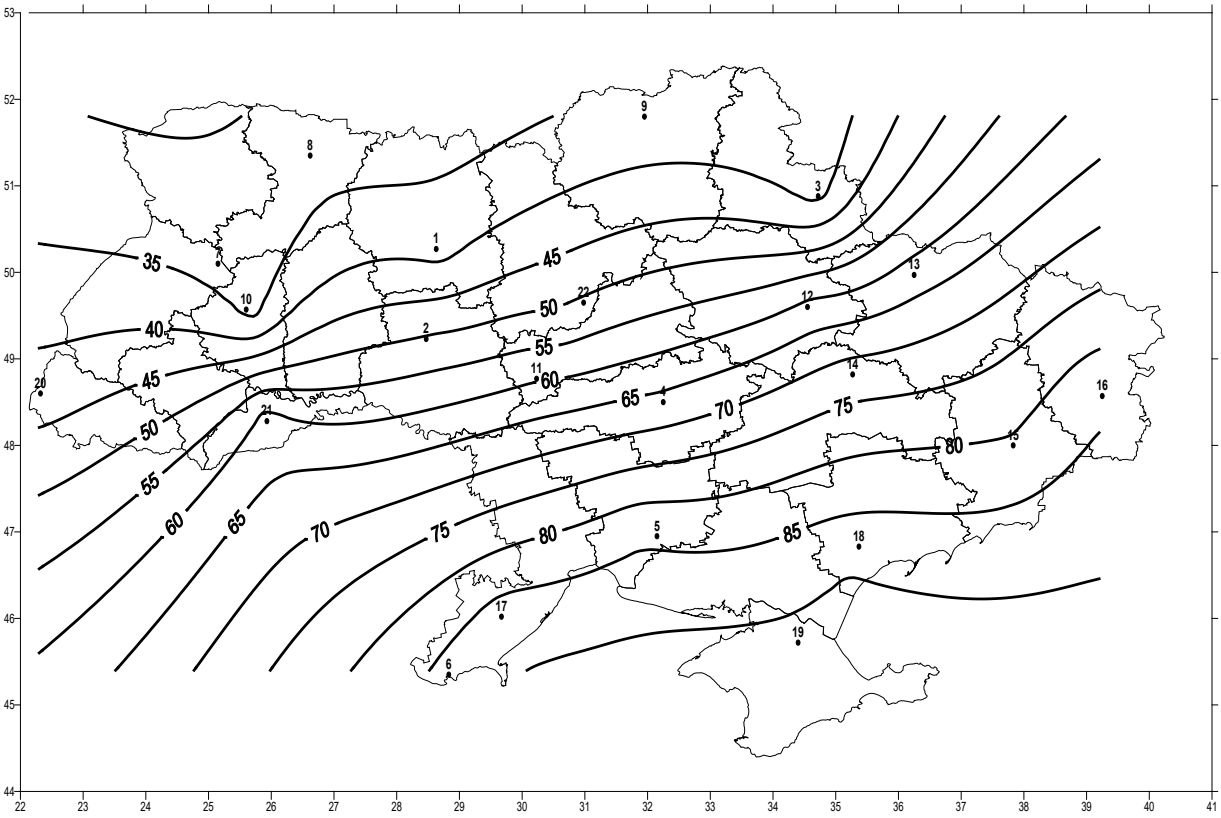


Рис. 5.19. Середня багаторічна повторюваність (%) жарких днів. Липень. 1986-2005 рр. (сценарій А1В)

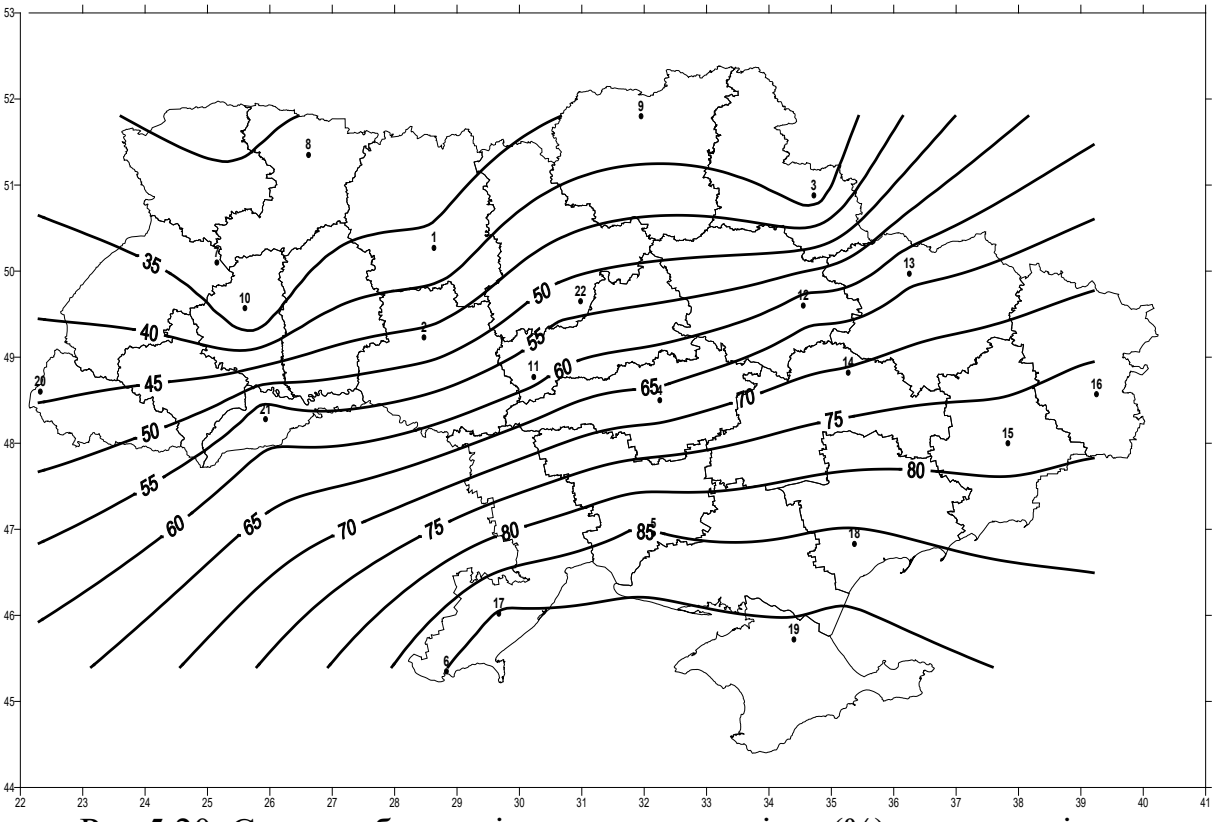


Рис.5.20. Середня багаторічна повторюваність (%) жарких днів. Липень. 2011-2030 рр. (сценарій А1В)

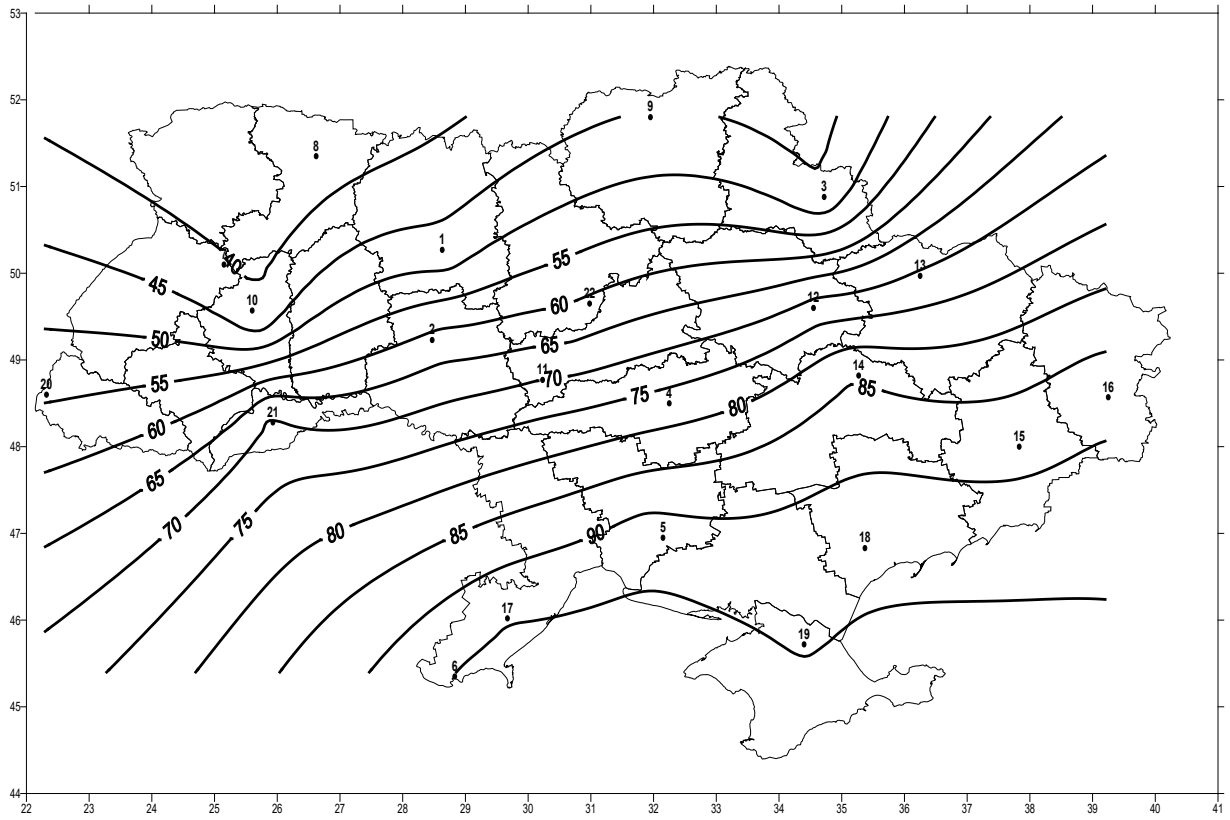


Рис. 5.21. Середня багаторічна повторюваність (%) жарких днів. Липень. 2031-2050 рр. (сценарій A1B)

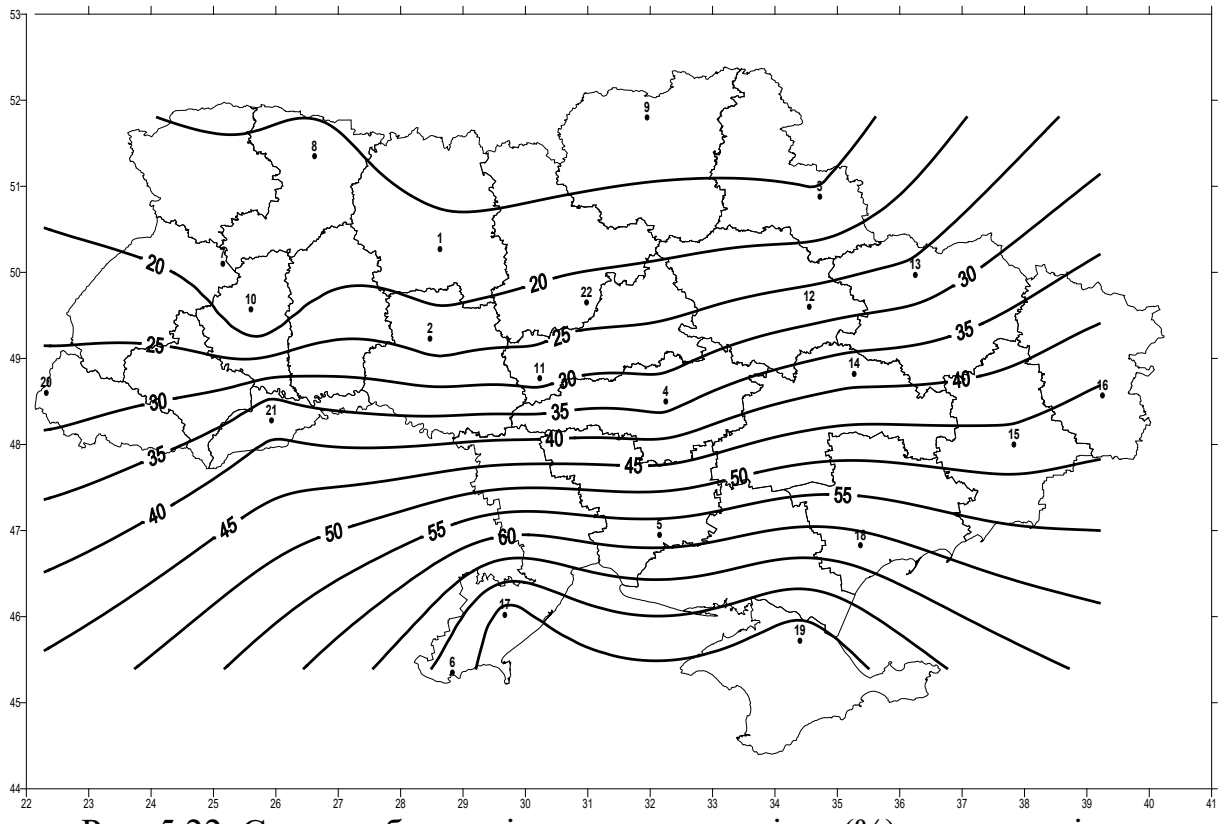


Рис. 5.22. Середня багаторічна повторюваність (%) жарких днів. Липень. 1986-2005 рр. (сценарій *A2*)

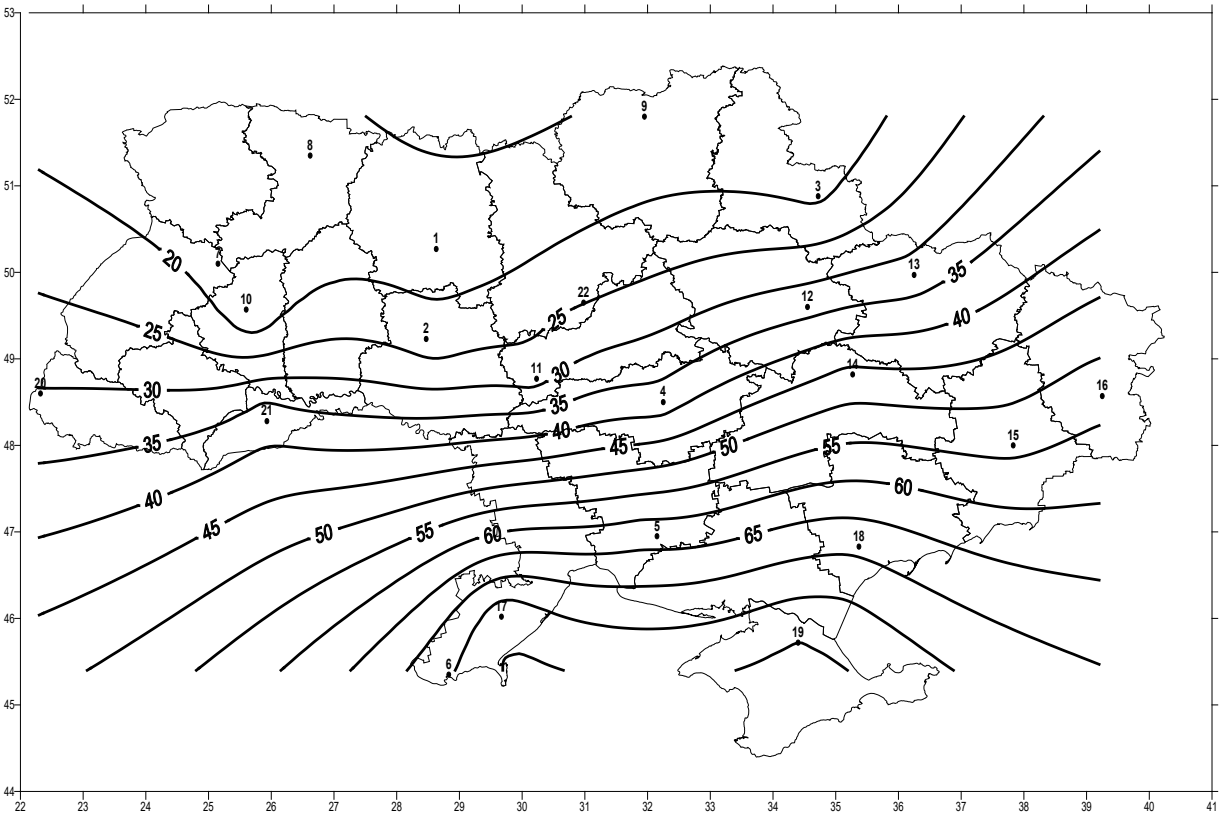


Рис. 5.23. Середня багаторічна повторюваність (%) жарких днів. Липень. 2011-2030 рр. (сценарій *A2*)

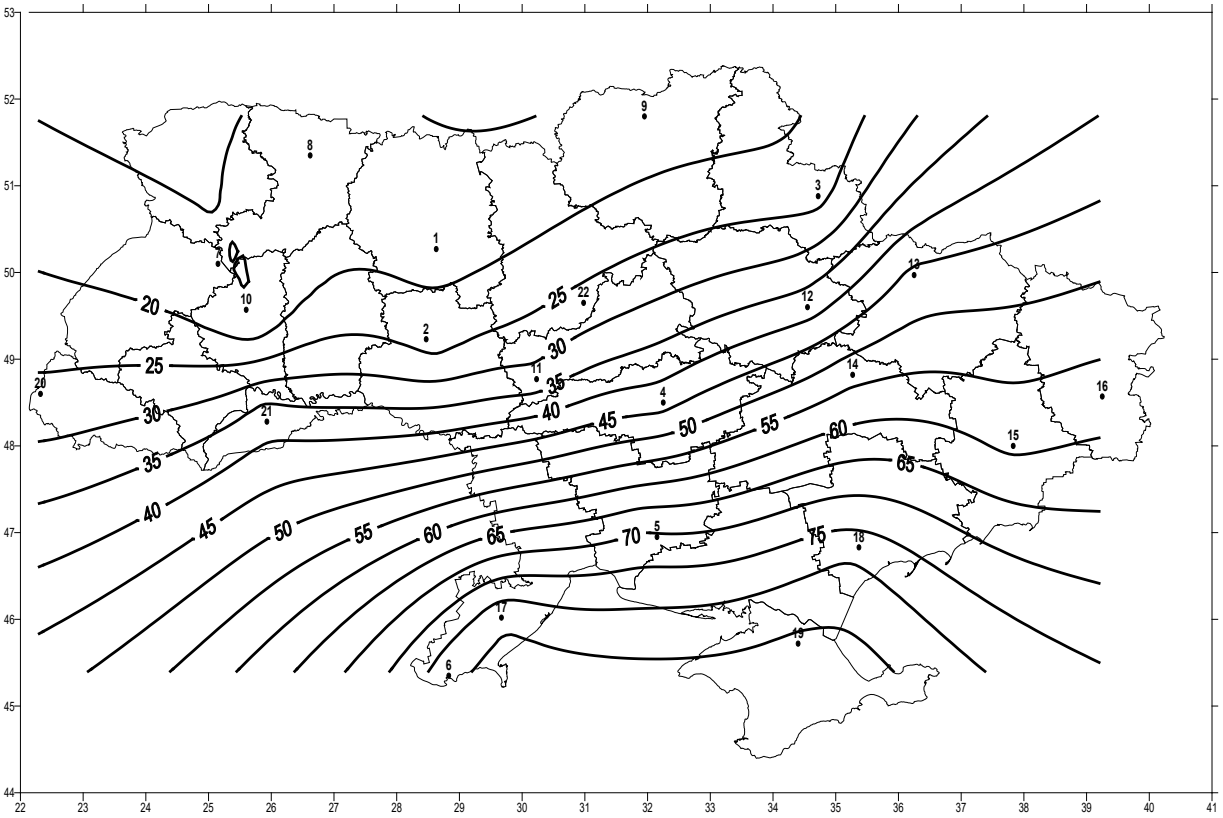


Рис. 5.24. Середня багаторічна повторюваність (%) жарких днів. Липень. 2031-2050 рр. (сценарій *A2*)

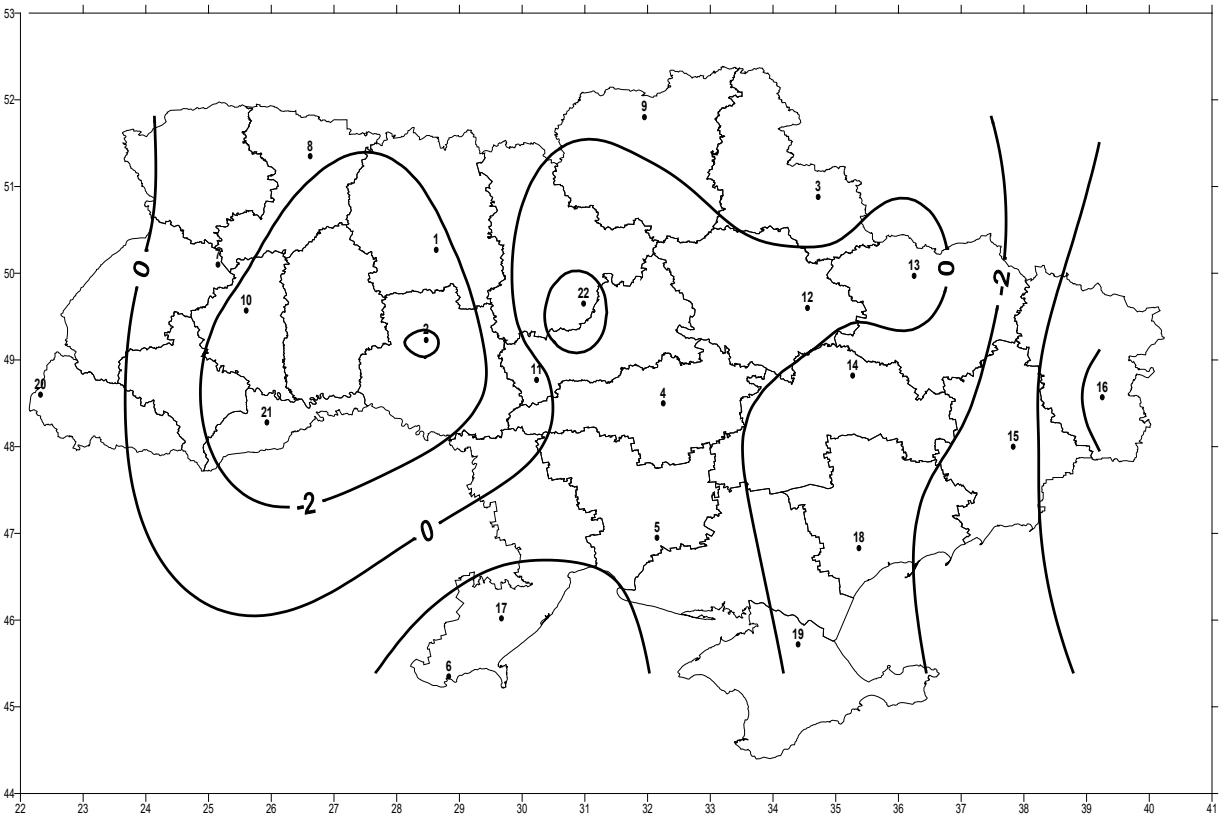


Рис. 5.25. Зміни середньої багаторічної повторюваності (%) жарких днів від першого періоду до другого. Липень (сценарій *A1B*)

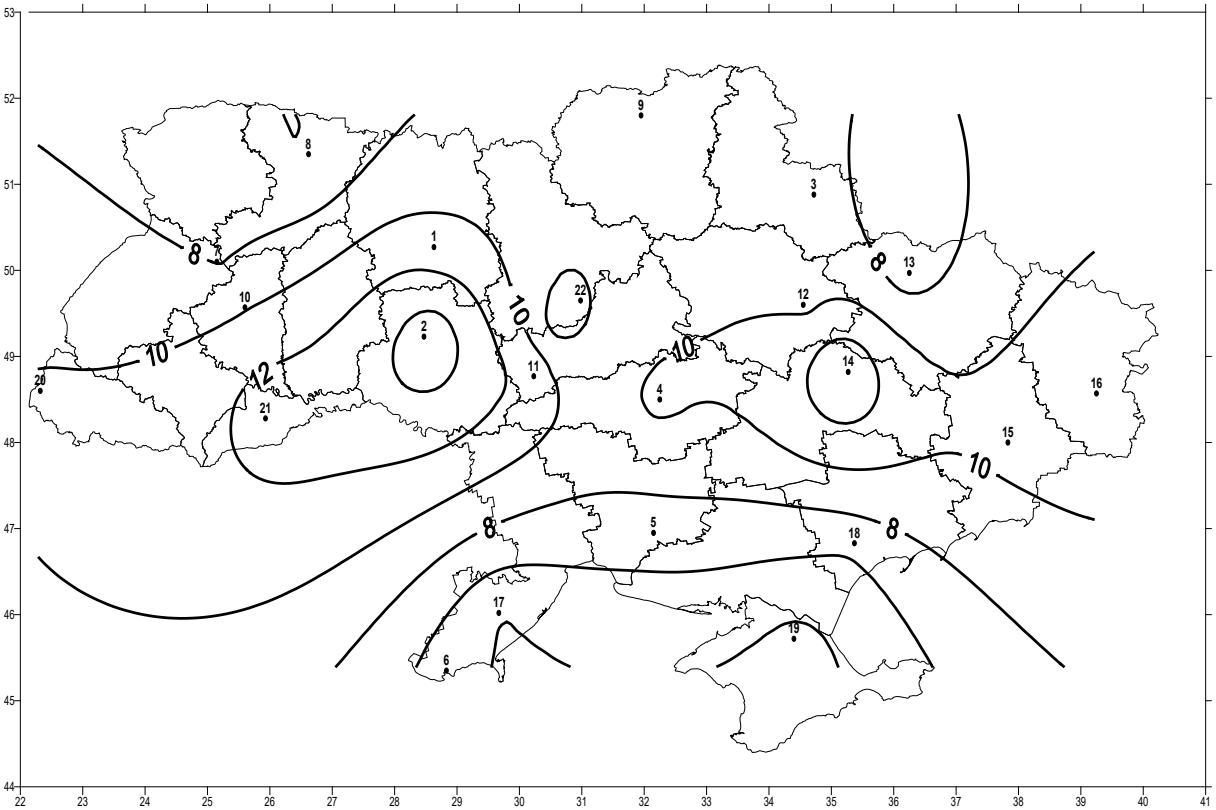


Рис. 5.26. Зміни середньої багаторічної повторюваності (%) жарких днів від другого до третього періоду. Липень (сценарій *A1B*)

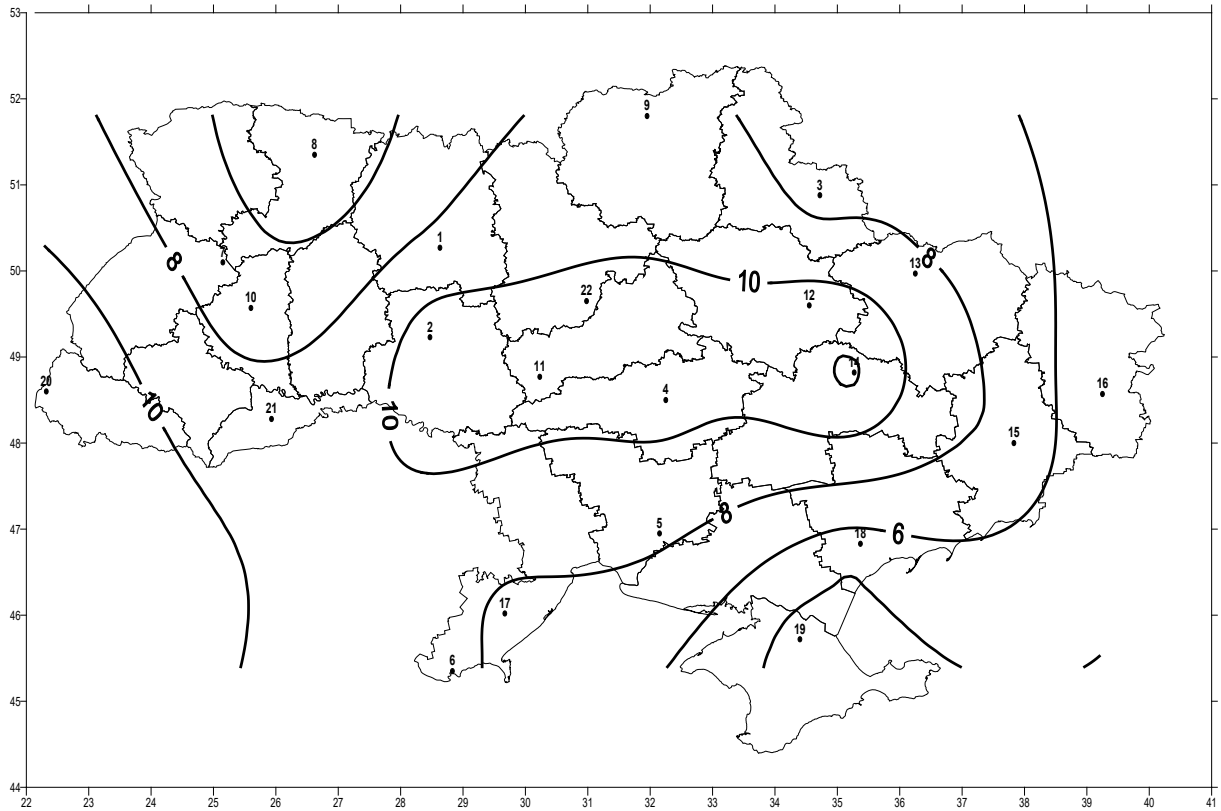


Рис. 5.27. Зміни середньої багаторічної повторюваності (%) жарких днів від першого до третього періоду. Липень (сценарій *A1B*)

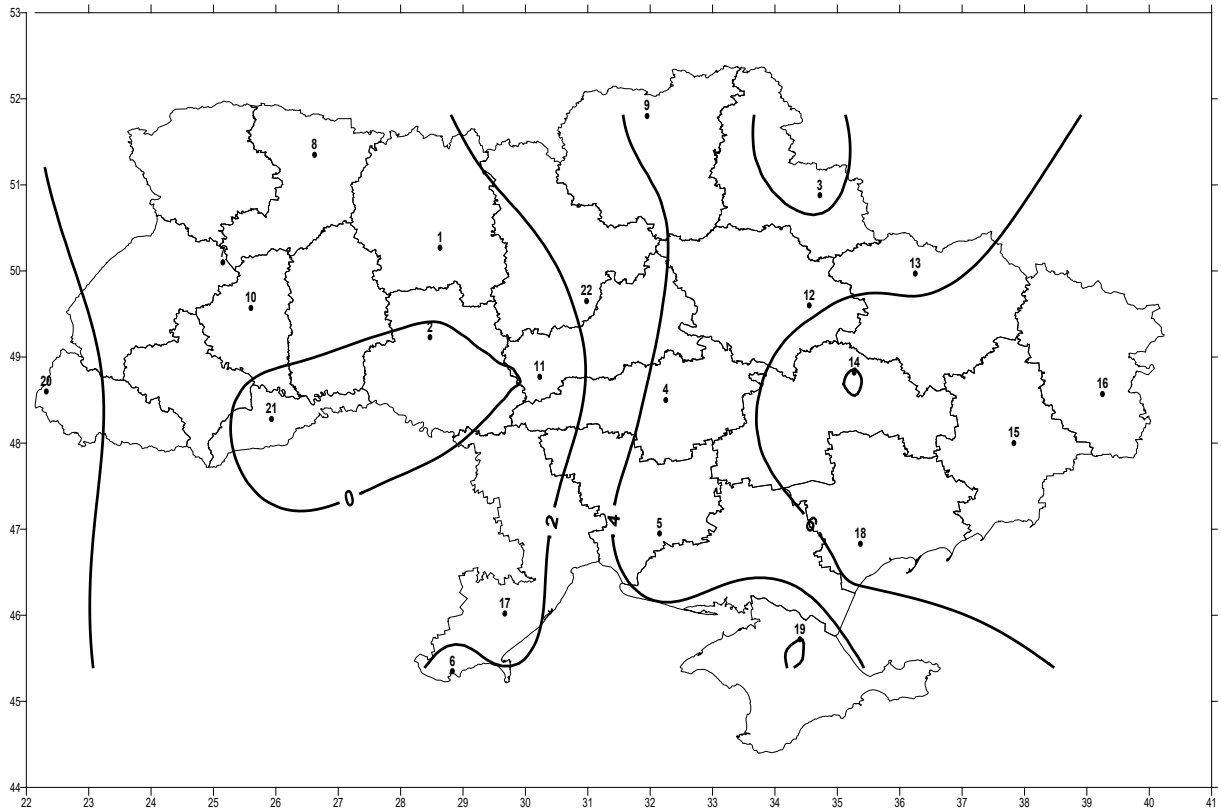


Рис. 5.28. Зміни середньої багаторічної повторюваності (%) жарких днів від першого періоду до другого. Липень (сценарій *A2*)

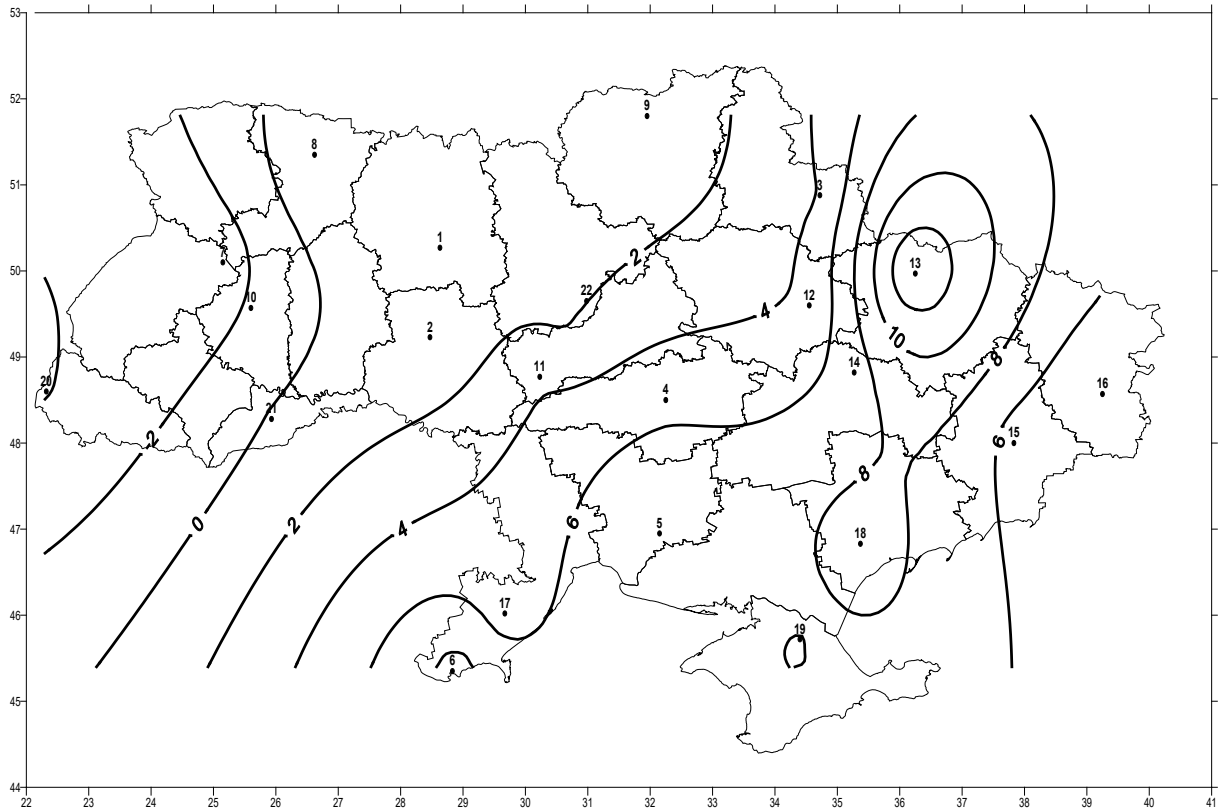


Рис. 5.29.Зміни середньої багаторічної повторюваності (%) жарких днів днів від другого до третього періоду. Липень (сценарій *A2*)

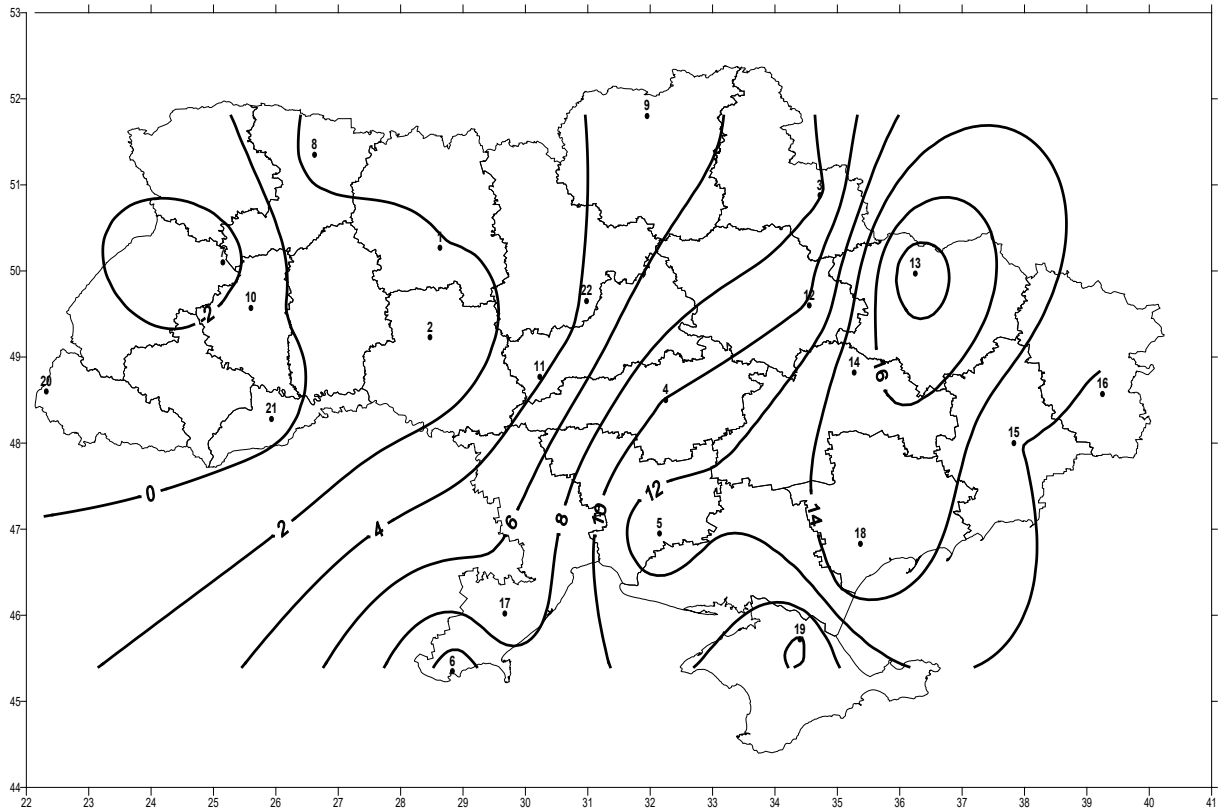


Рис. 5.30. Зміни середньої багаторічної повторюваності (%) жарких днів від першого до третього. Липень (сценарій *A2*)

5.2.3. Часові зміни і просторовий розподіл кількості днів з середньою добовою температурою вище 25 ºС

Багато дослідників вважають, що саме середня добова температура є мірою температурного стресу і розглядають її як фактор ризику для здоров'я людини. Виходячи з того, що середню добову температуру повітря 25 ºС можна вважати пороговою для збільшення смертності у помірних широтах [11-13, 35, 37, 45], нами досліджено динаміку і просторовий розподіл середніх добових температур > 25ºС (табл. 5.2 і 5.3).

Таблиця 5.2. Кількість днів з середньою добовою температурою > 25 ºС у місяці літнього сезону трьох періодів (сценарій *A1B*)

Назва станції	1986-2005 рр.				2011-2030 рр.				2031-2050 рр.			
	VI	VII	VIII	Сума	VI	VII	VIII	Сума	VI	VII	VIII	Сума
Житомир	6	29	21	56	10	23	20	53	16	46	29	91
Вінниця	9	47	44	100	16	40	50	106	27	80	52	159
Суми	11	28	22	61	11	27	33	71	4	41	26	71
Кіровоград	24	93	78	195	38	87	101	226	32	144	106	282
Миколаїв	19	164	148	331	32	179	179	390	47	281	234	562
Ізмаїл	24	224	226	474	35	251	267	553	74	383	376	833
Броди	7	16	12	35	11	17	20	48	17	35	24	76
Сарни	5	19	11	35	13	12	18	43	9	24	15	48
Щорс	9	21	17	47	14	31	21	66	6	28	20	54
Тернопіль	6	15	11	32	6	16	16	38	17	37	22	76
Умань	16	83	65	164	26	68	78	172	34	129	90	253
Полтава	21	90	63	174	33	88	86	207	23	126	74	223
Харків	21	67	53	141	38	75	79	192	22	113	61	196
Губиниха	29	138	98	265	43	139	132	314	53	193	136	382
Донецьк	36	146	117	299	59	138	129	326	57	201	160	418
Луганськ	45	162	120	327	81	141	124	346	70	213	157	440
Сарата	30	188	174	392	53	211	212	476	82	329	305	716
Мелітополь	37	246	206	489	59	241	238	538	78	363	302	743
Джанкой	22	201	203	426	32	206	221	459	53	320	315	688
Ужгород	8	7	14	29	7	29	40	76	14	73	44	131
Чернівці	22	70	70	162	30	59	64	153	55	138	96	289
Ім.Старченка	12	63	48	123	30	53	66	149	20	90	65	175

Таблиця 5.3. Кількість днів з середньою добовою температурою > 25 ºС у місяці літнього сезону трьох періодів (сценарій *A2)*

Назва станції	1986-2005 рр.				2011-2030 рр.				2031-2050 рр.			
	VI	VII	VIII	Сума	VI	VII	VIII	Сума	VI	VII	VIII	Сума
Житомир	-	-	-	-	1	3	1	5	11	6	2	19
Вінниця	-	-	3	3	1	9	2	12	7	6	5	18
Суми	-	-	2	2	-	3	9	12	6	3	0	9
Кіровоград	2	7	10	19	2	18	7	27	24	30	21	75
Миколаїв	-	27	23	50	3	55	45	103	28	84	65	177
Ізмаїл	4	62	64	130	8	84	62	154	29	136	140	305
Броди	-	1	-	1	1	4	-	5	6	5	3	14
Сарни	1	-	-	1	2	4	1	7	7	4	1	12
Щорс	-	-	2	2	1	5	4	10	9	6	1	16
Тернопіль	-	-	-	-	1	4	-	5	4	2	1	7
Умань	2	3	4	9	1	16	3	20	-	12	15	27
Полтава	2	1	7	10	5	21	24	50	10	20	17	47
Харків	-	1	11	12	6	20	22	48	11	14	11	36
Губиниха	3	14	17	34	12	43	34	89	29	58	31	118
Донецьк	4	15	21	40	11	55	50	116	27	68	54	149
Луганськ	10	25	23	58	14	70	59	143	22	73	40	135
Сарата	24	73	58	155	27	100	75	202	50	148	131	329
Мелітополь	13	69	55	137	24	118	94	236	58	145	122	325
Джанкой	9	77	63	149	23	108	83	214	43	170	131	344
Ужгород	1	12	12	25	1	22	20	43	10	14	10	34
Чернівці	4	13	13	30	2	27	15	44	11	24	15	50
Ім.Старченка	1	2	4	7	1	11	3	15	13	9	9	31

Просторовий розподіл загальної кількості днів з середньою добовою температурою > 25 ºС характеризується збільшенням з північного заходу на південь (*A1B*) і з півночі на південь (*A2*). Кількість таких днів у північних областях країни очікується всього 1-2 за 20 років (1986-2005 рр.) або 7-19 (2031-2050 рр.). Від широти приблизно 50ºпівн.ш. цей показник далі на південь стрімко зростає до 155 (1986-2005рр.) і 344 (2031-2050 рр.). За іншим сценарієм характер розподілу ізоліній схожий, але екстремальні значення кількості днів набагато вищі. Слід звернути увагу на те, що в Ізмаїлі і Мелітополі протягом другого періоду влітку очікується 30 %, а у третьому періоді – вже до 45 % небезпечних для здоров'я людей днів.

Кількість таких днів в цілому за літо майже по всій території України буде зростати від першого до другого періоду (за винятком північних районів) і ще дужче їх кількість збільшиться від другого до третього періоду та від першого до третього (табл. 5.2 і 5.3). Максимальне підвищення (III-II) в Ізмаїлі (280 днів/20 років) і

Мелітополі (240 днів/20років), а різниця (III-I) тут відповідно буде становити 359 і 324 дні/20 років за сценарієм *A1B*. Причому інтенсивність зростання цього показника на південь від широти 49,5ºпівн. ш. буде приблизно сталою. За сценарієм *A2* таке підвищення буде суттєво меншим: 151 день/20 років в Ізмаїлі та 130 у Джанкої (II-I), 195 і 188 днів / 20 років відповідно у Джанкої і Мелітополі (III-I).

У липні кількість днів з середньою добовою температурою > 25ºС найбільша. Аналіз просторового розподілу таких днів (суми за 20 років) свідчить, що їх кількість зростатиме спочатку повільно, а потім інтенсивніше з північного заходу на південь за сценарієм *A1B* і з півночі на південь за *A2*. Чисельність подібних днів за першим сценарієм набагато вища: так у 2031-2050 рр. вона становитиме вже 383/20 років (тобто приблизно 19 днів на місяць) в Ізмаїлі, більше ніж 15 днів – у Джанкої, Сараті і Мелітополі.

На рис. 5.31-5.36 показано зміни кількості днів з середньою добовою температурою > 25 ºС. Від першого до другого періоду вони неістотні: в середньому до 1-2 дні на місяць. Протягом 2031-2050 рр. очікується їх збільшення, причому максимальне за сценарієм *A1B* на півдні країни: на 6-7 днів (тобто приблизно на 20 %) відносно 2011-2030 рр. і до 8 днів (на 26 %) відносно 1986-2005 рр.

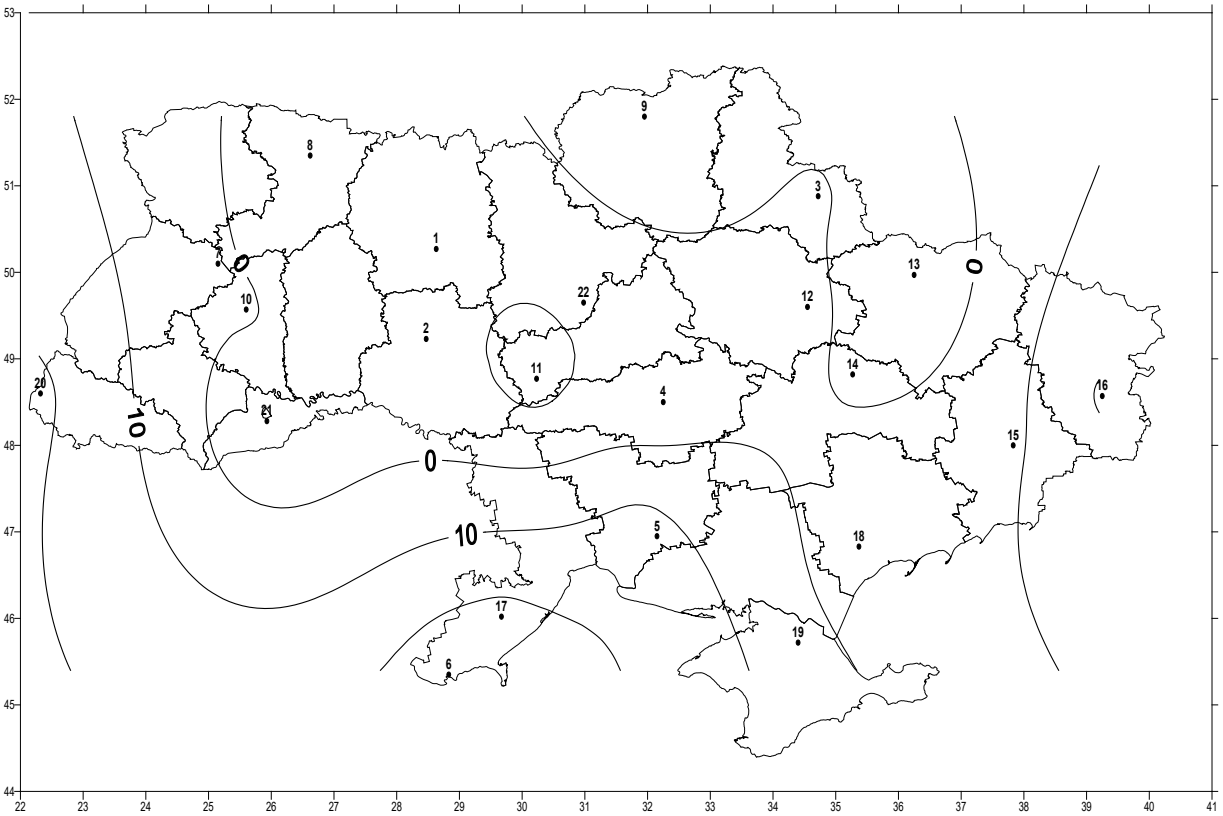
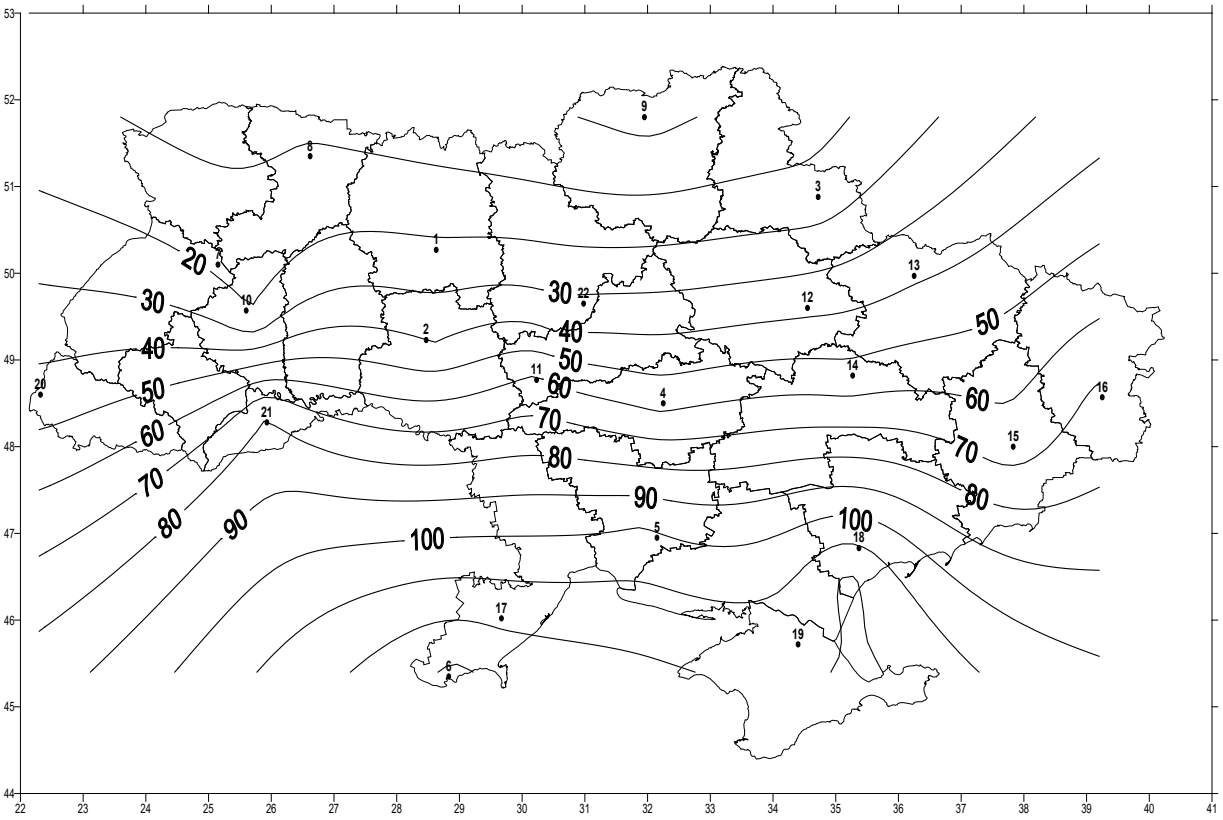


Рис. 5.31. Зміни кількості днів з середньою добовою температурою вище 5 ºС від першого періоду до другого. Липень (сценарій *A1B*)



5.32. Зміни кількості днів з середньою добовою температурою вище 25 ºС від другого періоду до третього. Липень (сценарій *A1B*)

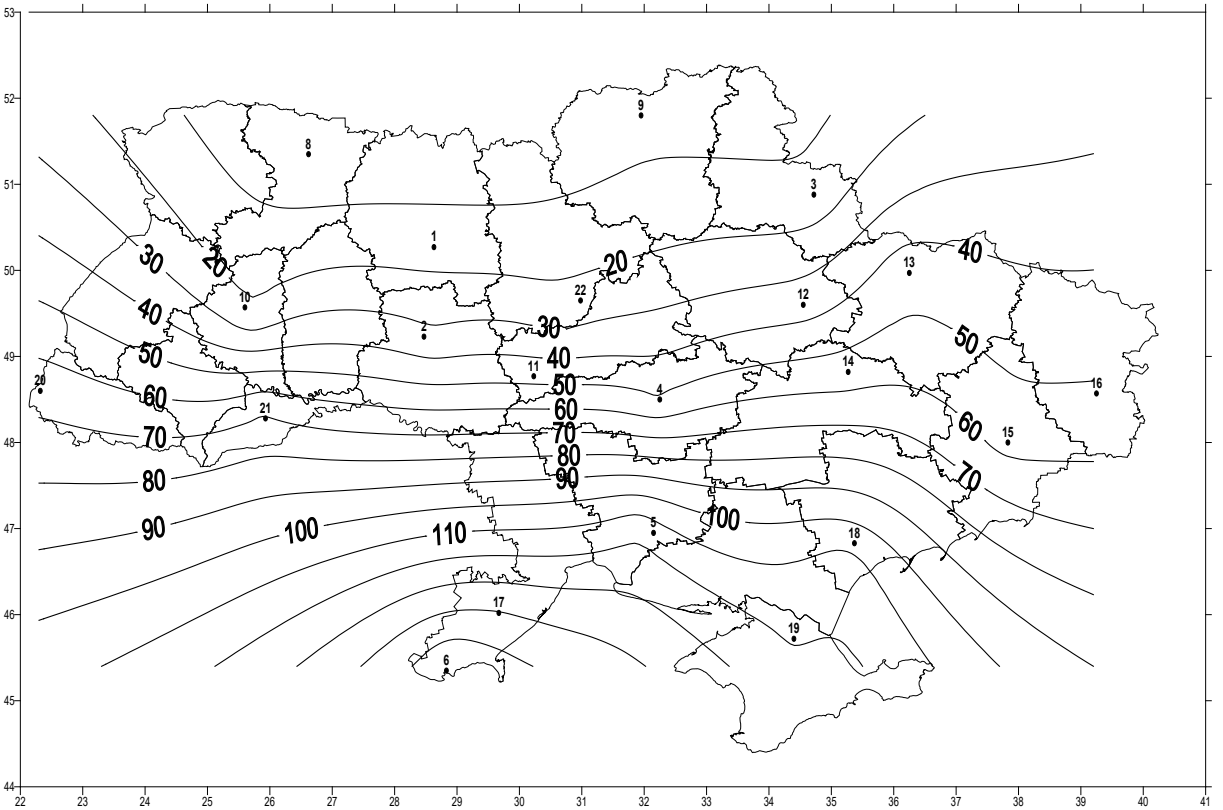


Рис. 5.33. Зміни кількості днів з середньою добовою температурою вище 25 ºС від першого періоду до третього. Липень (сценарій *A1B*)

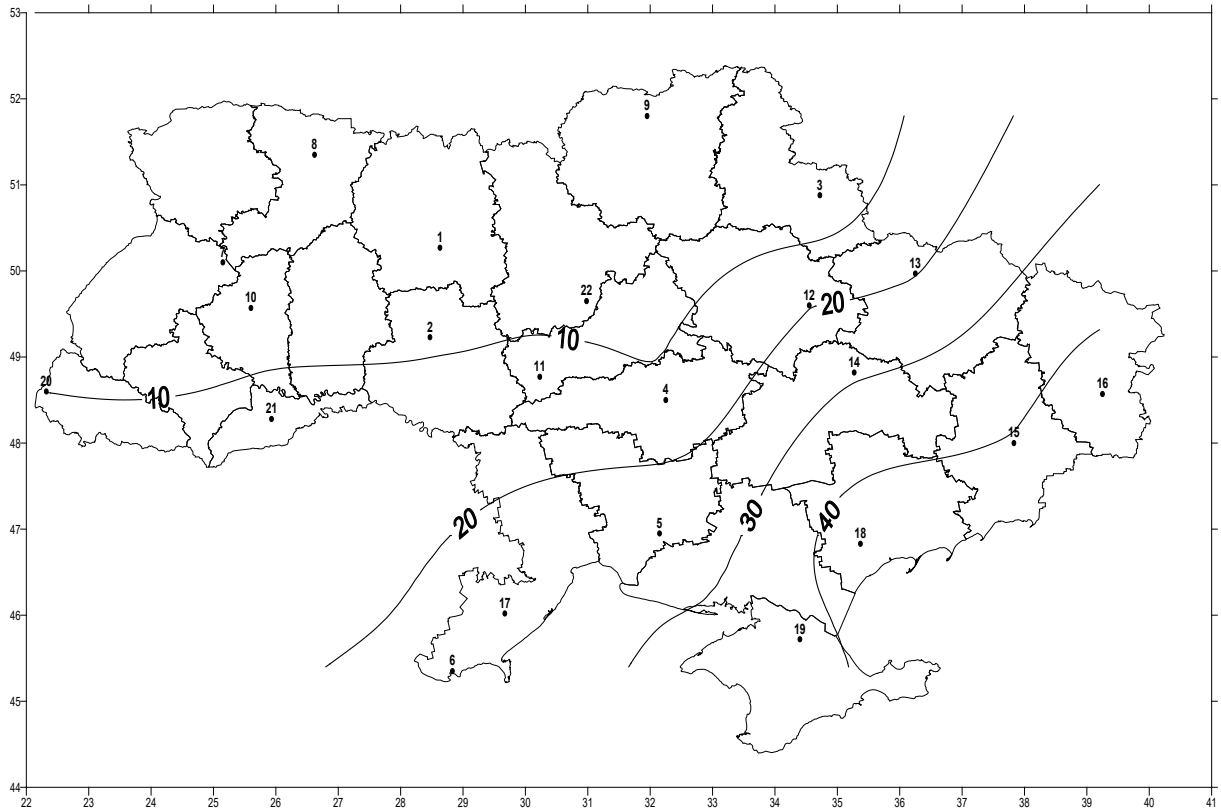


Рис. 5.34. Зміни кількості днів з середньою добовою температурою вище 25 ºС від першого періоду до другого. Липень (сценарій *A2*)

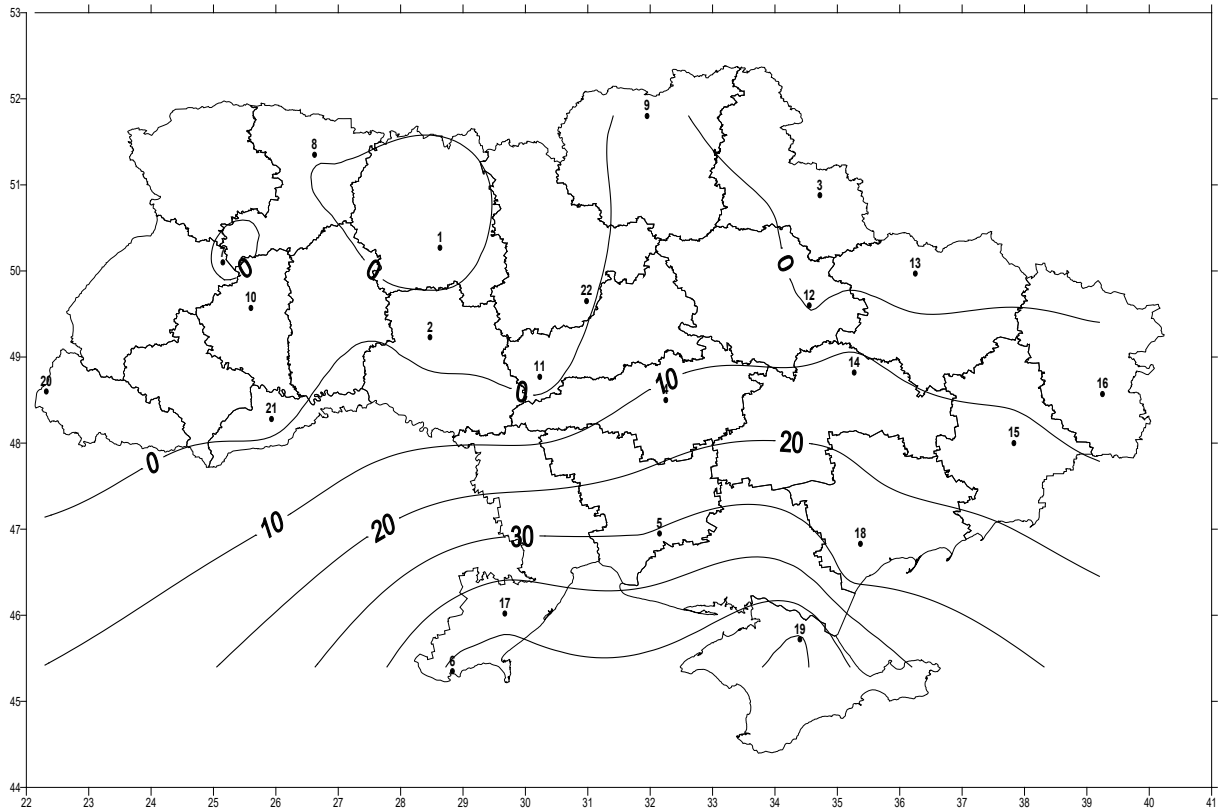


Рис. 5.35. Зміни кількості днів з середньою добово температурою вище 25 ºС від другого періоду до третього. Липень (сценарій *A2*)

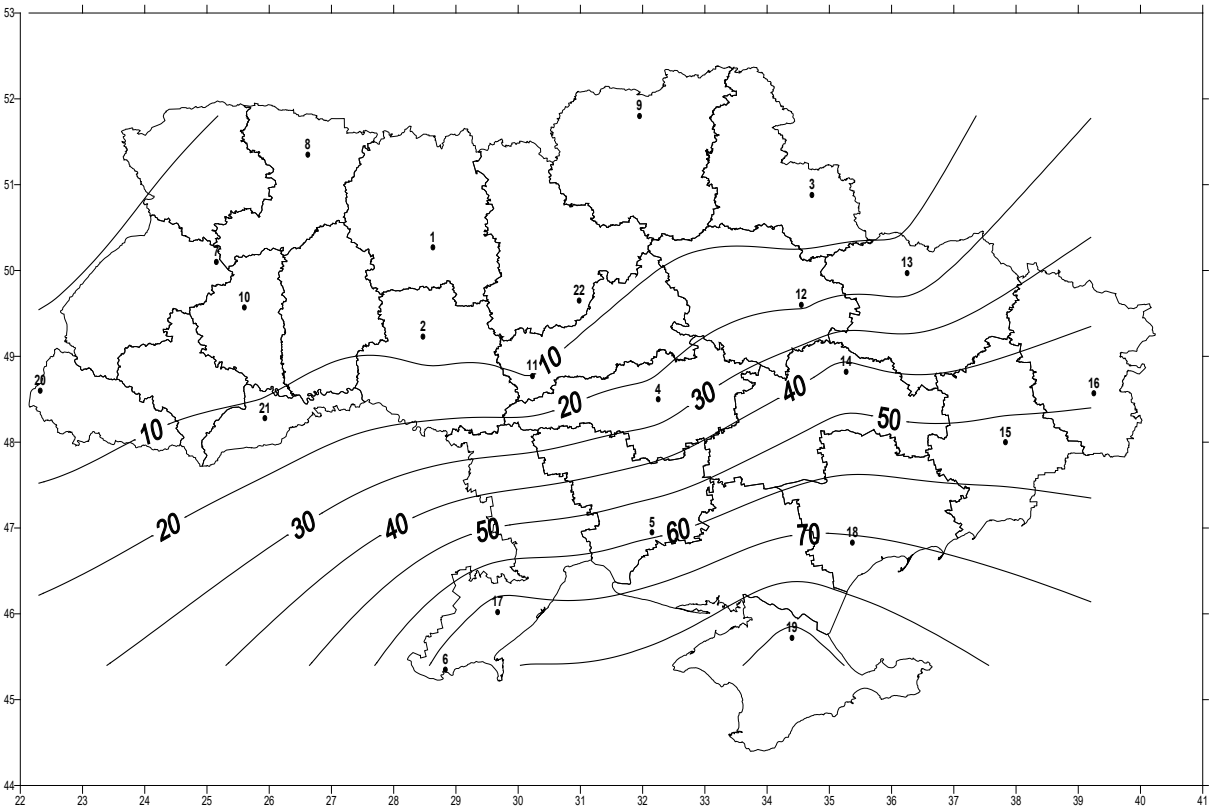


Рис. 5.36. Зміни кількості днів з середньою добовою температурою вище 25 ºС від першого періоду до третього. Липень (сценарій *A2*)

Слід зазначити, що група кліматологів під керівництвом А.Занобетті з Гарвардської школи суспільного здоров'я у Бостоні оцінила, як змінювалась смертність серед літніх мешканців США під час відносно жарких сезонів, проаналізувавши статистику, зібрану державною службою медичного страхування MediCare за 1985-2005 рр. Виявилось, що смертність американців зростала достатньо сильно з підвищенням відхилу середньої температури літнього дня від норми того регіону, де мешкав учасник дослідження. Так, збільшення цього відхилу на 1 ºС супроводжувалось зростанням смертності на 2 % серед людей із захворюваннями серцево-судинної системи і на 4 % для діабетиків. Вони вважають, що у середньому, загальна смертність серед всіх категорій населення повинна зрости приблизно на 5 % з кожним додатковим градусом відхилу температури.

В майбутньому у всьому світі смертність через літню жару буде зростати. За сучасними розрахунками медиків з Британського міністерства охорони здоров'я і дослідницьких інститутів, до 2020 року смертність підвищиться на 66 %, а до 2050 року – на 257 %.

5.3. ДОСЛІДЖЕННЯ ОЧІКУВАНИХ ПОКАЗНИКІВ ДИСКОМФОРТНОСТІ КЛІМАТУ У ХОЛОДНУ ПОРУ РОКУ

Не зважаючи на прогнозоване зниження вираженості екстремальних холодів, як результат глобального потепління, вони будуть продовжувати впливати на значну частину Європейського регіону, особливо у північних широтах. У більшості європейських країн відмічається надлишкова смертність у зимовий період, рівень якої становить від 5 до 30 % [47].

5.3.1. Постановка задачі

Наступна задача, яка розв'язувалась нами – це оцінка біокліматичних умов холодної пори року на основі показників жорсткості погоди і аналіз їх динаміки на території України.

Для реалізації поставленої задачі використовувались, перш за все, середні декадні значення температури повітря і швидкості вітру у січні, лютому та грудні за три досліджувані періоди (1986-2005 рр., 2011-2030 рр., 2031-2050 рр.) на всіх двадцяти двох станціях (для визначення індексу Бодмана). Крім того, використовувались мінімальні за добу значення температури повітря та середні добові значення швидкості вітру за три зимові місяці і за ті ж вказані періоди на шести станціях: Житомир, Суми, Кіровоград, Тернопіль, Полтава, Луганськ (для визначення вітро-холодового індексу), бо саме на цих станціях виявлено найбільш суворі зими на території країни і розташовані вони у різних рігіонах країни. Всі вихідні дані є результатом моделювання згідно зі сценаріями *A1B* і *A2*.

5.3.2. Суворість погоди

Одним з найчастіше використовуваних методів оцінки суворості погоди у зимовий сезон є метод Бодмана. Згідно з ним ступінь суворості (жорсткості) погоди S – біокліматичний індекс Бодмана – визначається за формулою

$$S = (1 - 0{,}04\,t)(1 + 0{,}272\,v), \tag{5.1}$$

де t – температура повітря, v – швидкість вітру.

Біокліматичні індекси у фізичному відношенні характеризують особливості теплової структури середовища і є непрямим індикатором стану теплового поля, яке оточує людину. Індекс Бодмана належить до температурно-вітрових показників.

Якщо $S < 1$ – зима несувора, м'яка, S = 1-2 – малосувора, S = 2-3 – помірно сувора, S = 3-4 – сувора, S = 4-5 – дуже сувора, S = 5-6 – жорстко сувора, $S > 6$ – вкрай сувора.

Практична цінність цього показника визначається тим, що витривалість людини в умовах холоду залежить від швидкості вітру. Відсутність жорстких морозів у зимовий період іноді компенсується сильним вітром. Низькі температури і великі швидкості вітру значно знижують температуру шкіри людини. При різкому збільшенні швидкості вітру створюються умови, які сприяють швидкому переохолодженню всього організму. Швидкому розвитку процесу переохолодження сприяють такі природні фактори, як низька температура, підвищена вологість повітря, вітер. Основними ознаками переохолодження є: зниження температури тіла нижче 36 ºС, м'язове тремтіння, зменшення частоти серцевих скорочень, порушення ритму дихання (дихання стає поверхневим), відчуття втоми, сонливість, уповільнення мови, порушення пам'яті, втрата рухової активності, посиніння шкірних покривів, втрата свідомості. Процес переохолодження іноді буває настільки не помітним, що і постраждала людина, і оточуючі не усвідомлюють того, що відбувається. Частіше такий стан виникає у маленьких дітей і людей похилого віку, які вимушені перебувати у холодній кімнаті або на вулиці у малорухомому стані протягом тривалого часу. Також у зоні ризику знаходяться люди, які страждають на цукровий діабет і судинні хвороби.

Дискомфортним у зимовий час вважається інтервал часу з середньою добовою температурою нижче -15 ºС, а за температури нижче -30 ºС відбуваються порушення у серцево-судинній і терморегуляторній системах [18].

У табл. 5.4 і 5.5 наведено середні місячні значення індексу Бодмана в окремі місяці зимової пори року 1986-2005 рр. (перший період), 2011-2030 рр. (другий період) і 2030-2050 рр. (третій період) для 22 станцій України за двома сценаріями. Результати розрахунків показують: середні по періодах значення S знаходяться у межах 2-3 бали на переважній більшості території України, а це свідчить про те, що в окремі зимові місяці і в середньому за зиму переважають умови помірно суворі. Але у крайніх західних районах (Ужгород) індекс Бодмана навіть у січні протягом трьох періодів, які розглядались, буде меншим за 2 бали, тобто зима тут малосувора. Подібні зимові умови в окремі періоди можна очікувати і в інших районах країни, особливо на півдні. Слід зазначити, що S визначені за різними сценаріями, не дуже відрізняються.

У всі зимові місяці переважає тенденція до зниження індексу Бодмана по всій території країни (табл. 5.4 і 5.5). Для наочності на рис. 5.37 представлено S у січні для всіх досліджуваних станцій.

Для більш детального уявлення про особливості зимових умов у табл. 5.6 наведено екстремальні за декаду значення S у січні.

Таблиця 5.4. Середні значення індексу Бодмана за перший (I), другий (II) і третій (III) періоди та їх зміна (II-I), (III-II), (III-I) (сценарій *A2)*

Назва станції	Січень						Лютий						Грудень					
	I	II	III	II-I	III-II	III-I	I	II	III	II-I	III-II	III-I	I	II	III	II-I	III-II	III-I
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Житомир	2,41	2,33	2,23	-0,08	-0,10	-0,18	2,20	2,26	1,97	0,06	-0,29	-0,23	2,24	2,04	2,07	-0,20	0,03	-0,17
Вінниця	2,33	2,26	2,26	-0,07	-0,00	-0,07	2,13	2,19	1,93	0,06	-0,26	-0,20	2,19	1,98	2,01	-0,21	0,03	-0,18
Суми	2,52	2,46	2,31	-0,06	-0,15	-0,20	2,34	2,39	2,07	0,05	-0,32	-0,27	2,29	2,14	2,13	-0,15	-0,01	-0,16
Кіровоград	2,49	2,38	2,30	-0,11	-0,09	-0,20	2,23	2,26	1,98	0,03	-0,28	-0,25	2,29	2,05	2,09	-0,24	0,04	-0,20
Миколаїв	2,06	2,04	1,88	-0,02	-0,16	-0,19	1,86	1,93	1,70	0,07	-0,23	-0,16	1,86	1,72	1,72	-0,14	0,00	-0,14
Ізмаїл	1,92	1,86	1,77	-0,06	-0,10	-0,15	1,72	1,77	1,60	0,05	-0,17	-0,12	1,76	1,60	1,58	-0,16	-0,02	-0,18
Броди	2,42	2,36	2,27	-0,06	-0,09	-0,15	2,19	2,29	2,00	0,10	-0,29	-0,19	2,28	2,09	2,09	-0,19	0,00	-0,19
Сарни	2,30	2,22	2,10	-0,08	-0,12	-0,20	2,09	2,17	1,88	0,08	-0,29	-0,21	2,15	1,97	1,99	-0,18	0,02	-0,16
Щорс	2,35	2,29	2,17	-0,06	-0,12	-0,19	2,19	2,25	1,97	0,06	-0,28	-0,22	2,19	2,01	2,05	-0,18	0,04	-0,14
Тернопіль	2,48	2,42	2,33	-0,06	-0,10	-0,14	2,25	2,34	2,05	0,09	-0,29	-0,20	2,33	2,13	2,12	-0,2	-0,01	-0,21
Умань	2,37	2,30	2,22	-0,07	-0,09	-0,16	2,15	2,21	1,95	0,06	-0,26	-0,20	2,23	2,01	2,04	-0,22	0,03	-0,19
Полтава	2,55	2,45	2,30	-0,10	-0,15	-0,25	2,31	2,37	2,02	0,06	-0,35	-0,29	2,28	2,11	2,10	-0,17	-0,01	-0,18
Харків	2,56	2,47	2,29	-0,09	-0,18	-0,27	2,33	2,39	2,04	0,06	-0,35	-0,29	2,27	2,12	2,11	-0,15	-0,01	-0,16
Губиниха	2,41	2,35	2,18	-0,06	-0,17	-0,23	2,18	2,25	1,93	0,07	-0,32	-0,25	2,17	2,01	2,02	-0,16	0,01	-0,15
Донецьк	2,35	2,30	2,11	-0,05	-0,19	-0,23	2,11	2,20	1,91	0,09	-0,29	-0,20	2,11	1,98	1,98	-0,13	0,00	-0,13
Луганськ	2,67	2,57	2,33	-0,10	-0,24	-0,34	2,40	2,47	2,10	0,07	-0,37	-0,30	2,35	2,20	2,16	-0,15	-0,04	-0,19
Сарата	2,05	1,99	1,90	-0,06	-0,10	-0,16	1,80	1,86	1,69	0,06	-0,17	-0,11	1,89	1,85	1,71	-0,04	-0,14	-0,18

Продовження таблиці 5.4

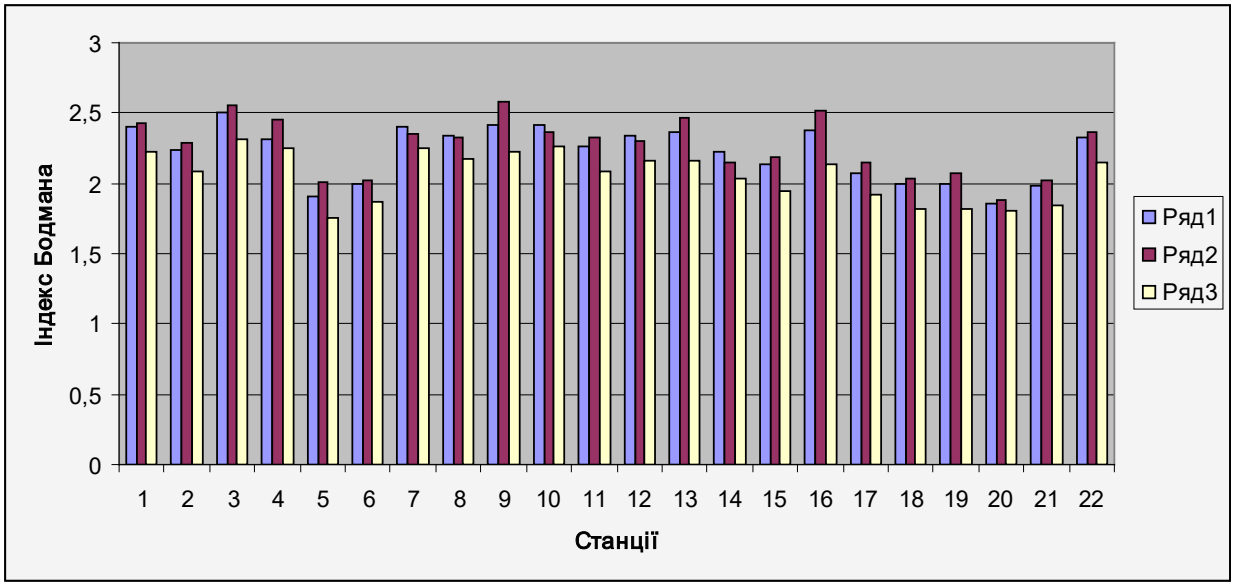
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Мелітополь	2,10	2,07	1,87	-0,03	-0,2	-0,23	1,87	1,97	1,71	0,10	-0,26	-0,16	1,86	1,74	1,76	-0,12	0,02	-0,10
Джанкой	2,03	1,99	1,83	-0,04	-0,16	-0,20	1,83	1,92	1,70	0,09	-0,22	-0,13	1,80	1,68	1,69	-0,12	0,01	-0,11
Ужгород	1,92	1,90	1,80	-0,02	-0,1	-0,12	1,76	1,81	1,68	0,05	-0,13	-0,08	1,84	1,72	1,68	-0,12	-0,04	-0,16
Чернівці	2,16	2,10	2,01	-0,06	-0,1	-0,15	1,09	2,01	1,79	0,11	-0,22	-0,11	2,01	1,84	1,82	-0,17	-0,02	-0,19
Ім.Старченка	2,35	2,27	2,19	-0,08	-0,09	-0,17	2,14	2,20	1,93	0,06	-0,27	-0,21	2,20	1,98	2,02	-0,22	0,04	-0,18

Таблиця 5.5. Середні значення індексу Бодмана за перший (I), другий (II) і третій (III) періоди та їх зміна (II-I), (III-II), (III-I) (сценарій *A1B*)

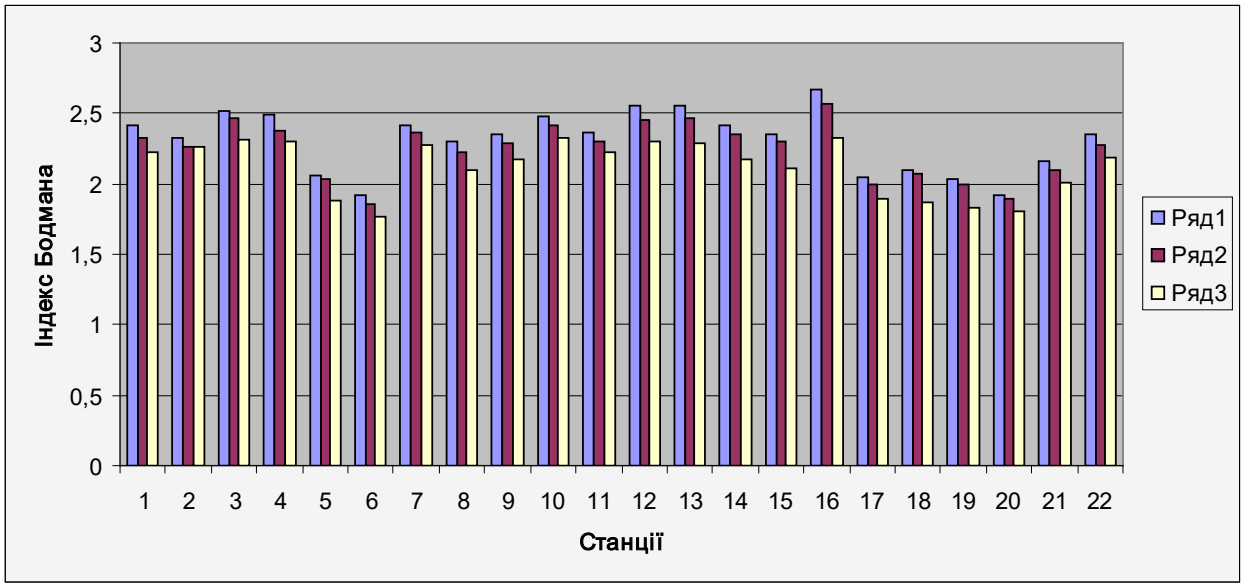
Назва станції	Січень						Лютий						Грудень					
	I	II	III	II-I	III-II	III-I	I	II	III	II-I	III-II	III-I	I	II	III	II-I	III-II	III-I
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Житомир	2,40	2,43	2,23	0,03	-0,20	-0,17	2,38	2,42	2,22	0,04	-0,20	-0,16	2,29	2,26	2,25	-0,03	-0,01	-0,04
Вінниця	2,24	2,29	2,09	0,05	-0,20	-0,15	2,24	2,27	2,08	0,03	-0,19	-0,16	2,15	2,14	2,11	-0,01	-0,03	-0,04
Суми	2,50	2,55	2,31	0,05	-0,24	-0,19	2,49	2,52	2,35	0,03	-0,17	-0,14	2,38	2,32	2,25	-0,06	-0,07	-0,13
Кіровоград	2,31	2,45	2,25	0,14	-0,20	-0,06	2,26	2,29	2,11	0,03	-0,18	-0,15	2,24	2,10	2,09	-0,14	-0,01	-0,15
Миколаїв	1,91	2,01	1,76	0,10	-0,25	-0,15	2,01	2,04	1,81	0,03	-0,23	-0,20	1,78	1,80	1,71	0,02	-0,09	-0,07
Ізмаїл	2,00	2,02	1,87	0,02	-0,15	-0,13	2,05	1,92	1,77	-0,13	-0,15	-0,28	1,96	1,92	1,88	-0,04	-0,04	-0,08
Броди	2,40	2,35	2,25	-0,05	-0,10	-0,15	2,38	2,31	2,19	-0,07	-0,12	-0,19	2,30	2,18	2,27	-0,12	0,09	-0,03
Сарни	2,34	2,33	2,18	-0,01	-0,15	-0,16	2,34	2,34	2,17	0,00	-0,17	-0,17	2,23	2,17	2,19	-0,06	0,02	-0,04
Щорс	2,41	2,58	2,23	0,17	-0,35	-0,18	2,41	2,54	2,26	0,13	-0,28	-0,15	2,28	2,30	2,19	0,02	-0,11	-0,09

Продовження таблиці 5.5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Тернопіль	2,42	2,37	2,26	-0,05	-0,11	-0,16	2,41	2,35	2,22	-0,06	-0,13	-0,19	2,34	2,22	2,32	-0,12	0,10	-0,02
Умань	2,26	2,33	2,09	0,07	-0,24	-0,17	2,24	2,25	2,08	0,01	-0,17	-0,16	2,15	2,15	2,10	0,00	-0,05	-0,05
Полтава	2,34	2,30	2,16	-0,04	-0,14	-0,18	2,36	2,31	2,19	-0,05	-0,12	-0,17	2,23	2,12	2,10	-0,11	-0,02	-0,13
Харків	2,36	2,47	2,16	0,11	-0,31	-0,20	2,35	2,42	2,20	0,07	-0,22	-0,15	2,25	2,21	2,10	-0,04	-0,11	-0,15
Губиниха	2,23	2,15	2,04	-0,08	-0,11	-0,19	2,25	2,15	2,08	-0,10	-0,07	-0,17	2,15	1,96	1,99	-0,19	0,03	-0,16
Донецьк	2,13	2,19	1,94	0,06	-0,25	-0,19	2,11	2,15	1,95	0,04	-0,20	-0,16	2,04	1,99	1,88	-0,05	-0,11	-0,16
Луганськ	2,38	2,52	2,14	0,14	-0,38	-0,24	2,33	2,47	2,20	0,14	-0,27	-0,13	2,28	2,23	2,07	-0,05	-0,16	-0,21
Сарата	2,07	2,15	1,92	0,08	-0,23	-0,15	2,10	2,06	1,85	-0,04	-0,21	-0,25	1,97	1,97	1,86	0,00	-0,11	-0,11
Мелітополь	1,99	2,04	1,82	0,05	-0,22	-0,17	2,05	2,01	1,86	-0,04	-0,15	-0,19	1,88	1,82	1,71	-0,06	-0,11	-0,17
Джанкой	2,00	2,07	1,82	0,07	-0,25	-0,18	2,02	2,02	1,86	0,00	-0,16	-0,16	1,88	1,82	1,71	-0,06	-0,11	-0,17
Ужгород	1,86	1,88	1,81	0,02	-0,07	-0,05	1,82	1,84	1,64	0,02	-0,20	-0,18	1,88	1,86	1,73	-0,02	-0,13	-0,15
Чернівці	1,98	2,02	1,84	0,04	-0,18	-0,14	2,08	2,04	1,83	-0,04	-0,21	-0,25	1,93	1,96	1,85	0,03	-0,11	-0,08
Ім.Старченка	2,32	2,37	2,15	0,05	-0,22	-0,17	2,29	2,34	2,14	0,05	-0,20	-0,15	2,15	2,18	2,05	0,03	-0,13	-0,10



а)



б)

Ряд 1 – *S* за 1986-2005 рр.; Ряд 2 – *S* – за 2011-2030 рр.; Ряд 3– *S* –2031-2050 рр.
1-22 – номери досліджуваних станцій

Рис. 5.37. Індекс Бодмана для сценаріїв *A1B* (а) і *A2* (б). Січень

Вони свідчать про те, що умови третьої декади січня 2000 року для більшості областей країни були суворими і дуже суворими (максимальне значення *S* становило 4,51 – у Луганську). У другому періоді очікуються найвищі значення *S* у третій декаді січня 2030 року, а третьому періоді – у другій декаді січня 2036 року. Максимальні значення індексу Бодмана в основному зменшуються від 1986-2005 рр. до 2031-2050 рр., мінімальні – зростають від першого до другого періоду, потім зменшуються, але всі ці коливання несуттєві.

Таблиця 5.6. Екстремальні (за декаду) значення індексу Бодмана за перший (I), другий (II) і третій (III) періоди. Січень (сценарій *A2)*

Назва станції	I		II		III	
	Максимум	Мінімум	Максимум	Мінімум	Максимум	Мінімум
Житомир	3,90 2000 (3)	1,69 1994 (3)	3,58 2030 (3)	1,73 2022 (1)	3,09 2041(3)	1,64 2043(3)
Вінниця	3,68 2000 (3)	1,70 1994 (3)	3,34 2030 (3)	1,69 2020 (1)	3,01 2041(3)	1,7 2043(3)
Суми	4,04 2000 (3)	1,61 1986 (3)	3,73 2030 (3)	1,85 2022 (1)	3,36 2036(2)	1,7 2044(1)
Кіровоград	4,09 2000 (3)	1,67 1986(3)	3,72 2030 (3)	1,67 2020 (1)	3,2 2041(3)	1,7 2044(1)
Миколаїв	3,46 2000 (3)	1,50 1986 (3)	3,37 2030 (3)	1,52 2020 (1)	2,9 2041(3)	1,4 2044(1)
Ізмаїл	3,02 1987 (2)	1,40 2004 (1)	2,93 2014 (2)	1,41 2013 (3)	2,4 2041(3)	1,3 2044(1)
Броди	3,78 1989 (2)	1,81 1986 (3)	3,59 2030 (3)	1,69 2022 (1)	2,9 2045(3)	1,7 2044(1)
Сарни	3,64 2000 (3)	1,67 1994 (3)	3,64 2030 (3)	1,65 2022 (1)	2,8 2041(3)	1,5 2031(2)
Щорс	3,83 2000 (3)	1,68 1986 (3)	3,61 2030 (3)	1,71 2020 (1)	3,0 2036(2)	1,6 2044(1)
Тернопіль	3,97 1989 (2)	1,80 1986 (3)	3,49 2030 (3)	1,73 2022 (1)	3,0 2033(1)	1,7 2044(1)
Умань	3,98 2000 (3)	1,69 1986 (3)	3,47 2030 (3)	1,67 2020 (1)	3,1 2041(3)	1,6 2044(1)
Полтава	4,38 2000 (3)	1,55 1986 (3)	3,89 2030 (3)	1,68 2020 (1)	3,6 2033(2)	1,7 2044(1)
Харків	4,03 1993 (1)	1,46 1986 (3)	3,79 2030 (3)	1,70 2020 (1)	3,6 2036(2)	1,7 2043(3)
Губиниха	3,86 2000 (3)	1,44 1986 (3)	3,70 2030 (3)	1,64 2020 (1)	3,3 2036(2)	1,5 2043(3)
Донецьк	3,54 2000 (3)	1,55 2004 (1)	3,45 2023 (2)	1,66 2015 (2)	3,1 2036(2)	1,6 2043(3)
Луганськ	4,51 2000 (3)	1,36 1986 (3)	3,74 2030 (3)	1,79 2015 (2)	3,7 2036(2)	1,7 2047(3)
Сарата	3,34 1987 (2)	1,43 1986 (3)	3,07 2014 (2)	1,48 2020 (1)	2,7 2041(3)	1,4 2044(1)
Мелітополь	3,36 1989 (2)	1,36 2004 (1)	3,52 2023 (2)	1,47 2020 (1)	3,0 2041(3)	1,4 2044(1)
Джанкой	3,07 1989 (2)	1,39 1987 (3)	2,95 2014 (3)	1,46 2015 (2)	3,0 2041(3)	1,4 2041(1)
Ужгород	2,44 1993 (1)	1,44 1986 (3)	2,46 2014 (3)	1,53 2018 (2)	2,3 2039(1)	1,4 2044(1)
Чернівці	3,47 1989 (2)	1,51 1986 (3)	3,02 2030 (3)	1,47 2020 (1)	2,8 2033(1)	1,4 2044(1)
Ім.Старченка	3,98 2000 (3)	1,61 1986 (3)	3,45 2030 (3)	1,67 2020 (1)	2,9 2041(3)	1,6 2043(3)

Примітка. У другому рядку кожної комірки вказано рік, а у дужках декаду, в якій визначено екстремальне значення показника Бодмана.

Слід зазначити, що індекси холодового стресу, до яких належить і індекс Бодмана, слід враховувати при дослідженні поширення інфекційних епідемій і «холодових» захворювань.

5.3.3. Вітро-холодовий індекс

На фоні глобального потепління, яке відбувається, в Україні, спостерігаються іноді екстремально низькі температури. Наприклад, у 2006 році зареєстровано абсолютний мінімум для нашої території за всю історію метеорологічних спостережень, який становив -42 ºС у Луганську.

Тривалий вплив відносно низьких температур повітря (або короткочасні впливи особливо низьких температур) спричиняє значне порушення функціонального стану людини. У таких умовах часто виникають різні простудні захворювання або загострення хронічних захворювань (м'язів і зв'язково-суглобового апарату; ревматизму; радикуліту тощо). У результаті постійного охолодження організму підвищується частота виникнення простудних та інфекційних захворювань.

Коли температура повітря знижується нижче нуля і швидкість вітру велика, то дуже швидко може настати обмороження. Існує спосіб визначення жорсткості погоди, тобто суб'єктивного відчуття людини за одночасної дії на неї морозу і вітру – вітро-холодовий індекс. Розробка перших емпіричних формул зумовлена прагненням збройних сил США підготовити своїх солдатів для холодної європейської зими під час Другої світової війни. Вони звернулись до полярних дослідників Пола Сайпла і Чарльза Пассла, які під час другої антарктичної експедиції Ричарда Берда (1939-1941 рр.) взимку 1941 року провели низку експериментів. Вони спостерігали швидкість замерзання води в залежності від температури повітря і швидкості вітру. Температура повітря під час експерименту коливалася від -56 ºС до -9 ºС, швидкість вітру від нуля до 12 м/с. Вчені визначили формулу, яка пізніше була перетворена і тепер має такий вигляд (5.2) – це формула U.S. National Weather Service

$$WCT = 13{,}12 + 0{,}6215\,t - 11{,}37\,v^{0{,}16} + 0{,}3965\,t\,v^{0{,}16}, \qquad (5.2)$$

де WCT – вітрохолодовий індекс (ºС), t – температура повітря (ºС) , v – швидкість вітру (км/год).

За допомогою вітро-холодового індексу можна адекватно оцінити мороз, дати рекомендації, як одягатись людині і як себе вести за певних умов.

Коли $WCT > 0$ ºС, то ризик обмороження або переохолодження відсутній.

WCT = 0÷-9 ºС – спостерігається невеликий ризик обмороження, деякий дискомфорт. Рекомендується тепло одягатись і залишатись сухим.

WCT = -10÷-27 ºС – невеликий ризик обмороження, дискомфорт, ризик гіпотермії у випадку тривалого перебування на повітрі без відповідного захисту. Рекомендується одягатись у декілька шарів теплого одягу, зовнішній шар не повинен пропускати вітру. Рекомендується носити шапку, рукавички, шарф і закрите непромокальне взуття. Потрібно залишатись сухим і на морозі рухатись.

WCT = -28÷-39 ºС – середній ризик переохолодження і обмороження відкритих ділянок шкіри протягом 10-30 хвилин: потрібно перевіряти обличчя, відкриті ділянки шкіри і кінцівки (чи не задубіли і не побіліли). Ризик гіпотермії у випадку тривалого знаходження на повітрі без відповідної одежі або укриття від холоду і вітру. Рекомендується одягатись у декілька шарів теплої одежі, зовнішній шар не повинен пропускати вітру. Рекомендується не залишати відкриті ділянки шкіри. Рекомендується носити шапку, рукавички, шарф, маску і закрите непромокальне взуття. Потрібно залишатись сухим і на морозі рухатись.

WCT = -40÷-47 ºС – високий ризик переохолодження і обмороження відкритих ділянок шкіри протягом 5-10 хвилин: потрібно перевіряти обличчя, відкриті ділянки шкіри і кінцівки (чи не задубіли і не побіліли). Ризик гіпотермії у випадку тривалого знаходження на повітрі без відповідного одягу або укриття від холоду і вітру. Рекомендується одягатись у декілька шарів теплого одягу, зовнішній шар не повинен пропускати вітру. Рекомендується не залишати відкритих ділянок шкіри. Рекомендується носити шапку, рукавички, шарф, маску і закрите непромокальне взуття. Потрібно залишатись сухим і на морозі рухатись.

WCT = -48÷-54 ºС – дуже високий ризик переохолодження і обмороження відкритих ділянок шкіри 2-5 хвилин: потрібно перевіряти обличчя, відкриті ділянки шкіри і кінцівки (чи не задубіли і не побіліли). Великий ризик гіпотермії у випадку тривалого перебування на повітрі без відповідного одягу або укриття від холоду і вітру. Потрібна обережність при перебуванні на вулиці. Рекомендується одягатись у декілька шарів теплого одягу, зовнішній шар не повинен пропускати вітру. Рекомендується не залишати відкритих ділянок шкіри, носити шапку, рукавички, шарф, маску і закрите непромокальне взуття. Старайтеся відмінити або скоротити виходи на вулицю. Залишайтеся сухими і рухайтесь.

Коли *WCT* ≤ -55 º, то надзвичайно високий ризик обмороження: відкрита шкіра може замерзнути менше, ніж за 2 хвилини. Небезпечно! Небезпечні умови зовнішнього середовища. Залишайтесь у приміщенні.

Слід зазначити, що ризик обмороження може різко зрости при швидкості вітру ≥ 14 м/с.

За формулою (5.2) нами розраховано значення вітро-холодового індексу за мінімальної добової температури повітря зимових місяців всіх трьох досліджуваних періодів для шести станцій, розташованих у різних регіонах країни: Житомир, Суми, Кіровоград, Тернопіль, Полтава і Луганськ.

Результати розрахунків наведено у таблицях 5.7 і 5.8 у вигляді повторюваностей значень вітро-холодового індексу за різними градаціями. З таблиць випливає, що за сценарієм *A1B* у січні-грудні протягом першого і другого періодів може спостерігатись навіть високий ризик переохолодження і обмороження відкритих ділянок шкіри за 5-10 хвилин на деяких станціях (хоча максимальна ймовірність його 1,9 % у Сумах), бо *WCT* = -40÷-47 ºС. Найсуворіші умови на ст. Суми у січні-лютому у період з 2011 по 2030рр.: у 50% випадків – невеликий ризик обмороження (*WCT* = -10÷-27 ºС), дискомфорт, ризик гіпотермії у випадку тривалого перебування на повітрі без відповідного захисту і 13 % – середній ризик обмороження відкритих ділянок шкіри протягом 10-30 хвилин (*WCT* = -28÷-39 ºС).

У третьому періоді очікується підвищення вітро-холодового індексу і в зимові місяці переважними будуть *WCT* = 0÷-9 ºС, а це означає невеликий ризик обмороження, деякий дискомфорт.

Найменш суворі умови у Кіровограді. І саме тут вітро-холодовий індекс має тенденцію до зниження протягом усього досліджуваного часу. На решті станцій повторюваність значень *WCT* у межах -10÷-47 ºС від першого до другого періоду зросте, а з 2031 по 2050 рр. очікується її зменшення.

За сценарієм А2 повторюваність вітро-холодового індексу в межах 0÷-9 ºС переважає у січні-грудні всіх трьох періодів за винятком січня 1981-2005 рр., коли максимум повторюваності його припадає на -10÷-27 ºС.

Слід зазначити, що повторюваність *WCT* $\geq$ 0 і 0÷-9 ºС за сценарієм А2 суттєво перевищить повторюваність цих градацій за сценарієм *A1B*, тобто саме за останнім сценарієм очікуються більш суворі зимові умови.

Більш жорсткими у першому періоді є погодні умови лютого, у другому – січня, а у третьому – лютого (за сценарієм *A1B)*, за іншим сценарієм за весь досліджуваний час – січня.

У грудні всіх часових проміжків, які розглядались, погодні зимові умови найм’якші за обома сценаріями.

Сдід зазначити, що збільшує ризик обмороження вологий одяг (взуття), погане харчування, відсутність гарячої їжі, неможливість зігрітись, крововтрата, хвороба.

Таблиця 5.7. Повторюваність (%) вітро-холодового індексу (сценарій *A2*)

Назва станції	1986-2005 рр.					2011-2030 рр.					2031-2050 рр.				
	Градації, ºС					Градації, ºС					Градації, ºС				
	>0	0÷-9	-10÷-27	-28÷-39	-40÷-47	>0	0÷-9	-10÷-27	-28÷-39	-40÷-47	>0	0÷-9	-10÷-27	-28÷-39	-40÷-47
Січень															
Житомир	0,8	48,2	48,2	2,7	-	1,9	61,9	33,7	2,4	-	3,1	71,5	25,5	-	-
Суми	0,8	40,5	51,9	5,8	1,0	2,3	47,9	42,1	7,7	-	3,1	60,6	34,2	2,1	-
Кіровоград	1,6	42,9	52,3	3,2	-	4,4	57,4	34,5	3,7	-	4,7	64,7	30,0	0,6	-
Тернопіль	1,1	47,4	49,8	1,6	-	1,5	58,4	38,4	1,8	-	4,2	65,6	29,5	0,6	-
Полтава	2,1	41,0	51,9	4,4	0,6	3,5	54,0	35,0	7,4	-	5,0	63,7	30,0	1,3	-
Луганськ	2,7	34,0	52,4	9,7	1,1	2,6	43,2	45,0	9,2	-	4,0	56,0	37,7	2,3	-
Лютий															
Житомир	2,3	61,6	33,8	2,3	-	2,5	63,4	31,5	2,7	-	9,9	77,5	12,6	-	-
Суми	0,9	47,6	46,7	4,8	-	1,9	55,0	36,6	6,4	-	4,4	71,9	23,4	0,4	-
Кіровоград	3,2	61,9	33,3	1,6	-	3,0	61,8	32,0	3,2	-	10,8	76,3	12,9	-	-
Тернопіль	2,8	59,5	36,3	1,4	-	2,8	61,8	33,5	1,8	0,2	6,7	78,4	14,9	--	-
Полтава	3,2	56,1	38,2	2,5	-	3,4	57,3	35,0	4,2	-	8,3	74,3	16,8	0,5	-
Луганськ	3,0	52,9	40,4	3,7	-	2,1	51,0	37,9	9,0	-	7,4	67,6	24,1	0,9	-
Грудень															
Житомир	3,4	63,1	33,4	0,2	-	9,4	73,7	16,9	-	-	10,8	73,2	16,0	-	-
Суми	1,9	52,7	43,9	1,5	-	6,0	65,3	28,2	0,5	-	8,1	65,3	26,6	-	-
Кіровоград	4,8	57,1	37,9	0,2	-	11,6	67,1	21,3	-	-	10,3	70,3	19,4	-	-
Тернопіль	2,4	62,3	35,2	0,2	-	8,5	69,7	21,8	-	-	10,5	73,1	16,3	0,2	-
Полтава	4,0	57,4	37,7	0,8	-	10,2	66,1	23,7	-	--	12,3	64,8	22,7	0,2	-
Луганськ	5,2	46,8	46,1	1,9	-	6,9	57,6	33,5	1,9	-	10,2	66,6	22,7	0,5	

Таблиця 5.8 Повторюваність (%) вітро-холодового індексу (сценарій *AIB*)

Назва станції	1986-2005 рр.					2011-2030 рр.					2031-2050 рр.				
	Градації, ºС					Градації, ºС					Градації, ºС				
	>0	0÷-9	-10÷-27	-28÷-39	-40÷-47	>0	0÷-9	-10÷-27	-28÷-39	-40÷-47	>0	0÷-9	-10÷-27	-28÷-39	-40÷-47
Січень															
Житомир	0,2	58,1	37,9	3,5	0,3	-	50,8	43,4	5,8	-	2,1	62,6	33,7	1,6	-
Суми	-	43,1	46,3	9,4	1,3	-	35,3	50,0	13,5	1,1	1,6	54,5	39,0	4,8	-
Кіровоград	1,6	62,4	33,1	2,9	-	0,3	51,5	45,3	2,9	-	5,6	67,6	26,0	0,8	-
Тернопіль	0,2	55,5	40,5	3,2	0,6	-	50,6	46,3	2,9	0,2	1,8	59,8	37,4	1,0	-
Полтава	1,0	52,9	40,5	5,3	0,3	0,5	43,4	45,8	10,0	0,3	5,2	64,7	27,3	2,9	-
Луганськ	1,0	48,7	45,0	4,2	1,1	1,1	45,0	43,4	9,7	0,8	5,2	61,3	32,1	1,5	-
Лютий															
Житомир	1,8	49,0	43,0	5,5	0,7	-	52,0	42,1	5,5	0,4	2,3	60,5	34,2	3,0	-
Суми	-	37,0	52,2	8,7	1,9	0,2	35,8	49,2	13,1	1,8	0,2	46,7	45,3	7,4	0,4
Кіровоград	3,4	54,5	39,6	2,5	-	1,1	58,2	36,6	4,1	-	3,2	66,7	29,2	0,9	-
Тернопіль	2,3	51,9	40,5	5,3	-	0,7	56,1	36,8	6,2	0,2	3,2	58,2	37,2	1,4	-
Полтава	0,9	45,0	45,5	8,3	0,4	0,2	46,7	43,7	8,5	0,9	0,7	58,1	36,8	4,4	-
Луганськ	1,8	44,8	45,8	6,2	1,4	1,1	47,8	45,7	5,5	-	1,6	56,6	40,2	1,6	-
Грудень															
Житомир	2,3	67,7	27,4	2,6	-	9,4	60,0	29,0	1,5	0,2	3,7	70,3	25,5	0,5	-
Суми	0,8	47,4	46,6	5,0	0,2	1,5	56,3	38,1	3,7	0,5	3,4	61,1	32,7	2,7	-
Кіровоград	5,2	64,0	30,3	0,5	-	7,4	63,5	29,0	-	-	6,6	74,2	19,0	0,2	-
Тернопіль	2,1	71,8	23,9	2,3	-	2,6	61,1	35,2	1,1	-	6,1	68,9	24,7	0,3	-
Полтава	3,4	57,7	36,1	2,6	0,2	5,3	64,7	28,5	1,1	0,3	6,1	69,0	23,5	1,3	-
Луганськ	1,8	51,9	41,6	4,7	-	6,9	55,6	35,2	2,1	0,2	7,7	65,2	26,5	0,6	-

Висновки

1. Кількість жарких днів і днів з середньою добовою температурою вище 25 ºС за умови реалізації сценарію *A1B* суттєво (іноді у декілька разів) перевищить ці біокліматичні показники, визначені на основі сценарію *A2* для трьох часових періодів (I – 1986-2005 рр., II – 2011-2030 рр., III – 2031-2050 рр.) по всій території України.

Протягом року жаркі дні можуть спостерігатись з квітня по жовтень, але в основному з травня по вересень.

Особливості розподілу середньої кількості жарких днів за рік і суми їх за літній сезон у зазначені періоди за різними сценаріями схожі: чисельність таких днів майже рівномірно зростає від Полісся до Причорноморської низовини.

2. Характер змін річної суми жарких днів має такі особливості: максимальні значення додатних різниць їх (II-I) у західних і східних областях (сценарій *A1B*) та у східних (сценарій *A2)*, а мінімальні – на південному сході і південному заході країни (*A1B*); на заході і південному заході очікується зменшення жарких днів (*A 2*). Зміни, визначені за сценарієм *A1B,* перевищують зміни, розраховані за сценарієм *A.2*. Найбільше зростання жарких днів від другого до третього і від першого до третього періоду буде у південних областях, а на півночі і північному заході – кількість таких днів зменшиться.

Просторовий розподіл зміни суми за літо жарких днів за різними сценаріями характеризується нерівномірністю. За сценарієм *A1B:* найбільші додатні зміни жарких днів до 2030 року будуть у південно-західних і південно-східних регіонах, найменші – у південних; інтенсивніше зростання – у центральних районах. За сценарієм *A2:* збільшення змін із заходу на схід. Від другого до третього періоду кількість літніх жарких днів зменшиться за винятком південних і центральних областей (сценарій *A1B*), згідно *A2*: буде зростати в основному з півночі на південь.

Від першого до третього періоду за обома сценаріями кількість жарких днів майже на всій території України підвищиться: максимально на півдні і південному сході (сценарій *A2*), на південному заході і сході за сценарієм *A1B*).

3. Багаторічна повторюваність жарких днів в окремі місяці літнього сезону в основному зростатиме з півночі на південь. Найбільша кількість жарких днів у липні. Так за період 2031-2050 рр. максимум їх буде в районі Причорноморської низовини і становитиме до 95% від загальної кількості днів у місяці, тобто 29 днів (за сценарієм *A1B*) і до 86% (27 днів) за сценарієм *A2*; мінімум відповідно 38 % (12 днів) і 12 % (4 дні) у Поліссі.

У червні очікується максимальне підвищення різниць повторюваності жарких днів (II-I) до 20,7 % (Харків) і 20,0 % (Донецьк), бо від другого до

третього періоду (III-II) майже по всій площі (за винятком Одеської області і Криму) ці значення зменшаться. За сценарієм *A2* у 2031-2050 рр. відносно 2011-2030рр. і 1986-2005 рр. повторюваність жарких днів збільшиться відповідно: із заходу і північного заходу на південь та з північного сходу на південь (до 15,3 і 16 % в Ізмаїлі).

4. Просторовий розподіл загальної за літо кількості днів з середньою добовою температурою вище 25 ºС, яку вважають пороговою для збільшення смертності у помірних широтах, характеризується збільшенням з північного заходу на південь (*A1B*) і з півночі на південь (*A2*). Слід звернути увагу на те, що в Ізмаїлі і Мелітополі протягом другого періоду влітку очікується 30 %, а у третьому періоді – вже до 45 % небезпечних для здоров'я людей днів.

Кількість таких днів майже по всій території України буде зростати. Максимальне підвищення (III-II) у Ізмаїлі (280 днів/20 років) і Мелітополі (240 днів/20років), а різниця (III-I) тут відповідно буде становити 359 і 324 дні/20 років за сценарієм *A1B*. Причому інтенсивність зростання цього показника на південь від широти 49,5 ºпівн. ш. буде приблизно сталою. За сценарієм *A2* таке підвищення буде суттєво меншим: 151 день/20 років в Ізмаїлі та 130 у Джанкої (II-I), 195 і 188 днів/20 років відповідно у Джанкої і Мелітополі (III-I).

5. У липні кількість днів з середньою добовою температурою > 25 ºС найбільша. Чисельність подібних днів за сценарієм *A1B* набагато вища: так у 2031-2050 рр. вона становитиме вже 383/20 років (тобто приблизно 19 днів) в Ізмаїлі, більше 15 днів – у Джанкої, Сараті і Мелітополі.

Особливості зміни кількості днів з середньою добовою температурою вище 25 ºС: від першого до другого періоду вони неістотні (в середньому до 1-2 дні) на місяць; протягом 2031-2050 рр. очікується їх підвищення, причому максимальне за сценарієм *A1B* на півдні країни (на 20 % відносно 2011-2030 рр. і до 26 % відносно 1986-2005 рр.).

6. На фоні глобального потепління, яке відбувається, в Україні спостерігаються іноді екстремально низькі температури.

Середні місячні значення індексу Бодмана у всі три періоди на переважній більшості території України знаходяться у межах 2-3 бали, а це свідчить про те, що в окремі зимові місяці і в середньому за зиму переважатимуть умови помірно суворі. Але у крайніх західних районах (Ужгород) індекс Бодмана навіть у січні протягом трьох періодів, які розглядались, буде меншим за 2 бали, тобто зима тут буде малосувора. Подібні зимові умови в окремі періоди можна очікувати і в інших районах країни, особливо на півдні. Слід зазначити, що *S,* визначені за різними сценаріями не дуже відрізняються.

У зимові місяці переважає тенденція до зниження індексу Бодмана за обома сценаріями.

7. У січні-грудні 1986-2005 рр. і 2011-2030 рр. і лютому 2031-2050 рр. на деяких станціях можна очікувати навіть високий ризик переохолодження і обмороження відкритих ділянок шкіри за 5-10 хвилин (хоча максимальна ймовірність його 1,9 %).

Найсуворіші умови на ст. Суми у січні-лютому у період з 2011 по 2030рр.: у 50 % випадків – невеликий ризик обмороження, дискомфорт, ризик гіпотермії у випадку тривалого находження на повітрі без відповідного захисту і 13 % – середній ризик обмороження відкритих ділянок шкіри протягом 10-30 хвилин.

У третьому періоді очікується підвищення вітро-холодового індексу, і у зимові місяці переважними будуть *WCT* = 0÷-9 ºС, а це означає невеликий ризик обмороження, деякий дискомфорт.

Більш жорсткими у першому і третьому періодах є погодні умови лютого, у другому – січня (за сценарієм *A1B*), за іншим сценарієм за весь досліджуваний час – січня.

Зміни клімату, як показали виконані розрахунки, супроводжуються зростанням кількості днів з високими значеннями температури. Під час жари зростає кількість смертельних випадків переважно серед осіб похилого віку, що страждають на хронічні захворювання серцево-судинної системи, системи органів дихання, нервової системи, та дітей. У майбутньому у всьому світі смертність через літню жару зростатиме (за сучасними розрахунками медиків з Британського міністерства охорони здоров'я і дослідницьких інститутів, до 2020 року на 66 %, а до 2050 року – на 257 %).

Взимку в цілому кількість смертельних випадків може зменшитись через підвищення середньої температури у цей сезон, але низькі температури в окремі дні, які очікуються і в майбутньому, впливатимуть на поширення інфекційних епідемій та «холодових» захворювань і можуть призвести до обморожень різного ступеня.

Для умов України, з її низькими показниками тривалості життя, прогностична оцінка кількості днів з «пороговими» температурами може бути дуже корисною при розробці профілактичних заходів, спрямованих на мінімізацію впливів факторів ризику смертності населення. У подальшому необхідно, щоб система охорони здоров'я, органи управління, цивільної оборони, служби соціального захисту країни здійснили комплекс організаційних і профілактичних заходів із запобігання впливу несприятливих наслідків потепління клімату.

6. ВПЛИВ ЗМІН КЛІМАТУ НА АГРОКЛІМАТИЧНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ

6.1. ТЕНДЕНЦІЇ ДО ЗМІНИ ТЕПЛО- ТА ВОЛОГОЗАБЕЗПЕЧЕНОСТІ ПРИ ЗМІНІ КЛІМАТУ

6.1.1. Методи оцінки теплових ресурсів

Зміна клімату внаслідок глобального потепління є однією із важливих проблем ХХ1 сторіччя. Вона характеризується різними проявами, серед яких головними є зміна частоти та інтенсивності кліматичних аномалій та екстремальних (небезпечних) погодних явищ. За прогнозами провідних вчених та спеціалістів в найближчі десятиріччя зміни клімату за своїми розмірами та інтенсивністю будуть переважати ті тенденції, які спостерігались в останнє десятиріччя.

Підвищення приземної температури повітря в Північній півкулі спричинило серед виробників продовольства різку міжрічну мінливість продуктивності сільського господарства. Виникла світова проблема забезпечення населення Землі продовольством. Вирішення цієї продовольчої проблеми в ХХІ ст. є найважливішою, стратегічною задачею нового століття, воно є не тільки головною умовою існування населення Землі, але і вирішальним чинником соціальної стабільності окремих країн і світової спільноти в цілому.

Матеріали світової статистики показують, що сьогодні зміна клімату на планеті співпадає з періодом наростання продовольчого дефіциту в світовій спільноті. Дві нові обставини посилюють і раніше існуючу проблему із забезпеченням населення продовольством. Перша – помітне підвищення рівня платоспроможного попиту на продукти в багатонаселених країнах – Китаї та Індії. Друга – розширення практики використання сільськогосподарських земель для виробництва біопалива [1, 2, 3, 4].

Сільське господарство є найбільш чутливою галуззю економіки до коливань та змін клімату через його вразливість до зміни кліматичних факторів та через прогнозоване зростання урожайності за рахунок ліквідації технологічного відставання сільського господарства України від провідних країн. Враховуючи інерційний характер сільського господарства та залежність його ефективності від погодних умов, уже зараз необхідне прийняття своєчасних та адекватних рішень щодо складних проблем, зумовлених змінами клімату.

Важливою ланкою проблеми зміни глобального клімату є оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та впливу цих змін на їхню продуктивність.

Сучасне потепління спричиняє значну зміну агрокліматичних умов росту, розвитку та формування продуктивності сільськогосподарських культур. Воно супроводжується істотним підвищенням температури повітря у зимові місяці, збільшенням кількості тривалих відлиг, часового зрушення розвитку природних процесів, змінами тривалості сезонів року, подовженням беззаморозкового періоду та тривалості вегетаційного періоду сільськогосподарських культур, збільшенням теплозабезпеченості вегетаційного періоду. Можливе зростання частоти екстремальних погодних явищ, загальне зниження вологості ґрунтів та зменшення їхньої родючості, виснаження ресурсів прісної води у південних регіонах країни, деградація ґрунтів. Разом з тим, основною особливістю потепління стала нерівномірність випадіння опадів за окремі періоди року, що призвело до збільшення посушливих явищ. Посухи нерідко співпадають з суховіями, спричиняючи пошкодження рослин у різних фазах розвитку, та зменшують їхню продуктивність [2, 3, 5]. В зв'язку з очікуваним підвищенням температури повітря у Північній півкулі продовольча безпека України в значній мірі буде залежати від того, наскільки ефективно адаптується сільське господарство до майбутніх змін клімату.

Рослини впродовж вегетаційного періоду потребують забезпечення вимог до факторів навколишнього середовища і тільки гармонійне сполучення усіх необхідних факторів забезпечує оптимальний розвиток рослин та формування високого врожаю.

Для комплексної оцінки впливу змін клімату на сільське господарство використовувались дві групи агрокліматичних показників – характеристики теплозабезпеченості та вологозабезпеченості вегетаційного періоду.

Методів оцінки термічних умов існує багато. Так, Лівінгстон для оцінки термічних ресурсів запропонував використовувати термофізіологічний індекс, який розраховується для кожної культури. Розраховані Лівінгстоном термофізіологічні індекси показали, що високі температури так же негативно впливають на приріст рослинної маси, як і низькі.

Д. Ацци для оцінки теплових ресурсів території запропонував використовувати метеорологічні еквіваленти, різні для різних культур і для різних міжфазних періодів однієї і тієї ж культури. Метеорологічний еквівалент – це кількість градусів температури, які визначають нормальні умови від екстремальних. Д.Ацци запропонував будувати клімоскопи для кожного міжфазного періоду будь-якої культури, використовуючи метеорологічні еквіваленти.

Г.Т. Селянинов запропонував за кліматологічну ознаку початку вегетації холодостійких рослин брати дату стійкого переходу температури повітря через 5 °С, для середньовимогливих до тепла культур – дату переходу температури повітря через 10 °С, для теплолюбних – через 15 °С.

За кліматичну ознаку закінчення вегетаційного періоду він брав дати стійкого переходу температури повітря через 5, 10, 15 °С восени. Крім того, Г.Т. Селянинов відзначав, що «… сума температур за вегетаційний період або будь-яку його частину може розглядатись як приблизний інтеграл всіх впливів термічного фактора на рослину впродовж вегетації ...» [9, 10].

Пізніше Ф.Ф. Давітая , М.І. Будико та інші дослідники дали фізичне обґрунтування застосування сум температур вище 5, 10 °С, встановивши тісну залежність сум температур з радіаційним балансом земної поверхні та сумарною сонячною радіацією.

Ф.Ф. Давітая, встановивши потребу в теплі різних сортів винограду, дійшов висновку, що суми температур за міжфазні періоди характеризуються достатньою стійкістю. Він встановив, що вегетаційний період змінюється в широких межах, а суми температур залишаються відносно постійними.

П.І. Колосков встановив, що для розвитку рослин основним метеорологічним фактором є температура повітря, а ріст та формування врожайності визначаються впливом комплексу факторів. Тому суми температур, розраховані як для всього вегетаційного періоду, так і для окремих міжфазних періодів, досить повно відображають потреби рослин у теплі.

Д.І. Шашко на основі дослідження коливань сум температур за вегетаційний період встановив «,… що суми температур за період вегетації коливаються менше, ніж тривалість вегетаційного періоду, тому вони є більш надійним показником»[10]. На разі потреба рослин в теплі і ресурси тепла виражаються біологічними сумами температур і сумами активних та ефективних температур.

Дослідженнями С.О. Сапожнікової та Д.І. Шашко встановлено, що біологічні суми температур змінюються в залежності від континентальності клімату.

6.1.2. Вплив змін клімату на температурний режим

Виходячи з вищевказаного, аналіз змін температурного режиму по території України виконувався за періоди: 1986 – 2005 рр. (взять як базовий період) за матеріалами, наведеними в [1], 2011 – 2030 рр. (перший розрахунковий період) та 2031 – 2050 рр. (другий розрахунковий період) за кліматичними сценаріями зміни клімату: «м’яким» – *GFDL*-30 % [2, 12], «помірним» – *A1B*, «жорстким» – *A2* [2, 3, 11].

Виконана робота є продовженням досліджень з оцінки впливу кліматичних змін на галузі економіки України, результати яких узагальнені в роботі [2].

Як основні кліматичні та агрокліматичні характеристики температурного режиму були розглянуті:

– дати стійкого переходу температури повітря через 0, 5, 10, 15 °С навесні та восени;
– тривалість періоду з температурами повітря вище 0, 5, 10 ,15 °С;
– суми позитивних температур повітря за період з температурами вище 0, 5, 10, 15 °С;
– середня температура повітря січня, липня та їхня амплітуда.

За початок весни, зазвичай, береться дата стійкого переходу температури повітря через 0 °С в бік підвищення температури повітря, а за початок зими – дата стійкого переходу температури повітря через 0 °С в бік від'ємних температур [5, 12, 13, 14].

На рис. 6.1 представлена порівняльна характеристика сум температур вище 0 °С по природно – кліматичних зонах України, розрахованих за різними кліматичними сценаріями. За всіма сценаріями відзначатиметься зростання сум температур вище 0 °С в усіх природно – кліматичних зонах України в обидва розрахункові періоди.

Слід зазначити, що найсуттєвіше будуть збільшуватись суми температур в разі реалізації сценарію *GFDL*-30 %, особливо відчутне зростання сум температур відзначатиметься до 2050 року в зоні Південного Степу, де за сценарієм *A1B* та *A2* сума температур підвищиться до 4900 і 4400 °С відповідно, що перевищуватиме базову суму температур на 1150 і 580 °С.

В період з 2031 по 2050 рр. у Поліссі і Лісостеповій зоні наростання сум температур повітря вище 0 °С, визначених за усіма сценаріями зміни клімату, буде ідентичним попередньому періоду.

Однак, крім загальної характеристики очікуваних змін сум температур вище 0 °С за кліматичними сценаріями необхідно детальніше розглянути характеристику усіх показників температурного режиму по окремих природно – кліматичних зонах.

Полісся. Як видно із табл. 6.1 середня багаторічна дата переходу температури повітря через 0 °С весною в базовий період спостерігалась 26 лютого, восени – 26 листопада. Тривалість періоду з температурами вище 0 °С становила 278 днів, а сума активних температур за цей період становила 3077 °С.

Аналіз розрахунків дат стійкого переходу температури повітря навесні та восени через 0 °С за сценарієм *GFDL*-30 % та *A2* (табл. 6.1) показав, що в Поліссі навесні перехід температури повітря через 0°С майже співпадатиме з датою переходу в базовий період. Особливо буде відрізнятись ця дата за сценарієм *A1B,* коли, перехід температури повітря через 0 °С навесні спостерігатиметься на 13 днів раніше середніх багаторічних термінів. Восени за усіма сценаріями перехід температури повітря через 0°С наставатиме пізніше середніх багаторічних термінів.

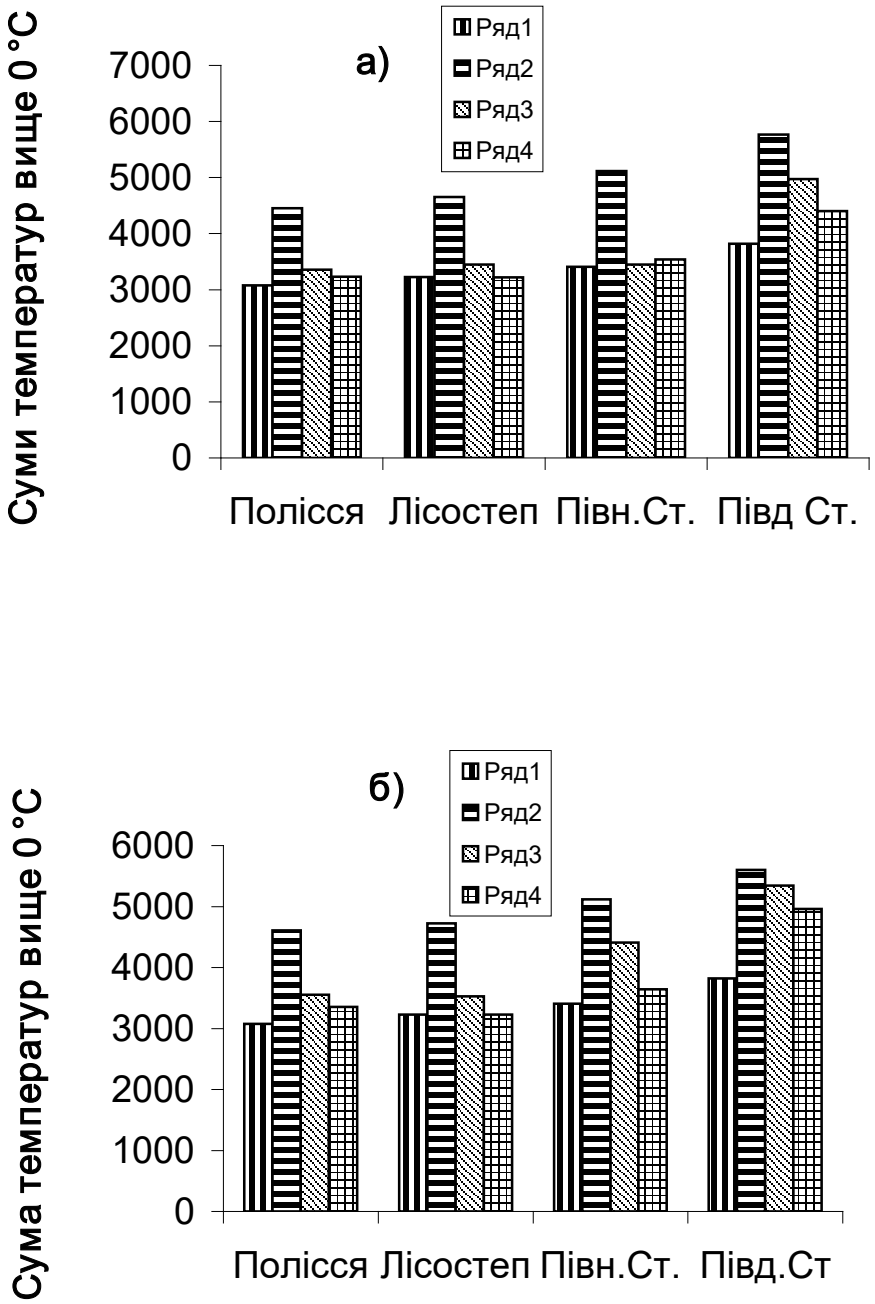


Рис. 6.1. Порівняльна характеристика сум температур вище 0°С по природно-кліматичних зонах України за різними сценаріями кліматичних змін. Період: а) 2011 – 2030 рр.; б) 2031 – 2050 рр.;
1 – середня багаторічна за 1986 – 2005 рр.; 2 – за кліматичним сценарієм *GFDL*-30 %; 3 – за сценарієм *A1B*; 4 – за сценарієм *A*2.

Сума температур за період з позитивними температурами в середньому багаторічному за базовий період в Поліссі становить 3077 °С (табл. 6.1). Розрахована сума температур за всіма сценаріями *GFDL*-30 % , *A1B* та *A2* становитиме відповідно 4453, 3353 та 3230 °С, що вище суми температур базового періоду. Середня температура січня буде очікуватись 2,6 °С, що на 5,6 °С вище ніж в базовий період. Середня температура липня очікуватиметься на рівні середніх багаторічних і становитиме 19,2 °С. Амплітуда температури зменшиться до 16,6 °С проти 22,4 °С в базовому періоді.

Таблиця 6.1. Порівняльні характеристики температурного режиму за період з температурою повітря вище 0 °С у **Поліссі**

Період	Дата переходу температури повітря через 0 °С		Тривалість періоду, дні	Сума температур, °С	Середня температура повітря, °С		Ампулі туда температур, °С
	Весна	Осінь			січень	липень	
Середня багаторічна							
1986–2005 рр.	26.02	26.11	278	3077	-3,0	19,4	22,4
Сценарій *GFDL*-30 %							
2011–2030 рр.	25.02	3.02	343	4453	2,6	19,2	16,6
Різниця		70	65	1376	5,6	-0,2	5,8
2031–2050 рр.	-	-	365	4611	3,7	19,2	15,5
Різниця	-	-	87	1534	6,7	-0,2	-6,9
Сценарій *A1B*							
2011–2030 рр.	12.02	4.12	296	3356	-3,3	19,0	22,3
Різниця	14	8	12	279	-0,3	-0,2	-0,1
2031–2050 рр.	26.02	7.12	284	3555	-1,6	20,2	21,8
Різниця	0	11	6	478	1,7		
Сценарій *A2*							
2011–2030 рр.	21.02	4.12	282	3230 .	-2,7	18,2	20,9
Різниця	5	0	4	153	0,6	-1,0	-1,5
2031–2050 рр.	23.01	4.12	310	3356	-0,7	18,6	19,3
Різниця	28	0	32	279	2,0	-0,4	-1,6

Як видно із табл. 6.1 в період 2031 – 2050 рр. за сценарієм *GFDL*-30 % та *A1B* від'ємних температур не спостерігатиметься. Сума температур за цей період очікуватиметься до 4611 °С, що на 1534 °С вище середньої суми температур за базовий період.

За сценарієм *A2* дата переходу температури повітря через 0 °С в період з 2031 по 2050 рр. навесні буде спостерігатись на 28 днів раніше багаторічних, восени строки в цей період будуть збігатись з середніми багаторічними. Тривалість періоду з температурами вище 0 °С зросте до 310 днів. Сума температур становитиме 3356 °С.

В *Лісостеповій зоні* за усіма сценаріями буде спостерігатись тенденція до зростання сум температур (табл. 6.2) в обидва розрахункові періоди. Тільки темпи зростання за сценарієм *А2* будуть нижчими, ніж за обома іншими сценаріями.

Середня температура січня буде вищою ніж в базовий період на 2,9 °С і становитиме мінус 0,5 °С. Середня температура липня очікуватиметься 18,9 °С, що на 1,5 °С нижче середньої багаторічної. Такі зміни температур січня та липня спричинять зниження амплітуди температур до 21,1 °С. Зниження середніх температур повітря влітку сприятиме тому, що сума температур за період буде близькою до середніх багаторічних значень.

Таблиця 6.2. Порівняльна характеристика показників термічного режиму в **Лісостеповій зоні** України за період з температурою вище 0°С

Період	Дата переходу температури повітря через 0 °С		Тривалість періоду, дні	Сума температур, °С	Середня температура повітря, °С		Амплітуда температур, °С
	Весна	Осінь			січень	липень	
Середня багаторічна							
1986–2005 рр.	3.03	21.11	265	3227	–3,4	20,4	23,7
Сценарій *GFDL*-30 %							
2011–2030 рр.	23.02	4.02	346	4655	3,7	19,2	15,5
Різниця	8	73	81	1428	7,1	-1,2	-8,5
2031–2050 рр.	-	-	365	4772	3,2	20,6	17,4
Різниця	-	-	100	1545	6,6	0,2	-6,3
Сценарій *А1В*							
2011–2030 рр.	6.03	6.12	284	3450	-5,4	20,5	25,9
Різниця	3	15	2	223	2,0	0,1	2,2
2031–2050 рр.	6.03	8.12	286	3528	-2,7	21,0	23,7
Різниця	3	17	21	301	0,7	0,6	0
Сценарій *А2*							
2011–2030 рр.	28.02	27.11	272	3223	-4,2	18,3	22,5
Різниця	3	6	7	-1	7,6	-2,1	-1,2
2031–2050 рр.	14.02	8.12	297	3227	-0,5	18,9	21,1
Різниця	17	17	32	0	2,9	-1,5	-2,6

В Північному Степу за сценарієм *GFDL*-30 % як в період з 2011 по 2030 рік, так і в період 2031 – 2050 рр. спостерігатиметься підвищення показників термічного режиму. Причому, підвищення їх в період 2011 – 2030 рр. буде більш інтенсивним, ніж в період 2031 – 2050 рр. (табл. 6.3).

За сценарієм *GFDL*-30 % в період 2031 – 2050 рр. спостерігатиметься підвищення показників термічного режиму. Причому, підвищення їх в період 2011 – 2030 рр. буде більш інтенсивним, ніж в період 2031 – 2050 рр. (табл. 6.3).

Позитивні температури спостерігатимуться впродовж всього року. В результаті сума температур за рік становитиме 5116 – 5136 °С.

За сценаріями *A1B* та *A2* теж буде спостерігатись підвищення температурного режиму, але дещо менше, ніж за першим сценарієм.

Середня температура січня становитиме 5,2 °С, що на 9,2 °С вище середньої багаторічної. Середня температура липня підвищиться на 0,9 °С і становитиме 23,0 °С. Амплітуда температур через високу температуру січня знизиться до 18 °С.

В період 2031 – 2050 рр. за усіма сценаріями потепління буде поглиблюватися, але рівень потепління буде найвищим за сценарієм *GFDL*-30 %, за іншими двома сценаріями рівень потепління буде приблизно однаковим.

Таблиця 6.3. Порівняльна характеристика показників термічного режиму в **Північному Степу** за період з температурою вище 0 °С

Період	Дата переходу температури повітря через 0 °С		Трива лість періоду, дні	Сума темпе-ратур, °С,	Середня температура повітря, °С		Амплі туда темпе-ратур, °С
	Весна	Осінь			січень	липень	
Середня багаторічна							
1986–2005 рр.	6.03	21.11	260	3409	-4,0	22,1	26,1
Сценарій *GFDL*-30 %							
2011–2030 рр.	-	-	365	5116	5,2	23,0	17,8
Різниця	-	-	105	1710	9,2	0,9	-8,3
2031–2050 рр.	-	-	365	5136	5,2	23,2	18,0
Різниця	-	-	105	1727	9,2	1,2	-8,1
Сценарій *A1B*							
2011–2030 рр.	27.02	1.12	278	3450	5,2	23,0	17,8
Різниця	7	9	18	41	9,2	0,9	-8,3
2031–2050 рр.	17.02	1.01	317	4048	5,2	23,2	18,0
Різниця	17	40	57	639	9,2	1,2	-8,1
Сценарій *A2*							
2011–2030 рр.	21.02	1.12	284	3541	-1,2	19,7	20,9
Різниця	13	40	24	132	5,2	-2,4	-5,2
2031–2050 рр.	23.01	1.01	343	3642	-1,0	20,0	21,0
Різниця	35	40	83	235	5,0	-2,1	-5,1

У Південному Степу тенденція підвищення температурного режиму за сценаріями зберігатиметься. Так за сценарієм *GFDL*-30 % впродовж року будуть спостерігатись позитивні температури (табл. 6.4), а суми температур в перший розрахунковий період зростуть до 5700 °С, що вище середньої суми температур базового періоду на 1969 °С.

В період 2031 – 2050 рр. суми температур зростатимуть повільніше і становитимуть 5602 °С. Середня температура січня очікуватиметься 7,0 °С, що на 8,9 °С вище середньої за базовий період. В липні температура повітря буде майже однаковою і становитиме 24,1 та 24,3 °С. Амплітуда температур зменшиться на 8,3 – 8,5 °С і становитиме 17,1 – 17,3 °С.

Таблиця 6.4. Порівняльна характеристика показників термічного режиму в **Південному Степу** за період з температурою вище 0 °С

Період	Дата переходу температури повітря через 0 °С		Трива-лість періоду, дні	Сума темпе-ратур, °С	Середня температура повітря, °С		Амплі туда темпе ратур, °С
	Весна	Осінь			Січень	липень	
Середня багаторічна							
1986–2005 рр.	19.02	3.12	287	3819	-1,9	23,7	25,6
Сценарій *GFDL*-30 %							
2011–2030 рр.	-	-	365	5788	7,0	24,1	17,1
Різниця	-	-	78	1969	8,9	0,4	-8,5
2031–2050 рр.	-	-	365	5602	7,0	24,3	17,3
Різниця			78	1783	8,9	0,6	-8,3
Сценарій *A1B*							
2011–2030 рр.	8.02	11.12	307	4971	2,5	24,4	21,9
Різниця	11	8	20	1152	4,4	0,7	-3,7
2031–2050 рр.	-	-	365	5344	4,0	25,8	21,8
Різниця	-	-	78	1525	5,9	2,1	-3,8
Сценарій *A2*							
2011–2030 рр.	14.02	9.12	300	4401	2,3	22,5	20,2
Різниця	5	6	13	582	4,2	-1,2	-5,4
2031–2050 рр.	-	-	365	4693	4,8	23,2	18,4
Різниця	-	-	78	874	6,7	-0,5	-7,2

За сценаріями *A1B* та *A2* негативні температури в перший розрахунковий період будуть спостерігатись взимку впродовж 50 – 60 днів, а тривалість періоду з позитивними температурами збільшиться до 307 днів.

За усіма сценаріями в період 2031 – 2050 рр. підвищення температури продовжуватиметься, але різними темпами. За сценарієм *GFDL*-30 % більш інтенсивно, за сценаріями *A1B* та *A2* менш інтенсивно.

Середня температура січня очікуватиметься на 5,9 °С вище, ніж в базовий період. Середня температура липня буде вища від середньої багаторічної на 2,1 °С. Амплітуда температур зменшиться на 3,8 °С.

Для працівників сільськогосподарського виробництва важливо знати, як зміняться умови теплозабезпеченості впродовж вегетаційного періоду

більшості сільськогосподарських культур, тобто в періоди з температурою повітря вище 5 та вище 10 °С.

Початок вегетації рослин у *Поліссі* (перехід температури через 5 °С) в середньому багаторічному (період 1986 – 2005 рр.) починався з середини першої декади квітня навесні і закінчувався наприкінці жовтня восени (табл. 6.5).

Таблиця 6.5. Порівняльна характеристика показників термічного режиму в **Поліссі** за період з температурами повітря вище 5 °С

Період	Дата переходу температури повітря через 5 °С		Тривалість періоду, дні	Сума температур вище 5 °С
	Весна	Осінь		
Середня багаторічна				
1986 – 2005 рр.	6.04	29.10	206	2861
Сценарій *GFDL*-30 %				
2011 – 2030 рр.	4.03	13.11	254	4170
Різниця	31	14	48	1309
2031 – 2050 рр.	2.03	20.11	263	4238
Різниця	34	21	57	1377
Сценарій *A1B*				
2011 – 2030 рр.	28.03	11.11	229	3235
Різниця	8	13	23	374
2031 – 2050 рр.	24.03	8.11	218	3415
Різниця	12	10	12	554
Сценарій *A2*				
2011 – 2030 рр.	23.03	1.11	218	3057
Різниця	13	3	12	196
2031 – 2050 рр.	20.03	10.11	236	3172
Різниця	16	12	30	311

Тривалість періоду з температурами вище 5 °С становила 206 діб. За цей період накопичувалась сума активних температур 2861 °С. Середня температура січня була –3,0 °С, середня температура липня – 19,4 °С. Амплітуда температур становила 22,4 °С. Розподіл середніх багаторічних сум температур вище 5 °С представлено на рис. 6.2.

В полі карти представлені відхилення сум температур від середньої багаторічної за сценарієм *GFDL*-30 % за перший (2011 – 2030 рр.) період. За іншими сценаріями кліматичних змін показники термічного режиму теж зміняться (табл. 6.5, рис 6.3) .

Перехід температури повітря через 5 °С навесні за усіма сценаріями наставатиме навесні раніше, восени – пізніше середніх багаторічних термінів, що спричинить збільшення тривалості періоду з температурами вище 5 °С до 263 днів за першим сценарієм та до 230 днів за сценаріями

A1B та *A2*. Зростуть і суми температур, але за різними сценаріями вони очікуватимуться неоднаковими.

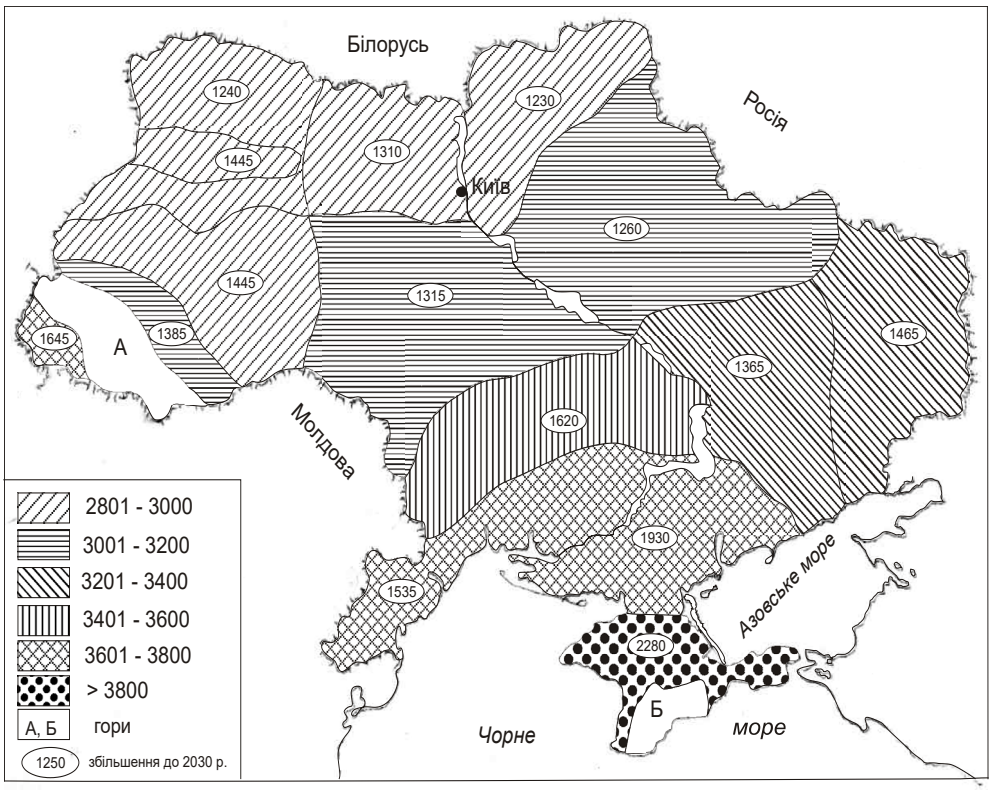


Рис. 6.2. Сума температур повітря вище 5 °С за період 1986 – 2005 рр.

Так за сценарієм *GFDL*-30 % суми температур в обох періодах становитимуть 4170 та 4238 °С, за сценарієм *A1B* – 3235 та 3415 °С, за сценарієм *A2* – 3057 та 3172 °С відповідно.

Як видно із рис. 6.3 темпи наростання сум температур будуть найменшими в разі реалізації сценарію *A2* (рис. 6.4, 6.5).

В Лісостеповій зоні в базовий період (1986 – 2005 рр.) перехід температури повітря через 5 °С весною спостерігався в кінці березня 31.03, восени – наприкінці жовтня 27.10 (табл. 6.6). Тривалість періоду з температурами вище 5 °С становила 212 діб. Сума активних температур становила 3136 °С.

За сценарієм *GFDL*-30 % перехід температури повітря через 5 °С в зоні Лісостепу буде спостерігатись на початку березня, тобто майже на місяць раніше середнього багаторічного, а восени 16 – 25 листопада, тобто на 20 – 27 днів пізніше середніх багаторічних термінів. Тривалість періоду зросте до 260 – 270 днів. Сума температур теж зросте в порівнянні з сумою базового періоду і становитиме 4400 °С (рис 6.3).

За сценаріями *A1B* та *A2* перехід температури через 5 °С весною в Лісостеповій зоні в обидва розрахункові періоди буде спостерігатись в

строки, близькі до середніх багаторічних, восени на 13 днів пізніше. Тривалість періоду становитиме відповідно 225 і 243 днів. Суми температур становитимуть 3350 та 3150 °С відповідно (рис. 6.3 – 6.5).

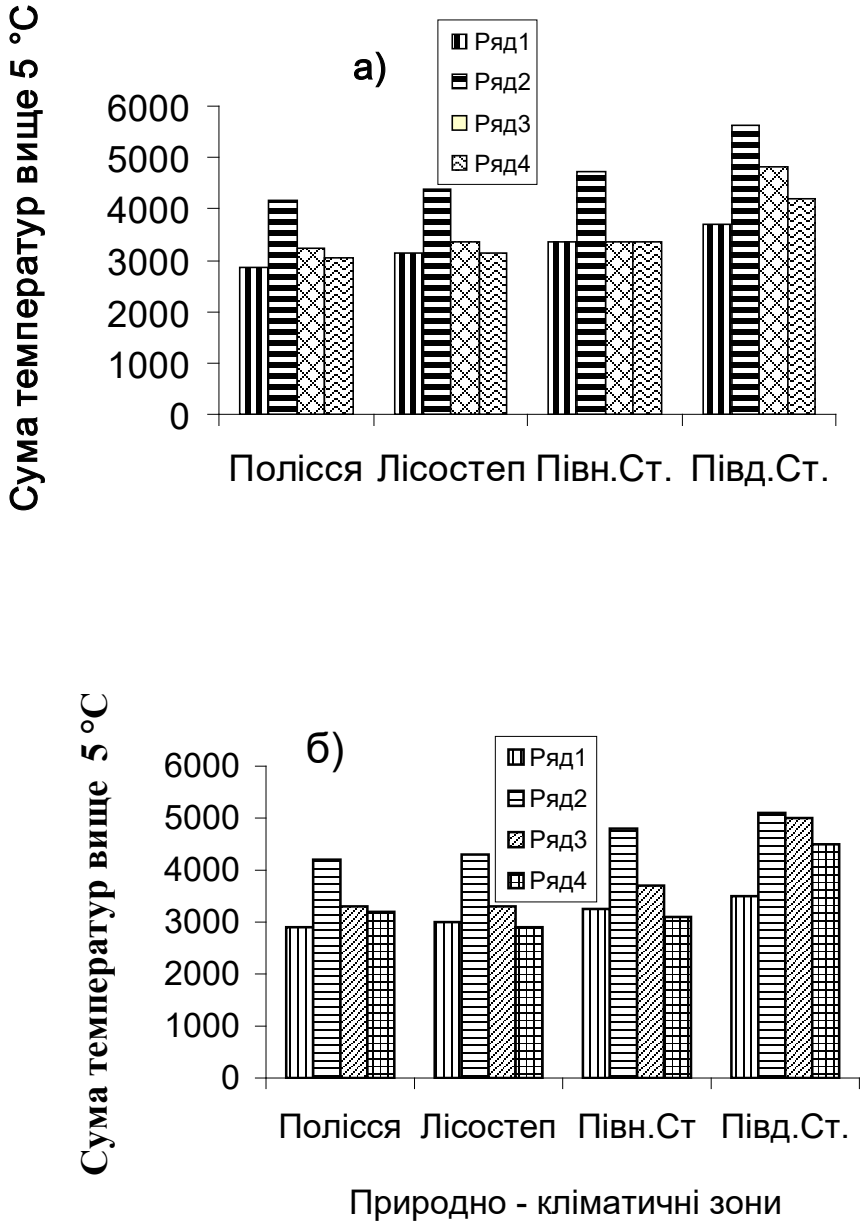


Рис. 6.3. Порівняльна характеристика сум активних температур вище 5 °С по природно-кліматичних зонах України.
Період: а) 2011 – 2030 рр.; б) 2031 – 2050 рр.;
1 – базовий період 1986 – 2005 рр.; 2 – за сценарієм *GFDL*-30 %;
3 – за сценарієм *A1B*; 4 – за сценарієм *A2.*

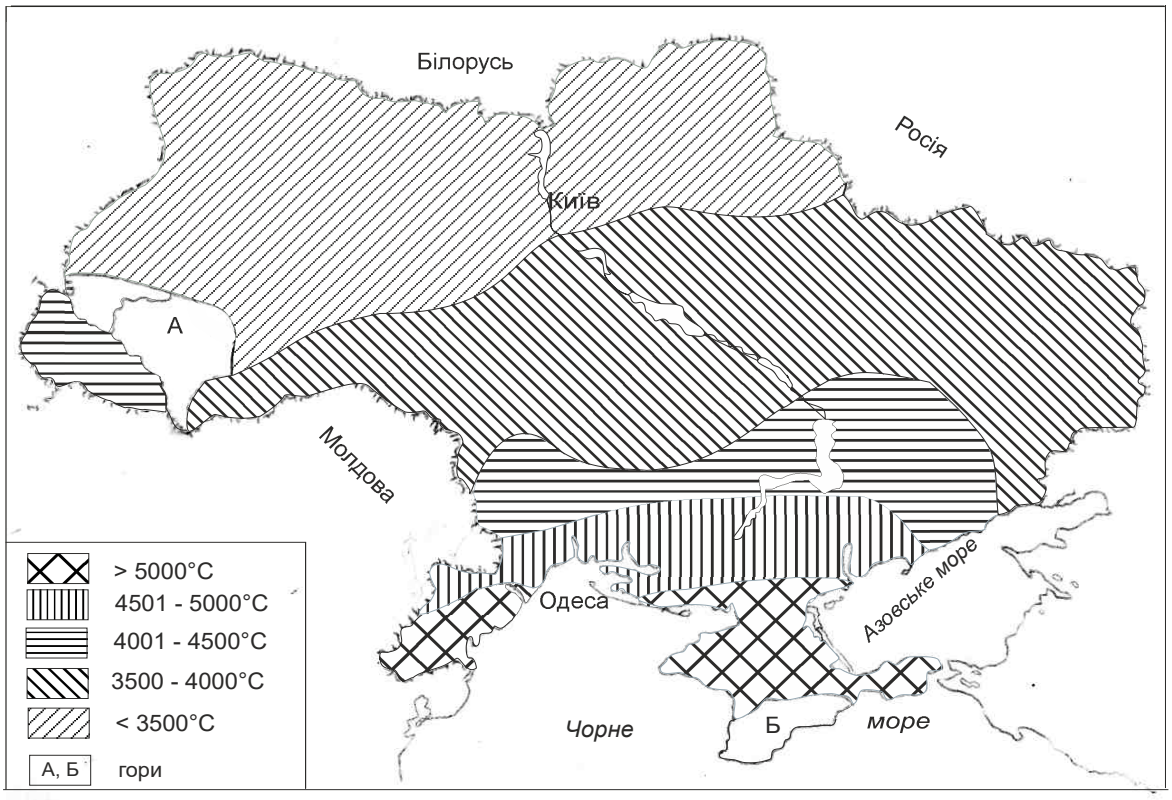


Рис. 6.4. Розподіл сум температур повітря вище 5 °С за кліматичним сценарієм *A1B* за період 2031 – 2050 рр.

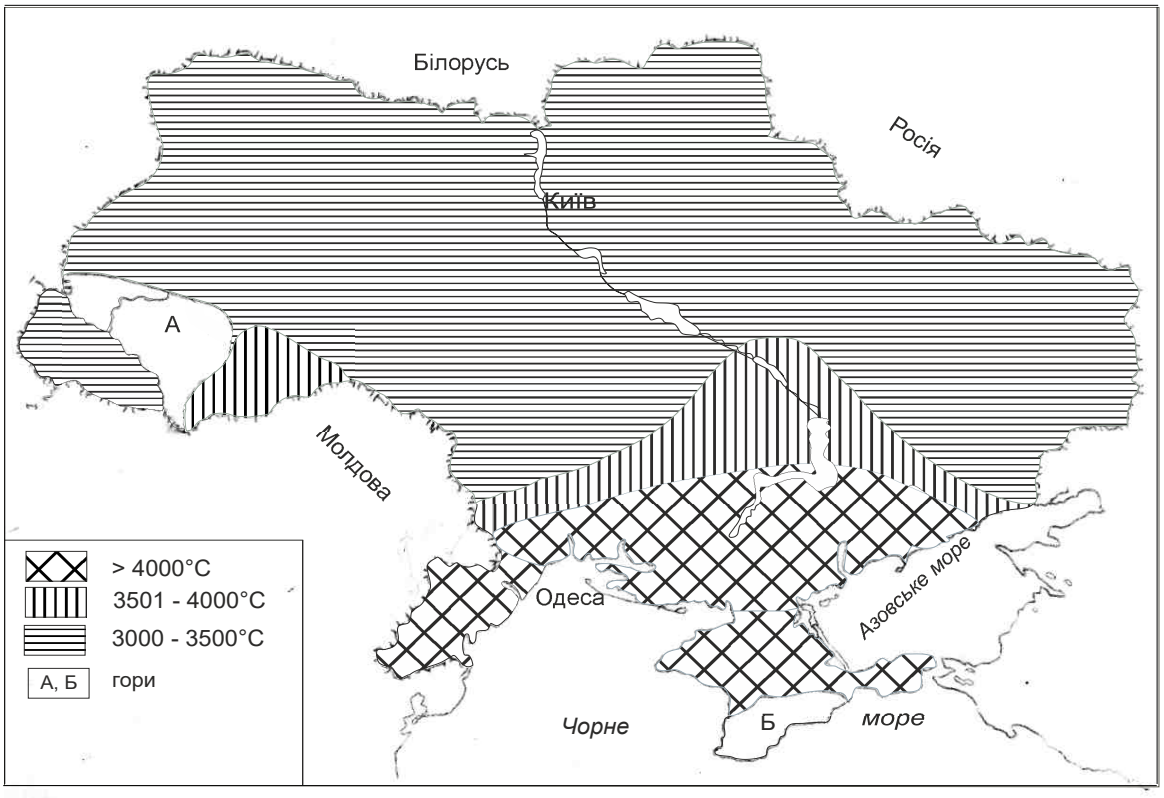


Рис. 6.5. Розподіл сум температур повітря вище 5 °С за кліматичним сценарієм А2 період 2031 – 2050 рр.

Таблиця 6.6. Порівняльна характеристика показників термічного режиму в **Лісостеповій зоні** України за період з температурами повітря вище 5 °С

Період	Дата переходу температури повітря через 5 °С		Тривалість періоду, дні	Сума температур вище 5 °С
	Весна	Осінь		
Середня багаторічна				
1986 – 2005 рр.	31.03	27.10	212	3136
Сценарій *GFDL*-30 %				
2011 – 2030 рр.	3.03	16.11	257	4379
Різниця	27	19	51	1243
2031 – 2050 рр.	1.03	25.11	270	4456
Різниця	36	27	64	1320
Сценарій *A1B*				
2011 – 2030 рр.	8.04	19.11	225	3351
Різниця	-2	13	19	215
2031 – 2050 рр.	28.03	6.11	243	3393
Різниця	9	8	37	257
Сценарій *A2*				
2011 – 2030 рр.	25.03	4.11	225	3151
Різниця	5	6	19	15
2031 – 2050 рр.	26.03	26.10	215	3016
Різниця	4	-3	9	-120

В Північному Степу перехід температури через 5 °С в середньому багаторічному (1986 – 2005 рр.) спостерігався на початку квітня (табл. 6.7) навесні і 30 жовтня восени. Тривалість періоду з температурами вище 5 °С становила 213 діб і за цей період накопичувалась сума ефективних температур 2861 °С. Розрахунки показують, що за усіма сценаріями при зміні клімату потепління спричинить різке зміщення строків переходу через 5 °С весною на більш ранні строки, восени – на більш пізні, що сприятиме збільшенню тривалості періоду до 272 днів.

Суми температур за сценарієм *GFDL*-30 % підвищаться до 4700 – 4800 °С, що майже на 1400 °С вище середніх багаторічних сум.

За кліматичними сценаріями *A1B* та *A2* очікуватиметься зміщення дат переходу температури повітря через 5 °С навесні на більш ранні строки, восени – на більш пізні, але відхилення значно менші, ніж за сценарієм *GFDL*-30 %. Сума температур за сценарієм *A1B* зросте до 3895 °С, за сценарієм *A2* буде на рівні середніх багаторічних.

Таблиця 6.7. Порівняльна характеристика показників термічного режиму в **Північному Степу** України за період з температурами повітря вище 5 °С

Період	Дата переходу температури повітря через 5 °С		Тривалість періоду, дні	Сума температур вище 5 °С
	Весна	Осінь		
Середня багаторічна				
1986 – 2005 рр.	1.04	30.10	213	3356
Сценарій *GFDL*-30 %				
2011 – 2030 рр.	27.02	25.11	272	4720
Різниця	32	25	59	1374
2031 – 2050 рр.	10.02	8.12	292	4831
Різниця	49	38	79	1475
Сценарій *A1B*				
2011 – 2030 рр.	23.03	13.11	235	3354
Різниця	9	13	22	**-2**
2031 – 2050 рр.	18.03	18.11	245	3895
Різниця	14	18	32	539
Сценарій *A2*				
2011 – 2030 рр.	20.03	2.11	226	3366
Різниця	11	2	13	10
2031 – 2050 рр.	14.03	7.11	240	3479
Різниця	17	7	27	123

У Південному Степу дата переходу температури повітря через 5 °С на початку весни в середньому багаторічному спостерігалась 21 березня, восени – 11 листопада. Тривалість періоду становила 236 діб, а сума температур вище 5 °С становила 3690 °С.

Розглянемо, як зміняться температурні умови під впливом змін клімату за різними сценаріями. Розрахунки представлені в табл. 6.8.

Розрахунки показують, що в разі реалізації будь-якого сценарію всі показники термічного режиму значно зростуть. Причому, в Південному Степу це зростання буде більш відчутним, ніж в інших природно-кліматичних зонах. Більш ранні переходи температури повітря через 5 °С навесні та більш пізні восени сприятимуть збільшенню тривалості періоду до 308 днів за сценарієм *GFDL*-30 %, до 280 днів за сценарієм *A1B* та до 259 днів за сценарієм *A2*. Зростуть і суми температур відповідно до 5300, 5100 та 3500 °С. Особливо відчутні зміни очікуватимуться в разі реалізації сценарію *GFDL*-30 %.

Слід відзначити, що за цим сценарієм в Південному Степу відзначатиметься найбільше потепління у порівнянні з іншими природно-кліматичними зонами. Для порівняння розрахунків за різними сценаріями було побудовано графік співставлення сум температур вище 5 °С за двома сценаріями *A1B* та *A2* (рис. 6.6).

Таблиця 6.8 – Порівняльна характеристика показників термічного режиму в **Південному Степу** України за період з температурами повітря вище 5 °С

Період	Дата переходу температури повітря через 5 °С		Тривалість періоду, дні	Сума температур вище 5 °С
	Весна	Осінь		
Середня багаторічна				
1986 – 2005 рр.	21.03	11.11	236	3690
Сценарій *GFDL*-30 %				
2011 – 2030 рр.	15.02	15.12	304	5619
Різниця	25	34	68	1929
2031 – 2050 рр.	10.02	13.12	308	5304
Різниця	15	32	72	1614
Сценарій *A1B*				
2011 – 2030 рр.	20.02	6.12	258	4812
Різниця	29	25	22	1122
2031 – 2050 рр.	12.02	15.12	280	5123
Різниця	37	34	44	1433
Сценарій *A2*				
2011 – 2030 рр.	20.03	2.11	258	3366
Різниця	11	2	13	10
2031 – 2050 рр.	4.03	7.11	259	3479
Різниця	17	-4	23	123

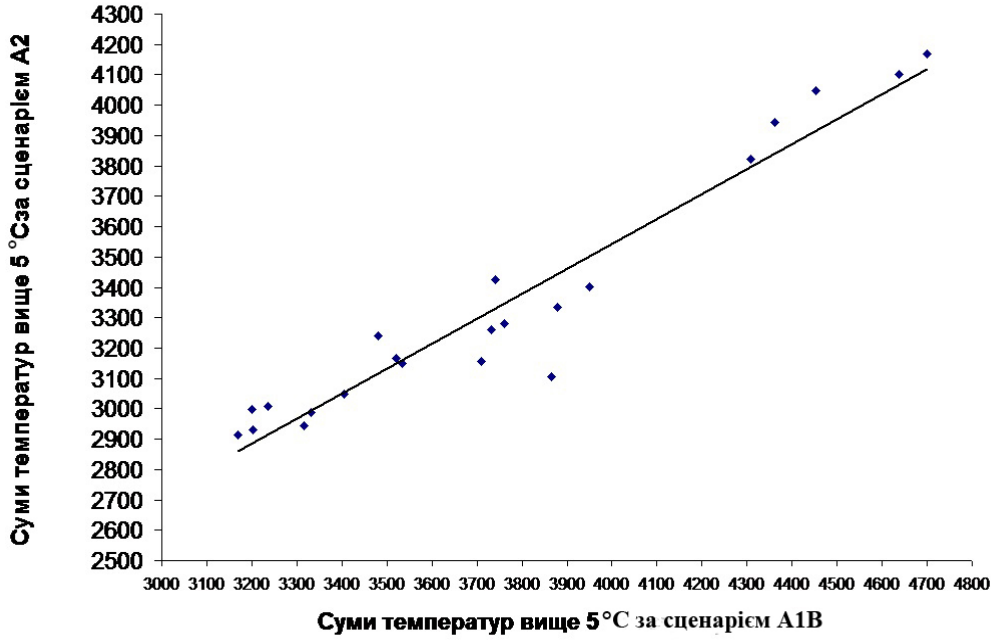


Рис. 6.6. Порівняння сум температур вище 5 °С розрахованих за кліматичними сценаріями *A1B* та *A2*

Як видно із даних рис. 6.6 розрахунки сум температур за сценаріями *A1B* та *A2* досить добре узгоджуються.

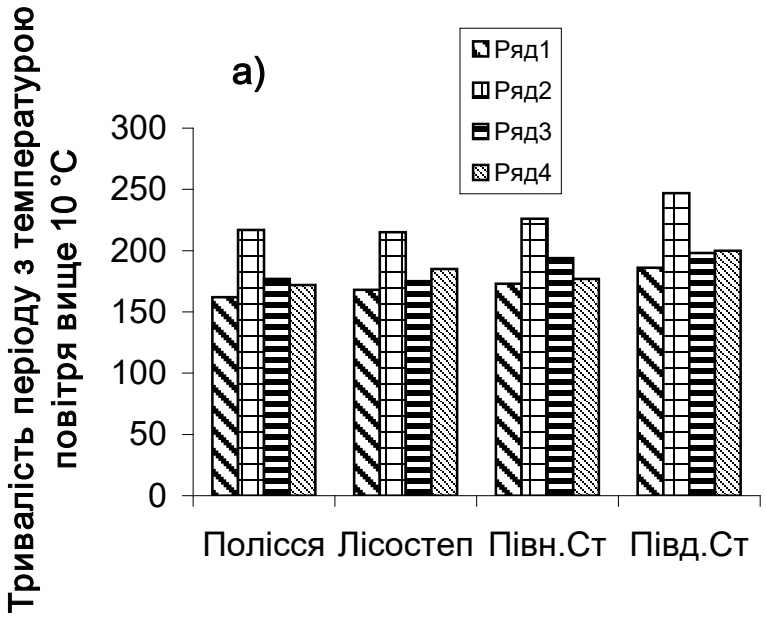
Період з температурами повітря вище 10 °С. Основний вегетаційний період більшості сільськогосподарських культур співпадає з періодом з температурою вище 10 °С. Розглянемо, як за розрахунками за сценаріями можливих змін клімату змінюватиметься термічний режим в Україні за період з температурами вище 10 °С.

Полісся. Як видно із табл. 6.9 середні багаторічні дати переходу температури повітря через 10 °С, (тобто за період 1986 – 2005 рр.), навесні у Поліссі відзначались 22 квітня і восени – першого жовтня. Тривалість періоду з сумами температур вище 10 °С становила 162 дні (рис. 6.7).

Восени дата переходу температури повітря через 10 °С змінювалась від 1 жовтня у Поліссі до 19 жовтня у Південному Степу, при цьому тривалість періоду з температурами вище 10 °С зростала від 162 днів у Поліссі до 186 днів у Південному Степу. Суми температур за цей період також зростали з півночі на південь і становили в Поліссі 2582 °С, в Лісостепу – 2817 °С, у Північному Степу – 3010 °С та у Південному Степу – 3322 °С.

Таблиця 6.9. Порівняльна характеристика термічного режиму в **Поліссі** за період з температурами вище 10 та 15 °С

Період	Дата переходу температури повітря через				Тривалість періоду з температурою вище		Суми активних температур Вище	
	Весна		Осінь					
	10°С	15°С	10°С	15°С	10°С	15°С	10 °С	15°С
Середня багаторічна								
1986–2005 рр.	22.04	21.05	1.10	6.09	162	107	2582	1902
Сценарій *GFDL*-30 %								
2011–2030 рр.	25.03	25.04	26.10	5.10	217	163	3766	3174
Різниця	28	30	26	29	55	56	1184	1272
2031–2050 рр.	22.03	24.04	23.10	8.10	215	167	3880	3190
Різниця	30	26	22	32	53	60	1290	1288
Сценарій *A1B*								
2011–2030 рр.	18.04	18.05	13.10	17.09	181	119	2820	2389
Різниця	4	3	13	11	15	12	238	487
2031–2050 рр.	13.04	22.05	20.10	20.09	190	121	3126	2250
Різниця	9	-1	19	14	28	14	544	348
Сценарій *A2*								
2011–2030 рр.	18.04	24.05	10.10	5.09	172	119	2715	2045
Різниця	4	-3	9	-1	10	12	133	143
2031–2050 рр.	19.04	26.05	9.10	8.09	174	102	2715	1781
Різниця	3	-5	8	2	12	-5	133	-281



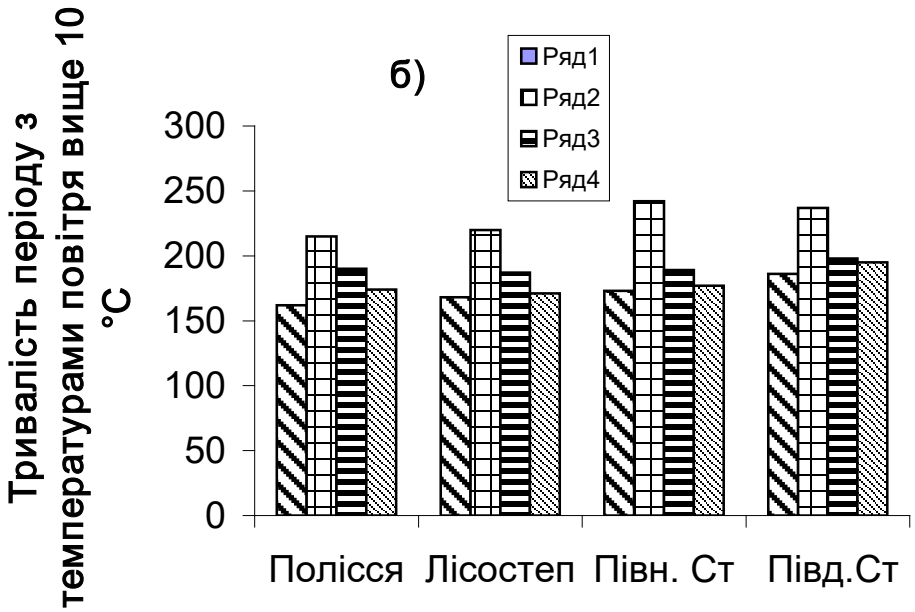


Рис. 6.7 – Порівняльна характеристика тривалості періоду з температурами повітря вище 10 °С

Період: а) 2011 – 2030 рр.; б) 2031 – 2050 рр.

1 – базовий період 1986 – 2005 рр.; 2 – за сценарієм *GFDL*-30 %;

3 – за сценарієм *A1B*; 4 – за сценарієм *A2*.

Як видно із табл. 6.9 та рис. 6.7 за сценарієм *GFDL*-30 % перехід температури повітря через 10 °С у Поліссі в обидва розрахункові періоди буде спостерігатись навесні на 28 – 30 днів раніше середніх багаторічних і восени на 26 – 30 днів пізніше. Це подовжить тривалість періоду з температурами вище 10 °С до 215 – 217 днів. Накопичена сума температур становитиме 3766 та 3880 °С відповідно, що вище середніх багаторічних сум майже на 1300 °С .

Можна сказати, що тенденція в зміні дат переходу температур повітря через 15 °С за сценарієм *GFDL*-30 % подібна тенденції переходу через 10 °С з невеличкими відхиленнями. Тривалість періоду з температурами вище 15 °С зросте до 167 днів (рис. 6.8).

Аналіз розрахунків за сценарієм *A1B* показав, що дати переходу температури повітря через 10 та 15 °С в Поліссі в обидва розрахункові періоди будуть майже співпадати з середніми багаторічними. Восени відхилення будуть більш значними, що сприятиме збільшенню тривалості періоду до 172 та 184 днів відповідно. Суми температур вище 10 °С становитимуть відповідно 2820 °С та 3120 °С, а вище 15 °С – 2389 та 2250 °С.

Розрахунки за сценарієм *A2* показали, що в Поліссі тенденції змін дат переходу відповідатимуть тенденціям змін, які спостерігатимуться за сценарієм *A1B*. Суми температур вище 10 °С становитимуть 2715 °С, вище 15 °С – 2250 °С (рис. 6.7).

В *Лісостеповій зоні* в середньому багаторічному дата переходу температури повітря через 10 °С навесні спостерігалась 19 квітня, через 15 °С – 17 травня. Восени відповідно 9 вересня та 9 жовтня. Тривалість періоду з температурами вище 10 °С становила 168 днів, з температурами вище 15 °С – 115 днів. За періоди з цими температурами накопичились суми температур відповідно 2817 та 2113 °С (табл. 6.10).

Як видно із даних табл. 6.10 та рис. 6.7 за сценарієм *GFDL*-30 % перехід температури повітря через 10 °С у Лісостеповій зоні в обидва розрахункові періоди буде спостерігатись навесні на 28 – 30 днів раніше середніх багаторічних і восени на 26 – 30 днів пізніше .Це подовжить тривалість періоду з температурами вище 10 °С до 215 – 217 днів. Накопичена сума температур становитиме 3766 та 3880 °С відповідно, що вище середніх багаторічних сум на майже на 1300 °С.

Можна сказати, що тенденція в зміні дат переходу температур повітря через 15 °С за сценарієм *GFDL*-30 % подібна тенденції переходу через 10°С з невеличкими відхиленнями. Тривалість періоду з температурами вище 15 °С становитиме 167 днів (рис. 6.8). Дати переходу температури повітря через 15 °С і навесні і восени мають таку ж тенденцію, як і дати переходу температури повітря через 10 °С. Тривалість періоду досягає до 170 діб. Сума температур становитиме 3432 °С.

Таблиця 6.10. Порівняльна характеристика термічного режиму в **Лісостеповій зоні** за період з температурами вище 10 та 15 °С

Період	Дата переходу температури повітря через				Тривалість періоду з температурою вище		Суми активних температур вище	
	Весна		Осінь					
	10°С	15°С	10°С	15°С	10°С	15°С	10 °С	15°С
Середня багаторічна								
1986–2005 рр.	19.04	7.05	3.10	9.09	168	115	2817	2113
Сценарій *GFDL*-30 %								
2011–2030 рр.	23.03	25.04	25.10	7.10	215	164	3936	3102
Різниця	26	12	22	32	47	49	1119	989
2031–2050 рр.	21.03	23.04	27.10	9.10	220	170	4073	3432
Різниця	28	14	24	30	52	55	1266	1319
Сценарій *A1B*								
2011–2030 рр.	28.04	25.05	20.10	28.09	175	126	2987	2389
Різниця	9	-18	17	19	187	122	170	276
2031–2050 рр.	14.04	21.05	18.10	20.09	7	11	3183	2317
Різниця	5	-16	15	11	19	7	366	204
Сценарій *A2*								
2011–2030 рр.	18.04	25.05	20.10	5.09	185	103	2843	1843
Різниця	1	18	17	-4	17	12	26	-270
2031–2050 рр.	19.04	24.05	7.10	8.09	171	106	2701	1951
Різниця	0	17	4	-1	3	-9	26	-162

Дата переходу температури повітря через 10 °С навесні за сценаріями *A1B* та *A2* буде спостерігатись пізніше такої дати базового періоду. Восени ця дата буде спостерігатись теж пізніше, ніж у базовому періоду. Тривалість періоду становитиме 175 днів. Очікувана сума температур за період з температурами вище 10 °С буде майже на рівні середньої багаторічної базового періоду і становитиме 2987 °С.

Дата переходу температури повітря через 15 °С навесні в обидва розрахункові періоди буде спостерігатись пізніше середньої багаторічної дати відповідно на 8 та 4 дні, а восени пізніше відповідно на 19 та 11 днів. Тривалість періоду теж збільшиться. (рис. 6.8 а,б). Сума температур вище 15 °С становитиме відповідно 1843 та 1951 °С, що на 270 та 162 °С буде нижче, ніж середня багаторічна сума (рис. 6.9).

В Північному Степу середня багаторічна дата переходу температури повітря через 10 °С спостерігалась 17 квітня навесні та 24 жовтня восени. Тривалість періоду з температурою вище 10 °С становитиме 173 дні і за цей період накопичувалась сума 3010 °С. Дата переходу температури повітря через 15 °С навесні спостерігалась 15 травня, восени – 15 вересня. Тривалість періоду становила 123 дні (табл. 6.11 і рис. 6.8).

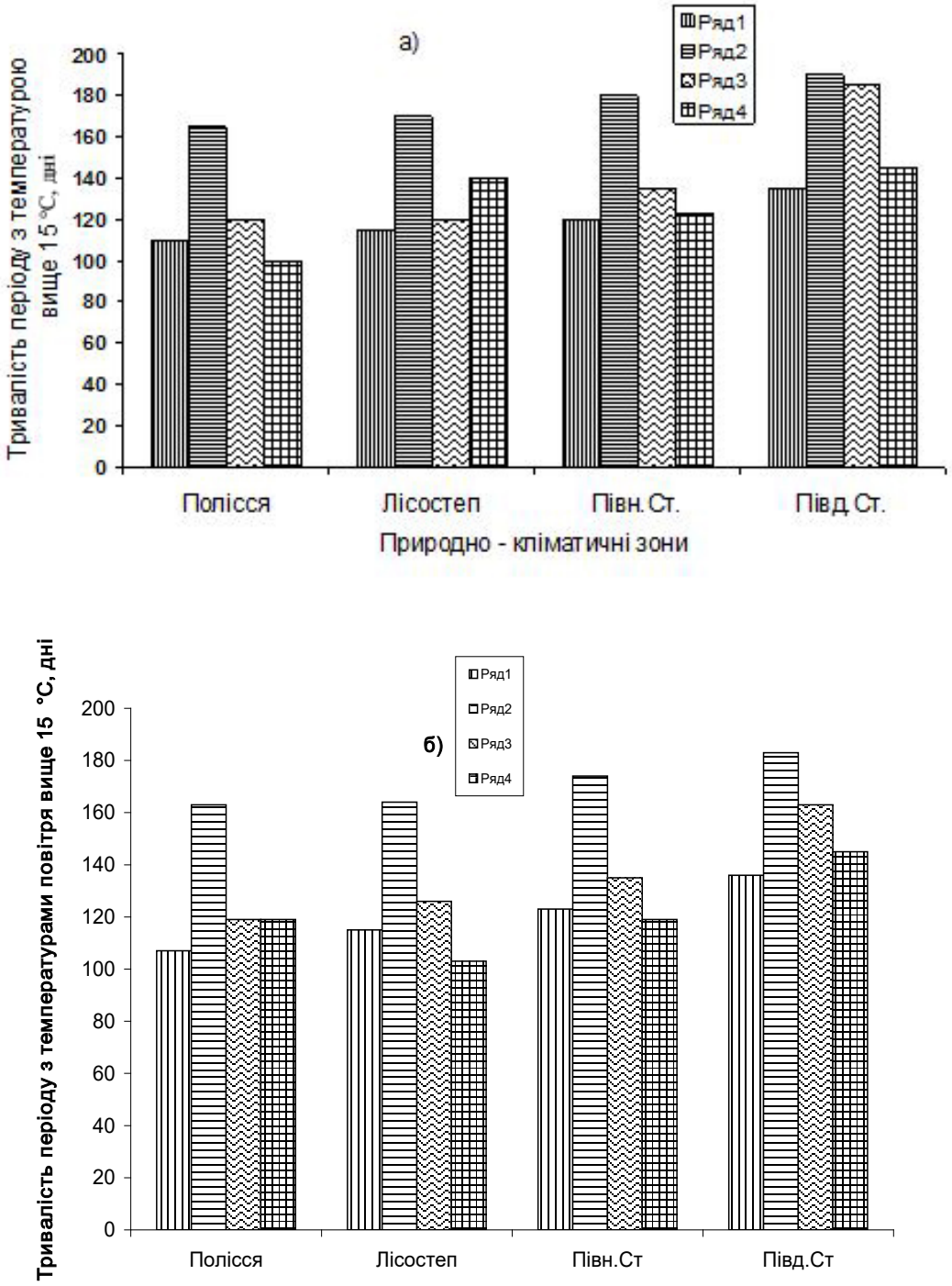


Рис. 6.8. Порівняльна характеристика тривалості періоду з температурами повітря вище 15 °С

Період: а) 2011 – 2030 рр.; б) 2031 – 2050 рр.;
1 – базовий період 1986 – 2005 рр.; 2 – за сценарієм *GFDL*-30 %;
3 – за сценарієм *A1B*; 4 – за сценарієм *A2*.

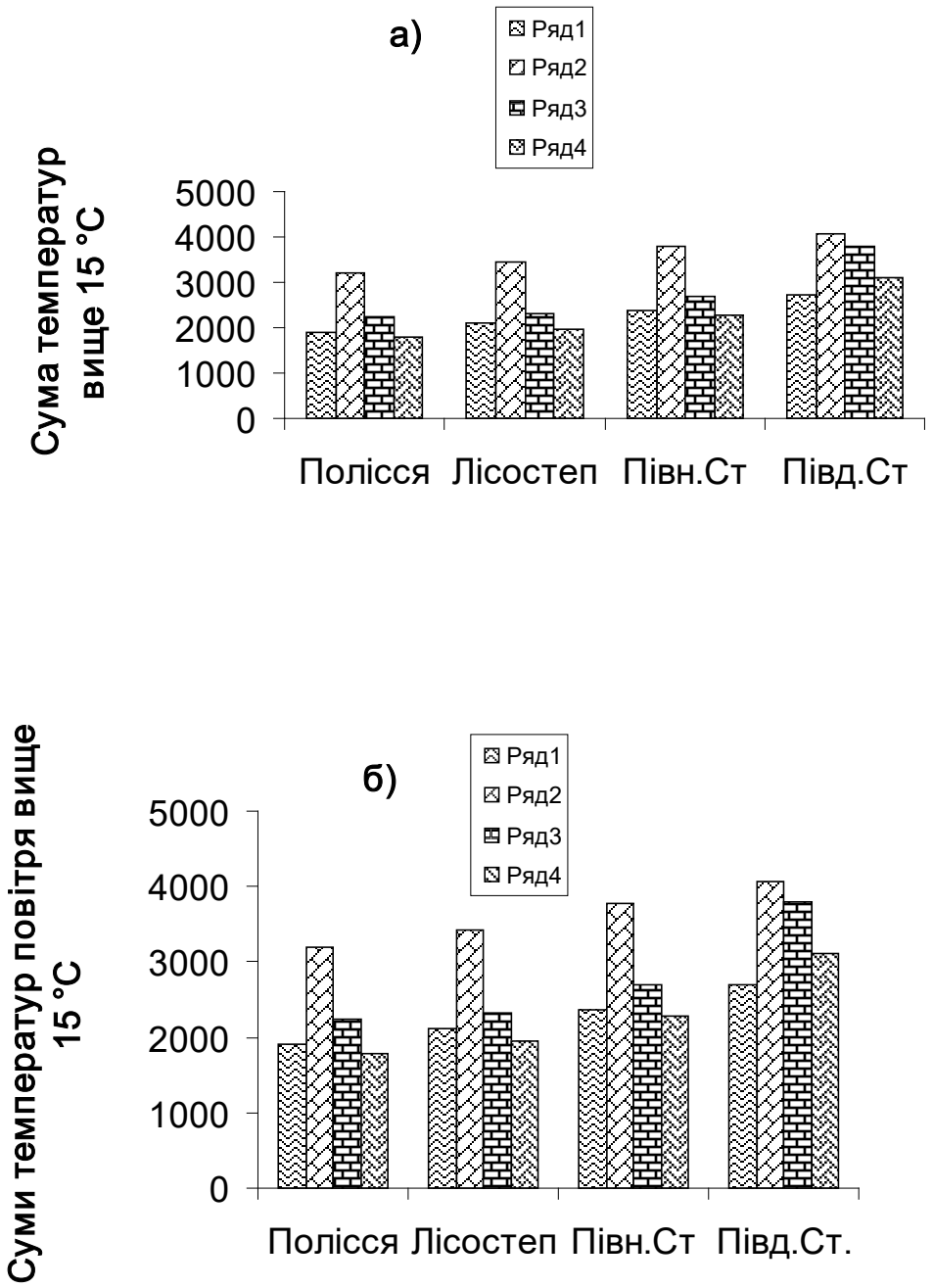


Рис. 6.9. Порівняльна характеристика сум температур вище 15°С по природно-кліматичних зонах України

Період: а) 2011 – 2030 рр.; б) 2031 – 2050 рр.;
1 – базовий період 1986 – 2005 рр.; 2 – за сценарієм *GFDL*-30 %;
3 – за сценарієм *A1B*; 4 – за сценарієм *A2*.

Таблиця 6.11. Порівняльна характеристика термічного режиму в **Степовій зоні** України за період з температурами вище 10 та 15 °С

Період	Дата переходу температури повітря через				Тривалість періоду з температурою вище		Суми активних температур вище	
	Весна		Осінь					
	10°С	15°С	10°С	15°С	10°С	15°С	10 °С	15°С
Північний Степ								
Середня багаторічна								
1986–2005 рр.	1.04	15.05	7.10	15.09	173	123	3010	2372
Сценарій *GFDL*-30 %								
2011–2030 рр.	17.03	24.04	11.11	24.10	226	174	4372	3714
Різниця	14	39	34	17	53	51	1362	1342
2031–2050 рр.	9.03	23.04	7.11	20.10	242	180	4476	3784
Різниця	22	38	30	13	94	57	1466	1412
Сценарій *A1B*								
2011–2030 рр.	11.04	11.05	23.10	24.09	194	135	2987	2389
Різниця	10	4	16	9	21	12	-23	17
2031–2050 рр.	9.04	15.05	16.10	29.09	189	142	3503	2695
Різниця	8	0	9	9	16	19	493	323
Сценарій *A2*								
2011–2030 рр.	13.04	18.05	9.10	13.09	177	119	2976	2182
Різниця	12	-3	2	-2	4	-4	-34	-190
2031–2050 рр.	15.04	17.05	8.10	19.09	176	126	3036	2275
Різниця	14	-2	1	4	3	3	26	-97
Південний Степ								
Середня багаторічна								
1986–2005 рр.	15.04	12.05	19.10	25.09	186	136	3322	2707
Сценарій *GFDL*-30 %								
2011–2030 рр.	9.03	24.04	28.10	13.09	233	183	4924	4113
Різниця	36	18	9	-12	61	47	1602	1406
2031–2050 рр.	5.03	23.04	24.10	19.09	237	181	4930	4069
Різниця	40	19	5	-6	64	48	1608	1362
Сценарій *A1B*								
2011–2030 рр.	20.04	3.05	12.11	17.10	225	163	4340	3540
Різниця	-5	9	22	21	12	7	1018	833
2031–2050 рр.	27.03	20.04	6.11	18.10	198	180	4449	3804
Різниця	-18	21	28	35	12	44	1127	1097
Сценарій *A2*								
2011–2030 рр.	8.04	13.05	26.10	6.10	200	145	3620	2905
Різниця	9	-1	-7	11	14	9	298	198
2031–2050 рр.	6.04	11.05	18.10	30.09	195	142	3870	3117
Різниця	11	2	1	5	9	6	548	410

Розглянемо, як будуть змінюватись ці показники, визначені за різними кліматичними сценаріями в періоди 2011 – 2030 рр. та 2031 – 2050 рр. у порівнянні з середніми багаторічними. В разі реалізації сценарію *GFDL*-30% дата переходу температури повітря через 10 °С навесні очікуватиметься в Північному Степу в обидва розрахункові періоди на 30 – 38 днів раніше середньої багаторічної дати. Восени дата переходу температури повітря через 10 °С буде наставати на місяць пізніше середньої багаторічної дати в обидва розрахункові періоди і тривалість періоду становитиме близько 185 днів (рис. 6.7).

Суми температур накопичаться значно вищі від середньої багаторічної і становитимуть 4400 – 4500 °С. Різниця між накопиченими сумами температур за сценарієм *GFDL*-30 % і середньою багаторічною сумою температур становитиме відповідно 1362 та 1466 °С.

За умов реалізації сценарію *A1B* в зоні Північного Степу і в перший, і в другий періоди дата переходу температури повітря через 10 °С навесні наставатиме на 6 та 8 днів раніше, ніж в базовий період, тобто відповідно 11 та 9 квітня. Восени цей перехід буде спостерігатись пізніше на 9 – 16 днів. Тривалість періоду з температурами повітря вище 10 °С буде становити близько 196 днів. Сума температур вище 10 °С в перший розрахунковий період буде майже на рівні середньої багаторічної суми – 2897 °С, а в другий період – становитиме 3503 °С (табл. 6.11).

За умови реалізації сценарію *A2* розраховані дати переходу температури повітря через 10 °С весною в обидва розрахункові періоди будуть близькими між собою і наставатимуть в терміни, близькі до середніх багаторічних навесні та восени. Тому і тривалість періоду з температурами вище 10 °С буде близькою до середньої багаторічної і становитиме відповідно 177 – 175 днів.

Значні відхилення спостерігатимуться в датах переходу через 15 °С навесні за сценарієм *GFDL*-30 % – на 38–39 днів раніше середніх багаторічних і восени на 13 – 17 днів пізніше в обидва розрахункові періоди. Тривалість періоду з температурами вище 15 °С зросте до 164 – 180 днів, що більш як на 50 діб довше середньої багаторічної. Суми температур очікуватимуться на рівні 3714 °С і перевищуватимуть середню багаторічну суму більш як на 1300 – 1400 °С.

Інші результати отримані за сценаріями *A1B* та *A2*. За сценарієм *A1B* в обидва періоди дати переходу наставатимуть раніше навесні всього на чотири дні, восени – на 8 днів пізніше. Тривалість періоду зросте на 12 – 19 днів і становитиме відповідно 135 та 142 дні. Сума температур за перший сценарний період буде близькою до середньої багаторічної, за другий становитиме 2695 °С.

За сценарієм *A2* відмінності в датах переходу температури повітря через 15 °С навесні і восени будуть зовсім незначні і тому тривалість періоду буде близькою до середнього багаторічного значення.

Суми температур будуть трохи нижчими, ніж середні багаторічні відповідно на 190 та 97 °С.

В *Південному Степу* в середньому багаторічному дата переходу температури повітря через 10 °С навесні та восени спостерігалась відповідно 15 квітня на 19 жовтня. Тривалість періоду становила 186 днів і за цей період накопичувалась сума температур 3322 °С (табл. 6.11).

За розрахунками за сценарієм *GFDL*-30 % у Південному Степу дата переходу температури повітря через 10 °С весною спостерігатиметься і в перший, і в другий період більш, ніж на місяць раніше середньої багаторічної (36 та 40 діб відповідно), а восени на 22 та 28 днів пізніше тієї ж середньої багаторічної. Значно зросте тривалість періоду у порівнянні з середньою багаторічною –на 44 дні і становитиме 183 дні. Суми температур, що накопичаться, мало відрізнятимуться по розрахункових періодах і становитимуть відповідно 4113 та 4069 °С, що вище середніх багаторічних на 1406 та 1309 °С.

Відмінності в розрахунках за сценарієм *A1B* та *A2* трохи інші. Так, перехід температури повітря через 10 °С за цими сценаріями навесні буде наставати пізніше середнього багаторічного. Восени дати переходу наставатимуть пізніше середніх багаторічних значень більш як на 20 днів. Тривалість періоду в порівнянні з середньою багаторічною зросте до 198 діб. Суми температур вище 10 °С становитиме 4350 – 4450 °С відповідно.

Дати переходу температури повітря через 15 °С навесні за сценарієм *GFDL*-30 % наставатимуть на 18 днів раніше середньої багаторічної. Восени ці дати наставатимуть раніше середньої багаторічної дати на 12 днів. Тривалість періоду становитиме 181 день. Суми температур вище 15 °С становитимуть 4100 та 4050 °С відповідно і будуть вищі від середніх багаторічних відповідно на 1406 та 1365 °С.

Аналіз розрахунків за сценаріями *A1B* та *A2* показав, що дати переходу температури повітря через 15 °С в обидва розрахункові періоди весною настануть раніше середньої багаторічної. Восени вони настануть в розрахункових періодах пізніше і тому сума температур становитимуть відповідно 3540 та 3804 °С, що вище середніх багаторічних на 833 та 1097 °С.

За розрахунками сум температур за різними кліматичними сценаріями були побудовані карти розподілу їх по території України (рис. 6.10 – 6.12).

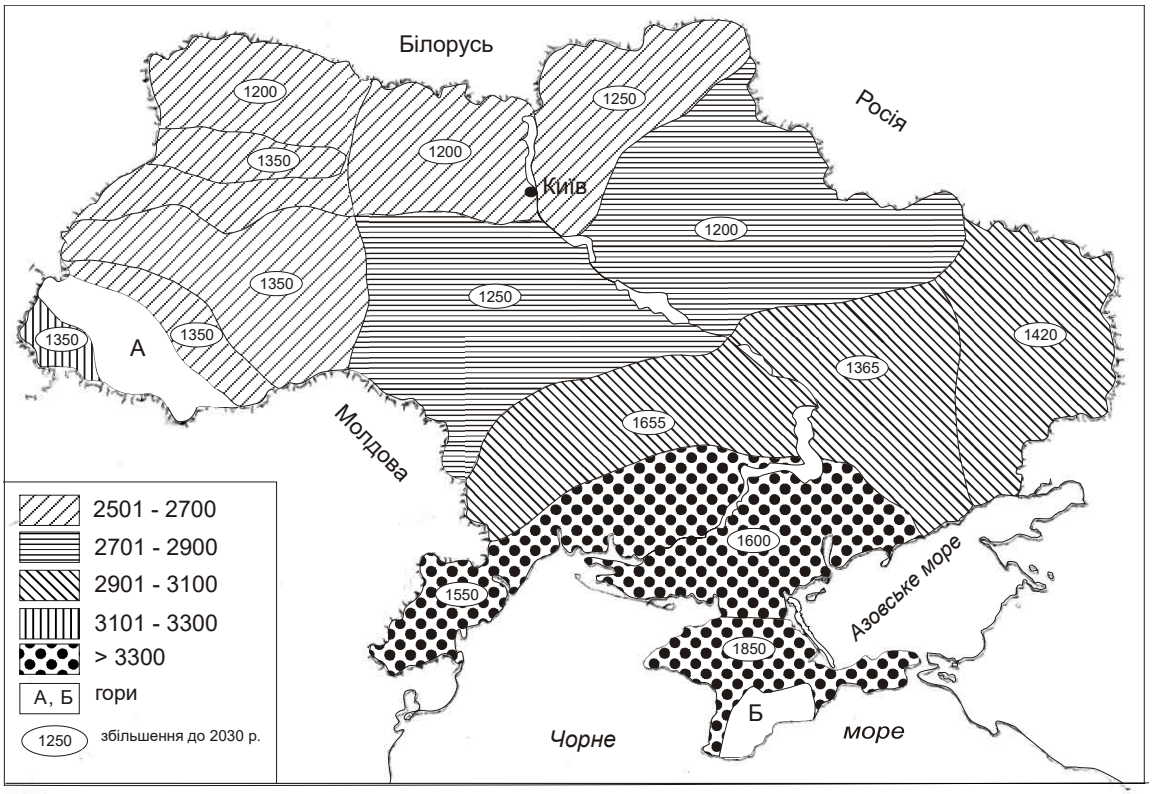


Рис. 6.10. Середня багаторічна сума температур вище 10°С за період 1986 – 2005 рр.

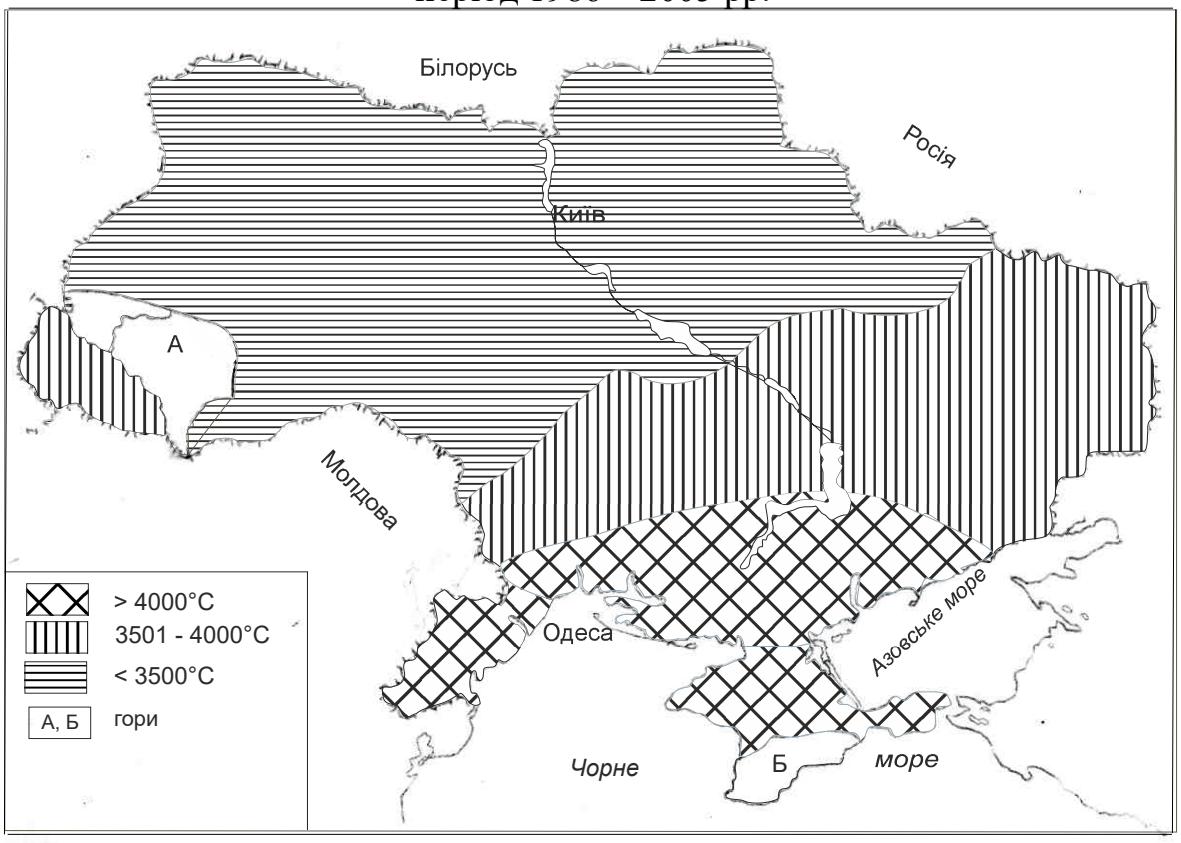


Рис. 6. 11. Сума температур повітря вище 10 °С за кліматичним сценарієм *A1B* за період 2031–2050 рр.

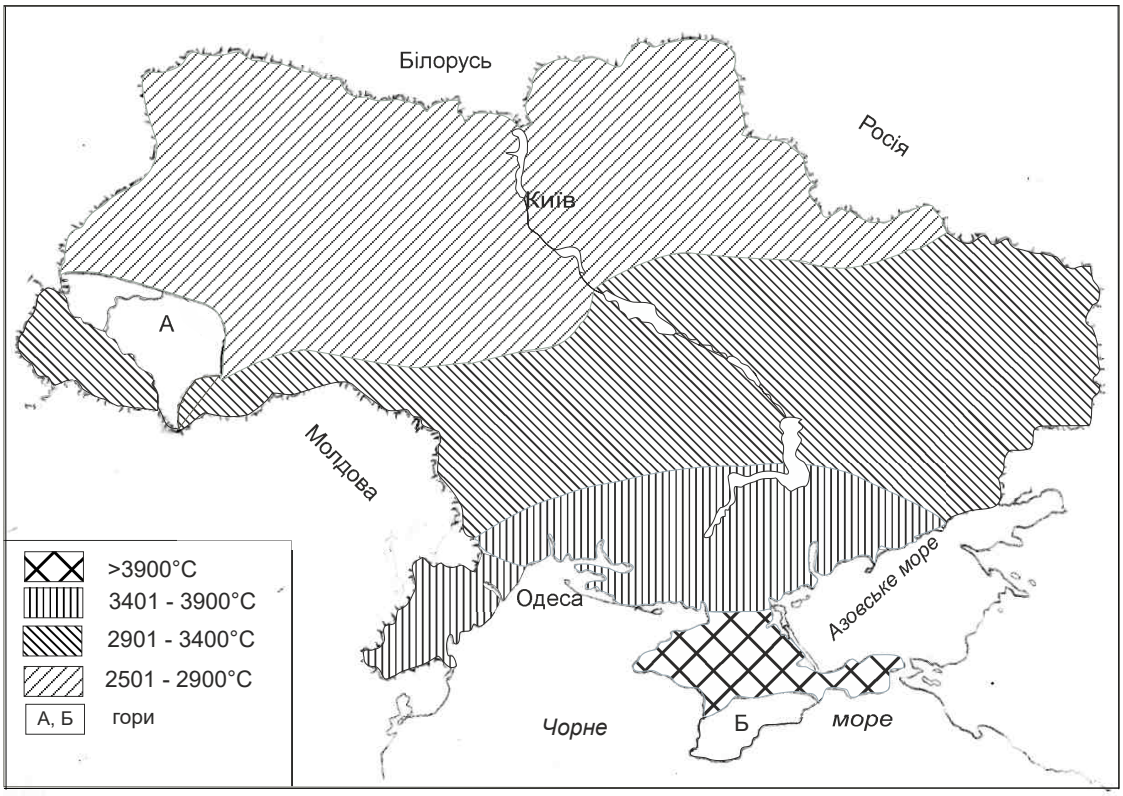


Рис. 6. 12. Сума температур повітря вище 10 °С за кліматичним сценарієм *А2* за період 2031–2050 рр.

Аналіз розрахунків за сценаріями *A1B* та *A2* показав, що дати переходу температури повітря через 15 °С в обидва розрахункові періоди весною настануть раніше середньої багаторічної. Восени вони настануть пізніше базової на 21 та 35 днів. Тривалість періоду зросте і відповідно становитиме від 143 до 180 днів. Істотно відрізнятимуться суми температур вище 15 °С, що накопичуватимуться. Так, за сценарієм *A1B* сума становитиме 3540 °С, за сценарієм А2 – 3804 °С.

Як видно із всього вищевикладеного, показники термічного режиму, які очікуватимуться в 2011 – 2030 рр. та 2031 – 2050 рр., розраховані за різними сценаріями відрізняються між собою як в кожній зоні, так і в цілому по Україні. Найбільші відмінності в усіх зонах очікуються за сценарієм *GFDL*-30 %. За цим сценарієм відмінності в показниках термічного режиму зростатимуть в напрямку з півночі на південь. За сценарієм *A1B* найбільші відмінності будуть спостерігатись в Лісостеповій зоні і в Південному Степу. За сценарієм *A2* – в Південному Степу.

Для характеристики теплових ресурсів була також розрахована забезпеченість сум температур за період з температурами вище 5 і 10 °С (табл. 6.12).

Таблиця 6.12. Забезпеченість сум температур вище 5 та 10 °С по природно-кліматичних зонах України за різними сценаріями

Сценарій	Сума температур вище	Забезпеченість, %										
		5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Полісся, 2011 – 2030 рр.												
***GFDL*-30 %.**	5 °С	4588	4474	4360	4246	4199	4170	4108	4046	3953	3891	3829
	10 °С	4177	4132	4041	3950	3858	3766	3704	3674	3706	3673	3553
A1B	5 °С	3717	3622	3538	3447	3382	3264	3246	3213	3104	3000	2761
	10 °С	3403	3245	3223	3137	3072	2943	2872	2791	2750	2558	2170
A2	5 °С	3450	3227	3222	3175	3146	3057	2982	2865	2803	2774	2744
	10 °С	2994	2967	2947	2877	2769	2715	2680-	2674	2481	2389	2359
2031 – 2050 рр.												
***GFDL*-30 %.**	5 °С	4727	4628	4482	4403	4263	4238	4167	4143	4097	4050	3953
	10 °С	4260	4197	4124	4045	3905	3880	3855	3831	3785	3738	3641
A1B	5 °С	3928	3799	3653	3574	3434	3409	3338	3314	3268	3221	3124
	10 °С	3528	3341	3286	3267	3235	3229	3116	3035	2880	2657	2657
A2	5 °С	3458	3413	3397	3347	3320	3269	3203	3150	3098	2822	2818
	10 °С	2999	2991	2962	2935	2835	2796	2759	2671	2637	2627	2588
Лісостеп, 2011 – 2030рр.												
***GFDL*-30 %.**	5 °С	4644	4630	4531	4396	4421	4379	4338	4313	4178	4079	4062
	10 °С	4267	4226	4201	4066	3967	3936	3895	3870	3735	3636	3611
A1B	5 °С	3662	3648	3549	3414	3389	3347	3304	3259	3189	3078	2842
	10 °С	3391	3357	3234	3189	3122	2924	2903	2840	2720	2537	2489
A2	5 °С	3460	3453	3345	3298	3190	3178	3175	3153	3017	2763	2709
	10 °С	3267	3191	3020	3107	2932	2839	2829	2759	2647	2505	2417
2031 – 2050 рр.												
***GFDL*-30 %.**	5 °С	4920	4890	4690	4565	4531	4456	4428	4398	4356	4246	4040
	10 °С	4617	4537	4307	4182	4148	4073	4045	4016	3973	3863	3657
A1B	5 °С	3880	3850	3620	3495	3461	3386	3358	3329	3286	3176	2970
	10 °С	3456	3411	3366	3265	3221	3185	3127	3010	2971	2909	2595

Продовження табл. 6.12

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
A2	5 °C	3337	3225	3245	3223	3175	3140	3084	3022	2928	2876	2801
	10 °C	2935	2932	2816	2778	2774	2693	2632	2597	2525	2491	2336
Північний Степ, 2011 – 2030 рр.												
***GFDL*-30 %.**	5 °C	5497	5479	5306	5236	5103	5077	5060	4976	4885	4575	4364
	10 °C	4703	4689	4650	4579	4464	4372	4348	4285	4204	4006	3806
A1B	5 °C	4095	4076	3923	3853	3720	3746	3729	3645	3554	3495	3284
	10 °C	3754	3740	3701	3594	3479	3387	3363	3300	3219	3021	2785
A2	5 °C	3658	3644	3588	3433	3432	3354	3262	3182	3103	3012	3006
	10 °C	3402	3369	3254	3157	2998	2948	2837	2802	2723	2685	2579
2031 – 2050 рр.												
***GFDL*-30 %.**	5 °C	5352	5240	5133	5057	4890	4831	4783	4747	4707	4632	4603
	10 °C	4825	4717	4602	4526	4512	4476	4381	4265	4199	4125	4107
A1B	5 °C	4404	4296	4189	4108	3941	3882	3834	3798	3758	3683	3624
	10 °C	3982	3874	3750	3674	3660	3624	3529	3413	3347	3273	3192
A2	5 °C	3752	3745	3716	3697	3692	3547	3506	3442	3382	3202	3033
	10 °C	3437	3401	3329	3273	3100	3079	2977	2888	2792	2751	2702
Південний Степ , 2011 -2030 рр.												
***GFDL*-30 %.**	5 °C	5861	5843	5777	5727	5634	5619	5598	5540	5509	5268	5082
	10 °C	5166	5148	5082	5032	4939	4924	4902	4844	4813	4572	4386
A1B	5 °C	5102	5084	5018	4968	4875	4860	4839	4781	4750	4509	4333
	10 °C	4649	4643	4574	4418	4368	4211	4209	4148	4123	4063	3866
A2	5 °C	4752	4728	4613	4499	4428	4365	4214	4276	4215	4146	3820
	10 °C	3882	3853	3829	3718	3658	3619	3542	3509	3445	3309	3130
2031 – 2050 рр.												
***GFDL*-30 %.**	5 °C	5555	5545	5495	5389	5367	5304	5163	5131	5007	4967	4688
	10 °C	5316	5239	5206	5105	5047	4930	4990	4893	4813	4718	4439
A1B	5 °C	5505	5495	5445	5339	5317	5254	5119	5087	4963	4793	4514
	10 °C	4992	4915	4882	4781	4723	4606	4546	4459	4379	4284	4068
A2	5 °C	4856	4847	4769	4747	4611	4538	4471	4334	4272	4192	4008
	10 °C	4355	4339	4230	4173	4022	3938	3819	3712	3639	3583	3473

Як видно із даних таблиці, різниця в сумах температур вище 5°С, забезпечених на 80 % , розрахованих за різними сценаріями, різна як в окремих природно-кліматичних зонах, так і в межах однієї зони в різні розрахункові періоди.

Так, в Поліссі розрахована за сценарієм *GFDL*-30 % в період 2011 – 2030 рр. на 80 % забезпечена сума температур вище 5 °С – 3953 °С, а вище 10 °С – 3706 °С, в період 2031 – 2050 рр. ці суми становлять відповідно 4097 та 3785 °С.

За сценарієм *A1B* суми температур вище 5 та 10 °С із забезпеченістю 80 % очікуватимуться нижчими більш ніж на 800 °С від очікуваних за першим сценарієм і становитимуть відповідно в перший період 3104 та 2750 °С, в другий – 3268 та 2280 °С. За сценарієм *A2* ці суми очікуватимуться ще нижчими і становитимуть в перший розрахунковий період відповідно 2803 та 2481 °С, в другий період – 3098 та 2637 °С.

У Лісостеповій зоні України розрахована за сценарієм *GFDL*-30 % в період 2011–2030 рр. на 80 % забезпечена сума температур вище 5 °С – 4097 °С, вище 10 °С – 3736 °С, а в період 2031 – 2050 рр. відповідно 4356 та 3973 °С.

За сценаріями *A1B* та *A2*, як і у Поліссі, очікувані суми із забезпеченістю 80 % будуть нижчими і коливатимуться відповідно вище 5 °С – 3189–3286 °С, вище 10 °С – 2925–2525 °С.

Така ж тенденція в забезпеченості сум температур спостерігатиметься в зоні Північного і Південного Степу. Слід при цьому зазначити, що в Південному Степу відмінності у величинах сум температур із забезпеченістю 80 % значно зростуть у другий розрахунковий період 2031 – 2050 рр.

Аналіз результатів розрахунків зміни клімату за різними кліматичними сценаріями показує, що потепління клімату, яке вже спостерігається в сьогоденні, буде продовжуватись. Підвищення температур в січні місяці сприятиме зменшенню річної амплітуди температур, що трохи зменшить континентальність клімату в усіх природно-кліматичних зонах і збільшить посушливість у вегетаційний період, особливо в зоні Степу.

За прогнозованими сумами температур за усіма сценаріями буде очікуватись перерозподіл кліматичних поясів і підпоясів. Усі підпояси змістяться на один підпояс в бік півночі.

6.2. ВПЛИВ ЗМІН КЛІМАТУ НА ВОЛОГОЗАБЕЗПЕЧЕНІСТЬ ВЕГЕТАЦІЙНОГО ПЕРІОДУ

6.2.1. Методи оцінки вологозабезпеченості вегетаційного періоду

Волога є одним із основних факторів життя рослин. Важливими функціями води є її участь у фотосинтезі рослин, переносі елементів живлення, забезпеченні терморегуляції тощо.

На разі в агрометеорологічній практиці для характеристики вологозабезпеченості території використовується кількість опадів, zrs випадають за певний проміжок часу (рік, сезон, вегетаційний період, міжфазний період та ін.), відношення фактичного водоспоживання (сумарного випаровування) до вологопотреби рослин (випаровуваності) [9, 11, 15] та різns індексcb, які найчастіше спираються на критерії, пов'язані з оцінкою аномальності кількості опадів впродовж будь-якого часу [16 – 22].

Опади є основним джерелом зволоження земної поверхні і з цієї точки зору вони визначають стан багатьох природних ресурсів. Тому поняття просторово-часової мінливості структури поля опадів сучасності та їхні майбутні зміни відіграють важливу роль в прогнозах кліматично-зумовлених природних ресурсів. Особливу увагу слід звернути при цьому на річний хід розподілу опадів.

Найбільш часто використовується стандартизований індекс опадів *SPI*, величиною якого є аномалія стандартизованого нормального розподілу, що відповідає визначеній не перевищеній кількості опадів.

Для характеристики умов зволоження територій, на яких вирощуються зернові культури, А.В. Мещерська та В.Г. Блажевич запропонували індекс, що враховує сумісний аналіз аномалій місячних значень температури повітря, кількості опадів та оцінку площі їх розповсюдження.

Однак описані вище індекси мають статистичну природу, тобто є мірою відхилення поточних значень метеорологічних величин від їх розподілу на вибраному базовому інтервалі.

Оцінка вологозабезпеченості території тільки за сумою опадів буде не зовсім повною через те, що опади –це лише одна із характеристик приходної частини водного балансу. Тому для більш надійної характеристики вологозабезпеченості потрібно також використовувати показники вологопотреби рослин та фактичного водоспоживання. Співвідношення цих двох величин може бути надійним показником вологозабезпеченості території [9, 10].

Існує декілька груп методів оцінки вологозабезпеченості рослин: 1 – емпірична; 2 – теоретична; 3 – за умовними показниками зволоження; 4 – за запасами вологи в ґрунті; 5 – за значеннями водного балансу поля.

Емпіричні методи основані на припущенні, що водоспоживання рослин визначається біологічними особливостями та погодними умовами. При цьому головними показниками потреби рослин у воді є сонячна радіація, температура повітря, дефіцит насичення повітря вологою та ін.

До емпіричних методів відносяться методи І.А. Шарова, М.М. Іванова, А.М. Алпатьєва [9, 10].

Так, І.А. Шаров запропонував розраховувати оптимальне водоспоживання рослин за формулою

$$E_o = e\sum T + 4b\,, \tag{6.1}$$

де $\sum T$ – сума температур повітря за період вегетації, °С.; e – коефіцієнт водоспоживання культури; b – тривалість періоду вегетації, дні.

М.М. Іванов оптимальне водоспоживання E_o запропонував розраховувати за значеннями середньої за місяць температури повітря T_n, та середньої за місяць відносної вологості h

$$E_o = 0{,}0018(T_n + 25)^2(100 - h)\,. \tag{6.2}$$

А.М. Алпатьєв в якості основного елемента клімату, який визначає величину оптимального водоспоживання, запропонував використовувати дефіцит насичення повітря вологою d. Ще одним показником є біологічний коефіцієнт випаровування $K_б$, який враховує розвиток рослин, накопичення біомаси та особливості фітоклімату

$$E_o = K_б \cdot \sum d\,. \tag{6.3}$$

За методом А.М. Алпатьєва, вологозабезпеченість рослин розраховується як різниця між потребою рослин у волозі і фактичним випаровуванням E, яке розраховується за формулою

$$E = \sum r - F + (W_п - W_к)\,, \tag{6.4}$$

де $\sum r$ – кількість опадів за розрахунковий період, мм; F – поверхневий стік, мм; $W_п$, $W_к$ – запаси продуктивної вологи на початок та кінець розрахункового періоду, мм.

До теоретичних методів оцінки забезпечення рослин вологою відносяться: комплексний метод М.І. Будико та Л.І Зубенок, метод С.І. Харченко, метод А.Р. Костянтинова та ін. [9]. Ці методи, основані на сумісному аналізі рівнянь теплового і водного балансів. В них розглядаються дві стадії випаровування з ґрунту: перша відповідає критично або оптимально зволоженому ґрунту, випаровування з якого

дорівнює випаровуваності, а друга – недостатньо зволоженому ґрунту з вологістю нижче критичної.

В основу розробки тепловоднобалансового методу розрахунку сумарного випаровування з сільськогосподарських полів С.І. Харченко покладені рівняння теплового і водного балансу з урахуванням елементів вертикального вологообміну в зоні аерації, а також біологічних особливостей розвитку рослин [9].

Формула С.І. Харченко для районів з неглибокого залягання ґрунтових вод має вигляд

$$E = \beta E_0 \frac{W_{hí} + W_{hê}}{2\gamma} = \beta \frac{R_0 - P_0}{l} \cdot \frac{W_{hí} + W_{hê}}{2\gamma}, \qquad (6.5)$$

де β – кутовий коефіцієнт нахилу лінії зв'язку, який залежить від фази розвитку рослин і стану діяльної поверхні.

При глибокому заляганні ґрунтових вод, а також при відсутності поверхневого стоку формула має такий вигляд

$$E = \frac{2W_{hí} + \theta_{îï} + P_{íîð}}{1 + \frac{2W_{ÍÂ}}{\beta E_0}}, \qquad (6.6)$$

де W_{hi} та W_{he} – відповідно початкові та кінцеві запаси продуктивної вологи; $\Theta_{її}$ – сума опадів, що досягли поверхні; $P_{їїд}$ – турбулентний потік тепла; W_{iA} – найменша вологомісткість грунту; E_o – сумарне випаровування; Y – вільна пористість.

Цими формулами можна користуватися для розрахунку величин сумарного випаровування різних сільськогосподарських культур при періодичних поливах і на незрошуваних полях за різної глибини залягання ґрунтових вод H >0,1 м.

Досить поширений метод визначення місячного випаровування за температурою і вологістю повітря, запропонований О.Р. Костянтиновим. О.Р. Костянтинів спробував пов'язати величини з метеорологічними елементами, які вимірюються на метеорологічних станціях.

З цією метою ним були побудовані кореляційні графіки температури і вологості повітря на висоті 2 м із градієнтами температур ($T_0 - T$) і вологості ($e_0 - e$), де T_0 – температура діяльної поверхні; e_0 – парціальний тиск насиченої пари при температурі T_0; T і e – температура і вологість повітря, які вимірюються на висоті 2 м.

Для побудови цих графіків використовувалися матеріали градієнтних спостережень, одержані в різних кліматичних умовах над різними видами підстильної поверхні. При цьому, спочатку в значення T і e вносилися

поправки, які враховують інерційність передачі тепла і вологи від діяльної поверхні на рівень 2 м у добовому і сезонному ході. Далі був побудований кореляційний графік між швидкістю вітру, температурою і вологістю повітря, а також аналогічний графік залежності параметра шорсткості від температури і вологості повітря.

Оскільки всі визначальні величини випаровування виявилися пов'язаними з температурою і вологістю повітря, були побудовані кореляційні графіки між добовими сумами випаровування, які були визначені методом турбулентної дифузії, і середніми добовими значеннями температури і вологості повітря (з поправками на добовий і річний хід).Місячні значення випаровування при цьому розраховувались множенням добових величин на кількість діб у місяці [9].

Найбільш поширеним та використовуваним індексом зволоження є гідротермічний коефіцієнт Г.Т. Селянинова (ГТК), який являє собою відношення суми опадів (мм) ∑P до суми активних середньодобових температур вище 10 °С, помноженій на 0,1 за такий же період (0,1 ∑T).

$$ГТК = \frac{\sum P}{0{,}1 \cdot \sum T}. \qquad (6.7)$$

Г.Т. Селянинов вважав засушливим період, якщо *ГТК* < 1,0 відн. од., а сухим – коли *ГТК* < 0,5 відн. од. До основних недоліків індексу *ГТК* відноситься не врахування весняних запасів вологи в ґрунті, а також використання для характеристики випаровуваності показника, який залежить тільки від температури повітря.

П.І. Колосков запропонував уточнений показник зволоженості *V*, як відношення кількості опадів *P* до різниці тиску насичення *E* за даної температури і фактичного тиску водяної пари *e:*

$$V = k\frac{P}{E - e}, \qquad (6.8)$$

де *k* – коефіцієнт пропорційності.

Як показник атмосферного зволоження *Md* Д.І. Шашко використовував відношення суми опадів *P* до суми середніх добових значень дефіциту тиску водяної пари *E – e*

$$Md = \frac{\Sigma P}{\Sigma(E - e)}. \qquad (6.9)$$

В діючій системі агрометеорологічного обслуговування в Україні як основний метеорологічний індикатор засушливості використовується ГТК Г.Т. Селянинова.

Для встановлення початку засухи М.В. Бова запропонував таку формулу

$$k = \frac{10(H + Q)}{\Sigma T}, \qquad (6.10)$$

де k – показник посушливості; H – запаси продуктивної вологи у шарі ґрунту 0–100 см навесні; Q – кількість опадів, що випали з весни і до настання засухи; $\sum T$ – сума температур від дати переходу через 0 °С.

Показник k включає три основних фактори, які значною мірою визначають умови росту сільськогосподарських культур. Значення k зростає при поліпшенні умов зволоження і зменшується зі зростанням температури. Час встановлення значення k, рівного 1,5, вважається початкомпосухи.

У світовій практиці для тривалих часових інтервалів використовується індекс Палмера (*PDSI*). Цей показник розраховується за температурою повітря, сумою опадів та констант, які характеризують вологомісткість ґрунту. За цим індексом виділяються градації зволоження: значення індексу від –0,49 до 0,49 відповідають нормальним умовам зволоження; значення менше -4 – екстремально посушливим, а значення більше 4 – екстремально зволоженим умовам. Проміжні значення *PDSI* характеризують такі значення посушливості території, як початкова, слабка, помірна та сильна засуха. До недоліків *PDSI* найчастіше відноситься спрощена схема вологопереносу і розрахунку потенційної евапотранспірації, чутливість до вологомісткості ґрунту, не врахування впливу снігового покриву та ін.

Розроблені індекси оцінки посушливості території на основі супутникової інформації. Вони засновані на зв’язку стану рослинності з її спектральними відбивними властивостями. Розрахунок таких індексів зосновується на двох найбільш стабільних факторах: червоній зоні спектра (062 – 0,75 мкм), на яку припадає максимум поглинання сонячної радіації хлорофілом, та ближньої інфрачервоної зони (0,75 – 1,3 мкм), де спостерігається максимальне відбиття енергії клітинною структурою листка. Для оцінки умов посушливості найчастіше використовується коефіцієнт, який розраховується як різниця виміряних значень інтенсивності відбивного випромінювання в червоному та ближньому інфрачервоному спектральних діапазонах, нормована до суми цих величин. Для зелених рослин індекс має значення від 0,2 до 0,8. Слід відзначити, що чим більша фітомаса, тим вище значення коефіцієнту.

Оцінка вологозабезпеченості рослин за запасами вологи у ґрунті основана на співставленні запасів вологи в шарі розповсюдження коріння з вологопотребою рослин. Це співставлення дає змогу встановити кількісну оцінку водних ресурсів будь-якої території. Запаси продуктивної вологи оцінюються відповідно до найменшої вологомісткості ґрунту. Навесні

запаси продуктивної вологи метрового шару ґрунту оцінюються таким чином:

– добрі 180 – 160 мм;

– задовільні 150 – 130 мм;

– недостатні 130 – 80 мм;

– погані і дуже погані 80 – 50 мм.

Для зернових культур С.О. Веріго запропонувала іншу шкалу, а саме:

– добрі 120 мм і більше;

– задовільні 120 – 180 мм;

– незадовільні (менше 40 – 50 % НВ) – менше 80 мм.

Метод оцінки вологи за значеннями водного балансу поля, запропонований А.А. Роде, полягає в тому, що використовується повне рівняння водного балансу

$$W_к - W_п = [(\Theta_{оп} + \Theta_{зр}) + \Theta_{гр} + \Theta_{пп} + \Theta_{вг} + \Theta_к] - [(\Theta_{вип} - \Theta_{тр}) + \Theta_{пс} + \Theta_{вгс} + \Theta_{ін}]. \quad (6.11)$$

Основною приходною статтею водного балансу $\Theta_{пр}$ є сума опадів, яка досягла поверхні ґрунту $\Theta_{оп}$, а при зрошенні плюс ще й кількість води, що попадає на поверхню ґрунту $\Theta_{зр}$. Однак не вся кількість води може поглинатися ґрунтом; частина її стікає по поверхні (поверхневий стік $\Theta_{пс}$), інша частина може пройти з внутрішньо ґрунтовим стоком $\Theta_{вгс}$, і нарешті частина її може фільтруватися у ґрунтові води $\Theta_{ін}$. В деяких випадках у враховану товщу ґрунту певна кількість води може надходити з ґрунтових вод $\Theta_{гр}$ або з атмосфери у вигляді пари, що конденсується у ґрунті $\Theta_к$. Частина води може надходити із сусідньої ґрунтової товщі $\Theta_{вг}$ і, нарешті, на поверхню території, що враховується, може надходити додаткова кількість води $\Theta_{пп}$. Основними витратними статтями є кількість води, що випаровується з ґрунту $\Theta_{вип}$ і транспірується з листкової поверхні $\Theta_{тр}$.

Якщо витрати вологи перевищують її надходження, то рослини відчувають нестачу вологи. Навпаки, при перевищенні надходження вологи над витратами створюються умови для перезволоження ґрунту [9]. Для практичного використання найбільш доцільно використовувати декілька показників.

6.2.2. Характеристика вологозабезпеченості території України за різними сценаріями

Для характеристики умов зволоження аналізувались такі ж періоди як і для теплозабезпеченості: базовий 1986 – 2005 рр. та розрахункові за кліматичними сценаріями *GFDL*-30 %**,** *A1B* та *A2* періоди 2011 – 2030 рр. та 2031 – 2050 рр.

При цьому розглядались такі показники:

– сума опадів за періоди: зима, весна, літо, осінь, рік;

– сума опадів за періоди з температурами повітря вище 0, 5, 10, 15 °С;

– сума опадів за період з жовтня по березень включно та з квітня по вересень включно.

– сумарне випаровування, випаровуваність, дефіцит випаровування;

– коефіцієнт зволоження – гідротермічний коефіцієнт Г.Т. Селянинова (ГТК) за період травень – серпень.

– середні запаси вологи за період з температурами вище 10 °С в метровому шарі ґрунту.

В цілому за рік на території України як у базовий період, так і в розрахункові прогностичні періоди 2011–2030 рр. та 2031 – 2050 рр. за різними сценаріями зміни клімату очікується зменшення кількості опадів у напрямку з північного заходу на південний схід.

Проте згідно виконаних нами розрахунків, у кожній природно-кліматичній зоні, як і по всій території України в цілому, по сезонах року спостерігаються значні коливання очікуваної кількості опадів (табл. 6.13 і рис. 6.13).

Таблиця 6.13. Порівняльна характеристика річних сум опадів по території України

Природно-кліматична зона	Базовий період 1986–2005 рр.	Кліматичні сценарії					
	Сума опадів, мм	*GFDL*-30 %		*A1B*		*A2*	
		Сума опадів, мм	% від базового періоду	Сума опадів, мм	% від базового періоду	Сума опадів, мм	% від базового періоду
		За сценаріями зміни клімату в період 2011–2030 рр.					
Полісся	651	708	109	732	112	785	121
Лісостеп	600	705	118	665	111	723	121
Північний Степ	545	592	109	560	103	645	118
Південний Степ	464	525	113	525	113	510	110
		За сценаріями зміни клімату в період 2031–2050 рр.					
Полісся	651	680	104	704	108	816	125
Лісостеп	600	646	108	724	121	799	133
Північний Степ	545	561	103	529	97	643	118
Південний Степ	464	525	113	414	89	376	81

У Поліссі за розрахунковий період 2011–2030 рр. два сценарії зміни клімату *GFDL*-30 % та *A1B* дають приблизно однакову очікувану кількість річних опадів 708 і 732 мм, що становить відповідно 109 і 112 % від базового періоду. За сценарієм зміни клімату *A2* можна очікувати збільшення кількості опадів на території Полісся до 120 %, що становитиме 785 мм.

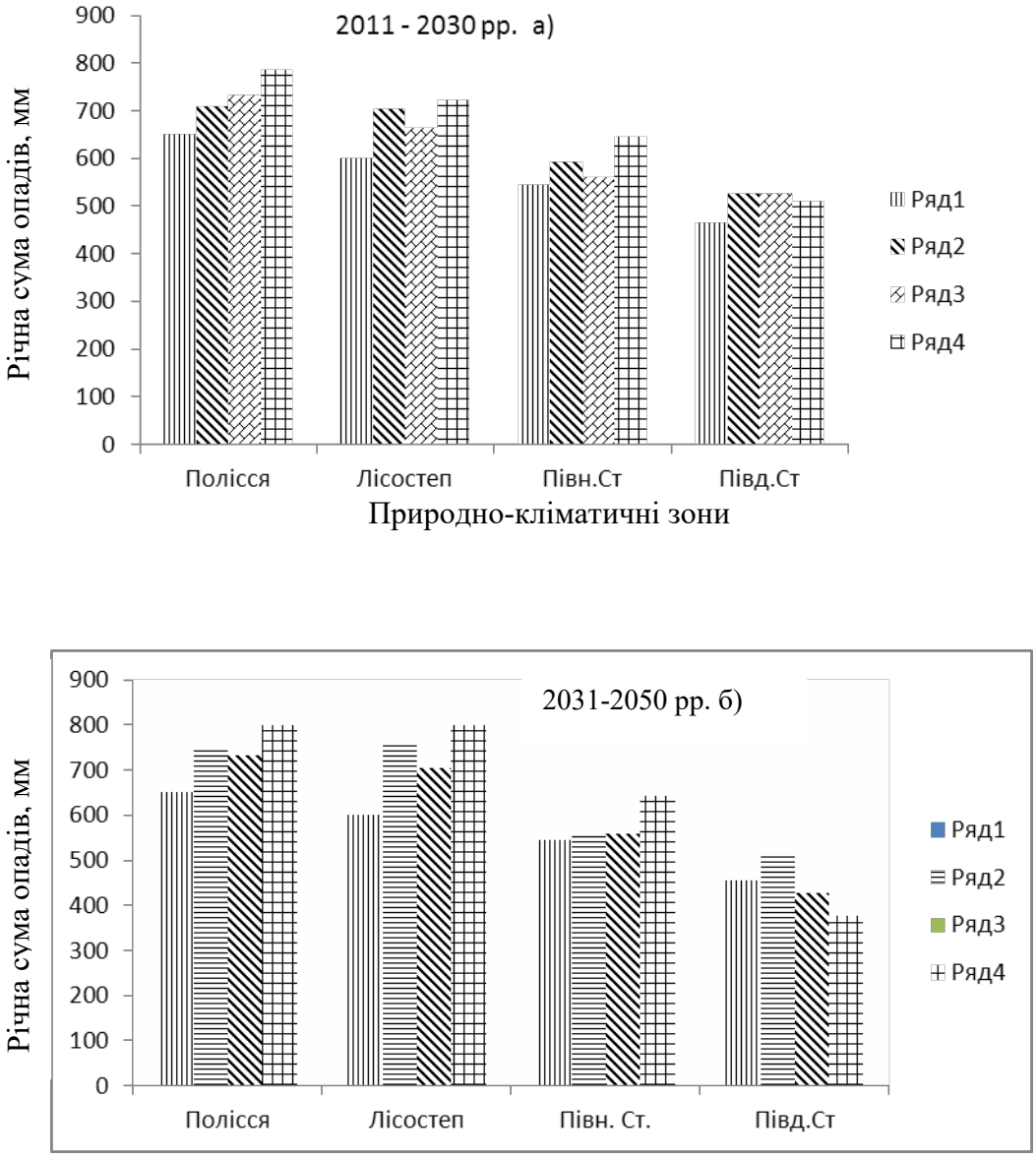


Рис. 6.13. Порівняльна характеристика річних сум опадів на території України за періоди. Період: а) 2011 – 2030 рр.; б) 2031 – 2050 рр.;
1 – базовий період 1986–2005 рр.; 2 – сценарій зміни клімату *GFDL*-30 %;
3 – сценарій зміни клімату *A1B*; 4 – сценарій зміни клімату *A2* .

В період з 2031 по 2050 рр. за тими ж таки двома сценаріями зміни клімату *GFDL*-30 % та *A1B* очікуватиметься приблизно однакова сума опадів, але вона буде на 5 % меншою, ніж в базовий період в Поліссі, Лісостепу та Північному Степу і становитиме відповідно 104, 108 та 103 % від базового періоду. В Південному Степу кількість опадів залишиться на рівні попереднього періоду і становитиме 525 мм за сценарієм *GFDL*-30 %, тобто 113 % від норми (рис. 6.13 *б*). За сценаріями *A1B* та *A2* сума опадів

зменшиться до 414 та 376 мм і становитиме відповідно 89 та 81 % від базової.

Кліматична норма річних опадів у Лісостепу становить 600 мм, для цієї території за сценаріями *GFDL*-30 % та *A2* в період 2011 – 2030 рр. очікується приблизно однакова кількість річних опадів – 705 і 723 мм відповідно, тобто становитиме 111 – 118 % від базової норми. За сценарієм *A1B* також очікується збільшення опадів, але в дещо меншій кількості – до 665 мм або 110 % від базової.

Розрахунки в період 2031 – 2050 рр. (табл. 6.13, рис. 6.9 *б*) показують що в разі реалізації сценарію *GFDL*-30 % збільшення річної суми опадів в порівнянні з середньою багаторічно буде меншим, ніж в перший період на 10%, тобто становитиме 108 % або 646 мм. В Лісостепу за сценаріями *A1B* та *A2* очікуватиметься значне збільшення суми опадів до 121 – 130 % від базової відповідно.

В Степовій зоні України випадає найменша кількість опадів. У Північному Степу річна кліматична норма становить 550 мм. За розрахунками сценарію *GFDL*-30 % очікується незначне збільшення річної кількості опадів для цієї території до 590 мм, що становитиме 109 % (табл. 6.13, рис. 6.13). В період 2011 – 2030 рр. тенденція збільшення суми опадів за цим сценарієм збережеться і в період 2031 – 2050 рр., але зростання буде трохи меншим і становитиме 103 % від базової. За сценарієм *A1B* у Північному Степу зростання суми опадів буде подібне тому, що спостерігатиметься за сценарієм *GFDL*-30 %. Після 2030 року очікуватиметься незначне зменшення суми опадів в порівнянні з базовим періодом. За сценарієм *A2* в обидва розрахункові періоди очікується збільшення кількості опадів до 645 мм, що становитиме 118 % від базової.

У Південному Степу згідно виконаних розрахунків всі три сценарії зміни клімату показують, що в період 2011 – 2030 рр. відбудеться незначне збільшення річної суми опадів, в середньому на 10 %. Річна кількість опадів становитиме 525 мм за сценаріями *GFDL*-30 % та *A1B* і 510 мм за сценарієм *A2*. В період 2031 – 2050 рр. у Південному Степу тенденція збільшення суми опадів буде спостерігатись лише за сценарієм *GFDL*-30%. За сценаріями *A1B* та *A2* очікувані суми опадів зменшаться і становитимуть в середньому 85 % від базової суми.

В період 2031 – 2050 рр. збільшення річної суми опадів буде спостерігатись за усіма сценаріями тільки в Поліссі та Лісостеповій зоні. В зоні Північного Степу збільшення суми опадів буде очікуватись тільки за сценаріями *GFDL*-30 % та *A2*, за сценарієм *A1B* сума опадів буде майже на рівні середньої багаторічної. В Південному Степу за сценаріями *A1B* та *A2* очікувана сума опадів зменшиться в середньому до 85 % від базової.

Проте згідно проведених нами розрахунків, у кожній природно-кліматичній зоні, як і на всій території України в цілому, по сезонах року спостерігатимуться значні коливання очікуваної кількості опадів.

Полісся. На території Полісся найменша кількість опадів в базовий період припадає на зимовий період і становить у середньому 104 мм. Як видно із даних табл. 6.16, розрахована за всіма сценаріями зміни клімату на період до 2011 – 2030 рр. кількість зимових опадів буде збільшуватись в порівнянні з базовим періодом. Найбільше збільшення показують розрахунки за сценаріями *A1B* і *A2* – до 161 і 157 мм, що становить 155 і 151 % відповідно. Дещо менше збільшення кількості опадів прогнозується за сценарієм *GFDL*-30 % – до 121 мм або 116 % (табл. 6.14. рис. 6.14 *а*)

У весняний період середня багаторічна кількість опадів становить 145 мм. Для розрахункового періоду 2011–2030 рр. найбільше збільшення кількості опадів показує сценарій *A2* до 196 мм, що становитиме 135 % від базового періоду. За сценарієм *GFDL*-30 % можна очікувати збільшення кількості опадів у весняний період до 157 мм (108 %). Сценарій зміни клімату *A1B*, навпаки, прогнозує зменшення кількості опадів навесні до 76 мм, що становитиме лише 52 % від кліматичної норми.

Для розрахункового періоду 2031 – 2050 рр. за всіма сценаріями в Поліссі очікується збільшення опадів навесні. Найменше збільшення опадів очікуватиметься за сценарієм *A1B* – 152 мм, тобто 105 % від базової суми. Найбільша сума опадів очікується за сценарієм *GFDL*-30 % 232 мм, що складає 169 % від середньої багаторічної.

Середня багаторічна кількість опадів влітку в Поліссі становить 249 мм. За розрахунками, за сценаріями зміни клімату *A1B* та *A2* кількість опадів влітку до 2050 року майже не зміниться, за сценарієм зміни клімату *GFDL*-30 % можна очікувати збільшення кількості опадів до 298 мм, тобто до 120 % від базової суми.

Слід зазначити, що можна очікувати і зміну такого важливого показника зволоження території як гідротермічний коефіцієнт Г.Т. Селянинова.

Якщо в базовий період 1986 – 2005 рр. *ГТК* становив 1,5 відн.од., то за розрахунками за сценаріями *GFDL*-30 % та *A1B* очікуватиметься незначне збільшення сухості території *ГТК* = 1,38 – 1,4 відн. од. відповідно в обидва розрахункові періоди. А розрахунки за сценарієм зміни клімату *A2* вказують на підвищення *ГТК* до 1,7 відн. од. в зв'язку з підвищенням кількості опадів.

Восени, як видно з даних табл. 6.14, рис. 6.14, середня багаторічна сума опадів за базовий період в Поліссі становить 153 мм. Розрахунки за сценаріями змін клімату для періоду 2011–2030 рр. показують, що тільки за сценаріями *GFDL*-30 % слід очікувати незначне зменшення кількості опадів до 132 мм, що складає 86 % від базової норми. За сценарієм *A1B* сума опадів залишиться на рівні базової, а за сценарієм зміни клімату *A2* очікується зростання суми опадів до 175 мм (114 % від базової).Для другого розрахункового періоду очікуються подібні зміни сум опадів такі ж, як і для першого розрахункового періоду.

Таблиця 6.14. Порівняльна характеристика режиму зволоження по сезонах року на території України

Сезон	Базовий період (1986 – 2005 рр.)		*GFDL*-30 %			*A1B*			*A2*		
	Сума опадів, мм	ГТК	Сума опадів, мм	% від базового періоду	ГТК	Сума опадів, мм	% від базового періоду	ГТК	Сума опадів, мм	% від базового періоду	ГТК
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
За сценаріями зміни клімату в період 2011–2030 рр.											
Полісся											
Зима	104		121	116		161	155		157	151	
Весна	145		157	108		76	52		196	135	
Літо	249	1,5	298	120	1,3	246	99	1,4	257	103	1,6
Осінь	153		132	86		149	97		175	114	
Рік	651		708	109		732	112		785	121	
Лісостеп											
Зима	101		129	128		145	144		147	146	
Весна	135		158	117		169	125		175	130	
Літо	222	1,3	296	133	1,3	222	100	1,3	240	108	1,4
Осінь	142		121	85		129	91		161	105	
Рік	600		705	118		665	111		723	121	
Північний Степ											
Зима	95		130	137		145	153		153	161	
Весна	118		126	107		128	108		163	138	
Літо	195	1,0	208	107	0,9	169	87	1,0	172	88	1,1
Осінь	137		128	93		118	86		157	115	
Рік	545		592	109		560	103		645	118	
Південний Степ											
Зима	91		113	124		176	193		143	157	
Весна	102		113	111		97	95		122	120	
Літо	155	0,9	183	118	0,7	97	63	0,6	115	74	0,7

Продовження табл. 6.14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Осінь	116		116	100		155	134		130	112	
Рік	464		525	113		525	113		510	110	
За сценаріями зміни клімату в період 2031 – 2050 рр.											
Полісся											
Зима	104		117	113		157	151		161	154	
Весна	145		232	169		152	105		202	139	
Літо	249	1,5	264	106	1,4	242	98	1,38	276	111	1,68
Осінь	153		135	88		155	101		176	115	
Рік	651		748	115		732	112		800	123	
Лісостеп											
Зима			196	194		184	149		168	166	
Весна	135	101	167	124		156	115		193	143	
Літо	222	1,3	243	109	1,23	240	108	1,31	268	121	1,59
Осінь	142		153	107		143	100		171	120	
Рік	600		763	127		704	117		800	133	
Північний Степ											
Зима	95		130	137		145	152		149	153	
Весна	118		98	83		128	108		161	136	
Літо	195	1,0	199	102	0,96	169	101	0,89	192	99	1,0
Осінь	137		129	94		118	86		142	102	
Рік	545		556	102		560	102		643	118	
Південний Степ											
Зима	91		185	203		122	134		117	128	
Весна	102		101	115		117	115		87	85	
Літо	155	0,9	177	114	0,63	91	59	0,52	69	44	0,48
Осінь	116		51	44		98	84		102	88	
Рік	464		514	111		428	92		376	81	

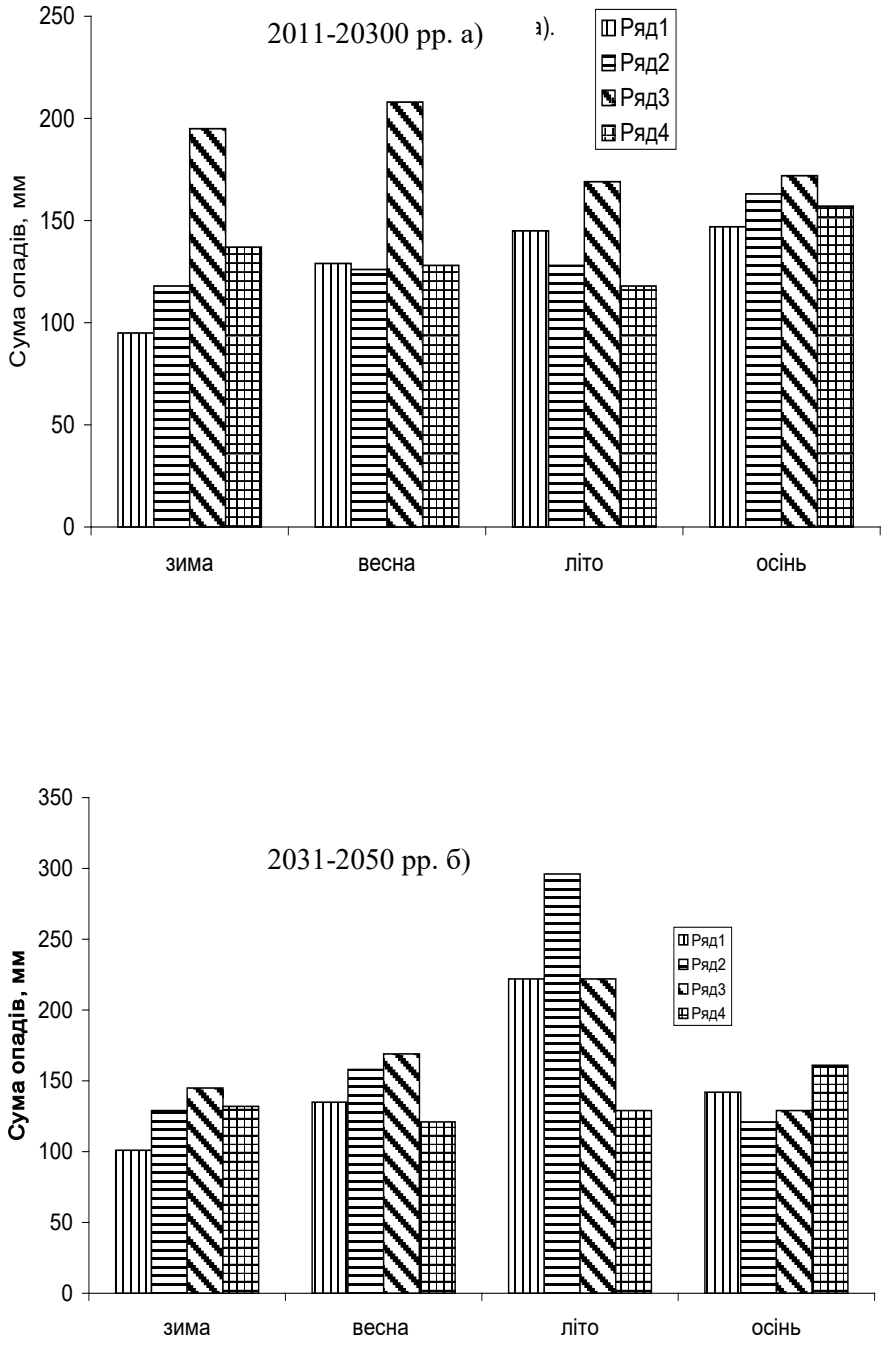


Рис. 6.14. Порівняльна характеристика сум опадів по сезонах року на території Полісся. Період: а)2011–2030 рр.; б) 2031–2050 рр.
1 – базовий період 1986–2005 рр.; 2 – сценарій зміни клімату *GFDL*-30 %;
3 – сценарій зміни клімату *A1B*; 4 – сценарій зміни клімату *A2*.

Лісостеп. На території Лісостепу за середніми багаторічними даними кількість опадів взимку становить 101 мм (табл. 6.14, рис. 6.15).

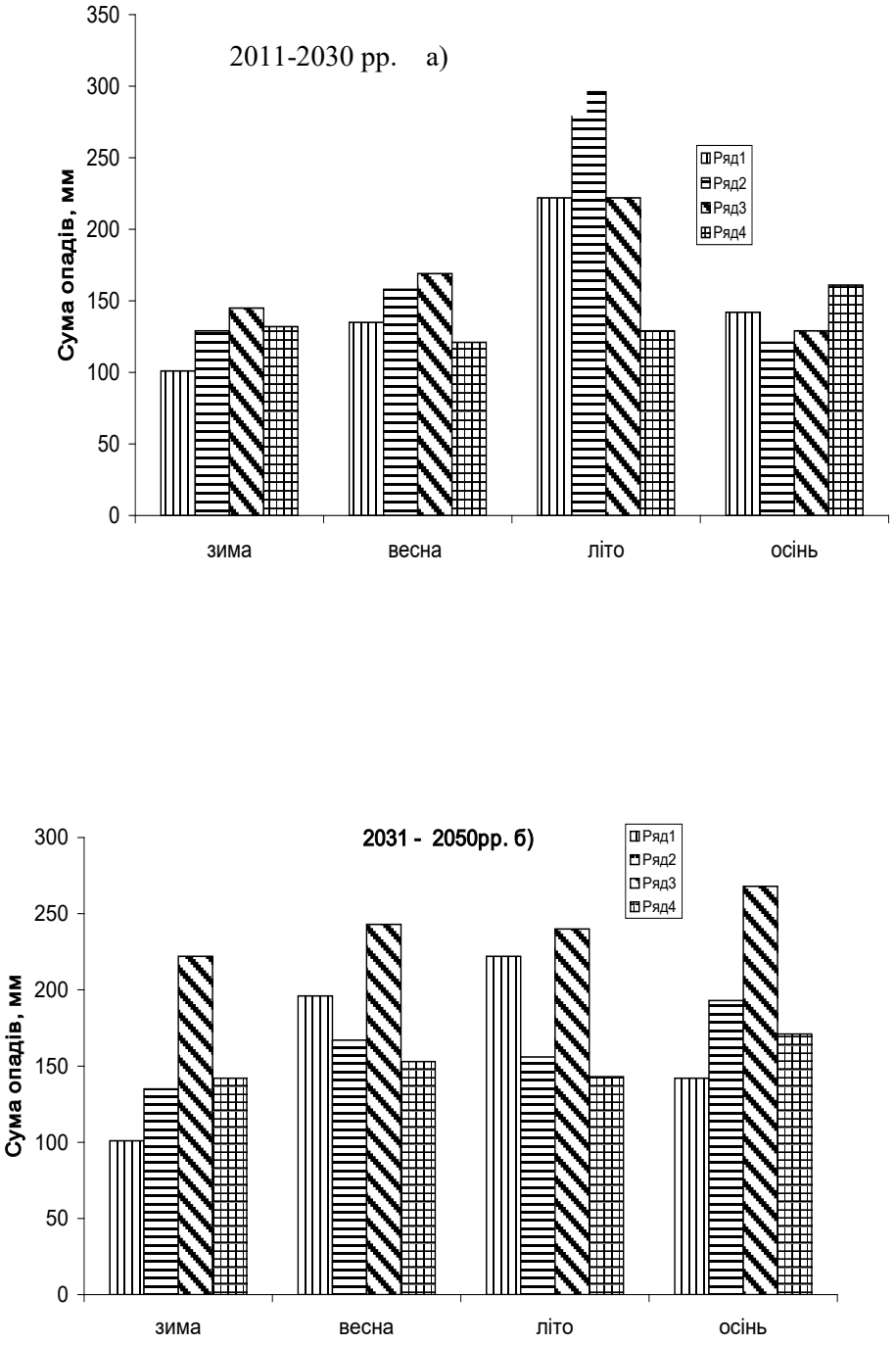


Рис. 6.15. Порівняльна характеристика сум опадів на території Лісостепу: Період: а) 2011 – 2030 рр.; б) 2031 – 2050 рр.;
1 – базовий період 1986–2005 рр.; 2 – сценарій зміни клімату *GFDL*-30 %;
3 – сценарій зміни клімату *A1B*; 4 – сценарій зміни клімату *A2*.

Всі сценарії зміни клімату вказують на підвищення кількості зимових опадів. Сценарії *A1B* та *A2* дають майже однакові результати. Згідно розрахунків кількість очікуваних зимових опадів в період 2011 – 2030 рр. становитиме 145 і 147 мм відповідно, що становитиме у середньому приблизно 145 % від кліматичної норми. Сценарій *GFDL*-30 % також вказує на підвищення кількості опадів, але не таке значне – до 158 мм (117 % від базової суми).

В другий розрахунковий період за усіма сценаріями взимку в Лісостепу відбудеться значне збільшення суми опадів від 196 мм за сценарієм *GFDL*-30 % до 184 мм за сценарієм *A1B*.

Навесні також зберігатиметься тенденція збільшення кількості опадів за всіма сценаріями від 158 мм за сценарієм *GFDL*-30 % до 175 мм за сценарієм *A2*, при кліматичній нормі 135 мм.

У літній період на території Лісостепу за середніми багаторічними даними випадає 222 мм опадів. За сценаріями зміни клімату *GFDL*-30 % та А2 очікується збільшення кількості опадів до 296 та 240 мм відповідно, і лише за сценарієм *A1B* не прогнозується зміна кількості літніх опадів в період до 2030 р.

При зростанні сум температур і сум опадів *ГТК* за двома сценаріями *GFDL*-30 % та *A1B* становитиме 1,2 відн. од., а за сценарієм зміни клімату *A2 ГТК* трохи зросте до 1,5 відн. од.

В другий розрахунковий період суми опадів влітку за трьома сценаріями будуть перевищувати середню багаторічну суму і становитимуть близько 240 мм за сценаріями зміни клімату *GFDL*-30 % та *A1B*, за сценарієм *A2* – близько 268 мм, тобто 120 % від базової суми опадів (рис. 6.15 *б*).

Коефіцієнт ГТК за двома сценаріями зменшиться до 1,1 відн. од., а за сценарієм А2 – до 1,3 відн. од. Це свідчить про те, що посушливість території Лісостепу буде поступово збільшуватись.

Восени за середніми багаторічними даними в Лісостепу випадало до 142 мм. Для території Лісостепу розрахунки за сценаріями *GFDL*-30 % та *A1B* вказують на зменшення кількості опадів до 121 мм (85 %) та 129 мм (91 %) відповідно в період 2011 – 2030 рр. За сценарієм *A2* очікуватиметься збільшення кількості опадів до 161 мм (105 % від норми) (табл. 6.14 і рис. 6.15 *а*). Стосовно другого розрахункового періоду, то восени за усіма сценаріями з 2031 по 2050 рр. опади очікуватимуться на рівні середніх багаторічних (рис. 6.15 *б*).

Степ. Ця природна зона займає майже 40 % території України і дуже нерівномірна за умовами зволоження. Вона поділяється на Північний та Південний Степ. Характеристика умов зволоження Північного Степу наведена у табл. 6. 14 і рис. 6.16.

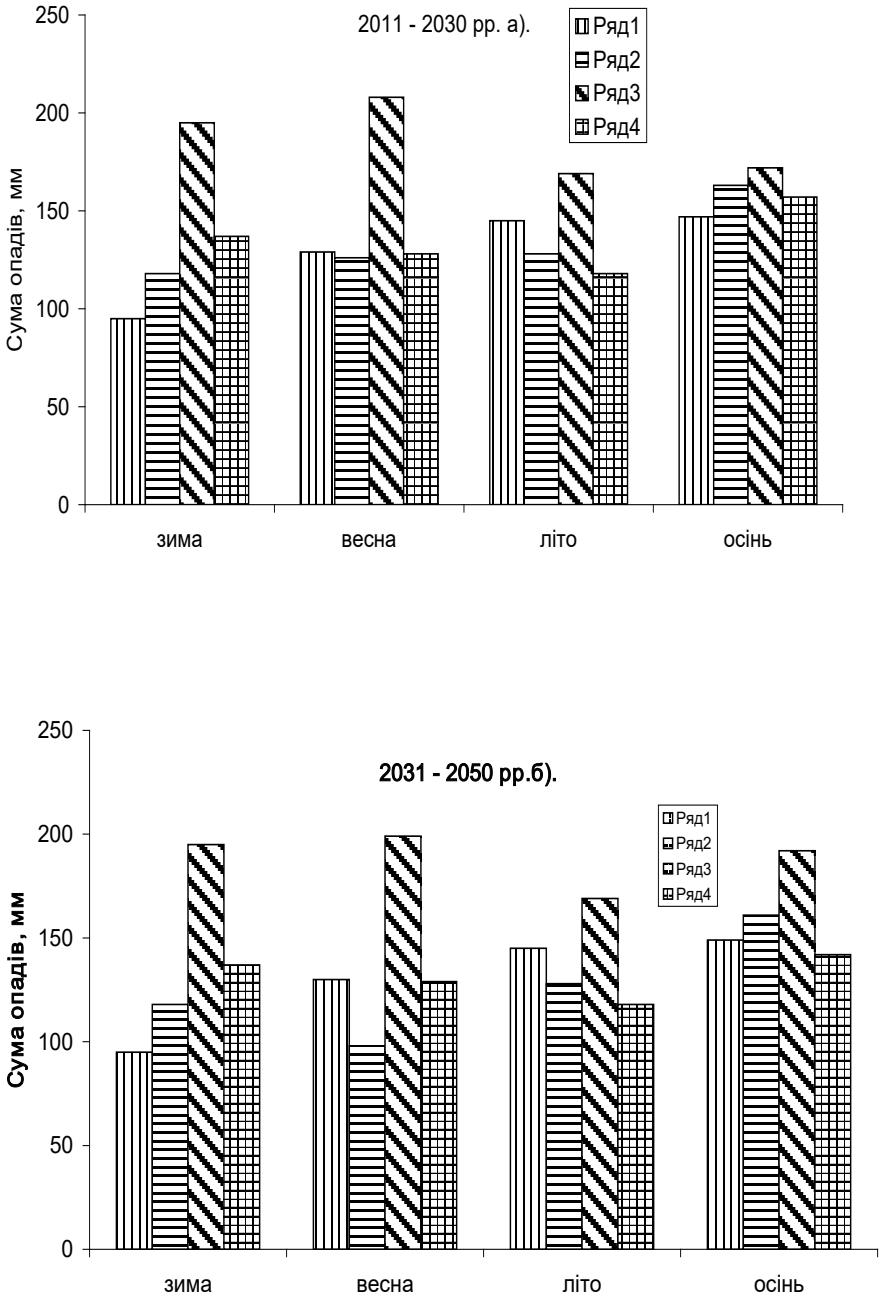


Рис. 6.16 – Порівняльна характеристика сум опадів на території Північного Степу: Період: а) 2011 – 2030 рр.; б) 2031 – 2050 рр.; 1 – базовий період 1986–2005 рр.; 2 – сценарій зміни клімату *GFDL*-30 %; 3 – сценарій зміни клімату *A1B*; 4 – сценарій зміни клімату *A2*.

На території *Північного Степу* найменша кількість опадів випадає взимку і за середніми багаторічними даними становить 95 мм. За розрахунками за усіма сценаріями на період до 2030 р. очікуватиметься збільшення сум опадів. Найвідчутніше збільшення опадів очікується за сценаріями *A1B* та *A2* до 145 та 153 мм відповідно, що складає 153 та 161 % від норми. За сценарієм *GFDL*-30 % збільшення сум опадів становитиме 107 % від базової суми. (рис. 6.16 *а*).

В період з 2031 по 2050 рр. взимку також очікується збільшення сум опадів за усіма сценаріями змін клімату. За сценарієм *GFDL*-30 % сума опадів становитиме 130 мм (137 % від норми). За сценаріями *A1B* та *A2* збільшення сум опадів буде майже однаковим і становитиме 145 мм, що становитиме більше 150 % від базової суми (рис. 6.16 *б*).

Навесні також можна очікувати збільшення кількості опадів до 126 мм в період до 2030 року за сценарієм зміни клімату *GFDL*-30 %, а за сценарієм *A2* – до 161 мм. При цьому середня багаторічна кількість опадів у весняний період на території Північного Степу становить 118 мм (табл. 6.14, рис. 6.16 *а*).

В другий розрахунковий період з 2031 по 2050 рр. відчутне збільшення опадів навесні очікується тільки за сценарієм *A2* –до 163 мм, тобто на рівні першого розрахункового періоду. За сценарієм *A1B* сума опадів очікується майже на рівні середньої багаторічної, за сценарієм *GFDL*-30 % очікується зменшення суми опадів до 98 мм, що становитиме тільки 83 % від суми опадів базового періоду.

Влітку кліматична норма суми опадів у Північному Степу досягає 195 мм. Як видно з даних табл. 6.14 та рис. 6.16 *а,* за сценарієм зміни клімату *GFDL*-30 % на період до 2030 року очікуватиметься незначне підвищення суми опадів до 208 мм, що становитиме 107 % від базової суми. За сценаріями зміни клімату *A1B* та *A2* в цей період суми опадів значно зменшаться і становитимуть близько 170 мм, що складатиме 87 % від середньої багаторічної суми. Очікується зменшення *ГТК* за сценарієм *GFDL*-30 % до 0,9 відн. од. За іншими сценаріями *ГТК* залишиться на рівні середнього багаторічного значення.

В другий розрахунковий період за усіма сценаріями зміни клімату сума опадів очікуватиметься влітку в Північному Степу в межах середньої багаторічної. *ГТК* за сценаріями *GFDL*-30 % та *A1B* зменшиться відповідно до 0,96 та 0,89 в порівнянні з середніми багаторічними даними, а за сценарієм А2 залишиться без зміни.

Восени середня багаторічна кількість опадів в осінній період становить 137 мм. За сценаріями *GFDL*-30 % та *A1B* в період до 2030 року кількість опадів буде меншою, всього 93 та 87 % в порівнянні з середньою багаторічною сумою. За сценарієм *A2* кількість опадів восени трохи підвищиться – до 157 мм, тобто становитиме 115 % середньої багаторічної.

В період з 2031 по 2050 рр. за сценаріями зміни клімату *GFDL*-30 % та *A1B* очікуватиметься зменшення суми опадів до 94 та 86 % відповідно від середньої багаторічної суми. За сценарієм *A2* сума опадів очікуватиметься на рівні середньої багаторічної (рис. 6.16 *б*).

Південний Степ. Територія Південного Степу отримує ще менше вологи, ніж Північний Степ (табл. 6.14 і рис. 6.17). Найменша кількість опадів теж випадає взимку. Кліматична норма цього сезону становить 91 мм.

Розрахунки за трьома сценаріями зміни клімату до 2030 року вказують на підвищення кількості опадів в зимовий період. Причому саме для території Південного Степу слід очікувати найсуттєвіше зростання кількості зимових опадів. Найбільше зростання сум опадів взимку очікуватиметься за сценарієм *A1B,* майже вдвічі –до 176 мм, що складатиме 193 % від норми. Трохи менше зростання відзначатиметься за сценарієм *A2* – до 143 мм (157 %), за сценарієм зміни клімату *GFDL*-30 % сума опадів зросте до 113 мм або 124 % від норми.

В другий розрахунковий період 2031 – 2050 рр. тенденція до збільшення опадів в зимовий період буде зберігатись. При цьому слід відзначити, що найбільше зростання суми опадів очікуватимется за сценарієм *GFDL*-30 % і становитиме 203 % від базової суми. За сценаріями *A1B* та *A2* наростання сум опадів відбуватиметься повільніше і становитиме в порівнянні з середньою багаторічною сумою відповідно 134 та 128 %.

Навесні, при кліматичній нормі опадів 102 мм в період до 2030 року за сценаріями *GFDL*-30 % та *A*2 можливе незначне підвищення кількості опадів до 113 мм (111 %) та 122 мм (120%) відповідно. За сценарієм *A1B* очікуватиметься незначне зменшення кількості опадів до 97 мм (95 % від норми). Тобто, можна сказати, що режим зволоження Південного Степу весною суттєво не зміниться.

В період з 2031 по 2050 рр. за сценаріями зміни клімату *GFDL*-30 % та *A1B* сума опадів очікується трохи вищою від середньої багаторічної –115 %. За сценарієм *A*2 очікувана сума опадів значно зменшиться і становитиме 87 мм, тобто 85 % від норми.

За середніми багаторічним даними за літній період у Південному Степу випадає 155 мм опадів. Аналіз отриманих результатів розрахунків показав, що в період до 2030 року за сценаріями *A1B* та *A*2 очікуватиметься зменшення кількості літніх опадів. Найбільш суттєве зниження відзначається за сценарієм *A1B* до 97 мм, що становитиме всього 63 % від кліматичної норми. За сценарієм *A2* також слід очікувати зменшення опадів влітку до 115 мм (74%). І лише за сценарієм зміни клімату *GFDL*-30 % можливе підвищення кількості опадів до 183 мм, що складає 118 % від норми.

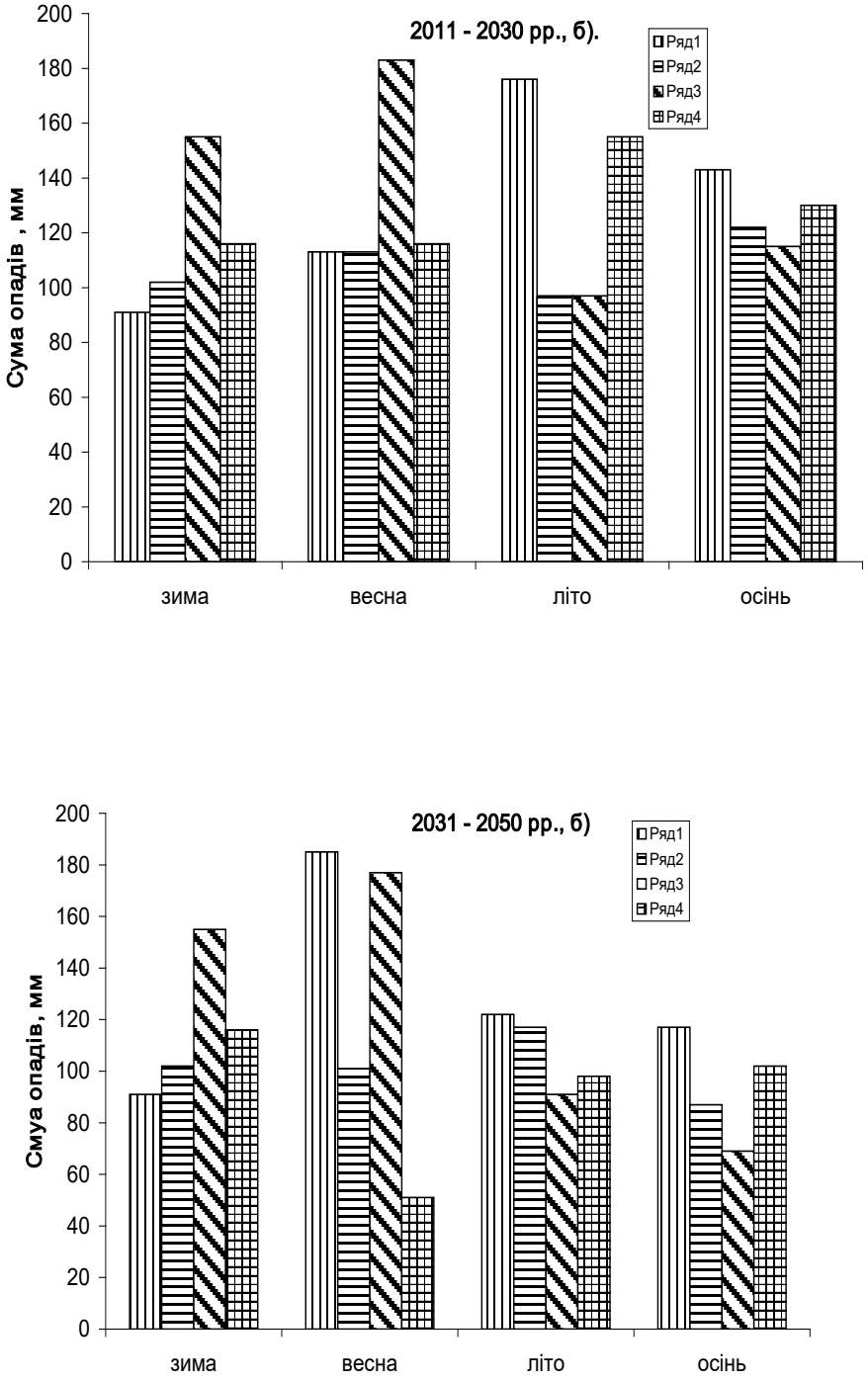


Рис. 6.17. Порівняльна характеристика сум опадів на території Південного Степу. Період: а) 2011 – 2030 рр., б) 2031 – 2050 рр. 1 – базовий період 1986–2005 рр.; 2 – сценарій зміни клімату *GFDL*-30 %; 3 – сценарій зміни клімату *A1B*; 4 – сценарій зміни клімату *A2*.

Розрахунки за сценаріями зміни клімату в період з 2031 по 2050 рр. показують, що за сценарієм *GFDL*-30 % очікуватиметься зростання суми опадів за літо до 177 мм, що становитиме 114 % від середньої багаторічної. За сценаріями *A1B* та А2 очікуватиметься різке зменшення опадів влітку до 91 та 69 мм відповідно, що становитиме тільки 59 та 44 % відповідно від середньої багаторічної суми опадів.

За трьома сценаріями зміни клімату в Південному Степу зросте рівень посушливості, *ГТК* становитиме 0,63, 0,52 та 0,48 відн. од. відповідно.

Восени на території Південного Степу за середніми багаторічними даними випадало 116 мм опадів. За сценарієм *GFDL*-30 % в період до 2030 року їх кількість не зміниться, за сценаріями *A1B* очікуватиметься збільшення до 155 мм (134%), а за сценарієм *A2* очікуватиметься підвищення кількості опадів до 130 мм (112 % від норми).

В період з 2031 по 2050 рр. розрахунки за трьома сценаріями зміни клімату показали, що очікуватиметься різке зменшення суми опадів восени Найменша сума опадів очікуватиметься за сценарієм *GFDL*-30 % – 51 мм, тобто тільки 44 % від базової суми опадів. За сценаріями *A1B* та А2 очікуватиметься майже однакова сума опадів близько 100 мм, тобто 86 % від середньої багаторічної.

Зменшення суми опадів в літній та осінній періоди за період з температурами повітря вище 5 °С призведе до погіршення вологозабезпеченості сільськогосподарських культур, особливо озимої пшениці, оскільки погіршаться умови її осінньої вегетації.

Для більшості сільськогосподарських культур велике значення має тепло- та вологозабезпеченість їхнього вегетаційного періоду, тобто періоду з температурами повітря вище 5 та 10 °С. Тому доцільно також розглянути розподіл сум опадів в періоди з температурами повітря вище 5 та 10 °С, а також такі показники зволоження як сумарне випаровування, випаровуваність та дефіцит випаровування.

Полісся. Як видно із табл. 6.15 середня багаторічна сума опадів в Поліссі за період з температурою повітря вище 5 °С становила 421 мм. Розрахунки за трьома сценаріями показали, що і в перший, і в другий розрахункові періоди сума опадів підвищуватиметься в порівнянні з середньою багаторічною, причому збільшення опадів по періодах майже однакове за двома сценаріями *GFDL*-30 % та *A2* – до 595 мм, що вище середньої багаторічної суми більш як на 170 мм. За сценарієм *A1B* збільшення суми опадів очікується в меншій мірі, але все ж таки перевищуватиме базову суму майже на 60 мм і становитиме 480 мм. (табл. 6.15 і рис. 6.18 – 6.21).

Відчутно зростуть також суми опадів, розрахованих за сценаріями змін клімату і за період з температурами вище 10 °С

Таблиця 6.15. Режим зволоження в **Поліссі** за різними сценаріями зміни клімату за періоди з температурою повітря вище 5 та 10 °С

Сценарій	Сума опадів за періоди, мм за періоди з температурою повітря вище		Сумарне випарову вання, мм	Випа-рову-ваність, мм	Дефіцит випаро-вування, мм	ГТК
	5 °С	10 °С				
Середня багаторічна						
1986–2005 рр.	421	368	506	1310	805	1,4
Період 2011 – 2030 рр.						
GFDL-30 %;	592	505	580	1738	1159	1,3
Різниця	171	137	74	428	354	0,1
A1B	481	401	591	1119	528	1,4
Різниця	60	33	85	-191	-451	0
A2	537	444	614	1065	451	1,7
Різниця	116	76	108	-245	-354	0,3
Період 2031 – 2050 рр.						
GFDL-30 %;	596	511	582	1741	1159	1,3
Різниця	175	143	76	431	354	0,1
A1B	476	416	587	1158	571	1,3
Різниця	55	48	81	-152	-234	-0,1
A2	586	467	636	1096	460	1,7
Різниця	165	99	130	-214	-345	0,3

Сумарне випаровування за середніми багаторічними даними в Поліссі становить 506 мм. Як видно із табл. 6.15, при розрахунках за сценаріями зміни клімату в обидва періоди (2011–2030 рр. та 2031–2050 рр.) воно значно зросте, що пояснюється як підвищенням температури повітря, так і збільшенням суми опадів. При цьому за двома сценаріями *GFDL*-30 % та *A1B* сумарне випаровування буде майже однаковим і становитиме 580 – 590 мм. За сценарієм *A2* воно очікуватиметься значно вище і становитиме в перший розрахунковий період 614 мм, в другий – 636 мм, що перевищуватиме середні багаторічні величини сумарного випаровування відповідно на 108 та 130 мм.

Середня багаторічна випаровуваність в Поліссі становила 1310 мм. За даними розрахунків за сценаріями змін клімату випаровуваність зросте в порівнянні з середньою багаторічною в обидва розрахункові періоди тільки за сценарієм *GFDL*-30 % на 430 мм і становитиме близько 1740 мм.

За двома іншими сценаріями випаровуваність зменшиться в порівнянні з середньою багаторічною в обидва розрахункові періоди в середньому на 165 мм і становитиме близько 1130 мм.

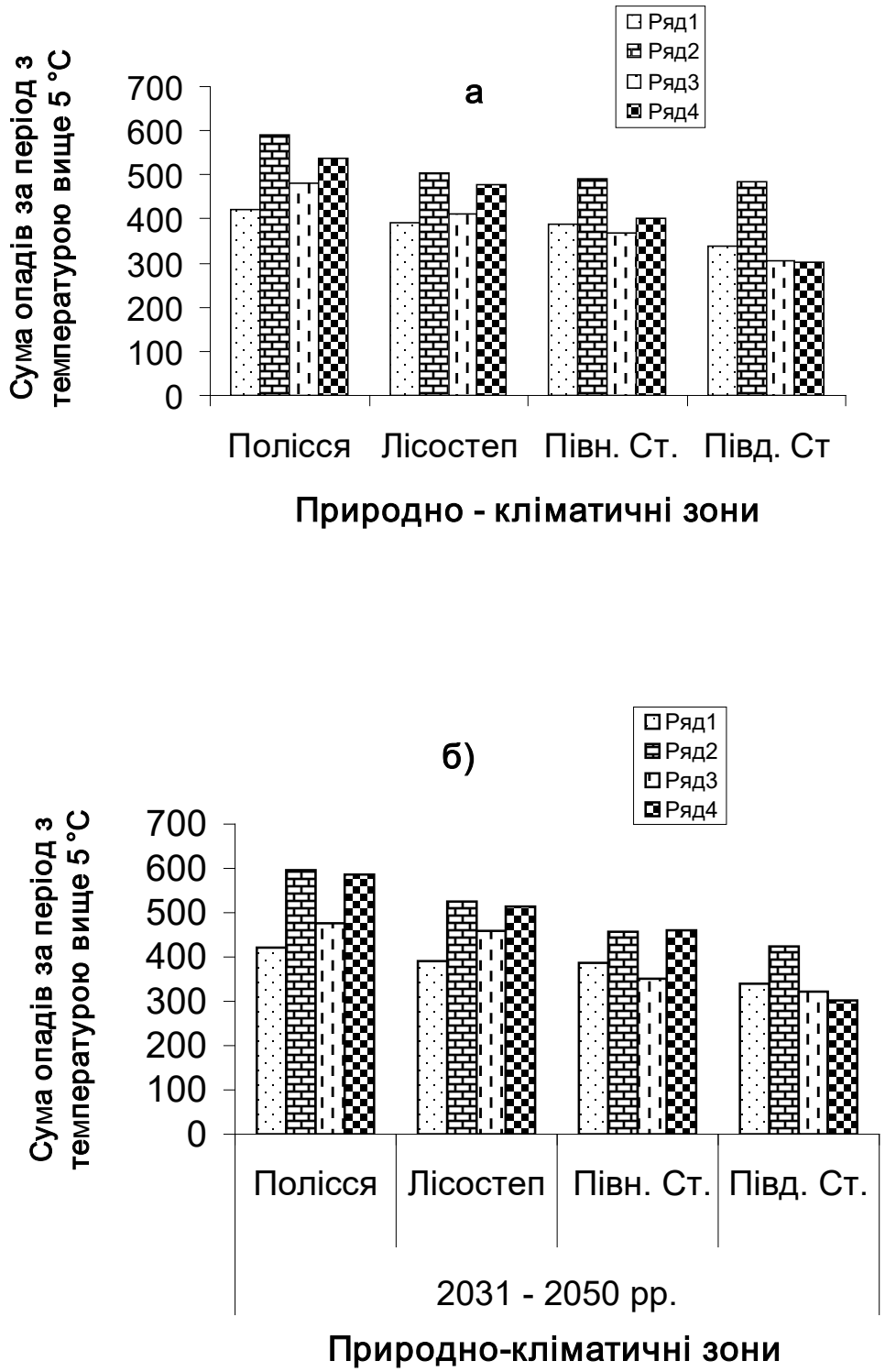


Рис. 6.18. Порівняльна характеристика сум опадів за період з температурою вище 5° С.

Період: а) 2011 – 2030 рр., б) 2031 – 2050 рр.

1 – середня багаторічна за період 1986 – 2005 рр;

2 – за сценарієм *GFDL*-30 %; 3 – за сценарієм А1В; 4 – за сценарієм А2.

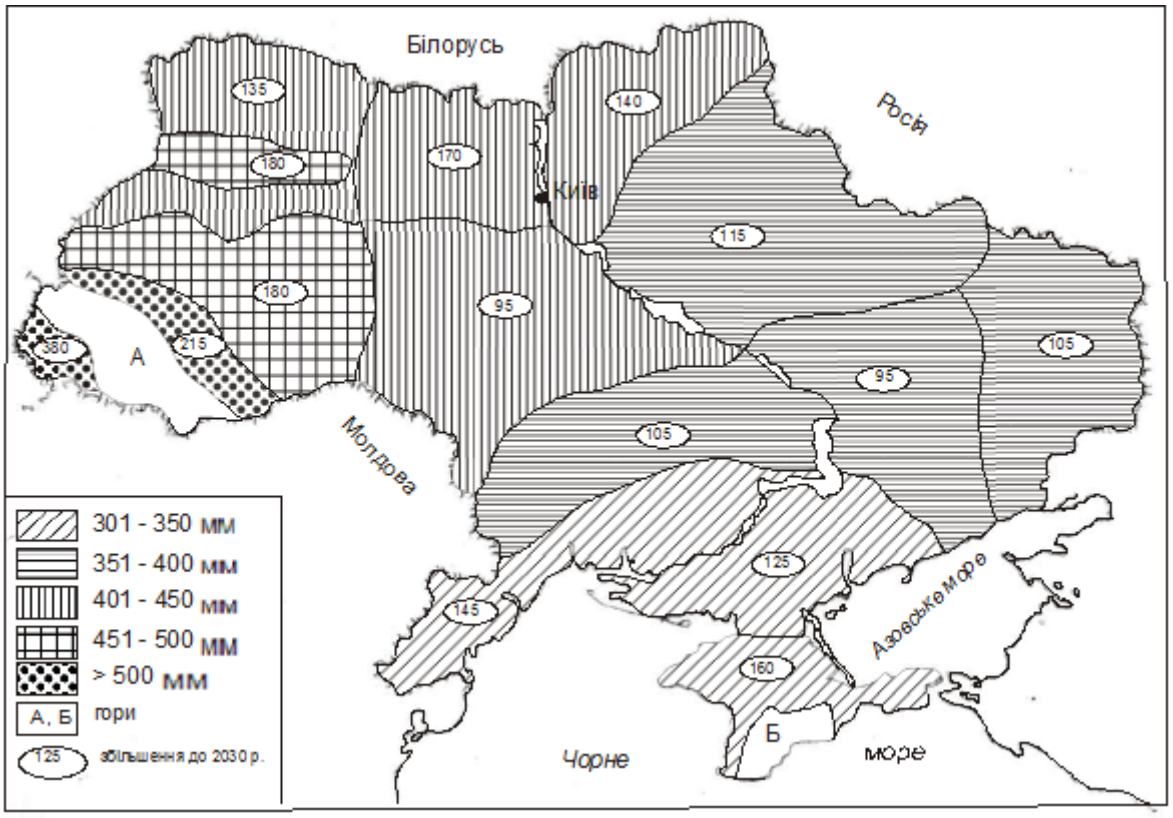


Рис. 6.19. Середня багаторічна сума опадів за період з температурою вище 5 °С за період 1991 – 2005 рр.

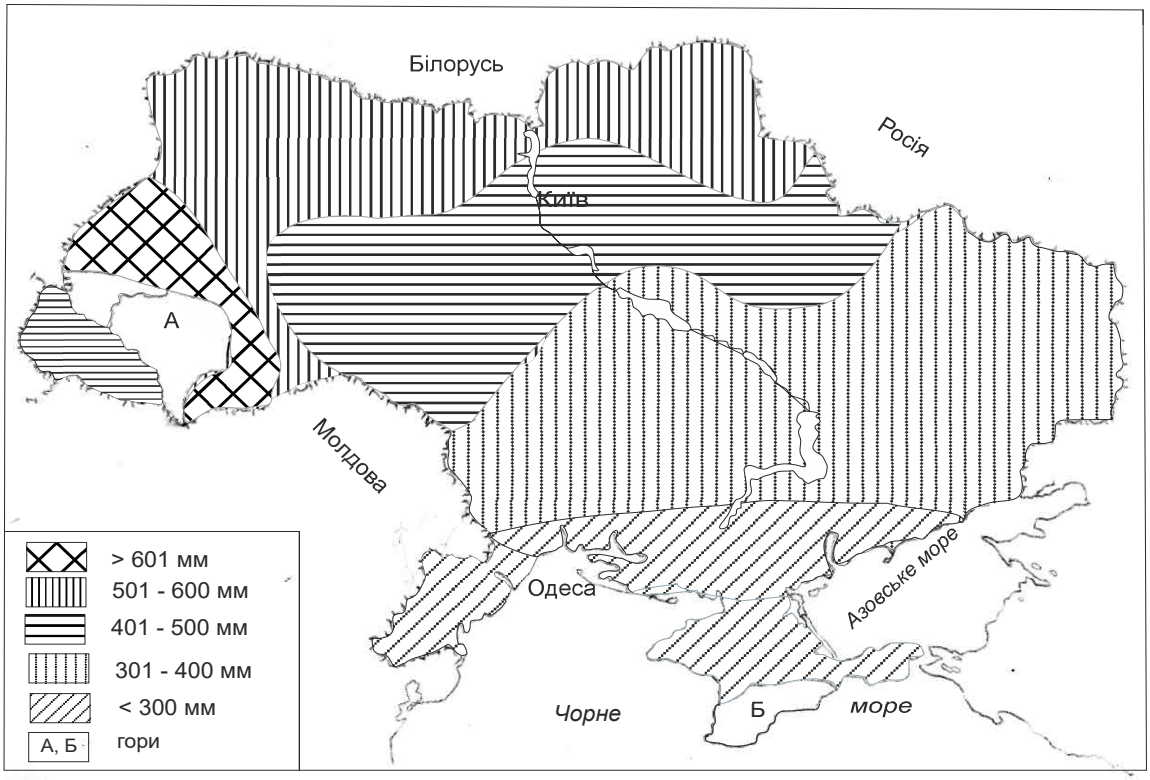


Рис. 6.20. Середня багаторічна сума опадів за період з температурою вище 5 °С за сценарієм *A1B* за період 2031 – 2050 рр.

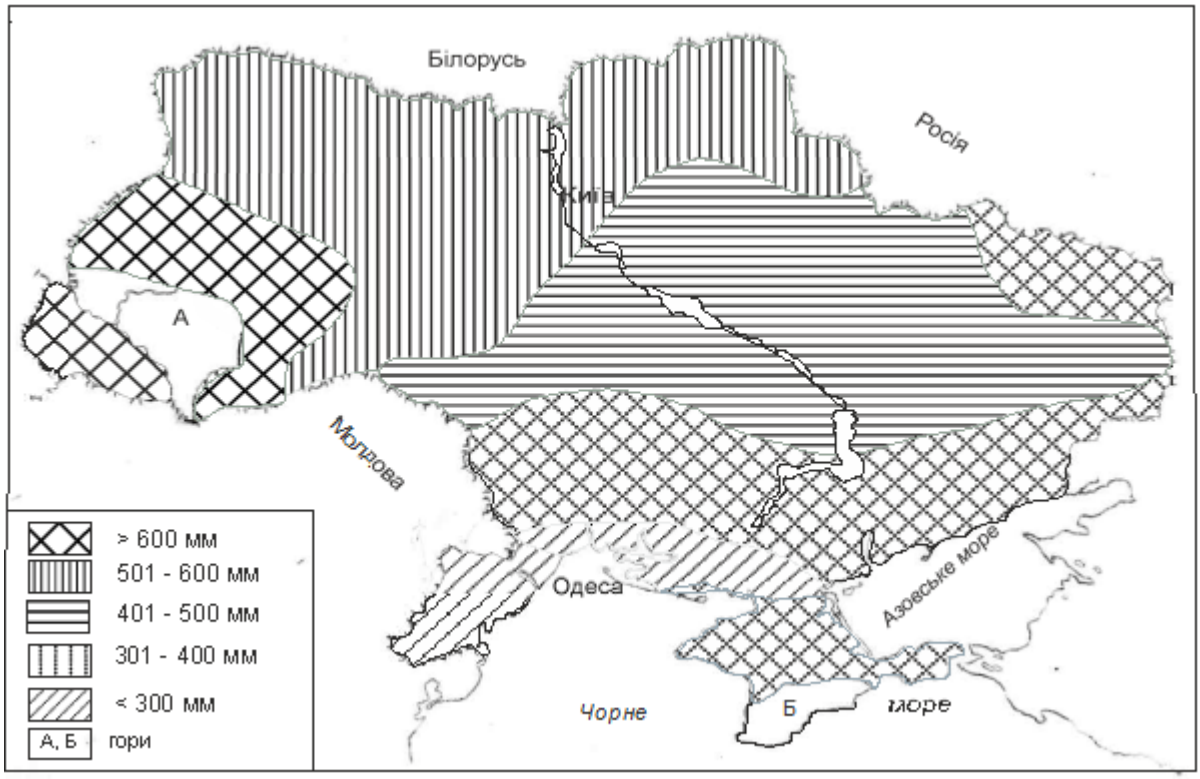


Рис. 6.21. Середня багаторічна сума опадів за період з температурою вище 5 °С за сценарієм А2 за період 2031 – 2050 рр.

Дефіцит випаровування в Поліссі в середньому багаторічному становив близько 800 мм. Розрахунки за сценаріями показали, що хід дефіциту випаровування аналогічний ходу випаровуваності в обидва розрахункові періоди. За сценарієм *GFDL*-30 % дефіцит випаровування зросте до 1159 мм і перевищуватиме середню багаторічну величину на 354 мм. За сценаріями *A1B* та *A2* дефіцит випаровування очікуватиметься значно нижчий від середнього багаторічного і становитиме 530 та 350 мм відповідно.

Середнє багаторічне значення коефіцієнта зволоження Г*ТК* становило 1,4 відн. од. Розрахунки за сценаріями змін клімату показують, що значення *ГТК* суттєво зросте в Поліссі тільки за реалізації сценарію *А2* і становитиме 1,7 відн. од., що перевищуватиме середні багаторічні значення на 0,3 відн.од.

Лісостеп. Розглянемо як зміняться показники зволоження в Лісостеповій зоні в середньому багаторічному і розраховані за різними сценаріями за період з температурами вище 5 та 10°С.

В Лісостеповій зоні середня багаторічна сума опадів за період з температурами вище 5 °С становить 391 мм (табл. 6.16 і рис. 6.18).

Таблиця 6.16. Режим зволоження Лісостепу за різними сценаріями зміни клімату за періоди з температурою повітря вище 5 та 10 °С

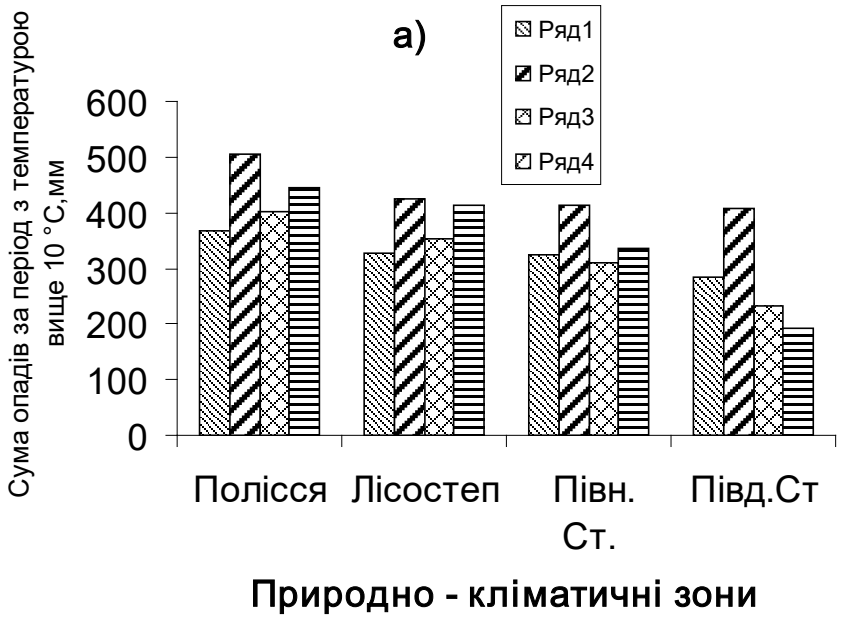
Сценарії	Сума опадів,мм за періоди з температурою повітря вище		Сумарне випарову вання, мм	Випарову-ваність, мм	Дефіцит випаро-вування, мм	ГТК
	5 °С	10 °С				
Середні багаторічні						
1986 –2005 рр.	391	327	493	1305	812	1,2
2011 – 2030 рр.						
GFDL-30 %;	505	424	519	1692	1152	1,1
Різниця	114	97	26	367	340	-0,1
A1B	412	353	446	1285	839	1,2
Різниця	21	26	-47	-20	27	0
A2	479	414	467	1233	766	1,5
Різниця	88	87	-26	-72	-46	0,3
2031 – 2050 рр.						
GFDL-30 %;	523	460	531	1662	1131	1,1
Різниця	132	133	38	357	319	-0,1
A1B	459	383	581	1166	585	1,3
Різниця	68	56	39	139	-227	0,2
A2	514	440	610	1082	472	1,3
Різниця	123	113	117	-223	-340	0,2

Як видно із рисунка та табл. 6.16, за трьома сценаріями зміни клімату очікуватиметься зростання суми опадів за період з температурами вище 5 °С в порівнянні з середніми багаторічними сумами опадів на 88 – 120 мм, тобто суми опадів будуть досягати 470 – 520 мм.

Сума опадів за період з температурами вище 10 °С як середня багаторічна, так і розрахована за різними сценаріями зміни клімату представлена в табл. 6.16 та на рис. 6.22, а також на рис. 6.23 – 6.25.

Як видно із даних табл. 6.16, тенденція до зростання сум опадів за період з температурами вище 10 °С подібна тенденції сум опадів за період з температурами вище 5 °С, навіть різниця в кількісних показниках майже співпадає як по періодах розрахунку, так і за окремими сценаріями.

Зростання сум опадів сприятиме зростанню величин сумарного випаровування. В Лісостеповій зоні середнє багаторічне випаровування становить 493 мм. Розраховані за сценаріями значення випаровуваності не співпадають з розрахованою динамікою опадів. Так, збільшення випаровування в період до 2030 року очікуватиметься тільки за сценарієм *GFDL*-30 % і становитиме 519 мм.



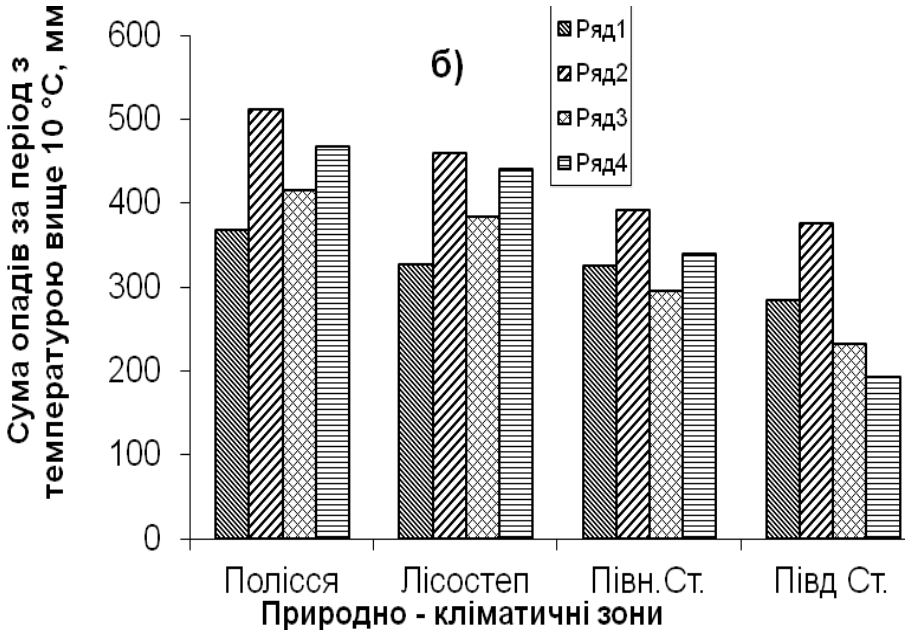


Рис. 6.22. Порівняльна характеристика сум опадів за період з температурою повітря вище 10 °С.
Період: а) 2011 – 2030 рр.; б) 2031 – 2050 рр.;
1 – середня багаторічна за період 1986 – 2005 рр.;
2 – за сценарієм *GFDL*-30 %; 3 – за сценарієм *A1B*; 4 – за сценарієм *A2*.

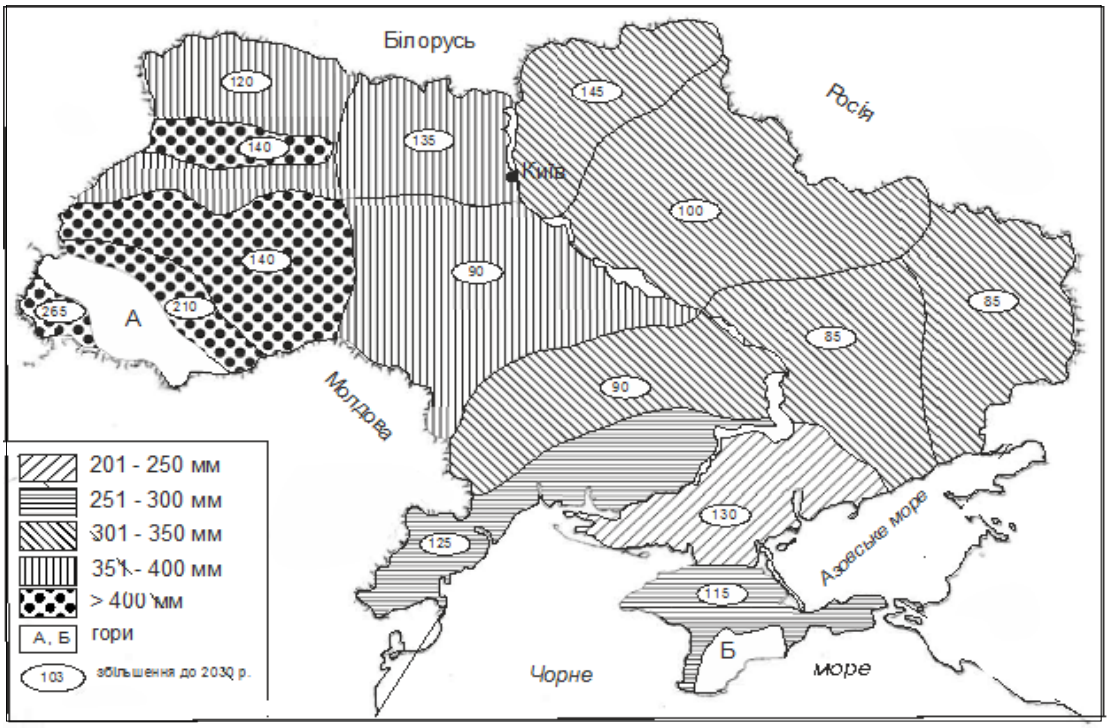


Рис. 6.23. Середня багаторічна сума опадів за період з температурами повітря вище 10 °С (1986 – 2005 рр.).

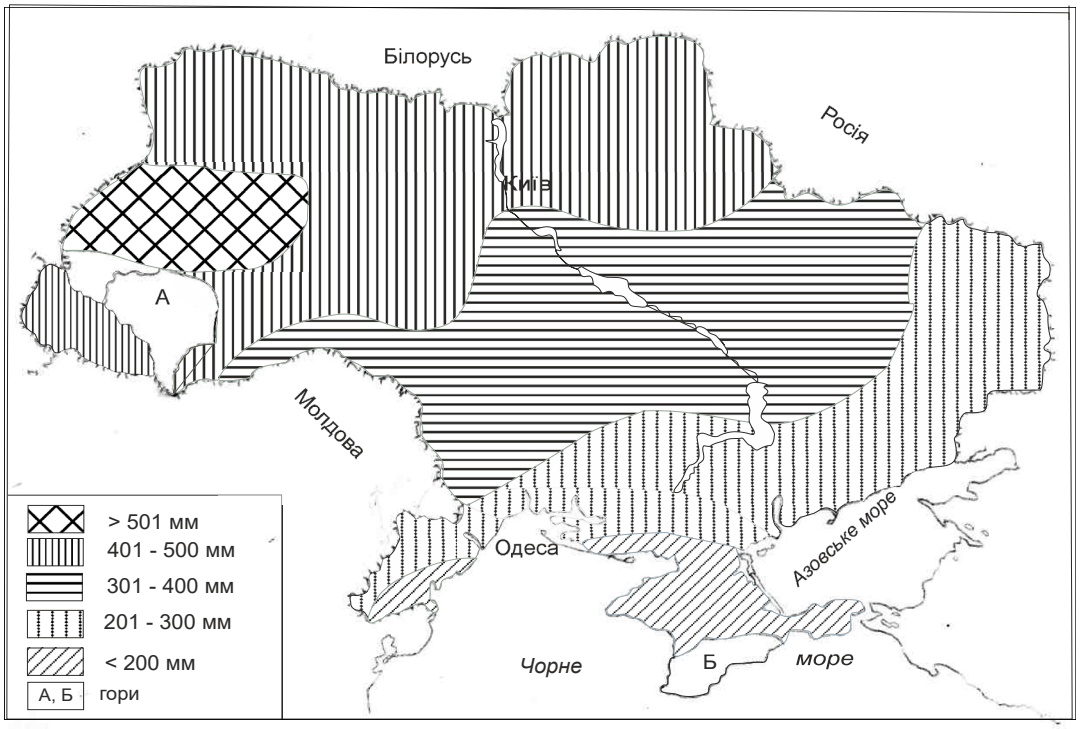


Рис. 6.24. Сума опадів за період з температурами повітря вище 10 °С за кліматичним сценарієм *A1B* на період 2031 – 2050 рр.

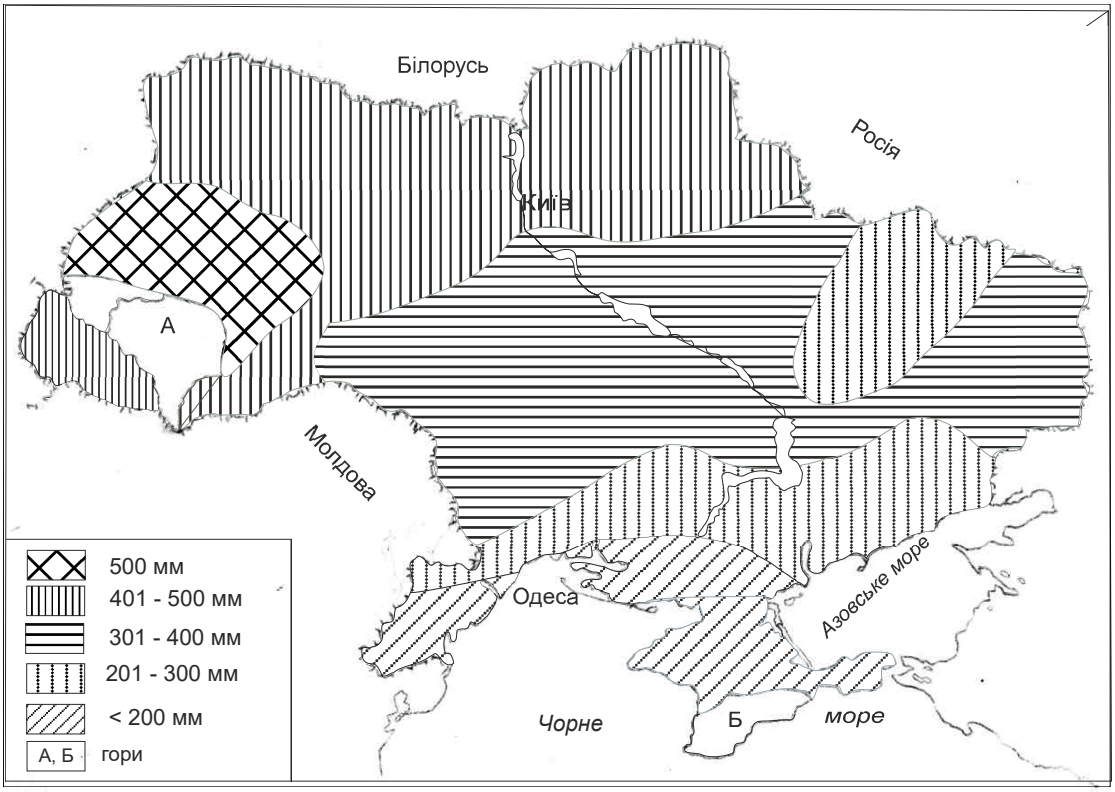


Рис. 6.25. Сума опадів за період з температурами повітря вище 10 °С за кліматичним сценарієм *А*2 на період 2031 – 2050 рр.

Розраховані значення випаровуваності за сценаріями в період 2011 – 2030 рр. показують, що очікується зростання випаровуваності тільки за сценарієм *GFDL*-30 % до 1690 мм, тобто буде вище середньої багаторічної величини майже на 370 мм. Інші два сценарії прогнозують зменшення випаровуваності до 1280 мм.

Дефіцит випаровування в середньому багаторічному по Лісостеповій зоні становить 812 мм. У відповідності із зростанням випаровуваності за сценарієм *GFDL*-30 %, зросте і дефіцит випаровування до 1150 мм в обидва розрахункові періоди. В разі реалізації сценарію *A1B* в перший розрахунковий період дефіцит випаровування матиме значення на рівні середнього багаторічного і менше його в другий розрахунковий період на 230 мм. За сценарієм *А*2 в обидва розрахункові періоди дефіцит випаровування буде меншим від середнього багаторічного значення на 50 мм в перший розрахунковий період і на 340 мм – в другий.

Значення *ГТК* в середньому багаторічному становить 1,2 відн. од. За сценарієм *GFDL*-30 % *ГТК* зменшиться до 1.1 відн. од., за сценарієм *A1B* – залишиться на рівні середнього багаторічного,а за сценарієм *А*2 – зросте до 1,3 відн. од.

Північний Степ. В степових районах України розташовані найбільші площі під сільськогосподарськими культурами, особливо, зерновими. Тому характеристика вологозабезпеченості має дуже велике значення.

В середньому багаторічному сума опадів в Північному Степу за період з температурами вище 5 °С становила 387 мм, за період з температурами вище 10 °С – 325 мм. За даними розрахунків за сценаріями змін клімату в Північному Степу очікується збільшення сум опадів і за період з температурами вище 5 °С і за період з температурами вище 10 °С за сценаріями *GFDL*-30 % та *A2*. Перевищення над середньою багаторічною досягатиме 70 – 100 мм. В разі реалізації сценарію *A1B* слід очікувати незначне зменшення опадів –не більше 30 мм у порівнянні з середньою багаторічною сумою опадів (табл. 6.17 і рис. 6.18, 6. 22).

Таблиця 6.17. Режим зволоження Північного Степу за різними сценаріями зміни клімату

Сценарії	Сума опадів,мм за періоди з температурою повітря вище		Сумарне випаровування, мм	Випаровуваність, мм	Дефіцит випаровування, Мм	ГТК
	5 °С	10 °С				
Середні багаторічні						
1986–2005 рр.	387	325	432	1334	902	1,1
2011 – 2030 рр.						
GFDL-30 %;	490	412	500	1822	1316	0,9
Різниця	103	87	75	488	414	-0,2
A1B	369	310	507	1229	722	0,85
Різниця	-18	-15	82	-105	-180	-0,25
A2	401	337	536	1138	602	1,1
Різниця	14	-12	104	-196	-300	0
2031 – 2050 рр.						
GFDL-30%;	457	391	512	1807	1221	0,9
Різниця	70	66	80	473	319	-0,1
A1B	351	295	511	1270	759	0,8
Різниця	-36	-30	79	-64	-143	0,2
A2	460	340	550	1168	618	1,1
Різниця	3	15	118	-168	-284	0

Сумарне випаровування в Північному Степу за усіма сценаріями перевищуватиме в обидва розрахункові періоди середнє багаторічне сумарне випаровування, яке становить 432 мм (табл. 6.17). Це перевищення в обидва розрахункові періоди за усіма сценаріями зміни клімату становитиме 75 – 80 мм (рис. 6.26 *а,б*).

Випаровуваність у Північному Степу за сценарієм *GFDL*-30 % буде вищою за середнє багаторічне її значення на 480 мм і становитиме 1882 мм в обидва розрахункові періоди. За іншими двома сценаріями *A1B* та *A2* випаровування зменшуватиметься в обидва розрахункові періоди і становитиме відповідно 1220 та 1168 мм.

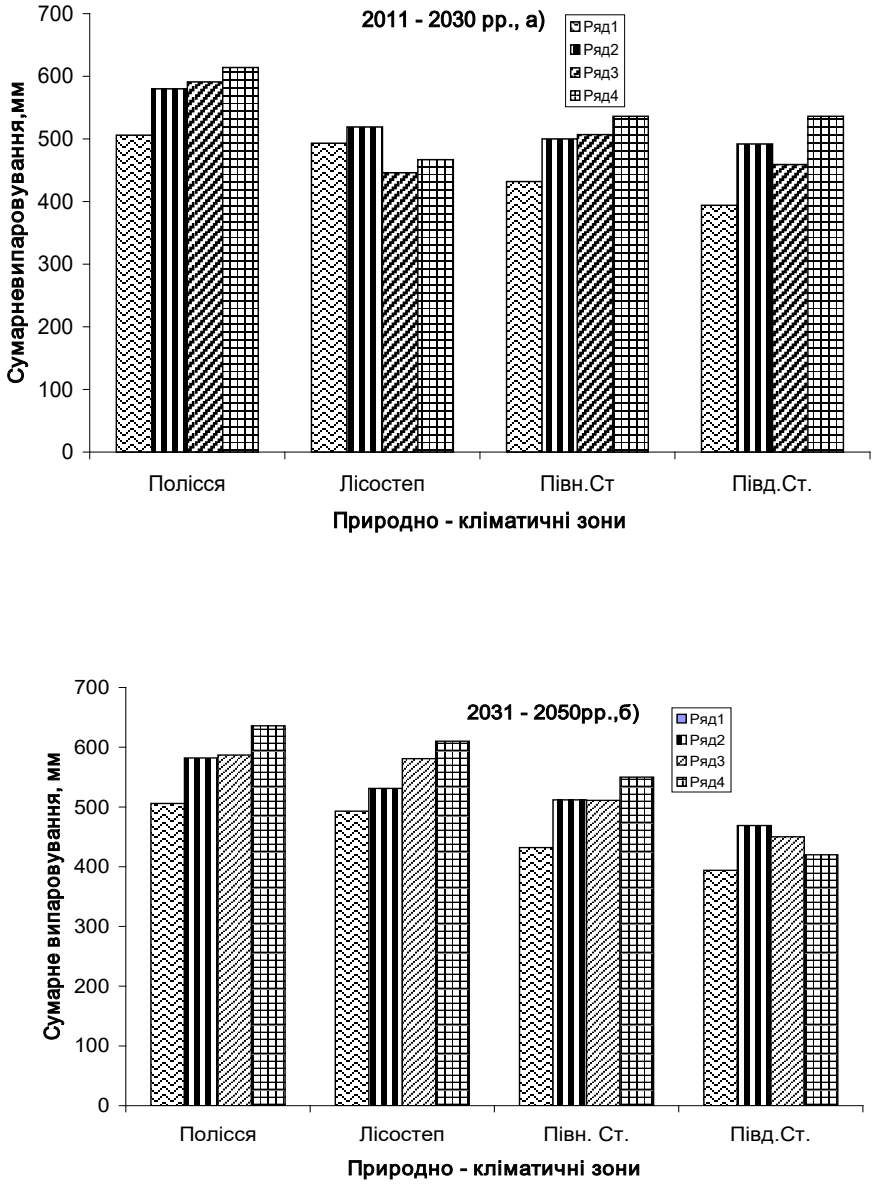


Рис. 6.26. Порівняльна характеристика сумарного випаровування:
Період: а) 2011 – 2030 рр.; б) 2031 – 2050 рр.;
1 – середня багаторічна за період 1986 – 2005 рр.;
2 – за сценарієм *GFDL*-30 %;
3 – за сценарієм А1В; 4 – за сценарієм А2.

У відповідності зі зміною випаровуваності зміниться і дефіцит випаровування, середнє багаторічне значення якого становить 902 мм. За сценарієм *GFDL*-30 % дефіцит випаровування зросте до 1316 мм в перший розрахунковий період та до 1220 мм – в другий. За сценаріями зміни

клімату *A1B* та А2 дефіцит випаровування зменшиться на 180 – 200 мм і становитиме 600 – 750 мм .

В Північному Степу середнє багаторічне значення *ГТК* становить 1,1 відн.од. За двома сценаріями *GFDL*-30 % та *A1B* очікується зменшення *ГТК* до 0,9 – 0,8 відн.од. Тільки за сценарієм *А2* значення *ГТК* залишиться на рівні середнього багаторічного.

Південний Степ. Це найбільш посушлива зона України. Середня багаторічна кількість опадів за період з температурою повітря вище 5 °С становить 340 мм, за період з температурою 10 °С – 284 мм. Розрахунки величин зволоження як середніх багаторічних, так і розрахованих за сценаріями змін клімату наведені в табл. 6.18 і рис. 6.18, 6.22 та рис. 6.19 і 6.23.

Таблиця 6.18. Режим зволоження Південного Степу за різними сценаріями зміни клімату в період з температурами вище 5 та 10 °С

Сценарії	Сума опадів, мм за період з температурою повітря вище		Сумарне випарову-вання, мм	Випаро-вува-ність мм	Дефіцит випаро-вування, Мм	ГТК
	5 °С	10 °С				
Середні багаторічні						
1986–2005 рр.	340	284	394	1427	1033	0,8
2011 – 2030 рр.						
GFDL-30 %;	486	407	492	1845	1353	0,8
Різниця	146	123	98	418	322	0
A1B	306	233	459	1390	931`	0,55
Різниця	-34	-51	65	-37	-102	-0,25
A2	302	193	536	1138	602	0,48
Різниця	-38	-91	142	-289	-431	-0,32
2031 – 2050 рр.						
GFDL-30 %;	424	375	469	1834	1265	0,7
Різниця	84	91	75	407	232	-0,1
A1B	322	232	450	1452	1002	0,5
Різниця	-18	-52	56	15	-31	-0,3
A2	302	193	420	1339	969	0,55
Різниця	-122	-91	26	-88	-64	-0,15

Із даних табл. 6.18 та рис. 6.18 видно, що в середньому багаторічному сума опадів за період з температурою повітря вище 5 °С була найнижчою із усіх природно-кліматичних зон і становила 340 мм. Подібне спостерігається і з сумами опадів за період з температурою повітря вище 10 °С, за який вони становлять 284 мм.

Як показали розрахунки за сценаріями змін клімату в період 2011 – 2030 рр. тільки за сценарієм *GFDL*-30 % суми опадів за періоди з температурами вище 5 та 10 °С зростуть до 480 та 400 мм відповідно. Слід при цьому зазначити, що в період 2031 – 2050 рр. зростання сум опадів буде відбуватись повільніше.

За сценаріями змін клімату *A1B* та *A2* очікуватиметься зменшення сум опадів в порівнянні з середньою багаторічною сумою в обидва розрахункові періоди на 30 – 50 мм, їх величини становитимуть близько 300 мм для періоду з температурою повітря вище 5 °С і 230 та 193 мм для періоду з температурою повітря вище 10 °С.

Сумарне випаровування в Південному Степу в середньому багаторічному теж найнижче, ніж в інших природно-кліматичних зонах України і становить 394 мм. За розрахунками за усіма сценаріями змін клімату воно буде зростати і в перший, і в другий розрахункові періоди.

Особливо відчутне зростання сумарного випаровування відбудеться в період 2011 – 2030 рр. за сценарієм *A2* і становитиме 536 мм, тобто більше як на 140 мм вище середньої багаторічної величини (рис. 6.26 *а*).

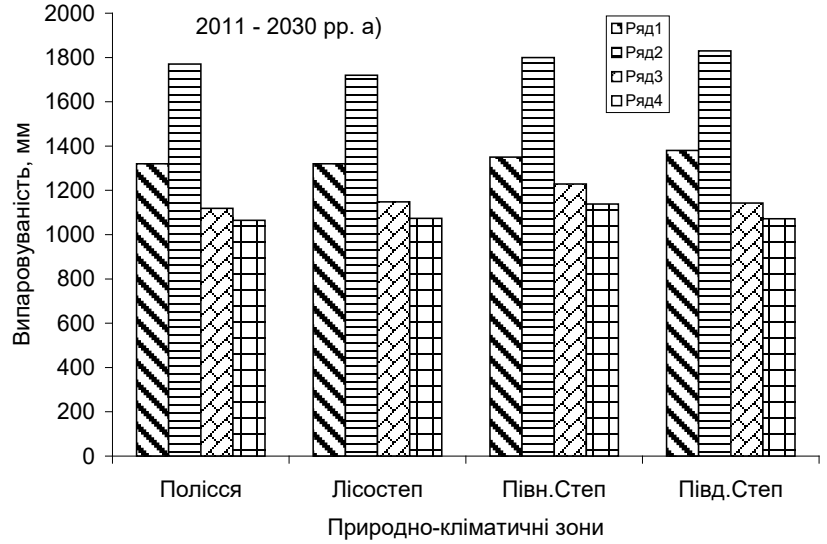
Середня багаторічна випаровуваність в Південному Степу становить 1427 мм. Розрахунки за сценаріями змін клімату показали, що за сценарієм *GFDL*-30 % випаровуваність зросте майже до 1840 мм в обидва розрахункові періоди, за сценарієм *A1B* випаровуваність зросте тільки в період 2031 – 2050 рр. За сценарієм *A2* очікуватиметься різке зменшення випаровуваності на 290 мм в період 2011 – 2030 рр.і на 90 мм в період 2031 – 2050 рр. (рис. 6.27 *а,б*).

Відповідно із змінами сумарного випаровування та випаровуваності змінюватиметься і дефіцит випаровування. В Південному Степу його значення найвище по території України і в середньому багаторічному становить 1033 мм (рис. 6.28 *а, б*).

За сценаріями змін клімату дефіцит випаровування зросте тільки за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 % в обидва розрахункові періоди і становитиме 1350 та 1270 мм відповідно. За сценаріями *A1B* та *A2* дефіцит випаровування в обидва розрахункові періоди буде менший відсереднього багаторічного значення на 60 – 100 мм. Особливо різке зменшення дефіциту випаровування буде спостерігатись в період 2011 – 2030 рр. за сценарієм *A2* (рис. 6.28 *а,б*.).

Порівняння значень *ГТК* по природно-кліматичних зонах України наводяться на рис. 6.29.

Як видно із даних рис. 6.29 *а* зміни *ГТК* в природно-кліматичних зонах за різними сценаріями змін клімату в період до 2030 року будуть неоднозначними. Так, *ГТК* за сценарієм зміни клімату *GFDL*-30 % буде нижче середніх багаторічних значень в усіх природно-кліматичних зонах України і змінюватиметься від 1,26 відн. од. в Поліссі до 0,8 відн. од. в Південному Степу.



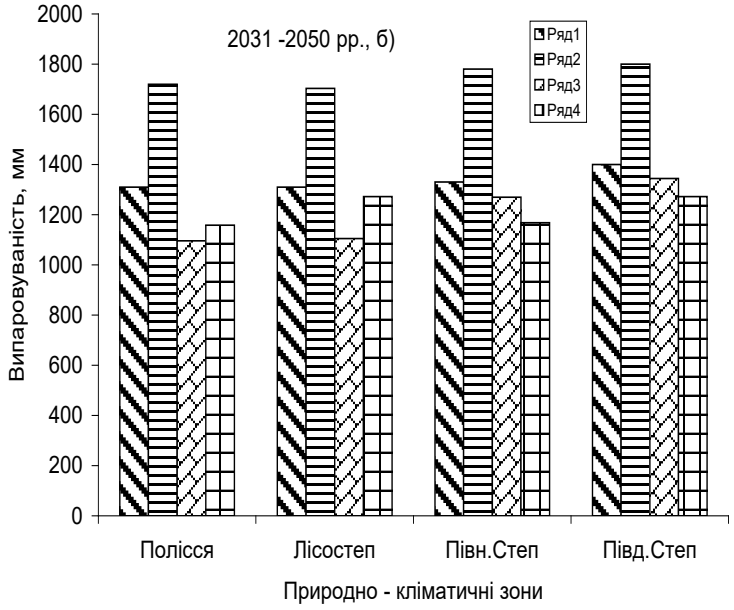


Рис. 6.27. Порівняльна характеристика випаровуваності по природно-кліматичних зонах України:
Період: а) 2011 – 2030 рр., б) 2031 – 2050 рр.;
1 – середня багаторічна за період 1986 – 2005 рр.;
2 – за сценарієм *GFDL*-30 %;
3 – за сценарієм А1В; 4 – за сценарієм А2.

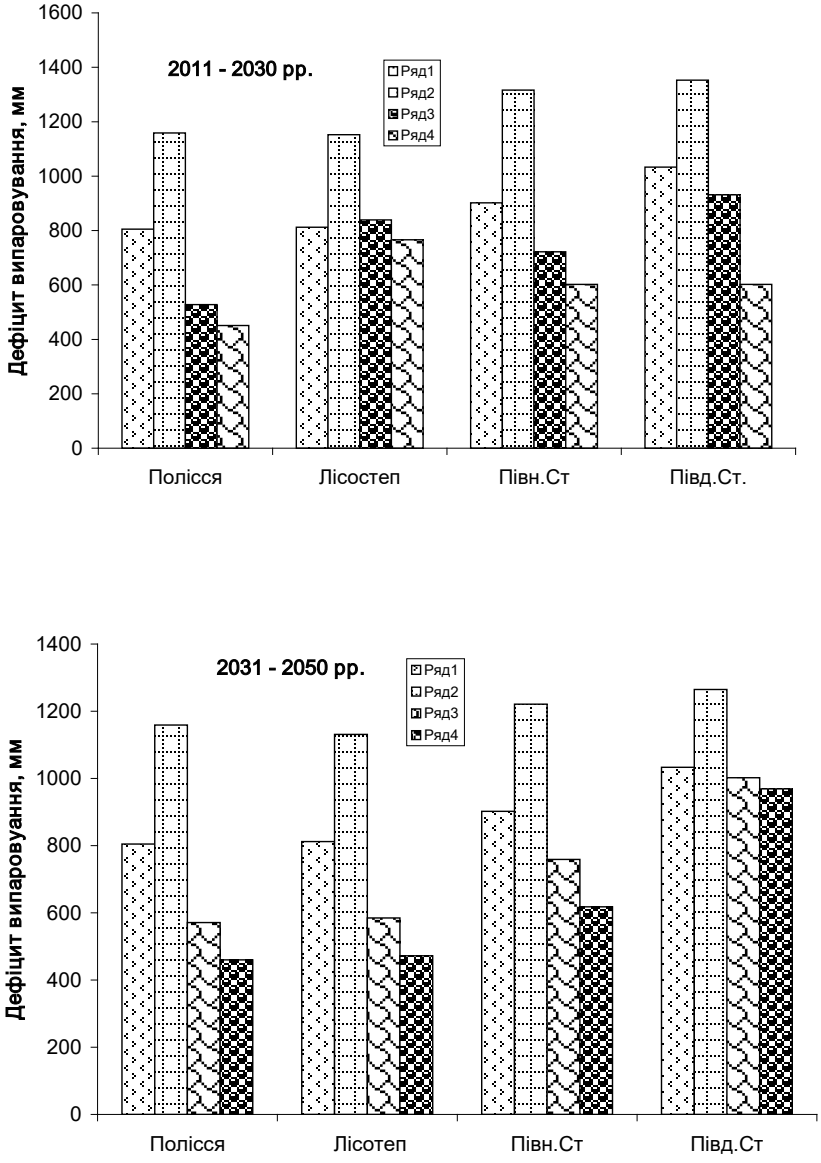


Рис. 6.28. Порівняльна характеристика дефіциту випаровування по природно-кліматичних зонах України.
Період: а) 2011 – 2030 рр.; б) 2031 – 2050 рр.;
1 – середня багаторічна за період 1986 – 2005 рр;
2 – за сценарієм *GFDL*-30 %; 3 – за сценарієм *A1B*;
4 – за сценарієм *A2*.

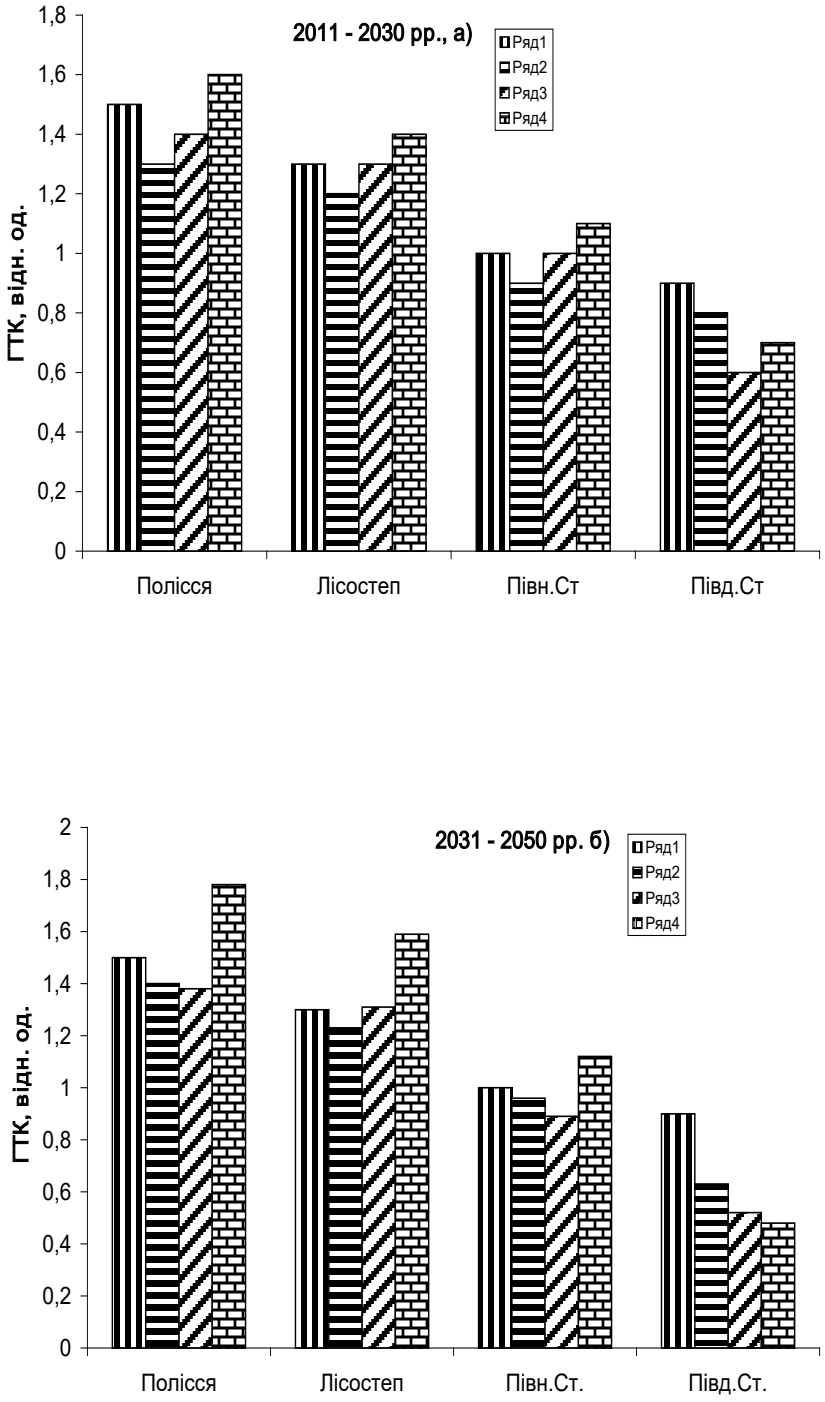


Рис. 6.29. Порівняння значень ГТК по природно-кліматичних зонах України.

Період: а) 2011 – 2030 рр.; б) 2031 – 2050 рр.;
1 – середнє багаторічне за період 1986 – 2005 рр.;
2 – за сценарієм *GFDL*-30 %; 3 – за сценарієм *A1B*;
4 – за сценарієм *A2*.

В разі реалізації сценарію *A1B* в Поліссі очікується незначне зменшення *ГТК* до 1,4 відн. од. В Лісостеповій зоні і в Північному Степу *ГТК* очікуватиметься на рівні середніх багаторічних значень. В Південному Степу зменшення *ГТК* очікуватиметься суттєвим і становитиме 0,5 відн. од.

За сценарієм зміни клімату *A2* в Поліссі, Лісостепу і Північному Степу відзначатиметься перевищення очікуваних значень *ГТК* над середнім багаторічним його значенням на 0,2 відн. од. У Південному Степу навпаки, буде спостерігатись зменшення *ГТК* в порівнянні з середнім багаторічним на 0,2 відн. од.

Як видно із даних рис. 6.29 *б,* розрахунки *ГТК* з сценаріями кліматичних змін в період 2031 – 2050 рр. показали дещо іншу його динаміку. Так, в Поліссі, Лісостепу і Північному Степу за сценаріями *GFDL*-30 % та *A1B* значення *ГТК* очікуватиметься в межах середніх багаторічних величин з відхиленням в бік зменшення не більше 0,1 відн. од. За сценарієм *A2* в цих зонах України значення *ГТК* зросте в Поліссі до 1,68 відн. од., в Лісостеповій зоні – до 1,59 відн. од., в Північному Степу – до 1,12 відн. од. В Південному Степу за цими сценаріями, навпаки, відзначатиметься зменшення *ГТК* до 0,63 відн. од. за сценарієм *GFDL*-30 %, до 0,52 відн. од. за сценарієм *A1B* і до 0,48 відн. од. за сценарієм *A2*.

На рис. 6.30 – 6.32 показано розподіл величин *ГТК* по території України за різними кліматичними сценаріями.

У розрахунковий період до 2050 рр. у Південному Степу в середньому багаторічному значення *ГТК* очікується 0,8 відн.од. (рис. 6.30). За сценарієм зміни клімату *A1B* і *A2* значення *ГТК* зменшиться до 0,5 відн. од (рис. 6.31 і 6.32).

Тобто, розрахунки показують можливе зростання сухості клімату.

На основі аналізу результатів розрахунків за різними кліматичними сценаріями показників тепло- та вологозабезпеченості по природно-кліматичних зонах України можна сказати, що за усіма сценаріями змін клімату зросте його екстремальність, особливо, в Степовій зоні і східних районах Лісостепу.

Таким чином, за розглянутими кліматичними сценаріями очікується, що відбудеться значна зміна агрокліматичних ресурсів України на періоди 2011 – 2030 та 2031 – 2050 роки. Зміниться тривалість вегетаційного періоду, умов його теплозабезпеченості та вологозабезпеченості, що зумовить значну зміну агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур.

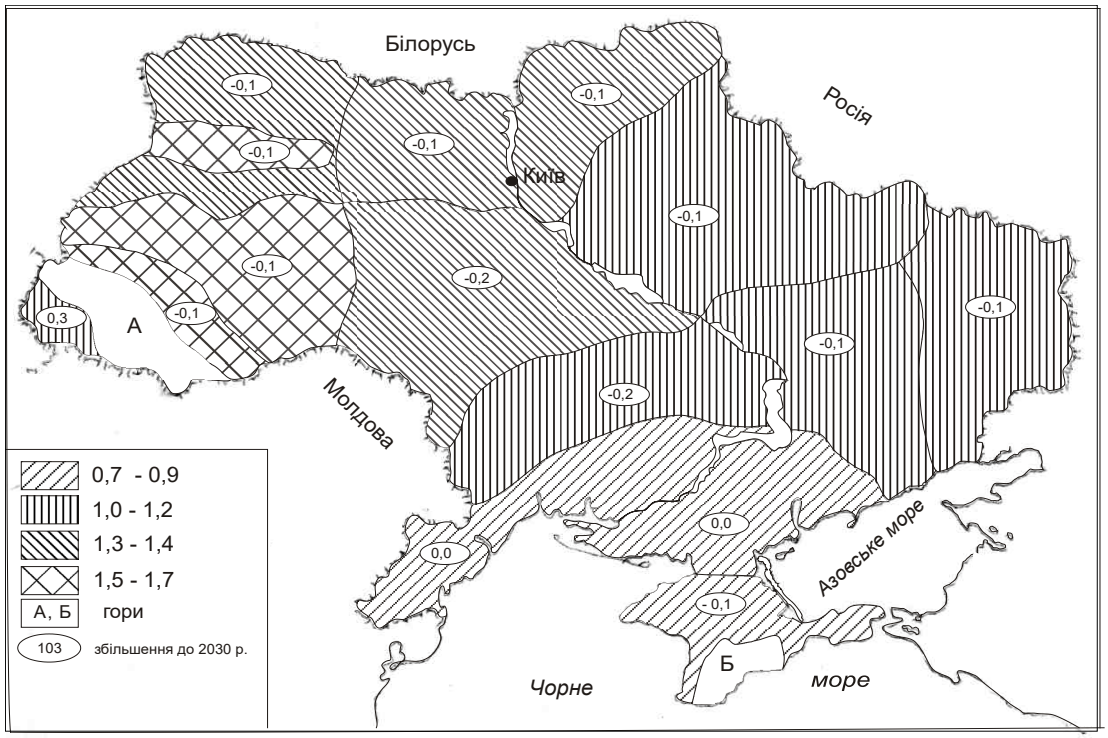


Рис. 6.30. Середнє багаторічне значення ГТК по території України за період 1986 – 2005 рр.

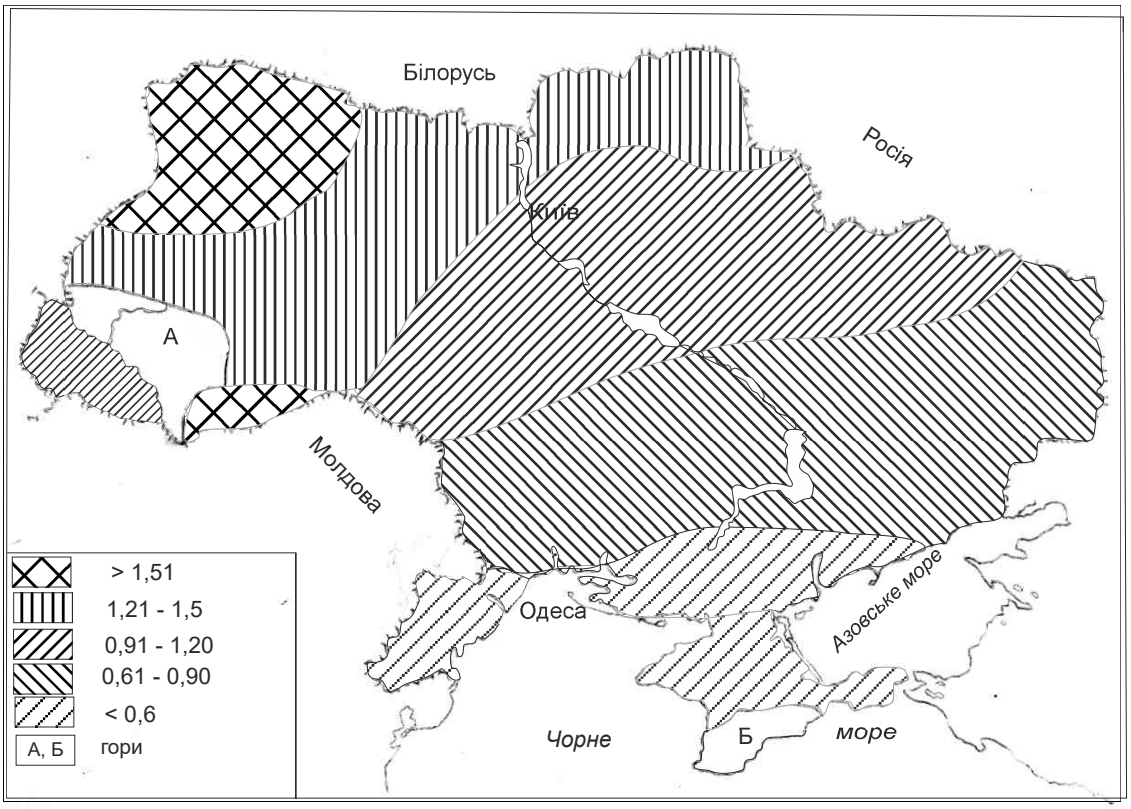


Рис. 6.31. ГТК за сценарієм *A1B* за період 2031 – 2050 рр.

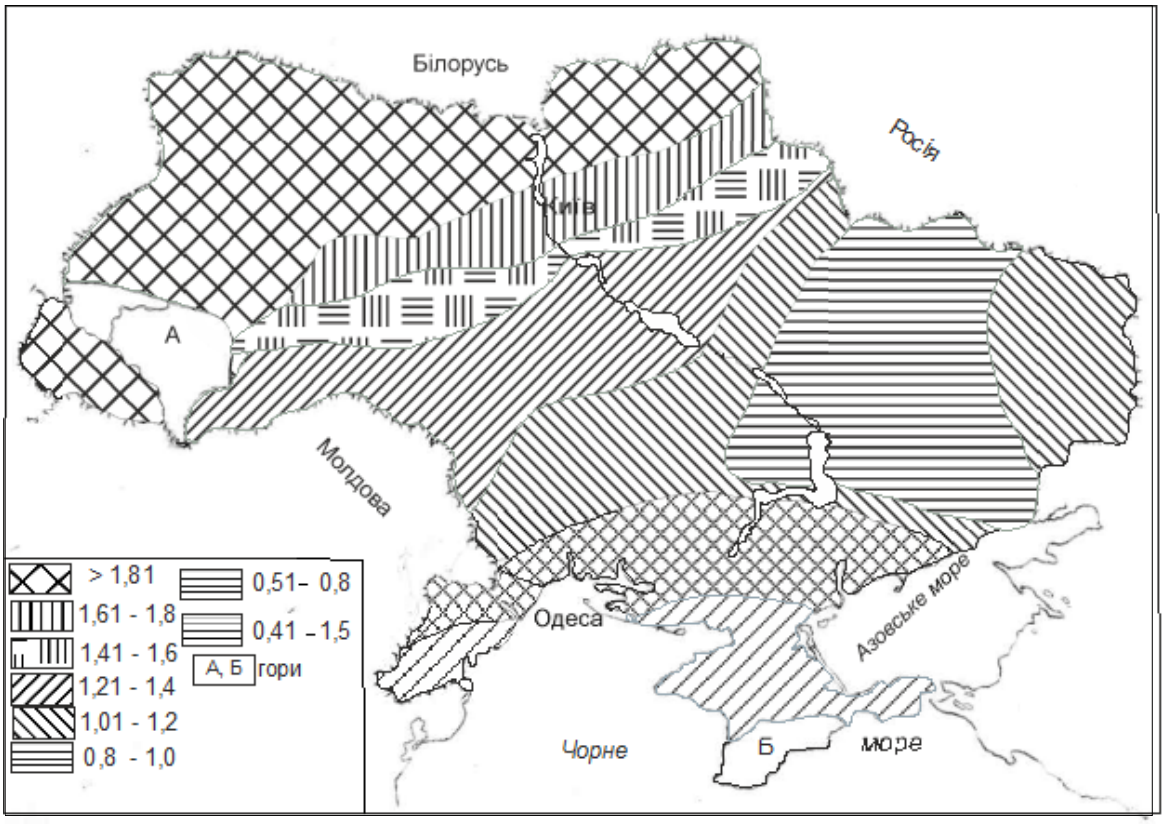


Рис. 6.32. ГТК за сценарієм *А2* за період 2031 – 2050 рр.

Висновки

Розподіл сум температур у зв'язку з очікуваними змінами клімату змінить картину розподілу кліматичних поясів, всі підпояси зміщуються на один під пояс в бік півночі. Особливо помітна зміна відбуватиметься за умови реалізації сценарію *GFDL*-30 %. В Південному Степу умови будуть відповідати помірно-жаркому підпоясу субтропічного поясу. Таке зміщення поясів сприятиме змінам типів рослинності, у тому числі і в наборі сільськогосподарських культур.

Річна кількість опадів за оцінками трьох сценаріїв зміни клімату збільшиться на всій території країни. При цьому для території Полісся, Лісостепу та Північного Степу найбільше збільшення кількості опадів до 134, 123 і 100 мм відповідно показує сценарій *А2*. Для території Південного Степу найбільшого підвищення кількості річних опадів до 61 мм слід очікувати, якщо зміни клімату будуть відбуватися за сценаріями *GFDL*-30 % та *A1B*. Слід зауважити, що збільшення кількості опадів буде нерівномірним по сезонах року, а в літній період опади загалом будуть мати зливовий характер. В Степу кількість опадів зменшиться. Ефективність опадів буде значно меншою, та все це буде відбуватись на фоні підвищення температури повітря, що призведе до збільшення випаровування і погіршення умов вологозабезпеченості.

7. ВПЛИВ ЗМІН КЛІМАТУ НА АГРОКЛІМАТИЧНІ УМОВИ ВИРОЩУВАННЯ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКИХ КУЛЬТУР

Клімат суттєво впливає на формування урожаю сільськогосподарських культур. Він значною мірою визначає середній рівень урожайності, її міжрічну мінливість і просторову структуру.

Щорічно через глобальне потепління у світі втрачається понад 1 млн. сільськогосподарських угідь. Зокрема, Україна за 40 років втратить близько 12–14 % таких земель, за той же час Євросоюз – майже 30 % орних площ. Виходячи з цих двох критеріїв, експерти Української аграрної конфедерації зробили висновок, що Україна в 2050 році буде забезпечувати експорт не менш як 45 млн т зерна, що становитиме приблизно 15 % світового експорту.

Наслідки надто безпрецедентно швидкого процесу зміни клімату представляють собою широкий спектр різноспрямованих та різномасштабних явищ. Враховуючи інерційний характер такої системи як сільське господарство та її залежність від погодних умов, уже зараз необхідне прийняття своєчасних та адекватних рішень щодо складних проблем, зумовлених змінами клімату. Сільське господарство являє собою «цех під відкритим небом», його відрізняє від інших галузей народного господарства особлива вразливість до змін клімату.

Результати моніторингу кліматологічних полів температури та атмосферних опадів дозволяють стверджувати, що глобальне антропогенне потепління прискорюється. В зв'язку з очікуваним підвищенням температури повітря Північної півкулі продовольча безпека України в значній мірі буде залежати від того, наскільки ефективно адаптується сільське господарство до очікуваних змін клімату, майбутніх агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур. Тому проблема оцінки впливу очікуваних змін клімату на агрокліматичні умови вирощування, продуктивність та валові збори урожаю сільськогосподарських культур України є дуже актуальною.

Вирішення цієї проблеми пов’язують з розвитком методів математичного моделювання продуційного процесу сільськогосподарських культур. У зв'язку з цим спостерігається відродження інтересу до моделювання формування урожайності в залежності від погодних умов та інших змін та використання цих моделей для прогнозування можливих наслідків впливу кліматичних змін на урожайність сільськогосподарських культур.

7.1. СУЧАСНИЙ СТАН МОДЕЛЮВАННЯ ПРОДУЦІЙНОГО ПРОЦЕСУ ПОСІВІВ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКИХ КУЛЬТУР В УМОВАХ ЗМІНИ КЛІМАТУ

Клімат суттєво впливає на формування урожаю сільськогосподарських культур. Він значною мірою визначає середній рівень урожайності, її міжрічну мінливість і просторову структуру національного та світового сільськогосподарського виробництва. Як вплинуть зміни клімату і збільшення вмісту CO_2 в атмосфері на сільське господарство? Існує безліч версій: прискориться розвиток рослин, зміняться урожайність і стабільність виробництва продуктів харчування, розширяться (скоротяться) посівні площі, зміниться набір сортів сільськогосподарських культур і спеціалізація сільського господарства, трансформується агротехніка, зміниться ефективність внесення органічних та мінеральних добрив.

Особливо важливим на даному етапі розвитку наукових знань є застосування для оцінки впливу кліматичних змін на продуційний процес сільськогосподарських рослин методів математичного моделювання. Вони дають змогу найбільш повно врахувати причинно-наслідковий зв'язок між погодними умовами (кліматичними змінами) та продуктивністю сільськогосподарських культур.

Ріст, розвиток рослин та формування урожаю – це складна сукупність цілого ряду фізіологічних процесів, інтенсивність та спрямованість яких визначається генотипом та факторами навколишнього середовища, взаємозв'язком між всіма процесами. В залежності від підходів до розв'язання проблеми виділяються три напрямки в розвитку моделей і методів прогнозу урожайності:

– статистичний, коли ведеться розробка моделей, основаних на статистичних закономірностях процесів впливу агрометеорологічних умов на формування продуктивності сільськогосподарських культур;

– фізико-статистичний, при якому ведеться більш повний, ніж в статистичних моделях, облік апріорної інформації про фізичні механізми процесів формування урожаю;

– динамічний, оснований на динамічних моделях формування урожайності, які враховують вплив чинників зовнішнього середовища на основні процеси життєдіяльності рослин.

Статистичні моделі основані на побудові статистичних моделей здійснюється пошук зв'язків між урожаєм і осередненими за фіксовані інтервали часу (календарні або міжфазні періоди) значеннями агрометеорологічних елементів або ж показників, які характеризують стан посівів у певний момент часу. При цьому звертається увага на виявлення чинників, які не тільки містять істотну інформацію про вплив умов, що

склалися, на формування урожаю, але і характеризуються у певній мірі інерційністю, в якості математичного апарату звичайно використовуються кореляційний і регресійний аналізи, що дозволяє визначати кількісну залежність урожаю від перерахованих чинників.

Сутність динамічного підходу в тому, що формування урожаю розглядається як процес, що розвивається у часі, для опису якого використовується відповідний математичний апарат – диференціальні рівняння, які імітують поведінку рослин в системі атмосфера – ґрунт – рослина.

Математичне моделювання продуційного процесу – це прикладна гілка математичної біології, яка розвивалася паралельно із загальною теорією. Роботи в напрямку моделювання продуційного процесу сільськогосподарських культур, починаючи з 60-х років минулого століття, вже велися в західних країнах. Основна школа фахівців склалася в Вагенінгені (Нідерланди). Найбільш значущі представники цієї школи – C.T. de Wit, J. Goudriaan, Penning de Vries [115]. Перші такі моделі були розроблені колективом американських авторів [113] і де Вітом та його групою – BASCROP [136, 137].

В наш час є кілька десятків такого типу моделей формування урожаю, розроблених з різним ступенем деталізації для сої, пшениці, трав, кукурудзи, бавовнику та інших культур. Такі моделі описували виробничий потенціал біомаси в конкретному місці. Звичайно, водопостачання і транспірація також розглядались при моделюванні формування урожаю сільськогосподарських культур [54].

Перша імітаційна модель, яка розглядала питання про накопичення біомаси озимої пшениці, була розроблена Рікманом та ін. [112]. У цій моделі сім щоденних змінних середовища (вода – ґрунт, ґрунт і мінеральне живлення, сонячна радіація, температура ґрунту, температура повітря, напрям вітру і відносна вологість) були головними. Подальший розвиток моделювання впливу факторів зовнішнього середовища на рослини пшениці відбувся в другій половині 1970-х років – на початку 1980-х років [56, 93, 94, 98, 103, 111, 114].

Ці моделі потребували великих обчислювальних витрат і великого обсягу даних для їхньої перевірки. Дуже важливим у математичному моделюванні продуційного процесу сільськогосподарських культур, зокрема озимої пшениці, є визначення параметрів моделі. Моделі, згадані вище, використовують різні оптимальні функції. У багатьох випадках вони відносяться тільки до конкретних фенологічних фаз, наприклад, сходів. За даними більшості авторів оптимальна температура для розвитку озимої пшениці становить близько 15–25 °С [98]. Сонячна радіація є оптимальною близько 15–25 МДж/день [72] і оптимальне значення вологості грунту – 65 % від найменшої вологомісткості грунту [26].

В дослідженнях Клагеса (1930, 1934) оптимальні значення основних екологічних елементів приблизно рівні в кліматологічних середніх, протягом вегетаційного сезону. Він зазначав, що ці оптимальні значення постійно змінюються протягом вегетації рослин. Ця модель також використовує свої припущення про те, що оптимальні значення змінних середовища можуть бути замінені кліматологічними середніми.

Перші спроби позначити проблему моделювання продуційного процесу рослин були зроблені М.І. Будико (1964), А.І. Будаговським, А.А. Ничипоровичем, Ю.К. Россом (1964) [3, 7].

Деякі результати з'явилися у ВНДІСГМ (м Обнінськ) та АФІ (м. Ленінград). Центральним досягненням в моделюванні фізіологічних процесів в рослині була пропозиція Ю.К. Росса щодо форми ростових процесів і розділення дихання рослин на дві складових – дихання росту і дихання структури [39, 40].

Інтенсивні дослідження з моделювання росту рослин і урожайності почалися в 1970-х роках. Найбільш ранні моделі, описували залежність основних фізіологічних процесів: фотосинтез, кліматичні умови [4, 8, 25].

Пізніші моделі були розроблені для оцінки урожайності в залежності від фотосинтетично-активного поглинання радіації і температури, за умови, що інші фактори, вода і поживні речовини, були оптимальні.

Розробка теорії фотосинтетичної продуктивності посівів стимулювала інтенсивний розвиток робіт по моделювання продуційного процесу рослин, серед яких особливий інтерес для практики становлять довгоперіодні динамічні моделі формування урожаю, на основі яких створюються оперативні методи оцінки агрометеорологічних умов росту і розвитку сільськогосподарських культур та прогнозування їх урожайності.

Протягом двох десятиріч на кафедрі агрометеорології Одеського екологічного університету успішно працює та розвивається створена професором А.М. Польовим наукова школа «Моделювання продуційного процесу рослин». В рамках роботи школи створені сучасні динамічні моделі продуційного процесу сільськогосподарських культур, зокрема озимої пшениці, які використовуються для оцінки впливу сучасних змін клімату на продуційний процес с-г. культур.

Теоретичною основою цих моделей є базова динамічна модель формування урожаю сільськогосподарських культур А.М. Польового [26, 27, 30].

Структура моделі визначається, виходячи із закономірностей формування гідрометеорологічного режиму у системі ґрунт – рослина – атмосфера та біологічних уявлень про ріст і розвиток сільськогосподарських культур під впливом чинників навколишнього середовища. В основі моделі лежить система рівнянь радіаційного, теплового і водного балансів, балансу біомаси (вуглеводів та азоту) у рослинному покриві.

Основні концептуальні положення моделювання такі:

– ріст і розвиток рослин визначається генотипом і чинниками зовнішнього середовища;

– моделюється ріст рослин (накопичення сухої біомаси) шляхом розподілу продуктів фотосинтезу і поглинених елементів мінерального живлення з урахуванням потреб для росту в асимілятах надземної і підземної частин рослин;

– моделюються радіаційний, тепловий і водний режими системи грунт – рослина – атмосфера;

– моделюється трансформація форм азоту в ґрунті та азотне живлення рослин;

– моделюється гідроліз рослинної тканини при старінні рослин і в стресових умовах, а також перетікання продуктів гідролізу з листя, стебел, коренів у репродуктивні органи;

– моделюється вплив агрометеорологічних умов в основні міжфазні періоди сільськогосподарських культур на формування урожаю, втрати урожаю за рахунок посухи, а для зернових колосових культур – полягання посівів і «стікання» зерна.

Озима пшениця – складна для моделювання культура, її життєвий цикл не припиняється і в холодну пору року, екстремальні умови якої значною мірою впливають на формування майбутнього урожаю. Тому моделювання фізіологічних процесів культури в холодний період року є дуже важливим і складним завданням.

В.С. Антоненко розробив та впроваджив у виробництво модель впливу агрометеорологічних умов на ріст, розвиток та формування урожаю озимої пшениці, яка детально враховує умови зимового періоду вегетації культури [2]. В цій моделі життєвий цикл культури озимої пшениці поділяється на кілька важливих етапів, які значно відрізняються один від одного проходженням біологічних процесів і типом обміну речовин у рослині, а також впливом агрометеорологічних умов на ці процеси. Виділяються етапи: проростання насіння і формування сходів, осінньої вегетації і загартовування рослин, перезимівлі, весняно-літньої вегетації.

М.І. Кульбіда розробив динамічну модель продуційного процесу озимої пшениці в період весняно-літньої вегетації[15, 28]. В основу розробки покладена базова динамічна модель формування урожаю сільськогосподарських культур А.М. Польового, в яку було внесено цілий ряд істотних модифікацій для більш детального врахування впливу на ріст і формування репродуктивних органів таких екстремальних явищ весняно-літнього періоду як посуха та суховії, полягання посівів, «стікання зерна».

Розгляду змін клімату та їх впливу на сільськогосподарське виробництво присвячено достатню кількість вітчизняних і зарубіжних публікацій.

Останнім часом для території світової зони виробництва зерна (особливо північної) виконуються розрахунки впливу змін клімату на продуктивність основних зернових культур (пшениці, кукурудзи, рису) з метою розробки рекомендацій щодо особливостей вирощування культур в умовах зміни клімату. Найбільш детальні наукові розробки стосуються території США [50, 51, 55, 76, 83, 102, 105, 133], Росії [37, 42], України [31, 33, 35, 44, 45], Китаю [121], Монголії [70].

Найбільший науковий інтерес представляють результати динамічного моделювання зміни вмісту вуглецю та азоту в ґрунтах різного типу та їх впливу на процес фотосинтезу рослин в умовах зміни клімату. Рядом науковців доведено, що для території Європи (Австрія, Великобританія, Швеція, Росія), незважаючи на зменшення вмісту цих елементів у ґрунтах, фотосинтетична продуктивність рослин озимої пшениці підвищиться за рахунок збільшення концентрації CO_2 у повітрі, що позитивно вплине на рівень очікуваних урожаїв.

Для території Китаю за допомогою динамічної моделі формування урожаю озимої пшениці *CERES* була виконана детальна оцінка умов росту та розвитку культури в разі реалізації сценаріїв зміни клімату *A2* та *B2* для богарних умов та зрошення. Було встановлено, що найбільших змін в умовах вегетації культури слід очікувати в холодний період вегетації, зв'язку з чим були розроблені рекомендації щодо змін в стандартній методології оцінки впливу змін клімату на вирощування озимої пшениці в основному зерновому районі Китаю [121].

В роботі [70], виконаної для території Монголії, показано, що за різними сценаріями очікується зростання потенційного урожаю ярої пшениці на 8–58 % в 2040 році.

Для території України також зроблені детальні розрахунки впливу змін клімату на продуктивність озимої пшениці при реалізації основних кліматичних сценаріїв зміни клімату (*GFDL*-30 %, *A1B*, *A2*) [33, 34, 35]. Встановлено, що суттєвих змін зазнає період перезимівлі культури. Майже по всій території України спостерігатиметься зміщення дат відновлення вегетації озимої пшениці у бік зими, пом'якшення весняно-літнього періоду вегетації, і як наслідок, для території Лісостепу та Полісся, збільшення урожаїв культури. Для території степової зони України, в разі реалізації певних сценаріїв зміни клімату, посилиться вплив посушливих умов, які можуть спричинити зменшення урожаїв озимої пшениці в порівнянні з базовим рівнем.

Для прийняття правильних стратегічних рішень при веденні сільського господарства необхідно не тільки враховувати поточні погодні умови і клімат, що сформувалися на території України в сучасний період, а й загальні тенденції їхньої зміни. Згідно з прогнозами, основаними на різних моделях зміни клімату, до кінця XXI сторіччя середньосвітова температура повітря підвищиться на 2,5–5° С. Очікується, що температура

буде підвищуватися з найбільшою швидкістю в середині XXI сторіччя, коли чисельність населення планети досягне максимуму. В масштабах планети фахівці прогнозують особливо відчутні кліматичні зміни в полярних і приполярних регіонах, а також у тропічних і субтропічних пустелях [10, 130, 138].

На думку Міжурядової групи експертів зі зміни клімату (МГЕЗК), країни Східної Європи менш уразливі по відношенню до глобальної зміни клімату, ніж, наприклад, острівні або високогірні держави. Тим не менш істотні зміни в температурному режимі та кількості опадів, а також стихійні лиха останніх десятиліть у Східній Європі свідчать про те, що проблема актуальна і для європейського регіону, оскільки наслідки зміни клімату позначаються, головним чином, на сільському, водному і лісовому господарствах. Найбільш вразливою по відношенню до зміни клімату у Східній Європі вважається Молдова, через те що основою економіки цієї країни є сільське господарство

У глобальному відношенні для вдосконалення моделей урожаю необхідні спільні зусилля країн. 8 найбільших експортерів пшениці (США, Канада, ЄС, Австралія, Росія, Казахстан, Україна, Аргентина), на які припадає близько 50 % світового виробництва і більше 80 % світового експорту пшениці, знаходяться в регіонах з мінливим кліматом. Будь-які екстремальні явища в одній з цих країн ставлять під загрозу створення світових запасів продовольства [10].

Моделювання біомаси та урожайності зернових культур ячменю і вівса за допомогою моделі *Sirius* викладені в роботі [82]. Було розроблено точкове моделювання виробництва ячменю з використанням імітаційної моделі росту сільськогосподарських культур *WOFOST* [58, 74]. *WOFOST* є однією з імітаційних моделей росту сільськогосподарських культур, які використовуються для сприяння процесам прийняття рішень у сільському господарстві.

Основною метою прогнозування виробництва ячменю в Йорданії є побудова моделі для планування і прогнозування виробництва ячменю, який є основним кормовим ресурсом в Йорданії [78].

У роботі [77] Р.П. Елліс і Б. Маршалла запропонована модель росту, урожайності та якості зерна ячменю (*Hordeum vulgare L.*) в залежності від поглинання азоту.

У моделі урожайності ярого ячменю [126] в різних кліматичних зонах Північної і Центральної Європи запропоновано порівняння дев'яти моделей культури. У цьому дослідженні, продуктивність, визначена з дев'яти широко використовуваних та доступних імітаційних моделей розвитку сільськогосподарських культур (*APES-ACE, CROPSYST, DAISY, DSSAT-CERES, FASSET, HERMES, MONICA, STICS і WOFOST*) порівнюється протягом 44 вегетаційних періодів ярого ячменю в семи місцях у Північній і Центральній Європі.

Для умов Китаю була розроблена за методом компоненти урожайності імітаційна модель формування урожаю ячменю, яка може застосовуватися для різних сортів ячменю в різних областях [101].

Була розроблена і використана імітаційна модель урожаю ячменю для оцінки стратегій управління виробництвом його на північному сході Австралії [85].

Вперше фундаментальні дослідження з агрометеорології культури кукурудзи, які враховували досягнення теорії фотосинтетичної продуктивності посівів, були виконані Ю.І. Чирковим [48].

Математична модель, запропонована А.С. Образцовим та ін. [22], відображає зв'язок урожаю кукурудзи із основними екологічними факторами – сумою ФАР, температурою, режимом зволоження, мінеральним живленням, густотою посіву, технологією збирання і консервування. Ця модель дозволяє прогнозувати урожайність зерна кукурудзи.

Для прогнозу урожаю кукурудзи США на території окремих штатів США запропонована модель Томпсона [127].

У моделі [57] для прогнозування урожаю зерна кукурудзи враховуються сума опадів за добу, середня денна температура повітря, сонячна радіація, дні інтенсивного розвитку рослин, запаси ґрунтової вологи, теплові одиниці у вигляді середнього значення між максимальною і мінімальною температурами повітря, продуктивність фотосинтезу за день, ріст, суха біомаса рослини, дані про періоди розвитку та ін. У розрахунках по моделі використовуються дані про коливання урожайності, зумовленіх кліматичними факторами.

Питання щодо прогнозу урожайності кукурудзи на основі використання даних про погоду розглянуто у пораднику для фермерів Америки [107]. Для ряду штатів США методи прогнозу урожайності кукурудзи запропоновані у роботі [127]; для штату Південна Дакота – у [104]; для штату Іллінойс – у [67, 127]; для різних штатів США (Айова, Іллінойс, Індіана, Міссурі) – у [97]; для штату Індіана – у [107].

Прогнозуванню урожаю кукурудзи у Болгарії присвячена регресійна модель [43], яка описує залежність урожаю кукурудзи від внесення мінеральних добрив і кліматичних умов.

Угорські вчені визначають продуктивність кукурудзи на основі метеорологічних, агротехнічних та ґрунтових умов території [79].

У роботі [91] індійські вчені пропонують рівняння, які пов'язують урожай кукурудзи із метеорологічними факторами: сумою опадів, температурою і вологістю повітря.

Для прогнозування урожаю кукурудзи у роботі [71] запропонована спрощена модель, в якій описані основні процеси, що відбуваються у ґрунті та рослині і зумовлені наявністю ґрунтової вологи.

Використовуються характеристики потенційного сумарного випаровування стосовно до території Бразилії.

Для прогнозу урожаю кукурудзи із завчасністю від декількох днів до одного місяця у [89] запропоновано регресійну модель.

Т.І. Адаменко [29] на основі базової моделі продуктивності посівів сільськогосподарських культур А.М. Польового створила динамічну модель впливу агрометеорологічних умов на фотосинтетичну продуктивність кукурудзи з урахуванням біологічних особливостей різних груп стиглості сортів та гібридів.

Динаміко-статистична модель продуційного процесу кукурудзи з використанням супутникової інформації та метод прогнозу урожайності запропонована Т.А. Найдіною [19].

У роботі [100] були визначені регресійні залежності урожайності соняшнику від варіації погодних умов. Моделювання соняшнику виконувалося за двома тісно пов'язаними моделями – *EPIC* і *ALMANAC*. В моделі T. Horie [90] швидкість накопичення сухої біомаси вважається пропорційною різниці швидкостей фотосинтезу та дихання підтримки.

В кліматичній моделі S. Sridhara, T.G.Prasad [124] урожайності соняшнику залежність параметрів росту і урожайності *Helianthuus Annus L.* від зміни ґрунтово-кліматичних умов середовища були досліджені у вологій зоні південної частини Нігерії.

У моделі S.O. Agele [52] використовується кілька стандартних залежностей для визначення розвитку листкової поверхні в залежності від площі листя. Площа листя в свою чергу залежить від суми температур. Накопичення біомаси моделюється як функція залежності від частини поглиненої ФАР і ефективності використання випромінювання.

Структура моделі соняшнику [134] складається з набору математичних співвідношень, які описують роботу динамічної агроекологічної системи, найчастіше з розрахунковим кроком один день.

В моделі G.A. Slafer [116], крім розрахунків залежностей рослин соняшнику взагалі від факторів навколишнього середовища, моделюється вплив різних факторів (тепла, вологи та ін.) на різні його генотипи. Одним із прикладів таких моделей [61] є вплив умов зволоження на сортові особливості культури соняшнику, що може пояснити відмінності в поведінці одного і того ж самого сорту на зміни умов навколишнього середовища.

Динамічні імітаційні моделі соняшнику були розроблені в 1980-х роках [17, 18, 20, 53, 59, 95]. Моделювання урожаю соняшнику передбачає системний підхід, а саме, опис росту, розвитку та продуктивності соняшнику під впливом навколишнього середовища (світла, тепла, вологи і мінерального живлення) в системі ґрунт – рослина – атмосфера.

Для олійних культур вже є кілька імітаційних моделей, що враховують генетичну мінливість. Деякі з них притаманні соняшнику [52,

110, 132], інші представляють олійні культури загалом [64, 86, 129]. Ці моделі дозволяють визначити показники продуктивності олійних культур і зокрема соняшнику певних сортів. Імітаційна модель *SUNFLO* [65, 68, 73] дозволяє розглянути динаміку продуктивності та якості (урожайність і вміст олії) сортів соняшнику в залежності від основних абіотичних факторів й особливостей культури. В моделі враховується рівень землеробства та технологій вирощування. Модель має розширені можливості адаптації новостворених сортів.

SUBSTOR, імітаційна модель картоплі, яка використовується для вирощування картоплі в Чехії. За допомогою моделі *SUBSTOR* проведені дослідження, які були зосереджені на оцінці імітаційної моделі *SUBSTOR*, та її використанні при вирощуванні картоплі [125].

В імітаційній моделі для росту солодкої картоплі збільшення урожаю було поділено на три етапи, тобто на першому етапі від посадки до утворювання бульб, середній етап – з початку утворювання бульб до закінчення утворення бульб і заключний етап – з початку утворення бульб до збору врожаю [120].

В математичній моделі процесів росту рослин на прикладі картоплі, розглядаються основні кількісні характеристики процесів росту та підтримання стійкості урожаїв культурних рослин. Побудована математична модель росту ваги рослин картоплі та оцінки урожаїв при впливі регуляторів росту та збудників інфекційних хвороб [119]. Великий інтерес представляють дослідження з аналізу змін серед сортів картоплі з точки зору поглинання та використання світла [123].

CROPWATR – це комп'ютерна програма для планування зрошення та управління, розроблена відділом освоєння водних ресурсів FAO. Його основні функції включають в себе розрахунок еталонної випаровуваності, вимоги культур у воді, а також урожай і схеми зрошення. Користувач може моделювати різні умови водопостачання і оцінки скорочення урожаю, а також ефективність опадів. Типові області застосування водного балансу включають розробку зрошення для різних культур та різні методи зрошення [117].

Для аналізу наслідків зміни клімату на вирощування картоплі були розроблені дві моделі, модель *POTATOS* – це проста модель росту картоплі та комплексна модель *NPOTATO* [96]. Обидві моделі були відкалібровані і перевірені за допомогою результатів експериментів й пройшли перевірку на різних сортах картоплі в Нідерландах. Чутливість результатів моделювання визначали при різних змінах погодних умов.

LINTUL – це імітаційна модель картоплі, яка була використана для гірської місцевості та низовини невеликої держави в східній Африці Бурунді. У Бурунді картопля культивується в нагір'ї. Більшість досліджень, які проводяться в Бурунді стосовно урожайності картоплі, були виконані в гірській місцевості, де традиційно вирощують картоплю [87].

В основу моделі продуційного процесу агроценозу рослин (на прикладі картоплі) *POMOD* (POtato MODel) покладена концепція максимальної продуктивності рослин Х.Г. Тоомінга і метод еталонних урожаїв, який випливає з цієї концепції. Розглянута динамічна модель створена для розрахунку потенційної урожайності (ПУ) і метеорологічно-можливої урожайності (ММУ). При цьому ПУ визначається шляхом врахування приходу фотосинтетично-активної радіації (ФАР) і біологічних особливостей культури (сорту) при оптимальному режимі метеорологічних факторів, а ММУ розглядається як найвища урожайність в існуючих метеорологічних умовах [41].

За методикою О.М. Конторщикової [113], прогнози урожайності цукрового буряку агрометеорологи складають з 1964 року. В перші роки ці прогнози давали тільки по районах виробничого буряківництва, а з 1970 р. – по всій території вирощування цукрового буряку.

Фізико-статистичні моделі формування урожаїв істотно відрізняються одна від одної. Загальною для них є тенденція до більш повного, ніж в статистичних моделях, врахування апріорної інформації про фізичні механізми процесів формування урожаю.

У моделі В.П. Дмитренка [114] враховується вплив на урожайність різних факторів у динаміці по періодах вегетації, а її головним елементом є розрахунок показників продуктивності гідрометеорологічних величин.

Модель В.П. Дмитренка досить універсальна і в теперішній час на її основі побудовані схеми розрахунку урожайності озимої пшениці, ярого ячменю, кукурудзи, озимого жита, картоплі, цукрового буряку і соняшнику. Для цукрового буряку модель адаптована з врахуванням коефіцієнта продуктивності для сонячної радіації [115].

Але широке застосування цієї моделі ускладнюється такими обставинами. По-перше, вона містить велику кількість емпіричних коефіцієнтів, які необхідно розрахувати для кожної природно-кліматичної зони. По-друге, часовий крок моделі – місяць або два місяці – дуже великий, таке осереднення не дозволяє досить точно оцінити вплив умов протягом більш коротких часових відрізків (декада). По-третє, модель реалізується за допомогою номограм і таблиць, що ускладнює її оперативне практичне застосування.

Динамічні моделі продуційного процесу рослин, які орієнтовані на використання в агрометеорологічних розрахунках та прогнозах, описують процеси фотосинтезу, дихання та росту.

Перші роботи з моделювання росту рослин за допомогою ЕОМ виконали Брауер [62] та де Віт [135]. На основних принципах моделювання, що були запропоновані цими вченими, частково базується модель загального росту цукрового буряку, запропонована Фіком [81].

Остін та Патерфільд [109] розробили просту описову модель росту цукрового буряку. Вона містить розрахунок фотосинтезу, дихання та

оптичних властивостей листя, але використовує експериментально одержані приклади розподілу сухої маси.

Для розрахунку фотосинтезу в моделі використовується метод, запропонований Монтеєм [106], згідно з яким інтенсивність короткохвильової радіації змінюється синусоїдально протягом дня від сходу до заходу Сонця.

Наступним кроком на шляху створення моделей для цукрового буряку стала модель *SUBGROW*, розроблена у США [80]. Моделювання росту цукрового буряку протягом вегетаційного сезону виконувалось відповідно до гіпотези про ієрархію пріоритетів різних процесів у споживанні продуктів фотосинтезу. Ці пріоритети розташовувалися за значущістю у такій черзі: ріст бурячиння, ріст мочкуватого коріння, ріст коренеплоду, включаючи накопичення сахарози.

Цукровий буряк є одною з провідних сільськогосподарських культур для Ірану, тому розробці математичних моделей його продуктивності іранські дослідники приділяють увагу вже протягом багатьох років. Моделювання продуційного процесу цукрового буряку для території Ірану з метою прогнозування його урожайності проводиться на базі даних про погоду [88].

За сприятливих умов росту два головні чинники, що визначають приріст сухої маси і накопичення сахарів – це радіація, яка надходить від Сонця, і температура. Комбінаційна модель [84, 118], запропонована іранськими дослідниками, ґрунтується на декількох відносно консервативних співвідношеннях і включає чотири блоки: моделювання площі листкової поверхні, оптичних властивостей листя, накопичення загальної сухої біомаси і накопичення сухої біомаси окремих органів рослини.

Останнім часом для описання продуційного процесу й урожайності сільськогосподарських культур при різних агрокліматичних умовах розробляються так звані імітаційні моделі. Кілька імітаційних моделей були розроблені для цукрового буряку [99, 131]. Ці моделі описують процеси різного ступеня складності, що відбуваються у рослинах.

Модель розвитку листкової поверхні цукрового буряку та взаємозв'язок між накопиченням надземної біомаси рослини та її продуктивністю подано в роботі [66].

Торнлі [128], під час розробки моделей продуційного процесу рослин типу «*shoot-root*», обпирався у своїх висновках на опірність транспорту асимілятів. Запропонована ним модель більш правильно описувала фізіологічну сутність росту та мала велике теоретичне значення для подальшої розробки моделей продуційного процесу рослин.

У моделі потенційної продуктивності *SUCROS1* [60] імітується потенціал зростання урожаю, тобто накопичення сухої речовини під впливом умов навколишнього середовища (запасу води, поживних

речовин, наявності хвороб та шкідників). Швидкість накопичення сухої речовини – це функція сонячної радіації та температури. Основою для розрахунків є швидкість асиміляції CO_2 (фотосинтезу) рослинним покривом. Моделюються процеси дихання, росту листя, стебла, коренів та накопичувального органу (коренеплоду). Накопичення біомаси залежить від стадії розвитку сільськогосподарських культур, яка визначається як функція температури.

У роботі італійських дослідників [75] продуційний процес цукрового буряку моделюється за співвідношенням простих функціональних моделей, що містять напівемпіричні підпрограми розрахунку площі листкового апарату, поглинання сонячної радіації, водного балансу, і, як результат, накопичення загальної сухої речовини та цукру. Площа листя та сонячна радіація визначають щоденні темпи росту та можливі прирости маси в залежності від кількості доступної вологи.

Автори [6] розробили новий клас динамічних моделей, основаних на нелінійних інтегрально-функціональних рівняннях, за допомогою яких було вирішено ряд завдань, у тому числі, моделювання процесу сахаронакопичення у коренеплодах цукрового буряку.

У роботі [36] підсумовуються результати багаторічних досліджень, виконаних авторами в лабораторії математичного моделювання агроекологічних систем Агрофізичного науково-дослідного інституту Російської академії сільськогосподарських наук. Робота складається з двох частин. У першій частині розглянуті основи теорії моделювання процесів, які відбуваються в складових частинах агроекосистеми: у ґрунті, у рослинному покриві та приземному повітрі. Друга частина містить опис структури та функцій моделі, програмно реалізованої у рамках імітаційної системи *AGROTOOL*.

Вперше для України базову модель формування урожайності сільськогосподарських культур А.М. Польового [26] застосувала О.В. Вольвач в роботі [5] для розробки методу оцінки умов формування продуктивності та прогнозування урожайності цукрового буряку. Подальшого розвитку динамічне моделювання продуційного процесу цукрового буряку набуло в роботі Т.К. Костюкевич [11, 12], в якій базова модель модифікована та адаптована до умов вирощування культури у різних ґрунтово-кліматичних зонах України: Поліссі, Лісостепу, Північному Степу та Південному Степу.

7.2. МЕТОДИЧНІ ПІДХОДИ ДО ОЦІНКИ ВПЛИВУ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН НА ПРОДУКТИВНІСТЬ ПОСІВІВ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКИХ КУЛЬТУР

Тенденції зміни агрокліматичних ресурсів і агрокліматичних умов формування продуктивності сільськогосподарських культур розглядалися за різні проміжки часу. Для оцінки змін агрокліматичних ресурсів при можливих змінах клімату був використаний сценарій зміни клімату в Україні – сценарій *A1B*, регіональна кліматична модель *MPI-M-REMO*, глобальна модель – *ECHAM5-r3* [122], як найбільш достовірний на період до 2050 року.

Зупинимося детальніше на моделі, результати розрахунків за якою використані як сценарні. Згідно [2, 14], регіональна модель *PEMO* була розроблена в Інституті метеорології Макса-Планка (м. Гамбург) [122]. *PEMO* об'єднує колишню чисельну модель прогнозу погоди *EUROPA-MODELL* для розрахунків термодинамічних характеристик і блок глобальної кліматичної моделі *ECHAM4*, в якому розраховуються процеси хмаро- і опадоутворення, проходження потоків сонячної радіації в атмосфері, вплив підстильної поверхні на теплові потоки з урахуванням альбедо і типу поверхні. У цій моделі використовується перетворена сферична система координат, в якій екватор проходить через центр області моделювання для зменшення впливу кривизни Землі на прямокутність координатної сітки, і, так звана, гібридна вертикальна координата, яка є комбінацією ізобаричної і σ-вертикальної координати, тобто вертикальні рівні розташовані уздовж підстильної поверхні поблизу Землі і з висотою перетворюються на паралельні ізобаричні за спеціальними співвідношеннями.

В останні роки *PEMO* досить успішно застосовувалася для моделювання минулого і майбутнього регіонального клімату не лише Німеччини, але й інших країн Європи, а також Індії, Аргентини та інших країн світу [13, 14, 32]. *PEMO* була однією з провідних в проекті оцінки водного балансу басейну Балтійського моря [92] і в звіті IPCC - 2007 [69].

Зернові культури – найважливіша група сільськогосподарських рослин, які дають зерно - основний продукт харчування людини, сировину для багатьох галузей промисловості та корм для сільськогосподарських тварин. Урожайність їх залежить від технології вирощування, клімату, сортів та інших факторів.

Для сільськогосподарських культур на фоні зміни кліматичних умов за розрахунковий період нами розглядались такі варіанти:

– базовий період (1986 – 2005 рр.)

– кліматичні умови двох розрахункових періодів за сценарієм *A2*: перший період 2011 – 2030 рр. і другий період 2031 – 2050 рр.;

– кліматичні умови періодів 2011 – 2030 та 2031 – 2050 рр. сценарію *A2* при збільшенні CO_2 в атмосфері на 30 %;

– кліматичні умови двох розрахункових періодів за сценарієм *A1B*: період 2011 – 2030 рр. та період 2031 – 2050 рр.;

– кліматичні умови періодів 2011–2030 та 2031 – 2050 рр. сценарію *A1B* при збільшенні CO_2 в атмосфері на 30 %.

Як теоретична основа для виконання розрахунків та порівняння результатів були використані розроблені А.М. Польовим моделі продуційного процесу сільськогосподарських культур:

– модель формування продуктивності агроекосистеми [30].

– результати розробки моделі фотосинтезу зеленого листка рослин при зміні концентрації CO_2 в атмосфері [32].

Розрахунки виконуваілись для природно-кліматичних зон України: Полісся, Лісостеп, Степ.

Слід підкреслити, що вплив зміни клімату на формування продуктивності сільськогосподарських культур розглядався за умов сучасної агротехніки та сучасних сортів і гібридів сільськогосподарських культур в припущенні, що вони суттєво не зміняться.

7.3. ОЦІНКА ВПЛИВУ ЗМІН КЛІМАТУ НА РІСТ, РОЗВИТОК ТА ФОРМУВАННЯ УРОЖАЇВ ОЗИМОЇ ПШЕНИЦІ

Озима пшениця є основною цінною продовольчою зерновою культурою, яка характеризується більш високою порівняно з іншими зерновими культурами урожайністю та стійкістю до несприятливих умов у весняно-літній період.

7.3.1. Оцінка впливу змін клімату на продуційний процес озимої пшениці

Дата відновлення вегетації озимої пшениці спостерігається за середніми багаторічними значеннями у Степу України наприкінці другої декади березня, а на території Лісостепу та Полісся – у третій декаді березня. В ході роботи нами була проведена порівняльна характеристика агрокліматичних умов вегетаційного періоду озимої пшениці. Результати розрахунків агрокліматичних умов за обома сценарними періодами наведені в табл. 7.1.

Таблиця 7.1. Порівняльна оцінка агрокліматичних умов вегетаційного періоду озимої пшениці за кліматичним сценарієм *A2*

Період	Дата віднов лення вегета-ції	Дата воско вої стиг лості	Трива лість періоду вегета ції, дні	Сума опадів, мм	У від сотках від клім норми	Сумарне випаро вування мм	Випа ровува ність, мм	Волого забезпе ченість, %
Полісся								
1986–2005 рр.	26.03	14.07	111	248	100	229	402	57
2011–2030 рр.	23.03	15.07	115	319	129	264	409	65
Різниця	-3	1	4	71	29	35	7	8
2031–2050 рр.	21.03	12.07	105	297	120	261	402	65
Різниця	-5	-2	- 6	12	20	11	0	8
Західний Лісостеп								
1986–2005 рр.	28.03	10.07	105	225	100	244	393	62
2011–2030 рр.	22.03	15.07	116	285	127	272	408	67
Різниця	- 6	5	11	60	27	28	15	5
2031–2050 рр.	21.03	12.07	114	286	115	289	427	68
Різниця	-7	2	9	13	15	12	34	6
Східний Лісостеп								
1986–2005 рр.	24.03	12.07	111	227	100	207	409	51
2011–2030 рр.	26.03	16.07	113	311	137	251	404	62
Різниця	-2	2	2	84	37	44	-5	11
2031–2050 рр.	1.04	15.07	106	283	126	239	406	59
Різниця	6	3	-5	12	26	12	-3	8
Степ								
1986–2005 рр.	19.03	7.07	100	205	100	184	406	45
2011–2030 рр.	17.03	6.07	101	231	113	208	406	51
Різниця	-2	-2	1	26	13	24	0	6
2031–2050 рр.	21.03	16.07	118	239	117	207	421	49
Різниця	2	11	18	12	17	11	15	4

Порівняльна характеристика агрокліматичних умов весняно-літнього періоду вегетації озимої пшениці за сценарієм А2

Згідно з виконаними розрахунками за період 2011–2030 рр. на території Полісся дата відновлення вегетації може спостерігатися на 3 дні раніше, ніж за середніми багаторічними даними (23 березня), тривалість весняно-літнього періоду при цьому збільшиться на 4 дні, а дату воскової стиглості слід очікувати у середині другої декади липня. При цьому очікується збільшення суми опадів майже на 30 % з 248 мм у базовий період до 319 мм за сценарними розрахунками. В зв'язку з цим збільшиться і вологозабезпеченість з 57 % у базовий період до 65 % у сценарний. (табл. 7.1).

На заході Лісостепу очікувана дата відновлення вегетації може спостерігатися на 6 днів раніше, ніж за середніми багаторічними спостереженнями – 22 березня. При цьому збільшиться тривалість всього періоду весняно-літньої вегетації на 11 днів – з 105 днів до 116. Кількість опадів також підвищиться на 27 % до 285 мм за весняно-літній період вегетації, відповідно збільшиться і вологозабезпеченість з 62 до 67 %.

У Східному Лісостепу тривалість періоду вегетації озимої пшениці влітку збільшиться на 2 дні, до 113 днів. Відновлення вегетації у розрахунковий період можна очікувати 26 березня, що на 2 дні пізніше, ніж у середньому багаторічному.

Сума опадів у цій зоні за період вегетації озимої пшениці збільшиться на 84 мм, а вологозабезпеченість збільшиться на 10 % з 51 % у базовий період до 62 % у перший сценарний період 2011 – 2030 рр.

На території Степу відновлення вегетації зсунеться в бік зими на 2 дні і очікуватиметься 17 березня, а тривалість весняно-літнього періоду майже не зміниться – при 100 днях за середніми багаторічними даними вона збільшиться на один день. Проте слід очікувати збільшення на 13 % кількості опадів до 231 мм у весняно-літній період, порівняно з 205 мм у базовий період. На фоні незначного збільшення кількості опадів також незначно зміниться і вологозабезпеченість вегетаційного періоду озимої пшениці з 45 % за період 1986 – 2005 рр. до 51 % у розрахунковий період.

Розрахункові дані другого прогностичного періоду 2031 – 2050 рр. показують, що на території Полісся можна очікувати більш раннє настання відновлення вегетації озимої пшениці на 5 днів у порівнянні з базовим періодом, тобто 21 березня (табл. 7.1). Настання воскової стиглості також можна очікувати на 2 дня раніше, таким чином весь період весняно-літнього періоду вегетації може скоротитися на 6 днів и становитиме 105 днів проти базового – 111 днів. При цьому можна очікувати збільшення суми опадів за цей період вегетації до 297 мм, що становить 120% від базового рівня. Таким чином, вологозабезпеченість періоду збільшиться майже на 10 % і може становити 65 %.

На території Західного Лісостепу у другий розрахунковий період, навпаки, можна очікувати збільшення періоду вегетації озимої пшениці за умов реалізації кліматичного сценарію *A2* на 9 днів – до 114 днів. При цьому також слід очікувати збільшення кількості опадів до 286 мм у порівнянні з базовим – 225 мм, що на 12 % більше. За рахунок випадіння більшої кількості опадів збільшиться і вологозабезпеченість весняно-літнього періоду вегетації озимої пшениці.

Відновлення вегетації озимої пшениці на території Східного Лісостепу за розрахунковий період 2031–2050 рр. може початися пізніше на 6 днів у порівнянні з базовим періодом – 1 квітня. А воскова стиглість – пізніше на 5 днів, тобто 15 липня. Таким чином слід очікувати зменшення періоду вегетації озимої пшениці до 106 днів. Сума опадів також дещо підвищиться, за рахунок чого збільшиться і вологозабезпеченість періоду вегетації до 59 %.

На території Степу у другий розрахунковий період слід очікувати відновлення вегетації озимих культур у третій декаді березня, а настання фази воскової стиглості у другій декаді липня. Таким чином, тривалість весняно-літнього періоду становитиме 118 днів. За умов реалізації сценарію *A2* на території Степу так, як і на всій території України, очікується збільшення кількості опадів до 239 мм (117 % від середнього багаторічного), що зумовить до покращення умов вологозабезпеченості посівів.

Зміна агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці призведе до зміни рівня очікуваних урожаїв цієї культури.

На рис. 7.1 та 7.2 показано імовірнісний розподіл очікуваних урожаїв озимої пшениці за умов реалізації сценарію зміни клімату *A2* в обох розрахункових періодах.

Так, у розрахунковий період 2011–2031 рр. найбільші прирости урожаїв можна очікувати на території Східного Полісся до 170 %. Також високі прирости очікуються на території Степу – до 165 %, на території Полісся, Прикарпаття та Закарпаття майже не відбудеться збільшення урожаїв – всього до 110 %.

У другий розрахунковий період найбільший приріст урожаю також очікується на території Полісся до 195 %, на території Східного Лісостепу – до 155 %. Найменше збільшення урожаїв слід очікувати на території Степу та Східного Лісостепу – до 125 %.

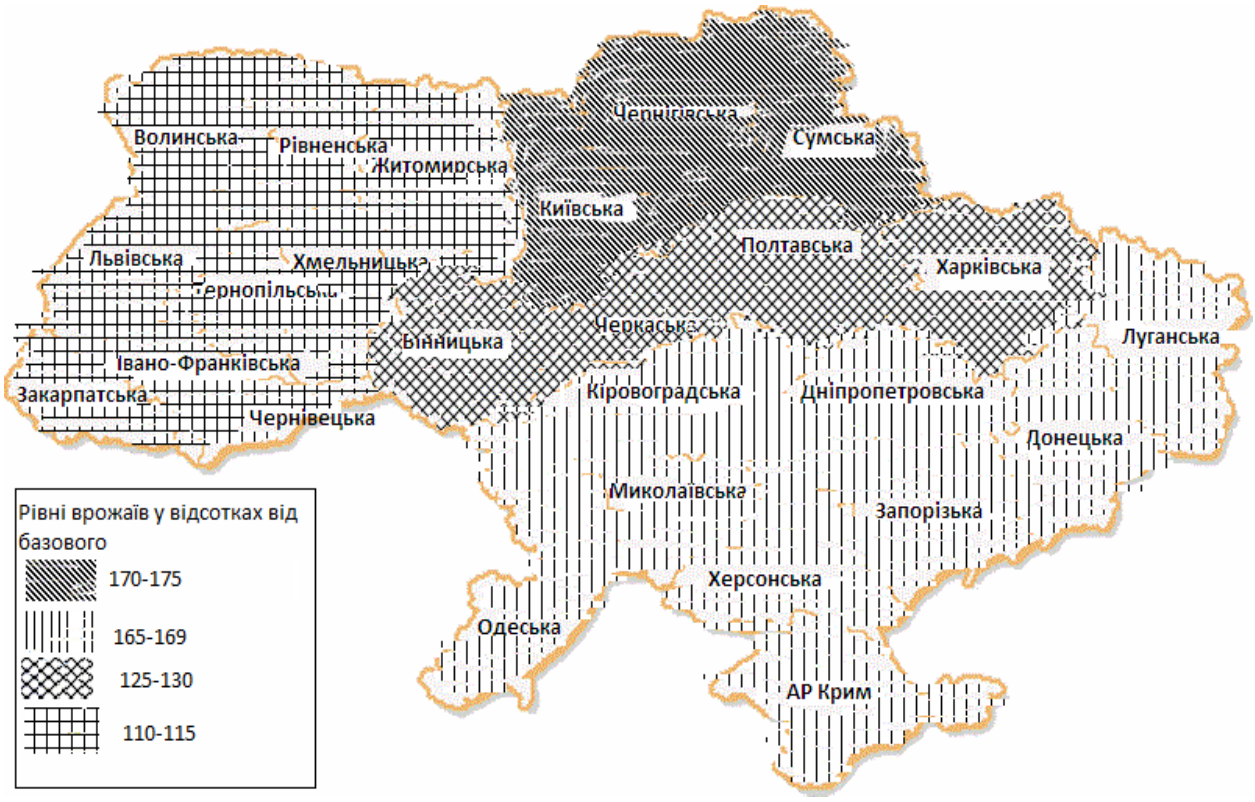


Рис. 7.1. Імовірнісний розподіл очікуваних урожаїв озимої пшениці за умов реалізації сценарію *A2* у розрахунковий період 2011 – 2030 рр.

Рис. 7.2. Імовірнісний розподіл очікуваних урожаїв озимої пшениці за умов реалізації сценарію *A2* у розрахунковий період 2031 – 2050 рр.

Порівняльна характеристика агрокліматичних умов весняно-літнього періоду вегетації озимої пшениці за сценарієм A1B для двох розрахункових періодів наведена в табл. 7.2.

Таблиця 7.2. Порівняльна оцінка агрокліматичних умов вегетаційного періоду озимої пшениці за сценарієм *A1B*

Період	Дата віднов лення вегетації	Дата воско вої стиг лості	Трива лість періоду вегета ції, дні	Сума опадів, мм	У від сотках від клім норми	Сумарне випаро вування, мм	Випа ровува ність, мм	Волого забезпе ченість, %
Полісся								
1986–2005 рр.	26.03	14.07	111	248	100	229	402	57
2011–2030 рр.	1.04	12.07	113	266	107	249	408	61
Різниця	6	2	2	18		20	6	4
2031–2050 рр.	21.03	10.07	112	235	95	235	412	57
Різниця	5	4	1	13		6	10	0
Західний Лісостеп								
1986–2005 рр.	28.03	10.07	105	225	100	244	393	62
2011–2030 рр.	21.03	10.07	112	234	104	254	415	61
Різниця	7	0	7	9		10	22	1
2031–2050 рр.	21.03	15.07	106	218	97	251	418	60
Різниця	7	5	1	7		7	25	2
Східний Лісостеп								
1986–2005 рр.	24.03	12.07	111	227	100	207	409	51
2011–2030 рр.	1.04	10.07	101	263	116	238	444	54
Різниця	8	2	1	36		31	35	3
2031–2050 рр.	1.04	10.07	101	250	110	225	418	54
Різниця	8	2	1	23		18	9	3
Степ								
1986–2005 рр.	19.03	7.07	100	205	100	184	406	45
2011–2030 рр.	21.03	30.06	102	211	103	199	460	43
Різниця	3	7	2	6		15	54	2
2031–2050 рр.	21.03	30.06	100	208	101	207	465	45
Різниця	3	7	0	3		23	59	0

Згідно з виконаними розрахунками за період 2011–2030 рр. на території Полісся дата відновлення вегетації може спостерігатися на 5 днів пізніше, ніж за середніми багаторічними даними (23 березня), а дата воскової стиглості може спостерігатися на 2 раніше, ніж за середніми багаторічними даними.

Тривалість весняно-літнього періоду при цьому майже не зміниться і становитиме 113 днів. При цьому очікується збільшення суми опадів майже на 30 % з 248 мм у базовий період до 266 мм у розрахунковому періоді. В зв'язку з цим збільшиться і вологозабезпеченість з 57 % у базовий період до 61 % у сценарний.

В Західному Лісостепу очікувана дата відновлення вегетації озимої пшениці спостерігатиметься на 7 днів раніше, ніж за середніми багаторічними даними – 28 березня. При цьому збільшиться тривалість всього періоду весняно-літньої вегетації на 11 днів із 105 до 112 днів. Кількість опадів майже не зміниться і становитиме 234 мм за весняно-літній період вегетації, тому вологозабезпеченість також залишиться не змінною 61 %.

У Східному Лісостепу тривалість періоду вегетації озимої пшениці влітку зменшиться на 10 днів, з 111 днів до 101. Відновлення вегетації у розрахунковий період можна очікувати 1 квітня, що на 6 днів пізніше, ніж у середньому багаторічному. Сума опадів у цій зоні за період вегетації озимої пшениці збільшиться на 36 мм, вологозабезпеченість збільшиться незначно й становитиме 54 %.

На території Степу дата відновлення вегетації зсунеться в бік весни на 2 дні і можна буде її очікувати 21 березня, а тривалість весняно-літнього періоду майже не зміниться – при 100 днях за середніми багаторічними даними вона збільшиться на два дні. Проте не слід очікувати суттєвого збільшення кількості опадів до 211 мм у весняно-літній період, порівняно з 205 мм у базовий період. Вологозабезпеченість весняно-літнього періоду вегетації озимої пшениці дещо зменшиться і становитиме 43 %.

У розрахунковий період 2031 – 2050 рр. на території Полісся тривалість вегетаційного періоду озимої пшениці майже не зміниться и становитиме 112 днів, при цьому несуттєво зменшиться сума опадів до 235 мм, але на фоні збільшення сумарного випаровування з поверхні ґрунту вологозабезпеченість посівів залишиться незмінною.

Найбільш суттєві зміни в умовах періоду вегетації озимої пшениці слід очікувати на території Східного Лісостепу. Там за умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* можна очікувати зменшення тривалості весняно-літнього періоду вегетації озимої пшениці до 101 дня проти 111 за середніми багаторічними значеннями. Також очікується збільшення кількості опадів та сумарного випаровування, за рахунок чого вологозабезпеченість періоду вегетації майже не зміниться.

На рис. 7.3 і 7.4 показано імовірнісний розподіл очікуваних урожаїв озимої пшениці за умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* в обох розрахункових періодах.

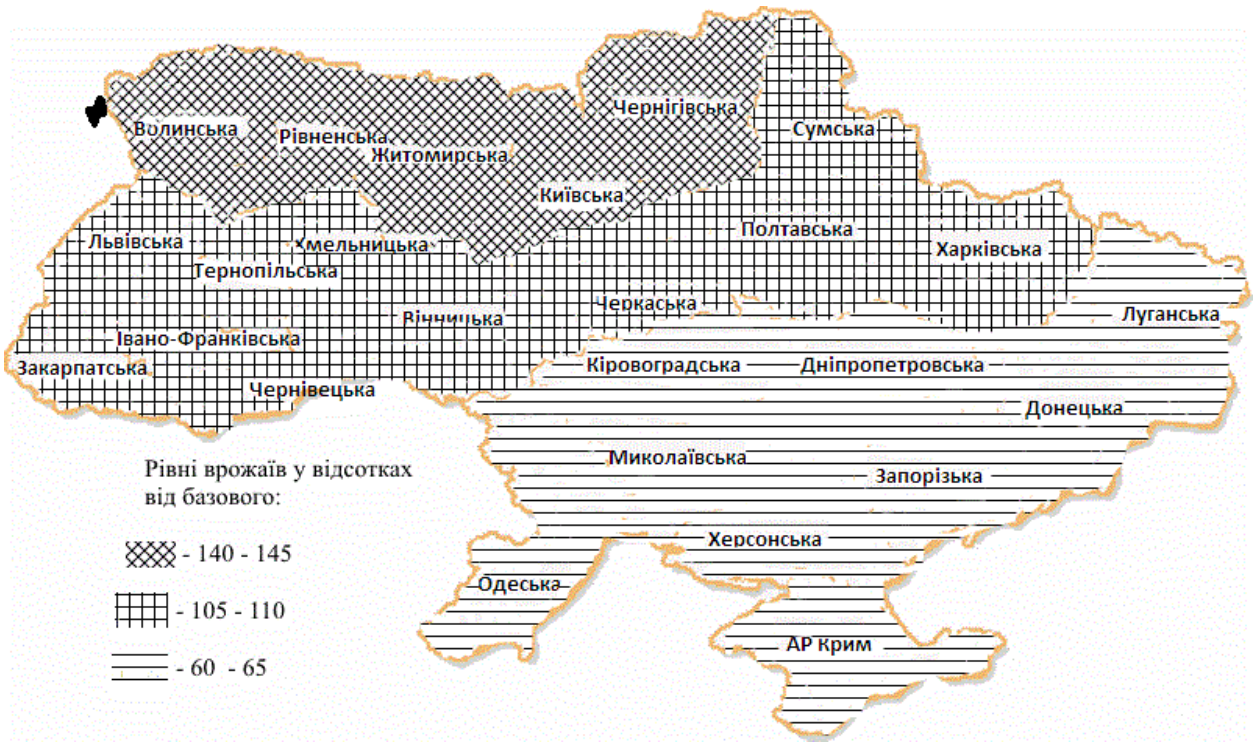


Рис. 7.3. Імовірнісний розподіл очікуваних урожаїв озимої пшениці за умов реалізації сценарію *A1B* у розрахунковий період 2011 – 2030 рр.

Рис. 7.4. Імовірнісний розподіл очікуваних урожаїв озимої пшениці за умов реалізації сценарію *A1B* у розрахунковий період 2031 – 2050 рр.

Так, у перший розрахунковий період 2011 – 2031 рр. найбільші прирости урожаїв можна очікувати на території Полісся – до 145 %. На території Лісостепу очікується отримання урожаїв озимої пшениці на рівні середніх багаторічних урожаїв. На території Степу рівень очікуваних урожаїв може складати 60 – 65 % від базового.

У розрахунковий період 2031 – 2050 рр. слід очікувати подальшого зниження рівня урожаїв озимої пшениці на території Західного Лісостепу, Прикарпаття та Закарпаття до 85–90 % від базового рівня. На території східного Лісостепу рівень урожаїв майже не зміниться і може скласти 115–120 % від базового. На території Степу урожай також практично не зміниться і складатиме 70–75 % від середнього багаторічного. І лише на території Полісся можна очікувати на подальше збільшення рівнів урожаїв озимої пшениці до 150–165 % від базового рівня.

7.3.2. Вплив змін клімату на формування зимостійкості озимої пшениці на Півдні України

Зміни клімату на території України характеризується нерівномірністю: стрімке зростання температури повітря змінюється його уповільненням або похолоданням. У такі періоди, на тлі загального потепління відмічаються хвилі холоду із заморозками, що призводить до суттєвих втрат у сільському господарстві.

Основним показником, що характеризує амплітуду сезонних коливань приземної температури повітря є континентальність клімату. Закономірності зміни середньорічної температури повітря та індексу континентальності представлені на рис. 7.5.

Аналіз фактичних даних з 1961 року показав, що суттєве підвищення середньорічної температури повітря спостерігається починаючи з 1989 р. За цей період середньорічна температура повітря підвищилась в середньому на 0,6 °С, що підтверджується даними [1, 38, 108]. Аналіз тренда індексу континентальності показав перспективу подальшого його підвищення, внаслідок збільшення амплітуди літніх та зимових температур повітря.

Для визначення величини мінливості індексу континентальності розраховано коефіцієнт варіації c_v, який становить 17 %, що свідчить про його середню мінливість.

Збільшення континентальності клімату вплинуло на умови вегетації озимих зернових культур, що зумовило необхідність вдосконалення технології їхнього вирощування.

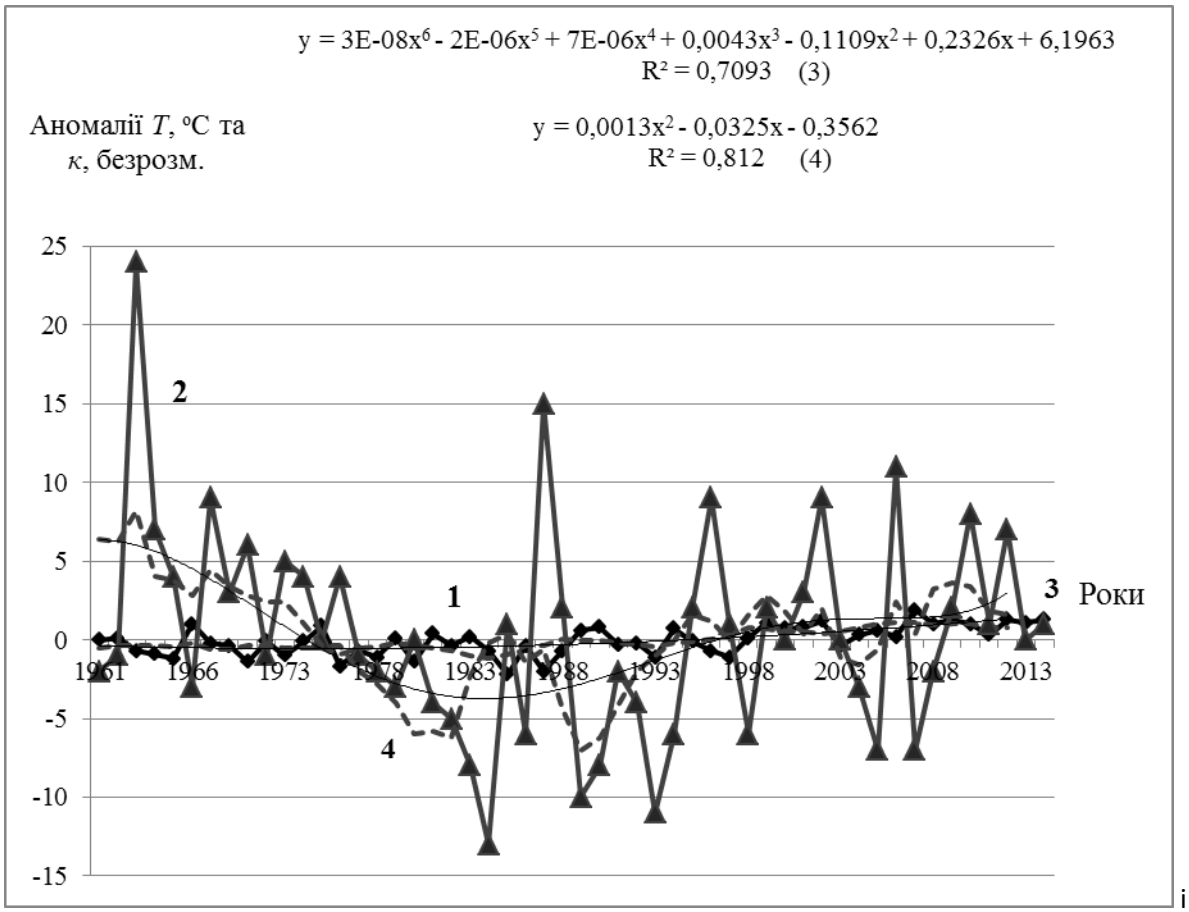


Рис. 7.5. Аномалії середньорічної температури повітря (1) та індексу континентальності (2), поліноміальні тренди аномалій середньорічної температури повітря та індексу континентальності, згладжених за методом ковзної середньої (3, 4) за 1961-2014 рр., n = 5 років

Одним з основних економічно ефективних агротехнічних прийомів оптимізації вирощування озимої пшениці є строки сівби. З ними тісно пов'язані інтенсивність росту й розвитку рослин восени, накопичення запасних речовин у листках і вузлах кущіння та набуття рослинами стійкості до несприятливих умов перезимівлі. Сівба в оптимальні строки забезпечує проходження рослинами в осінній період тих етапів органогенезу, від яких у подальшому залежить рівень життєдіяльності агробіоценозу і його продуктивність [16].

Посіви озимої пшениці ранніх строків сівби накопичують більшу кількість вуглеводів у вузлах кущіння, але в зв'язку з переростанням і активним диханням у зимовий період використовують їх у більшій кількості, ніж рослини оптимальних і пізніх строків сівби й стають менш стійкими до несприятливих умов, знижуючи рівень своєї зимостійкості [47]. При пізніх строках сівби урожай знижується через слабкий розвиток рослин в осінній період, які не встигають восени розкущитись, розвинути

достатню кореневу систему і надземну масу. Озима пшениця краще зимує у фазі кущіння за наявності 2–4 пагонів, коли накопичено достатню кількість пластичних речовин у клітинах рослин [21].

Згідно літературних даних, на Півдні України для формування восени 2–4 пагонів кущіння та найбільшого рівня морозостійкості рослинам пшениці необхідно 50–65 днів при сумі активних температур 500–550 °С та сумі ефективних температур 300–350 °С [47].

Були проаналізовані термічні умови оптимальних, допустимо ранніх та пізніх строків сівби озимої пшениці для території Півдня України. Дані наведені для станції Одеса, які відображають загальну тенденцію змін клімату досліджуваної території (табл. 7.3).

Таблиця 7.3. Середня сума температур повітря за період сівба – припинення осінньої вегетації озимої пшениці за різних строків сівби

Період	Дата сівби							
	10.09	**15.09**	**20.09**	**25.09**	**30.09**	**05.10**	**10.10**	**15.10**
Середні суми ефективних температур повітря, °С								
1980 – 1984 рр.	525,9	458,4	399,4	337,9	283,3	235,7	184,9	143,0
1985 – 1989 рр.	425,4	366,1	306,3	250,6	202,5	165,2	127,3	92,5
1990 – 1994 рр.	519,1	457,6	395,3	340,2	286,2	236,5	187,8	150,0
1995 – 1999 рр.	459,3	398,9	350,5	302,0	251,3	214,1	177,1	133,1
2000 – 2004 рр.	513,9	456,7	398,1	337,5	289,1	240,6	195,5	165,8
2005 – 2009 рр.	559,6	488,0	431,0	375,7	316,7	258,9	209,3	172,6
2010 – 2014 рр.	536,4	467,5	399,7	342,7	289,4	247,8	211,1	180,1
Середні суми активних температур повітря, °С								
1980 – 1984 рр.	830,6	737,2	653,6	567,9	489,7	418,1	343,1	277,8
1985 – 1989 рр.	684,0	600,0	517,5	437,2	366,1	306,1	244,0	186,3
1990 – 1994 рр.	813,8	729,1	642,9	563,7	486,2	412,5	339,2	280,4
1995 – 1999 рр.	785,4	699,9	626,6	553,0	477,3	415,1	353,1	284,2
2000 – 2004 рр.	858,9	776,7	693,2	607,6	534,2	460,7	390,5	336,8
2005 – 2009 рр.	937,7	844,2	759,0	677,6	594,8	512,0	436,3	375,7
2010 – 2014 рр.	898,6	804,8	710,7	628,3	549,5	482,8	419,9	363,2

Потреба рослин озимої пшениці у ефективних температурах повітря задовольнялася за міжфазний період сівба – припинення осінньої вегетації у 1980–1989 рр. при сівбі 16–27 вересня, у 1990–1999 рр. – 20-28 вересня та у 2000–2013 рр. – 23 вересня – 2 жовтня.

Аналіз сум активних температур повітря показав, що в період 1980–1989 рр. оптимальні строки сівби відмічались в період 18–29 вересня, а тривалість періоду сівба – припинення осінньої вегетації становила відповідно 51 – 62 дні (табл. 7.3, 7.4).

Таблиця 7.4. Середня тривалість періоду сівба – припинення осінньої вегетації озимої пшениці за різних строків сівби в умовах зміни клімату на ст. Одеса, дні

Період	Дата сівби							
	10.09	**15.09**	**20.09**	**25.09**	**30.09**	**05.10**	**10.10**	**15.10**
1980 – 1984 рр.	70	65	60	55	50	45	40	35
1985 – 1989 рр.	59	54	49	44	39	34	29	24
1990 – 1994 рр.	70	65	60	55	50	45	40	35
1995 – 1999 рр.	72	67	62	57	52	47	42	37
2000 – 2004 рр.	76	71	66	61	56	51	46	41
2005 – 2009 рр.	88	83	78	73	68	63	58	53
2010 – 2014 рр.	77	72	67	62	57	52	47	42

У період 1990–1999 рр. оптимальні строки сівби були 25 – 28 вересня, а тривалість періоду становила 52–57 днів. У період 2000 – 2014 рр. оптимальні строки сівби були в межах 28 вересня – 6 жовтня, а тривалість періоду становила 54–62 дні.

Другим основним фактором, що впливає на строки сівби озимої пшениці є показник вологості ґрунту, який безпосередньо залежить від кількості опадів. Аналіз місячної кількості опадів восени по періодах показав, що у середньому на ст. Одеса відхилення сум опадів від норми за періодами є незначним (рис. 7.6).

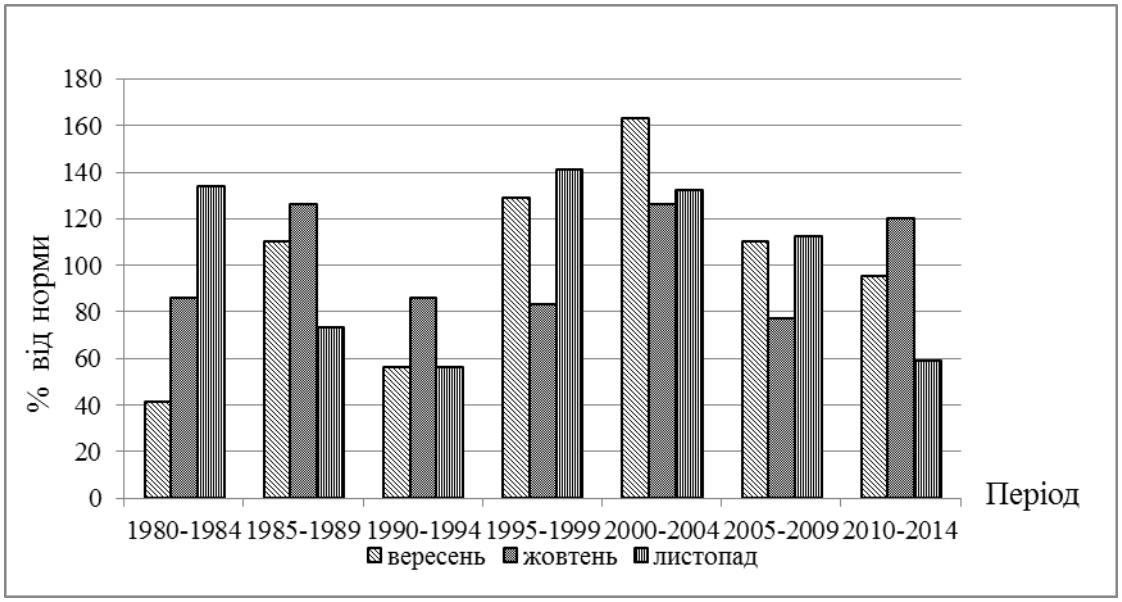


Рис. 7.6. Місячна сума осінніх опадів на ст. Одеса, % від норми

У середньому за осінній період з 1980 по 1989 рр. сума опадів коливається у межах 41–134 % від норми, у 1990–1999 рр. – у межах 56–141 %, у 2000–2014 рр. – в межах 59–163 % від норми.

Недобір сум опадів спостерігається переважно у вересні , що є важливим фактором впливу на появу повноцінних сходів озимини, який у 1980–1984 рр. та 1990–1994 рр. становив до 60 %.

Незважаючи на удавану відсутність суттєвого зниження середньомісячної кількості опадів у період сівби озимої пшениці, останніми роками аграрії стикаються з проблемою проведення сівби в оптимальні строки через нестачу продуктивної вологи не лише в орному, а й у метровому шарі ґрунту, особливо по непарових попередниках. Це пояснюється суттєвими змінами у розподілі опадів у часі. Якщо за середніми показниками по періодах відхилення суми опадів восени як у бік зменшення, так і у бік збільшення є незначним, то при порівнянні суми опадів за окремий рік з середньобагаторічною нормою спостерігається тенденція, згідно якій останнім часом місячна норма опадів випадає за 1–2 дні.

У таблиці 7.5 наведений приклад впливу строків сівби на динаміку росту й розвитку рослин озимої пшениці.

Таблиця 7.5. Формування маси надземної частини рослин озимої пшениці за різних строків сівби, (середнє по п’яти сортах)

Дата	Висота рослин, см	Глибина залягання вузла кущіння, см	Коефіцієнт кущіння	Площа листків, $см^2$/росл.
Перший строк сівби (25 вересня 2012–2013 рр.)				
10.X	16,8±0,4	2,7±0,1	1,0	60±5
20.X	19,8±0,6	2,9±0,2	1,2	69±7
31.X	22,1±0,5	3,1±0,2	2,3	158±16
10.XI	23,8±0,6	3,3±0,2	3,0	212±23
20.XI	26,3±0,5	3,4±0,3	3,7	277±34
30.XI	29,2±0,7	3,5±0,3	4,3	513±38
10.XII	30,2±0,7	3,6±0,3	4,6	513±32
Другий строк сівби (2 жовтня 2012–2013 рр.)				
31.X	14,7±0,3	3,2±0,2	1,0	42±7
10.XI	19,8±0,5	3,2±0,2	1,2	100±17
20.XI	25,3±0,6	3,7±0,3	1,6	194±21
30.XI	26,6±0,7	3,9±0,3	2,4	283±26
10.XII	26,3±0,6	4,1±0,3	2,8	277±31

Рослини першого строку сівби на момент припинення осінньої вегетації мали найбільшу площу листя – 513 $см^2$ на рослину. Сівба у більш пізні строки призвела до зменшення площі листової поверхні майже вдвічі. Аналогічна ситуація спостерігається і з кущінням. Така суттєва різниця у

накопиченні вегетативної маси негативно відбилась на формуванні зимостійкості рослин восени, їхньої стабільності протягом зимівлі та потенційному врожаї.

Одним з важливих чинників, що впливає на стійкість рослин до несприятливих умов зими, є глибина залягання вузла кущіння. За оптимальних строків сівби та агрометеорологічних умов вегетаційного періоду, вузол кущіння розміщується на глибині 2–4 см [21, 23].

Глибина залягання вузла кущіння рослин першого та другого строків сівби, за результатами вимірювань, становила 3,5 та 3,9 см на кінець припинення осінньої вегетації відповідно (табл. 7.5). У наших дослідженнях спостерігались відмінності у заглибленні вузла кущіння зі зміщенням строків сівби, які можна пояснити погіршенням режиму освітлення рослин та зниженням середньодобових температур повітря [21, 49].

Найбільш поширеним непрямим показником підготовки рослин до зимових негараздів є кількість сахарів у вузлах кущіння. За літературними даними, при нормальному рівні загартування для території Півдня України він становить 32…35 % [21].

Дослідження впливу строків сівби на динаміку вмісту сахарів у вузлах кущіння показали істотне його збільшення при стійкому переході середньодобової температури повітря через +5 °С у бік її зниження, який спостерігався 26 листопада (табл. 7.6).

Таблиця 7.6. Вміст розчинних вуглеводів у вузлах кущіння рослин озимої пшениці першого та другого строку сівби, % на масу сухої речовини

Сорти	Дата відбору						
	10.X	20.X	31.X	10.XI	20.XI	30.XI	10. XII
Перший строк сівби (25 вересня 2012–2013 рр.)							
Одеська 16	19	11	20	14	16	27	43
Одеська 267	18	8	17	15	15	17	40
Антонівка	20	13	18	18	14	20	47
Альбатрос одеський	20	15	21	16	10	21	47
Струмок	20	14	24	24	18	21	44
$НІР_{0,05}$	1,1	0,9	1,3	1,1	1,0	1,3	1,9
Другий строк сівби (2 жовтня 2012–2013 рр.)							
Одеська 16	-	-	16	17	22	24	44
Одеська 267	-	-	17	16	20	21	41
Антонівка	-	-	22	17	19	24	43
Альбатрос одеський	-	-	21	13	17	23	44
Струмок	-	-	18	16	18	22	42
$НІР_{0,05}$	-	-	1,2	0,9	1,0	0,8	1,0

Вміст розчинних вуглеводів у вузлах кущіння рослин першого і другого строків сівби збільшився відповідно з 18–20 % до 40–47 % і з 16–22 % до 41–44 % на масу сухої речовини, що вказує на високий рівень загартування рослин. Водночас відсутність суттєвих розбіжностей у динаміці нагромадження сахарів рослинами різних строків сівби не вказує на тотожність рівня їхнього загартування й потенціалу зимостійкості через суттєві відмінності у фазі розвитку, вегетативній масі, глибині залягання вузла кущіння та ін.

Проведений статистичний аналіз показав, що між вмістом розчинних вуглеводів у вузлах кущіння і температурою простежується також тісний негативний кореляційний зв'язок. Для першого і другого строків сівби коефіцієнт кореляції дорівнює відповідно r = -0,70 і r = -0,74. Досить тісний зв'язок простежується також і між вмістом розчинних вуглеводів у вузлах кущіння та рівнем освітленості: коефіцієнт кореляції становить r = 0,50 і r = 0,52 для першого та другого строків сівби відповідно.

Незважаючи на підвищення загального температурного фону осінньо-зимового періоду, суттєво зріс рівень його коливань, внаслідок чого спостерігаються часті довготривалі відлиги з різкими короткочасними зниженнями температури, утворенням льодяної кірки та ін. Такі умови негативно відбились на формуванні морозостійкості рослинами озимої пшениці. Яскравим тому прикладом є результати зимівлі у 2002–2003 рр., коли до 50 % посівів пшениці по всій території України загинули вже після дії морозів у –12…–14 °С при тому, що зазвичай вони здатні витримувати зниження температури до –18…–20 °С. Крім того, спостерігались факти, коли високоморозостійкі сорти суттєво поступались за рівнем пошкодження морозом достовірно менш стійким сортам.

Для пошуку відповіді на можливі причини такого явища були проведені дослідження з вивчення динаміки формування морозо- та зимостійкості рослинами озимої пшениці у роки, контрастні за тривалістю умов, сприятливих для проходження першої фази загартування. Під час проведення оціночної роботи на морозостійкість за допомогою найбільш поширених та перевірених часом способів оцінки спостерігались артефакти, які, за умов відсутності змін методики та сортового складу, можна пояснити лише впливом змін кліматичних параметрів (табл. 7.7). Добір рослин проводили у першій декаді грудня. Аналіз даних показав відсутність суттєвих пошкоджень рослин у польових умовах дослідних років. У той же час, спостерігалась суттєва різниця між ранжуванням сортів за морозостійкістю по роках.

Результати оцінки способами пучків та посівних ящиків показують, що при нестачі сприятливих умов для проходження першої фази загартування високоморозостійкі сорти Одеська 16 та Одеська 267 не тільки не змогли сформувати притаманний їм рівень морозостійкості, а й навіть поступились менш морозостійким сортам Антонівка та Альбатрос одеський.

Таблиця 7.7. Морозостійкість сортів озимої пшениці, визначена різними способами, бал

Сорт	Перезимівля у полі	Спосіб пучків	Спосіб посівних ящиків	Спосіб паперових рулонів
10–15 діб першої фази загартування				
Одеська 16	9	6	6	9
Одеська 267	9	7	6	7
Антонівка	9	8	7	6
Альбатрос одеський	9	7	7	5
Струмок	7	5	4	3
50–55 діб першої фази загартування				
Одеська 16	9	9	9	9
Одеська 267	9	9	9	7
Антонівка	9	7	6	6
Альбатрос одеський	9	5	5	5
Струмок	8	4	3	3

Спостерігалась також незвично незначна різниця між сформованим рівнем морозостійкості сортів Одеська 16 та Струмок. Поряд з цим, при тривалості першої фази загартування понад 50 діб спостерігалось звичайне ранжування сортів за рівнем морозостійкості. Необхідно відмітити, що розбіжності за рівнем сформованої морозостійкості стосуються лише способів, які передбачають проходження загартування рослин у природних умовах. Результати ранжування сортів лабораторним способом залишались незмінними. Це дозволило нам підтвердити припущення, що зміни у формуванні морозостійкості відбулись саме під впливом змін погодних умов.

Подальші дослідження термічного режиму виявили скорочення тривалості температурних умов, сприятливих для проходження першої фази загартування рослинами озимої пшениці, (рис. 7.7).

На станції Одеса скорочення сприятливих для проходження першої фази загартування рослинами озимої пшениці умов у середньому склало з 57–68 діб (1980–1989 рр.) до 26–37 діб (1990–2014 рр.). В той же час, для станцій Запоріжжя та Херсон це скорочення було дещо меншим і склало відповідно до 26–47 діб (1990–2014 рр.) та до 30–52 доби (1990–2014 рр.).

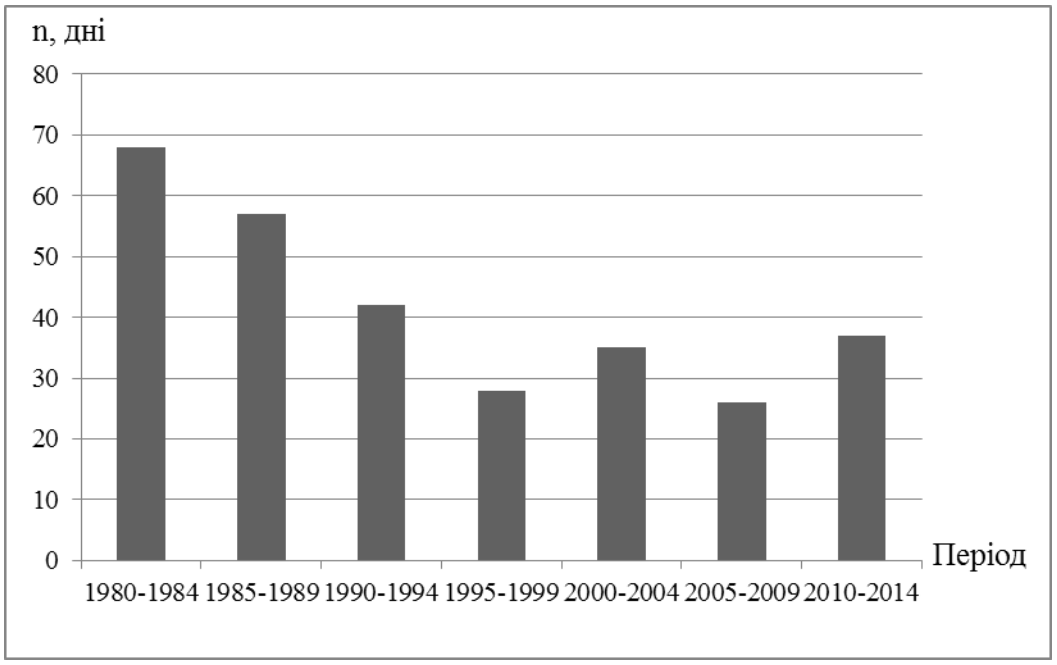


Рис. 7.7. Динаміка флуктуацій тривалості першої фази загартування по періодах на ст. Одеса

Таким чином, аналіз температурних умов показав суттєве збільшення теплозабезпеченості осіннього періоду вегетації посівів озимих, який стає більш тривалим і теплим, за рахунок чого рослини отримують більш сприятливі умови для свого росту й розвитку. Як наслідок, зростання температурного фону призвело до зсуву оптимальних строків сівби на більш пізній період. Зміщення оптимальних строків сівби у середньому для території Півдня України становить 10–15 діб. Одночасно, все більший вплив на строки сівби чинять і умови вологозабезпеченості за рахунок суттєвого збільшення кількості малоефективних та неефективних для сільськогосподарського виробництва дощів та злив.

Зміни погодних умов виявили значний вплив на характер формування рівня морозо- та зимостійкості рослин озимої пшениці. Встановлена чітка обернена кореляція між вмістом розчинних вуглеводів у тканинах рослин і температурою повітря, та істотна позитивна – з рівнем освітленості. Відхилення від оптимальних строків сівби призводить до суттєвого зменшення вегетативної маси рослин, продуктивного кущіння, розвитку вторинної кореневої системи, що негативно відбивається на формуванні зимостійкості рослин восени, стабільності їхньої зимівлі та потенційній урожайності.

7.4. МОДЕЛЮВАННЯ ВПЛИВУ ЗМІНИ КЛІМАТУ НА ПРОДУКТИВНІСТЬ ЯРОГО ЯЧМЕНЮ

Ярий ячмінь вирощують в Україні як продовольчу, кормову та технічну культуру. Проте за обсягом використання його продукції в народному господарстві він є, насамперед, однією з цінних зернофуражних культур, частка якої в балансі концентрованих кормів є значною. Ячмінь є важливою продовольчою культурою. Із зерна скловидного крупнозернистого дворядного ячменю виробляють перлову та ячмінну крупу, у складі якої міститься 9 – 11 % білка і 82 – 85 % крохмалю. Зерно ячменю також використовують для виробництва пива.

За умов реалізації сценарію зміни клімату А2, терміни сівби ярого ячменю і в перший і другий розрахункові періоди зміститься на більш ранні строки: в Поліссі – на 27 днів, в інших зонах будуть майже на рівні середніх термінів базового періоду (відхилення не перевищуватимуть 2 – 3 дні). В Лісостепу вони наставатимуть раніше на 18 – 14 днів, скорочуючись із заходу на схід зони. У Степовій зоні термін сівби ярого ячменю зміститься на 6 днів пізніше в порівнянні з середніми багаторічними даними.

Відповідно зміститься і строки появи сходів. В Поліссі сходи ярого ячменю за середніми багаторічними даними базового періоду спостерігалися 30 квітня, а за сценарієм зміни клімату *А2* в обидва розрахункові періоди наставатимуть раніше на 11 – 13 днів в порівнянні з середніми багаторічними даними. Колосіння ярого ячменю за середньо багаторічними даними спостерігалось 19.VI, а за розрахунковими сценаріями наставатиме на 4 – 6 днів раніше середніх багаторічних даних. Воскова стиглість за середньо багаторічними даними спостерігалася 19.VII, а за розрахунками сценарі. вона наставатиме на 3 дні раніше. Тривалість вегетаційного періоду в Поліссі складає 94 дні. За сценарієм *А2* тривалість вегетаційного періоду ячменю в обидва розрахункові періоди зросте до 118 днів незважаючи на те, що всі фази розвитку наставали раніше середніх багаторічних. Це пов’язано з тим, що хоча дати настання фаз розвитку спостерігатимуться раніше середніх багаторічних, але з кожною датою тривалість міжфазних періодів зростатиме, що і призведе в цілому до збільшення тривалості вегетаційного періоду ярого ячменю в Поліссі.

В період з 2031 по 2050 рр. у Лісостепу терміни сівби наставатимуть на 14 днів раніше середніх багаторічних, тобто сівба буде проводитись на початку квітня. Сходи ярого ячменю за середніми багаторічними даними спостерігалися впродовж третьої декади квітня. Розрахунки за сценарієм *А2* показують, що в Західному Лісостепу сходи будуть спостерігатися в період 2011–2030 рр. в терміни, близькі до середніх багаторічних, а в

другий період – 12 квітня, що на 9 днів раніше в порівнянні з середніми багаторічними даними. Дати колосіння та воскової стиглості за сценарними розрахунками наставатимуть у Лісостепу в терміни, близькі до середніх багаторічних термінів базового періоду.

Тривалість вегетаційного періоду в Західному Лісостепу в базовий період становила 98 днів, у Східному – 94 дні. В зв'язку з відмінністю дат настання початкових фаз розвитку в Лісостепу за сценарієм зміни клімату *A2* в перший розрахунковий період тривалість вегетаційного періоду в цих зонах буде співпадати і становитиме 105 днів. В період з 2031 по 2050 рр. тривалість вегетаційного періоду становитиме близько 108 днів, що на 14 днів довше в порівнянні з середніми багаторічними даними. Збільшення тривалості вегетаційного періоду пояснюється тим, що в результаті погіршення умов вологозабезпеченості та зниження температури тривалість окремих міжфазних періодів збільшується, а це збільшує загальну тривалість вегетаційного періоду.

Терміни сівби ярого ячменю в Степовій зоні в середньому багаторічному спостерігались на початку квітня (5.IV). Сходи ярого ячменю за середньо багаторічними даними спостерігалися 20.IV, колосіння – наприкінці першої декади червня, воскова стиглість – наприкінці першої декади липня. Розрахунки очікуваних дат настання фаз розвитку за сценарієм *A2* показують, що сходи в перший розрахунковий період наставатимуть в терміни, близькі до середніх багаторічних. Настання наступних фаз розвитку ярого ячменю в перший період буде запізнюватись в порівнянні з середніми багаторічними термінами на 2 – 5 днів.

В період з 2031 по 2050 рр. сходи з'являться на 7 днів раніше середніх багаторічних, колосіння настане на три дні раніше, ніж в базовий період, а дата воскової стиглості буде близькою до середньої багаторічної.

Тривалість вегетаційного періоду в Степу за середніми багаторічними даними становила 96 днів, а за сценарієм зміни клімату в період 2011–2030 рр. тривалість вегетаційного періоду зросте до 128 днів, що на 32 дні більше середньої багаторічної. В період з 2031 по 2050 роки тривалість вегетаційного періоду становитиме 99 днів, тобто буде майже на рівні середньої багаторічної тривалості вегетаційного періоду (на 3 дні більше).

Порівняння динаміки середньої за декаду температури повітря при зміні кліматичних умов за сценарієм *A2* з середніми багаторічними за період сходи – колосіння ярого ячменю показує, що зміщення строків сівби в бік більш ранніх термінів призведе до того, що за весь період вегетації ярого ячменю ріст і розвиток його будуть відбуватись на фоні знижених температур (табл. 7.8).

В період з 2011 по 2030 роки від сходів до колосіння середня температура коливатиметься від 12,1 °С в Поліссі до 11,3 °С в Східному Лісостепу, що відповідно на 1,8 та 2,8 °С нижче температури базового періоду. В Степу середня температура буде на рівні середньої багаторічної.

У другий розрахунковий період середня температура від сходів до колосіння коливатиметься від 13,5 °С в Поліссі до 14,1 °С в Степу, що буде майже на рівні середніх багаторічних значень базового періоду (табл. 7.8).

В міжфазний період від колосіння до воскової стиглості середня температура повітря за середніми багаторічними значеннями коливалась від 18,3 °С в Поліссі до 19,4 °С в Степу. Розрахунки за кліматичними сценаріями показують, що в цей період очікується середня температура нижче базової у всіх природно-кліматичних зонах України в перший розрахунковий період. В другий розрахунковий період середня температура повітря буде близькою до середніх багаторічних значень в Поліссі, Східному Лісостепу та в Степу. В Західному Лісостепу вона буде нижчою від середніх багаторічних значень на 0,7 °С.

Кількість опадів від сходів до колосіння за сценарієм *А2* збільшиться у Поліссі та Західному Лісостепу в перший сценарний період відповідно на 24 та 6 %, а в Східному Лісостепу та Степу відповідно на 85 та 88 % . В другий сценарний період сума опадів від сходів до колосіння зросте ще більше і буде на 78 % у Поліссі, на 48 % в Західному Лісостепу та 87 % в Східному Лісостепу і Степу вищою від середніх багаторічних сум.

Як видно із рис. 7.8, за сценарієм *А2* найвідчутніше зросте сума опадів за вегетаційний період ярого ячменю в перший розрахунковий період у Східному Лісостепу, а в другий розрахунковий період – у Поліссі. Сумарне випаровування збільшиться в Поліссі на 19 %, в Західному Лісостепу на 46 %, в Східному Лісостепу на 25 %, а в Степу зменшиться на 13 %.

В другий розрахунковий період відмічатиметься збільшення сумарного випаровування на 15 % в Східному Лісостепу та на 29 % в Степу. В Поліссі воно зменшиться на 21 %, і 8 % у Західному Лісостепу.

В міжфазний період від колосіння до воскової стиглості сума опадів коливалась в середньому багаторічному від 98 мм в Степу до 116 мм в Поліссі. За сценарієм *А2* в період до 2030 р. сума опадів зросте на 30 % в Поліссі, на 18 % в Західному Лісостепу, на 37 % в Східному Лісостепу і тільки в Степу зменшиться на 14 %. В другий розрахунковий період суми опадів збільшаться на 5 та 11 % у Поліссі та Східному Лісостепу відповідно. В інших зонах зменшення суми опадів становитиме від 15 до 25 %.

Таблиця 7.8. Агрокліматичні умови вирощування ярого ячменю за середніми багаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A2*

Період	Сходи – колосіння						Колосіння – воскова стиглість						Вегетаційний період	
	середня температура, °С	сума опадів, мм	сумарне випаровування, мм	випаровуваність, мм	дефіцит вологості, мм	вологозабезпеченість, відн.од	середня температура повітря ,°С	сума опадів, мм	сумарне випаровування, мм	випаровуваність, мм	дефіцит вологості, мм	вологозабезпеченість	сума опадів, мм	Вологозабезпеченість відн.од.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Полісся														
1986 – 2005 рр.	13,9	95	90	216	126	0,56	18,3	116	83	187	103	0,60	211	0,58
2011 – 2030 рр.	12,1	118	108	256	148	0,56	17,4	151	99	211	112	0,64	269	0,60
Різниця	-1,8	24%	20%	19%	17%	-	-0,9	30%	19%	13%	9 %	7%	27%	3%
2031 – 2050 рр.	13,5	165	159	338	180	0,62	18,6	122	65	124	60	0,70	287	0,64
Різниця	-0,4	73%	76%	56%	43%	11%	0,3	5%	-21%	-34%	-42%	16%	36%	10%
Західний Лісостеп														
1986 – 2005 рр.	14,4	100	127	264	137	0,64	18,9	120	83	170	88	0,66	220	0,65
2011 – 2030 рр.	12,2	106	116	214	125	0,73	17,5	141	121	233	112	0,70	247	0,71
Різниця	-2,2	6%	-9%	-19%	-9%	14%	-1,4	18%	46%	37%	27%	6%	12%	9%
2031 – 2050 рр.	13,3	148	158	303	146	0,70	18,2	102	76	146	69	0,71	250	0,70
Різниця	-1,1	48%	24%	15%	6%	9%	-0,7	-15%	-8%	-14%	-21%	7%	13%	8%

Продовження таблиці 7.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Східний Лісостеп														
1986 – 2005 рр.	14,1	85	98	223	126	0,59	18,9	103	81	191	110	0,57	188	0,58
2011 – 2030 рр.	11,3	158	133	283	150	0,62	17,6	141	101	190	89	0,72	295	0,67
Різниця	-2,8	86%	36%	27%	19%	5%	-1,3	37%	25%	-0,5%	-19%	26%	59%	16%
2031 – 2050 рр.	13,8	130	128	285	157	0,60	18,4	115	93	207	114	0,60	245	0,60
Різниця	-0,3	53%	30%	28%	24%	2%	-0,5	11%	15%	8%	3%	5%	30%	3%
Степ														
1986 – 2005 рр.	14,2	60	75	216	141	0,47	19,4	98	80	220	140	0,48	158	0,47
2011 – 2030 рр.	14,3	112	103	260	157	0,53	19,1	84	70	177	106	0,54	196	0,53
Різниця	0,1	87%	37%	20%	11%	13%	-0,3	-14%	-13%	-20%	-24%	13%	24%	13%
2031 – 2050 рр.	14,1	125	120	294	175	0,54	19,2	73	57	140	83	0,54	198	0,54
Різниця	-0,1	108%	60%	36%	24%	15%	-0,2	-25%	29%	-36%	-41%	12%	25%	15%

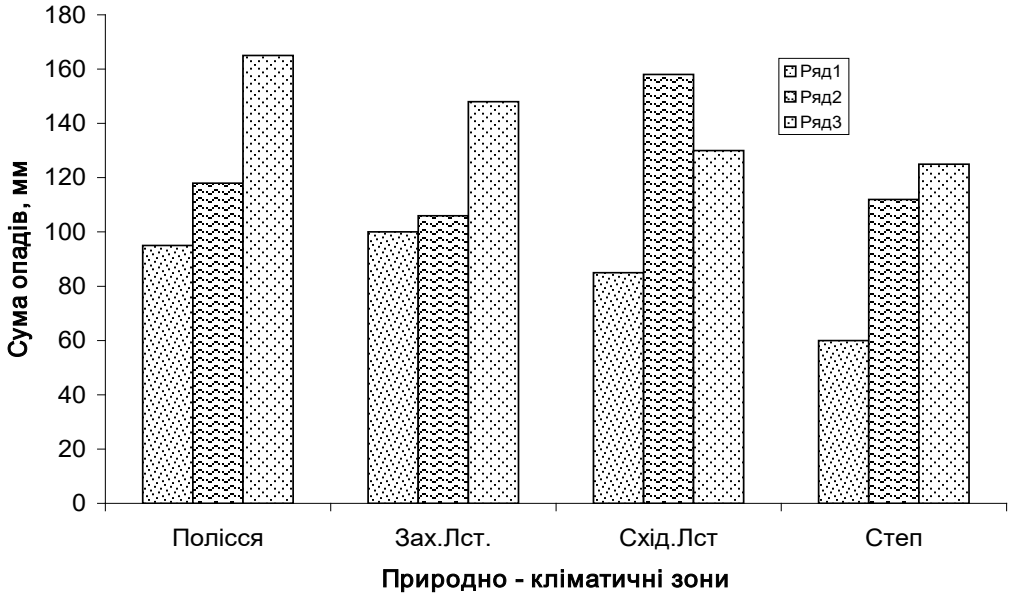


Рис. 7.8. Порівняльна характеристика сум опадів за вегетаційний період ячменю за сценарієм *A2*: 1 – середня багаторічна сума; 2 – сума за період 2011 – 2030 рр.; 3 – сума за період 2031 – 2050 рр.

Сумарне випарування в перший розрахунковий період від сходів до колосіння зросте і становитиме в Поліссі до 108 мм, в Східному Лісостепу – до 133 мм, в Степу – до 103 мм. І тільки в зоні Західного Лісостепу сумарне випарування зменшиться до 116 мм, що на 11 мм нижче, ніж в базовий період. У міжфазний період колосіння – воскова стиглість сумарне випарування зросте в Поліссі.

Як показують розрахунки, за сценарієм *A2* в перший період випаровуваність від сходів до колосіння в Поліссі, Східному Лісостепу та Степу в порівнянні з базовим зросте від 19 до 27 %. У Західному Лісостепу випаровуваність зменшиться в порівнянні з базовим періодом на 19 %. За міжфазний період колосіння – воскова стиглість випаровуваність в Поліссі та Західному Лісостепу зросте відповідно на 13 та 37 %, а в Східному Лісостепу та в Степу відповідно зменшиться на 0,5 та 20 % (табл. 7.8).

Від колосіння до воскової стиглості випаровуваність в перший період 2011–2030 рр. зросте в Поліссі на 13 %, в Західному Лісостепу – на 37 %, в Східному Лісостепу буде на рівні середніх багаторічних значень, а в Степу зменшиться на 20 %. В другий сценарний період випаровуваність зменшиться в Поліссі, Західному Лісостепу та в Степу відповідно на 34, 14 та 36 %. І лише в Східному Лісостепу буде спостерігатись незначне збільшення до 8 %.

За середніми багаторічними даними вологозабезпеченість посівів ярого ячменю від сівби до колосіння коливалась від 0,56 відн. од в Поліссі до 0,47 відн. од. в Степу. За умов реалізації сценарію зміни клімату *A2* за

період 2011 – 2030 рр. вологозабезпеченість посівів ячменю буде на рівні середньої багаторічної в Поліссі та в Східному Лісостепу. В Західному Лісостепу та Степу вона зросте на 0,9 відн. од. В другий розрахунковий період вологозабезпеченість за сценарними даними зросте в Поліссі на 11 %, в Західному Лісостепу – на 9%, Східному Лісостепу – на 2 % та в Степу – на 15 %. В міжфазний період від колосіння до воскової стиглості вологозабезпеченість зростатиме в обидва розрахункові періоди в Поліссі і Західному Лісостепу на 7 і 16 %, в Східному Лісостепу та Степу – на 12 та 26 % відповідно.

За умов реалізації сценарію зміни клімату A1B, терміни сівби ярого ячменю зміститься на більш ранні строки: в Поліссі на 16–18 днів, в Західному Лісостепу на 7–18 днів, в Східному Лісостепу на 13–15 днів, в Степу на 2–11 днів в порівнянні з середніми багаторічними даними.

В Поліссі поява сходів ярого ячменю за умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* в період 2011 – 2030 рр. наставатиме на 9 днів раніше, ніж в базовий період, а тривалість між фазного періоду зросте до 20 днів.

В другий розрахунковий період (2031 – 2050 рр.) дата сходів наставатиме на 13 днів раніше. Терміни настання дати колосіння за сценарієм в перший та другий розрахункові періоди очікуватимуться на 5 – 6 днів раніше, ніж в базовий період. Те ж саме буде спостерігатись і з датою настання воскової стиглості. Тривалість вегетаційного періоду посів – воскова стиглість збільшиться до 106 – 107 днів в порівнянні з базовим періодом.

У Західному Лісостепу сходи ярого ячменю за середніми багаторічними даними спостерігалися на початку третьої декади квітня (22.IV). Розрахунки за сценарієм *A1B* показують, що в перший період дати настання сходів співпадатимуть з датами базового періоду, а в другий період – у другій декаді квітня (12.IV), що на 10 днів раніше в порівнянні з базовим періодом. Дати колосіння та воскової стиглості в базовий період наставали відповідно в середині червня (13.VI) та всередині липня (14.VII). За сценарними розрахунками дати настання цих фаз в перший період співпадатимуть з середніми багаторічними датами, в другий період вони наставатимуть на 4 – 5 днів раніше, ніж в базовий період.

Тривалість вегетаційного періоду в Західному Лісостепу за середніми багаторічними даними становила 98 днів, а за сценарієм зміни клімату *A1B* в перший та другий розрахункові періоди тривалість становитиме 107 та 112 днів відповідно, що на 9 та 14 днів довше, ніж в базовий період.

В Степу середні багаторічні терміни сівби ярого ячменю спостерігались в середині першої декади квітня (5. IV). Сходи з’являлись через 15 днів (20.IV), колосіння наставало наприкінці першої декади червня (9. IV), а воскова стиглість – наприкінці першої декади липня (10.VII).

За умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* в перший період дата сівби співпадатиме з середньою багаторічною, а дата сходів наставатиме на 4 дні раніше, ніж в базовий період. В другий період терміни сівби ярого ячменю наставатимуть на 11 днів раніше, ніж в базовий період, а дата сходів – на 8 днів раніше. Строки колосіння та воскової стиглості за умов реалізації сценарію зміни клімату в обидва розрахункові періоди будуть наставати на 4 – 5 днів раніше середніх багаторічних.

Тривалість вегетаційного періоду в Степу України в середньому багаторічному становила 96 днів. За умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* в перший розрахунковий період тривалість вегетаційного періоду майже співпадатиме з середніми багаторічними значеннями (94 дні). В другий розрахунковий період вона становитиме 102 дні, що на 6 днів більше базового періоду. Найвідчутніше зміниться тривалість вегетаційного періоду в другому розрахунковому періоді в Лісостепу та в Степу.

За умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* в перший розрахунковий період розвиток ячменю відбуватиметься при більш високих температурах (14,7°С) в Поліссі, Східному Лісостепу та Степу. В Західному Лісостепу середня температура буде нижчою, ніж в базовий період на 0,6 °С. В другий розрахунковий період середня температура буде близькою до середніх багаторічних значень в Поліссі і Степу і трохи нижчою (на 0,5 °С) в зоні Лісостепу (табл. 7.9).

Кількість опадів за умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* в перший розрахунковий період від сходів до колосіння збільшиться в Поліссі та Західному Лісостепу відповідно на 58 та 32 %, а в Східному Лісостепу та Степу на 16 та 5 % . У другий розрахунковий період опади теж будуть збільшуватись, але значно менше на 15 – 15, крім Східного Лісостепу, де сума опадів збільшиться на 47 % (рис. 7.9).

За сценарними розрахунками випаровування в період сходи – колосіння зростатиме в усіх зонах в обидва розрахункові періоди. Найбільше зростання спостерігатиметься в Поліссі і Степу до 58 і 70 % відповідно. В Лісостепу зростання випаровування в порівнянні з базовим становитиме від 25 до 32 %.

В міжфазний період колосіння – воскова стиглість за сценарієм *A1B* в перший розрахунковий період очікується зменшення сумарного випаровування в Поліссі на 13 – 29 %, в Західному Лісостепу на 6 – 20 %, в Степу на 27 – 35 %, а в Східному Лісостепу воно зростатиме в порівнянні з середніми багаторічними значеннями всього на 8 % .

В період від сходів до колосіння випаровуваність зростатиме. Темпи її зростання будуть неоднаковими в різних зонах. Так, в Поліссі випаровуваність зросте на 54 % в перший період і на 39 % в другий, в Західному Лісостепу в обидва періоди зростання буде на рівні 17 – 21 %, в Східному Лісостепу – на 23 – 29 %, і в Степу – на 30 та 19 %.

Таблиця 7.9. Агрокліматичні умови вирощування ярого ячменю за середніми багаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A1B*

Період	Сходи – колосіння						Колосіння – воскова стиглість						Вегетаційний період	
	середня температура повітря,°С	сума опадів, мм	сумарне випаровування, мм	випаровуваність, мм	дефіцит вологості, мм	Вологозабезпеченість, відн.од	середня температура повітря, °С	сума опадів мм	сумарне випаровування, мм	випаровуваність, мм	дефіцит вологості , мм	Вологозабезпеченість, відн. од	сума опадів, мм	вологозабезпеченість відн.од
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Полісся														
1986 – 2005 рр.	13,9	95	90	216	126	0,56	18,3	116	83	187	103	0,60	211	0,58
2011 – 2030 рр.	14,7	150	142	334	192	0,56	18,9	89	59	130	71	0,61	239	0,57
Різниця	0,8	58%	58%	54%	52%	-	0,6	-23%	-29%	-30%	-31%	2%	13%	-2%
2031 – 2050 рр.	13,6	110	116	291	175	0,54	19,5	117	72	167	96	0,58	227	0,55
Різниця	-0,3	16%	29%	35%	39%	-3,6%	1,2	0,8%	-13%	-10%	-7%	-3%	-7%	-5%
Західний Лісостеп														
1986 – 2005 рр.	14,4	100	127	264	137	0,64	18,9	120	83	170	88	0,66	220	0,65
2011 – 2030 рр.	13.8	132	159	319	160	0,67	18,9	84	78	164	87	0,63	216	0,65
Різниця	-0,6	32%	25%	21%	17%	4,7%	-	-30%	-6%	-3%	-1%	-4%	-2%	-
2031 – 2050 рр.	13,9	118	146	310	164	0,63	19,3	72	66	141	75	0,62	190	0,63
Різниця	-0,5	18%	15%	17%	20%	-1,5%	0,6	-40%	-20%	-17%	-15%	-6%	-13%	-3%

Продовження табл. 7.9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Східний Лісостеп														
1986 – 2005 рр.	14,1	85	98	223	126	0,59	18,9	103	81	191	110	0,57	188	0,58
2011 – 2030 рр.	14,5	99	113	268	155	0,56	19,6	108	88	207	119	0,57	207	0,57
Різниця	0,4	16%	15%	20%	23%	-5%	0,7	5%	8%	8%	8%	-	10%	-2%
2031 – 2050 рр.	13,6	125	130	293	163	0,60	19,6	45	88	197	109	0,60	240	0,60
Різниця	-0,5	47%	32%	31%	29%	2%	0,7	-56%	8%	31%	-1%	5%	27%	3%
Степ														
1986 – 2005 рр.	14,2	60	75	216	141	0,47	19,4	98	80	220	140	0,48	158	0,47
2011 – 2030 рр.	14,6	63	128	292	183	0,49	20,5	63	51	138	87	0,49	126	0,49
Різниця	0,4	5%	70%	35%	30%	4%	1,1	6%	-35%	-36%	-37%	-38%	2%	4%
2031 – 2050 рр.	14,1	69	91	259	168	0,47	20,1	75	58	182	124	0,43	144	0,45
Різниця	-0,1	15%	21%	20%	19%	-	0,7	-23%	-27%	-17%	-11%	-10%	-9%	-4%

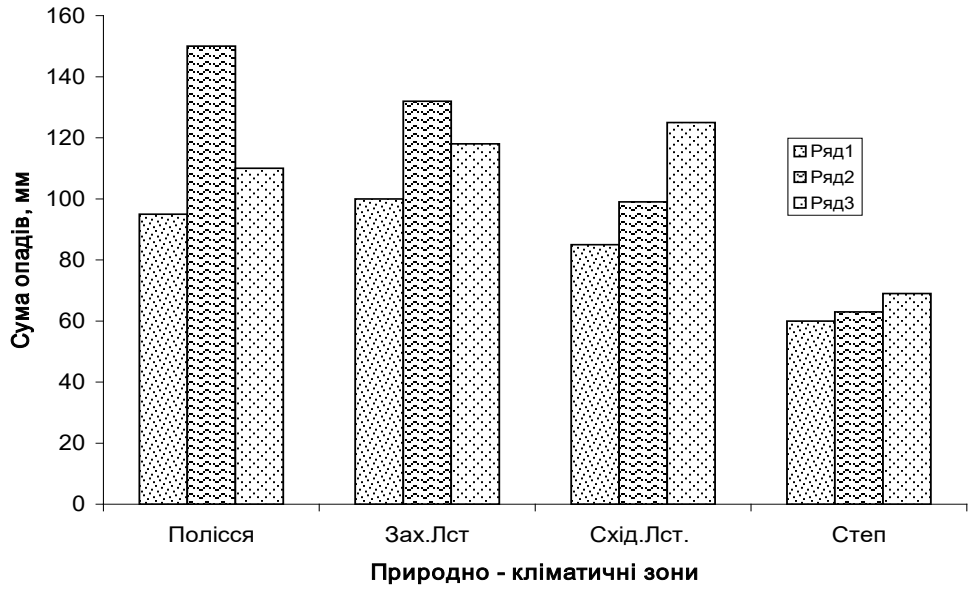


Рис. 7.9. Порівняльна характеристика сум опадів за вегетаційний період ярого ячменю за сценарієм *A1B*: 1 – середня багаторічна сума; 2 – сума за період 2011 – 2030 рр.; 3 – сума за період 2031 – 2050 рр.

В період від колосіння до молочної стиглості за умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* в обидва розрахункові періоди випаровуваність зросте тільки в Східному Лісостепу і то незначно на 8 % .

В перший розрахунковий період від сходів до колосіння вологозабезпеченість незначно зменшиться або залишиться на рівні середніх багаторічних значень і коливатиметься від 0,47 відн. од. в Степу до 0,67 відн. од. в Західному Лісостепу. В Степу вологозабезпеченість за вегетаційний період в порівнянні з базовим збільшиться на 4 %.

Вологозабезпеченість в період 2031 – 2050 рр. за вегетаційний період в порівнянні з базовим збільшиться в Східному Лісостепу до 0,60 відн.одн. Зменшиться вологозабезпеченість в порівнянні з середньою багаторічною в Поліссі на 5 %, в Західному Лісостепу на 3 %, в Степу на 4 %.

Характер розподілу урожаю ярого ячменю на території України неоднорідний за обома сценаріями зміни клімату і в обох розрахункових періодах.

На рис. 7.10 і 7.11 наведено розподіл урожаю у відсотках від середнього багаторічного за сценарієм *A2* в період 2011 – 2030 рр. (рис. 7.10) та в період 2031 – 2050 рр. (рис. 7.11).

В перший сценарний період очікується досить високий рівень урожаю ярого ячменю (рис. 7.10). Найбільш значним буде його зростання в центральній частині Лісостепу, найменшим в західних районах Полісся та Лісостепу та в Південному Степу. В другий сценарний період (рис. 7.11) в порівнянні з середньо багаторічними даними урожайність ярого ячменю в Південному районі Лісостепу збільшиться на 200 %.

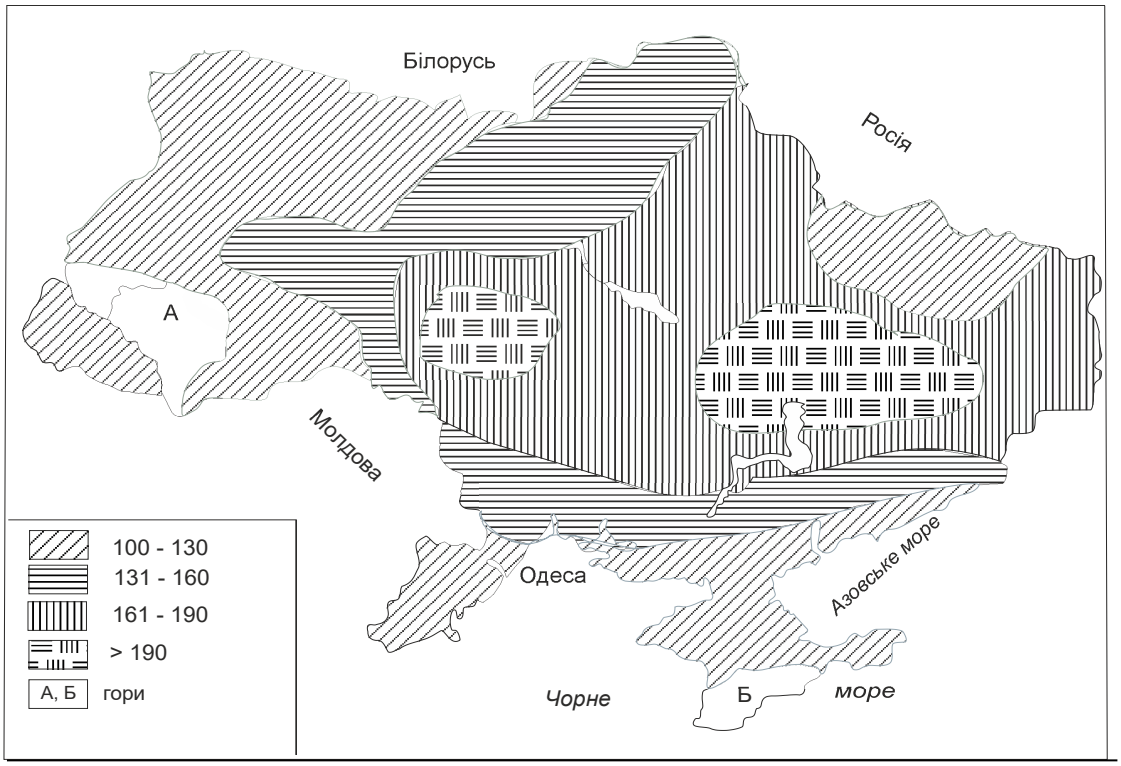


Рис. 7.10. Очікуваний урожай ярого ячменю (відсоток від середнього багаторічного) за кліматичним сценарієм *A2* в період 2011 – 2030 рр.

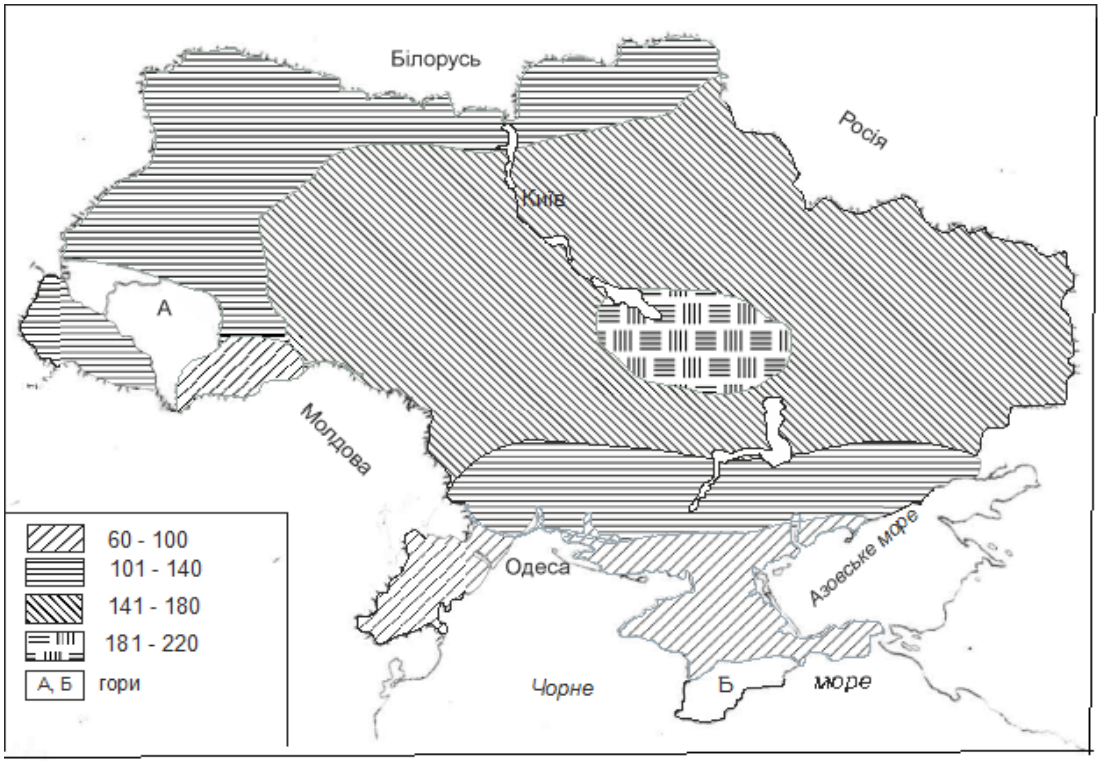


Рис. 7.11. Очікуваний урожай ярого ячменю (відсоток від середнього багаторічного) за кліматичним сценарієм *A2* до 2031 – 2050 рр.

Дощо нижчі значення урожаю ярого ячменю спостерігатимуться в Центральному та Східному районах Лісостепу, в Центральному та Східному районах Полісся врожай становитиме 141–180 % в порівнянні з середньо багаторічними даними (1986-2005 рр.). Урожайність в АР Крим становитиме 60–100 % від сучасного рівня.

На рис. 7.12 та 7.13 наведено розподіл очікуваних урожаїв за сценарієм *A1B* в розрахункових періодах.

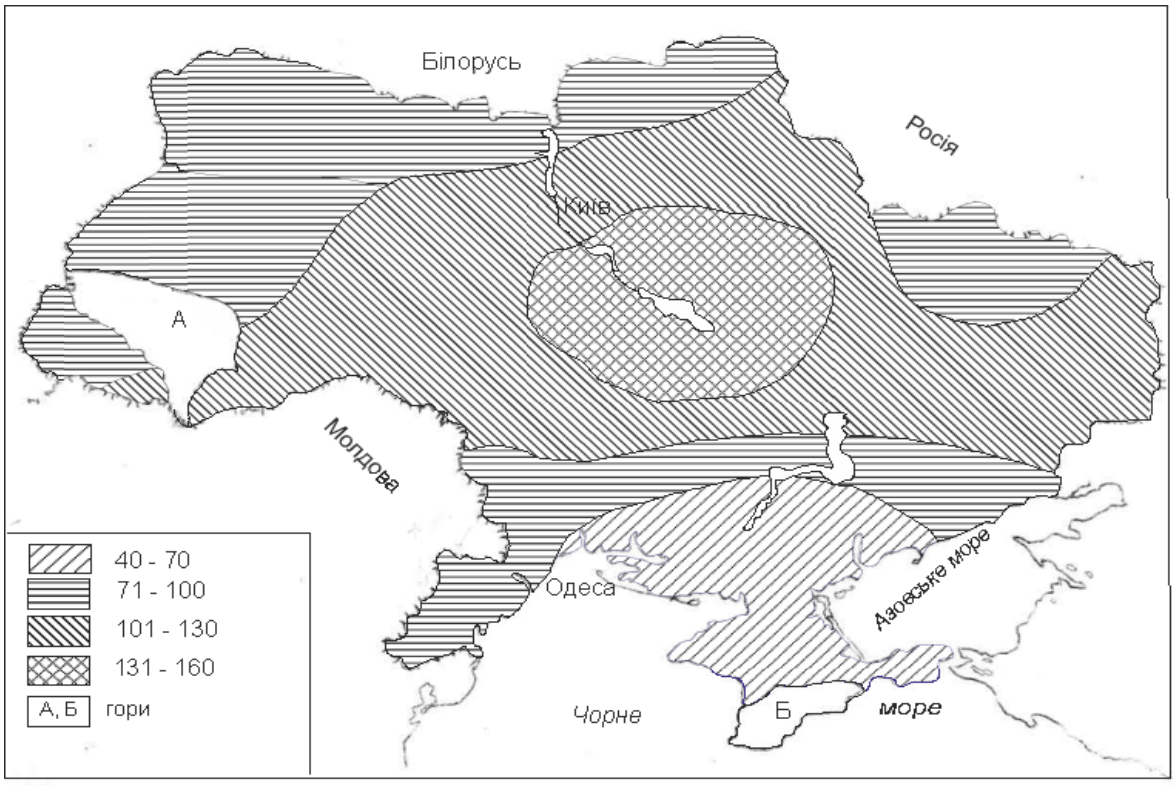


Рис. 7.12. Очікуваний урожай ярого ячменю (відсоток від середнього багаторічного) за кліматичним сценарієм *A1B* до 2011 – 2030 рр.

За умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* найбільші значення урожаю ярого ячменю спостерігатимуться в Центральних областях і збільшаться на 130 – 160 % в порівнянні з середніми багаторічними даними (рис. 7.12). В Західних і Східних областях Лісостепу урожайність ярого ячменю збільшиться на 100 – 130 %, в порівнянні з середньо багаторічними даними. Дещо нижчі значення урожаю ярого ячменю спостерігатимуться в Закарпатті, в Прикарпатті, в Західному Поліссі, Західному Степу та в Північних районах Степу. В Південних областях Степу та АР Криму урожайність ярого ячменю зменшиться до 40 – 70 % в порівнянні з середньо багаторічними даними.

В другій період 2031–2050 рр. урожай ярого ячменю в Центральних та Східних районах Лісостепу (рис. 7.13) збільшиться на 155 % в порівнянні з середньо багаторічними даними.

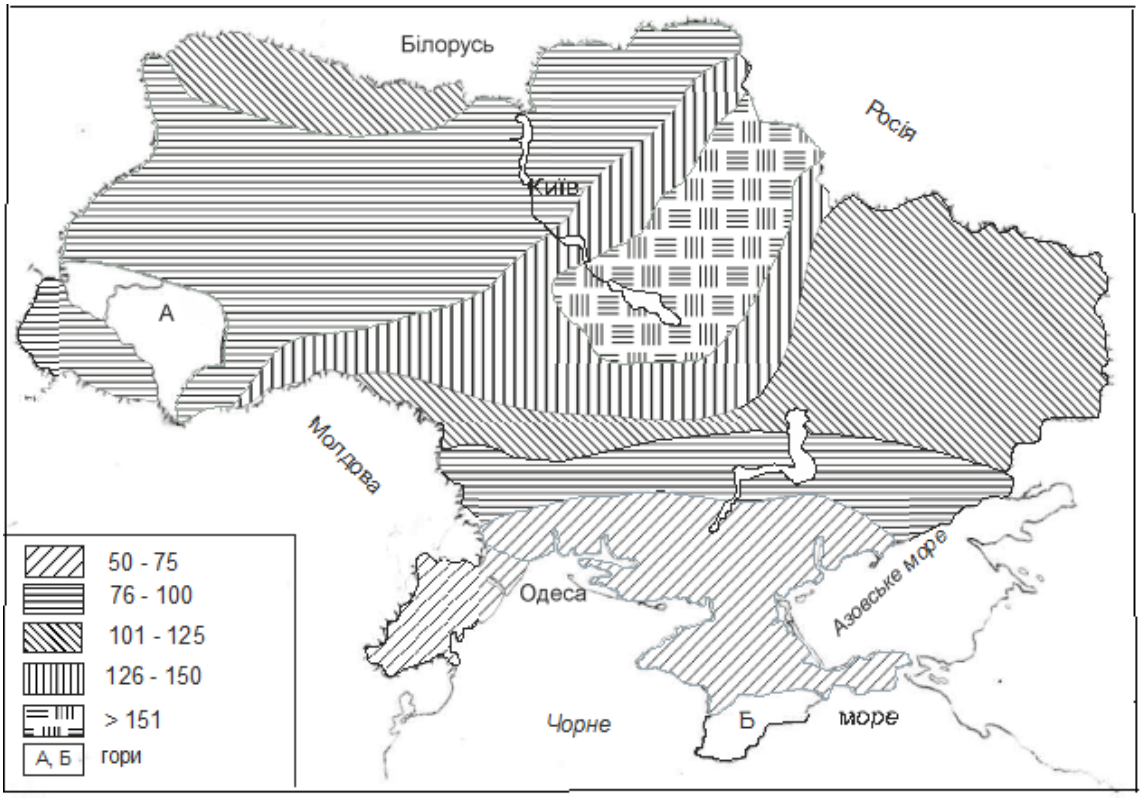


Рис. 7.13. Очікуваний урожай ярого ячменю (відсоток від середнього багаторічного) за кліматичним сценарієм *A1B* до 2031 – 2050 р.р.

В порівнянні з середньобагаторічними даними, урожайність ярого ячменю в західних районах Лісостепу, в північно-західних районах Полісся та в Західному Степу збільшиться на 100 – 125 %.

За сценарієм зміни клімату в період 2031 – 2050 рр., низькі урожаї будуть спостерігатися в південних областях Степу та АР Крим.

7.5 ВПЛИВ ЗМІНИ КЛІМАТУ НА ПРОДУЦІЙНИЙ ПРОЦЕС КУКУРУДЗИ

Кукурудза – теплолюбна культура, належить до родини злакових. За розмірами посівної площі вона посідає друге місце в Україні після озимої пшениці та ранніх ярих культур і відіграє значну роль у зерновому балансі країни. Кукурудза має велике значення для народного господарства як круп'яна культура, а також для тваринництва як культура найбільш урожайна серед зернових культур. Вона дуже вимоглива до кліматичних умов і агротехніки.

Оцінка агрокліматичних умов вегетації кукурудзи за реалізації сценарію зміни клімату А2

За умов реалізації сценарію зміни клімату *А2* згідно з проведеними розрахунками сходи кукурудзи на території України будуть спостерігатися на 5 – 18 днів раніше в порівнянні з середніми багаторічними термінами. Відповідно змістяться і строки дозрівання (молочної стиглості) кукурудзи, але тривалість вегетаційного періоду збільшиться порівняно з середніми багаторічними даними на 6 – 12 днів.

В табл. 7.10 наведені середні багаторічні агрокліматичні умови вирощування кукурудзи в порівнянні з розрахунковими даними за сценарієм зміни клімату *А2.* За умов обох сценарних періодів середня температура повітря за міжфазний період сходи – викидання волоті на території Полісся зменшиться на 1,0 – 1,4 ºС, сума опадів за цей період збільшиться на 7 – 8 % в порівнянні з базовими значеннями. В період викидання волоті – молочна стиглість також спостерігатиметься зменшення середньої температури повітря на 0,6 – 0,9 ºС та збільшення суми опадів на 23 – 25 % у порівнянні з базовими значеннями.

На території Західного Лісостепу середня температура повітря за міжфазний період сходи – викидання волоті в перший сценарний період (2011 – 2030 рр.) зменшиться на 0,6 ºС, а за умовами другого сценарного періоду (2031 – 2050 рр.) збільшиться на 0,2 ºС. Сума опадів за цей період збільшиться на 5 % за умовами першого сценарного періоду та зменшиться на 9 % за умовами другого сценарного періоду. В період викидання волоті – молочна стиглість також спостерігатиметься зменшення середньої температури повітря на 1,3 – 2,2 ºС. Збільшення суми опадів на 22 % в порівнянні з базовими значеннями буде спостерігатися за умовами першого сценарного періоду, за умовами другого сценарного періоду сума опадів не зміниться.

В період сходи – викидання волоті в Східному Лісостепу буде спостерігатися зменшення температури повітря на 0,9 ºС та збільшення суми опадів на 20 – 22 % у порівнянні з базовими значеннями.

В період викидання волоті – молочна стиглість також спостерігається зменшення середньої температури повітря на 0,8 – 1,0 ºС та збільшення суми опадів на 11 – 18 % у порівнянні з базовими значеннями.

На території Північного Степу в міжфазний період сходи – викидання волоті також буде спостерігатися зменшення температури повітря на 0,6 ºС, а сума опадів за цей період не зміниться. В період викидання волоті – молочна стиглість також буде спостерігатися зменшення середньої температури повітря на 0,9 – 1,6 ºС. Зменшення суми опадів на 9 % у порівнянні з базовими значеннями буде спостерігатися за умовами першого сценарного періоду, за умовами другого сценарного періоду сума опадів збільшиться на 4 %.

Таблиця 7.10. Агрокліматичні умови вирощування кукурудзи за середніми багаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A2*

Період	Міжфазний період						Весь вегетаційний період		
	сходи – викидання волоті			викидання волоті – молочна стиглість					
	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм
Полісся									
1986 – 2005	17,9	1108	180	18,8	469	60	18,4	1577	240
2011 – 2030	16,5	1123	193	17,9	475	74	17,2	1598	267
Різниця	-1,4	15	7%	-0,9	6	23%	-0,8	21	11%
2031 – 2050	16,9	1117	195	18,2	486	75	17,6	1603	270
Різниця	-1,0	9	8%	-0,6	17	25%	-0,8	26	13%
Західний Лісостеп									
1986 – 2005	17,8	1069	171	19,9	579	72	18,9	1648	243
2011 – 2030	17,2	1101	180	17,7	585	88	17,5	1686	268
Різниця	-0,6	32	5%	-2,2	6	22%	-1,4	38	10%
2031 – 2050	18,0	1081	156	18,6	594	72	18,3	1675	228
Різниця	0,2	12	-9%	-1,3	15	0	-0,6	27	-6%
Східний Лісостеп									
1986 – 2005	18,1	1032	139	19,0	532	50	18,4	1564	189
2011 – 2030	17,2	1051	169	18,0	540	57	17,6	1591	226
Різниця	-0,9	19	22%	-1,0	8	11%	-0,8	25	20%
2031 – 2050	17,2	1050	167	18,2	545	92	17,7	1595	259
Різниця	-0,9	18	20%	-0,8	13	18%	-0,7	31	37%
Північний Степ									
1986 – 2005	18,8	1111	138	21,4	557	47	20,1	1668	185
2011 – 2030	17,5	1122	138	19,8	570	43	18,7	1692	181
Різниця	-0,7	11	0	-1,6	13	-9%	-1,4	24	-2%
2031 – 2050	17,7	1112	136	20,3	268	49	19,0	1680	185
Різниця	-0,6	1	-1%	-0,9	11	4%	-1,1	12	0
Південний Степ									
1986 – 2005	20,4	1160	113	23,2	511	30	21,8	1671	143
2011 – 2030	18,4	1179	93	21,7	520	24	20,1	1714	117
Різниця	-2,0	19	-18%	-1,5	8	-20%	-1,7	43	-18%
2031 – 2050	18,1	1173	67	22,2	533	33	20,2	1706	100
Різниця	-2,3	13	-41%	-1,0	22	10%	-1,6	35	-30%

Зменшиться на 2,0 – 2,3 ºС середня температура повітря в період сходи – викидання волоті й на території Південного Степу, сума опадів в цей період також значно зменшиться – на 18 % за умовами першого сценарного періоду та на 41 % за умовами другого сценарного періоду. В період викидання волоті – молочна стиглість також буде спостерігатися

зменшення середньої температури повітря на 1,0 – 1,5 ºС. Зменшення суми опадів на 20 % в порівнянні з середніми багаторічними значеннями, буде спостерігатися за умовами першого сценарного періоду, за умовами другого сценарного періоду сума опадів збільшиться на 10 %.

За умов реалізації сценарію зміни клімату *A2* (табл. 7.11) сумарне випаровування за міжфазний період сходи – викидання волоті в Поліссі та Лісостепу збільшиться на 27 – 39 мм, в Північному Степу, навпаки, відбудеться зменшення на 9 – 28 мм. В Південному Степу за умовами першого сценарного періоду спостерігатиметься незначне збільшення сумарного випаровування на 2 мм, а за умовами другого сценарного періоду – зменшення на 25 мм. За період викидання волоті – молочна стиглість значення сумарного випаровування в Поліссі та Східному Лісостепу збільшиться на 5 – 9 мм а в Західному Лісостепу та Степу відбудеться зменшення цього значення на 42 – 45 мм та 1 – 10 мм відповідно.

Значення випаровуваності за період сходи – викидання волоті за умовами сценарію зміни клімату *A2* в Поліссі та Лісостепу збільшиться на 12 – 45 мм у порівнянні з базовими значеннями. В Північному Степу відбудеться зменшення випаровуваності на 17 – 47 мм. В Південному Степу за умовами першого сценарного періоду буде спостерігатися збільшення випаровування на 21 мм, а за умовами другого сценарного періоду – зменшення на 25 мм. За міжфазний період викидання волоті – молочна стиглість значення випаровування зменшиться по всій території України в Поліссі на 12 – 13 мм, в Західному Лісостепу на 62 – 72 мм, в Східному Лісостепу на 8 – 9 мм, в Північному Степу на 8 – 20 мм, а в Південному Степу лише на 1 – 4 мм.

В цілому за вегетаційний період значні зміни у вологозабезпеченості посівів кукурудзи відбудуться в Поліссі та Східному Лісостепу на 0, 9 – 0,12 відн. од.

Оцінка агрокліматичних умов вегетації кукурудзи за реалізації сценарію зміни клімату A1B

За умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* строки сівби кукурудзи на території України будуть спостерігатися на 4 – 12 днів раніше, ніж за середніми багаторічними термінами. Відповідно змістяться і строки дозрівання (молочної стиглості) кукурудзи. Тривалість вегетаційного періоду в Поліссі зменшиться лише на 1 – 3 дні. В Західному Лісостепу тривалість періоду вегетації за першим сценарним періодом збільшиться на 9 днів, а за умовами другого сценарного періоду зменшиться на 1 день. В Східному Лісостепу тривалість вегетаційного періоду збільшиться на 4 – 5 днів, в Північному Степу тривалість вегетаційного періоду не зміниться, а Південному Степу збільшиться на 7 – 8 днів.

Таблиця 7.11. Порівняння показників режиму вологозабезпеченості кукурудзи за середніми багаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A2*

Період	Міжфазний період								Вегета-ційний період
	сходи – викидання волоті				викидання волоті – молочна стиглість				
	сумарне випаров уван-ня, мм	сумарна випаров уваність, мм	дефіцит вологи у грунті, мм	воло гозабез печені сть, від.од	сумар-не випаро вуван-ня, мм	сумарна випаро-вува-ність, мм	дефіци вологи у грунті, мм	вологоз абезпеч еність від.од	вологоза-безпече-ність, від.од
Полісся									
1986-2005	156	181	35	0,86	65	90	25	0,72	0,79
2011-2030	188	208	20	0,90	66	77	11	0,86	0,88
Різниця	32	27	-15	0,04	1	-13	-14	0,14	0,11
2031-2050	195	215	20	0,91	70	78	8	0,90	0,91
Різниця	39	34	-15	0,05	5	-12	-17	0,18	0,12
Західний Лісостеп									
1986-2005	184	239	55	0,80	125	164	39	0,76	0,78
2011-2030	211	257	46	0,82	83	92	9	0,90	0,86
Різниця	27	18	-9	0,02	-42	-72	-20	0,14	0,08
2031-2050	206	284	78	0,73	80	102	22	0,78	0,76
Різниця	22	45	23	-0,07	-45	-62	-17	0,12	-0,02
Східний Лісостеп									
1986-2005	158	194	36	0,81	65	90	25	0,72	0,77
2011-2030	182	206	24	0,88	74	82	8	0,90	0,89
Різниця	24	12	-12	0,08	9	-8	-17	0,18	0,12
2031-2050	185	220	35	0,84	71	81	10	0,88	0,86
Різниця	27	26	-1	0,03	6	-9	-15	0,16	0,09
Північний Степ									
1986-2005	132	193	61	0,68	80	135	55	0,59	0,64
2011-2030	104	146	42	0,71	79	127	48	0,62	0,67
Різниця	-28	-47	-36	0,03	-1	-8	-7	0,03	0,03
2031-2050	123	176	53	0,70	70	115	45	0,61	0,66
Різниця	-9	-17	-8	0,02	-10	-20	-10	0,02	0,02
Південний Степ									
1986-2005	186	250	64	0,74	59	96	37	0,62	0,68
2011-2030	188	271	83	0,69	47	95	48	0,49	0,59
Різниця	2	21	19	-5	-8	-1	11	-0,13	-0,09
2031-2050	168	225	57	0,55	52	92	40	0,57	0,56
Різниця	-18	-25	-7	-19	-7	-4	3	-0,05	-0,08

Оцінка агрокліматичних умов вегетації кукурудзи за реалізації сценарію зміни клімату A1B

За умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* строки сівби кукурудзи на території України будуть спостерігатися на 4 – 12 днів раніше, ніж за середніми багаторічними термінами. Відповідно змістяться і строки дозрівання (молочної стиглості) кукурудзи. Тривалість вегетаційного

періоду в Поліссі зменшиться лише на 1 – 3 дні. В Західному Лісостепу тривалість періоду вегетації за першим сценарним періодом збільшиться на 9 днів, а за умовами другого сценарного періоду зменшиться на 1 день. В Східному Лісостепу тривалість вегетаційного періоду збільшиться на 4 – 5 днів, в Північному Степу тривалість вегетаційного періоду не зміниться, а Південному Степу збільшиться на 7 – 8 днів.

В табл. 7.12 наведені агрокліматичні умови вирощування кукурудзи за середньо багаторічними даними та за сценарієм *A1B*.

При реалізації сценарію зміни клімату *A1B* середня температура повітря за міжфазний період сходи – викидання волоті на території Полісся майже не зміниться в порівнянні з середніми багаторічними даними. Сума опадів за цей період зменшиться на 4 – 6 % у порівнянні з базовими значеннями. В період викидання волоті – молочна стиглість очікується збільшення середньої температури повітря на 0,6 – 1,5 ºС та збільшення суми опадів на 12 % у перший сценарний період та зменшення на 3 % за умовами другого сценарного періоду.

На території Західного Лісостепу буде спостерігатися схожа ситуація. Так, середня температура повітря за період сходи – викидання волоті збільшиться на 0,2 – 05 ºС, сума опадів за цей період зменшиться на 8 – 12 % в порівнянні з базовими даними. В період викидання волоті – молочна стиглість спостерігатиметься збільшення середньої температури повітря на 0,1 – 1,3 ºС, збільшення суми опадів на 13 % у перший сценарний період та зменшення на 3 % за умовами другого сценарного періоду.

В міжфазний період сходи – викидання волоті в Східному Лісостепу буде спостерігатися зменшення температури повітря на 0,3 – 0,7 ºС та збільшення суми опадів на 7 – 17 %. В період викидання волоті – молочна стиглість, навпаки, спостерігатиметься значне збільшення середньої температури повітря на 1,5 – 2,1 ºС та збільшення суми опадів на 6 – 16 %.

На території Північного Степу в період сходи – викидання волоті в перший сценарний період температура збільшиться лише на 0,3 ºС, а за умовами другого сценарного періоду зменшиться на 0,5 ºС, сума опадів значно зменшиться на 12 – 14 %. В період викидання волоті – молочна стиглість спостерігатиметься збільшення середньої температури повітря на 0,6 – 1,6 ºС. Збільшення суми опадів на 15 % у порівнянні з базовими значеннями буде спостерігатися за умовами першого сценарного періоду, за умовами другого сценарного періоду сума опадів, навпаки, зменшиться на 15 %. Значне зменшення середньої температури повітря на 0,9 – 1,5 ºС в період сходи – викидання волоті відбудеться на території Південного Степу.

Сума опадів в цей період також значно зменшиться на 47 – 52 %. В період викидання волоті – молочна стиглість спостерігатиметься збільшення середньої температури повітря на 0,2 – 0,9 ºС.

Таблиця 7.12. Агрокліматичні умови вирощування кукурудзи за середніми багаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A1B*

Період	Міжфазний період						Весь вегетаційний період		
	сходи – викидання волоті			викидання волоті – молочна стиглість					
	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм
Полісся									
1986 – 2005	17,9	1108	180	18,8	469	60	18,4	1577	240
2011 – 2030	18,0	1118	173	19,4	485	73	18,7	1603	246
Різниця	0,1	10	-4 %	0,6	16	12 %	0,3	26	3 %
2031 – 2050	17,6	1121	170	20,3	487	58	18,9	1608	228
Різниця	-0,3	13	-6 %	1,5	18	-3 %	0,5	31	-5 %
Західний Лісостеп									
1986 – 2005	17,8	1069	171	19,9	579	72	18,9	1648	243
2011 – 2030	18,3	1080	157	20,0	581	90	19,2	1661	247
Різниця	0,5	21	-8 %	0,1	18	13 %	0,3	13	2 %
2031-2050	18,0	1077	151	21,2	595	70	19,6	1672	221
Різниця	0,2	8	-12 %	1,3	16	-3 %	0,7	24	-9 %
Східний Лісостеп									
1986 – 2005	18,1	1032	139	19,0	532	50	18,4	1564	189
2011 – 2030	17,4	1061	148	20,5	544	53	19,0	1605	201
Різниця	-0,7	29	7 %	1,5	12	6 %	0,6	41	6 %
2031-2050	17,8	1050	162	21,1	549	58	19,5	1599	220
Різниця	-0,3	18	17 %	2,1	17	16 %	1,4	35	16 %
Північний Степ									
1986 – 2005	18,8	1111	138	21,4	557	47	20,1	1668	185
2011 – 2030	19,1	1123	119	22,0	568	54	20,6	1691	173
Різниця	0,3	12	-14 %	0,6	14	15 %	0,5	23	-6 %
2031-2050	18,3	1127	122	23,0	573	40	20,7	1700	162
Різниця	-0,5	16	-12 %	1,6	19	-15 %	0,6	32	-12 %
Південний Степ									
1986 – 2005	20,4	1160	113	23,2	511	30	21,8	1671	143
2011 – 2030	19,3	1178	60	23,4	527	25	21,4	1705	85
Різниця	-0,9	18	-47 %	0,2	16	-17 %	-0,4	34	-41 %
2031-2050	18,9	1173	54	24,1	530	39	21,5	1692	93
Різниця	-1,5	13	-52 %	0,9	19	30 %	-0,3	21	-35 %

Зменшення суми опадів на 17 % у порівнянні з базовими значеннями буде спостерігатися за умовами першого сценарного періоду, за умовами другого сценарного періоду сума опадів збільшиться на 30 %.

За умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* (табл. 7.13) сумарне випаровування в Поліссі за період сходи – викидання волоті за умовами першого сценарного періоду збільшиться на 6 мм, а за умовами другого сценарного періоду значних змін не відбудеться. В Лісостепу та Північному Степу значення сумарного випаровування збільшиться на 9 – 21 мм, а в Південному Степу буде спостерігатися зменшення на 2 – 23 мм. В період викидання волоті – молочна стиглість значення сумарного випаровування збільшиться в Поліссі на 8 – 21 мм, в Східному Лісостепу на 3 – 16 мм та зменшиться в Західному Лісостепу на 45 мм (за умовами другого сценарного періоду), а в Північному та Південному Степу зменшиться на 17 – 29 мм.

Випаровуваність за період сходи – викидання волоті за умовами сценарію зміни клімату *A1B* в Поліссі збільшиться на 3 – 9 мм. В Лісостепу буде спостерігатися збільшення випаровування на 11 – 18 мм. Найбільші зміни відбудуться в Північному та Південному Степу. Так, в Північному Степу випаровуваність збільшиться на 34 – 50 мм. В Південному Степу за умовами першого сценарного періоду буде спостерігатися зменшення випаровування на 10 мм, а за умовами другого сценарного періоду збільшення на 45 мм. За період викидання волоті – молочна стиглість в Поліссі значення випаровуваності зменшиться за умовами першого сценарного періоду на 8 мм, а за умовами другого сценарного періоду збільшиться на 16 мм. Зменшення значення випаровуваності буде спостерігатися в Західному Лісостепу на 4 – 59 мм, в Північному та Південному Степу на 18 – 41 мм.

Порівняльна характеристика продуктивності кукурудзи в умовах зміни клімату за сценарієм А2

Під впливом зміни агрокліматичних умов вирощування кукурудзи, відбудеться і зміна показників фотосинтетичної продуктивності її посівів, що зумовлює рівень урожайності культури (табл. 7.14). Згідно теорії фотосинтетичної продуктивності посівів такими показниками є розміри фотосинтезуючої площі та фотосинтетичний потенціал посівів, а також кількісні показники приростів рослинної біомаси.

Формування найбільшої площі листкової поверхні спостерігатиметься в Поліссі. Відповідно з умовами сценарію зміни клімату *A2* вона складатиме 4,2 та 4,5 $м^2/м^2$ в порівнянні з 2,8 $м^2/м^2$ за базовий період. За рахунок цього будуть забезпечені більш високі рівні приростів загальної біомаси в період максимального росту 346 та 376 $г/(м^2 \cdot д)$, що на 124 – 154 $г/(м^2 \cdot д)$ вище даних базового періоду. Все це зумовить більш високе значення урожайності в порівнянні з базовим періодом. За умовами сценарію *A2* урожайність кукурудзи підвищиться на 29 – 31 %.

Таблиця 7.13. Порівняння показників режиму вологозабезпеченості кукурудзи за середніми багаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A1B*

Період	Міжфазний період								Вегетаційний період
	сходи – викидання волоті				викидання волоті – молочна стиглість				
	сумарне випаровування, мм	сумарна випаровуваність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	волого забезпеченість, від.од	сумарне випаровування мм	сумарна випаровуваність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	волого-забезпеченість від.од	вологозабезпеченість, від.од
Полісся									
1986–2005	156	181	35	0,86	65	90	25	0,72	0,79
2011–2030	162	192	30	0,84	73	82	9	0,88	0,86
Різниця	6	9	-5	-0,02	8	-8	-16	0,16	0,07
2031–2050	155	184	29	0,84	86	106	20	0,81	0,83
Різниця	-1	3	-6	-0,02	21	16	-5	0,09	0,04
Західний Лісостеп									
1986–2005	184	239	55	0,80	125	164	39	0,76	0,78
2011–2030	200	233	33	0,86	125	160	35	0,78	0,82
Різниця	16	-6	-22	0,06	0	-4	-4	0,02	0,04
2031–2050	204	250	46	0,82	80	105	25	0,76	0,79
Різниця	20	11	9	0,02	-45	-59	-14	0	0,01
Східний Лісостеп									
1986–2005	158	194	36	0,81	65	90	25	0,72	0,77
2011–2030	177	212	35	0,84	68	92	27	0,74	0,79
Різниця	19	18	-1	0,03	3	2	2	0,02	0,02
2031–2050	168	195	27	0,86	81	104	23	0,78	0,82
Різниця	10	1	-9	0,05	16	14	2	0,06	0,05
Північний Степ									
1986–2005	132	193	61	0,68	80	135	55	0,59	0,64
2011–2030	141	227	86	0,62	62	111	49	0,56	0,59
Різниця	9	34	25	-0,06	-18	-24	-6	-0,03	-0,05
2031–2050	153	243	90	0,63	51	94	43	0,54	0,59
Різниця	21	50	29	-0,05	-29	-41	-8	-0,05	-0,05
Південний Степ									
1986–2005	186	250	64	0,74	59	96	37	0,62	0,68
2011–2030	163	240	77	0,68	42	78	36	0,54	0,61
Різниця	-23	-10	13	-0,06	-17	-18	-1	-0,08	-0,07
2031–2050	183	295	112	0,62	31	60	29	0,52	0,57
Різниця	-3	45	48	-0,12	-26	-36	-6	-0,10	-0,11

В Західному Лісостепу площа листя кукурудзи в період максимального росту за умовами першого сценарного періоду буде становити 3,3 $м^2/м^2$, за умовами другого сценарного періоду – 3,9 $м^2/м^2$ в порівнянні з площею листя в базовий період 3,8 $м^2/м^2$. Приріст маси в період максимального розвитку становить 182 г/($м^2$·д) за умовами першого сценарного періоду та 197 г/($м^2$·д) за умовами другого сценарного періоду – в базовий період це значення становило 185 г/($м^2$·д). Розміри загальної

сухої біомаси кукурудзи будуть становити 802 та 875 г/м^2, за рахунок цього урожайність кукурудзи досягне 92 – 96 % від значення у базовий період.

Таблиця 7.14. Фотосинтетична продуктивність кукурудзи за середніми багаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A2*

Період	Площа листя кукурудзи в період максимального розвитку, м^2/м^2	Чиста продуктивність фотосинтезу в період максимального розвитку, г/(м^2·д)	Приріст маси в період максимального розвитку, г/(м^2·д)	Суха біомаса цілої рослини кукурудзи, г/м^2	Урожай, %
Полісся					
1986 – 2005	2,8	91	222	869	100
2011 – 2030	4,5	71	346	1107	131
2031 – 2050	4,2	82	376	1075	129
Західний Лісостеп					
1986 – 2005	3,8	64	185	947	100
2011 – 2030	3,3	58	182	802	92
2031 – 2050	3,9	54	197	875	96
Східний Лісостеп					
1986 – 2005	3,0	72	205	856	100
2011 – 2030	3,2	82	221	972	108
2031 – 2050	3,8	74	250	1070	119
Північний Степ					
1986 – 2005	3,0	69	190	742	100
2011 – 2030	2,7	64	136	656	96
2031 – 2050	2,9	59	164	698	95
Південний Степ					
1986 – 2005	2,8	79	205	673	100
2011 – 2030	4,2	61	230	887	109
2031 – 2050	4,4	66	264	875	115

На території Східного Лісостепу за умовами сценарію площа листя буде становити 3,2 – 3,8 м^2/м^2 (в базовий період 3,0 м^2/м^2). Відповідно до цього підвищаться прирости загальної біомаси до 221 – 250 г/(м^2·д), а суха біомаса цілої рослини кукурудзи збільшиться до 972 та 1070 г/м^2. Значення урожайності зросте на 8 – 19 % в порівнянні з базовим періодом.

В умовах Північного Степу при реалізації сценаріїв зміни клімату *A2* в посівах кукурудзи сформується менша площа листя порівняно з базовим періодом до 2,7 та 2,9 м^2/м^2 . Відповідно до зменшення площі листя рівень приростів маси в період максимального розвитку також зменшиться та

буде становити 136 та 164 г/(м^2·д). Це також зумовить зменшення рівнів урожайності до 95 – 96 % від значення у базовий період.

В Південному Степу за умовами сценарію площа листя буде становити 3,2 – 3,4 м^2/м^2 (в базовий період 2,8 м^2/м^2). Відповідно до цього підвищаться прирости загальної біомаси до 230 – 264 г/(м^2·д), а суха біомаса цілої рослини кукурудзи збільшиться до 875 та 887 г/м^2. Значення урожайності зросте на 9 – 15 % в порівнянні з базовим періодом.

Порівняльна характеристика продуктивності кукурудзи в умовах зміни клімату за сценарієм A1B

За кліматичним сценарієм *A1B* була визначена кількісна характеристика фотосинтетичної продуктивності посівів кукурудзи. Результати розрахунків за сценарієм *A1B* наведені в табл. 7.15.

Таблиця 7.15. Фотосинтетична продуктивність кукурудзи за середніми багаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A1B*

Період	Площа листя кукурудзи в період максимально-го розвитку, м^2/м^2	Чиста продуктивність фотосинтезу в період максимального розвитку, г/(м^2·д)	Приріст маси в період максимального розвитку, г/(м^2·д)	Суха біомаса цілої рослини кукурудзи, г/м^2	Урожай %
Полісся					
1986 – 2005	2,8	91	222	869	100
2011 – 2030	2,7	75	194	795	94
2031 – 2050	4,38	79	321	1137	134
Західний Лісостеп					
1986 – 2005	3,8	64	185	947	100
2011 – 2030	3,4	62	187	968	99
2031 – 2050	3,1	60	168	700	80
Східний Лісостеп					
1986 – 2005	3,0	72	205	856	100
2011 – 2030	2,6	86	192	764	86
2031 – 2050	3,3	81	220	1052	121
Північний Степ					
1986 – 2005	3,0	69	190	742	100
2011 – 2030	2,1	71	123	487	67
2031 –2050	2,8	67	171	617	83
Південний Степ					
1986 – 2005	2,8	79	205	673	100
2011 – 2030	2,5	56	129	474	54
2031 – 2050	3,25	60	162	595	72

Відповідно до умов сценарію зміни клімату *A1B* в Поліссі площа листя складатиме 2,7 та 4,4 $м^2/м^2$ в порівнянні з базовим періодом. За рахунок цього значення приростів маси в період максимального розвитку становитимуть 194 та 321 г/($м^2$·д) в порівнянні з базовим періодом (222 г/($м^2$·д)) Все це зумовить відповідні значення урожайності, які становитимуть 94 та 134 % від базового періоду.

В Західному Лісостепу буде спостерігатися зменшення площі листкової поверхні кукурудзи до 3,4 та 3,1 $м^2/м^2$ в порівнянні з базовим періодом (3,8 $м^2/м^2$). Приріст маси в період максимального розвитку кукурудзи складатиме 185 г/($м^2$·д), за рахунок зміни кліматичних умов у перший сценарний період значення приросту маси очікується 187 г/$м^2$, а в другий сценарний період зменшиться до 168 г/($м^2$·д). Відповідно зміняться значення сухої біомаси цілої рослини кукурудзи до 968 та 700 г/$м^2$, а також урожайності до 99 та 80 % від базового періоду відповідно.

В умовах Східного Лісостепу площа листя буде становити 2,6 та 3,3 $м^2/м^2$ (в базовий період 3,0 $м^2/м^2$). Прирости загальної біомаси становитимуть 192 та 220 г/($м^2$·д) (в базовий період 205 г/($м^2$·д). Суха біомаса цілої рослини кукурудзи буде становити 764 та 1052 г/$м^2$. Значення урожайності зміняться відповідно та будуть становити 86 та 121 % в порівнянні з базовим періодом.

При реалізації сценаріїв зміни клімату *A1B* в умовах Північного Степу площа листя кукурудзи буде становити 2,1 та 2,8 $м^2/м^2$. Рівень приростів маси в період максимального розвитку також зменшиться та буде становити 123 та 171 г/($м^2$·д). Це обумовить зменшення рівнів урожайності до 67 та 83 % від значення у базовий період.

У Південному Степу за умовами сценарію площа листя буде становити 2,5 – 2,7 $м^2/м^2$. Прирости загальної біомаси становитимуть 129 та 162 г/($м^2$·д), а суха біомаса цілої рослини кукурудзи буде становити 474 та 595 г/$м^2$. Значення урожайності буде становити 54 та 72 % від базового періоду.

7.6. ОЦІНКА ПРОДУЦІЙНОГО ПРОЦЕСУ ПРОСА В УМОВАХ ЗМІНИ КЛІМАТУ

Просо відноситься до основних круп'яних культур. Цінується за високі смакові якості крупи (пшоно).

Просо – культура посухостійка, короткого світлового дня, короткого вегетаційного періоду, тому його висівають на півдні часто як повторну (пожнивну) культуру. Його посухостійкість і жаростійкість дозволяють формувати непоганий урожай в умовах, коли інші культури гинуть від

посухи або дають вкрай низькі урожаї. Просо – страхова культура. Навіть у несприятливі роки урожайність проса досягала 10 і більше ц/га.

За умов реалізації сценарію зміни клімату А2 згідно з виконаними розрахунками майже на всій території України дата сівби проса буде спостерігатися пізніше від середніх багаторічних даних: у Поліссі на 2 – 3 дні, у Східному Лісостепу та Північному Степу на 3 – 5 днів, у Південному Степу на 8 –10 днів і тільки в Західному Лісостепу дата сівби наставатиме на 23 дні раніше

Строки сходів порівняно з середніми багаторічними даними відповідно будуть більш пізніми. Відповідно зміститься і строки дозрівання (повної стиглості) проса. Тривалість вегетаційного періоду збільшиться порівняно з базовим періодом на 10 – 15 днів.

В табл. 7.16 наведено агрокліматичні умови вирощування проса за середніми багаторічними даними (1986–2005 рр.) та за двома сценарними періодами (2011–2030 рр. і 2031–2050 рр.) кліматичного сценарію зміни клімату *А2*. Із даних таблиці видно, що на території Полісся за міжфазний період сходи – викидання волоті середня температура повітря залишиться майже на рівні багаторічної. Сума опадів за цей період очікується на 20 – 30 мм більшою, чим в базовий період. За період викидання волоті – повна стиглість середня температура повітря за сценарними розрахунками буде на 2 – 4,8 °С нижчою в порівнянні з базовим періодом. Сума опадів збільшиться на 6–12 мм.

На території Лісостепу за міжфазний період сходи – викидання волоті середня температура повітря за обома сценаріями буде на 0,5 – 1,7 °С нижче. Сума опадів у Західному Лісостепу підвищиться на 34 – 51 мм, у Східному Лісостепу – на 23–28 мм. За період викидання волоті – повна стиглість середня температура повітря за сценарними розрахунками буде нижчою на 1,3–3,9 °С від базової. Сума опадів зросте на 29–54 мм.

У Північному Степу за період сходи – викидання волоті середня температура повітря за сценарними розрахунками у першому періоді очікується на 1,2 °С вище, а у другому періоді – на 0,6 °С нижче середньої багаторічної. Сума опадів за розрахунковими сценаріями очікується нижче середньобагаторічних на 15 мм, а у другому періоді буде близька до суми опадів за базовий період. За період викидання волоті – повна стиглість середня температура повітря в перший сценарний період буде на 2 °С нижче базової, а в другий сценарний період на 1,1 °С вище. Сума опадів буде на 8 – 13 мм більше базової величини.

У Південному Степу за міжфазний період сходи – викидання волоті за кліматичними сценаріями середня температура повітря буде близькою до базової. Сума опадів зменшиться відповідно на 20 та 40 мм за сценарні періоди. За період викидання волоті – повна стиглість середня температура повітря за сценарними періодами буде на 0,6–1,3 °С нижче базової. Сума опадів також зменшиться за розрахункові періоди на 19 та 16 мм.

Таблиця 7.16. Агрокліматичні умови вирощування проса за середніми багаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A2*

Період	Міжфазний період						Весь вегетаційний період		
	сходи – викидання волоті			викидання волоті – повна стиглість					
	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	Сума опадів, мм
Полісся									
1986 – 2005	17,3	828	129	19,9	596	89	18,3	1424	218
2011 – 2030	16,8	889	161	15,1	635	95	16,0	1524	256
Різниця	-0,5	61	32	-4,8	39	6	-2,3	100	38
2031 – 2050	17,3	831	151	18,1	633	101	17,6	1464	252
Різниця	0	3	22	-1,8	37	12	-0,7	40	34
Західний Лісостеп									
1986 – 2005	17,9	1055	162	19,7	748	85	18,6	1803	247
2011 – 2030	16,7	1835	213	15,8	300	118	16,6	2135	331
Різниця	-1,2	780	51	-3,9	-448	33	-2	332	84
2031 – 2050	16,2	1246	196	17,8	854	114	22,3	2100	310
Різниця	-1,7	191	34	-1,9	106	29	3,7	297	63
Східний Лісостеп									
1986 – 2005	18,1	868	115	19,7	631	46	18,7	1499	161
2011 – 2030	17,6	896	143	18,2	474	53	17,8	1370	196
Різниця	-0,5	28	28	-1,5	-157	7	-1,2	129	35
2031 – 2050	16,8	842	138	18,4	479	80	17,4	1321	218
Різниця	-1,3	23	23	-1,3	-152	34	-1,2	-178	57
Північний Степ									
1986 – 2005	19,2	881	111	21,3	661	55	20,0	1542	166
2011 – 2030	20,4	899	96	19,2	749	63	19,9	1648	159
Різниця	1,2	18	-15	-2,1	88	8	-0,1	106	-7
2031–2050	18,6	914	111	22,4	718	68	20,1	1632	179
Різниця	-0,6	33	0	1,1	57	13	0,1	90	13
Південний Степ									
1986 – 2005	19,2	825	85	22,8	639	54	20,6	1464	139
2011 – 2030	19,1	821	65	21,5	691	35	20,2	1512	100
Різниця	0,1	-4	-20	-1,3	52	-19	-0,4	48	-39
2031 – 2050	18,6	798	46	22,2	643	38	20,0	1441	84
Різниця	-0,6	-27	-39	-0,6	4	-16	-0,6	-23	-55

За умов реалізації сценарію зміни клімату *A2* в Поліссі сумарне випаровування за період сходи – викидання волоті за сценаріями зміни клімату збільшиться на 9 – 10 мм (табл. 7.17).

Таблиця 7.17. Порівняння показників режиму вологозабезпеченості проса за середніми багаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A2*

Період	Міжфазний період								Вегетаційний період
	сходи – викидання волоті				викидання волоті – повна стиглість				
	сумарне випаро-вування, мм	сумарна випарову ваність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	вологозабез печеність, відн. од.	сумарне випаро-вування мм	сумарна випарову-ваність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	вологозабез печеність, від.од	вологозабез-печеність, від.од
	Полісся								
1986-2005 рр.	147	303	156	0,49	95	210	115	0,45	0,47
2011-2030 рр.	157	304	147	0,52	109	211	102	0,52	0,51
Різниця	10	1	-9	0,03	14	1	-13	0,07	0,04
2031-2050 рр.	158	294	136	0,54	106	213	107	0,50	0,52
Різниця	9	-3	-20	0,05	11	3	-8	0,05	0,05
	Західний Лісостеп								
1986-2005 рр.	197	385	188	0,51	103	238	135	0,43	0,48
2011-2030 рр.	250	485	235	0,52	113	242	129	0,47	0,50
Різниця	8	100	47	0,01	10	4	-6	0,04	0,02
2031-2050 рр.	399	471	72	0,85	105	243	138	0,43	0,71
Різниця	202	86	-116	0,34	2	-5	3	0	0,23
	Східний Лісостеп								
1986-2005 рр.	128	296	168	0,43	86	221	135	0,39	0,41
2011-2030 рр.	140	321	181	0,44	62	149	87	0,42	0,43
Різниця	12	25	13	0,01	-24	-72	-48	0,03	0,02
2031-2050 рр.	143	311	168	0,46	75	164	85	0,46	0,46
Різниця	15	15	0	0,03	-11	-57	-50	0,07	0,05

Продовження таблиці 7.17

Період	Міжфазний період								Вегетаційний період
	сходи – викидання волоті				викидання волоті – повна стиглість				
	сумарне випарову вання, мм	сумарна випарову-ваність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	вологозабез печеність, від.од	сумарне випаро-вування мм	сумарна випаров уваність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	вологозабез печеність, від.од	Вологозабез печеність, від.од
	Північний Степ								
1986-2005 рр.	120	292	172	0,41	80	230	150	0,35	0,38
2011-2030 рр.	112	315	203	0,36	73	236	163	0,31	0,34
Різниця	-8	23	31	-0,05	-7	6	13	-0,04	-0,04
2031-2050 рр.	111	307	196	0,36	81	239	158	0,34	0,36
Різниця	-9	15	24	-0,05	1	9	8	-0,01	-0,02
	Південний Степ								
1986-2005 рр.	91	272	181	0,33	66	228	162	0,29	0,31
2011-2030 рр.	85	268	183	0,32	55	243	188	0,23	0,27
Різниця	-6	-4	2	-0,01	-11	15	26	-0,06	-0,04
2031-2050 рр.	79	282	203	0,28	48	228	180	0,21	0,25
Різниця	-12	10	22	-0,05	-18	0	1	-0,08	-0,06

В Лісостепу це збільшення становитиме 8 – 15 мм. В Степу сумарне випаровування зменшиться на 6 – 12 мм. Сумарне випаровування за період викидання волоті – повна стиглість за сценаріями зміни клімату на території Полісся збільшиться на 11 – 14 мм. Воно також збільшиться у Західному Лісостепу, але буде спостерігатись його зменшення у Східному Лісостепу. В Степу також буде спостерігатись зменшення сумарного випаровування за цей період.

Випаровуваність за період сходи – викидання волоті за сценаріями зміни клімату в Поліссі залишиться на рівні базової. Її збільшення на 86 – 100 мм буде в Західному Лісостепу. В Східному Лісостепу та Північному Степу вона збільшиться на 25 та 15 мм. В Південному Степу випаровуваність практично не зміниться.

За умов реалізації сценарію зміни клімату A1B у Поліссі, Лісостепу та Північному Степу строки сівби очікуються раніше в порівнянні з базовими термінами, відповідно більш ранніми буде поява сходів та настання повної стиглості. У Південному Степу строки сівби і поява сходів будуть більш пізніми. Фаза повної стиглості буде наставати на 7 – 12 днів пізніше в порівнянні з базовим періодом. Тривалість вегетаційного періоду майже не зміниться.

Агрокліматичні умови вирощування проса за середньобагаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A1B* наведені в табл. 7.18.

У Поліссі за міжфазний період сходи – викидання волоті середня температура повітря практично не зміниться. Сума опадів за цей період також залишиться практично на рівні базової величини. За період викидання волоті – повна стиглість середня температура повітря в перший сценарний період дещо зменшиться (на 0,7 °С), в другий сценарний період залишиться практично на рівні базової величини. Сума опадів в перший розрахунковий період збільшиться на 24 мм, а в другий період – зменшиться на 21 мм в порівнянні з середніми багаторічними.

На території Західного Лісостепу за період сходи – викидання волоті середня температура повітря за сценаріями зменшиться на 0,9 °С. Сума опадів за перший сценарний період збільшиться з 162 до 180 мм, за другий період вона залишиться на рівні базової величини. За період викидання волоті – повна стиглість середня температура повітря за кліматичними сценаріями в перший період майже не зміниться, в другий період підвищиться з 19,7 до 21,2°С. Сума опадів практично не зміниться.

У Східному Лісостепу за період сходи – викидання волоті середня температура повітря практично не зміниться. Сума опадів за цей період збільшиться відповідно за обидва сценарні періоди на 18 та 41 мм. За період викидання волоті – повна стиглість середня температура повітря за перший період підвищиться до 20,0 °С, а за другий період – до 21,3 °С. Сума опадів в перший сценарний період суттєво не зміниться, а в другий період зменшиться на 17 мм.

Таблиця 7.18. Агрокліматичні умови вирощування проса за середніми багаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A1B*

Період	Міжфазний період						Весь вегетаційний період		
	сходи – викидання волоті			викидання волоті – повна стиглість					
	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм
Полісся									
1986 – 2005	17,3	828	129	19,9	596	89	18,3	1424	218
2011 – 2030	17,7	812	125	19,2	595	103	18,3	1407	228
Різниця	0,4	-16	-4	-0,7	-1	24	0	-17	10
2031–2050	17,6	843	131	20,3	529	68	18,5	1372	199
Різниця	0,3	15	2	0,4	-67	-21	0,2	-52	-19
Західний Лісостеп									
1986 – 2005	17,9	1055	162	19,7	748	85	18,6	1803	247
2011 – 2030	17,0	1158	180	20,0	720	93	18,1	1878	273
Різниця	-0,9	103	18	-0,3	-28	8	-0,5	75	23
2031–2050	17,0	1187	163	21,2	680	80	18,3	1867	243
Різниця	-0,9	132	1	1,5	-202	-5	-0,3	64	-4
Східний Лісостеп									
1986 – 2005	18,1	868	115	19,7	631	46	18,7	1499	161
2011 – 2030	18,0	865	133	20,0	440	50	18,6	1305	174
Різниця	-0,1	-3	18	0,3	-191	4	-0,1	-194	13
2031–2050	18,6	1040	156	21,3	234	29	19,0	1274	185
Різниця	0,5	172	41	1,6	-397	-17	0,3	-225	24
Північний Степ									
1986 – 2005	19,2	881	111	21,3	661	55	20,0	1542	166
2011 – 2030	19,1	916	99	21,7	630	62	20,1	1546	161
Різниця	-0,1	35	-12	0,4	-31	7	0,1	-4	-5
2031 – 2050	19,3	908	102	23,0	599	43	20,1	1507	145
Різниця	0,1	27	-9	1,7	-102	-12	0,1	-35	-21
Південний Степ									
1986 – 2005	19,2	825	85	22,8	639	54	20,6	1464	139
2011 – 2030	19,4	813	36	23,0	645	35	20,1	1458	71
Різниця	0,2	-12	-49	0,2	6	-19	-0,5	-6	-68
2031 – 2050	19,6	804	36	24,0	623	28	20,1	1403	64
Різниця	0,4	-21	-49	1,2	16	-26	-0,5	-61	-75

Для території Північного Степу за період сходи – викидання волоті середня температура повітря залишиться на рівні базової. Сума опадів за цей період дещо зменшиться. За період викидання волоті – повна стиглість середня температура повітря за перший період підвищиться на 0,4 °С, а за

другий період – на 1,7 °С. Сума опадів за перший період трохи зросте, а за другий –зменшиться на 19 мм.

На території Південного Степу за період сходи – викидання волоті середня температура повітря підвищиться на 0,2–0,4 °С. Сума опадів за цей період зменшиться дуже суттєво (на 49 мм як у першому, так и у другому сценарному періодах. За період викидання волоті – повна стиглість середня температура повітря у першому сценарному періоді залишиться практично на рівні базової, у другому періоді зросте на 1,2 °С. Сума опадів зменшиться відповідно за сценарні періоди на 19 та 26 мм.

В таблиці 7.19 наведено порівняння показників режиму вологозабезпеченості посівів проса за середніми багаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A1B*.

Сумарне випаровування за період сходи – викидання волоті в Поліссі за сценаріями зміни клімату залишиться на рівні базової величини. В Західному Лісостепу воно збільшиться відповідно за сценарні періоди на 100 та 86 мм, у Східному Лісостепу в перший сценарний період не зміниться, в другий – збільшиться на 36 мм. В Північному Степу буде спостерігатись незначне зменшення сумарного випаровування. В Південному Степу це зменшення буде дещо більшим. За період викидання волоті – повна стиглість сумарне випаровування в перший період залишиться на рівні базової величини, в другий період – трохи зменшиться. В Лісостепу буде спостерігатись зменшення сумарного випаровування. В Північному Степу сумарне випаровування майже не зміниться, а в Південному Степу зменшиться відповідно за періодами на 11 та 18 мм.

Випаровуваність за період сходи – викидання волоті в Поліссі за перший сценарний період зменшиться на 18 мм, за другий період – не зміниться. В Західному Лісостепу збільшиться відповідно за обома періодами на 48 та 56 мм. В Східному Лісостепу в перший розрахунковий період не зміниться, в другий – збільшиться на 77 мм. В Північному Степу спостерігатиметься деяке збільшення випаровуваності. В Південному Степу відбудуться незначні зміни випаровуваності. В Поліссі та в Західному Лісостепу випаровуваність за період викидання волоті – повна стиглість за сценаріями зміни клімату майже не зміниться. В Східному Лісостепу вона зменшиться відповідно за періодами на 19 та 51 мм. В Північному Степу зменшення становитиме відповідно 8 та 16 мм. В Південному Степу воно буде дещо більшим.

Таблиця 7.19. Порівняння показників режиму вологозабезпеченості проса за середніми багаторічними даними та за сценаріями зміни клімату *A1B*

Період	Міжфазний період								Вегетаційний період
	сходи – викидання волоті				викидання волоті – повна стиглість				
	Сумарне випаро-вування, мм	сумарна випарову-ванність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	вологозабезпеченість, відн. од.	сумарне випарування мм	сумарна випарову-ваність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	вологозабезпеченість, від.од	вологозабез-печеність, від.од
	Полісся								
1986-2005 рр.	147	303	156	0,49	95	210	115	0,45	0,47
2011-2030 рр	135	285	150	0,47	98	214	116	0,46	0,47
Різниця	-12	-18	-6	-0,02	3	4	1	0,01	0
2031-2050 рр.	146	304	158	0,48	83	188	105	0,44	0,47
Різниця	-1	1	2	-0,1	-12	-22	-10	-0,01	0
	Західний Лісостеп								
1986-2005 рр.	197	385	188	0,51	103	238	135	0,43	0,48
2011-2030 рр.	226	433	207	0,52	100	230	130	0,43	0,49
Різниця	29	48	19	0,01	-3	-8	-5	0,0	0,01
2031-2050 рр.	211	441	230	0,48	86	221	135	0,39	0,45
Різниця	14	56	42	-0,03	-17	-17	0	-0,04	-0,03
	Східний Лісостеп								
1986-2005 рр.	128	296	168	0,43	86	221	135	0,39	0,41
2011-2030 рр.	128	293	165	0,44	67	161	94	0,42	0,43
Різниця	0	-3	-3	0,01	-19	-60	-41	0,03	0,02
2031-2050 рр.	164	373	209	0,44	35	83	48	0,42	0,44
Різниця	36	77	41	0,01	-51	-138	-87	0,03	0,03

Продовження таблиці 7.19

Період	Міжфазний період								Вегетаційний період
	сходи – викидання волоті				викидання волоті – повна стиглість				
	Сумарне випаро-вуванням м	сумарна випаро-вува-ність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	вологоза-безпече-ність, від.од	сумарне випаро-вування мм	сумарна випарову-ваність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	воологоза безпече ність, від.од	вологозабез печеність, від.од
	Північний Степ								
1986-2005 рр.	120	292	172	0,41	80	230	150	0,35	0,38
2011-2030 рр.	119	306	187	0,39	72	212	140	0,34	0,37
Різниця	-1	14	15	-0,02	-8	-18	-10	-0,01	-0,01
2031-2050 рр.	113	310	197	0,36	64	211	147	0,30	0,34
Різниця	-7	18	25	-0,05	-16	-19	-3	-0,05	-0,04
	Південний Степ								
1986-2005 рр.	91	272	181	0,33	66	228	162	0,29	0,31
2011-2030 рр.	66	274	208	0,24	44	232	198	0,19	0,22
Різниця	-25	4	47	-0,09	-22	4	26	-0,10	-0,09
2031-2050 рр.	69	265	196	0,26	43	216	173	0,20	0,23
Різниця	-22	-7	15	-0,07	-23	-12	11	-0,09	-0,08

Порівняльна характеристика продуктивності проса в умовах зміни клімату за сценарієм А2

Зміна кліматичних умов вирощування культури проса спричинить до зміни показників фотосинтетичної продуктивності посівів і відповідні зміни рівня урожайності (табл. 7.20).

В умовах Полісся буде спостерігатись формування більш високого рівня площі листкової поверхні. Відповідно за сценарними періодами вона складатиме 1,75 та 1,64 $м^2/м^2$ в порівнянні з 1,38 $м^2/м^2$ у базовому періоді. За рахунок цього будуть забезпечені більш високі рівні приростів загальної біомаси, які досягатимуть відповідно 71,4 і 74,3 г/($м^2$·д), що на 13 і 16 г/($м^2$·д) вище, чим в базовому періоді. Все це зумовить більш високий рівень накопичення загальної сухої біомаси та урожайності в порівнянні з базовим періодом. В сценарні періоди урожайність буде складати відповідно за сценарні періоди 129 та 120 % від величини урожаю за базовий період.

Для Західного Лісостепу також буде характерним покращення умов вегетації культури за сценарними періодами. Так, в порівнянні з площею листя в базовий період 1,78 $м^2/м^2$, за кліматичними сценаріями сформується більш високий рівень площі листя, відповідно за перший і другий періоди 2,99 та 2,61 $м^2/м^2$. На 22 – 38 г/($м^2$·д) збільшиться рівень приростів загальної біомаси. Величини загальної біомаси будуть значно більшими та досягнуть 491 та 570 г/$м^2$. За рахунок цього урожайність культури значно підвищиться і буде досягати відповідно 166 та 139 % в порівнянні з урожаєм у базовому періоді.

На території Східного Лісостепу в перший сценарний період формування площі листя, приростів загальної біомаси та урожайності культури проса буде спостерігатись на рівні базового періоду. Для другого сценарного періоду наростання площі листя буде йти більш значними темпами до 1,99 $м^2/м^2$ в порівнянні з базовим періодом (1,69 $м^2/м^2$). Майже на 30 г/($м^2$·д) підвищаться прирости загальної біомаси, а урожайність зросте на 23 % в порівнянні з базовим періодом.

В умовах Північного Степу при реалізації сценаріїв зміни клімату в посівах культури сформується менша площа листя порівняно з базовим періодом, особливо в перший сценарний період 1,32 $м^2/м^2$ в порівнянні з 1,93 $м^2/м^2$ базового періоду. Для другого періоду це зменшення буде дещо меншим (до 1,72 $м^2/м^2$). Відповідно до площі листя будуть спостерігатись нижчі рівні приростів загальної біомаси, що спричинить зменшення рівнів урожайності до 61 та 94 % за сценарними періодами.

Формування показників фотосинтетичної продуктивності в умовах Південного Степу буде спостерігатись на нижчому рівні. Це буде характерно як для першого, так і для другого сценарного періодів. Сформується менша площа листкової поверхні, нижчий приріст загальної

біомаси, що зумовить зменшення рівня урожайності на 31 – 39 % в порівнянні з базовим періодом.

Таблиця 7.20. Фотосинтетична продуктивність проса за середніми багаторічними даними та за сценаріями зміни клімату А2

Період	Площа листя проса в період максимального розвитку, $м^2/м^2$	Чиста продуктивність фотосинтезу в період максимального розвитку, $г/м^2 \cdot д$	Приріст маси в період макси-мального розвитку, $г/м^2 \cdot д$	Суха біомаса цілої рослини проса, $г/м^2$	Урожай проса в % від урожаю в базовий період
Полісся					
1986-2005 рр.	1,38	50,7	58,3	228,3	100
2011-2030 рр.	1,75	48,0	71,9	316,7	129
2031-2050 рр.	1,64	50,5	74,3	294,0	120
Західний Лісостеп					
1986-2005 рр.	1,78	58,2	82,4	334,9	100
2011-2030 рр.	2,99	52,4	120,4	569,8	166
2031-2050 рр.	2,61	49,8	105,2	491,4	139
Східний Лісостеп					
1986-2005 рр.	1,69	54,3	77,9	306,1	100
2011-2030 рр.	1,55	59,0	72,9	279,9	100
2031-2050 рр.	1,99	56,4	108,0	383,7	123
Північний Степ					
1986-2005 рр.	1,93	64,6	101,3	351,2	100
2011-2030 рр.	1,32	61,2	59,7	222,7	61
2031-2050 рр.	1,72	72,2	86,8	319,2	94
Південний Степ					
1986-2005 рр.	1,93	63,7	95,6	311,7	100
2011-2030 рр.	1,4	56,5	54,4	190,2	69
2031-2050 рр.	1,3	52,3	52,4	172,7	61

Порівняльна характеристика продуктивності проса в умовах зміни клімату за сценарієм A1B

За кліматичним сценарієм *A1B* була визначена кількісна характеристика таких показників фотосинтетичної продуктивності як площа листя, максимальний приріст біомаси, загальна біомаса рослин на $м^2$, розрахована чиста продуктивність фотосинтезу, фотосинтетичний потенціал рослин за вегетаційний період, урожай культури в ц/га за сценарієм *A1B*.

Результати розрахунків за сценарієм *A1B* наведені у табл. 7.21.

Таблиця 7.21. Фотосинтетична продуктивність проса за середніми багаторічними даними та за сценаріями зміни клімату *A1B*

Період	Площа листя проса в період максимального розвитку, $м^2/м^2$	Чиста продуктивність фотосинтезу в період максимального розвитку, $г/м^2д$	Приріст маси в період максимального розвитку, $г/м^2$	Суха біомаса цілої рослини проса, $г/м^2$	Урожай проса в % від урожаю в базовий період
Полісся					
1986-2005 рр.	1,38	50,7	58,3	228,3	100
2011-2030 рр.	1,13	38,2	47,4	188,8	79
2031-2050 рр.	1,28	50,3	55,3	209,5	86
Західний Лісостеп					
1986-2005 рр.	1,78	58,2	82,4	334,9	100
2011-2030 рр.	2,18	59,5	108,5	442,5	129
2031-2050 рр.	2,09	52,0	90,7	367,8	104
Східний Лісостеп					
1986-2005 рр.	1,69	54,3	77,9	306,1	100
2011-2030 рр.	1,68	42,3	82,9	313,1	108
2031-2050 рр.	1,64	60,8	75,3	251,5	92
Північний Степ					
1986-2005 рр.	1,93	64,6	101,3	351,2	100
2011-2030 рр.	1,84	44,9	92,4	328,3	94
2031-2050 рр.	1,22	57,6	57,6	198,6	56
Південний Степ					
1986-2005 рр.	1,93	63,7	95,6	311,7	100
2011-2030 рр.	1,5	47,3	53,1	186,1	75
2031-2050 рр.	1,4	48,5	50,3	180,4	72

При реалізації кліматичного сценарію *A1B* в умовах Полісся сформується досить низький рівень площі листкової поверхні. Відповідно за сценарними періодами вона складатиме 1,13 та 1,28 $м^2/м^2$ в порівнянні з 1,38 $м^2/м^2$ у базовому періоді. За рахунок цього будуть спостерігатись трохи нижчі рівні приростів загальної біомаси. Вони будуть досягати відповідно 47,4 та 55,3 $г/(м^2 \cdot д)$, що дещо нижче, чим в базовому періоді. Все це зумовить менший рівень накопичення загальної сухої біомаси та урожайності в порівнянні з базовим періодом. В сценарні періоди урожайність складе відповідно 79 та 86 % від базової величини.

В умовах Західного Лісостепу очікується покращення умов вегетації культури, особливо, за першим сценарним періодом. Так, в порівнянні з площею листя в базовий період 1,78 $м^2/м^2$, за кліматичними сценаріями сформується більш високий рівень площі листя відповідно за періодами 2,18 та 2,09 $м^2/м^2$. На 8 – 18 $г/(м^2 \cdot д)$ збільшиться рівень приростів загальної

біомаси. Величини загальної біомаси будуть значно більшими та досягнуть відповідно 442 та 368 г/м^2·, за рахунок цього урожайність культури значно підвищиться і буде досягати 129 та 104 % в порівнянні з урожайністю в базовому періоді.

Для території Східного Лісостепу в перший та другий сценарні періоди формування площі листя, приростів загальної біомаси та урожайності культури буде спостерігатись практично на рівні базового періоду. Для першого сценарного періоду прирости біомаси будуть мати більш високий рівень (82,9 г/(м^2·д) в порівнянні з 77,9 г/(м^2·д)). Для другого сценарного періоду будуть характерні дещо менші рівні приростів загальної біомаси. Величини загальної біомаси будуть трохи більшими в перший період та становитимуть 313 г/м^2·, в той час як для другого періоду вони будуть нижче базової величини та складатимуть 257 г/м^2. Урожайність культури буде становити відповідно 108 та 92 % в порівнянні з урожайністю в базовому періоді.

В умовах Північного Степу при реалізації сценаріїв зміни клімату в посівах культури сформується менша площа листя порівняно з базовим періодом, особливо в другий сценарний період 1,22 м^2/м^2 в порівнянні з 1,93 м^2/м^2 базового періоду. Для першого періоду це зменшення буде дещо меншим (до 1,84 м^2/м^2). Відповідно до розмірів площі листя будуть спостерігатись нижчі рівні приростів загальної біомаси,особливо в другий період (57,6 г/(м^2·д) в порівнянні з 104,3 г/(м^2·д) в базовому періоді). Все це зумовить порівняно з урожайністю в базовий період зменшення рівнів урожайності до 94 та 56 % за сценарними періодами.

Для умов Південного Степу формування показників фотосинтетичної продуктивності буде спостерігатись на значно нижчому рівні. Це буде характерно як для першого, так і для другого сценарного періоду. Сформується суттєво менша площа листкової поверхні, відповідно 1,5 та 1,4 м^2/м^2 в порівнянні з 1,93 м^2/м^2 для базового періоду. За рахунок цього буде спостерігатись нижчий приріст загальної біомаси, що зумовить зменшення рівня урожайності на 25 – 28 % в порівнянні з базовим періодом.

7.7. ОЦІНКА ЗМІНИ АГРОКЛІМАТИЧНИХ УМОВ ВИРОЩУВАННЯ СОНЯШНИКУ В ЗВ'ЯЗКУ ЗІ ЗМІНОЮ КЛІМАТУ

В Україні одною з найпопулярніших олійних культур є соняшник. Високий рівень рентабельності і попит на насіння спричинили значне розширення його посівних площ. Соняшник – основна олійна культура країни. За народногосподарською цінністю і значенням він не поступається таким широко розповсюдженим культурам як пшениця,

кукурудза, соя. У порівнянні з іншими олійними культурами соняшник дає найбільший вихід олії з одиниці площі. На соняшникову олію припадає 98% загального виробництва олії в Україні.

На всій території України в кліматичний період з 1986 по 2005 роки сівба соняшнику починалась наприкінці третьої декади квітня, поява сходів спостерігалась в Поліссі, Лісостепу, Північному Степу та Закарпатті у другій декаді травня, лише у Південному Степу – в першій декаді травня. Дозрівав соняшник раніше (в середині серпня) у Південному Степу, пізніше за всіх – у Західному Лісостепу (перша декада вересня), на іншій території – в третій декаді серпня.

Тривалість періоду від сходів до достигання соняшнику на всій території країни становила 100 – 105 днів, лише в Донецькому Північному Степу тривалість періоду становила 93 дні, в Західному Лісостепу – 118 днів.

За умов реалізації сценарію зміни клімату *A2* очікується, що строки посіву соняшнику зміститься на 15 – 18 днів раніше базових термінів посіву по всій території. Відповідно зміститься і строки появи сходів: у Поліссі – на 5 і 8 днів раніше за базові, в Західному Лісостепу в перший сценарний період – на 11 днів раніше, а в другий – на 4 дні пізніше, в Центральному Лісостепу відповідно – на 6 і 8 днів раніше, на сході – на 5 і 4 дня, на правобережжі Північного Степу – раніше на 6 і 7 днів, а на лівобережжі – на 12 і 15 днів; у Південному Степу – на 7 і 10 днів, у Закарпатті у першому сценарному періоді термін появи сходів буде співпадати з базовим, а в другому – на 8 днів раніше.

Достигання очікується пізніше за базове: в Західному Лісостепу – на 6 і 20 днів, в Центральному – на 12 і 7 днів, а на сході – на 9 і 5 днів; в Північному Степу на правобережжі – на 9 і 4 дня, в Донецькому степу – на 7 і 1 день, на лівобережжі у першому сценарному періоді термін достигання буде співпадати з базовим, а в другому – на 4 дні раніше. Раніше на 3 і 9 днів очікується достигання і в Південному Степу. В Поліссі в першому сценарному періоді достигання буде на 7 днів пізніше, а в другому періоді буде співпадати з базовим. В Закарпатті в перший сценарний період достигання буде на 23 дня пізніше за базовий, а в другий – на 8 днів.

Більш ранні терміни появи сходів та пізніші строки достигання призведуть до зростання тривалості вегетаційного періоду: на Поліссі до 12 днів; в Лісостепу: на заході – на 15 і 24, в центрі – на 19 і 15 днів, на сході – на 15 і 10 днів; у Північному Степу на правобережжі на 16 і 11 днів, на лівобережжі на 12 і 9 днів, у Донецькому степу на 20 і 16 днів, в Закарпатті на 23 і 16 днів. У Південному Степу тривалість вегетаційного періоду практично співпадатиме з середніми багаторічними.

При реалізації сценарію *A1B* поява сходів по всій території України очікується також раніше за базову. Раніше за всіх, на 21 і 18 днів настання

сходів може бути на Поліссі та на 18 і 15 днів у Закарпатті. В Лісостепу – на 6 і 10 днів раніше, в Північному Степу – на 10 і 15 днів, у Південному Степу – на 11 і 17 днів. Раніше буде спостерігатися й достигання соняшнику: в Поліссі на 20 і 7 днів, в Лісостепу на 10 і 13 днів, у Північному Степу на 15 і 16 днів, у Південному Степу на 16 і 22 дні, а в Закарпатті – на 21 і 24 дні. Внаслідок більш ранніх термінів сходів та дозрівання, тривалість вегетаційного періоду сходи – достигання буде на рівні сучасних термінів.

Основними агрокліматичними показниками соняшнику є тепло- та вологозабезпеченість, які визначаються середньою температурою повітря та кількістю опадів.

Порівняння динаміки середньої за декаду температури повітря при зміні кліматичних умов за сценарієм *А2* та базового періоду за період вегетації соняшнику показує, що зміщення строків посіву в бік більш ранніх строків призведе до того, що за весь період вегетації соняшнику ріст і розвиток проходитимуть на фоні знижених температур (табл. 7.22). Кількість опадів буде мати по території країни дуже нерівномірний характер.

В районі Полісся більш зниженим температурний режим очікується в межфазному періоді цвітіння – достигання в першому сценарному періоді (2011–2030 рр.). В цілому за вегетацію від сходів до достигання середня температура повітря може бути на 0,8 і 0,9 °С нижче за базову. Кількість опадів збільшиться в період від сходів до цвітіння на 17 і 18 %, в період від цвітіння до достигання – на 14 і 33 %, в цілому за період від сходів до достигання очікується 339 і 362 мм опадів, що на 16 і 24 % вище за базові показники.

При такому водно-тепловому режимі вологозабезпеченість посівів соняшнику зростатиме з 0,60 до 0,64 і 0,66 відн. од.

В Лісостепу: на заході найбільшого зниження температур можна очікувати в період цвітіння – достигання в другий сценарний період 2031–2050 рр. (2,6 °С), а кількість опадів в цьому районі може бути на 19 % більшою від базових значень. Зростання кількості опадів і зниження температури буде спостерігатися в усіх періодах вегетації за обома сценарними періодами.

У центральному районі найбільше зниження температури очікується у період цвітіння – достигання на 2,2 і 1,9 °С, кількість опадів може бути меншою за сьогоднішню на 6 і 20 %. За період сходи – достигання очікується зниження температури на 1,7 і 1,4 °С, а кількість опадів в період 2011–2030 рр. зротатиме на 9 %, в період 2031–2050 рр. вона іочікується практично на рівні базової. Вологозабезпеченість може зростати з 0,58 до 0,62 і 0,59 відн.од. На сході Лісостепу за першим сценарним періодом буде спостерігатися підвищений температурний режим на 0,9 °С, кількість опадів в межах сучасних, тому й вологозабезпеченість зміниться незначно,

Таблиця 7.22. Агрокліматичні умови вирощування соняшнику в Україні за сценарієм *А2*

Сценарний період	Міжфазний період								
	сходи – цвітіння			цвітіння – достигання			сходи – достигання		
	середня температура повітря, °С	сума опадів, мм	волого-забезпе-ченність, відн.од	середня температура повітря, °С	сума опадів, мм	волого-забезпе-ченість, відн.од	середня температура, °С	сума опадів, мм	волого-забезпе-ченість, відн. од
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Полісся									
1986 – 2005	17,0	180	0,63	18,5	111	0,59	17,5	291	0,60
2011 – 2030	16,5	212	0,65	17,0	127	0,64	16,7	339	0,64
Різниця	-0,5	17 %	3%	-1,5	14 %	8 %	-0,8	16 %	7 %
2031 – 2050	15,9	214	0,67	17,5	148	0,65	16,6	362	0,66
Різниця	-1,1	18 %	6 %	-1,0	33 %	10 %	-0,9	24 %	10 %
Лісостеп									
Західний									
1986 – 2005	16,7	190	0,60	17,5	131	0,58	17,0	321	0,59
2011 – 2030	15,6	260	0,65	16,4	176	0,75	15,9	436	0,69
Різниця	-1,1	36 %	8 %	-1,1	34 %	29 %	-1,1	36 %	17 %
2031 – 2050	16,0	253	0,62	14,9	156	0,69	15,6	409	0,65
Різниця	-0,7	33 %	3 %	-2,6	19 %	19 %	-1,4	27 %	10 %
Центральний									
1986 – 2005	17,3	160	0,60	19,4	131	0,57	18,2	291	0,58
2011 – 2030	16,0	195	0,63	17,2	123	0,60	16,5	318	0,62
Різниця	-1,3	22 %	5 %	-2,2	-6 %	5 %	-1,7	9 %	7 %
2031 – 2050	16,4	189	0,61	17,5	105	0,55	16,8	294	0,59
Різниця	-0,9	18 %	2 %	-1,9	-20 %	-4 %	-1,4	1 %	2 %
Східний									
1986 – 2005	17,5	158	0,54	18,9	76	0,48	18,0	234	0,52
2011 – 2030	18,0	154	0,55	20,3	85	0,50	18,9	239	0,53
Різниця	0,8	-3 %	2 %	1,4	12 %	4 %	0,9	2 %	2 %
2031 – 2050	17,0	193	0,56	18,0	125	0,60	17,4	318	0,58
Різниця	-0,5	22 %	4 %	-0,9	64 %	25 %	-0,6	36 %	12 %

Продовження таблиці 7.22

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Північний Степ									
Правобережжя									
1986 – 2005	18,2	136	0,48	20,7	94	0,43	19,3	230	0,46
2011 – 2030	16,6	150	0,53	18,8	106	0,48	17,6	256	0,51
Різниця	-1,6	10 %	10 %	-1,9	13 %	12 %	-1,7	11 %	11 %
2031 – 2050	17,1	157	0,50	19,5	96	0,48	18,1	253	0,49
Різниця	-1,5	15 %	4 %	-1,2	2 %	12 %	-1,2	10 %	7 %
Лівобережжя									
1986 – 2005	18,8	125	0,59	21,4	77	0,39	19,9	202	0,49
2011 – 2030	17,2	149	0,49	20,0	70	0,37	18,3	219	0,44
Різниця	-1,4	19 %	-17 %	-1,4	-9 %	-5 %	-1,6	8 %	-10 %
2031 – 2050	17,7	140	0,46	20,6	67	0,38	18,7	207	0,43
Різниця	-1,1	12 %	-22 %	-0,8	-13 %	-3 %	-1,2	2 %	-13 %
Донецький									
1986 – 2005	18,5	128	0,55	21,2	75	0,42	19,6	203	0,49
2011 – 2030	16,8	149	0,53	20,0	61	0,37	18,1	210	0,46
Різниця	-1,7	16 %	-4 %	-1,2	-19 %	-12 %	-1,5	3 %	-6 %
2031 – 2050	17,4	140	0,51	20,3	78	0,43	18,5	218	0,48
Різниця	-1,1	9 %	-7 %	-0,9	4 %	2 %	-1,1	7 %	-2 %
Південний Степ									
1986 – 2005	18,4	108	0,56	23,1	88	0,39	20,4	196	0,48
2011 – 2030	16,6	85	0,37	22,5	41	0,27	18,9	126	0,33
Різниця	-1,8	-21 %	-34 %	-0,6	-53 %	-21 %	-1,5	-36 %	-31 %
2031 – 2050	17,5	63	0,32	23,3	26	0,27	19,6	89	0,30
Різниця	-0,9	-42 %	-43 %	0,2	-70 %	-21 %	-0,8	-55 %	-37 %
Закарпаття									
1986 – 2005	18,1	156	0,55	20,1	135	0,53	18,9	291	0,54
2011 – 2030	16,0	242	0,55	15,9	135	0,62	16,0	377	0,57
Різниця	-2,1	55%	0%	-4,2	0%	18%	-2,9	30%	6%
2031 – 2050	16,4	242	0,56	17,8	135	0,59	16,9	377	0,57
Різниця	-1,7	55%	2%	-2,3	0 %	11 %	-2,0	30 %	6%

у другому сценарному періоді температурний режим протягом всієї вегетації очікується зниженим на 0,6 °С, а кількість опадів може зростати з 234 до 318 мм, тому й вологозабезпеченість зросте з 0,52 до 0,58 відн.од.

У Північному Степу на правобережжі в період всієї вегетації очікується зменшення температури на 1,7 і 1,2 °С та зростання кількості опадів на 11 і 10 %, вологозабезпеченість також зростає з 0,46 до 0,51 і 0,49 відн.од. На Лівобережжі: від сходів до цвітіння може бути знижений температурний режим на 1,4 і 1,1 °С і зростання кількості опадів з 125 до 149 і 140 мм, а від цвітіння до достигання зниження температури на 1,4 і 0,8 °С та зниження кількості опадів з 77 до 70 і 67 мм, в цілому за період сходи – достигання при такому водно-тепловому режимі можна очікувати зниження вологозабезпеченості соняшнику з 0,49 до 0,44 і 0,43 відн. од. В Донецькому районі в цілому буде спостерігатися зниженний температурний режим, в період сходи – цвітіння кількість опадів зросте з 128 до 149 і 140 мм, в період цвітіння – достигання в період 2011–2030 рр. зменшення кількості опадів з 75 до 61 мм, в період 2031–2050 рр. – незначне зростання до 78 мм. Вологозабезпеченість незначно, але знизиться з 0,48 до 0,46 і 0,48 відн. од.

У Південному Степу за сценарієм періоду 2011–2030 рр. від сходів до цвітіння очікується значне зниження температури на 1,8 °С, однак кількість опадів змешиться від 108 до 85 мм, від цвітіння до достигання зменшення температури може бути на 0,6 °С, а кількість опадів зменшиться на 53 % від сучасних значень, вологозабезпеченість може знизитися з 0,48 до 0,33 відн.од. За сценарієм періоду 2031–2050 рр. в першому межфазному періоді зниження температури може бути на 0,9 °С, а кількість опадів зменшиться на 42 % від норми, може зрости температура в другому межфазному періоді з 23,1 до 23,3 °С, а кількість опадів змешиться на 70 %, значно може знизитися вологозабезпеченість соняшнику з 0,48 до 0,30 відн. од.

В Закарпатті очікується значне зниження температури на 2,9 і 2,0 °С і зростання опадів з 291 до 377 мм, тому вологозабезпеченність може зростати з 0,54 до 0,57 відн. од.

При реалізації сценарію *A1B* на всій території України очікується, що міжфазний період сходи – цвітіння, як і за сценарієм *A2*, буде проходити на фоні знижених температур, а період цвітіння – достигання навпаки – на фоні підвищених температур (табл. 7.23).Динаміка кількості опадів по території країни може бути дуже неравномірною.

В період сходи-цвітіння на Поліссі середня температура може бути на 0,8 і 1,2°С нижче сучасної, опади можуть збільшуватися від 180 мм до 183 і 193 мм, в період цвітіння – достигання кількість опадів буде зростати з 111 до 133 і 126 мм, середня температура в період 2011–2030 рр. зросте на 1,5 °С, в період 2031–2050 рр. на 0,8 °С зменшиться.

Таблиця 7.23. Агрокліматичні умови вирощування соняшнику в Україні за сценарієм *A1B*

Сценарний період	Міжфазний період								
	сходи – цвітіння			цвітіння – достигання			сходи – достигання		
	середня температура повітря, °С	сума опадів, мм	волого-забезпе-ченість, відн.од	середня температура повітря, °С	сума опадів, мм	волого-забезпе-ченість, відн.од	середня температура повітря, °С	сума опадів, мм	волого-забезпе-ченість, відн.од
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Полісся									
1986 – 2005	17,0	180	0,63	18,5	111	0,59	17,5	291	0,60
2011 – 2030	16,2	183	0,64	20,0	133	0,60	17,6	316	0,62
Різниця	-0,8	2%	2%	1,5	20%	2%	0,1	9%	3%
2031 – 2050	15,8	193	0,61	17,7	126	0,59	16,5	319	0,60
Різниця	-1,2	7%	-3%	-0,8	14%	0%	-1,0	10%	0%
Лісостеп									
Західний									
1986 – 2005	16,7	190	0,60	17,5	131	0,58	17,0	321	0,59
2011 – 2030	16,9	171	0,56	18,0	123	0,53	17,3	295	0,55
Різниця	0,2	-10%	-7%	0,5	-6%	-9%	0,3	-8%	-7%
2031 – 2050	16,6	187	0,59	19,0	91	0,53	17,3	278	0,56
Різниця	-0,1	-2%	-2%	1,5	-30%	-9%	0,3	-13%	-5%
Центральний									
1986 – 2005	17,3	160	0,60	19,4	131	0,57	18,2	291	0,58
2011 – 2030	16,8	168	0,62	20,0	103	0,56	18,0	271	0,60
Різниця	-0,5	9%	3%	0,6	-21%	-2%	-0,2	-7%	3%
2031 – 2050	17,0	162	0,55	21,0	108	0,53	18,5	270	0,54
Різниця	-0,3	1%	-8%	1,6	-18%	-7%	0,3	-7%	-7%
Східний									
1986 – 2005	17,5	158	0,54	189	76	0,48	18,0	234	0,52
2011 – 2030	18,0	154	0,55	20,3	85	0,50	18,9	239	0,53
Різниця	0,5	-3%	2%	1,4	12%	4%	0,9	2%	2%
2031 – 2050	16,8	184	0,56	20,9	102	0,54	18,3	286	0,55
Різниця	-0,7	16%	4%	2,0	34%	12,5%	0,3	22%	6%

Продовження таблиці 7.23

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Північний Степ									
Правобережжя									
1986 – 2005	18,2	136	0,48	20,7	94	0,43	19,3	230	0,46
2011 – 2030	17,6	126	0,48	21,7	91	0,45	19,5	217	0,47
Різниця	-0,6	-7%	0%	1,0	-3%	5%	0,2	-6%	2%
2031 – 2050	17,5	136	0,49	22,8	71	0,42	19,9	207	0,46
Різниця	-0,7	0%	2%	2,1	-25%	-2%	0,4	-10%	0%
Лівобережжя									
1986 – 2005	18,8	125	0,59	21,4	77	0,39	19,9	202	0,49
2011 – 2030	18,3	105	0,43	22,8	66	0,35	19,9	171	0,40
Різниця	-0,5	-16%	-27%	1,4	-14%	-10%	0	-15%	-18%
2031 – 2050	17,4	130	0,48	23,9	75	0,36	19,5	205	0,43
Різниця	-1,4	4%	-19%	2,5	-3%	-8%	-0,4	1%	-12%
Донецький									
1986 – 2005	18,5	128	0,55	21,2	75	0,42	19,6	203	0,49
2011 – 2030	17,6	140	0,50	23,4	70	0,44	19,7	210	0,47
Різниця	-0,9	9%	-9%	2,2	-7%	5%	-0,1	3%	-4%
2031 – 2050	17,8	129	0,48	23,9	72	0,40	20,0	201	0,45
Різниця	-0,7	1%	-13%	2,7	-4%	-5%	0,4	-1%	-8%
Південний Степ									
1986 – 2005	18,4	108	0,56	23,1	88	0,39	20,4	196	0,48
2011 – 2030	17,3	70	0,36	24,1	39	0,27	19,8	109	0,31
Різниця	-1,1	-35%	-36%	1,0	-56%	-31%	-0,6	-44%	-35%
2031 – 2050	17,2	72	0,35	25,3	37	0,27	19,9	109	0,32
Різниця	-1,2	-33%	-37%	22	-58%	-31%	-0,5	-44%	-33%
Закарпаття									
1986 – 2005	18,1	156	0,55	20,1	135	0,53	18,9	291	0,54
2011 – 2030	17,0	157	0,46	21,4	83	0,44	18,5	240	0,45
Різниця	-1,1	1%	-16%	1,3	-39%	-17%	-0,4	-18%	-17%
2031 – 2050	17,2	149	0,46	22,3	82	0,42	18,9	231	0,44
Різниця	-0,9	-4%	-16%	2,2	-39%	-21%	0,0	-21%	-19%

Вологозабеспеченність протягом всього періоду вегетації може бути на рівні сучасної.

В Західному Лісостепу кількість опадів протягом всієї вегетації очікується нижчою за сучасну на 8 і 13%, середня температура може бути в межах базової. За таких очікуваних волого-температурних умов вологозабезпеченість може знизитися з 0,59 до 0,55 і 0,56 відн.од.. В центральній частині Лісостепу за сценарним періодом 2011–2030 рр. водно-тепловий режим впродовж всієї вегетації очікується схожим на сучасний, в період 2031–2050 рр. від цвітіння до дозрівання може бути збільшення температури на 1,6 °С, що може призвести до зниження вологозабезпеченності з 0,58 до 0,54 відн. од. На сході в першому сценарному періоді може бути зростання температури і опадів, особливо значно від цвітіння до дозрівання (табл. 7.23), в другому сценарному періоді кількість опадів може зростати протягом всієї вегетації, значно може підвищитись температура в період цвітіння – достигання (на 2 °С). Такий режим погоди зумовить до зростання вологозабезпеченості з 0,52 до 0,53 і 0,55 відн.од.

На правобережжі Північного Степу за сценарієм *AIB* в період вегетації сходи – цвітіння водно-тепловий режим і вологозабезпеченість очікуються практично схожими на сучасні, в період цвітіння-достигання може бути підвищен температурний режим і зниження кількості опадів. В період від сходів до достигання і температура, і кількість опадів очікуються в межах сучасних показників, тому вологозабезпеченість буде становити 0,47 і 0,46 відн.од.. На Лівобережжі очікується значне зростання температури (на 1,4 і 2,5 °С) в період цвітіння – достигання і зменшення кількості опадів з 77 до 66 і 75мм може призвести до зменшення вологозабезпеченості з 0,49 до 0,40 і 0,43 відн.од.. В Донецькому районі зменшення температури лише на 0,9 і 0,7 °С в період сходи – цвітіння і незначне зростання кількості опадів (на 9 і 1 %) і значне зростання температури (2,2 і 2,7 °С) в період цвітіння – достигання, можуть призвести до зниження вологозабезпеченості з 0,49 до 0,47 і 0,45 відн.од..

Суттєві зміни очікуються в районі *південного Степу*, до дефіциту вологи (кількість опадів становитиме 44 % від сучасної норми) протягом вегетації за цим сценарієм додається також значне зростання температури в період цвітіння – достигання (на 1,0 і 2,2 °С), тому вологозабезпеченість соняшнику може бути на 35 і 33 % нижчою за сучасну.

В районі Закарпаття за умови збільшення температури (на 1,3 і 2,2 °С) і суттєвого зменшення суми опадів в період цвітіння – достигання (на 39 %) , вологозабезпеченість посівів соняшнику може зменшиться з 0,54 до 0,45 і 0,44 відн.од. Під впливом зміни агрокліматичних умов вирощування соняшнику відбудеться і зміна його урожаю. Очікувані урожаї за кліматичним періодом зміни клімату *A2* наведені на рис. 7.14 і 7.15, а за періодом *A1B* – на рис.7.16 і 7.17.

Полісся. За реалізації сценарію *A2* за умов кліматичного сценарного періоду 2011–2030 рр. (рис. 7.14) на Поліссі очікується урожай соняшнику в межах 81–100 % від сучасного рівня. В умовах другого сценарного кліматичного періоду 2031–2050 рр. (рис. 7.15) може відбутись підвищення урожаю до 122–128 %. За умов реалізації кліматичного сценарію *A1B* в умовах першого кліматичного періоду урожай може становити 98 % сучасного рівня (рис. 7.16), а за умовами другого періоду можна очікувати збільшення урожаю насіння соняшнику на 105 – 111 % (рис. 7.17).

Лісостеп. В умовах першого кліматичного періоду (рис. 7.14) найбільшого урожаю можна очікувати у західному районі (145–150 %), значне зростання може бути і в центрі Лісостепу (127 –140 %), а на сході Лісостепу 87-100%. За умовами другого кліматичного періоду (рис. 7.15) в західному і центральному Лісостепу також очікується збільшення урожаю соняшнику, але на заході на 124–135 %, а в центральному районі на 111–120 %, у східному районі урожай може бути в межах 61–80 % від сучасного. У Західному Лісостепу, у випадку реалізації сценарію *A1B*, можна очікувати зростання урожаю на 125 % (рис. 7.16) і на 120 % (рис.7.17), в умовах Центрального Лісостепу можливе зменшення урожаю насіння соняшнику на 10 і 16 %, а на сході ще менше (на 36 і 21%).

Північний Степ. При реалізації кліматичного сценарію 2011-2030 рр. (рис. 7.14) найбільшого урожаю можна очікувати на Правобережжі (151 %), більшим від сучасного можливо буде урожай в Донецькому районі (138%), а в Лівобережному очікується урожай менший ніж сучасний (73%). За умов кліматичного сценарію 2031-2050 рр. (рис. 7.15) найбільший від сучасного урожай може бути на Правобережжі (131 %) та в Донецькому районі (128%), на Лівобережжі урожай соняшнику очікується значно нижчим (55%) за сучасний. За рахунок зміни агрокліматичних умов у разі реалізації сценарію *A1B* на Правобережжі очікуваний урожай буде незначно відрізнятися від сучасного, значні позитивні зміни відбудуться в Донецькому районі 118 % і 127%, на Лівобережжі очікуватиметься зменшення урожаю на 60 і 30 %.

Південний Степ. Аналіз зроблених розрахунків показує, що в обох сценаріях можуть скластися несприятливі умови для формування урожаю соняшнику (20% від сучасного) по всіх районах південного Степу.

Закарпаття. При реалізації сценарію *A2* (рис. 7.14–7.15) можуть скластися умови дуже сприятливі для формування урожаю соняшнику в Закарпатті (138–140 %). Якщо буде спостерігатись реалізація сценарію зміни клімату *A1B* (рис. 7.16–7.17), то за умовами обох кліматичних періодів урожай насіння соняшнику може становити 69 і 67% від сучасного.

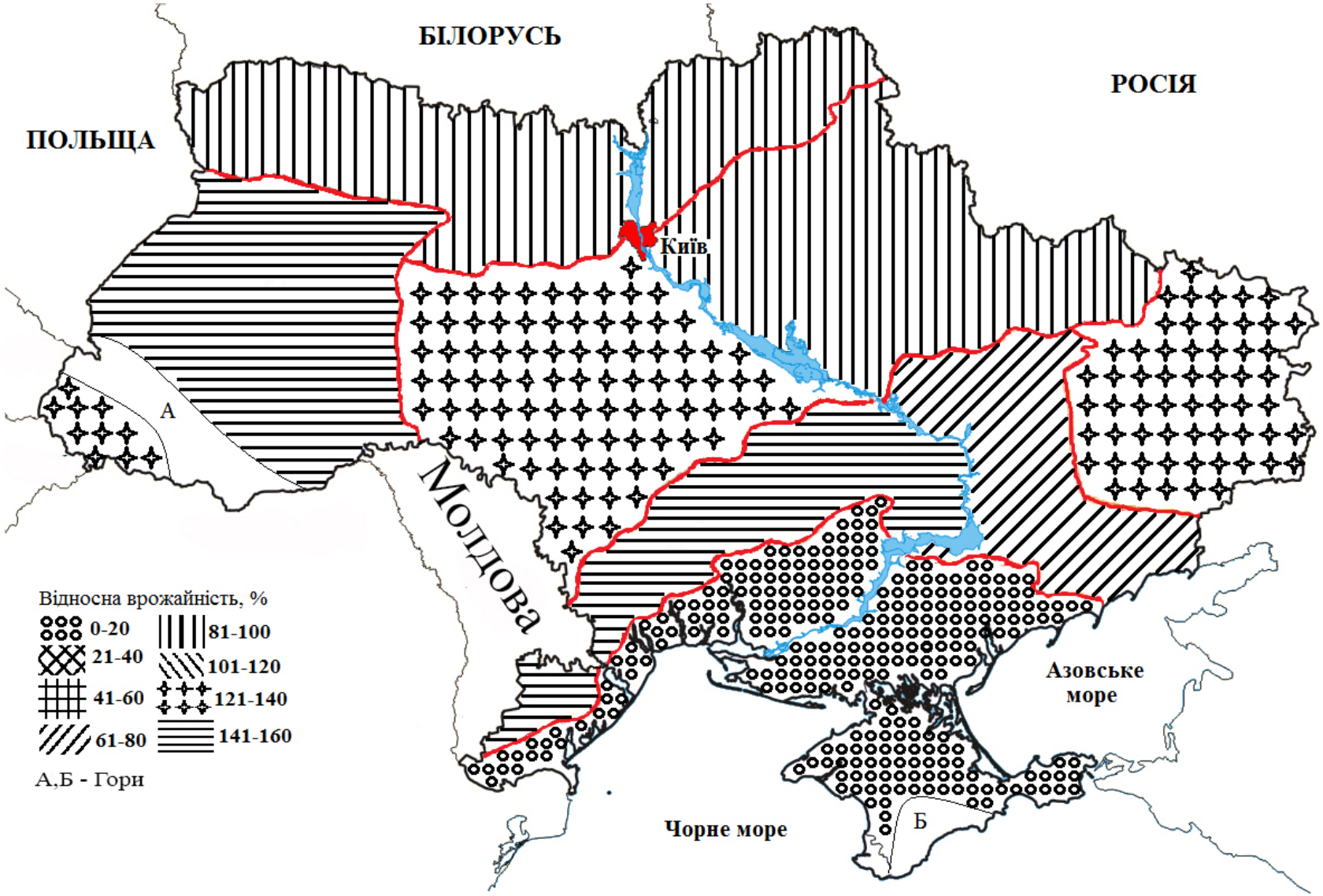


Рис. 7.14. Відносна урожайність (%) насіння соняшнику за кліматичним сценарієм *A2* за період 2011–2030 рр.

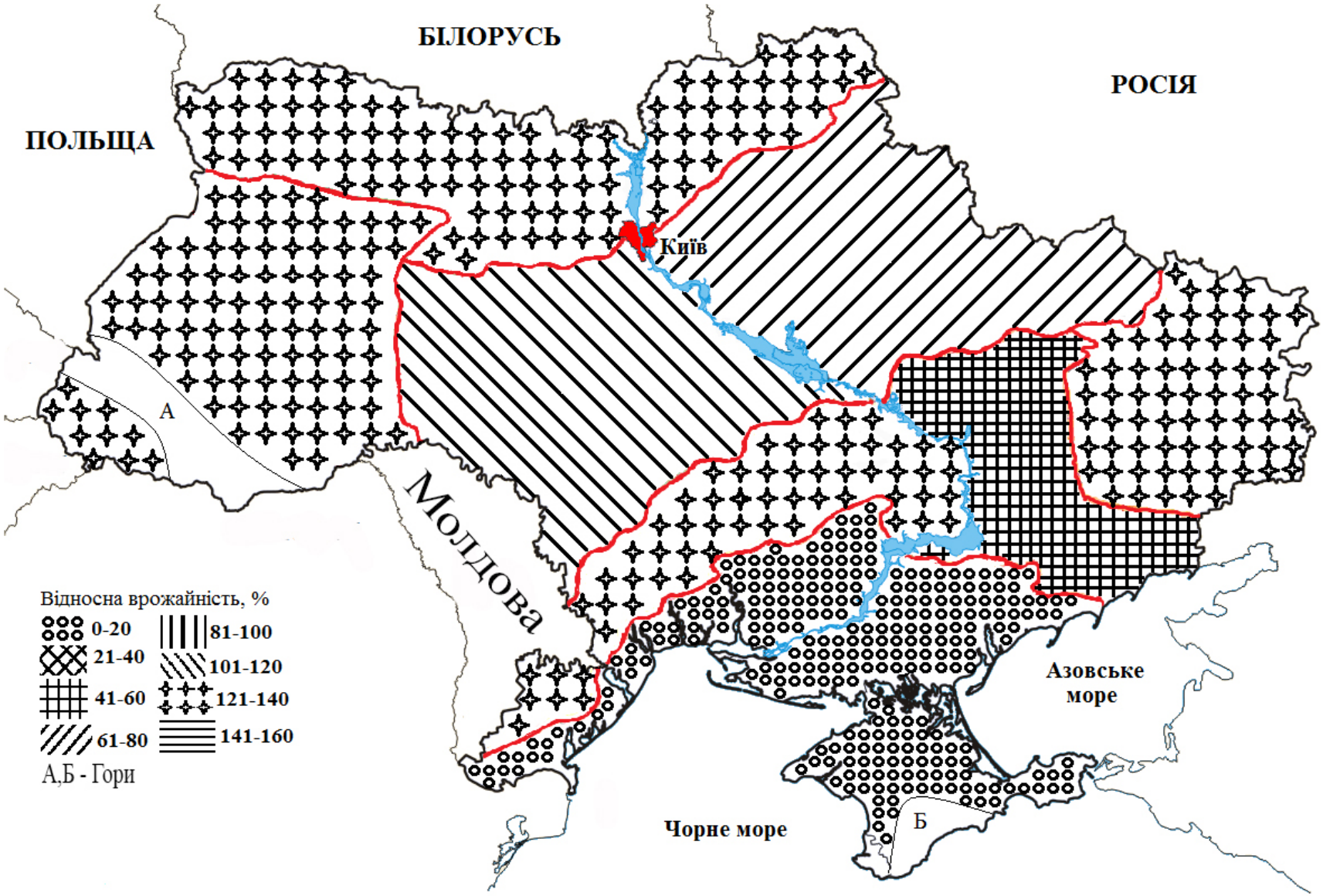


Рис. 7.15. Відносна урожайність (%) насіння соняшнику за кліматичним сценарієм *A2* за період 2031–2050 рр.

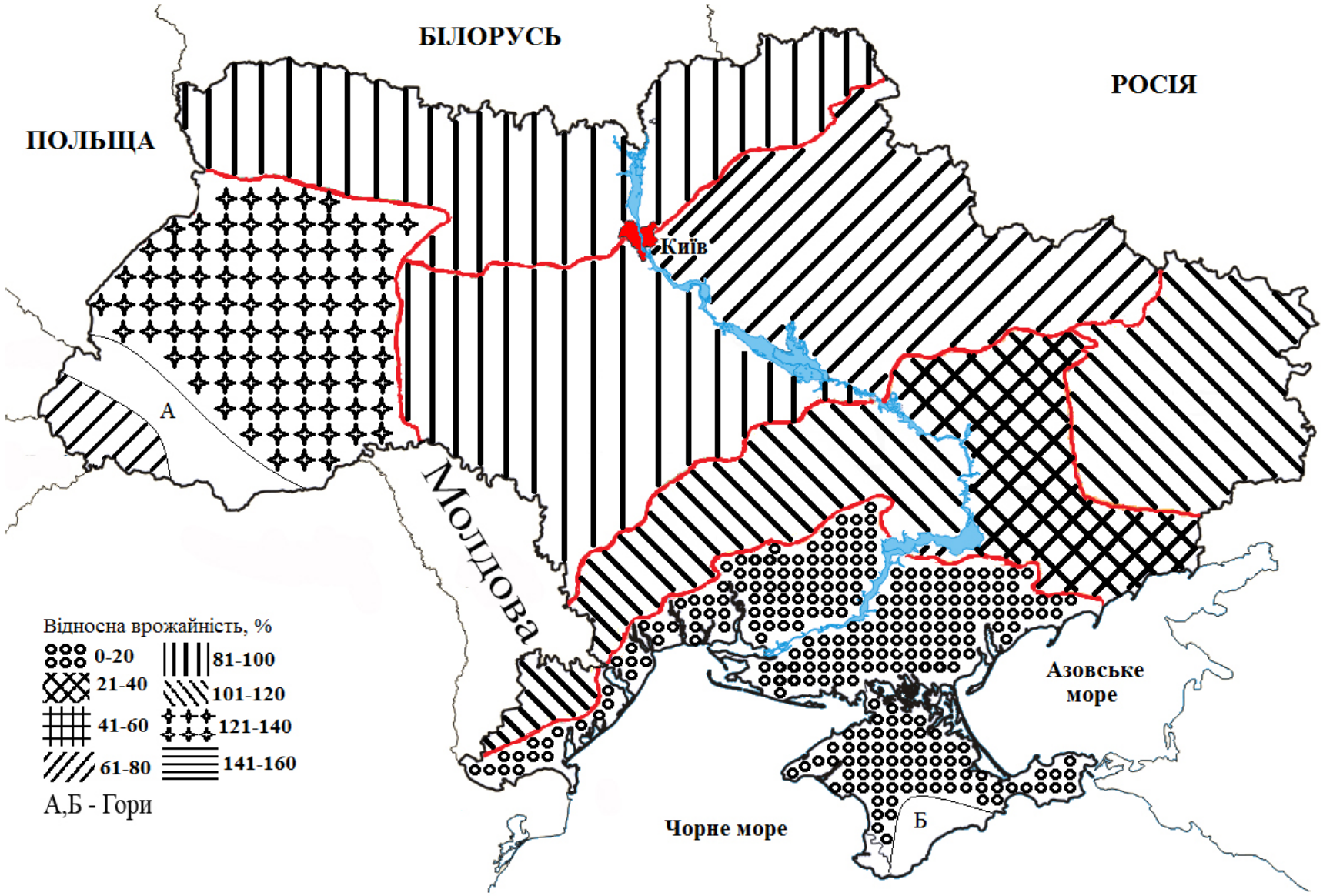
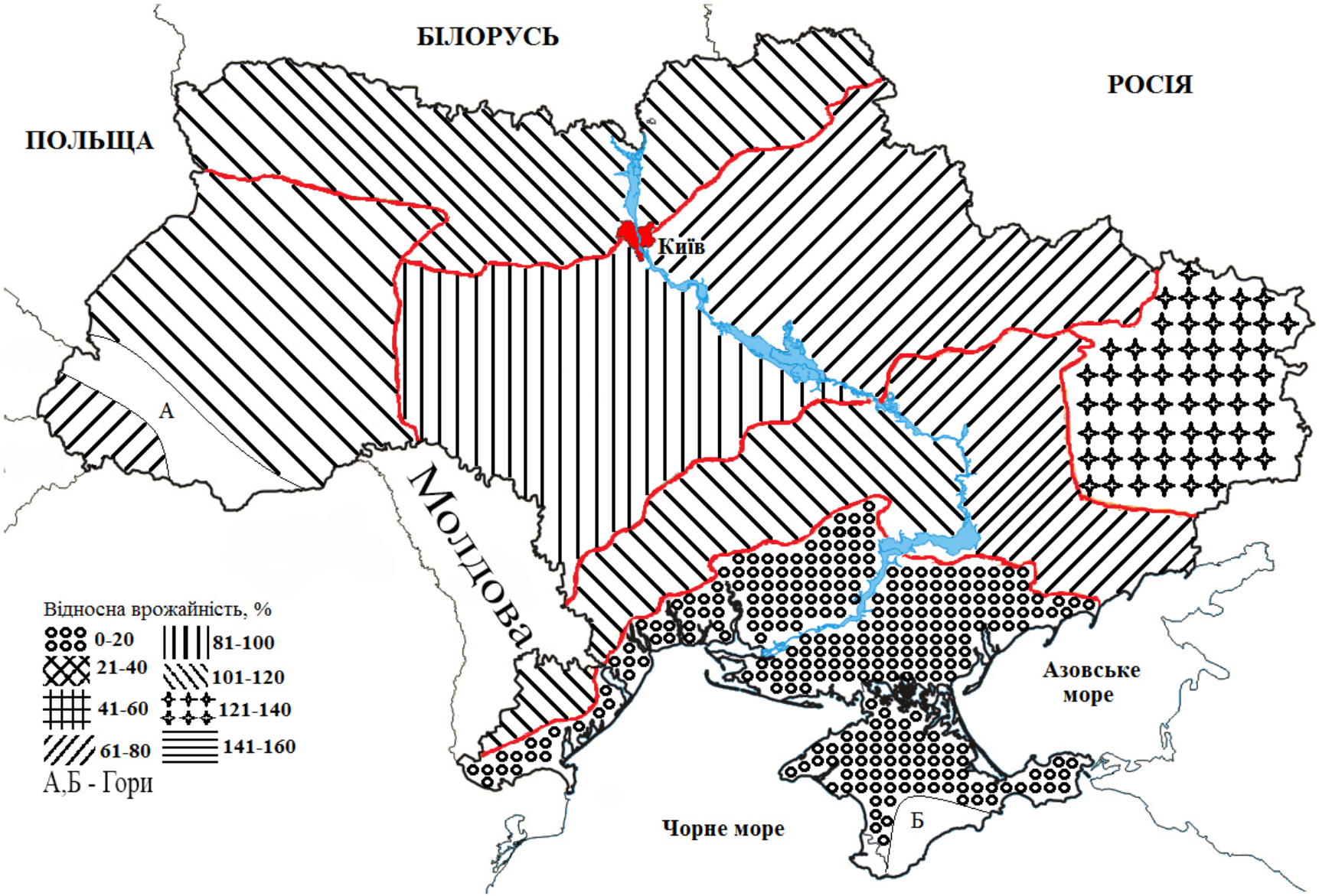


Рис. 7.16. Відносна урожайність (%) насіння соняшнику за кліматичним сценарієм *A1B* за період 2011–2030 рр.



s Рис. 7.17. Відносна урожайність (%) насіння соняшнику за кліматичним сценарієм *A1B* за період 2031–2050 рр.

Таким чином, водно-тепловий режим сценарію *A2* зумовить зростання вологозабезпеченості посівів соняшнику в районах Полісся, Закарпаття, Західного Лісостепу, Правобережжя, Північного Степу, а в районах Лівобережжя і Донецького району та Південного Степу – її зниження.

Кліматичні умови сценарію *A1B* призведуть до зниження вологозабезпеченності соняшнику в Західному Лісостепу, на Лівобережжі та в Донецькому районі Північного Степу, на Закарпатті, в Центральному Лісостепу в другому кліматичному періоді очікується значне зниження вологозабезпеченості, (на 33 – 35 %) у Південному Степу. В Поліссі, на правобережжі Північного Степу вологозабезпеченість очікується в межах сучасної. В Східному Лісостепу в першому сценарному періоді забезпеченість соняшнику вологою може бути на сучасному рівні, а в другому сценарному періоді може бути більшою за сучасну.

Отже зростання урожаю в порівнянні з сучасним при реалізації сценарію *A2* можливо очікувати в умовах першого сценарного періоду в Західному та Центральному Лісостепу, на правобережжі та в Донецькому районі Північного Степу і Закарпатті, а в умовах другого сценарного періоду – ще й на Поліссі. В Східному Лісостепу, на лівобережжі Північного Степу очікується урожай насіння соняшнику нижче за сучасний.

При умовах реалізації кліматичного сценарію *A1B* зростання урожаю може бути за умовами кліматичного періоду 2011–2030 рр. на заході Лісостепу, в Донецькому районі та на Правобережжі Північного Степу, в умовах сценарного кліматичного періоду 2031–2050 рр. зростання урожаю може бути й на Поліссі. В Закарпатті, Центральному та Східному Лісостепу, на Лівобережжі Північного Степу очікується зниження урожаю відносно сучасного. Очікується зниження урожаю соняшнику в Південному Степу за обома сценаріями.

7.8. ОЦІНКА ЗМІНИ АГРОКЛІМАТИЧНИХ УМОВ ВИРОЩУВАННЯ ЦУКРОВОГО БУРЯКУ В ЗВ'ЯЗКУ ЗІ ЗМІНОЮ КЛІМАТУ

Буряк – одно- та дворічна, перехреснозапильна трав'яниста рослина сімейства Маревих, овочева, а також кормова й цукроносна культура. Цукровий буряк є основною сировиною для цукрової промисловості в Україні. Він добре пристосовується до ґрунтово-кліматичних умов і висівається далеко за межами основної зони бурякосіяння.

Рослина волого- і світлолюбна, досить холодо- і засухостійка. Культуру вирощують в Україні в усіх землеробських районах, крім Криму.

Цукрові буряки історично пристосовані до районів з достатньо високою відносною вологістю повітря. Рослини погано розвиваються при відсутності опадів у березні і квітні. Період появи сходів повинен бути теплим з помірним дощем, перша половина літа – прохолодною і дощовою, а потім має переважати помірно-суха і тепла погода.

Вегетаційний період в залежності від сорту досягає 60–120 днів. Кожна насінина більшості сортів дає початок декільком проросткам, тому культура потребує своєчасного проріджування.

Агрокліматичні умови вирощування цукрового буряку при реалізації сценарію А2. Результати розрахунків за базовими та кліматичними сценарними даними наведені у табл. 7.24.

За даними 1986–2005 рр. (базовими), терміни сівби цукрового буряку майже співпадають з датами переходу температури повітря через 10 °С, і в залежності від зони вирощування культури коливаються від 20 квітня (Північний Степ та Західний Лісостеп) до 30 квітня (Східний Лісостеп).

Поява сходів цукрового буряку спостерігається при накопиченні суми активних температур близько 190 °С. Найраніше сходи з'являються також у Північному Степу та Західному Лісостепу (6 травня), а найпізніше – у Поліссі (15 травня).

За умов реалізації сценарію зміни клімату *А2* за перший сценарний період терміни сівби цукрового буряку змістяться на раніші строки. На території Східного Лісостепу сіяти культуру будуть 21 квітня, що на 9 днів раніше, ніж за багаторічними даними. У Поліссі та Степу сівба буде проводитись 18 та 14 квітня відповідно, що на 6 днів раніше в порівнянні з базовим періодом 1986–2005 рр. І лише у Західному Лісостепу терміни сівби майже не зміняться, сівбу тут проводитимуть 18 квітня, тобто на два дні раніше за базові строки. Відповідно змістяться і строки появи сходів: на 10 днів у Поліссі, на 6 днів у Степу та Східному Лісостепу і всього на один день – у Західному Лісостепу.

Аналізуючи результати досліджень за другий сценарний період, можна зробити такі висновки. Строки сівби на території Полісся та Західного Лісостепу в цьому випадку залишаться практично такими ж, як у перший період, тобто 18–19 квітня. Терміни появи сходів також майже не зміняться, і сходи будуть спостерігатись 4–5 травня. Відповідно і різниці між базовим і другим кліматичним періодами на цих територіях також не зміняться. На території Східного Лісостепу та Степу протягом другого кліматичного періоду буде спостерігатися подальше зміщення строків посіву в бік раніших термінів. У Східному Лісостепу сівба буде проводитись 19 квітня, що на 11 днів раніше за базові строки, у Степу – 5 квітня, відповідно раніше на 15 днів. У більш ранні строки будуть спостерігатися й сходи. Так, у Східному Лісостепу сходи з'являтимуться 5 травня (на 9 днів раніше за базові значення), а у Степу – 23 квітня (майже на два тижні раніше).

Таблиця 7. 24. Порівняльна оцінка агрокліматичних умов вегетаційного періоду цукрового буряку за кліматичним сценарієм *A2*

Період	Дата		Сума активних температур за вегетаційний період, °С	Середня температура за вегетаційний період, °С	Сума опадів		Сумарне випаровування, мм	Випаровуваність, мм	Вологозабезпеченість, %
	сівба	сходи			сума опадів, мм	у відсотках від кліматичної норми			
Полісся									
1986–2005 рр.	24.04	15.05	2615	15,5	345	100	337	554	61
2011–2030 рр.	18.04	05.05	2550	15,5	403	117	369	511	72
Різниця	-6	-10	-65	0	58	17	32	-43	11
2031–2050 рр.	19.04	05.05	2610	15,9	418	121	378	522	72
Різниця	-5	-10	-5	0,4	73	21	41	-32	11
Західний Лісостеп									
1986–2005 рр.	20.04	06.05	2725	16,6	360	100	375	606	62
2011–2030 рр.	18.04	05.05	2575	15,6	373	104	375	651	58
Різниця	-2	-1	-150	-1,0	13	4	0	-89	-4
2031–2050 рр.	18.04	04.05	2635	16,1	356	99	367	564	65
Різниця	-2	-2	-90	-0,5	-4	-1	-8	-42	3
Східний Лісостеп									
1986–2005 рр.	30.04	14.05	2710	16,6	306	100	310	600	52
2011–2030 рр.	21.04	08.05	2530	15,7	361	118	360	573	63
Різниця	-9	-6	-180	-0,9	55	18	50	-27	11
2031–2050 рр.	19.04	05.05	2605	15,9	393	128	348	525	66
Різниця	-11	-9	-105	-0,7	87	28	38	-75	14
Північний Степ									
1986–2005 рр.	20.04	06.05	2865	17,6	292	100	329	631	52
2011–2030 рр.	14.04	01.05	2745	16,7	284	97	320	596	54
Різниця	-6	-6	-120	-0,9	-18	-3	-9	-35	2
2031-2050 рр.	05.04	23.04	2835	16,9	297	102	340	630	54
Різниця	-15	-13	-30	-0,7	5	2	11	-1	2

Цукровий буряк – культура, яка може вегетувати до кінця вересня, а в окремі роки (за умов відсутності сильних дощів або заморозків) – й до кінця жовтня. У цей час активного росту маси коренеплоду вже не спостерігається, але суха, ясна та сонячна погода сприяє накопиченню цукру у коренеплоді. Тому за умов реалізації сценарію зміни клімату протягом обох сценарних періодів тривалість вегетаційного періоду цукрового буряку суттєво не зміниться, і згідно з біологічними особливостями культури, буде складати не менше 15 декад, починаючи з дати сходів.

Порівняння сум температур за вегетаційний період цукрового буряку в умовах зміни клімату з таким же показником в базовий період показує, що ці суми зменшаться за рахунок зміщення початку вегетації на більш ранні терміни. Причому, зменшення сум активних температур у перший кліматичний період буде більш суттєвим, ніж у другий. Так, у Східному Лісостепу суми температур у 2011–2030 рр. будуть на 180 °С менші, ніж у базовий період, тоді як у другий сценарний період 2031–2050 рр. ця різниця складатиме 105 °С.

У Західному Лісостепу суми температур у 2011–2030 рр. будуть на 150 °С менші, ніж у базовий період, тоді як у другий сценарний період ця різниця складатиме лише 90 °С. У Степу різниця сум температур базового та сценарних періодів складатиме відповідно 120 та 30 °С.

Найменш суттєво вплинуть зміни клімату на температурні умови Полісся. Тут суми температур за вегетаційний період у 2011–2030 рр. будуть лише на 65 °С менші, ніж у базовий період, а протягом другого кліматичного періоду вони практично не зміняться і будуть дорівнювати базовим.

Аналізуючи середню за вегетаційний період температуру за обидва сценарних періоди, можна сказати, що за умов зміни клімату вегетація цукрового буряку на більшості території дослідження буде проходити при несуттєвому зниженні температурного режиму, тобто в більш сприятливих умовах для формування бурячиння та коренеплодів. Дещо прохолоднішим буде вегетаційний період в 2011–2030 рр. (його середня температура буде на 0,9–1,0 °С нижче базових умов). Середня температура вегетаційного періоду в другий розрахунковий період буде на 0,5–0,7 °С нижче кліматичної норми.

Виняток становить лише територія Полісся, де середня температура за вегетацію цукрового буряку в умовах зміни клімату не лише не зміниться у 2011–2031 рр. у порівнянні з базовим періодом, але й виросте на 0,4 °С за умов другого сценарного періоду.

В цілому можна сказати, що за реалізації сценарію *A2* температурні умови вегетаційного періоду цукрового буряку на всій бурякосійній території України суттєво не зміняться і залишаться вельми сприятливими для вирощування цієї важливої сільськогосподарської культури.

Для оцінки вологозабезпеченості вегетаційного періоду цукрового буряку аналізувались такі ж періоди, як і для теплозабезпеченості. При цьому розглядались такі показники: сума опадів за період в абсолютних одиницях та у відсотках від середньобагаторічної кількості (кліматичної норми), сумарне випаровування, випаровуваність та вологозабезпеченість. Результати розрахунків також наведені у табл. 7.24.

У відповідності до кліматичного сценарію у режимі опадів відбудуться суттєві зміни. Кількість опадів за вегетаційний період за сценарними даними суттєво збільшиться на території Полісся та Східного Лісостепу, причому, більше опадів очікується у другий кліматичний період. Так, у Поліссі та Східному Лісостепу в період 2011–2030 рр. кількість опадів буде на 17–18 % більше у порівнянні з базовими даними, а у 2031–2050 рр. вона зросте на 21–28 % у порівнянні з базовими значеннями. На решті досліджуваної території кількість опадів буде менш стабільною. Так, збільшення кількості опадів очікується і на території Західного Лісостепу у перший кліматичний період і на території Степу протягом другого кліматичного періоду. Однак це збільшення буде вкрай несуттєве (відповідно 4 та 2 %). Зменшення кількості опадів також очікується і на території Західного Лісостепу у другий кліматичний період і на території Степу протягом першого кліматичного періоду. Однак це зменшення буде також вкрай несуттєвим (відповідно 1 та 3 %). Таким чином, можна зробити висновок, що у Західному Лісостепу та Степу режим опадів згідно із сценарієм *A2* практично не зміниться в порівнянні з кліматичною нормою – базовим періодом.

Величина сумарного випаровування на території Полісся та Східного Лісостепу збільшиться. На території Полісся, де за середніми багаторічними її величина складає 337 мм, то за умов реалізації сценарію вона зросте до 369 мм у перший сценарний період і до 378 мм – у другий, тобто буде відповідно на 32 та 41 мм більше. На території Східного Лісостепу, де за базовими умовами її величина складає 310 мм, за умов реалізації сценарію вона зросте до 360 мм у перший період, тобто буде на 50 мм більше. У другий період також очікується зростання величини сумарного випаровування, але воно буде трохи менше – 348 мм, тобто на 38 мм менше за базові значення.

На території Західного Лісостепу величина сумарного випаровування складає 375 мм і практично не зміниться за кліматичними сценаріями. А на території Степу для першого кліматичного періоду ця величина дещо зменшиться у порівнянні з базовим періодом (320 мм проти 329 мм). Але у другий період очікується зростання сумарного випаровування до значення 340 мм, що на 11 мм більше за базове значення.

Величина випаровуваності за умов реалізації сценарію *A2* зменшиться по всій досліджуваній території, що свідчить про деяке зменшення посушливості впродовж вегетації цукрового буряку, що буде зумовлено

перш за все зміщенням строків посіву в бік більш ранніх термінів. Найбільші зміни очікуються на території Західного Лісостепу, тут різниця між базовим та сценарними варіантами складе від 89 мм до 42 мм відповідно. Дещо менше ця різниця буде у Східному Лісостепу – 27 та 75 мм відповідно.

У перший кліматичний період випаровуваність у Степу також зменшиться і буде досягати 569 мм, що на 35 мм менше за базові умови. Але у другий кліматичний період у Степу величина випаровуваності майже не зміниться (різниця між базовим і сценарним варіантами складатиме лише 1 мм).

Одним з основних показників, що характеризують умови зволоження вегетаційного періоду будь-якої сільськогосподарської культури, є вологозабезпеченість, тобто відношення величини сумарного випаровування до величини випаровуваності.

Величина вологозабезпеченості за базовими даними складає: у Поліссі – 61 %, західному Лісостепу – 62%, східному Лісостепу – 52 % та в Степу – 52 %. За умов зміни клімату у перший кліматичний період ці величини складатимуть 72, 58, 63 та 54 % відповідно. За умов зміни клімату в другий кліматичний період ці величини складатимуть 72, 65, 66 та 54 % відповідно. При порівнянні величин вологозабезпеченості, розрахованих за базовим та за кліматичними варіантами, можна зробити висновок, що на території Полісся та Східного Лісостепу умови зволоження вегетаційного періоду значно покращаться і вологозабезпеченість зростє на 11–14 %. Лише на території Степу вони залишаться майже незмінними (різниця між сценарним та базовим варіантом складає 2 %).

Таким чином, можна зробити висновок, що за умов реалізації сценарію зміни клімату *А2* умови вегетації цукрового буряку в Україні покращаться. Вегетація проходитиме на фоні дещо знижених температур повітря та покращення умов зволоження.

Агрокліматичні умови вирощування цукрового буряку при реалізації сценарію А1В. Результати розрахунків за базовими та кліматичними даним наведені у табл. 7.25.

Терміни сівби цукрового буряку майже співпадають з датами переходу температури повітря через 10 °С і в залежності від зони вирощування культури коливаються від 20 квітня (Степ та Західний Лісостеп) до 30 квітня (Східний Лісостеп). Поява сходів цукрового буряку, як показали наші розрахунки, спостерігається при накопиченні суми активних температур близько 190 °С.

Найраніше сходи з’являються також у Степу та Західному Лісостепу (6 травня), а найпізніше – у Поліссі (15 травня).

За умов реалізації сценарію зміни клімату *А1В* за перший сценарний період терміни сівби цукрового буряку змістяться на більш ранні строки. На території Східного Лісостепу сіяти культуру будуть 23 квітня, що на 7

днів раніше, ніж за середньобагаторічними. У Поліссі та Степу сівба буде проводитись 16 та 12 квітня відповідно, що на 8 днів раніше у порівнянні з базовим періодом. У Західному Лісостепу терміни сівби також зміняться – сівбу тут проводитимуть 14 квітня, тобто на 6 днів раніше за базові строки. Відповідно змістяться і строки появи сходів: на 11 днів у Поліссі, на 7 днів у Степу та на 4 дні у Лісостепу.

Аналізуючи результати досліджень за другий сценарний період, можна зробити такі висновки. Сівба на всій території дослідження у порівнянні з базовими умовами ще більше зсунеться на більш ранні строки: у Поліссі на 11 днів, у Західному Лісостепу на 8 днів. Терміни появи сходів на цій території також суттєво зміняться, і сходи будуть спостерігатись 29–30 квітня, тобто на один – два тижні раніше за базовий період.

На території Східного Лісостепу та Степу протягом другого кліматичного періоду буде також спостерігатися подальше зміщення строків посіву в бік більш ранніх термінів. У Східному Лісостепу сівба буде проводитись 14 квітня, що на 16 днів раніше від базових строків, у Степу – 9 квітня, відповідно раніше на 11 днів. У більш ранні строки будуть спостерігатися і сходи. Так, у Східному Лісостепу сходи з'являтимуться 1 травня (на два тижні раніше), а у Степу – 25 квітня, що на 11 днів раніше за базові значення.

Порівняння сум температур за вегетаційний період цукрового буряку в умовах зміни клімату за сценарієм *A1B* з таким же показником в базовий період показує, що ці суми зростуть, не дивлячись на зміщення початку вегетації на більш ранні терміни. Температурний фон у цьому випадку буде дещо вище, і за вегетаційний період цукрового буряку (умовно він складатиме 150 днів після сходів) будуть накопичуватись більші суми температур. Причому, збільшення сум активних температур у перший кліматичний період буде менш суттєвим, ніж у другий. Так, у Східному Лісостепу суми температур у 2011–2030 рр. будуть на 140 °С більше, ніж у базовий період, тоді як у період 2031–2050 рр. ця різниця складатиме 166 °С.

Таблиця 7. 25. Порівняльна оцінка агрокліматичних умов вегетаційного періоду цукрового буряку за кліматичним сценарієм *A1B*

Період	Дата		Сума активних температур за вегетаційний період, °С	Середня температура за вегетаційний період, °С	Сума опадів		Сумарне випаровування, мм	Випаровуваність, мм	Вологозабезпеченість, %
	сівба	сходи			сума опадів, мм	у відсотках від кліматичної норми			
Полісся									
1986–2005 рр.	24.04	15.05	2615	15,5	345	100	337	554	61
2011–2030 рр.	16.04	04.05	2740	16,3	370	107	372	577	64
Різниця	-8	-11	125	0,8	25	7	35	23	3
2031–2050 рр.	13.04	30.04	2733	17,0	367	106	377	620	61
Різниця	-11	-15	118	1,5	22	6	40	66	0
Західний Лісостеп									
1986–2005 рр.	20.04	06.05	2725	16,6	360	100	375	606	62
2011–2030 рр.	14.04	02.05	2744	17,0	333	93	381	615	62
Різниця	-6	-4	19	0,4	-27	-7	6	9	0
2031–2050 рр.	12.04	29.04	2824	17,5	339	94	381	641	59
Різниця	-8	-7	99	0,9	-21	-6	6	35	-3
Східний Лісостеп									
1986–2005 рр.	30.04	14.05	2710	16,6	306	100	310	600	52
2011–2030 рр.	23.04	10.05	2850	17,1	320	105	334	625	53
Різниця	-7	-4	140	0,5	14	5	24	25	1
2031–2050 рр.	14.04	01.05	2876	17,2	360	118	362	647	56
Різниця	-16	-14	166	0,1	54	18	52	47	4
Північний Степ									
1986–2005 рр.	20.04	06.05	2865	17,6	292	100	329	631	52
2011–2030 рр.	12.04	29.04	2959	18,4	258	88	331	660	50
Різниця	-8	-7	94	0,8	-34	-12	-2	29	-2
2031-2050 рр.	9.04	25.04	3169	19,3	255	87	330	689	48
Різниця	-11	-11	304	1,7	-37	-13	1	58	-4

У Західному Лісостепу суми температур за період 2011–2030 рр. будуть лише на 19 °С більше, ніж у базовий період, тоді як у другий період ця різниця складатиме вже 99 °С. У Степу різниця сум температур базового та сценарних періодів буде найбільшою і складатиме відповідно 94 та 304 °С.

У Поліссі суми температур за вегетаційний період протягом обох сценарних періодів будуть практично однаковими, на 118–125 °С більше, ніж у базовий період.

Аналізуючи середню за вегетаційний період температуру за обидва сценарних періоди, можна сказати, що за умов зміни клімату вегетація цукрового буряку на більшості території дослідження буде проходити при несуттєвому підвищенні температурного режиму. Середня температура вегетаційного періоду в 2011–2030 рр. буде на 0,4–0,8 °С вище від базових значень, а в період 2031–2050 рр. буде вище на 0,1–1,7 °С.

В цілому можна сказати, що при реалізації сценарію *A1B* температурні умови вегетаційного періоду цукрового буряку на всій бурякосійній території України залишаться вельми сприятливим для вирощування цієї важливої сільськогосподарської культури.

Результати оцінки вологозабезпеченості вегетаційного періоду цукрового буряку наведені у табл. 7.25. У відповідності до кліматичного сценарію в режимі опадів відбудуться суттєві зміни. Кількість опадів за вегетаційний період за сценарними даними збільшиться на території Полісся та Східного Лісостепу. Так, у Поліссі та Східному Лісостепу в період 2011–2030 рр. кількість опадів буде на 5–7 % більше в порівнянні з базовими даними, а в період 2031–2050 рр. вона зросте на 6–18 %.

На решті досліджуваної території кількість опадів буде зменшуватись. Так, зменшення кількості опадів у перший кліматичний період на території Західного Лісостепу і на території Степу буде досягати 7–12 % від базового значення, а протягом другого кліматичного періоду відповідно 6 та 13 % Таким чином, найбільш суттєве зменшення кількості опадів за умов реалізації сценарію *A1B* очікується у Степу України.

Величина сумарного випаровування на території Полісся та Східного Лісостепу збільшиться. На території Полісся сумарне випаровування складає 337 мм, за сценарними розрахунками вона зросте до 372–377 мм тобто буде відповідно на 35 та 40 мм більше. На території Східного Лісостепу сумарне випаровування складає 310 мм, за умов реалізації сценарію вона зросте до 334 мм у перший період, тобто буде на 24 мм більше. У другий сценарний період також очікується зростання величини сумарного випаровування, і воно буде дещо більше – 362 мм, тобто на 52 мм більше за базові значення.

На території Західного Лісостепу та Степу величина сумарного випаровування складатиме 375 та 329 мм відповідно і практично не зміниться в порівнянні з даними за базовий період.

Величина випаровуваності за умов реалізації сценарію збільшиться по всій досліджуваній території, що свідчить про деяке збільшення посушливості впродовж вегетації цукрового буряку, що буде зумовлено перш за все зменшенням кількості опадів. Найменші зміни очікуються на території Західного Лісостепу, тут різниця між базовим та сценарними варіантами складе від 9 до 35 мм відповідно. Дещо більша ця різниця буде у Східному Лісостепу (відповідно 25 і 47 мм) і у Поліссі (відповідно 23 і 66 мм).

У перший кліматичний період випаровуваність у Степу також збільшиться і буде досягати 660 мм, що на 29 мм більше за базові умови. У другий кліматичний період в Степу величина випаровуваності збільшиться більш суттєво (різниця між базовим і сценарним варіантами складає 58 мм).

Одним з основних показників, що характеризують умови зволоження вегетаційного періоду будь-якої сільськогосподарської культури, є вологозабезпеченість, тобто відношення величини сумарного випаровування до величини випаровуваності.

Величина вологозабезпеченості за середніми багаторічними даними складає: у Поліссі – 61 %, Західному Лісостепу – 62 %, Східному Лісостепу – 52 % та в Степу – 52 %. За умов зміни клімату у перший кліматичний період ці величини складатимуть відповідно 64, 62, 53 та 50 % . За умов зміни клімату у другий розрахунковий сценарний період ці величини складатимуть відповідно 61, 59, 56 та 48 % .

При порівнянні величин вологозабезпеченості, розрахованих за кліматичними сценаріями, з базовими, можна зробити висновок, що на території Полісся та Східного Лісостепу умови зволоження вегетаційного періоду незначно покращаться і значення вологозабезпеченості зростуть на 1–4 %. На території Степу та Західного Лісостепу вони трохи зменшаться, різниця величин вологозабезпеченості між сценарними та базовим періодами складатиме 2–4 %.

Таким чином, можна зробити висновок, що за умов реалізації сценарію зміни клімату А1В умови вегетації цукрового буряку в Україні суттєво не змінятися, але вегетація проходитиме на фоні дещо підвищених температур повітря, зменшення кількості опадів та погіршення умов зволоження в Степу.

Значні зміни агрокліматичних умов вирощування цукрового буряку в Україні у зв'язку з очікуваними змінами глобального та регіонального клімату призведуть до зміни в першу чергу умов тепло- та вологозабезпеченості, а також світлового режиму протягом вегетаційного періоду. Такі умови вирощування зумовлять значну зміну показників фотосинтетичної діяльності посівів цукрового буряку: різко зміниться динаміка формування площі листкової поверхні та величини

фотосинтетичного потенціалу, чистої продуктивності фотосинтезу та приростів біомаси посівів.

Зміна цих складових формування урожаю призведе до значної зміни рівнів очікуваних за сценарієм *А2* урожаїв цукрового буряку як за абсолютною величиною, так і по відношенню до сучасного рівня урожайності (рис. 7.18 та 7.19).

Полісся. При реалізації сценарію зміни клімату в перший сценарний період на всій території Полісся буде очікуватись збільшення урожайності. Найбільшим воно очікується у Чернігівській та Рівненській областях (до 154 та 125 % відповідно). На решті території збільшення урожайності очікується у межах 107–115 %. При реалізації сценарію зміни клімату в другий сценарний період на всій території Полісся також буде очікуватись збільшення урожайності. Найбільшим воно очікується у Чернігівській області – до 125 %. На решті території збільшення урожайності очікується у межах 103–110 %.

Західний Лісостеп. При реалізації сценарію у перший період складуться умови, які будуть сприятливі для формування урожайності цукрового буряку в Західному Лісостепу. Агрокліматичні умови вирощування культури зумовлять зростання урожайності до 107–137 % від сучасного рівня у Львівській, Тернопільській, Хмельницькій та Вінницькій областях. Дещо меншим буде зростання урожайності у другий сценарний період. У Хмельницькій області воно становитиме 116 % від сучасного рівня, у Тернопільській – 110 %.

Рис. 7.18. Очікуваний урожай цукрового буряку (у % від базового) за кліматичним сценарієм А2 за період 2011–2030 рр.

Рис. 7.19. Очікуваний урожай цукрового буряку (в % від базового) за кліматичним сценарієм *А2* в період 2031–2050 рр.

У Вінницькій області зростання урожайності буде незначним і досягатиме 102 % від сучасного рівня. Лише у Львівській області очікувана урожайність у другий сценарний період незначно знизиться і досягне 98 % від базового рівня.

Східний Лісостеп. Протягом першого сценарного періоду на території Сумської області буде спостерігатися дуже суттєве збільшення урожайності до 161 % від базового рівня. У Черкаській та Харківській областях зростання урожайності буде незначним і досягатиме 102 % від сучасного рівня. Лише у Київській області очікувана урожайність буде нижче за базову і складатиме 93 %. Протягом другого сценарного періоду майже на всій території Східного Лісостепу умови будуть менш сприятливими для вирощування цукрового буряку і урожаї очікуються нижча від базового рівня у всіх областях (від 75 % у Полтавській області до 91 % у Черкаській). Лише на території Сумської області буде спостерігатися досить суттєве збільшення урожайності до 127 % від базового рівня.

Степ. При реалізації кліматичного сценарію *А2* лише на території північного Степу (Кіровоградської області) складуться умови, які будуть найбільш сприятливі для формування урожайності цукрового буряку в Степу. Тут урожай збільшиться у перший кліматичний період до 115 %, а у другий – до 116 % у порівнянні з базовим. На більшості ж бурякосійної території Степу України (у Дніпропетровській, Одеській та Миколаївській

областях) очікується істотне зниження урожайності цукрового буряку у зв'язку з погіршенням умов вологозабезпеченості посівів. Урожайність, як видно з рис. 7.18 та 7.19, становитиме лише 17–69 % від сучасного рівня, тому можна з упевненістю сказати, що за умов реалізації сценарію зміни клімату *A2* цукровий буряк на території Степу України вирощувати не рекомендується.

На рис. 7.20 та 7.21 наведені карти-схеми очікуваних урожаїв цукрового буряку за кліматичним сценарієм *A1B* у періоди 2011–2030 рр. та 2031–2050 рр. у відсотках від базової урожайності.

Полісся. При реалізації сценарію зміни клімату в перший сценарний період на всій території Полісся буде очікуватись зменшення урожайності. Найбільш суттєвим воно очікується у Чернігівській області (до 86 % від базових значень). На решті території зменшення урожайності очікується у межах до 96–97 %.

При реалізації сценарію зміни клімату в другий сценарний період на більшості території Полісся очікується збільшення урожайності. Найбільшим воно очікується у Чернігівській області (до 140 %). На решті території збільшення урожайності очікується у межах 103–109 %. Лише у Рівненській області буде спостерігатись подальше падіння урожайності до 93 % від базових значень.

Рис. 7.20. Очікуваний урожай цукрового буряку (в % від базового) за кліматичним сценарієм *A1B* в період 2011–2030 рр.

Рис. 7.21. Очікуваний урожай цукрового буряку (в % від базового) за кліматичним сценарієм *A1B* в період 2031–2050 рр.

Лісостеп. При реалізації сценарію у перший період складуться умови, які будуть несприятливими для формування урожайності цукрового буряку в усіх областях Лісостепу України. Агрокліматичні умови вирощування культури спричинять падіння урожайності до 98 % від сучасного рівня у Хмельницькій та до 93 % у Вінницькій областях. Дещо більшим буде падіння урожаїв у Львівській, Сумській та Полтавській областях – до 83, 79 та 74 % відповідно. Ще більші втрати урожаїв очікуються у Київській, Черкаській та Харківській областях, де очікувані урожаї будуть складати відповідно 72, 63 та 60 % від базових значень.

Дещо кращими будуть очікувані умови другого сценарного періоду для території Лісостепу України. На більшості території Західного Лісостепу – в Львівській, Вінницькій, Тернопільській та Хмельницькій областях урожаї дещо збільшаться (до 104–108 % від базового рівня) або залишаться на рівні базових значень, тобто не зменшаться. Виняток становить Київська область, на території якої урожаї дещо збільшаться у порівнянні з першим сценарним періодом, але залишаться на рівні лише 89 % від базових.

Стосовно території Східного Лісостепу України можна зробити висновок, що очікувані протягом другого сценарного періоду умови будуть більш сприятливими для вирощування цукрового буряку і на більшості території спричинять зростання урожайності. Найбільш сприятливі умови слід очікувати у Полтавській області, де урожай збільшиться до 116 % від базового рівня. До 113 % зросте урожай у

Харківській області, до 102 % – у Сумській. Винятком на території східного Лісостепу буде лише Черкаська область де за умов зміни клімату відбудеться зменшення урожайності до 67 % від базового рівня.

Степ. При реалізації кліматичного сценарію *A1B* (як і за умов реалізації сценарію *A2*) лише на території Північного Степу (Кіровоградська область) очікуються умови, які будуть найбільш сприятливі для формування урожайності цукрового буряку в Степу. Тут урожай збільшиться у перший кліматичний період до 109 %, а у другий – до 101 % у порівнянні з базовим. На більшості ж бурякосійної території Степу України (у Дніпропетровській, Одеській та Миколаївській областях) очікується істотне зниження урожайності цукрового буряку в зв'язку з погіршенням умов вологозабезпеченості посівів. Урожайність, як видно з даних рис. 7.20 та 7.21, становитиме лише 5–38 % від сучасного рівня, тому можна з упевненістю сказати, що і за умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* цукровий буряк на території Степу України вирощувати не рекомендується.

7.9. ОЦІНКА ПРОДУЦІЙНОГО ПРОЦЕСУ КАРТОПЛІ В УМОВАХ ЗМІНИ КЛІМАТУ

і

Картопля належить до числа найважливіших сільськогосподарських культур різнобічного використання і вирощується майже у всіх районах нашої країни, основні площі її зосереджені у Поліссі та Лісостепу.

Картопля – багаторічна, трав'яниста, бульбоносна рослина, але в природі обробляється як однорічна рослина, тому що життєвий цикл, починаючи з проростання бульби і кінчаючи утворенням і формуванням зрілих бульб, проходить на один вегетаційний період.

За умов реалізації сценарію зміни клімату A2, терміни садіння картоплі змістяться в перший сценарний період на більш ранні строки: в Поліссі на 16 днів, в Лісостепу і Степу на 5–6 днів в порівнянні з базовим кліматичним періодом. Терміни садіння картоплі в другий сценарний період майже на зміняться в порівнянні з базовим періодом і лише в Степу очікується на 6 днів раніше. Відповідно змістяться і строки появи сходів, а також і поява наступних фаз розвитку.

В Поліссі сходи картоплі за базовими даними 1986 – 2005 рр. спостерігалися 29.V, а за перший сценарний період 11.V, що на 18 днів раніше, а за другий сценарний період сходи картоплі спостерігались 27.V. що на 2 дня раніше в порівнянні з базовим кліматичним періодом. В'янення бадилля спостерігалося 10.VIII, а за перший сценарний період 25.VII, що на 16 днів раніше, за другий сценарний період в'янення бадилля

спостерігалось 4.VIII, що на 6 днів раніше в порівнянні з базовим кліматичним періодом.

У Лісостепу сходи картоплі спостерігалися 26.V, а за перший сценарний період 21.V, що на 5 днів раніше, а за другий сценарний період всього на 1 день раніше в порівнянні з базовим кліматичним періодом В'янення бадилля спостерігалося 8 – 9.VIII, за розрахунками обох сценарних періодів воно наставатиме на 4 дні пізніше в порівнянні з середніми багаторічними і тільки у Східному Лісостепу за даними першого сценарного періоду в'янення бадилля наставатиме на 17 днів пізніше базового періоду.

В Степу сходи картоплі за базовими даними 1986 – 2005 рр. спостерігалися 22.V, за розрахунками в обидва сценарних періоди сходи очікуватимуться 11 – 12.V, що на 10 – 11 днів раніше в порівнянні з базовим кліматичним періодом. В'янення бадилля спостерігалося 28.VII, за обома сценарними періодами наставатиме 24 – 26.VII.

Тривалість вегетаційного періоду картоплі в Поліссі та Лісостепу за середніми багаторічними даними складає 73 – 74 дні, а за розрахунками сценарних періодів складатиме 82 – 86 днів, що на 9 – 12 днів більше в порівнянні з базовим періодом.

У Степу тривалість вегетаційного періоду за базовими даними склала 67 днів, а за обидва сценарних періоди склала 73 – 76 днів, що на 6 – 9 днів більше в порівнянні з базовим кліматичним періодом.

За умов реалізації сценарію зміни клімату A1B, терміни садіння картоплі змістяться на раніші строки: в Поліссі та Лісостепу на 8 – 10 днів, в Степу на 4 – 16 днів за даними першого та другого кліматичних сценаріїв в порівнянні з середніми багаторічними даними. Сходи картоплі за даними базового кліматичного періоду спостерігалися 26 – 29.V, а за даними розрахунків обох сценарних періодів очікуються 15 – 19.V, що на 8–11 днів раніше в порівнянні з базовим кліматичним періодом. В'янення бадилля спостерігалося 8 – 10.VIII, а за даними обох сценарних періодів наставатиме 24 – 30.VII, що на 8 – 16 днів раніше в порівнянні з базовим кліматичним періодом.

В Степу сходи картоплі спостерігалися 22.V, сходи картоплі в перший сценарний період очікуватимуться 17.V, за даними другого сценарного періоду – 13.V, що відповідно на 5 і 9 днів раніше в порівнянні з базовим кліматичним періодом. В'янення бадилля спостерігалося 28.VII, за розрахунками в перший сценарний період очікуватиметься 22.VII, що на 6 днів раніше, а в другий сценарний період – 16.VII, що на 6 і 12 днів раніше в порівнянні з базовим періодом.

У Поліссі тривалість вегетаційного періоду за базовими даними складає 73 дні, а за розрахунковими даними сценарних періодів очікується 66 – 67 днів, що на 6 – 7 днів менше в порівнянні з базовим кліматичним періодом.

Тривалість вегетаційного періоду в Лісостепу складає 74 – 75 днів, за розрахунками в перший сценарний цей період очікується 76 – 77 днів, що всього на 2 дні більше, а в другий сценарний період буде 72 – 73 дні, що на 3 дні менше в порівнянні з базовим періодом.

У Степу тривалість вегетаційного періоду за базовий кліматичний період складає 67 днів, за розрахунками першого сценарного періоду очікується 65 днів, що на 2 дні менше, за даними другого сценарного періоду – 71 день, що на 4 дні більше в порівнянні з базовим кліматичним періодом.

За умов реалізації сценарію зміни клімату А2 міжфазний період сходи – цвітіння буде проходити при знижених температурах: на 0,4 °С у Західному Лісостепу і на 1,3 – 1,8 ºС у Поліссі, Східному Лісостепу і Степу за даними першого сценарного періоду. За даними другого сценарного періоду майже по всій території очікується незначне зниження температури на 0,1 – 0,6 °С і лише в Степу на 1,5 ºС (табл. 7.26).

Зниженим буде і температурний режим в період цвітіння – в'янення бадилля на 1,3 – 1,7 °С за перший сценарний період і на 0,8 – 1,5°С у другий сценарний період в порівнянні з базовим періодом.

Кількість опадів за перший сценарний період у міжфазний період сходи – цвітіння збільшиться у Поліссі на 7 %, в Західному Лісостепу – на 25 %, в Східному Лісостепу – на 61 % , а в Степу зменшиться на 15 %, в порівнянні з базовим кліматичним періодом. Кількість опадів у другий сценарний період зменшиться на 18 % в Західному Лісостепу, в Поліссі збільшиться на 2 %, в Степу зменшиться на 3 %, в Східному Лісостепу не зміниться в порівнянні з базовим кліматичним періодом (табл. 7.26).

У міжфазний період цвітіння – в'янення бадилля кількість опадів збільшиться у Поліссі на 18 %, у Степу – на 21 %, у Східному Лісостепу – на 7 % та зменшиться в Західному Лісостепу на 10 % за перший сценарний період. За розрахунками у другий сценарний період кількість опадів зменшиться у Західному Лісостепу на 4 %, у Поліссі – на 17 %, в Степу – на 5 % та збільшиться у Східному Лісостепу на 47 %.

Сума температур за міжфазний період сходи – цвітіння за перший сценарний період збільшиться в Поліссі на 335 ºС, в Степу – на 365 ºС, в Лісостепу – на 100–116 ºС, а за другий сценарний період сума температур зменшиться в Лісостепу на 6–8 ºС, в Поліссі на 31 ºС і в Степу збільшиться в Степу на 197 ºС (табл. 7.26).

Сума температур за період цвітіння – в'янення бадилля за перший сценарний період зменшиться в Західному Лісостепу на 42 ºС, в Поліссі на 583 ºС, в Степу на 313 ºС, а в Східному Лісостепу збільшиться на 181 ºС, за другий сценарний період в Лісостепу збільшиться на 44 – 60 ºС, зменшиться у Поліссі на 83 ºС, у Степу на 164 ºС.

Таблиця 7.26. Агрокліматичні умови вирощування картоплі за кліматичним сценарієм *А2*

Період	Міжфазний період						Весь вегетаційний період		
	сходи – цвітіння			цвітіння – в'янення бадилля					
	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм
Полісся									
1986 – 2005	16,6	604	108	19,2	710	117	17,9	1314	225
2011 – 2030	15,3	939	115	17,9	127	135	16,7	1230	250
Різниця	-1,3	335	7 %	-1,3	-583	18 %	-1,2	-84	25 %
2031 – 2050	16,5	573	110	18,4	627	100	17,4	1200	210
Різниця	-0,1	-31	2 %	-0,8	-83	-17 %	-0,5	-114	-15 %
Західний Лісостеп									
1986 – 2005	17,2	577	112	19,9	775	116	18,5	1352	228
2011 – 2030	16,8	677	137	18,2	733	106	17,4	1410	243
Різниця	-04	100	25 %	-1,7	-42	-10 %	-1,1	58	15 %
2031 – 2050	16,6	569	94	18,4	835	112	17,6	1404	206
Різниця	-0,6	-8	-18 %	-1,5	+60	-4 %	-0,9	52	-22 %
Східний Лісостеп									
1986 – 2005	17,2	598	90	19,8	772	94	18,5	1370	184
2011 – 2030	15,8	714	151	18,4	953	101	16,9	1667	252
Різниця	-1,4	116	61	-1,4	181	7	-1,6	297	68
2031 – 2050	16,7	592	90	18,3	816	141	17,6	1408	231
Різниця	-0,5	-6	0	-1,5	44	47	-0,9	38	47
Степ									
1986 – 2005	18,1	618	103	21,2	669	61	19,4	1284	164
2011 – 2030	16,3	983	88%	19,5	356	82 %	17,9	1340	170
Різниця	-1,8	365	-15	-1,7	-313	21	-1,5	56	6
2031 – 2050	16,6	815	100	20,2	505	56	18,3	1319	156
Різниця	-1,5	197	-3 %	-1	-164	-5 %	- 1,1	35	-8

Таким чином, сума температур за весь вегетаційний період за перший розрахунковий період в Поліссі зменшиться на 84 ºС, в Західному Лісостепу і Степу збільшиться на 56 – 58 ºС, а в Східному Лісостепу збільшиться на 297 ºС. За другий сценарний період у Поліссі зменшиться на 114 ºС і збільшиться в Лісостепу і Степу на 35 – 52 ºС в порівнянні з середніми багаторічними даними.

За умов реалізації сценарію зміни клімату А1В міжфазний період сходи – цвітіння буде проходити при незначних зниженнях температури на 0,2 – 0,5 °С по всій території за перший сценарний період, за другий

сценарний період зниження температур очікується на 0,7 – 0,8 °С у Поліссі й Західному Лісостепу, у Степу – на 2,0 ºС та збільшиться на 0,2 ºС у Східному Лісостепу (табл. 7.27).

Таблиця 7.27. Агрокліматичні умови вирощування картоплі за сценарієм зміни клімату *A1B*

Період	Міжфазний період						Весь вегетаційний період		
	сходи – цвітіння			цвітіння – в'янення бадилля					
	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм
Полісся									
1986 – 2005	16,6	604	108	19,2	710	117	17,9	1314	225
2011 – 2030	16,4	580	91	18,9	605	99	17,6	1185	190
Різниця	-0,2	-24	-17 %	-0,3	-105	-18 %	-0,3	-129	-35 %
2031 – 2050	15,9	457	77	19,7	721	108	17,8	1178	185
Різниця	-0,7	-147	-31 %	0,5	11	-9 %	-0,1	-136	-40 %
Західний Лісостеп									
1986 – 2005	17,2	577	112	19,9	775	116	18,5	1352	228
2011 – 2030	16,7	560	89	19,5	819	118	18,1	1379	207
Різниця	-0,5	-17	-23 %	-04	44	2 %	-0,4	27	-21 %
2031 – 2050	16,4	559	89	20,6	806	98	18,5	1365	187
Різниця	-0,8	-18	-23 %	0,7	31	-18 %	0	13	-41 %
Східний Лісостеп									
1986 – 2005	17,2	598	90	19,8	772	94	18,5	1370	184
2011 – 2030	17,0	673	99	20,1	723	90	18,6	1396	189
Різниця	-0,2	75	9 %	0,3	-49	-4 %	0,1	26	5 %
2031 – 2050	17,4	562	88	20,9	791	107	19,1	1353	195
Різниця	0,2	-36	-20 %	1,1	19	13 %	0,6	-17	11 %
Степ									
1986 – 2005	18,1	618	103	21,2	669	61	19,4	1284	164
2011 – 2030	17,8	631	72	21,4	638	68	19,6	1269	140
Різниця	-0,3	13	-31 %	0,2	-31	7 %	0,2	-15	-24 %
2031 – 2050	16,1	651	79	21,3	661	56	18,7	1312	135
Різниця	-2	33	-24 %	0,1	-8	-5 %	-0,7	28	-29 %

Температурний режим в період цвітіння – в'янення бадилля буде зниженим на 0,3 – 0,4 °С у Поліссі й Західному Лісостепу і збільшиться на 0,2 – 0,3 ºС у Степу та Східному Лісостепу за перший сценарний період, за другий сценарний період температурний режим збільшиться на 0,5 – 1,1 °С у Поліссі та Лісостепу і майже не зміниться у Степу. Таким чином, середня температура повітря за весь вегетаційний період за перший сценарний

період очікується зниженою на 0,2 – 0,5 ºС по всій території країни, а за другий сценарний період буде зниженою у Поліссі та Західному Лісостепу на 0,7 – 0,8 ºС, в Степу – на 2,0 ºС, а у Східному Лісостепу збільшиться на 0,2 ºС в порівнянні з базовим періодом.

Кількість опадів за міжфазний період сходи – цвітіння зменшиться в Західному Лісостепу на 23 %, в Поліссі – на 17 %, в Степу – на 31 %, а в Східному Лісостепу збільшиться на 9 % за перший сценарний період, кількість опадів за другий сценарний період зменшиться в Поліссі на 31 %, в Лісостепу і в Степу – на 21 – 24 % в порівнянні з базовим періодом.

За міжфазний період цвітіння – в'янення бадилля кількість опадів збільшиться в Західному Лісостепу на 2 %, в Степу – на 7 % та зменшиться у Поліссі на 18 % і в Східному Лісостепу – на 4 % за перший сценарний період, за другий сценарний період, зменшиться в Західному Лісостепу на 18 %, в Поліссі – на 9 %, в Степу – на 5 % та збільшиться у Східному Лісостепу на 13 % в порівнянні з базовим періодом.

Таким чином, кількість опадів за період сходи – в'янення бадилля картоплі зменшиться в Західному Лісостепу і Степу на 21–24 %, в Поліссі – на 35 %, в Степу – на 24 %, а в Східному Лісостепу збільшиться на 5 % за перший сценарний період, за другий сценарний період кількість опадів зменшиться в Поліссі та Західному Лісостепу на 40 – 41 %, в Степу – на 29 % та збільшиться в Східному Лісостепу на 11 %.

Сума температур за період сходи – цвітіння за перший сценарний період зменшиться в Західному Лісостепу на 17 ºС, в Поліссі – на 24 ºС та збільшиться в Степу на 13 ºС і в Східному Лісостепу на 75 ºС, за другий сценарний період сума температур за цей період зменшиться в Лісостепу на 18 – 36 ºС, в Поліссі – на 147 ºС, а в Степу збільшиться на 33 ºС в порівнянні з базовим періодом.

Сума температур за період цвітіння – в'янення бадилля за перший сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на 44 ºС, а зменшиться в Поліссі на 105 ºС, в Степу – на 31 ºС і в Східному Лісостепу – на 49 ºС, за другий сценарний період сума температур збільшиться в Поліссі на 11 ºС, в Лісостепу – на 19 – 31 ºС, а в Степу зменшиться на 8 ºС в порівнянні з базовим періодом.

Таким чином, сума температур за весь вегетаційний період картоплі за перший сценарний період збільшиться в Лісостепу на 27 ºС і зменшиться в Поліссі на 129 ºС, в Степу – на 15 ºС, а за другий сценарний період ця сума збільшиться в Західному Лісостепу на 13 ºС, в Степу – на 28 ºС, в Поліссі зменшиться на 136 ºС і в Східному Лісостепу – на 17 ºС.

За умов реалізації сценарію зміни клімату А2 сумарне випаровування за міжфазний період сходи – цвітіння у другий сценарний період збільшиться в Поліссі на 8 мм та в Лісостепу на 1 – 5 мм, а зниження сумарного випаровування на 5 мм буде спостерігатися в Степу (табл. 7.28).

Таблиця 7.28. Порівняння показників режиму вологозабезпеченості картоплі за середньо багаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A2*

Період Сценарний	Міжфазний період								Вегетаційний період
	сходи – цвітіння				цвітіння – в'янення бадилля				
	Сумарне випаровування, мм	сумарна випаровуваність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	вологозабезпеченість, від.од	сумарне випаровування мм	сумарна випаровуваність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	вологозабезпеченість, від.од	вологозабезпеченість, від.од
Полісся									
1986–2005 рр.	78	144	66	0,72	79	139	60	0,76	0,74
2031–2050 рр.	86	153	67	0,74	82	138	56	0,79	0,77
Різниця	8	9	1		3	-1	-4		
Західний Лісостеп									
1986–2005 рр.	91	159	68	0,76	93	155	62	0,80	0,78
2031–2050 рр.	92	162	70	0,76	88	153	65	0,77	0,76
Різниця	1	3	2		-5	-2	3		
Східний Лісостеп									
1986–2005 рр.	72	159	87	0,60	75	155	80	0,65	0,63
2031–2050 рр.	77	163	86	0,63	81	152	71	0,71	0,69
Різниця	5	4	-1		6	-3	-9		
Степ									
1986–2005 рр.	79	196	117	0,53	56	132	76	0,57	0,55
2031–2050 рр.	74	198	124	0,50	66	166	100	0,53	0,51
Різниця	-5	2	7		10	34	24		

Сумарна випаровуваність за період сходи – цвітіння за другий сценарний період збільшиться в Поліссі на 9 мм, в Лісостепу і Степу – на 2–4 мм в порівнянні з базовими даними.

Сумарне випаровування за міжфазний період цвітіння – в'янення бадилля за другий сценарний період зменшиться в Західному Лісостепу на 5 мм, а збільшиться в Поліссі й Східному Лісостепу на 3 – 6 мм, а в Степу – на 10 мм. Сумарна випаровуваність за період цвітіння – в'янення бадилля за другий сценарний період зменшиться в Поліссі і Лісостепу на 1 – 3 мм, а збільшиться в Степу на 34 мм в порівнянні з середніми багаторічними даними.

Дефіцит вологи у ґрунті в другому розрахунковому сценарному періоді за період сходи – цвітіння збільшиться в Поліссі та Західному Лісостепу на 1 – 2 мм, в Степу – на 7 мм і зменшився в Східному Лісостепу всього на 1 мм, а за міжфазний період цвітіння – в'янення бадилля збільшиться в Західному Лісостепу на 3 мм, в Степу на 24 мм і зменшиться в Поліссі та в Східному Лісостепу на 4 – 9 мм.

Відносна вологозабезпеченість за середніми багаторічними даними за міжфазний період сходи – цвітіння становить в Поліссі й Лісостепу 0,60 – 0,76 відн. од., а в Степу – 0,53 відн. од. Відносна вологозабезпеченість у другому сценарному періоді за період сходи – цвітіння очікується близькою до середніх багаторічних даних.

Відносна вологозабезпеченість за базовими даними за період цвітіння – в'янення бадилля становить в Поліссі та Західному Лісостепу 0,76 – 0,80 відн.од., а в Степу і Східному Лісостепу 0,57 – 0,65 відн.од. Відносна вологозабезпеченість за період цвітіння – в'янення бадилля в другому сценарному періоді становитиме трохи менше середніх багаторічних: в Лісостепу і Поліссі 0,71 – 0,79 відн.од., в Степу – 0,53 відн. од.

Відносна вологозабезпеченість за весь вегетаційний період за базовими даними становить в Поліссі й Західному Лісостепу 0,74 – 0,78 відн.од., в Степу і Східному Лісостепу 0,55 – 0,63 відн.од. Відносна вологозабезпеченість за весь вегетаційний період в другому сценарному періоді, становитиме в Поліссі та Західному Лісостепу 0,77 – 0,76 відн.од., в Степу і Східному Лісостепу 0,51 – 0,69 відн.од.

За умов реалізації сценарію зміни клімату A1B сумарне випаровування за міжфазний період сходи – цвітіння в першому сценарному періоді збільшиться в Поліссі та Лісостепу на 4 – 7 мм, а зниження сумарного випаровування на 12 мм буде спостерігатися в Степу (табл. 7.29). Сумарна випаровуваність за період сходи – цвітіння в першому сценарному періоді збільшиться в Поліссі та Лісостепу на 10 – 14 мм, а зменшиться в Степу на 34 мм в порівнянні з базовим періодом.

Сумарне випарування за міжфазний за період цвітіння – в'янення бадилля в перший сценарний період збільшиться в Поліссі та Західному Лісостепу на 8 – 9 мм, а в Степу і Східному Лісостепу на 13–15 мм.

Таблиця 7.29. Порівняння показників режиму вологозабезпеченості картоплі за середньобагаторічними даними та за сценарієм зміни клімату *A1B*

Період	Міжфазний період								Вегетаційний період
	сходи – цвітіння				цвітіння – в'янення бадилля				
	сумарне випаровування, мм	сумарна випаровуваність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	вологозабезпеченість, від.од	сумарне випаровування мм	сумарна випаровуваність, мм	дефіцит вологи у ґрунті, мм	вологозабезпеченість, від.од	вологозабезпеченість, від.од
Полісся									
1986–2005 рр.	78	144	66	0,72	79	139	60	0,76	0,74
2011–2030 рр.	85	158	73	0,72	87	159	72	0,73	0,72
Різниця	7	14	7		8	20	12		
2031–2050 рр.	81	151	70	0,72	90	164	74	0,73	0,72
Різниця	3	7	4		11	25	14		
Західний Лісостеп									
1986–2005 рр.	91	159	68	0,76	93	155	62	0,80	0,78
2011–2030 рр.	97	172	75	0,75	102	183	81	0,74	0,75
Різниця	6	13	7		9	28	19		
2031–2050 рр.	90	158	68	0,76	103	191	88	0,72	0,74
Різниця	-1	-1	0		10	36	26		
Східний Лісостеп									
1986–2005 рр.	72	159	87	0,60	75	155	80	0,65	0,63
2011–2030 рр.	76	169	93	0,61	90	187	97	0,61	0,61
Різниця	4	10	6		15	32	17		
2031–2050 рр.	79	165	86	0,64	80	153	73	0,69	0,66
Різниця	7	6	-1		5	-2	-7		
Степ									
1986–2005 рр.	79	196	117	0,53	56	132	76	0,57	0,55
2011–2030 рр.	67	162	95	0,55	69	167	98	0,55	0,55
Різниця	-12	-34	-22		13	35	22		
2031–2050 рр.	69	189	120	0,49	65	166	101	0,52	0,50
Різниця	-10	-7	3		9	34	25		

Сумарна випаровуваність за перший сценарний період збільшиться в Поліссі та Західному Лісостепу на 20–28 мм, а в Східному Лісостепу і Степу на 32–35 мм в порівнянні з базовим періодом.

Дефіцит вологи у ґрунті за перший сценарний період за міжфазний період сходи – цвітіння збільшиться в Лісостепу і в Поліссі на 6 – 7 мм, а в Степу зменшиться на 22 мм. Дефіцит вологи у ґрунті за перший сценарний період за період цвітіння – в'янення бадилля збільшиться в Поліссі та Лісостепу на 12–19 мм, а в Степу на 22 мм в порівнянні з базовим періодом.

Відносна вологозабезпеченість за перший сценарний період, за міжфазний період сходи – цвітіння в Поліссі та Західному Лісостепу становитиме 0,72– 0,75 відн.од., в Східному Лісостепу і Степу – 0,55–0,61 відн.од., що буде на сучасному рівні. Відносна вологозабезпеченість за період цвітіння – в'янення бадилля становитиме в Поліссі та Західному Лісостепу 0,73–0,74 відн.од., а в Східному Лісостепу і Степу 0,61–0,55 відн.од. Відносна вологозабезпеченість за весь вегетаційний період картоплі в перший сценарний період, становитиме в Поліссі і Західному Лісостепу 0,72–0,75 відн.од., в Східному Лісостепу 0,61 відн.од., а в Степу – 0,55 відн. од.

Сумарне випаровування за міжфазний період сходи – цвітіння в другий сценарний період збільшиться у Поліссі та Східному Лісостепу на 3–7 мм, а в Степу зменшиться на 10 мм і в Західному Лісостепу – на 1 мм. Сумарна випаровуваність за цей же період зменшиться в Західному Лісостепу лише на 1 мм і в Степу на 7 мм та збільшиться в Східному Лісостепу і в Поліссі на 6 – 7 мм в порівнянні з базовими даними

Сумарне випаровування за період цвітіння – в'янення бадилля за другий сценарний період збільшиться по всій території на 5–11 мм. Сумарна випаровуваність за період цвітіння – в'янення бадилля за другий сценарний період збільшиться в Поліссі на 25 мм, в Західному Лісостепу і Степу на 34–36 мм, а в Східному Лісостепу зменшиться на 2 мм в порівнянні з базовими даними.

Дефіцит вологи у ґрунті в другий сценарний період за міжфазний період сходи – цвітіння збільшиться в Поліссі та Степу на 3–4 мм, а в Лісостепу не зміниться в порівнянні з базовим кліматичним періодом. Дефіцит вологи у ґрунті за другий сценарний період за період цвітіння – в'янення бадилля збільшиться Поліссі на 14 мм, в Степу і Західному Лісостепу на 25–26 мм та зменшиться в Східному Лісостепу на 7 мм.

Відносна вологозабезпеченість за другий сценарний період, за період сходи – цвітіння становитиме в Поліссі та Західному Лісостепу 0,72–0,76 відн.од., в Східному Лісостепу – 0,64 відн.од., а в Степу 0,49 відн. од., Відносна вологозабезпеченість за міжфазний період цвітіння – в'янення бадилля в другому сценарному періоді становитиме в Поліссі та Лісостепу 0,69–0,73 відн.од., а в Степу 0,52 відн.од. Відносна вологозабезпеченість

за весь вегетаційний період за другий сценарний період, становитиме в Поліссі та Лісостепу 0,66–0,74 відн.од., а в Степу 0,50 відн.од.

Характер розподілу урожаю картоплі по території України неоднорідний. Дані відносної урожайності наведені на рис. 7.22–7.25.

За умов реалізації сценарію зміни клімату А2, урожай картоплі коливатиметься в значних межах. За перший сценарний період, найбільші значення урожаю картоплі спостерігатимуться в східних районах Полісся та в Центральному Лісостепу (рис. 7.22), в порівнянні з базовим кліматичним періодом урожайність картоплі збільшиться до 200–300 % .

Рис. 7.22. Карта розподілу відносної урожайності картоплі за умов реалізації сценарію зміни клімату *А2* за період 2011–2030 рр.

Дещо нижчі значення урожаю картоплі будуть спостерігатися в правобережній частині Північного Степу, та в Західному і Східному Лісостепу. В правобережній частині Північного Степу очікується збільшення урожаю картоплі на 50 %, а в Західному і Східному районах Лісостепу на 20 %, в порівнянні з урожайністю в базовий кліматичний період. Підвищення урожаю картоплі на 10 % також очікується в Східному Лісостепу та в Центральному районі Полісся в порівнянні з базовим кліматичним періодом. Мінімальні значення урожаю картоплі будуть спостерігатись в Південному Степу, зниження урожайності картоплі буде до 30–60 % від базового рівня урожайності.

За даними другого сценарного періоду найбільші значення урожаю картоплі спостерігатимуться в Східному районі Полісся та в Центральному і Західному Лісостепу (рис. 7.23). В порівнянні з базовим кліматичним періодом, урожайність картоплі в Східному районі Полісся та в Центральному і Західному Лісостепу буде досягати 100–300 % від базового рівня.

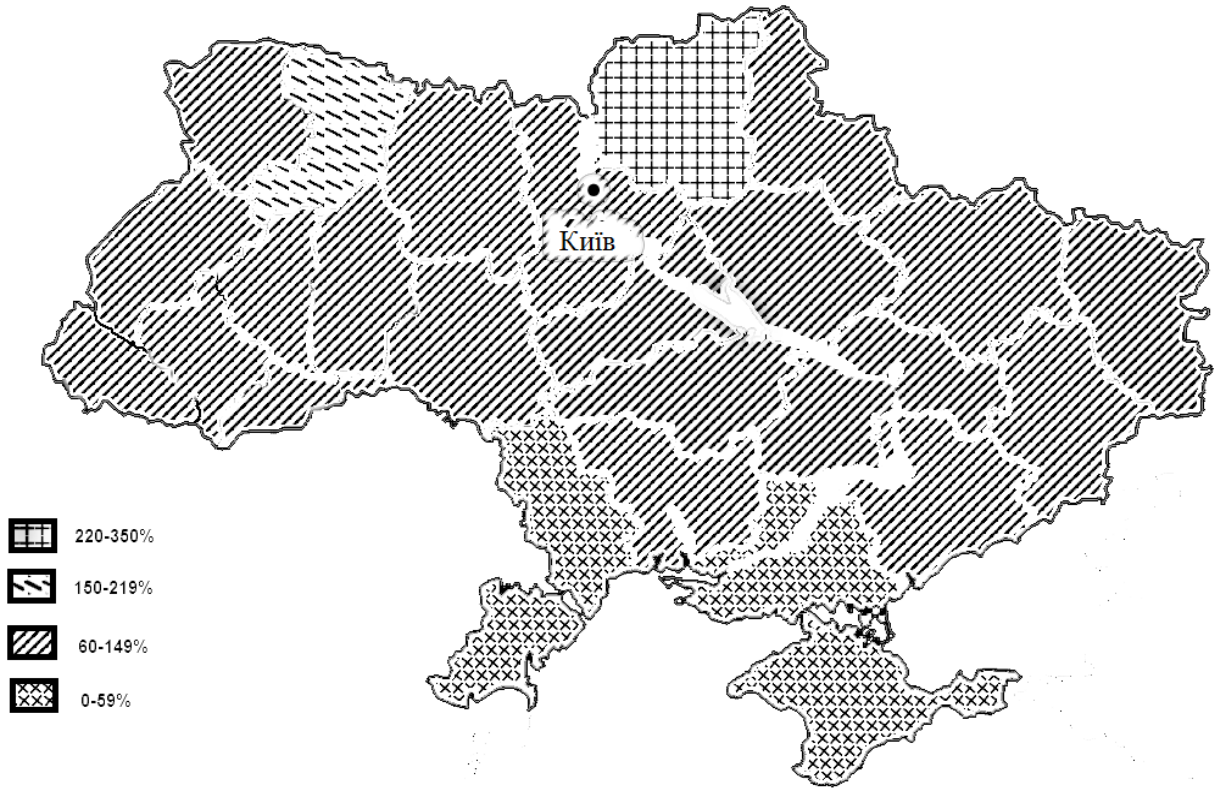


Рис. 7.23. Карта розподілу відносної урожайності картоплі за умов реалізації сценарію зміни клімату *A2* за період 2031–2050 рр.

В порівнянні з базовим кліматичним періодом, урожайність картоплі в Центральному та Східному Лісостепу збільшиться на 20–25 %. Незмінним залишиться урожай картоплі в Правобережній частині Степу та в Західному Лісостепу в порівнянні з базовим кліматичним періодом. Мінімальні значення урожаю картоплі очікуються в Правобережній частині Північного Степу та в Південного Степу. В Правобережній частині Північного Степу урожайність картоплі знизиться на 25 %, в Лівобережній і Правобережній частині Південного Степу урожайність картоплі знизиться на 20–40 % від урожайності в базовий кліматичний період.

За умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* за даними першого сценарного періоду, найбільші значення урожаю картоплі

спостерігатимуться в Західному, Центральному і Східному районах Полісся та в Центральному і Західному районах Лісостепу (рис. 7.24).

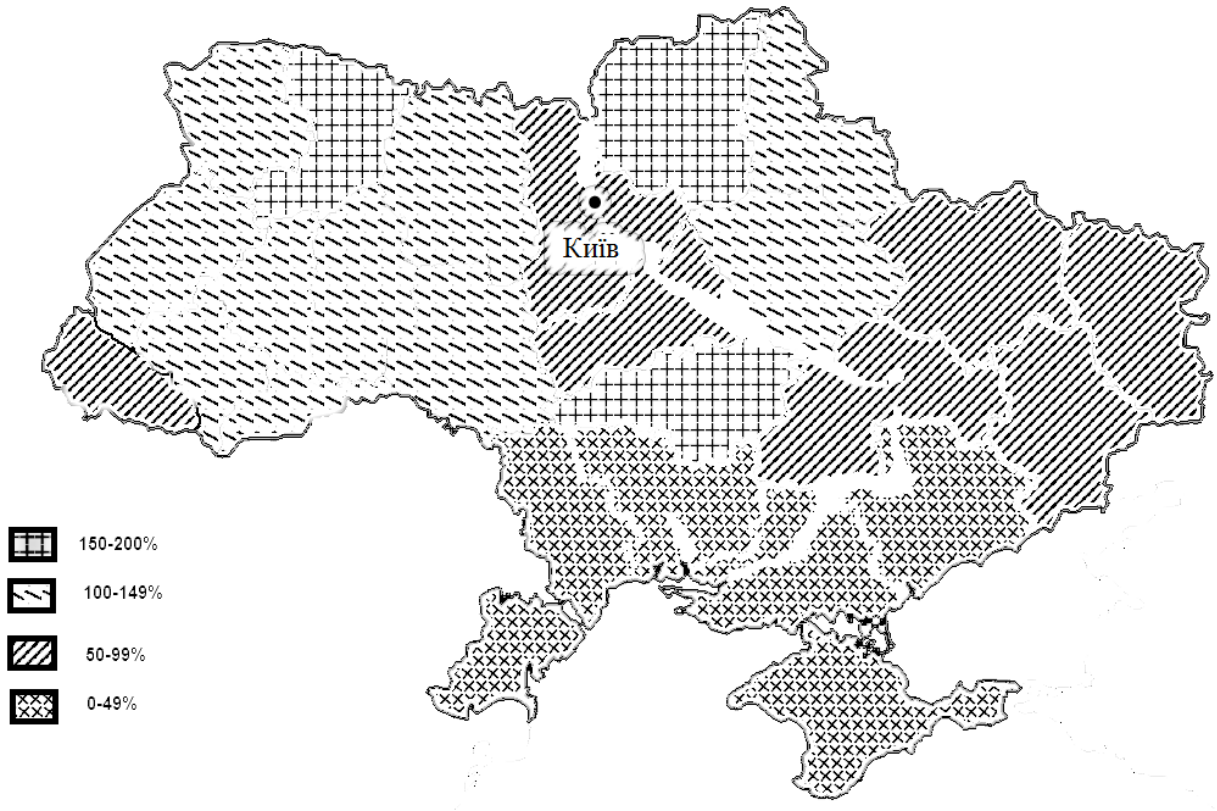


Рис. 7.24. Карта розподілу відносної урожайності картоплі за умов реалізації сценарію зміни клімату A1B за період 2011–2030 рр.

В Поліссі урожайність картоплі збільшиться на 20–50 %, в Центральному і Західному районах Лісостепу урожайність картоплі збільшиться на 30–50 %, в порівнянні з базовим кліматичним періодом. Дещо нижчі значення урожаю картоплі будуть спостерігатися в Східному районі Лісостепу, урожайність картоплі збільшиться на 20–30 %, в порівнянні з базовим кліматичним періодом. Мінімальні значення урожаю картоплі спостерігатимуться в Правобережній частині Північного Степу та в Південному Степу. В Правобережній частині Північного Степу урожайність картоплі знизиться на 10–20 %, у Південному Степу урожайність картоплі знизиться на 20–40 % в порівнянні з базовим кліматичним періодом.

За даними другого сценарного періоду найбільші значення урожаю картоплі спостерігатимуться в Центральному районі Полісся та в Центральному Лісостепу (рис. 7.25). В порівнянні з базовим кліматичним періодом, урожайність картоплі в Центральному районі Полісся та в Центральному Лісостепу збільшиться на 30–60 %.

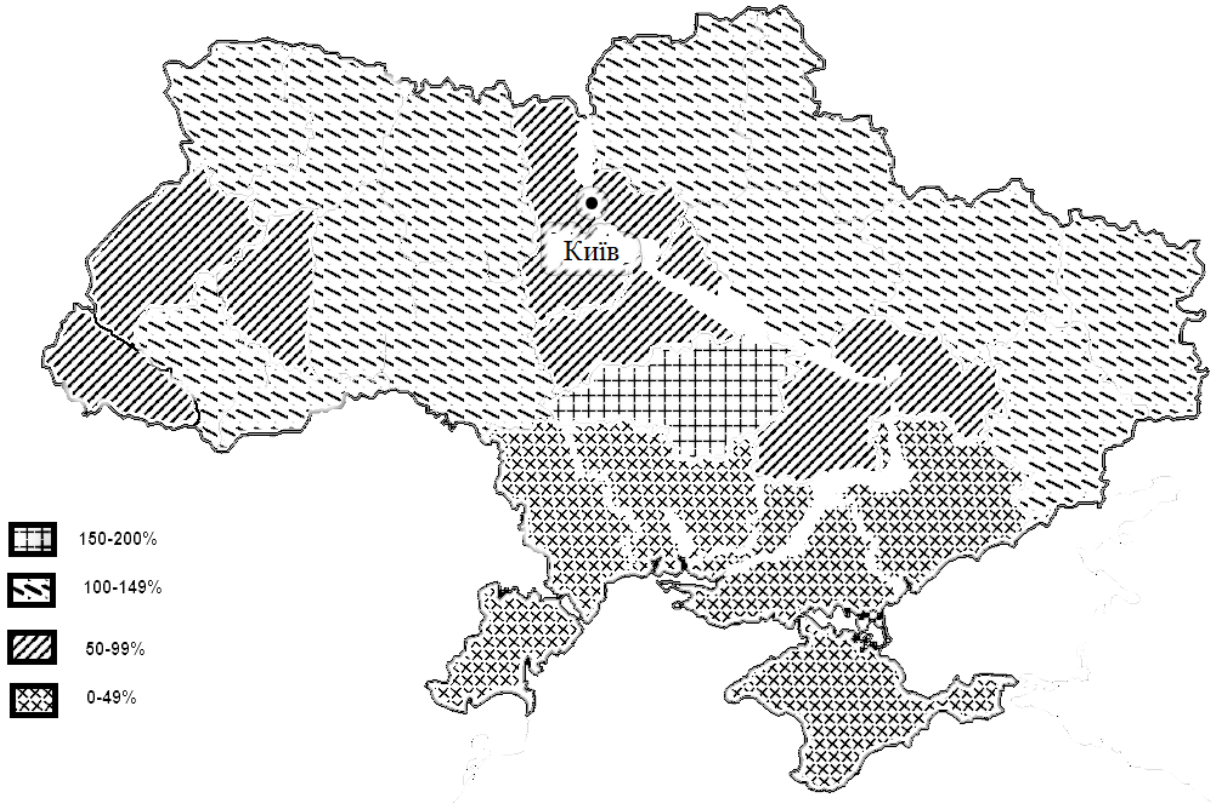


Рис. 7.25. Карта розподілу відносної урожайності картоплі за умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* за період 2031–2050 рр.

На сучасному рівні залишиться урожай картоплі в Західному районі Полісся, Східному Лісостепу та в правобережній частині Північного Степу в порівнянні з базовим кліматичним періодом. Мінімальні значення урожаю картоплі спостерігатимуться в правобережній частині Північного Степу та в Південному Степу 10–31 ц/га. В Правобережній частині Північного Степу урожайність картоплі знизиться на 40 %, в Південному Степу урожайність картоплі знизиться на 10–30 % в порівнянні з базовим кліматичним періодом.

Таким чином, за умов реалізації сценаріїв зміни клімату *A2* і *A1B* виконана оцінка впливу зміни клімату на продуктивність картоплі.

Характер розподілу урожаю картоплі на території України неоднорідний. За умов реалізації сценарію зміни клімату *A2* найбільші значення урожаю картоплі спостерігатимуться в східних районах Полісся та в Центральному Лісостепу. Мінімальні значення урожаю картоплі будуть в Південному Степу. За умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* найбільші значення урожаю картоплі спостерігаються в Поліссі та в Центральному і Західному Лісостепу. Мінімальні значення урожаю картоплі очікуються в правобережній частині Північного Степу та в Південному Степу.

7.10. ВПЛИВ ЗМІНИ КЛІМАТУ НА ПРОДУКТИВНІСТЬ ВИНОГРАДУ В УКРАЇНІ

Виноград є однією з високоприбуткових сільськогосподарських культур в Україні. За незначних площ з виноградними насадженнями при науково обґрунтованому підході до вирощування цієї культури в країні вже зараз можна отримувати високі стабільні врожаї оптимальної якості. В зв'язку із зміною клімату актуальним є завдання оцінки умов перезимівлі та заморозконебезпечності з точки зору основних факторів, що визначають поширення виноградних насаджень на північ та схід країни. Інше завдання стосується оцінки впливу зміни клімату на агрокліматичні умови в період вегетації різних сортів винограду та умов формування його продуктивності.

Для оцінки зміни агрокліматичних умов при можливих змінах клімату в роботі використовуються сценарії зміни клімату в Україні *A1B* і *A2*. Аналіз тенденції зміни клімату був виконаний шляхом порівняння даних за двома кліматичними сценаріями *A2* і *A1B* в два сценарні періоди (2011–2030 рр.) I (2031–3050 рр.) з середніми багаторічними величинами агрокліматичних показників за 1986–2005 рр. (базовий період).

Розрахунки впливу зміни клімату на продуктивність винограду здійснено за такими її показниками як площа листкової поверхні на період максимального розвитку, фотосинтетичний потенціал, загальна біомаса у фазу технічна стиглість і урожай винограду для двох перспективних сортів селекції ННЦ «ІВіВ ім. В.Є. Таїрова», які відносяться до ранніх і пізніх строків дозрівання – Загрей та Рубін таїровський.

Вплив зміни клімату на динаміку показників заморозконебезпечності та на зміну ризиків пошкодження п’яти сортів винограду заморозками оцінено на прикладі території Північно-Західного Причорномор’я, яка входить в Степову і Лісостепову зони України.

Оцінка агрокліматичних умов вирощування винограду при зміні клімату

Зроблені розрахунки показали, що за умови реалізації кліматичних сценаріїв, буде спостерігатися зміщення термінів настання фаз вегетації винограду. Так за сценарієм *A2* у Південному Степу для сорту Загрей фенологічні фази розвитку розпускання бруньок, цвітіння, початок достигання за першим сценарієм будуть відзначатися на 2 доби, а технічна стиглість – на 4 доби раніше. У сорту Рубін таїровський розпускання бруньок відзначатимуться на 2 доби раніше, дати цвітіння збігаються з базовими, а початок дозрівання і технічна стиглість наставатимуть відповідно на 1 добу і тиждень раніше базового. Тривалість вегетації сортів Загрей і Рубін таїровський скоротиться відповідно на 2 і 10 діб.

За другим сценарним періодом у сорту Загрей всі фенологічні фази настануть на 5 – 7 діб раніше, а тривалість вегетації скоротиться також на 2 доби. В порівнянні з першим сценарним періодом фази розвитку винограду будуть наставати раніше на 3–4 доби, тривалість вегетації при цьому не зміниться. У сорту Рубін таїровський дати фаз розвитку змістяться в бік більш раннього терміну на 5–13 діб, а вегетаційний період скоротиться на 8 діб. При порівнянні з першим сценарним періодом відзначається тенденція меншого відхилення від базового періоду. Тому в першому випадку тривалість періоду буде на 2 доби коротшою, ніж у другому сценарному періоді. Порівняльна оцінка сортів показала, що більш суттєва різниця настання фаз розвитку відзначається у сорту Рубін таїровський.

За сценарієм *A1B* у сорту Загрей зміщення фаз розвитку очікується значно більше, ніж за сценарієм *A2*. Так, в перший сценарний період фази розвитку розпускання бруньок, цвітіння, початок дозрівання будуть відзначатися на 3–6 діб раніше, а технічна стиглість – на декаду раніше. У сорту Рубін таїровський дати перших трьох фаз будуть відзначатися на 3–7 діб раніше, а технічна стиглість – на два тижні раніше. Період вегетації буде закінчуватися на тиждень раніше у сорту Загрей і на декаду – у сорту Рубін таїровський. В другий сценарний період також спостерігається тенденція зміщення настання фаз в бік більш ранніх строків. Фази розвитку розпускання бруньок і цвітіння у сортів Загрей і Рубін таїровський спостерігатимуться на тиждень раніше, а початок дозрівання – більш ніж на декаду, технічна стиглість у сорту Загрей – майже на два тижні, а у сорту Рубін таїровський – майже на двадцять діб раніше.

Тривалість періоду вегетації за цим сценарним періодом у сорту Загрей і Рубін таїровіський буде скорочуватися на 6 і 13 діб. Порівняльна оцінка настання фаз розвитку за двома кліматичними сценаріями показала, що найбільш ранні терміни будуть в обох сортів за сценарієм *A1B* в другий сценарний період. Найкоротший вегетаційний період 136 днів у сорту Загрей відзначається за сценарієм *A1B* за період 2011–2030 рр., а у сорту Рубін таїровський 130 днів – в період 2031–2050 рр.

В Північному Степу за сценарієм *A2* в І-й сценарний період в обох сортів спостерігається тенденція більш пізнього настання основних фаз розвитку, період вегетації при цьому збільшується. В ІІ-й сценарний період простежується тенденція більш раннього настання основних фаз розвитку, а період вегетації скорочується у сортів Загрей і Рубін таїровський на 12 і 4 доби відповідно. За сценарієм *A1B* усі фази вегетації у сортів Загрей і Рубін таїровський починатимуться раніше, а тривалість вегетації скоротиться: в І-й сценарний період відповідно на тиждень і 4 доби, а в ІІ-й період – на 8 і 7 діб. Дати настання фаз в 2011–2030 рр. за двома сценаріями кардинально відрізняються: за першим сценарієм відзначаються більш пізні терміни настання фаз, а за другим – більш

ранні. Тривалість вегетації за першим сценарієм збільшиться, а за другим, навпаки, скоротитться. У 2031–2050 рр. За обома сценаріями настання фаз для обох сортів буде більш раннім.

В Лісостепу в базовий період тривалість вегетації досліджуваних сортів більша, ніж в Степу, а фази вегетації настають пізніше. При здійсненні кліматичних сценаріїв тривалість вегетації значно скоротиться. Так за сценарієм *A2* у 2011–2030 рр. тривалість вегетаційного періоду винограду сорту Загрей скоротиться до 146 діб, тобто очікується, що в Лісостеповій зоні вегетація закінчуватиметься на 18 діб раніше, ніж в Північному Степу і всього на 5 діб пізніше, ніж у Південному Степу. В період 2031–2050 рр. розпускання бруньок збігатиметься з датою Південного Степу, а технічна стиглість настане на 25 діб раніше, ніж в 1986–2005 рр. У сорту Рубін таїровський за сценарієм *A2* в першому розрахунковому періоді технічна стиглість настане на 21 добу раніше від базового терміну і на 23 доби раніше, ніж в Північному Степу. Технічна стиглість тут в період 2031-2050 рр. зміститься на 32 доби, а період вегетації скоротиться до 149 діб.

За сценарієм *A1B* в Лісостеповій зоні у сорту Загрей в другий сценарний період технічна стиглість винограду буде наставати раніше більш ніж на місяць, а тривалість вегетації скоротиться до 136 днів, що відповідає термінам Південного Степу. За розрахунками сценарію *A1B* у сорту Рубін таїровський в другий сценарний період технічна стиглість настане практично на місяць раніше базового, тривалість періоду вегетації скоротиться на 19 діб, що на 8 діб менше, ніж в Північного Степу.

Проведено аналіз зміни ресурсів світла, тепла і вологи за вегетаційний період сортів Загрей і Рубін таїровський в межах виділених зон. У сорту Загрей в Південному Степу за сценарієм *A2* в перший сценарний період в перший міжфазний період (табл. 7.30) режим зволоження відповідає базовому, а температурний режим на 0,4 °С нижче. В другий сценарний період кількість опадів становитиме 86 % від базового, температурний режим дещо вище на 0,2 °С. За сценарієм *A1B* в обидва періоди температурний режим підвищений, а кількість опадів на 5–11 % нижче базового.

В другий міжфазний період за сценарієм *A2* в обидва періоди буде спостерігатися дещо знижений температурний режим на 0,1–0,4 °С, а кількість опадів зменшиться у перший період на 36 %, а в другий – на 41 %. За сценарієм *A1B* в першому випадку температура зросте на 0,9 °С, а в другому – на 0,4 °С, кількість опадів зменшиться на 30 і 35 % відповідно. Третій міжфазний період буде найспекотнішим і сухим. За першим сценарієм температура підвищиться на 0,3 °С в першому випадку і на 0,8 °С – у другому, а кількість опадів скоротиться на 50 і 60% відповідно. За другим сценарієм температура збільшиться на 3,0 °С. Кількість опадів в перший період складе 49 % від базового, а в другий – 54%.

Таблиця 7.30. Зміна агрокліматичних ресурсів в період вегетації винограду

Сценарій	Період	Міжфазний період							
		Розпускання бруньок – цвітіння		Цвітіння – початок достигання		Початок достигання – технічна стиглість		Розпускання бруньок – технічна стиглість	
		Показники							
		Кількість опадів, мм	Середня температура повітря, °с	Кількість опадів, мм	Середня температура повітря, °с	Кількість опадів, мм	Середня температура повітря, °с	Кількість опадів, мм	Середня температура повітря, °с
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Південний Степ									
Сорт Загрей									
	1986–2005 рр.	50	14,9	99	21,1	95	21,3	244	19,5
A2	2011–2030 рр.	50	14,5	64	20,7	47	21,6	172	19,3
	Різниця	0	-0,4	-35	-0,4	-48	0,3	-72	-0,2
	2031–2050 рр.	43	15,1	58	21,0	38	22,1	140	19,9
	Різниця	-7	0,2	-41	-0,1	-57	0,8	-104	0,4
A1B	2011–2030 рр.	44	15,4	69	21,9	47	24,2	160	20,9
	Різниця	-6	0,6	-30	0,9	-48	2,9	-84	1,7
	2031–2050 рр.	47	15,2	65	21,5	51	24,3	159	20,8
	Різниця	-3	0,3	-34	0,4	-44	3,0	-85	1,3
Сорт Рубін таїровський									
	1986–2005 рр.	56	15,7	101	21,7	95	20,0	252	19,4
A2	2011–2030 рр.	51	15,5	59	21,4	56	20,4	174	19,4
	Різниця	-5	-0,2	-42	-0,3	-39	0,4	-78	0,0
	2031–2050 рр.	39	15,7	61	21,4	37	21,7	137	20,1
	Різниця	-17	0,0	-40	-0,3	-58	1,7	-115	0,7
A1B	2011–2030 рр.	50	16,3	70,0	22,6	46	23,7	166	21,2
	Різниця	-6	0,8	-31	1,2	-49	3,7	-86	-1,8
	2031–2050 рр.	42,8	15,8	69,9	22,2	46	24,0	163	21,0
	Різниця	-8,6	0,1	-30,7	0,8	49	4,0	-89	1,6

Продовження таблиці 7.30

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Північний Степ									
Сорт Загрей									
	1986–2005 рр.	66	15,0	128	18,7	105	16,3	299	16,8
A2	2011–2030 рр.	52	14,0	59	18,5	66	15,4	177	16,1
	Різниця	-14	-1,0	-69	-0,2	-39	-0,9	-122	-0,7
	2031–2050 рр.	79	14,9	122	19,5	84	18,0	286	17,7
	Різниця	13	-0,1	-6	0,8	-21	1,7	-13	0,9
A1B	2011–2030 рр.	72	15,2	107	20,5	79	20,1	257	18,9
	Різниця	6	+0,2	-21	1,8	-26	3,8	-42	2,1
	2031–2050 рр.	68	14,9	105	20,8	78	21,2	251	19,4
	Різниця	2	-0,1	-23	2,1	-27	4,9	-48	2,6
Сорт Рубін таїровський									
	1986–2005 рр.	73	15,5	133	18,9	98	15,1	305	16,6
A2	2011–2030 рр.	47	14,9	62	18,6	64	14,8	176	16,2
	Різниця	-26	-0,6	-71	-0,3	-34	-0,3	-129	-0,4
	2031–2050 рр.	79	14,9	122	19,5	84	18,0	286	17,7
	Різниця	6	0,0	-11	0,9	-14	1,1	-19	0,7
A1B	2011–2030 рр.	77	16,0	120	21,0	72	18,4	267	18,7
	Різниця	4	0,5	-13	2,1	-26	3,3	-38	2,1
	2031–2050 рр.	78,7	15,7	104,3	21,6	73,7	19,9	257	19,3
	Різниця	6,1	0,2	-28,3	2,7	-24,7	4,8	-48	2,7
Лісостеп									
Сорт Загрей									
	1986–2005 рр.	71	15,6	131	19,8	123	16,2	326	17,3
A2	2011–2030 рр.	56	14,5	69	20,2	57	20,1	182	18,6
	Різниця	-15	-1,1	-62	0,4	-66	3,9	-144	1,3
	2031–2050 рр.	50	14,6	68	20,4	47	21,0	163	19,0
	Різниця	-21	-1,0	-63	0,6	-76	4,8	-163	1,7
A1B	2011–2030 рр.	77	14,7	123	19,7	69	18,4	268	17,9
	Різниця	6	-0,9	-8	-0,1	-54	2,2	-58	0,6
	2031–2050 рр.	47	14,3	103	20,0	85	21,9	235	19,3
	Різниця	-24	-1,3	-28	0,2	-38	5,7	-91	2,0

Продовження таблиці 7.30

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Лісостеп									
Сорт Рубін таїровський									
	1986–2005 рр.	79	16,4	135	20,1	128	14,8	342	17,0
A2	2011–2030 рр.	65	15,2	65	20,8	60	18,9	189	18,5
	Різниця	-14	-1,2	-70	0,7	-68	4,1	-153	1,5
	2031–2050 рр.	54	15,4	62	21,0	45	20,4	161	19,2
	Різниця	-25	-1,0	-73	0,9	-83	5,6	-181	2,2
A1B	2011–2030 рр.	79	15,3	127	20,0	71	17,3	277	17,7
	Різниця	0	-0,9	-8	-0,1	-57	2,5	-65	0,7
	2031–2050 рр.	64	15,5	106	21,4	90	20,3	260	19,4
	Різниця	-15	-0,9	-29	1,3	-38	5,5	-82	2,4

В цілому за вегетаційний період за першим сценарієм в перший період температурний режим буде дещо знижений, а кількість опадів зменшиться на 29 %, сума дефіцитів насичення водяної пари для винограду зменшиться на 86 мм, вологопотреба зменшиться на 42 мм, а вологовикористання – на 54 мм; вологозабезпеченість в цілому за вегетацію буде на 6 % нижче базової. У другий період температурний режим підвищиться на 0,4 °С, кількість опадів зменшиться на 57%, а сума дефіцитів насичення водяної пари, вологопотреба і вологовикористання збільшаться на 123, 59 і 49 мм, а вологозабезпеченість зменшиться на 3 %. За другим сценарієм в першому випадку температурний режим збільшиться на 1,7 °С, кількість опадів складе 66 %, сума дефіцитів насичення водяної пари виросте на 151 мм, волого потреба – на 45 мм, вологовикористання знизиться на 46 мм, а вологозабезпеченість зменшиться на 13 %. У другий період температурний режим буде вищий на 1,3 °С, кількість опадів, як і в перший період, скоротиться на 35 %, сума дефіцитів насичення водяної пари і вологопотреба збільшаться до 1583 мм і 616 мм, а вологовикористання і вологозабезпеченість – до 287 мм і 45 % відповідно.

Порівняльний аналіз показав, що за першим сценарієм вологозабезпеченість винограду сорту Загрей очікується вищою, ніж за другим. Проте в обох випадках вологозабезпеченість винограду очікується нижче базової. У сорту Рубін таїровський за сценарієм *A2* в перший кліматичний період температурний режим за весь період вегетації збігатиметься з базовим, при цьому, він дещо знижений буде на початку на 0,2 °С і в середині на 0,3 °С вегетації і дещо підвищений в кінці на 0,4 °С. Кількість опадів знизиться практично в два рази в третій міжфазний період на 41 %. Умови зволоження будуть на рівні базового

кліматичного періоду 46 %. Особливих відмінностей в агрокліматичних умовах не буде і в другий кліматичний період 47 %.

За сценарієм *A1B* температурний режим підвищиться в цілому за період на 1,8 °С в перший період і на 1,6 °С в другий. Значно більше температури підвищаться в період дозрівання – технічна стиглість. Обидва кліматичних періоди будуть більш посушливими, ніж базовий, причому, найбільш сухим буде другий період. Вологозабезпеченість знизиться на 6 і 10 % відповідно. У порівнянні зі сценарієм *A2* агрокліматичні умови за сценарієм *A1B* будуть більш посушливими. Таким чином для обох сортів найбільш посушливими в Південному Степу будуть агрокліматичні умови за другого сценарію в другий кліматичний період. В Північному Степу за сценарієм *A2* (у першому кліматичному періоді) в усі міжфазні періоді буде знижений температурний режим. В середньому за вегетаційний період температура повітря зменшиться на 0,7 °С. Режим зволоження буде на 40 % нижче базового, при цьому, найбільше зволоження зберігатиметься в перший міжфазний період (79 % від базового), а найменше біля 46 % – в другий. За рахунок зниженого термічного режиму сума дефіцитів насичення водяної пари зменшиться за вегетацію на 378 мм, що знизить потребу у волозі рослин винограду на 166 мм; вологовикористання також буде меншим на 110 мм, вологозабезпеченість залишиться в межах базової 60 %.

У другий кліматичний період більш прохолодним і вологим буде перший міжфазний період вегетації. Найспекотнішим (більше 1,7 °С), але досить вологим (81 % від базового) очікується третій міжфазний період. В цілому за вегетацію температурний режим буде підвищений на 0,9 °С, режим зволоження буде в межах базового 96 %. За рахунок зменшення суми дефіцитів насичення водяної пари зменшиться вологопотреба рослин, вологозабезпеченість для винограду буде відмінною 94 %.

За сценарієм *A1B* в обох сценарних періодах, в перший міжфазний період вегетації температурний режим буде в межах базового, а режим зволоження – вище базового на 109 і 103 % відповідно. У другий період температурний режим значно підвищиться, кількість опадів при цьому зменшиться на 16–18 %. Найспекотнішим очікується третій міжфазний період вегетації – температура підвищиться на 3,8 і 4,9 °С, а кількість опадів знизиться на 25 %. За вегетаційний період температура підвищиться в першому випадку на 2,1 °С, в другому – на 2,6 °С, кількість опадів зменшиться на 14 і 16 % відповідно. Вологопотреба в першому випадку буде в межах базового періоду, вологовикористання зменшиться на 40 мм.

Порівнюючи агрокліматичні умови за двома сценаріями, можна відзначити, що кращі умови росту і розвитку винограду сорту Загрей складатимуться за сценарієм *A2* в другий кліматичний період. Для сорту Рубін таїровський агрокліматичні умови сценарію *A2* в перший

кліматичний період впродовж усього вегетаційного періоду будуть практично відповідати базовим, вологозабезпеченість, як і у сорту Загрей, буде незначно нижчою всього на 2 %, а в другий період умови зволоження будуть значно кращими на 24 % , ніж в базовий період.

За сценарієм *A1B* у перший кліматичний період умови зволоження для сорту Рубін таїровський не змінюватимуться, а для сорту Загрей вологозабезпеченість незначно (на 5 %) знизиться. За другим сценарієм, умови зволоження, навпаки, для сорту Рубін таїровський на 5 % погіршаться, а для сорту Загрей будуть в межах базового. Таким чином в Північному Степу за сценарієм *A2* у другий кліматичний період (2031–2050 рр.) Складатимуться найбільш сприятливі умови для вирощування винограду сортів Загрей і Рубін таїровський.

В Лісостеповій зоні (табл. 7.30) за сценарієм *A2* зберігається тенденція зниженого термічного режиму в перший міжфазний період в обидва сценарні періоди, в другий міжфазний період відзначається незначне зростання температури, в третій – температура підвищиться в перший сценарний період на 3,9 °С, а в другий – на 4,8 °С. Кількість опадів, що випадають в усі три міжфазні періоди нижче базової в першому випадку – на 21, 47 і 54 %; у другому – на 30, 49 і 62 % відповідно. В цілому за вегетацію в перший кліматичний період температура буде вищою на 1,3 °С, опадів менше на 44 %, сума дефіцитів насичення водяної пари зменшиться на 470 мм, вологопотреба – на 198 мм, вологозабезпеченість виросте на 24 %. У другий період – температура очікується ще вищою на 1,7 °С, але знизиться вологовикористання. Вологозабезпеченість буде вищою на 8 %.

За сценарієм *A1B* у перший кліматичний період температура повітря в середньому за вегетацію буде мало відрізнятися від базової (0,6 °С), однак, виросте сума дефіцитів насичення водяної пари на 18 %, зменшиться кількість опадів, на 18 мм зменшиться вологовикористання. В другий кліматичний період температура підвищиться на 2,0 °С, зросте сума дефіцитів насичення водяної пари на 27 мм і на 40 мм зменшиться вологовикористання. Вологозабезпеченість в обох випадках знизиться на 7 %.

В Лісостеповій зоні для сорту Загрей кращі агрокліматичні умови очікуються за сценарієм *A2*, а для сорту Рубін таїровський за обома сценаріями зберігатиметься знижений температурний режим в початковий період росту і розвитку. В період дозрівання – технічна стиглість за сценарієм *A2* в перший сценарний період температура підвищиться на 4,1 °С, а в другий – на 5,6 °С. За сценарієм *A1B* підвищення температури в перший період буде досягати 2,5 °С, а в другий – 5,5 °С. За вегетаційний період в цілому менші відмінності в температурах будуть за сценарієм *A1B*. За сценарієм *A2* в перший період температура підвищиться на 1,5 °С, а в другий – на 2,2 °С.

Сума дефіцитів насичення водяної пари зменшиться за першим сценарієм в першому випадку на 445 мм, у другому на 402 мм, знизиться потреба у волозі на 207 і 187 мм відповідно. Оскільки сорт Рубін таїровський більш вимогливий до вологи, вологозабезпеченість для нього буде дещо нижча, ніж для сорту Загрей, однак, у порівнянні з базовим періодом значно вища, і буде характеризуватися як добра – 83 і 78 % відповідно. За другим сценарієм сума дефіцитів насичення водяної пари зростає, кількість опадів знижується, що визначає зростання потреби у волозі і знижує вологовикористання, тому вологозабезпеченість знижується до 60 і 59 % відповідно. Таким чином в Лісостеповій зоні за обома сценаріями очікується значне зростання температури в період дозрівання – технічна стиглість. Умови зволоження будуть кращими за сценарієм *A2* в другий кліматичний період як для сорту Загрей, так і для сорту Рубін таїровський.

Вплив зміни клімату на продуктивність винограду

Для всієї досліджуваної території України були розраховані показники фотосинтетичної продуктивності та урожайності технічних сортів винограду Загрей і Рубін таїровський в умовах зміни клімату за сценаріями *A2* (табл. 7.31) і *A1B* (табл. 7.32).

В умовах зміни клімату за сценарієм *A1B* в першому сценарному періоді урожай Загрея зменшиться з 145,1 ц/га до 99,2 ц/га в Південному Степу і з 142,1 до 135,7 ц/га в південній частині Лісостепу. У другому сценарному періоді зміна кліматичних умов призведе до ще більшого зниження урожаю, в першому випадку на 63,3 ц/га, в третьому на 14,8 ц/га. У Північній Степу при зміні клімату урожай збільшиться з 136,8 до 149,8 ц/га (перший кліматичний період) і до 138,9 ц/га (другий кліматичний період). Таким чином, при реалізації кліматичного сценарію *A1B* агрокліматичні умови 2011–2030 рр. будуть найсприятливішими для сорту Загрей у Північному Степу, досить сприятливими вони будуть на півдні Лісостепу, і несприятливими в Південному Степу. Кліматичні умови для періоду 2031–2050 рр. залишаться сприятливими у Північному Степу, будуть менш сприятливими в Лісостепу. Недоцільно стане вирощувати виноград сорту Загрей у Південному Степу.

Урожай сорту Рубін таїровський при зміні кліматичних умов у Південному Степу зменшиться з 143,7 до 95,1 ц/га в перший кліматичний період і до 106,5 ц/га – в другий. У Північному Степу урожай зменшиться з 168,2 ц/га в перший період до 147,6 ц/га, а в другий період він збільшиться до 177,2 ц/га. В Лісостепу в обидва сценарні періоди урожай зменшиться з 167,2 ц/га до 137,3 і 128,5 ц/га відповідно. Таким чином, при реалізації сценарію *A2* для сорту Рубін таїровський агрокліматичні умови Південного Степу України складатимуться несприятливо, а ось в районі

Північного Степу, особливо, в другому сценарному періоді умови будуть складатися більш сприятливо.

Таблиця 7.31. Зміна фотосинтетичної продуктивності винограду за сценарієм *A2*

Кліматичний період	Роки	Показники			
		Площа листя в період максимального розвитку, м²/кущ	Фотосинтетичний потенціал, м²/доба	Загальна біомаса на технічну стиглість, Г/кущ	Урожай, Ц/га
Сорт Загрей					
Південний Степ					
Базовий	1986 – 2005	10,6	1011	3060	145,1
I сценарний	2011 – 2030	9,2	861	2679	118,7
II сценарний	2031 – 2050	8,4	777	2378	103,9
Північний Степ					
Базовий	1986 – 2005	10,2	964	2737	136,8
I сценарний	2011 – 2030	9,3	866	2431	119,5
II сценарний	2031 – 2050	10,2	967	2741	137,3
Лісостеп					
Базовий	1986 – 2005	10,5	994	2845	142,1
I сценарний	2011 – 2030	8,9	829	2320	113,1
II сценарний	2031 – 2050	9,2	861	2438	118,7
Сорт Рубін таїровский					
Південний Степ					
Базовий	1986 – 2005	9,8	992	2833	143,7
I сценарний	2011 – 2030	6,4	641	2081	95,1
II сценарний	2031 – 2050	7,2	723	2305	106,5
Північний Степ					
Базовий	1986 – 2005	11,5	1169	3298	168,2
I сценарний	2011 – 2030	10,1	1020	2910	147,6
II сценарний	2031 – 2050	12,1	1234	3414	177,2
Лісостеп					
Базовий	1986 – 2005	11,4	1162	3261	167,2
I сценарний	2011 – 2030	9,4	946	2720	137,3
II сценарний	2031 – 2050	8,8	882	2639	128,5

На півдні Лісостепової зони за умов цього сценарію, урожай буде нижче потенційно можливого. Таким чином, при реалізації сценарію *A1B* у Північному Степу і на півдні Лісостепової зони будуть складатися сприятливі агрокліматичні умови для формування урожаю винограду сорту Рубін таїровський як в період з 2011 по 2030 рр., так і в період з 2031 по 2050 рр. Оцінка формування урожаю сортів Загрей і Рубін таїровський в умовах зміни клімату показала, що при реалізації сценаріїв

A2 і *A1B* у Південному Степу України складатимуться несприятливі грокліматичні умови, лімітуючим фактором буде вологозабезпеченість.

Таблиця 7.32. Зміна фотосинтетичної продуктивності винограду за сценарієм *A1B*

Кліматичний період	Роки	Показники			
		Площа листя в період максимального розвитку, $м^2$/кущ	Фотосинтетичний потенціал, $м^2$/д	Загальна біомаса на технічну стиглість, Г/кущ	Урожай, ц/га
Сорт Загрей					
Південний Степ					
Базовий	1986 – 2005	10,6	1011	3060	145,1
I сценарний	2011 – 2030	8,2	750	2223	99,2
II сценарний	2031 – 2050	7,3	651	1824	81,8
Північний Степ					
Базовий	1986 – 2005	10,2	964	2741	136,8
I сценарний	2011 – 2030	10,9	1038	2948	149,8
II сценарний	2031 – 2050	10,3	976	2777	138,9
Лісостеп					
Базовий	1986 – 2005	10,5	994	2845	142,1
I сценарний	2011 – 2030	10,1	958	2678	135,7
II сценарний	2031 – 2050	9,7	910	2583	127,3
Сорт Рубін таїровский					
Південний Степ					
Базовий	1986 – 2005	9,8	992	2833	143,7
I-й сценарний	2011 – 2030	6,7	665	2170	98,4
II-й сценарний	2031 – 2050	4,8	469	1597	71,3
Північний Степ					
Базовий	1986 – 2005	11,5	1169	3298	168,2
I-й сценарний	2011 – 2030	12,3	1254	3431	179,9
II-й сценарний	2031 – 2050	11,5	1171	3252	168,4
Лісостеп					
Базовий	1986 – 2005	11,4	1162	3261	167,2
I-й сценарний	2011 – 2030	11,0	1118	3117	161,1
II-й сценарний	2031 – 2050	11,2	1137	3146	163,7

За сценарієм *A1B* в період дозрівання ягід винограду ступінь несприятливості посилюється за рахунок підвищення середньої температури повітря для сорту Загрей на 3,0 °С, а для сорту Рубін таїровський – на 4,0 °С.

Як наслідок, буде скорочуватися вегетаційний період, причому за сценарієм *A1B* скорочення буде значним як для сорту Загрей на 6–7 днів, так і для сорту Рубін таїровський – на 11–13 днів. За сценарієм *A2* для

сорту Загрей, як менш чутливого до умов зволоження, період вегетації скоротиться на 2 дні, а для сорту Рубін Таїровський, більш вимогливого до вологи, вегетаційний період скоротиться на 10–11 днів.

Недобір урожаю винограду за сценарієм *A2* складатиме у перший розрахунковий період для сорту Загрей і Рубін таїровський відповідно 18 і 34 %, а в другий період – 28 і 26 %. Ще більші втрати урожаю очікуються за сценарієм *A1B*, які складатимуть у перший сценарний період для обох сортів близько 32 % від базового, а в другий період – до 44 і 50 % у сортів Загрей і Рубін таїровський.

Ризики пошкодження винограду заморозками

Виноград, як теплолюбна культура, в весняний і осінній періоди дуже чутлива до термічного режиму. Значної шкоди виноградній рослині в ці періоди задають заморозки, які характеризують зниження мінімальних температур до від'ємних значень на фоні додатних середньодобових температур. При цьому, важливо оцінювати режим низьких додатних і від'ємних температур від поверхні ґрунту до висоти верхньої частини виноградного куща з особливо чутливими молодими пагонами.

За класифікацією чутливості рослин до заморозків В.М Степанов відніс виноград до п'ятої, найменш стійкої до заморозків, групи культур, для яких рівень мінімальних температур в період набубнявіння бруньок і розгортання перших листків до –1…–2 °С призводить до їх пошкодження. В подальшому відбувається розвиток сплячих бруньок і утворення нових листків, але усі процеси відбуваються із затримкою, що призводить до значного зменшення урожаю. Осінні заморозки в період дозрівання винограду можуть спричиняти стікання або осипання ягід, а в період визрівання лози вони можуть мати навіть позитивне значення, але тільки за умови їхньої інтенсивності не нижче –5…–6 °С та певного рівня середньодобових температур.

З метою визначення ризиків пошкодження винограду заморозками виконано розрахунки мінімальних температур у шарі 0–200 см на основі їхнього зв'язку з середньодобовою температурою на висоті 200 см. Розрахунки виконувалися за даними п'яти агрометеорологічних станцій, де є достовірна інформація за фенологічними спостереженнями за виноградом ранньо- і пізньостиглих груп сортів Південно-Західного Причорномор'я за період з 1946 по 2010 рр. Впродовж весняного (березень – травень) і осіннього (вересень – листопад) заморозконебезпечних періодів. На основі визначених зв'язків, за сценаріями зміни клімату *A2* і *A1B* оцінювалася зміна мінімальних температур та ризики пошкодження винограду заморозками на різних ярусах виноградного куща в обидва сценарні періоди 2011–2030 рр. і 2031–2050 рр. Розрахунок ризиків пошкодження винограду заморозками здійснювався із застосуванням розробленої авторами моделі «умовних

ймовірностей».

Було виявлено, що за однаково тісного зв'язку спостерігається різний рівень мінімальних температур на різній висоті від поверхні грунту до 200 см при одних і тих же величинах середньодобових температур. Чітко простежується вплив мезо- і мікрокліматичних особливостей розміщення станцій: близькість Чорного моря і великих річок Дунай та Дністер, а також форми рельєфу, під впливом яких за однакової середньодобової температури рівень мінімальних температур може відрізнятися на 3–5 °С і до 6 °С, що вказує на різний ступінь заморозконебезпечності території. Відзначається й зменшення різниці в рівнях мінімальних і середньодобових температур від березня до травня і збільшення її від вересня до листопада.

Надалі виконано розрахунки зміни мінімальних температур повітря за сценаріями *A2* і *A1B* в весняний і осінній періоди для двох сценарних періодів. Встановлено, що за сценарієм *A1B* різниця в рівні мінімальних температур як показника інтенсивності заморозків, для пари агрометеостанцій Ізмаїл і Сарата, які відрізняються за місцеположенням, в середньому складає 1,2 °С. Найбільша різниця досягає 2,1 °С в першій декаді березня, а найменша – у третій травня (0,5 °С). Також максимальна різниця між мінімальними і середньодобовими температурами за цим сценарієм відзначається в період з 2011 по 2030 рік. Мінімальна різниця між температурами за всі три періоди спостерігається в другій декаді квітня, а максимальна – в першій декаді березня. Найменша різниця відзначається в другій декаді листопада, де вона в обидва сценарні періоди становить 0,5 °С. Найнижчі мінімальні температури восени спостерігалися з 1986 по 2005 рік для обох станцій.

Результати розрахунків зміни мінімальних температур як у весняний, так і в осінній заморозконебезпечні періоди за сценарієм *A2* практично повторюють результати, отримані за сценарієм *A1B*, з невеликими відмінностями в рівні мінімальних температур. Простежується тенденція до зменшення рівня мінімальних температур за період 2031–2050 рр., порівняно з базовим та періодом 2011–2030 рр. За сценарієм *A1B* максимальна різниця мінімальних температур на АМС Сарата і Ізмаїл складає 1,5 °С в першій декаді березня, а мінімальна 0,8 °С – в другій декаді травня. Середня ж їх різниця складає 1,1 °С. Восени найнижчі мінімальні температури відзначаються на АМС Сарата, а середня різниця між станціями складає 2,5 °С, що практично вдвічі перевищує середній показник весняного періоду. Найбільша різниця в мінімальних температурах на станціях складає 2,6 °С в кінці осені, а найменша 2,2 °С – в другій декаді вересня.

Як і за сценарієм *A1B*, зменшення рівня мінімальних температур за сценарієм *A2* спостерігається в період з 2031 по 2050 рік. Найменша ж різниця між мінімальними температурами за всі три сценарні кліматичні

періоди спостерігається в другій декаді квітня, а найбільша – в першій декаді березня, що повторює результати сценарію *A1B*. В осінній період за сценарієм А2 середня різниця мінімальних температур становить 2,5 °С, а найнижчі мінімальні температури відзначаються на АМС Сарата. Найменша різниця мінімальних температур складає 1,9 °С в останній декаді листопада, а найбільша (2,5 °С) – у вересні. Як і за сценарієм *A1B* тут теж спостерігається тенденція до зменшення рівня мінімальних температур в період 2031–2050 рр. порівняно з іншими періодами.

За результатами польового експерименту, проведеного в 2012–2014 рр., було визначено різницю в мінімальних температурах у весняний і осінній заморозконебезпечні періоди у приземному шарі повітря, насамперед, на висотах 50 і 200 см. Встановлено, що різниця між мінімальними температурами повітря на висотах 50 і 200 см складає -1,5, -2,5 і -3,4 °С. Базуючись на цих результатах, проведено моделювання зміни мінімальних температур на висотах 50 і 200 см від поверхні ґрунту за сценаріями *A2* і *A1B* в базовий період 1986–2005 рр. і в сценарні періоди 2011–2030 і 2031–2050 рр. Найнижчі мінімальні температури як на рівні 200 см від поверхні землі, так і у шарі 0-50 см, спостерігаються на АМС Сарата, де їхня середня різниця з мінімальною температурою на АМС Ізмаїл складає 1,5 °С.

Встановлено, що найнижчі мінімальні температури за сценаріями *A1B* і *A2* будуть спостерігатися в період 2031–2050 рр., коли мінімальні температури можуть знижуватися до –7,6 °С. Стосовно культури винограду вони не є небезпечними, оскільки відзначаються в першій декаді березня, за півтора місяця до початку першої фази розвитку – початок сокоруху (плачу винограду).

Мінімальні температури восени будуть знижуватися повільно, без будь-яких стрибків, що має сприятливо вплинути на початок росту і розвитку винограду навесні і на «загартування» виноградного куща до кінця його вегетації. За таких мінімальних температур у шарі 50–200 см в 2011–2030 рр., отриманих за сценаріями *A1B* і *A2*, як і в 1986–2005 рр., великі ризики небезпечних для винограду заморозків у весняний період (табл. 7.33). В осінній період ризики пошкодження винограду менші, тому що середні температури, за яких спостерігаються осінні заморозки, відмічаються в третій декаді жовтня і в листопаді, коли виноградна рослина вже проходить підготовку до зими.

Отримані результати розрахунків рівня мінімальних температур як показника режиму заморозків (інтенсивність заморозку) за різними сценаріями у приземному шарі повітря застосовувалися для розрахунку ризику пошкодження перспективних столових сортів винограду Аркадія і Загадка весняними і осінніми заморозками.

Одержані результати моделювання свідчать про зменшення ризиків пошкодження винограду розглянутих сортів винограду від поточного

періоду до 2050 року. Порівняно з базовим, відсоток пошкодження винограду зменшується практично в два рази.

Таблиця 7.33. Ризики пошкодження винограду заморозками в період вегетації, %

АМС	Сорт винограду			
	Аркадія		Загадка	
	Висота рослин			
	0 – 200 см	0 – 50 см	0 – 200 см	0 – 50 см
Фаза – початок сокоруху				
Сценарій *A1B*				
2011 – 2030 рр.				
Ізмаїл	4	43	3	40
Сарата	8	59	4	54
2031 – 2050 рр.				
Ізмаїл	4	29	3	62
Сарата	3	35	5	69
Сценарій *A2*				
2011 – 2030 рр.				
Ізмаїл	3	42	2	27
Сарата	7	56	5	34
2031 – 2050 рр.				
Ізмаїл	5	21	3	25
Сарата	4	35	3	49
Фаза – технічна стиглість				
Сценарій *A1B*				
2011 – 2030 рр.				
Ізмаїл	-	-	1	30
Сарата	-	-	2	24
2031 – 2050рр.				
Ізмаїл	-	-	1	32
Сарата	-	-	3	39
Сценарій *A2*				
2011 – 2030 рр.				
Ізмаїл	-	-	-	27
Сарата	-	-	-	34
2031 – 2050 рр.				
Ізмаїл	-	-	-	15
Сарата	-	-	-	19

Однозначно можна стверджувати про збільшення ризику пошкодження виноградної рослини заморозками в шарі 0–50 см порівняно із шаром 0–200 см. Ця різниця в фазу сокорух винограду для ранньостиглого сорту Аркадія за сценарієм *A1B* варіює від 4–8 до 49–56 %

в період 2011–2030 рр. і від 3–4 до 29–34 % в період 2031–2050 рр. Перші цифри відбивають ризики для АМС Ізмаїл, а другі – АМС Сарата. За сценарієм *A2* цей показник відповідно змінюється від 3–7 до 42–56 % в період 2011–2030 рр. і від 4–5 до 24–35 % – в період 2031–2050 рр. Для пізньостиглого сорту Загадка ризики пошкодження дещо збільшуються і за сценарієм *A1B* за період 2011–2030 рр., де вони змінююіься від 3–4 до 40–54 %, а в період 2031–2050 рр. – від 3–5 до 60–69 %. За сценарієм *A2* ризики пошкодження винограду відповідно по висотах збільшуються від 2–5 до 27–34 % в 2011–2030 рр. і від 3 до 25–49 % в 2031–2050 рр. В фазу технічна стиглість ризики пошкодження винограду сорту Аркадія відсутні за обома сценаріями в обидва сценарні кліматичні періоди як на висоті 0–200 см, так і 0–50 см.

Ризики пошкодження сорту винограду Загадка дещо змінюються. Так за сценарієм *A1B* на висоті 200 см вони не перевищують 1–2 % в період 2011–2030 рр. і 1–3 % в 2031–2050 рр. На висоті 50 см ці величини сягатимуть відповідно 24–30 і 32–39 %. За сценарієм ж *A2* ризики пошкодження винограду на висоті 200 см відсутні в усі періоди, а на висоті 50 см досягають відповідно 27–34 і 15–19 %.

Одержані в процесі досліджень результати свідчать про погіршення агрокліматичних умов традиційної зони виноградарства в Україні і можливе зміщення цієї зони в північні і східні регіони країни. За використаними сценаріями зменшується й можлива продуктивність винограду різних сортів. В традиційній зоні, за інших рівних умов, більш сприятливі умови сформуються для сортів винограду, які відзначаються меншою вимогливістю до вологи. Як позитивний фактор треба відзначити покращення для винограду, насамперед, зниження заморозконебезпечності.

8. МОДЕЛЮВАННЯ ВПЛИВУ ЗМІН КЛІМАТУ НА ХАРАКТЕРИСТИКИ СТОКУ РІЧОК УКРАЇНИ

Водні ресурси визначають стан оточуючого середовища, вони пов'язані із соціальним станом суспільства і здоров'ям людини [40]. Використання водних ресурсів в Україні є одним з найбільш високих у світі й складає до 100 % техногенного перетворення поверхневих вод й до 10–20 % підземних. Зміни глобального клімату, які спостерігаються протягом останніх десятиріч, зумовлюють і певні зміни водних ресурсів [41].

Поєднання змін кліматичних умов з існуючими водогосподарськими заходами може привести до перегляду стратегії розвитку промисловості, сільського господарства та природоохоронних заходів в Україні. Зміни клімату впливають на формування природних водних ресурсів та окремі складові водогосподарських балансів, які пов'язані із коливаннями клімату (випаровування з водної поверхні штучних водойм, показники дефіциту споживання води рослинами, надмірного зволоження грунтів тощо). В залежності від кліматичних умов змінюються ризики для людей та економіки в галузі водного господарства та стратегії адаптації (наприклад, визначення доцільності певних водогосподарських заходів та критичних меж їхнього розвитку [32].

Гідрологічна вивченість водних ресурсів України недостатня для прийняття науково обґрунтованих рішень щодо експлуатації та управління водогосподарськими системами. Тому перед сучасними науковцями стоїть проблема розробки методів та методик оцінювання характеристик стоку в природних та порушених антропогенною діяльністю умовах на основі математичних моделей стоку, які дозволяють імітувати стан водних ресурсів в залежності від масштабів водогосподарських перетворень та змін клімату.

Актуальність такого роду досліджень зумовлена необхідністю визначення вразливості водних екосистем від змін клімату та оцінки можливого стану водних ресурсів України при глобальному потеплінні.

Метою досліджень є встановлення можливих змін водних ресурсів у різних географічних зонах України за сценаріями глобального потепління на основі математичного моделювання.

Теоретичним базисом імітаційного моделювання є модель "клімат-стік", розроблена в Одеському державному екологічному університеті. Модель дозволяє виконувати оцінку стану водних ресурсів за метеорологічними характеристиками, включаючи дані кліматичних сценаріїв [20].

8.1. ОГЛЯД СУЧАСНОГО СТАНУ ПРОБЛЕМИ

Для оцінки впливу змін клімату на річковий стік у майбутньому використовують дві стратегії. Згідно із першою, розглядаються коливання кліматичних чинників формування стоку, за якими робляться висновки стосовно коливань водності, тобто відбувається прогноз змін водних ресурсів за виявленою тенденцією. Згідно із другою стратегією, дані кліматичних сценаріїв використовуються у моделях формування стоку.

Прикладом першої стратегії є внесення поправок та поправкових коефіцієнтів, які відображають вплив змін клімату на стік, в існуючі розрахункові формули стоку. При дослідженнях характеристик максимального стоку та чинників їх формування для річок Лівобережного Дніпра (рр. Сейм, Десна, Псел, Ворскла) Ж.Р.Шакірзанова [38] виявила статистично значущі спадні тренди у коливаннях максимальних глибин промерзання грунту, максимальних запасів води у сніговому покриві, шарів стоку весняного водопілля та максимальних витрат води. Виявлено, що дати початку весняного водопілля зсуваються з кінця березня (30-ті роки минулого сторіччя) на середину лютого (початок XXI сторіччя). При цьому у багаторічних коливаннях середніх місячних температур повітря відмічається додатний тренд (1945-2010рр.). Для врахування наслідків кліматичних змін рекомендовані спеціальні поправкові коефіцієнти, які відображають зміни водності весняного водопілля при глобальному потеплінні. Останні рекомендується вводити до середніх багаторічних величин шарів стоку та максимальних витрат води, які є базовими характеристиками у методі територіальних довгострокових прогнозів. Подібний підхід застосували О.І.Лук'янець та В.О.Балабух для оцінки характеристик річкового стоку Закарпаття [28]. Автори використовували установлені за даними минулих років статистичні залежності між характеристиками стоку та метеорологічними показниками. Насамперед, був зроблений акцент на чутливість стоку до змін температури повітря й опадів. Найбільш тісні зв'язки установлені для теплого періоду. В холодний період коефіцієнти кореляції між характеристиками стоку та опадами зменшуються. На основі регіональної моделі REMO-ECHAMS для сценарію A1B було визначено, що зменшення середнього річного стоку на 2021-2050 рр. становитиме 2-3% у порівнянні із періодом 1961-1990рр. Стік у теплий період зменшиться на 20-25% за рахунок зростання температур повітря. Стік холодного періоду, навпаки, збільшиться на 10-18 % у зв'язку із зростанням кількості опадів. Отримані результати підтверджуються дослідженнями змін гідрометеорологічних характеристик річок Закарпаття у сучасності [10] при порівнянні із даними після 1989 року, яке показало, що зміни стоку річок Закарпаття залежать від режиму опадів. Установлено, що влітку стік річок Закарпаття

зменшився на 18 % за рахунок зменшення кількості опадів (10 %) та зростання температури повітря на 1,4°С. Збільшення стоку восени на 13-24 % можна розглядати як відгук на зростання кількости опадів у цей сезон на 20 %. Показано, що річний стік річок Закарпаття змінився несуттєво.

Згідно із другою стратегією до оцінок змін характеристик стоку залучаються математичні моделі, на вході яких використовується метеорологічна інформація. Саме такі моделі придатні для розрахунків і прогнозів змін водних ресурсів за даними сценаріїв глобального потепління. Певну проблему використання сучасних математичних моделей формування стоку становить недостатня роздільна здатність моделей. Моделі загальної циркуляції атмосфери та океану, які в більшості своїх реалізацій мають роздільну здатність 2,5°×2,5°, не можуть використовуватись для досліджень регіональних особливостей кліматичних змін в Україні, оскільки у такому випадку на її територію припадає приблизно 15 вузлів координатної сітки. У зв'язку з цим перші роботи з оцінки характеристик стоку виконувалися для різних географічних зон України [37]. В Одеському державному екологічному університеті для оцінки змін водних ресурсів в умовах глобального потепління застосовувались сценарії ВМО, відомі як сценарії "раптового" або "одночасного" подвоєння концентрації CO_2 в атмосфері: сценарій GISS – модель інституту Годдара з космічних досліджень, у якому чутливість до подвоєння CO_2 становить 4,2 °С; сценарій GFDL – модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США, у якому чутливість до подвоєння CO_2 становить 4,0°С; CCCM – модель Канадського кліматичного центру, в якому чутливість до подвоєння CO_2 становить 3,5 °С; UKMO – модель Метеорологічного бюро Об'єднаного королівства, в якому чутливість до подвоєння CO_2 становить також 3,5 °С. Більш реалістичними вважалися сценарії, в яких підвищення концентрації CO_2 розглядалось поступово. Серед таких моделей використовувались сценарії GFDL, побудовані за моделлю Лабораторії геофізичної динаміки США та MPI (модель інституту Макса Планка, Німеччина). Оцінки можливих змін водних ресурсів в результаті глобального потепління надавались по географічних зонах та для водозборів великих річок [21–22, 19]. Сучасні моделі прогнозу погоди та клімату мають роздільну здатність на порядок вищу, тобто горизонтальні кроки сітки для розрахунків із задовільною точністю становлять 20-50 км.

Серед сучасних гідрологічних моделей стоку, в яких можна використовувати метеорологічні дані сценаріїв глобального потепління, є моделі із розподіленими параметрами. У цих моделях окрім

метеорологічних даних розглядаються характеристики підстильної поверхні на водозборі [3]. На виході таких моделей отримуються ряди поверхневого та підземного стоку, показники якості вод. Основними вхідними даними є матеріали по дощових опадах або запасах води у сніговому покриві. Європейська гідрологічна система є прикладом гідродинамічної моделі з розподіленими параметрами. Вона являє собою систему диференціальних рівнянь, представлених у частинних похідних, які описують гідрологічні процеси у межах басейну [49].

Протягом 2012-2014 рр. в Одеському державному екологічному університеті (ОДЕКУ) виконувалась науково-дослідна робота, в якій об'єктом досліджень став Тилігульський лиман: проект 7-ї Рамкової Програми ЄС «Комплексне управління водними ресурсами і прибережною зоною в Європейських лагунах в умовах змін клімату» (FP7-ENV-2011 № 283157 "Integrated water resources and coastal zone management in European lagoons in the context of climate change – Lagoons"). В цьому проекті використовувалась еко-гідрологічна модель SWIM, яка описує взаємодію води й підстильної поверхні [44] вона була розроблена на основі двох моделей: SWAT [39] і MATSALU [43, 42]. Модель SWIM була розроблена у Потсдамському інституті досліджень впливу клімату (PIK). SWIM підходить для математичного моделювання гідрологічних процесів, рослинності, ерозії і поживних речовин в мезо- та макромасштабних річкових басейнах з площею від 100 км^2 до 200000 км^2. SWIM є напів-розподіленою еко-гідрологічною моделлю, яка містить в собі математичний опис фізичних, біохімічних і гідрохімічних процесів і спирається на деякі концептуальні та напівемпіричні елементи [45]. Модель має трирівневу схему поділу: басейн - суббасейн – гідротоп (гідротоп - набір одиниць в одному суббасейні, які характеризуються однаковим землекористуванням і типом ґрунту). Передбачається, що ці гідротопи характеризуються рівномірною поведінкою процесів, пов'язаних із гідрологією, агрометеорологією та гідрохімією. Перш ніж ці процеси агрегуються на рівні суббасейну, вони розраховуються на рівні гідротопів із добовим кроком. Адекватність опису моделлю реальних гідрологічних процесів, динаміки поживних речовин, урожайності та ерозії підтверджена даними багатьох річкових басейнів протягом останніх 15 років. Сьогодні в модель SWIM вводяться нові розрахункові модулі (наприклад, модуль "льодовик"), інші модулі посилюються з метою покращення якості моделювання (наприклад, модуль зростання врожаю сільськогосподарських культур або модуль динаміки водно-болотних угідь), також розробляються модулі управління водними ресурсами (зрошення, ставки або штучні резервуари) відповідно до конкретної мети дослідження. SWIM був застосований до водозборів різних розмірів, по-перше в Німеччині, а потім і в інших європейських країнах, а також для річкових басейнів в Африці, Азії і Південній Америці [46].

Недоліком розподілених та напіврозподілених моделей є вимога до значної густоти розташування кліматичних станцій: наприклад, для SWIM – не менше, ніж одна станція на 100 км^2. В країнах з малою кількістю кліматичних (метеорологічних) станцій застосування таких моделей може призвести до значних похибок у розрахунках.

В інституті проблем математичних машин і систем НАН України (м.Київ) для визначення характеристик стоку використовувались методи динамічної та статистичної деталізації (даунскелінга) даних у моделях загальної циркуляції (МЗЦ). Завдяки статистичному даунскелінгу полів опадів, виникає можливість використання розподілених гідрологічних моделей в прогнозуванні стоку за сценаріями глобального потепління [2]. У цьому методі статистично обраховуються добові суми опадів, які спостерігались на метеорологічній станції, та за даними МЗЦ [48]. Надалі визначається функція переходу, за якою коректуються дані, визначені за кліматичною моделлю. Саме таким шляхом були визначені опади по станціях Карпат за період 2011-2040 рр. для сценарію А2 (модель RCA3). Було показано, що частота появи 100-річних (екстремальних) опадів в Українських Карпатах зросте у зазначений період у два рази. При застосуванні методів даунскелінга до полів опадів при розрахунках рівнів та витрат річки Уж останні були представлені із роздільною здатністю у 1 км [36].

Найчастіше при оцінці впливу змін клімату на водні ресурси територій із не густою мережею гідрометеорологічних спостережень використовуються балансові моделі, а саме моделі водного та водно-теплового балансу, в яких сумісно розглядаються складові як водного балансу водозбору, так і теплового балансу підстильної поверхні. Справа у тому, що рівняння водного та теплового балансів містять у собі спільну складову – випаровування з поверхні суші. Це дозволяє застосовувати складові теплового балансу до розрахунків випаровування. Для визначення випаровування було введено поняття “максимально можливого випаровування” або “випаровуваності”, яке різними авторами визначалося як верхня межа випаровування, але інтерпретувалося по-різному: "випаровування зі зволоженої поверхні" (М.І.Будико); "випаровування з водної поверхні при тому ж комплексі метеорологічних умов, що й над сушею" (М.А.Багров); "випаровування для полів, вкритих рослинністю, коли вологість ґрунту близька до найменшої польової вологоємності" (А.Р.Константинов). У моделі “клімат-стік”, яка була розроблена в ОДЕКУ проф.Є.Д. Гопченком та проф. Н.С.Лободою [6] використаний “теплоенергетичний еквівалент”, запропонований В.С. Мезенцевим [33]. Зв’язки максимально можливого випаровування з температурою повітря повітря визначив французький вчений L. Turk(1954). Цей підхід успішно розвинув польський гідролог Z. Kaszmarek (1993), а запровадив для розрахунків змін водних ресурсів

України проф. Київського Національного Університету імені Тараса Шевченка Сніжко С.І. [34] за сценарієм А1В (модель REMO). Для досліджень було обрано 18 репрезентативних водних об'єктів (водозборів), розташованих у межах однієї географічної зони. Слід зазначити, що при цьому річки Північно-Західного Причорномор'я не розглядались. Автори визначили, що з 2020р. до 2040р. зменшення стоку можливе на річках Південний Буг (-27,2 %), Рось (-23,4 %), Самара (-98,8 %). У наступний період (2041-2080рр.) водність більшості річок прогнозується значно меншою від "базової", а у 2081-2100рр. очікується руйнація водних ресурсів у Лісостепу та необоротна руйнація річок у зоні Степу. Найменші зміни будуть характерні для річок Карпат та лісової зони [35]. Пізніше за цією ж моделлю була побудована карта ізоліній шарів стоку для різних часових періодів XXI сторіччя.

В Одеському державному екологічному університеті впродовж останніх десятиріч для оцінки водних ресурсів України за метеорологічними даними використовується модель "клімат-стік", розроблена під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Лободи Н.С. [7]. Розроблення такої моделі було актуальним у другій половині XX сторіччя через нестачу даних спостережень за стоком як у природних, так і у порушених водогосподарською діяльністю умовах. Починаючи з 80-х років минулого сторіччя, актуальність, теоретична і практична значущість моделі посилилася внаслідок додавання до чинників антропогенних перетворень глобального потепління[5]**.** Модель, калібрована та апробована на матеріалах про стік річок різних географічних зон України, є чутливою до сучасних змін кліматичних чинників і дозволяє із задовільною точністю оцінювати зональний стік та вплив підстильної поверхні, включаючи водогосподарські перетворення [17, 18].

Методики розрахунків природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) стоку та побутового річного стоку при відсутності даних гідрологічних спостережень, визначені в результаті застосування моделі "клімат-стік", увійшли до нової редакції нормативних документів ДБН В.2.4-Х:201Х «Визначення розрахункових гідрологічних характеристик» України та ДБН "Определение гидрологических характеристик для условий республики Молдова. СР D.01.05-2012" [31].

8.2. ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ МОДЕЛЮВАННЯ ВОДНИХ РЕСУРСІВ ЗА МОДЕЛЛЮ "КЛІМАТ-СТІК"

Модель "клімат-стік" складається з двох частин. Перша частина дозволяє виконувати оцінку природного річного стоку на основі метеорологічних даних, друга – оцінку побутового (перетвореного

водогосподарською діяльністю) стоку. На вході у першу частину моделі використовуються метеорологічні дані, у другу – природний (непорушений водогосподарською діяльністю) річний стік та кількісні показники водогосподарських перетворень. Математичною базою першої частини є рівняння водно-теплового балансу водозбору, другої – рівняння водогосподарського балансу водозбору, представлене у стохастичній (ймовірнісній) формі. Розглядається ланцюг послідовностей формування стоку: «клімат → кліматичний стік → підстильна поверхня → природний стік → водогосподарські перетворення → побутовий стік» [13]. Таким чином, вивчається та моделюється робота водогосподарської системи, яка зазнає зовнішніх (кліматичних) та внутрішніх (водогосподарських) впливів й певним чином реагує на цей вплив. У моделі використовується поняття «кліматичний стік», тобто стік, зумовлений кліматичними чинниками й розрахований за метеорологічними даними.

Перша (кліматична) частина моделі базується на рівнянні водно-теплового балансу ділянки суші у модифікації В.С. Мезенцева [29], диференціальна форма якого записується таким чином

$$\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} + \frac{\partial \beta_Y}{\partial \beta_H} = 1, \tag{8.1}$$

де H - характеристика ресурсів зволоження, під якою розуміють опади X, що випадають за розрахунковий період, та зміни $w_1 - w_2$ запасів вологи в ґрунті, тобто $H = X + w_1 - w_2$; $\beta_E, \beta_H, \beta_Y$ - складові рівняння водного балансу представлені у відносних одиницях.

Величини $\beta_E, \beta_H, \beta_Y$ представляють собою відношення складових рівняння водного балансу до характеристики теплоенергетичних ресурсів клімату E_m

$$\beta_H = \frac{H}{E_m};\ \beta_E = \frac{E}{E_m}; \beta_Y = \frac{Y}{E_m}, \tag{8.2}$$

де E - випаровування з поверхні суші; Y - стік води.

Сутність методу водно-теплового балансу полягає у розділенні теплового балансу підстильної поверхні на приходну та видаткову складові. Приходна частина розглядається як граничні ресурси енергії (“теплоенергетичні ресурси клімату”), які забезпечують процес випаровування у заданих кліматичних умовах

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)\ , \tag{8.3}$$

де R^+ - позитивна (приходна) частина радіаційного балансу; P^+ - позитивна складова турбулентного теплообміну або тепло, що надходить на ділянку суші в зв'язку з рухом повітря, тобто адвективне тепло; $B_1 - B_2$ - зміна запасів тепла в діяльному шарі грунту (теплообмін у ґрунті ΔB); L - приховане тепло пароутворення.

Величина E_m входить до (8.3) і має назву "теплоенергетичний еквівалент" або "максимально можливе випаровування" і являє собою шар води, який міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування були витрачені усі теплоенергетичні ресурси клімату LE_m [30]

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L} \ . \tag{8.4}$$

На відміну від інших підходів така інтерпретація поняття "максимального можливого випаровування" надає йому однозначності.

Граничні умови складових рівняння (8.1) записуються таким чином

$$0 \le \beta_E \le 1 \text{при } 0 \le \beta_H \le \infty \text{та } 0 \le \beta_Y \le \beta_H \le \infty . \tag{8.5}$$

Після наближеного розв'язання (8.1) частинне рівняння зв'язку між складовими водного та теплового балансів записується у такий спосіб

$$\beta_E = (1 + \beta_H^{-n})^{-\frac{1}{n}} \ , \tag{8.6}$$

де n - параметр, що інтегрує вплив фізико-географічних умов формування стоку.

Результати досліджень [11] показали, що при розрахунках норм річного стоку достатньо використовувати $n = 3$ як у гірських, так і рівнинних умовах його формування.

З урахуванням позначень (8.2), розрахунки випаровування з поверхні суші можна виконувати за рівнянням, отриманим із (8.6)

$$E = E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} . \tag{8.7}$$

У такому випадку рівняння водного балансу ділянки суші ($H = Y + E$) набуде вигляду

$$H = Y + E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \qquad (8.8)$$

де H – характеристика ресурсів зволоження; Y – стік води;

E_m – максимально можливе випаровування; $n = 3$.

Рівняння (8.8) містить складову, яка входить у тепловий баланс земної поверхні, а саме величину максимально можливого випаровування E_m, у зв'язку з чим вираз (8.8) отримав назву рівняння водно-теплового балансу.

Рівняння водно-теплового балансу (8.8), виражене відносно величини стоку Y, можна представити в такий спосіб

$$Y = H - E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} . \qquad (8.9)$$

З урахуванням $H = X + w_1 - w_2$, рівняння водно-теплового балансу записується у вигляді

$$Y = X + w_1 - w_2 - E_m \left[1 + \left(\frac{X + w_1 - w_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} . \qquad (8.10)$$

Різниця $w_1 - w_2$, яка представляє собою змінення вологовмісту розрахункового шару грунту, набуває істотних додатних та від'ємних значень усередині року (місяця, декади) і в окремі роки (групи років).

Для багаторічного періоду, коли виконується умова

$$w_1 - w_2 = 0, \qquad (8.11)$$

рівняння водно-теплового балансу набуває вигляду

$$\overline{Y} = \overline{X} - \overline{E}_m \left[1 + \left(\frac{\overline{X}}{\overline{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \qquad (8.12)$$

де $\overline{Y}, \overline{X}, \overline{E}_m$ - середні багаторічні величини (норми) річного стоку, опадів та максимально можливого випаровування відповідно, виражені в мм.

Норма річного стоку $\overline{Y}$, визначена за (8.12), зумовлюється кліматичними чинниками – нормою річних опадів $\overline{X}$ й максимально можливого випаровування $\overline{E}_m$, які підлягають закону географічної зональності та можуть бути представлені у вигляді карт ізоліній. Таким чином, розраховані при постійному n величини стоку залежать від співвідношення показників ресурсів вологи $\overline{X}$ та тепла $\overline{E}_m$ і відображають їхню взаємодію, через що отримали назву "кліматичного" стоку ($\overline{Y}_K$).

В Одеському державному екологічному університеті під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Н.С. Лободи розроблено метод визначення характеристик природного річного стоку на основі реалізації водно-теплового балансу для території України, який увійшов складовою до моделі "клімат-стік" [16]. Для рівнинної території України були побудовані карти ізоліній норм річних опадів, максимально можливого випаровування та кліматичного стоку на топографічній основі 1:500000 та визначені регіональні залежності цих характеристик від висоти місцевості для гірських територій (Українські Карпати та Гірський Крим) [14, 15].

Згідно із наведеним вище рівнянням (8.4), максимально можливе випаровування може визначатися за даними актинометричних станцій, яких у середині минулого сторіччя на території України та Молдови було 19. Пізніше були визначеніемпіричні залежності, які показують зв'язок між розрахованими за (8.4) значеннями E_m та температурами повітря

$$\overline{E}_m = 0{,}224 \sum \overline{T}_{>10} + 226, r = 0.91, \tag{8.13}$$

$$\overline{E}_m = 0{,}209 \sum \overline{T}_{>0} + 179, r = 0.87 \quad , \tag{8.14}$$

$$\overline{E}_m = 13{,}3 \sum_{V}^{IX} \overline{T_M} - 307, r = 0.94, \tag{8.15}$$

де $\sum_{V}^{IX} \overline{T_M}$ - сума норм середньомісячних температур повітря за літній період (із травня по вересень включно); $\sum T_{>10}$ - сума температур повітря вищих за $10^\circ C$; $\sum T_{>0}$ - сума температур повітря вищих за $0^\circ C$.

За розрахунками кліматичного стоку за даними минулих років (1951-1980 рр.) були одержані залежності, які описують зв'язки між

багаторічною мінливістю (коефіцієнтом варіації C_V) та нормою річного кліматичного стоку. Для визначення коефіцієнта асиметрії C_S виконано районування відношення C_S / C_V. Просторо-часові узагальнення характеристик річного стоку, визначених за метеорологічними даними, відкривають можливості визначення статистичних параметрів річного природного стоку та значень стоку в роки різної водності при відсутності даних спостережень або при значній трансформації водогосподарською діяльністю [12]. Установлено, що норми річного кліматичного стоку відповідають нормам зонального стоку річок. Точність визначення статистичних параметрів річного стоку за описаною моделлю знаходиться у межах точності розрахунків цих параметрів за даними гідрометричних спостережень.

8.3. ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ МОДЕЛЮВАННЯ ВОДНИХ РЕСУРСІВ ЗА СЦЕНАРІЯМИ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ НА ОСНОВІ МОДЕЛІ "КЛІМАТ-СТІК"

Зміни кліматичних характеристик, зумовлені глобальним потеплінням унаслідок збільшення концентрації парникових газів, неминуче приведуть до перерозподілу водних ресурсів як у часі, так і в просторі. Кліматичний стік, величини якого залежать від співвідношення ресурсів вологи та тепла ($\beta_H = \frac{H}{E_m}$), найкращим чином відображає зміни клімату. Визначення норм кліматичного річного стоку, який в інтегральній формі характеризує поверхневі водні ресурси, відбувається за (8.12). Як складові рівняння входять норми опадів та максимально можливого випаровування, які встановлюються за даними кліматичних сценаріїв.

Рівняння водно-теплового балансу в умовах глобального потепління для замкненого водозбору представляється у такому вигляді

$$\overline{Y}'_K = (\overline{X} \pm \Delta\overline{X}) - \overline{E}'_m \left[1 + \left(\frac{\overline{X} \pm \Delta\overline{X}}{\overline{E}'_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \qquad (8.16)$$

де $\overline{Y}_K$ - середня багаторічна величина кліматичного річного стоку в умовах змін клімату, мм; $\overline{E}'_m$ - середня багаторічна величина максимально можливого випаровування в умовах регіонального клімату, мм; $\overline{X}$ -

вихідна норма річних опадів,мм; $\overline{E}_m$ - вихідна норма максимально можливого випаровування, мм; $\Delta\overline{X}$ - зміни норм річних опадів, мм.

Як вже зазначалося, матеріали сценаріїв змін глобального клімату у наукових розробках кінця минулого сторіччя представлялися у вигляді поправкових коефіцієнтів k_X до сум середніх багаторічних опадів та поправок ΔT до величин середніх багаторічних температур повітря за календарні місяці. При цьому зміна опадів оцінювалась як $\Delta\overline{X} = k_X\overline{X}$, а величина максимально можливого випаровування розраховувалася за (8.15) з використанням сценарних даних про зміни температур повітря $\overline{E}_m^{'} = f(T + \Delta T)$.

Числові експерименти, виконані на основі рівняння водно-теплового балансу (8.12), показали, що зміна норм кліматичного стоку стає значущою, тобто перевищує точність розрахунку даної величини, при зміні річних опадів на $\pm 3{,}5\%$ або при зміні сум середньомісячних температур повітря за період червень-серпень на $\pm 2{,}5^{\circ}C$ [47]. Передбачувані сценаріями зміни метеорологічних характеристик перевищують зазначені межі, отже, модель "клімат-стік" може успішно застосовуватись при прогнозуванні стану водних ресурсів України за сценаріями змін глобального клімату.

У сучасних математичних моделях загальної циркуляції атмосфери і океану, які пов'язуються із типом розвитку суспільства, надається просторовий розподіл метеорологічних даних у вузлах регулярної сітки, яка у ході досліджень з роками стає більш детальною. За обраними сценаріями для кожного вузла відбираються дані про середні місячні опади, температури повітря по місяцях та вологість грунту. Така інформація дозволяє виконувати розрахунки стоку по місяцях та сезонах з використанням рівняння водно-теплового балансу (8.10), яке для умов змін клімату набере вигляду

$$Y_K^{'} = X^{'} + (w_1 - w_2)^{'} - E_m^{'}\left[1 + \left(\frac{X^{'} + (w_1 - w_2)^{'}}{E_m^{'}}\right)^{-n}\right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (8.17)$$

де $\overline{Y}_K^{'}$ - величина кліматичного стоку за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм; $E_m^{'}$ - величина максимально можливого випаровування за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм; $X^{'}$ - сума річних опадів за розрахунковий період в умовах змін клімату,мм; $(w_1 - w_2)^{'}$ зміна запасів води у грунті за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм.

Проблема розрахунків кліматичного стоку за внутрішньорічні інтервали часу на базі (8.17) полягає в урахуванні процесу накопичення на водозборі запасів води у сніговому покриві за зимовий сезон та подальшої їх участі у формуванні весняного водопілля. Більша частина твердих опадів зимового сезону накопичується на водозборі до початку танення снігового покриву і формує поверхневий стік весняного водопілля, а також стік межені за рахунок поповнення водоносних горизонтів інфільтраційними водами. З метою установлення внеску опадів зимового сезону за даними минулих років було виконано співставлення значень кліматичного та фактичного стоку по сезонах і місяцях у різні за водністю роки. Як опорний вибирався водозбір з стійким підземним живленням та незначним впливом водогосподарської діяльності. Шляхом оптимізаційних розрахунків визначалися частки опадів зимового сезону, які мали бути перенесеними на весняний сезон у багатоводні, маловодні та середні за водністю роки для отримання задовільного збігу фактичних та розрахованих величин стоку (табл.8.1, 8.2). Установлено, що для середнього за водністю року (правобережжя України) 40 % опадів не приймають участі у формуванні стоку зимового сезону. Проте, тільки 60 % від "відібраних" зимових опадів зумовлюють стік сезону весна. У маловодні роки, через відлиги та малу кількість накопичених на водозборі запасів води у снігу перед початком сніготанення, "переніс" опадів зимового сезону на весняний не має сенсу [24].

Таблиця 8.1. Частки опадів, які переносяться із зимового сезону на весняний і беруть участь у формуванні стоку весняного сезону(багатоводний рік)

Сезон	Правобережна Україна		Лівобережна Україна	
	Ліс, лісостеп	Степ	Ліс, лісостеп	Степ
весна	0,50	1,00	0,65	1,0
літо	0,00	0,00	0,00	0,00
осінь	0,00	0,00	0,00	0,00
зима	0,55	0,30	0,55	0,30

Таблиця 8.2. Частки опадів (%), які переносяться із зимового сезону на весняний і беруть участь у формуванні стоку весняного сезону (середній за водністю рік)

Сезон	Правобережна Україна		Лівобережна Україна	
	Ліс, лісостеп	Степ	Ліс, лісостеп	Степ
весна	0,60	0,00	0,60	0,50
літо	0,00	0,00	0,00	0,00
осінь	0,00	0,00	0,00	0,00
зима	0,40	0,15	0,30	0,20

Для розрахунків за (8.17) необхідні дані не тільки про річну величину $E'_{m,pik}$, а й про її розподіл по місяцях року. Величина максимально можливого випаровування $E'_{m,pik}$ обчислювалися для кожного року за сценарними даними про температури повітря із використанням (8.15). Розподіл максимально можливого випаровування по місяцях визначався у частках від річного значення $E'_{m,pік}$, розподіленого пропорційно внутрішньорічному розподілу дефіциту вологи у повітрі

$$E'_{m,i} = E'_{m,pік} \frac{d_i}{\sum_{1}^{12} d_i}, \qquad (8.18)$$

де $E'_{m,i}$ - максимально можливе випаровування для кожного розрахункового місяця; $E'_{m,pік}$ - річне значення максимально можливого випаровування; d_i - середнє місячне значення дефіциту вологи у повітрі.

Оскільки у сценаріях глобального потепління відсутні матеріали про дефіцит вологи у повітрі, для кожного із вузлів сітки за даними минулих років за матеріалами близько розташованих метеорологічних станцій були виведені емпіричні залежності, які дозволяють визначати дефіцит вологи за температурою повітря (табл. 8.3).

Порівняння результатів розрахунків кліматичного та фактичного природного стоку за місяці і сезони, виконаних на основі рівняння (8.17), дозволило установити, що відносне середнє відхилення розрахованого стоку від спостереженого у зоні достатнього зволоження при розрахунках по місяцях становить ± 10 %, по сезонах -6,7 % (табл.8.4, 8.5). Проте у зоні недостатнього зволоження похибки розрахунків у окремі роки можуть бути високими і досягати 50 %. Через це було прийнято рішення про обчислення внутрішньорічного розподілу за моделлю характерних років. Тобто має бути визначений внутрішньорічний розподіл стоку у відсотках від річного для багатоводного, середнього за водністю та маловодного року окремо.

Установити водність року при розрахунках за даними кліматичних сценаріїв можна, використовуючи співвідношення між ресурсами вологи та тепла $\left(\beta_H = \frac{H}{E_m}\right)$, від якого залежать умови формування стоку. Таким чином, забезпеченість річного стоку P бралася рівною забезпеченості величини β_H.

Таблиця 8.3. Емпіричні залежності вигляду $d_i = f(T_i)$

Назва метеостанції	Координати		Вид рівняння $d_i = f(T_i)$	
	широта	довгота	1986-2005 рр.	2011-2030 рр.
Ізмаїл	45°21'	28°50'	$d_i = 1.432e^{0.095T}$	$d_i = 1.477e^{0.093T}$
Миколаїв	46°54'	32°09'	$d_i = 1.107e^{0.096T}$	$d_i = 1.192e^{0.092T}$
Кіровоград	48°30'	32°15'	$d_i = 0.988e^{0.115T}$	$d_i = 0.97e^{0.115T}$
Вінниця	49°14'	28°28'	$d_i = 1.048e^{0.108T}$	$d_i = 1.013e^{0.109T}$
Житомир	50°16'	28°38'	$d_i = 0.949e^{0.107T}$	$d_i = 0.889e^{0.111T}$
Суми	50°53'	34°43'	$d_i = 0.828e^{0.120T}$	$d_i = 0.768e^{0.124T}$
Броди	50°06'	25°09'	$d_i = 1.088e^{0.096T}$	$d_i = 1.036e^{0.099T}$
Сарни	51°21'	26°37'	$d_i = 0.885e^{0.106T}$	$d_i = 0.808e^{0.112T}$
Щорс	51°48'	31°57'	$d_i = 0.722e^{0.121T}$	$d_i = 0.658e^{0.128T}$
Губиниха	48°49'	35°16'	$d_i = 1.088e^{0.109T}$	$d_i = 1.069e^{0.109T}$
Луганськ	48°34'	39°15'	$d_i = 1.039e^{0.116T}$	$d_i = 1.025e^{0.114T}$
Мелітополь	46°50'	35°22'	$d_i = 1.052e^{0.107T}$	$d_i = 1.096e^{0.103T}$
Сарата	46°01'	29°40'	$d_i = 1.343e^{0.098T}$	$d_i = 1.395e^{0.096T}$
Джанкой	45°43'	34°24'	$d_i = 1.23e^{0.101T}$	$d_i = 1.296e^{0.097T}$
Чернівці	48°17'	25°56'	$d_i = 1.965e^{0.074T}$	$d_i = 1.929e^{0.074T}$
Ужгород	48°36'	22°19'	$d_i = 1.096e^{0.104T}$	$d_i = 1.027e^{0.107T}$
Умань	48°46'	30°14'	$d_i = 1.011e^{0.114T}$	$d_i = 1.0e^{0.113T}$
Тернопіль	49°34'	25°36'	$d_i = 1.082e^{0.099T}$	$d_i = 1.037e^{0.1T}$
Донецьк	48°00'	37°50'	$d_i = 1.114e^{0.112T}$	$d_i = 1.083e^{0.111T}$
Полтава	49°36'	34°33'	$d_i = 0.992e^{0.113T}$	$d_i = 0.929e^{0.115T}$
Харків	49°58'	36°15'	$d_i = 0.882e^{0.121T}$	$d_i = 0.854e^{0.122T}$
Славське	48°51'	23°27'	$d_i = 1.75e^{0.076T}$	$d_i = 1.697e^{0.078}$
Івано-Франківськ	48°55'	24°42'	$d_i = 1.647e^{0.079T}$	$d_i = 1.605e^{0.08T}$
Ковель	51°13'	24°43'	$d_i = 0.912e^{0.103T}$	$d_i = 0.854e^{0.107T}$
Самбір	49°31'	23°12'	$d_i = 1.409e^{0.083T}$	$d_i = 1.338e^{0.085T}$
Херсон	46°38'	32°36'	$d_i = 1.084e^{0.102T}$	$d_i = 1.15e^{0.098T}$
Вознесенськ	47°34'	31°18'	$d_i = 1.097e^{0.11T}$	$d_i = 1.119e^{0.108T}$

Таблиця 8.4. Порівняння розрахункових і фактичних значень середньомісячного стоку для середнього багаторічного періоду (водозбір р.Дністер-с.Стрілки)

Характеристика	Місяці											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
X, мм	66	80	93	70	92	170	128	121	72	60	67	74
Em, мм	19	21	31	50	81	103	120	112	80	53	34	24
Yp, мм	14	31	80	68	31	79	35	31	15	19	22	24
$Yф$, мм	14	27	70	67	26	67	38	32	21	16	22	23
δ, %	-3	-16	-15	-1	-21	-18	9	2	25	-20	0.1	-3.2

Таблиця 8.5. Порівняння розрахункових і фактичних значень сезонного стоку для середнього багаторічного періоду (водозбір р.Дністер-с.Стрілки)

Сезон / Характеристика	Зима (XII-II)	Весна (III-V)	Літо (VI-IX)	Осінь (X-XI)
Опади X, мм	110	343	513	127
Максимально можливе випаровування Em, мм	58	194	404	71
Розрахована величина стоку Yp, мм	69	179	160	41
Фактична величина стоку $Yф$, мм	64	163	158	38
δ, %	-7.81	-9.82	-1.3	-7.89

Справедливість такого підходу доведена на прикладі річок Північно-Західного Причорномор'я, для яких виявлено існування статистично значущого зв'язку між забезпеченістю величин річного стоку q та значенням β_H [25, 4]. Після того, як забезпеченість кожного розрахункового року була встановлена, за (8.17) розраховувалися та узагальнювалися по роках характерної водності особливості внутрішньорічного розподілу по місяцях та сезонах.

При застосуванні даних прогнозів за сценаріями змін клімату до розрахунків місячних та сезонних величин стоку за рівнянням водно-теплового балансу пропонується використовувати таку послідовність розрахунків.

1. Визначення положення вузлової точки (метеорологічної станції), для якої беруться прогнозні сценарні дані.
2. Визначення місячних, сезонних та річних сум опадів для кожної вузлової точки.
3. Розрахунки річних значень максимально можливого випаровування за середньомісячними даними про температуру повітря на базі рівняння (8.15).
4. Розрахунки значень дефіцитів вологості повітря в залежності від температури повітря $d_i = f(T_i)$ для кожної вузлової точки.
5. Установлення внутрішньорічного розподілу максимально можливого випаровування за (8.18).
6. Визначення водності року за забезпеченістю співвідношення β_X, тобто за співвідношенням ресурсів тепла та вологи.
7. Установлення місячних та сезонних значень стоку за типовим розподілом по моделі характерних років.
8. Формування рядів стоку по роках і сезонах та установлення їх характеристик.

8.4. ОЦІНКА ЗМІН ВОДНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ ЗА СЦЕНАРІЄМ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ *A1B*

Характеристикою зволоженості (посушливості) території є співвідношення між ресурсами вологи й тепла для багаторічного періоду [8], яке можна представити через максимально можливе випаровування як однієї із головних складових рівняння водно-теплового балансу

$$\beta_X = \frac{\overline{X}}{\overline{E_m}}, \qquad (8.19)$$

де $\overline{X}$ - середнє багаторічне значення річних опадів, мм; $\overline{Em}$ - середнє багаторічне значення максимально можливого випаровування, мм.

За величиною β_X можна виділити області зволоженості або посушливості:

$\beta_X \geq 1{,}0$ - зона надмірного зволоження, (8.20)

$0{,}8 < \beta_X < 1{,}0$ - зона достатнього зволоження, (8.21)

$0{,}5 \leq \beta_X < 0{,}8$ - зона недостатнього зволоження, (8.22)

$0{,}20 < \beta_X < 0{,}50$ - напіваридна зона, (8.23)

$0{,}03 < \beta_X < 0{,}20$ - аридна зона, (8.24)

$\beta_X < 0{,}03$ - гіпераридна зона. (8.25)

Значення β_X=0,5 є межею між зоною недостатнього зволоження та напіваридною зоною [26].

Середні багаторічні величини річного кліматичного стоку та показника зволоженості β_X, розраховані за даними по 28 метеорологічних станціях України та відповідних вузлах сітки для кліматичного сценарію *A1B*, були представлені у вигляді карт ізоліній [27]. На рис.8.1-8.4 показаний просторовий розподіл показника зволоженості β_X у вихідних умовах (до появи статистично значущих змін у коливаннях температур повітря [9]) та за періоди 1986-2005 рр., 2011-2030рр., 2031-2050 рр. Аналізуючи просторовий розподіл ізоліній β_X у часі, можна зробити висновок, що ізолінія β_X=0,5 буде поступово “підніматися” на карті з півдня до півночі, збільшуючи площу, зайняту напіваридною зоною. За сценарієм A1B зростання водних ресурсів у порівнянні із минулим сторіччям спостерігатиметься на півночі країни у 1986-2005 рр., про що свідчить зміна положення ізолінії β_X=0,9. Ці результати підтверджуються даними спостережень, згідно з якими водні ресурси річок Полісся на початку XXI сторіччя зростали [19]. У періоди 2011-2030рр. та 2031-2050рр. площа території України, де β_X>0.9, знову зменшуватиметься до початкових розмірів. В усі розрахункові періоди практично не зазнає змін зона надлишкового зволоження β_X>1.0, розташована в Українських Карпатах.

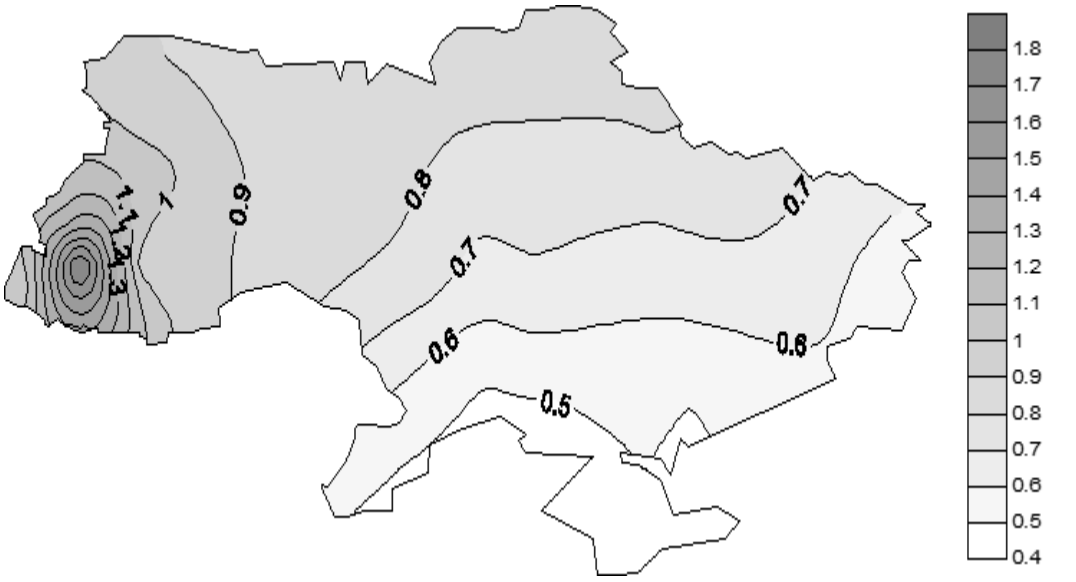


Рис.8.1. Просторовий розподіл показника зволоженості β_X ,визначеного за даними до 1989 року
(до початку значущого впливу глобального потепління)

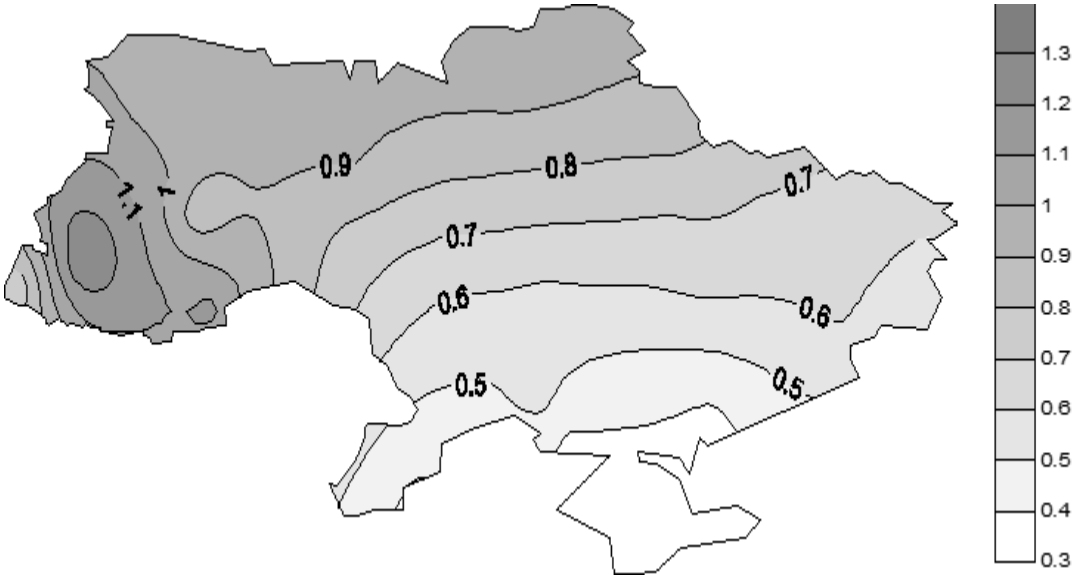


Рис. 8.2. Просторовий розподіл показника зволоженості β_X ,визначеного за даними 1986-2005 рр., сценарій *A1B*

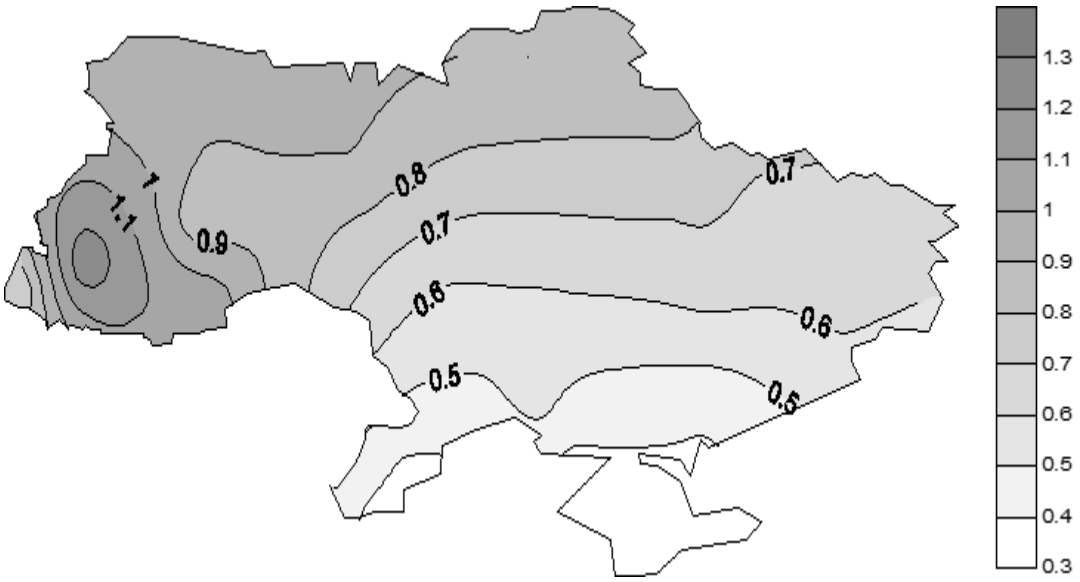


Рис. 8.3. Просторовий розподіл показника зволоженості β_X, визначеного за даними 2011- 2030 рр. , сценарій *A1B*

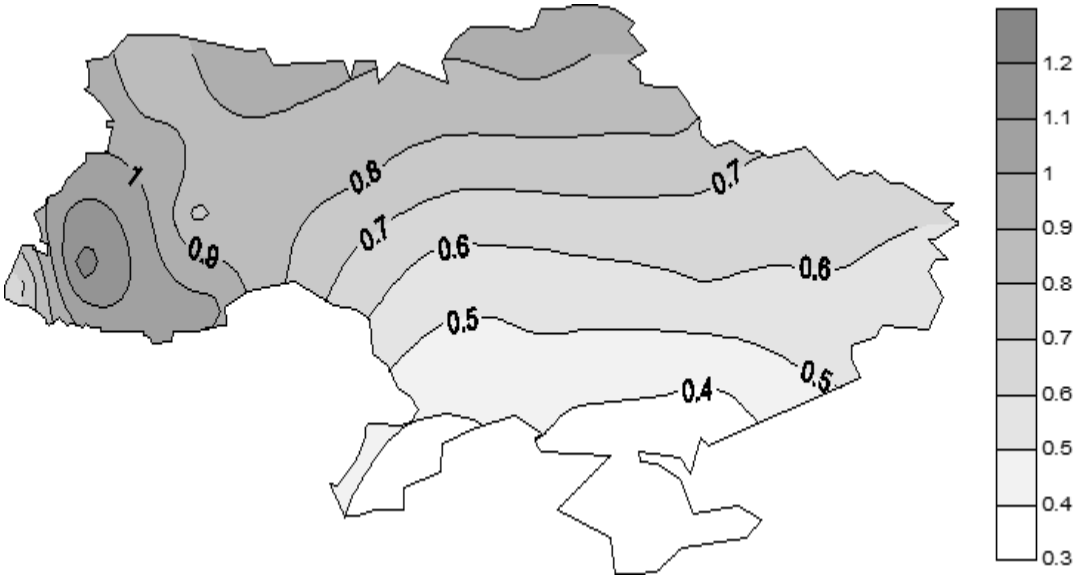


Рис. 8.4. Просторовий розподіл показника зволоженості β_X, визначеного за даними 2031-2050 рр. , сценарій *A1B*

На рисунках (8.5 – 8.8) представлені норми кліматичного річного стоку України у минулому сторіччі (до початку глобального потепління), які змінювалися на рівнинній частині від 140 мм на північному заході до 20 мм на півдні (рис.8.5). За сценарієм *A1B* у XXI столітті відбуватиметься поступове розширення до півночі зони степу, межею якого може бути розглянута ізолінія норми річного кліматичного стоку, яка дорівнює 30 мм. Ізолінія норм річного кліматичного стоку, яка дорівнює 10 мм, знаходилася у минулому сторіччі на території степового Криму [13]. У період 2031-2050 рр. ця ізолінія згідно із сценарієм *A1B* "підніметься" на північ, так само як і ізолінія 30 мм (рис. 8.8).

Більш повну уяву про зміни водних ресурсів України за сценарієм може надати карта ізоліній відносних відхилень δ середніх багаторічних величин кліматичного річного стоку за різні розрахункові періоди

$$\delta = \frac{\overline{Y_K}' - \overline{Y_K}}{\overline{Y_K}}, \qquad (8.26)$$

де $\overline{Y_K}'$ - середня багаторічна величина річного кліматичного стоку, розрахована за даними сценарію, мм; $\overline{Y_K}$ - середня багаторічна величина річного кліматичного стоку, розрахована за даними до 1989 р. (до початку значущого впливу глобального потепління згідно із висновками В.В.Гребіня).

Нульова ізолінія δ призначена показувати межу між можливими напрямками змін водних ресурсів (рис.8.8, 8.9).

При розрахунках δ за сценарієм визначено, що у період 1986-2005 рр. буде відбуватися зменшення норм річного кліматичного стоку на півдні України та Закарпатті. Воно досягне мінус 40 % у південній частині Одеської області та мінус 50 % - у Херсонській. У північній та північно-західній частинах, навпаки, очікується зростання річного стоку від 10 до 50 % (рис. 8.9). Слід зазначити, що такі результати відповідають даним спостережень, описаним у роботах [9,1,23].

У період 2011-2030 рр. розподіл ізоліній норм річного кліматичного стоку буде суттєво змінюватися: нульова ізолінія має «спуститися» до південного сходу (рис.8.10). Це означає розширення території України, на якій буде відбуватися збільшення водних ресурсів у порівнянні із даними до початку суттєвих змін клімату на території України, тобто до 1989 р.

У період 2031-2050 рр. за сценарієм *A1B* зменшення водних ресурсів на півдні України буде посилюватись і досягне 60-70 %. Зростання стоку відбуватиметься у межах водозборів річок Прип'ять та Десна, а також у межах Українських Карпат. Закарпаття та водозбір р.Західний Буг, лівобережні притоки Дністра увійдуть в область зменшення річного стоку (рис. 8.11).

Рис. 8.5. Просторовий розподіл норм річного кліматичного стоку (мм), визначених за даними до 1989 р.

Рис. 8.6. Просторовий розподіл норм річного кліматичного стоку (мм), визначених за даними 1986-2005рр.

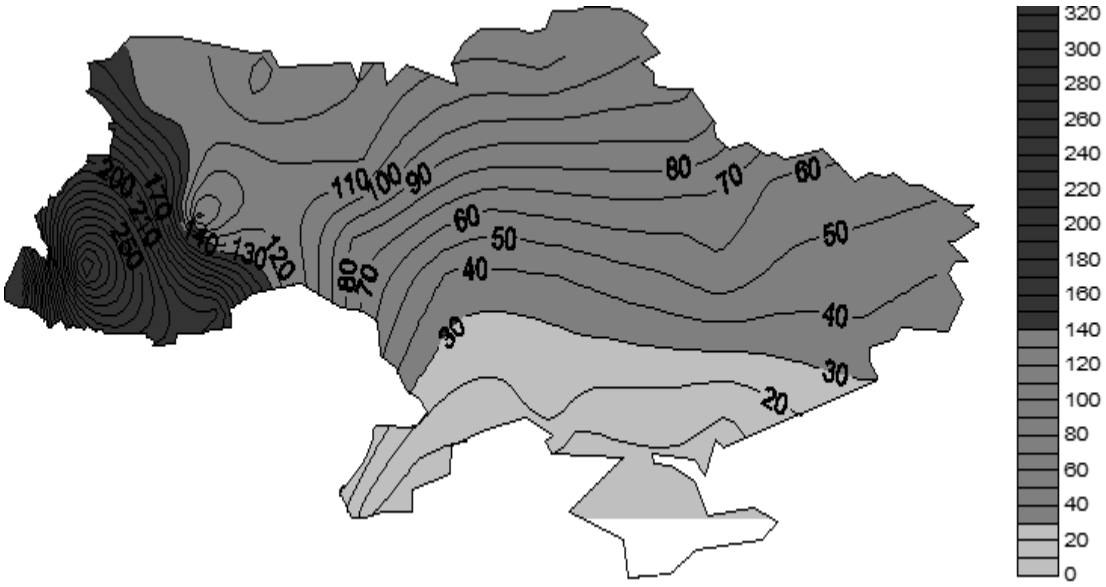


Рис. 8.7. Просторовий розподіл норм річного кліматичного стоку (мм), визначених за даними 2011-2030рр.

Рис. 8.8. Просторовий розподіл норм річного кліматичного стоку (мм), визначених за даними 2031-2050рр.

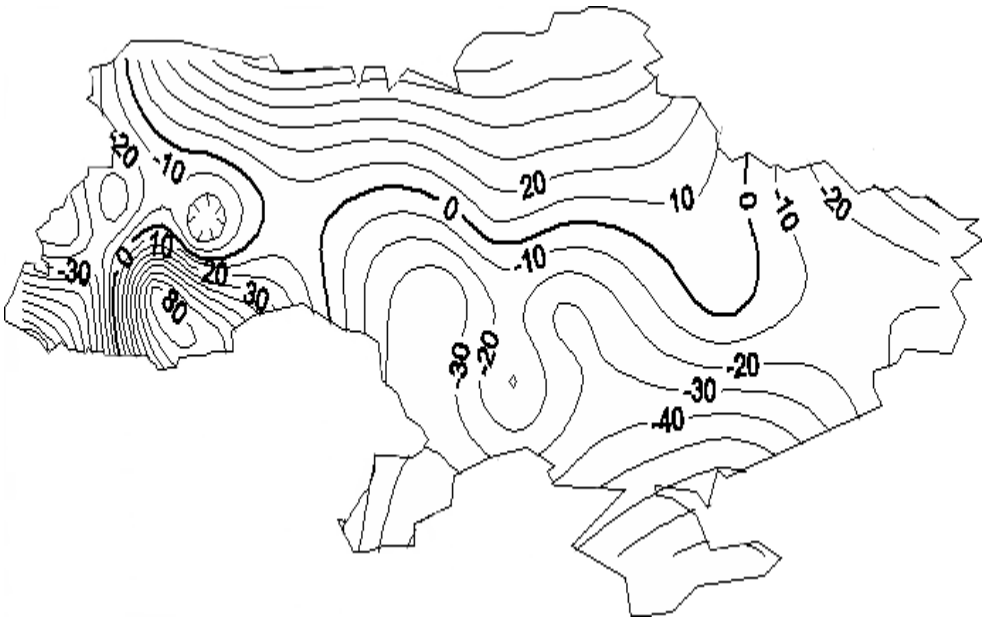


Рис.8.9. Просторовий розподіл відносних відхилень (%) норм річного кліматичного стоку за період 1986-2005 рр. (сценарій *A1B)* у порівнянні із базовими даними (до 1989 р.)

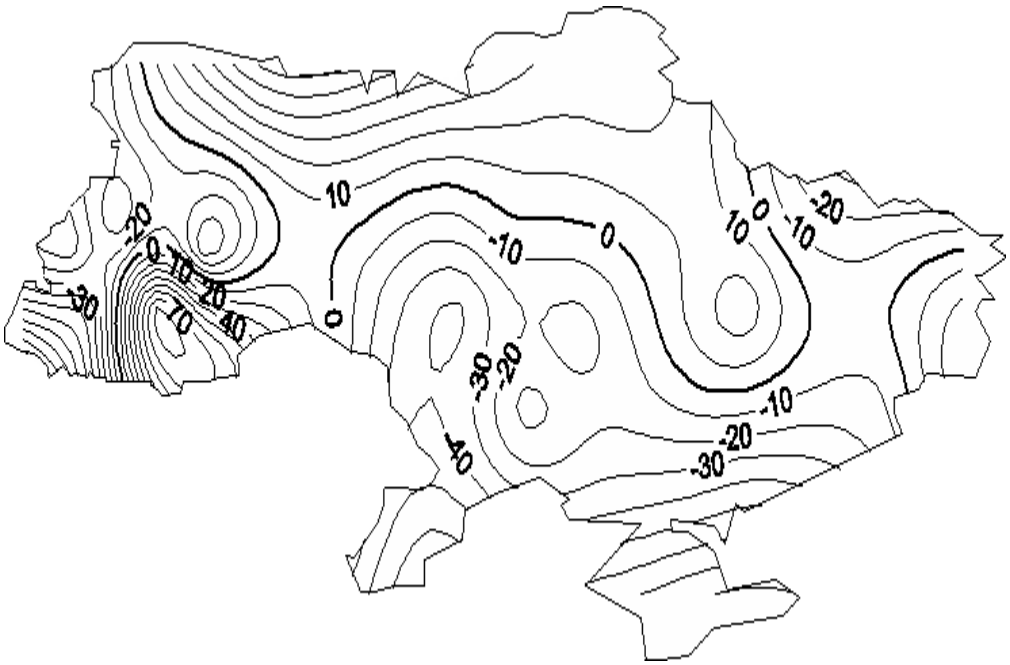


Рис. 8.10. Просторовий розподіл відносних відхилень (%) норм річного кліматичного стоку за період 2011-2030 рр. (сценарій *A1B)* у порівнянні із базовими даними (до 1989 р.)

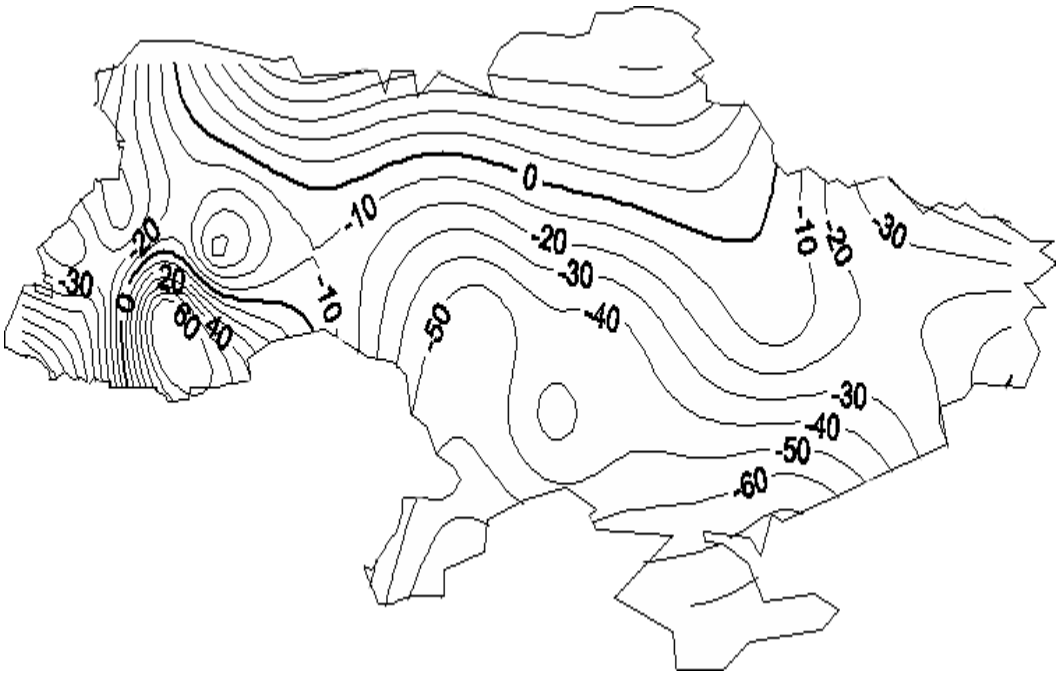


Рис. 8.11. Просторовий розподіл відносних відхилень (%) норм річного кліматичного стоку за період 2031-2050 рр. (сценарій *A1B)* у порівнянні із базовими даними (до 1989 р.)

На період 2011-2030 рр. у внутрішньорічному розподілі стоку по сезонах для рівнинної зони України очікується зростання відсотка стоку, який припадає на весняний сезон (до 7,6 %). Внесок стоку літньо-осінньої межені буде зменшуватися: до 5,6 % влітку та до 0,9 % взимку (табл. 8.6).

Для гірської зони Українських Карпат зміни внутрішньорічного розподілу стоку несуттєві і не перевищуватимуть 2,1 %.

Таблиця 8.6. Зміни внутрішньорічного розподілу стоку (%) за період 2011-2030 рр. у порівнянні із періодом 1986-2005 рр. (сценарій A1B)

Географічна зона	Сезони			
	Зима XII-II	Весна III-V	Літо VI-IX	Осінь X-XI
Гірська зона Українських Карпат	-2.1	-0.50	2.0	0,0
Зона мішаних лісів	1.2	4.8	-5.6	-0.4
Зона Лісостепу	-2.3	7.6	-4.4	-0.9
Зона Степу	-2.6	3.3	-1.1	-0.3

Ступінь змін водних ресурсів визначається за рекомендаціями ООН, згідно з якими зменшення середньої багаторічної величини річного стоку на 10 % класифікується як значущі зміни водних ресурсів; на 50 % – як руйнація водних ресурсів, на 70 % – як необоротна руйнація. Отже, у 2011-2030 рр. руйнація водних ресурсів спостерігатиметься на півдні і південному заході України, а у 2031-2050 рр. поширюється на Центральну Україну.

8.5. ОЦІНКА ЗМІН ВОДНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ ЗА СЦЕНАРІЄМ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ А2

Просторова динаміка показника зволоженості β_X за сценарієм А2 показує, що у десятиріччя 2011-2030 рр. площа напіваридної зони β_X<0,5 буде зменшуватись у порівнянні із 1986-2005 рр. (рис. 8.12, рис. 8.13), а у 2031-2050рр. – зростати (рис. 8.14). Площі, зайняті зоною надмірного зволоження β_X>1,0, які розширилися на заході у 1986-2005 рр., і надалі практично не змінюватимуться. Ізолінія β_X=0,8, яка вказує на перехід до зони недостатнього зволоження, буде поволі "спускатися" на південному сході і зменшувати площу цієї зони.

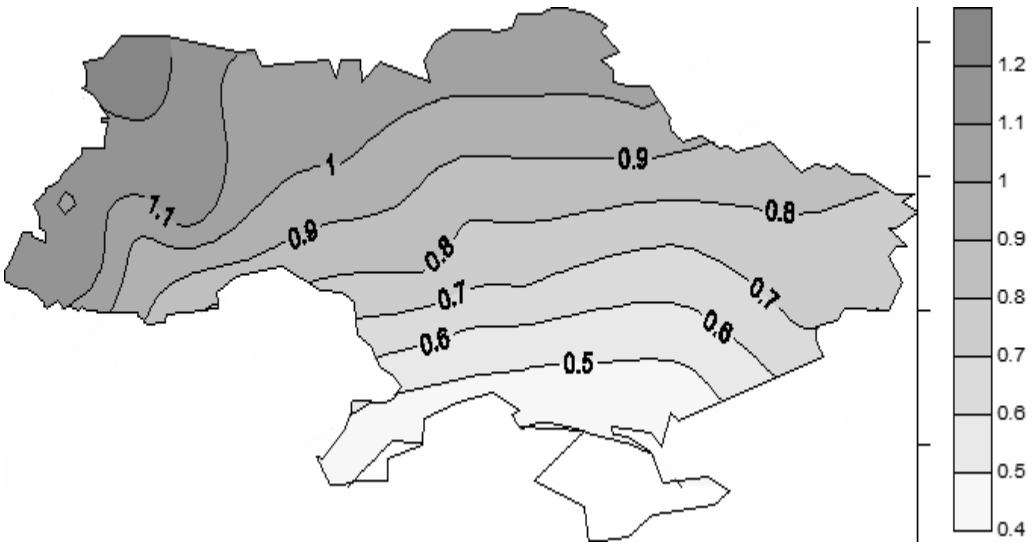


Рис. 8.12. Просторовий розподіл показника зволоженості β_X, визначеного за даними 1986-2005 рр. за сценарієм *А2*

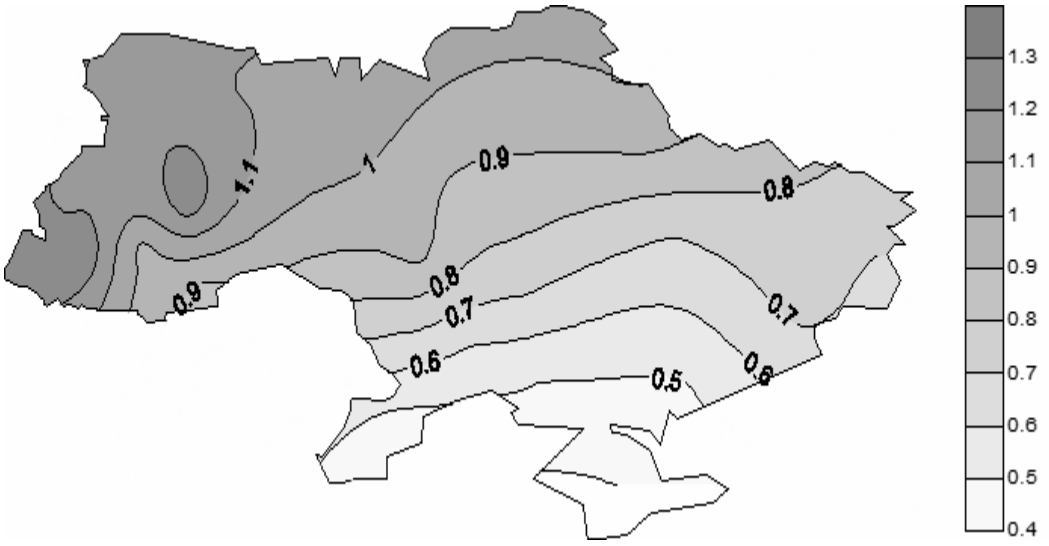


Рис. 8.13. Просторовий розподіл показника зволоженості β_X, визначеного за даними 2011-2030 рр. за сценарієм *A2*

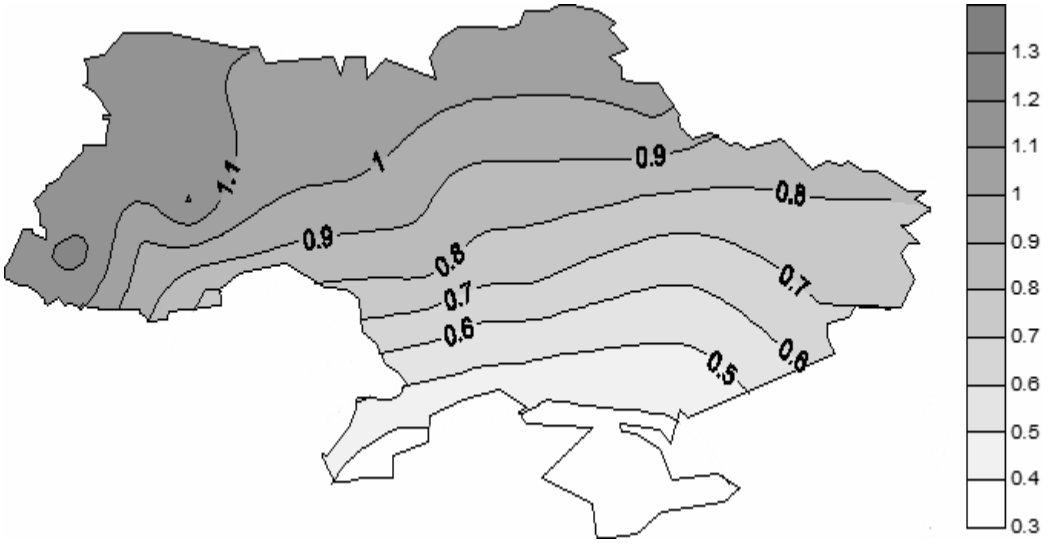


Рис. 8.14. Просторовий розподіл показника зволоженості β_X, визначеного за даними 2031-2050 рр. за сценарієм *A2*

При розгляді відносних відхилень δ середніх багаторічних значень річного кліматичного стоку від його значень до початку змін клімату (див. рис. 8.5), можемо зазначити, що область від'ємних змін за сценарієм *A2* має охопити весь південь України та Закарпаття й Буковину в 1985-2005рр. (рис. 8.15), але вона дещо скоротиться у 2011-2030рр. (рис. 8.16), й надалі у (2031-2050рр.) буде знов розширюватися, особливо на сході країни (рис.8.17). На півночі, в центрі та сході України до 2030 р. очікується зростання водних ресурсів до 80 % у порівнянні із минулим сторіччям (до 1989 р.). Збільшення водних ресурсів у 2011-2030 рр. буде забезпечуватись зростанням опадів. У 2031-2050 рр. опади почнуть зменшуватись, а максимально можливе випаровування зростатиме, що спричинить уповільнення процесу зволоження території та розширення напіваридної зони. Порівняння розрахованих норм річного кліматичного стоку за період 2031-2050 рр. із результатами розрахунків за 2011-2031 рр. показало, що на більшій частині України водні ресурси почнуть зменшуватись і лише у Поліссі та північному сході України буде відбуватися їх зростання до 20 % (рис. 8.18).

Таким чином, з точки зору збереження водних ресурсів України сценарій *A2* є більш "м'яким" у порівнянні із сценарієм *A1B*. Проте у південних областях зменшення водних ресурсів буде посилюватись і у Одеській області досягне стану руйнації (більше 50 відсотків). Розвиток подій за сценарієм *A2* указує на зростання різниці у забезпеченні водою південних і північних областей України. Однак наслідки глобального потепління, які прогнозуються за сценарієм *A2,* будуть не такі катастрофічні, як за сценарієм *A1B*.

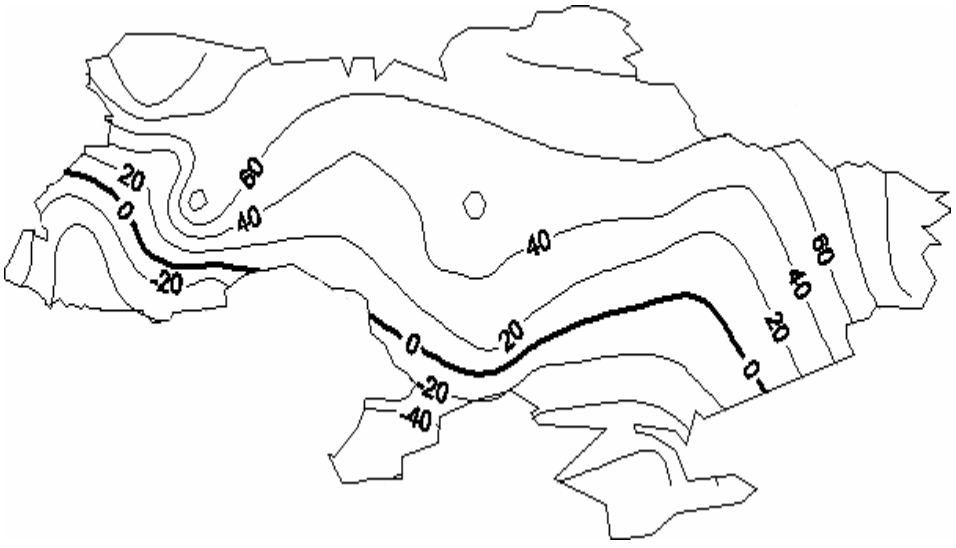


Рис. 8.15. Просторовий розподіл відносних відхилень (%) норм річного кліматичного стоку за період 1986-2005 рр. (сценарій *A2*) у порівнянні із даними (до 1989 р.)

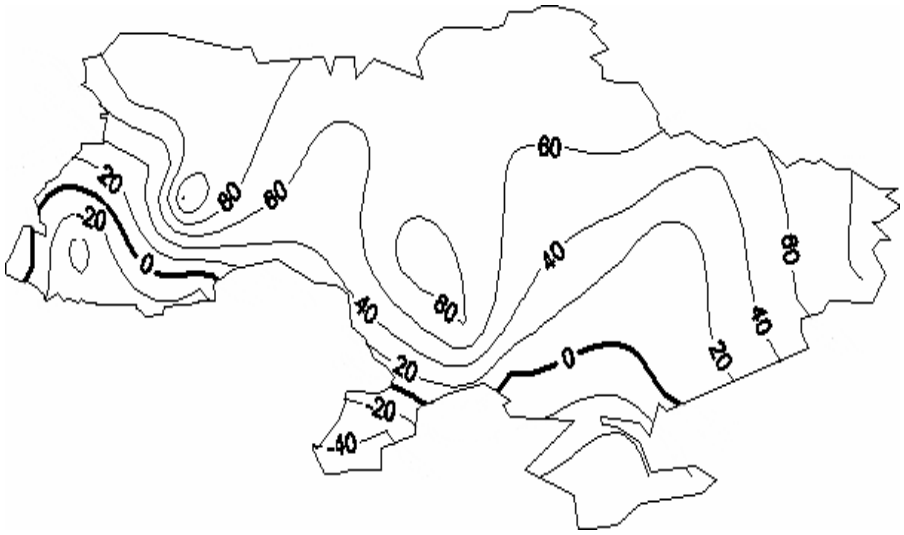


Рис. 8.16. Просторовий розподіл відносних відхилень (%) норм річного кліматичного стоку за період 2011-2030 рр. (сценарій *A2*) у порівнянні із даними (до 1989 р.)

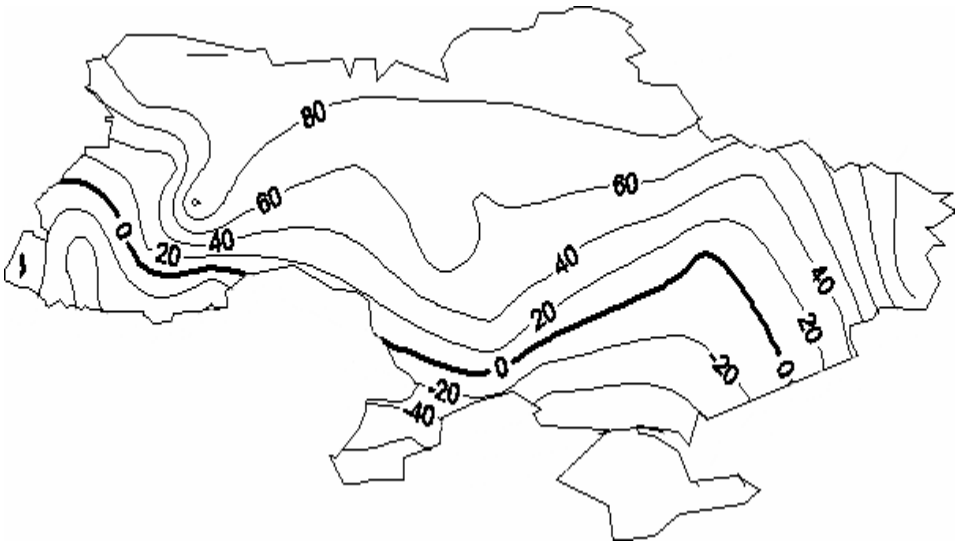


Рис. 8.17. Просторовий розподіл відносних відхилень (%) норм річного кліматичного стоку за період 2031-2050 рр. (сценарій *A2*) у порівнянні із даними (до 1989 р.)

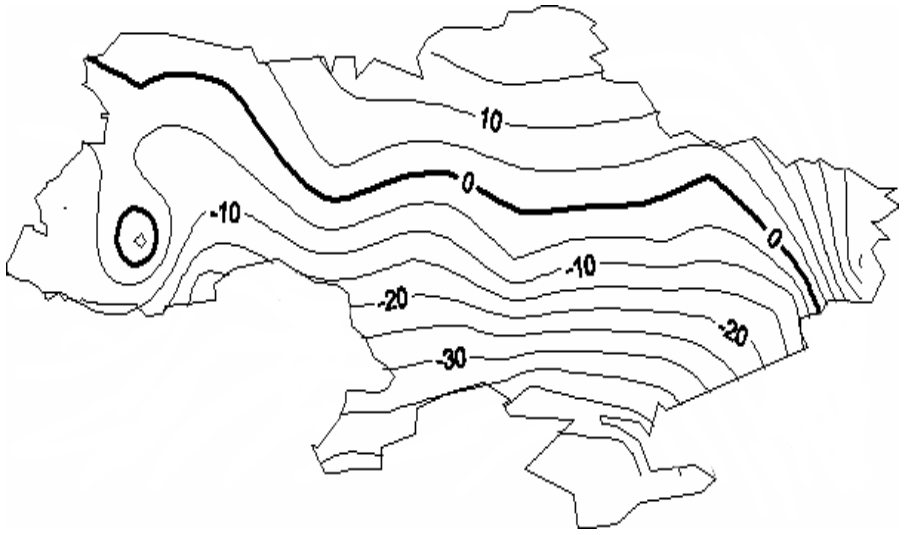


Рис. 8.18. Просторовий розподіл відносних відхилень (%) норм річного кліматичного стоку за період 2031-2050 рр.
(сценарій *A2*) у порівнянні із періодом 2011-2030 рр.

Стосовно внутрішньорічного розподілу стоку, то суттєвих його змін за сценарієм *A2* не передбачається (табл. 8.7, 8.8). Для усіх географічних зон України, окрім зони Степу, передбачається зростання внеску в річний стік сезону весна (до 9,9 %) за рахунок зменшення стоку в сезон літо (до 8,3 %).

Таблиця 8.7. Зміни внутрішньорічного розподілу стоку (%) за період 2011-2030 рр. у порівнянні із періодом 1986-2005 рр. (сценарій *A2*)

Географічна зона	Сезони			
	Зима XII-II	Весна III-V	Літо VI-IX	Осінь X-XI
Гірська зона Українських Карпат	0.7	1.5	-2.3	0.0
Зона мішаних лісів	1.0	2.7	-3.4	-0.2
Зона Лісостепу	-0.3	6.6	-6.3	0
Зона Степу	0.4	-3.4	1.8	1.3

Таблиця 8.8. Зміни внутрішньорічного розподілу стоку (%) за період 2031-2050 рр. у порівнянні із періодом 1986-2005 рр. (сценарій *A2)*

Географічна зона	Сезони			
	Зима XII-II	Весна III-V	Літо VI-IX	Осінь X-XI
Гірська зона Українських Карпат	-0.3	3.3	-2.9	-0,2
Зона мішаних лісів	0.1	4.6	-4.3	-0.3
Зона Лісостепу	-1.2	9.9	-8.3	-0.4
Зона Степу	1.3	-1.1	-1.6	1.4

Висновки

Моделювання впливу змін клімату на характеристики стоку річок України виконано на основі моделі “клімат-стік”, розробленої в ОДЕКУ під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Н.С. Лободи. Модель передбачає розрахунки зонального (кліматичного) стоку за метеорологічними даними, урахування впливу підстильної поверхні, оцінки впливу водогосподарської діяльності на стік в залежності від кліматичних умов та масштабів водогосподарської діяльності. Модель пройшла апробацію за даними малих, середніх та великих водозборів річок України, розташованих в різних географічних зонах. Методики розрахунків природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) стоку та побутового річного стоку при відсутності даних гідрологічних спостережень, визначені в результаті застосування моделі “клімат-стік”, увійшли до нової редакції нормативних документів ДБН «Визначення розрахункових гідрологічних характеристик України» та ДБН “Определение гидрологических характеристик для условий республики Молдова. СР D.01.05-2012.”

На основі моделі “клімат-стік” виконані оцінки змін водних ресурсів за метеорологічними даними сценаріїв змін глобального клімату *A1B* та *A2*. У роботі використані матеріали 28 метеорологічних станцій та відповідних вузлів сітки наведених сценаріїв.

При оцінці змін водних ресурсів України розглянуті матеріали спостережень про стік та метеорологічні дані до 1989 р., а також сценарні дані за періоди 1986-2005 рр.; 2011-2030 рр.; 2031-2050 рр.

Оцінка змін водних ресурсів України виконувалася на базі співставлення характеристик середніх багаторічних величин річного стоку за різні періоди спостережень. Ступінь змін водних ресурсів визначався за рекомендаціями ООН, згідно з якими зменшення середньої багаторічної величини річного стоку на 10 % класифікується як значущі зміни водних ресурсів; на 50 % – як руйнація водних ресурсів, на 70 % – як необоротна руйнація.

Установлено, що за сценарієм *A1B* руйнація водних ресурсів можлива на півдні України у період 2031-2050 рр. Показано, що до середини XXI сторіччя площа напіваридної зони буде розширюватись на північ. Область дії зони недостатнього зволоження поширюватиметься на заході, до неї увійдуть Закарпаття та водозбір Західного Бугу, лівобережні притоки Дністра у його верхній течії. На півночі України та в Українських Карпатах водні ресурси будуть зростати.

Згідно із результатами розрахунків, отриманими за сценарієм *A2*, до 2050р. Україну очікує зростання водних ресурсів від 80% на півночі до 20 % у центрі. У Закарпатті та Буковині можливе зменшення водних ресурсів на 20-30 %. На півдні України як і у сценарії *A1B* буде відбуватися зменшення водних ресурсів, яке у Одеській області досягне 60%, що знов таки означатиме їх руйнацію.

ПІСЛЯМОВА

Складність впливу факторів довкілля на ефективність роботи галузей економіки України в умовах глобального потепління клімату зумовлює необхідність дослідження, врахування та кількісної оцінки цього впливу з метою подолання негативних наслідків або адаптації до кліматичних змін.

За кліматичними сценаріями в найближчі декілька десятиріч режим опадів буде зазнавати значних змін у більшості регіонів України. За винятком південних районів, очікується збільшення річної суми опадів до 2050 року. Найбільша кількість опадів очікується в західних областях країни, найменша – в південних та АР Крим, що може призвести до збільшення кількості посушливих явищ.

В умовах очікуваного підвищення температури повітря та збільшення кількості опадів загальна кількість посух в Україні незначно збільшиться, але зростатиме частка помірних, сильних та екстремальних посух.

Зміни клімату супроводжуватимуться зростанням кількості днів з високими значеннями температури. Очікується, що кількість жарких днів і днів з середньою добовою температурою вище 25 ºС збільшиться по всій території України. Протягом року жаркі дні можуть спостерігатись з квітня по жовтень, але в основному з травня по вересень: кількість таких днів майже рівномірно зростатиме від Полісся до Причорноморської низовини. Під час жари зростає кількість смертельних випадків, переважно серед осіб похилого віку, які страждають на хронічні захворювання серцево-судинної системи, системи органів дихання, нервової системи, та дітей.

Підвищення рівня середньомісячних температур повітря в осінній період зумовить зменшення тривалості опалювального періоду та скорочення потреб витрат на паливо та опалення. Це все зумовлює можливість розвитку економіки в зв'язку кліматичними змінами.

На фоні глобального потепління простежується стабільна тенденція загального зменшення у надходженні сонячної радіації на територію України, що слід враховувати при розвитку геліоенергетики.

Характерною особливістю просторового розподілу швидкостей вітру є збільшення швидкості відносно кліматичної норми в середньому на 0,5 м/с у всіх регіонах України, крім східного регіону, найбільш помітне збільшення швидкості приблизно на 0,5–1,0 м/с протягом усього року очікується в південному регіоні. Визначені енергетичні характеристики вітрового потоку для висот 10, 100, 200 та 300 м для 22 пунктів України, які представляють собою прогнозовані зміни розвитку вітроенергетики на Україні в зв'язку із змінами клімату.

В умовах зміни клімату повторюваність ожеледно-паморозевих явищ та налипань снігу з року в рік буде зазнавати значних коливань.

Важливою ланкою проблеми зміни глобального клімату є оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та впливу цих змін на їхню продуктивність. Сучасне потепління спричиняє значну зміну агрокліматичних умов росту, розвитку та формування продуктивності сільськогосподарських культур. Воно супроводжується істотним підвищенням температури повітря у зимові місяці, збільшенням кількості тривалих відлиг, часовим зрушенням розвитку природних процесів, змінами тривалості сезонів року, подовженням беззаморозкового періоду та тривалості вегетаційного періоду сільськогосподарських культур, збільшенням теплозабезпеченості вегетаційного періоду.

Розподіл сум температур у зв'язку з очікуваними змінами клімату змінить картину розподілу кліматичних поясів, всі кліматичні підпояси зміститься на один підпояс в бік півночі. В Південному Степу умови будуть відповідати помірно-жаркому підпоясові субтропічного поясу. Таке зміщення поясів сприятиме змінам типів рослинності, в тому числі й в наборі сільськогосподарських культур.

Відбудеться зміна агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та формування їхньої урожайності, зміниться просторова мінливість урожайності, що за допомогою моделювання продуційного процесу рослин детально розглянуто в монографії стосовно основних сільськогосподарських культур України: озимої пшениці, ярого ячменю, кукурудзи, проса, соняшнику, картоплі, цукрового буряку, винограду.

На основі моделі «клімат–стік» виконані оцінки змін водних ресурсів за метеорологічними даними сценаріїв змін глобального клімату. Встановлено, що на півночі України очікується зростання водних ресурсів, у Закарпатті та Буковині можливе зменшення водних ресурсів на 20–30 %. На півдні України буде відбуватися зменшення водних ресурсів, яке в Одеській області досягне 60 %, що означатиме їх руйнацію.

Як при будь-яких узагальненнях та екстраполяціях цінність результатів, одержаних при моделюванні впливу змін клімату на ефективність галузей економіки, перш за все залежить від використання сучасних сценаріїв зміни клімату та правильного відбору моделей та методів кількісної оцінки кліматичних явищ. Останні повинні не тільки бути досить адекватними, але і становити основу для прийняття важливих практичних рішень. Автори монографії слідували цим принципам і сподіваються, що виконані дослідження будуть корисними при вирішенні проблем врахування змін клімату в економіці України.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

До розділу 1

1. Барабаш М.Б., Емельянова Ж.Л. Закономерности пространственно–временного распределения засушливых условий на Украине // Труды УкрНИГМИ. – 1990. – Вып. 238. – С. 94-101.
2. Бучинский И.Е. Засухи и суховеи. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 214 с.
3. Вангенгейм Г.Я. Процессы блокирования зональных течений и их роль в режиме общей циркуляции атмосферы // Труды Всесоюзн. научн. метеор. совещания. Т. III. – Л.: Гидрометеоиздат, 1963. – С. 3- 15.
4. Волеваха В.А., Кошеленко И.В. Анализ блокирующих процессов, приводящих к засушливым явлениям на Украине // Труды УкрНИГМИ. – 1969. – Вып. 83. – С. 50–60.
5. Врублевская А.А., Гордейчук О.П., Миротворская Н.К. Статистическая оценка поля температуры и осадков с целью выделения климатически однородных регионов на территории Украины // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2001. – Вип. 44. – С. 3-9.
6. Груза Г.В., Коровкина Л.В. Климатический мониторинг процессов блокирования западного переноса в Северном полушарии// Метеорология и гидрология. – 1991. - № 8. – С. 11-17.
7. Дзердзеевский Б.Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере Северного полушария в XX веке. – М: Изд-во Института географии АН СССР, 1970. -176 с.
8. Калачикова В.С. Блокирующие антициклоны над Сибирью в холодное полугодие и возможность их прогноза // Метеорология и гидрология. – 1973. – № 2. – С. 61–66.
9. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. – М.: Воентехиниздат, 2009. – 372 с.
10. Кононова Н.К. Особенности циркуляции атмосферы Северного полушария в конце XX - начале XXI века и их отражение в климате // Сложные системы. - 2014. – № 2 (11). – С. 11-35.
11. Кононова Н.К. Циркуляция атмосферы в Европейском секторе Северного полушария в XXI веке и колебания температуры в Крыму // Геополитика и экогеодинамика регионов. – 2014. - Т. 10. – Вып. 1. –С. 633-639.
12. Мартазинова В.Ф., Иванова Е.К., Чайка Д.Ю. Изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха на протяжении XX века и ее влияние на погодные условия и региональную циркуляцию воздуха в Украине // Геофизический журнал. – 2006. – Т. 28, № 1. – С. 51-60.

13. Мартазинова В.Ф., Свердлик Т.А. Крупномасштабная атмосферная циркуляция XX столетия, её изменения и современное состояние // Тр. УкрНИГМИ. – 1998. – Вып. 246. – С. 21-27.
14. Мохов И.И. Аномальное лето 2010 г. в контексте общих изменений климата и его аномалий // Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года. – М.: Триада, лтд., 2011. – С. 41-47.
15. Недострелова Л.В., Хохлов В.Н. Пространственно-временное распределение блокирующих антициклонов// Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2010. – Вип. 51. – С. 36-42.
16. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України [монографія] / С.М. Степаненко, А.М. Польовий, Є.П. Школьний, Е.М. Серга, В.М. Хохлов; ред.: С.М. Степаненко; Одес.держ.екол.ун-т. – О.:Екологія, 2011. – 694 с.
17. Пальмен Э., Нютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы; пер. с англ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 615 с.
18. П’яте національне повідомлення України з питань зміни клімату. – К: Мінприроди України, 2009. – 282 с.
19. Сазонов Б.И. Суровые зимы и засухи. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 240 с.
20. Семёнова И.Г. Метеорологические и синоптические условия засухи в Украине осенью 2011 г. // Український гідрометеорологічний журнал. – 2012. – Вип. 10. - С. 58-64.
21. Семёнова И.Г. Оценка пространственно-временного распределения засух на Украине в вегетационный период // Труды ГГО. - 2014. – Вып. 571. - С. 134-146.
22. Семёнова И.Г. Роль процессов блокирования в формировании засух на Украине // Труды ГГО. - 2013. - Вып. 569. - С. 124-136.
23. Семёнова И.Г. Характеристика засушливых условий на Украине в конце XX - начале XXI столетия // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. – 2014. – Вып. 1 – С. 20 -29.
24. Синоптико-климатическая характеристика процессов блокирования в атмосфере. Обзорная информация / Под ред. Н.А. Иванова, Л.В. Гришкина // Труды ВИИГМИ-МЦД. - 1989. – Вып.2. – 53 с.
25. Хохлов В.Н., Романова А.В. Повторяемость блокирующих ситуаций над Европой в начале 21-го века // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2005. – Вип. 49. – С. 82-87.
26. Черенкова Е.А., Н.К. Кононова. Анализ опасных атмосферных засух 1972 и 2010 гг. и макроциркуляционных условий их формирования на территории европейской части России // Труды ГГО. – Выпуск 565. – 2012. – С. 165-187.

27. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования // Метеорология и гидрология. - 2010. - № 11. - С. 5-18.
28. Barriopedro D., Garcia-Herrera R., Lupo A. R., Hernandeza E. Climatology of Northern Hemisphere Blocking // Journal of Climate. – V. 19. - P. 1042-1063.
29. Cherenkova E.A., Kononova N.K., Muratova N.R. Summer drought 2010 in the European Russia // Geography. Environment. Sustainability. - 2013 – No. 1, v. 6. - P. 55-66.
30. Jacob D. A note to the simulation of the annual and interannual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin // Meteorology and Atmospheric Physics. – 2001. – Vol.77, Issue 1-4. – P. 61-73.
31. Lejenas H. A comparative study of Southern Hemisphere blocking during global weather experiment // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. – 1987. - V. 113. - P. 181-188.
32. Lejenas H. Characteristics of Southern hemisphere blocking as determined from a time series of observational data // Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc. - 1984. - Vol. 110. - P. 967-979.
33. Lejenas H., Okland H. Characteristics of Northern hemisphere blocking as determined from a long-time series of observational data // Tellus. - 1983. - Vol. 35A. - N 5. – P. 350-362.
34. Tibaldi S., Monteni F. On the operational predictability of blocking // Tellus. – 1990. – Vol. 42A. – P. 343-365.
35. Samuelsson P., Jones C., Willén U., Ullerstig A., Gollvik S., Hansson U., Jansson C., Kjellström E., Nikulin G., Wyser K. The Rossby Centre Regional Climate model RCA3: model description and perfomence // Tellus. – 2011. – Vol. 63A. – P. 4-23.
36. Semenova I.G. Regional atmospheric blocking in the drought periods in Ukraine // J. of Eart. Sci. and Engin. – 2013. – V. 3 (5). - P. 341-348.

До розділу 2

1. Бабіченко В.М. Кліматична характеристика опалювального періоду на території України / В.М. Бабіченко, Н.В. Ніколаєва, С.Ф. Рудішина// Український географічний журнал. 2007. №1. С. 20-27.
2. Володин Е.М., Галин В.Я. Об интерпретации зимнего потепления на континентах Северного полушария в 1978-1981 гг. – Метеорология и гидрология, 1999, №1, С. 20-29.
3. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991, 616 с.
4. Дати переходу температури повітря в Україні за сучасних умов клімату/ За ред. В.І. Осадчого, В.М. Бабіченко. – Київ, Ніка–Центр, 2010. – 304 с.

5. Дегтярев А.Х., Дегтярева Л.Н. Оценка влияния сезонных изменений температуры на энергопотребление на Украине в отопительный период – Метеорология и гидрология, 2002, №12, С. 58-60.
6. Жук К.Н. 1902 Ледяной дождь. МВ, № 7, 267 с.
7. Заморский А.Д. Атмосферный лед. – М.: Издательство Академии Наук СССР ,1955. – 378 с.
8. Клімат України. За редакцією В.М. Ліпинського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко /Видавництво Раєвського. – Київ, 2003. – 343 с.
9. Кошенко А.М. Рекомендации к прогнозу фронтальных гололедов на Украине/ А.М. Кошенко // Исследование опасных явлений на Украине и вопросы циркуляции в стратосфере: Труды УкрНИГМИ. - М.: Гидрометеоиздат, 1972а. - Вып. 113. - С. 3-8.51.
10. Литвинов И.В. Структура атмосферных осадков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974, 156 с.
11. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды. – Л: Гидрометеоиздат, 1961, 652 с.
12. Раевский А.Н. О распространении гололеда на территории Украины. – Тр. УкрНИГМИ, 1961а, вып. 29, С. 50–62.
13. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. – Л: Гидрометеоиздат, 1986, 702 с.
14. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє десятиріччя (1986–2005 рр.)/За ред. В.М. Ліпінського, В.І. Осадчого, В.М. Бабіченко. – К.: Ніка–Центр, 2006. – 312 с.
15. Шерстюков Б. Г., Исаев А.А. Метод кратной цикличности для анализа временных рядов и сверхдолгосрочных прогнозов на примере отопительного периода в Москве. – Метеорология и гидрология, №8, 1999.
16. Admirat P, Sakamoto Y (1988) Calibration of a wet snow model on real cases in Japan and France. In: Proc 4th International Workshop on Atmospheric Icing of Structures (IWAIS 1988), Paris, France, September
17. Allen R.L., Erickson M.C., 2001: AVN–based MOS precipitation type guidance for United States. NWS Tech. Procedures Bull., 476, NOAA, 10 p.
18. Ahti K, Makkonen L (1982) Observations on rime formation in relation to routinely measured meteorological parameters. Geophysica 19: 75–85
19. Ashenden R., Marwitz J.D., 1998: Characterizing the supercooled large droplet environment with corresponding turboprop aircraft response. J. Aircraft, v. 35, P. 912–920.
20. Ashenden R., Marwitz J.D., 1997: Turboprop aircraft performance response to various enviromental conditions. J. Aircraft, v. 34, P. 278–287.
21. Baldwin J.L., 1973. Climates of the United States. NOAA, 113 p., Washington, 1973.

22. Bennett W.J., 1913: The sleet storm in Northern New York, March 25–27. Mon. Wea. Rev., v. 41, P. 372–373.
23. Bernstein B.C., 2000: Regional and local influences on freezing drizzle, freezing rain, and ice pellets. Wea. Forecast., v. 1, P. 485–508.
24. Farzaneh, M., Ed., Atmospheric Icing of Power Networks, Springer, Berlin, ISBN 9781402085307, August 2008, 320 p.
25. ISO (2000) Atmospheric icing of structures. International Standardization Organisation (ISO) International Standard 12494.
26. http://www.ipcc.ch/news_and_events/docs/ar5/press_release_ar5_wgi_ru.pd f

До розділу 3

1. Абдусаматов Х.И. Солнце и климат. Государственное управление ресурсами. 2009. №3, С. 22-33;
2. Абдусаматов Х.И. Солнце диктует климат Земли. 2009.Санкт-Петербург. Изд-во «Logos». – 197 с.
3. Борисенков Е.П. Климат и деятельность человека. М.: Наука,1982. - 132с.
4. Борисенков Е.П. Колебания климата за последнее тысячелетие. Л.: Гидрометеоиздат 1988. – 275 с.
5. Будыко М.И. Изменение климата –Л.: Гидрометеоиздат, 1974.–280 с.
6. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. –351 с.
7. Будыко М.И. Климат и жизнь. – Л.: Гидрометеоиздат, 1971. – 172 с.
8. Витинский Ю.И. Солнечная активность.- 2 изд.-М.: Наука, 1983.– 192 с.
9. Витинский Ю.И., Копецкий М., Куклин Г.В. Статистика пятнообра зовательной деятельности Солнца. – М.: Наука, 1995.– 295 с.
10. Волощук В.М. та ін. Глобальне потепління і клімат України:регіональні кологічні та соціально-економічні аспекти. –К.: Вид. – Поліграфічний центр «Київський університет», 2002.– 170 с.
11. Головко В.А. Радиационный баланс и чувствительность климата Земли: диагностика и геопроектирование. В «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.» Т.8. №2. 2011.- С. 137-149.
12. ГоловкоВ.А. Энергетические аспекты изменения климата Земли: взгляд из космоса. «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Т.9. №5. 2012.– С. 140-154.
13. Головко В.А., Пахомов Л.А.,Успенский А.Б. Исследование поля уходящего излучения. НИЦ «Планета». Росгидромет, 2012

14. Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е. Климатические изменения ледяного покрова морей евразийского шельфа.– СПб.: «Наука», 2007.– 136 с.
15. Израэль Ю.А., Цыбань А.В. Антропогенная екология океана.– .:Флинта: Наука, 2009. – 532 с.
16. Израэль Ю.А. Эффективный путь сохранения климата на современном уровне – основная цель решения климатической проблемы// Метеорология и гідрологія, 2005, № 10, С. 5-9.
17. Израэль Ю.А., Будыко М.И. и др. Предстоящие изменения климата: совместный советско-американский отчет о климате и его изменениях. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 272 с.
18. Кліматологічні стандартні норми (1961-1990 рр.) – Київ: УкрНДГМІ-ЦГО.2002. – 446 с.
19. Лемешко Н.А. Современные изменения климата. Сценарии глобального потепления. В сб.лекций «Перспективные технологи для современного сельскохозяйственного производства». 2007, С. 144-171.
20. Мельников В. П., Смульский И.И. Астрономические факторы воздействия на криосферу Земли и проблемы их исследования// Криосфера Земли, 2004, т.VIII, № 1, С. 3-14.
21. Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. – Л.:Гидрометеоиздат, 1979. – 407 с.
22. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки. За ред. С.М.Степаненка, А.М.Польового. – Одеса: «Екологія», 2011. – 694 с.
23. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности /Под ред. К.Я. Кондратьева. – Л.:Гидрометеоиздат, 1969. – 564 с.
24. Справочник по клімату СССР. – Вып. 10, ч.1, Л.: Гидрометеоиздат,1966.
25. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Радионов В.Ф., Тимохов Л.А., Широчков А.В. Научные исследования в Арктике. Том 1. Научно–исследовательские дрейфующие станции «Северный полюс». – СПб.: Наука,2005. – 268 с.
26. Abdussamatov H.I. Fourth International Conference on Climate Change. Cicago. 2010.

До розділу 4

1. Анапольская Л.Е., Гандин Л.С Ветроэнергетические ресурсы и методы их оценки // Метеорология и гидрология.− 1978.− №7.− С. 11-17.

2. Ардашов С.А., Лапшин Ю.С. Анализ ветроэнергетики Украины и выявление перспектив ее развития//Енергетика та енергетичні системи.−2009. −№5. − С. 25-31.
3. Атлас ветра Украины [электронный ресурс
4. http://greensystem.com.ua/atlas–vetra–ukraina.html.]
5. Белокопытов В.Н., Кудрявцева Г.Ф., Липченко М.М. Атмосферное давление и ветер над Черным морем //Тр. УкрНИГМИ .− 1998.− Вып.246.− С. 174-181.
6. Васько П.Ф. Разрахунок показників технічної ефективності застосування вітроелектричних установок за результатами строкових вимірювань швидкості вітру / Технічна електродинаміка, №6, 2001. – С. 45-49.
7. Волеваха М.М. Гойса М.І. Енергетичні ресурси клімату України .− К.: Наукова думка, 1967.− 132 с.
8. Говоркова В.А., В.М.Катцов, В.П.Мелешко, Т.В.Павлова, И.М. Школьник, 2008: Часть 2. Оценка пригодности моделей CMIP3 для расчетов будущих изменений климата. Метеорология и гидрология, №8, С. 5-19.
9. Динамика климата /Под ред. С.Манабе. Пер. с англ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. –431 с.
10. Карты распределения скорости ветра [Электронный ресурс- http://gis–vie.ru/index.php?option]
11. Кирпичникова И.М., Соломина Е.В. Возобновляемые источники энергии. Уч. пособие. – ЮУ.ГУ, 2009. – 50 с.
12. Клімат України/ Під ред. Липінського В.А. та інших– К.: Видавництво Раєвскького.− 2003.− 564 с.
13.Кліматичні стандартні норми. (1961-1990рр) − К.: УкрНДГМІ-ЦГО.− 2002.−7446 с.
13. Кобышева Н. В. Косвенные расчеты климатических характеристик.– Л., Гидрометеоиздат, 1971. – 190 с.
14. Логвинов В.Ф. Глобальные и региональные изменения климата: причины и следствия // Минск.: ТетраСистем.− 2008.− 496с.
15. Мартазинова В.Ф., Свердлик Т.А. Крупномасштабная атмосферная циркуляция XX столетия , ее изменения и соременное состояние // Тр. УкрНИГМИ, 1998.−Вып. 246.−С. 21-27
16. Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 752 с.
17. Мелешко В.П., В.М. Катцов, В.М. Милрвис, В.А. Говоркова, Т.В.Павлова, 2008б: Климат России в XXI веке. Часть 3. Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана CMIP3. – Метеорология и гидрология, №8, С. 5-19.

18. Особенности и условия полезного использования ветровой энергии [Электронный ресурс−http://www.encon.in.ua/index.php/2012–01–21–04–20–42/2012–01–21–04–24–16]
19. Рекомендации по определению климатических параметров ветровой нагрузки.−Л.: Подсдам, 1985.− 18с
20. Руководство по специализированному обслуживанию экономики климатической информацией, продукцией и услугами / Под редакцией д-ра геогр. наук, профессора Н. В. Кобышевой. – СПб., 2009. – 336 с.
21. Системи турбогенераторні вітряні. Частина 1. Вимоги безпеки / ДСТУ IEC 61400-1. – К.: Держспоживстандарт України, 2003.
22. Степаненко С.Н. Динамика и моделирование климата. – Одеса: Екологія. – 2013. – 206 с.
23. Украинская ветроэнергетическая ассоциация [Электронный ресурс – www.uwea.com.ua]
24. Justus C.G., Mikhail A. Height Variations of Wind Speed and Wind Distributions Statistics, Geophy. Res. Letters, 3, 251-264, 1976.
25. Pasquill F., Smith F.R. Atmospheric Diffusion, third edition/John Wiley & Sons Inc. – New York, 1983. – 440 p.3
26. Randall, D.A. and Coauthors, 2007: Climate Models and Their Evaluation. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, NY, USA.

До розділу 5

1. Алексеев А. Н. 2006. Влияние глобального изменения климата на кровососущих эктопаразитов и передаваемых ими возбудителей болезней. Вестник РАМН. № 3. С. 21-25.
2. База данных «Здоровье для всех» Европейского бюро ВОЗ в [Периоды сильной жары: угрозы и ответные меры. Серия «Здоровье и глобальное изменение окружающей среды» №2. ВОЗ. 2005. – 122 с.
3. Злобин В. И., Данчинова Г. А., Сунцова О. В., Бадуева Л. Б. Климат как один из факторов, влияющих на уровень заболеваемости клещевым энцефалитом. В кн.: Изменение климата и здоровье России в XXI веке. 2004-М.: Издательское товарищество «АдамантЪ». -С. 121-124.
4. Изменения климата и здоровье человека: угрозы и ответные меры. Резюме. ВОЗ, ВМО, ЮНЕП, 2003.
5. Клімат України / За ред.В.М. Ліпінського, В.А.Дячука, В.М.Бабіченко. – Київ: Вид. Раєвського, 2003. – 343 с.

6. Коротков Ю.С. Постепенная изменчивость паразитарной системы клещевого энцефалита //Вопросы вирусологии, 2005, №3, С. 52-56.
7. Лялина Л.В. Проблемы оценки влияния глобальних изменений климата на эпидемический процесс. В кн.: Изменение климата и здоровье России в XXI веке. Сборник материалов международного семинара 5-6 апреля 2004 г. Под ред. Н.Ф. Измерова, Б.А. Ревича, Э.И. Коренберга. М.: Издательское товарищество «АдамантЪ.» 2004. С. 80-84.
8. Обиход А. Человек и жара: оптимизация взаимодействия «Зеркало недели. Украина» №26, 3 августа 2012.
9. Оценка макроэкономических последствий изменения климата на территории Российской Федерации на период до 2030 года и дальнейшую перпективу. Под ред. Катцова В.М., Порфирьева Б.Н. Москва: ООО РИФ «Д'АРТ», 2011. – 254 с.
10. Ревич Б.А. Изменение здоровья населения России в условиях меняющегося климата. Проблемы прогнозирования, 2008- №3- С. 140-150.
11. Ревич Б.А. Волны жары, качество атмосферного воздуха и смертность населения европейской части России летом 2010 г.: результаты предварительной оценки //Экология человека. 2011. № 3.
12. Ревич Б.А. Волны жары, качество атмосферного воздуха и смертность населения Европейской части России летом 2010 // Экология человека. 2011. № 7.
13. Ревич Б.А., Малеев В.В. Изменения климата и здоровье населения России: анализ ситуации и прогнозные оценки. – М.: ЛЕНАНД, 2010. 208 с.
14. Ревич Б.А., Шапошников Д.А. Климатические условия, качество атмосферного воздуха и смертность населения Москвы в 2000-2006 гг.//Климат, качество атмосферного воздуха и здоровье москвичей/Под ред. Б.А.Ревича. – М., 2006. С. 102-141.
15. Ревич Б.А., Шапошников Д.А., Семутникова Е.Г. Климатические условия и качество атмосферного воздуха как факторы риска смертности населения Москвы в 2000-2006 гг. //Медицина труда и промышленная екология. 2009. – С. 29-35
16. Семенов С.М., Гельвер Е.С., Ясюкевич В.В. Температурные условия для развития двух видов возбудителей малярии в организме переносчика на территории России в XX веке // Доклады Академии наук, Общая биология. 2002 — том 387, № 1. С. 131-136.
17. Третье, четвёртое и пятое национальные сообщения Украины по вопросам изменения климата подготовленные на выполнение статей 4 и 12 Рамочной конвенции ООН об изменении климата и статьи 7 Киотского протокола. Киев. – 2009. – 367 с.

18. Хлебович И.А. Медико-экологическая оценка природних комплексов. На примере южных районов Средней Сибири. Л.: Наука, 1972. – 128с.
19. Alberdi et al., 1998 Alberdi JC et al. (1998). Daily mortality in Madrid Community (Spain) 1986–1991: relationship with atmospheric variables. *European Journal of Epidemiology*, 14:571–578.
20. Burden of disease statistics. Geneva, World Health Organization, 2006. (http:/www.who.int/entity/healthinfo/ tatistics/gbdwhoregionmortality.xls)].
21. CDC answers your questions about West Nile Encephalitis. Available from: URL: http:/www.cdc.gov/ncidod/dvbid/arbor/West Nile QA.htm.
22. Chang C.C., Wang Y.C., Wu J., Liu C.M., Sung F.C., Huang Y., Lin W.Y. and Chuang C.Y. The impact of climate change on gastrointestinal diseases in Taiwan. Int. Conf. on Environmental Epidemiology and Exposure, ISEE/ISEA, Paris, 2006, Sept. 2-6. 406 p.
23. Climate Change 2001. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2001. – 881 p.
24. Climate Change 2007, 2007. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Parry M. L., Canziani O. F., Palutikof J. P., van der Linden P. J., and Hanson C. E., eds., Cambridge, UK, Cambridge University Press. – 976 p..
25. Climate Change 2007 – The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change – Cambridge University Press, 2007. – 994 pp.
26. Climate change and communicable diseases in the EU Member States. Handbook for national vulnerability, impact and adaptation assessments. European Centre for Diseases Prevention and Control, 2010. – 42 p.
27. Diaz J et al. (2002). Heat waves in Madrid, 1986–1997: effects on the health of the elderly. International Archives of Occupational and Environmental Health, 75:163–170.
28. Diaz J, Lopez Santiago C (2003). Health impact of thermal extremes in Iberia: analysis and trends. cCASHh Workshop on Vulnerability to Thermal Stresses, 5–7 May, Freiburg, Germany.
29. D´Souza R., Hall G., Becker N., Vally H., Hanigan I. Effect of ambient temperature and age on salmonella notifications in Australia. Int. Conf. on Environmental Epidemiology and Exposure, ISEE/ISEA, Paris, 2006, Sept. 2-6. 330 p.
30. Ebi K.L. et al. Climate change and human health impacts in the United States: an update on the results of the US national assessment. Environmental Health Perspectives, 2006. P. 1318-1324.

31. Hu W., Connell D., Mengersen K., Tong S. Climate variability and the transmission of cryptosporidiosis. Int. Conf. on Environmental Epidemiology and Exposure, ISEE/ISEA, Paris, 2006, Sept. 2-6. 412 p.
32. Hubalek Z., Halouzka J. West Nile Fever – a reemerging mosquito-borne viral disease in Europe. Emerg Infect Dis 1999; 5:643-650.
33. INVS (Impact sanitaire de la vague de chaleur d'aout 2003 en France. Bilan et perpectives), 2003. Health impact of the heat wave in August 2003 in France. Institut de Veille Sanitaire, Saint-Maurice, 120 p.
34. Jagai J.S., Kosheleva A.A., Castronovo D.A., Chui K.H., Naumova E.N. Climate and water type as indicators for gastroenteric infections in the US Elderly. Int. Conf. on Environmental Epidemiology and Exposure, ISEE/ISEA, Paris, 2006, Sept. 2-6. 329 p.
35. Kalkstein L. S., Smoyer K. E. The impact of climate change on human health: Some international implications//Experiencia. 1993. № 49. P. 469-479.
36. McGeehin M. A., Mirabelli M. The potential impacts of climate variability and change on temperature_related morbidity and mortality in the United States//Environmental Health Perspectives. 2001. Vol. 109. Suppl. 2. P. 185-189.
37. Medina-Ramon M., Zannobetti A., Cavanagh Dp., and Schwartz J. Modifiers of the effect of extreme temperatures on mortality: A multi-city case-only analysis // Int. Conf. on Environmental Epidemiology and Exposure, ISEE/ISEA (Paris, Sept. 2-6, 2006). – Paris, 2006. – P. 34-39.
38. Menne B., Ebi K. Climate change and adaptation strategies for human health. Darmstadt, Steinkopff Verlage, 2005.
39. MIGnews.com.ua // 23.04.2012.
40. MIGnews.com.ua // 7.08.2012.
41. MIGnews.com.ua // 19.09.2012.
42. Parry M.L. et al. Climate Change: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group 11 to the Fourth Assessment Report of IPCC // Cambridge. UK: Cambridge University Press, 2007.
43. Plan Canicule. Dossier de presentation. Ministere de la Sante et de la protection sociale, 2004. – 46 p.
44. *Revich B., Shaposhnikov D.* High Summer Temperatures and Environmental Health, Tver Case_Study (Russia)//The Future for Our Children: ISEE Meeting. Hungary, 2003. – 40 p.
45. Smoyer K. E. A comparative analysis of heat waves and associated mortality in St. Louis, Missouri – 1980 and 1995, Int. J. Biometeorol., 1998. No.1, P. 44-50.
46. //www.euro.who.int/globalchange].
47. //www.unn.com.ua/ru/exclusive/919569-ses.

48. Zhang Y., Bi P., Hiller J. Climatic variables and the transmission of bacillary dysentery: Any differences between northern and southern China? Int. Conf. on Environmental Epidemiology and Exposure, ISEE/ISEA, Paris, 2006, Sept. 2-6. 325 p.

До розділу 6

1. Агрокліматичний довідник по території України. /За ред. Т.І. Адаменко, М.І. Кульбіди, А.Л. Прокопенко. – Кам'янець-Подільськ: 2011. – 107 с.
2. Волощук В.М., Бойченко С.Г. Вплив загального глобального потепління клімату на середньорічну інтенсивність атмосферних опадів в Україні. // Доп. АН України. – 1998.-№6. – С. 125 – 130.
3. Израэль Ю.А., Антохин Ю.А. и др. Последствия изменения климата для России //В сб.: Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений.– М.: Наука, 2001. – С. 40-64.
4. Краковская С.В., Паламарчук Л.В., Дюкель Г.А. Региональная модель (РЕМО) в изучении сильных осадков в Карпатах. //Міжрегіональний збірник Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – № 50. – С. 75-80.
5. Краковська С.В., Паламарчук Л.В., Шедеменко І.П., Дюкель Г.О., Гнатюк Н.В. Верифікація даних світового кліматичного центру (CRU) та регіональної моделі клімату (REMO) щодо прогнозу приземної температури повітря за контрольний період 1961-1990 рр. //Наук. праці УкрНДГМІ. – 2008. – № 257. – С. 42-60.
6. Логинов В.Ф. Причины и следствия климатических изменений. – Минск: Навука і тэхніка, 1992. – 320 с.
7. Мищенко З.А. Агроклиматология. – Киев.: КНТ, 2009. – 512 с.
8. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. / Под ред.С.М. Семенова.-М. 2012. -511 с.
9. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України. /За ред. С.М. Степаненко, А.М. Польового. – Одеса: Екологія. 2011. – 694 с.
10. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 175 с.
11. Польовий А.М. Моделювання впливу підвищення концентрації CO2 в атмосфері на фотосинтез зеленого листка //Український гідрометеорологічний журнал. – 2009, № 4, – с.46-56.
12. Польовий А.М. Сільськогосподарська метеорологія. –Одеса.:»ТЕС», 2012.- 635 с.
13. Тарко А.М. Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2005. – 231 с.

14. Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату /За ред.. В.В.Васильченка, М.В. Ращуна, І.В. Трохимової. – К: Агентство з раціонального використання енергії та екології, 1998.- 208 с.
15. Шумова Н.А. Закономерности формирования водопотребления и водообеспеченности агроценозов в условиях юга Русской равнины.- М.: Наука. 2010. – 234 с.
16. Callinor A.J. Scaling-up crop models for climate variability applications/ A.J. Callinor, F.Ewert, S.Arnold// Journal of Experimental Botany, Juli 2009.vol.60, #10. P.2775-2789.
17. Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton. Regional Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the Fourth Assessment Report of the IPCC [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. – 2007. – 94 pp.
18. Jacob, D., B.JJ.M. Van den Hurk, U. Andre, G. Elgered, C. Fortelius, L.P. Graham, S.D. Jackson, U. Karstens, Chr. Kopken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, B.H. Sass, R.N.B. Smith, X. Yang: A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. //Meteor. Atm., 2001. – No. 77. – P.61-73.
19. Iglesias A. A regional comparison of the effects of climate change on agricultural crops in Europe / A. Iglesias, L. Garrote, S. Quiroga // 2012, vol.112. #1.P 29 – 46.
20. Klein T. Adaptation options under climate change for multifunctional agriculture / T.Klein, A. Holzkamper, P. Calanza, J. Fuhrer // Regional Environmental, 2014, vol.14.#1. P. 167 – 184.
21. Lobell D.B. on the use of statistical models to predict to crop yield responses to climate change / D.B. Lobell, M.B.Burke,// Agricultural and Forest Meteorology, 2010, vol.150, #11.P. 1443 – 1452.
22. Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Cristoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, U. Schlese, U. Schulzweida. The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate // Max-Planck-Institute fur Meteorologie, Report.– 1996. – No. 218.

До розділу 7

1. Адаменко Т.І. Зміни агрокліматичних умов холодного періоду в Україні при глобальному потеплінні клімату / Т.І. Адаменко // Агроном. – 2006. – № 34. – С. 12–13.

2. Антоненко В.С. Динамическое моделирование роста, развития и формирования продуктивности озимой пшеницы. – К.: АртЭк, 2002. – 64с.
3. Будаговский А.И., Росс Ю.К. Основы количественной теории фотосинтетической деятельности посевов. /В кн.: Фотосинтезирующие системы высокой продуктивности. – М.: Наука, 1966. – С. 51-58..
4. Бойко А.П., Сиротенко О.Д. Математическое описание поглощения воды корневой системой растений.- Труды ИЭМ, 1977, вып. 8(67), С.49-53.
5. Вольвач О.В. Агроекологічна оцінка забруднення урожаїв цукрового буряку важкими металами (на прикладі цинку) в Одеській області. // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. Одесса. – 2008, № 3(7), С. 43 – 44.
6. Глушков В. М., Иванов В.В., Яненко В.М. Моделирование развивающихся систем. М.: Наука. Главная редакция физико-математической литературы, 1983. 344 с.
7. Динамическое моделирование в агрометеорологии. /Под ред. Хваленского Ю.А.,Сиротенко О.Д., Полевого А.Н. / – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 145 с.
8. Дмитренко В.П. Математическая модель урожайности сельскохозяйственных культур // Тр. УкрНИГМИ. 1973. - вып. 122. - С. 3-13.
9. Дмитренко В.П. Метод расчета урожайности озимой пшеницы на территории УССР. // Труды УкрНИГМИ. - 1975. - Вып.139. - С.3-14.
10. Изменение климата и продовольственная безопасность в Восточной Европе. Отчет о проведении практического семинара по разработки сценариев. ЕАОС, ОБСЕ, ЮНЕП, ПРООН, ЕЭК ООН, РЭЦ, НАТО. 2011..
11. Костюкевич Т. К. Влияние сроков сева на рост, развитие и формирование урожайности сахарной свеклы. – Украинский гидрометеорологический журнал. - 2010. - № 6. – С. 156–163.
12. Костюкевич Т. К. Формирование урожая сахарной свеклы в годы с различными агрометеорологическими условиями. – Украинский гидрометеорологический журнал. - 2010. - № 7. – С. 132–138.
13. Краковська С.В., Паламарчук Л. В., Шедеменко І.П., Дюкель Г.О., Гнатюк Н.В. Верификация данных мирового климатического центра (CRU) и региональной модели климата (REMO) относительно прогноза приземной температуры воздуха за контрольный период 1961-1990 гг. //Наук. труды УкрНДГМІ. – 2008. – № 257. – С. 42-60.
14. Краковська С.В., Паламарчук Л. В., Шедеменко І.П., Дюкель Г.О., Гнатюк Н.В. Модели общей циркуляции атмосферы и океанов в прогнозировании изменений регионального климата Украины в XXI ст. //Геофизический журнал. – 2011. – № 6. – Т. 33. – С. 68-81.

15. Кульбида Н.И. Динамика тенденции урожайности озимой пшеницы в Украине // Міжвідомчий науковий збірник України. – Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса. -2001. – Випуск 44. –С.95-102.
16. Ляшенко В.В. Вплив строків сівби на продуктивність посівів пшениці озимої / В.В. Ляшенко, М.М. Маренич // Вісник Полтавської державної аграрної академії. – № 2. – 2010. – С. 46-50.].
17. Мельник Ю.С. Изменчивость урожая подсолнечника в зависимости от условий погоды // Метеорология и гидрология. – 1975. – №6. – С. 89-95.
18. Миусский П.Е., Наумов М.М., Русакова Т.И. О математической модели продукционного процесса подсолнечника // Межвед. научн. сб. Украины.– Метеорология и гидрология. – 1989. – Вып. 24. – С. 132-137.
19. Найдина Т. А. Динамико-статистическая модель продукционного процесса кукурузы с использованием спутниковой информации и метод прогноза урожайности [Текст] : автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геогр. наук: 25.00.30 / Т. А. Найдина ; ФГБУ "Всероссийский научно-исследовательский ин-т сельскохозяйственной метеорологии". - Обнинск, 2013. - 22 с. : рис., табл. - Библиогр.: С. 20-22 (17 назв.)
20. Наумов М.М. Прогноз урожайности семян подсолнечника на основе математической модели продукционного процесса //Матеріали міжнародної конференції «Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища – 2002». – Одеса, 2003. – Ч.1. – С. 264-270.
21. Нетіс І.Т. Пшениця озима на Півдні України: Монографія / І.Т. Нетіс. – Х.: Олдіплюс, 2011.- 352 с.
22. Образцов А.С., Цимбаленко И.М., Ким Н.А., Единбаев Д.В. Математическая модель урожайности кукурузы и ее использование в планировании кормопроизводства // Сельскохозяйственная биология. - 1983. №1. - С.90-98.
23. Орлюк А.П. Адаптивний і продуктивний потенціали пшениці / А.П. Орлюк, К.В. Гончарова. – Херсон: Айлант, 2002. – 263 с.
24. Перелет Н.А., Тимошенко Г.Л. О методе прогноза средней областной урожайности и валового сбора сахарной свеклы. // Тр. УкрНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 213, С. 51-56.
25. Полевой А. Н. Агрометеорологические условия и продуктивность картофеля в Нечерноземье / - Ленинград : Гидрометеоиздат, 1978. - 118 с
26. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур.// Л.: Гидрометеоиздат, 1983.- 175 с.
27. Полевой А.Н. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 319 с.

28. Полевой А.Н., Кульбида Н.И. Моделирование формирования урожая озимой пшеницы в период весінне-летней вегетации в Украине // Міжвідомчий науковий збірник України. –Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса -2001. – Випуск 43. –С.127-135.
29. Полевой А.Н.. Адаменко Т.И. Моделирование формирования урожая кукурузы. Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2002, вип. 46. С. 149-154.
30. Польовий А.М. Моделювання продуктивності агроекосистем. Вісник ОДЕКУ, вип.1, 2005., С. 79-86.
31. Полевой А.Н., Кульбида Н.И., Адаменко Т.И., Трофимова И.В. Моделирование влияния изменений климата на формирование продуктив-ности озимой пшеницы в Украине. //В сб. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат, 2005. Том XX, С. 191-218.
32. Полевой А. Н. Моделирование фотосинтеза зеленого листа у растений типа С3 и С4 при изменении концентрации СО2 в атмосфере. //В сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – М.: ИГКЭ. – 2010. – Т. XXIII. – С. 297-315.
33. Польовий А.Н., Божко Л.Ю., Дронова О.О Оцінка впливу кліматичних змін на сільське господарство України. Укр. г/мет. ж-л,2011, № 8, С.84-91.
34. Польовий А.Н., Божко Л.Ю., Дронова О.О Аналіз тенденції зміни термічних показників агрокліматичних ресурсів в Україні за період до 2030-2040 рр. Укр. г/мет. ж-л,- 2011, № 9, С.90-99.
35. Польовий А.Н., Божко Л.Ю., Дронова О.О, Боровська Г.О. Основні тенденції зміни агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці в українській частині суббасейну дельти Дунаю в умовах зміни клімату. Український гідрометеорологічний журнал. – 2013. – Вип. 12. – С.157-172.
36. Полуэктов Р.А., Смоляр Э.И., Терлеев В.В., Топаж А.Г. Модели продукционного процесса сельскохозяйственных культур. - СПб.: изд-во С-Петерб. ун-та, 2006. - 396 с.
37. Полуэктов Р.А., Топаж А.Г., Якушев В.П., Медведев С.А. Использование динамической модели агроэкосистемы для оценки влияния климатических изменений на продуктивность посевов (теория и реализация) // Вестник Российской академии сельскохозяйственных наук. 2012. №2. С. 7-12.
38. Ромащенко М.І. Про деякі завдання аграрної науки у зв'язку із змінами клімату: пр. / М.І. Ромащенко, О.О. Собко, Д.П. Савчук, М.І. Кульбіда // Інститут гідротехніки і меліорації УААН. – К., 2003. – 96 с.

39. Росс Ю. К. Структурная организация посевов с точки зрения наилучшего использования лучистой энергии солнца / Ю. К. Росс // Важнейшие проблемы фотосинтеза в растениеводстве М.: Колос, 1970 - С. 38-51.;
40. Росс Ю. К. Радиационный режим и архитектоника растительного покрова / Ю. К. Росс Л.: Гидрометеоиздат, 1975 - 342 с.
41. Сепп Ю. Тооминг Х.Г. Ресурсы продуктивности картофеля. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 261 с.
42. Сиротенко О.Д., Клещенко А.Д., Павлова В.Н., Абашина Е.В., Семендяев А.К. Мониторинг изменений климата и оценка последствий глобального потепления для сельского хозяйства // Агрофизика. 2011. № 3. С. 31–39.
43. Славов Н. Приложение на метода за агрометеородогично прогнозиране на добива от царевеизата // Сельскостопанска наука. - 1974. - Т.13. - №4. - С.31-36.
44. Степаненко С.М., Польовий А.М., Школьний Є.П. та ін.. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України: [монографія] за редакцією С.М. Степаненка, А.М. Польового. – Одеса: Екологія, 2011. – 696 с.
45. Тараріко Ю. О. Вплив агротехнічних і агрометеорологічних факторів на продуктивність агроекосистем / Ю. О. Тараріко, А. В. Чернокозинський, Р. В. Сайдак [та ін.] // Вісник аграрної науки. – 2008. – № 5. – С. 64–67.],
46. Тодорова Надеждаю. Математическо моделиране на зависимостта между добива, минералного торгене и климатичнитев фактери при пшеница и царевица // Почвознание и агрохимия. - 1976. -№3. - С.84-89.
47. Четверик О. М. Вплив строків сівби та погодних умов осіннього періоду вегетації на перезимівлю та урожайність пшениці м’якої озимої / О.М. Четверик // Вісник ЦНЗ АПВ Харківської області. – 2011. – Вип.10. – С. 265-273.
48. Чирков Ю.И. Оценка агрометеорологических условий произрастания кукурузы // Труды ЦИП. - 1960. - Вып.98. - С. 6-16.
49. Яковлев Н.Н. Климат и зимостойкость озимой пшеницы / – Л.: Гидрометеоиздат, 1966. – 419 с.
50. Addiscott, T.M. and A.P. Whitmore. 1987. Computer simulation of changes in soil mineral nitrogen and crop nitrogen during autumn, winter, and spring. Journal of Agriculture Science 109:141-157.
51. Addiscott, T.M., P.J. Heys, and A.P. Whitmore. 1986. Application of simple leaching models in heterogeneous soils. Geoderma 38:185-194.
52. Agele S.O. Response of sunflower to weather variations in a tropical rainforest zone. “African Crop cience Conference Proceedings”,2003. Vol. 6, P.1-8.

53. Aguera F., Villalobos F. & Orgaz, F. (1997). Evaluation of sunflower (Helianthus annuus, L.) genotypes differing in early vigour using a simulation model. European Journal of Agronomy 7 (1-3), P. 109-118.
54. Asada K., Kanematsu S. Crystalline ferric superoxide dismutase from an anaerobic green sulfur bacterium, Chlorobium Thiosulfatophilum. In: Iron and Copper Proteins, , Plenum Press, New York. 1976, P. 551 – 564.
55. Atkinson, M.D., P.S. Kettlewell, P.D. Hollins, D.B. Stephenson and N.V. Hardwick. 2005. Summer climate mediates UK wheat quality response to winter North Atlantic Oscillation. Agriculture and Forest Meteorology 130(1-2):27-37.
56. Austin R. B. Flag leaf photosynthesis of Triticum aestivum and related diploid and tetraploid species / R. B. Austin, C. L. Morgan, M. A. Ford // Annals of botany.- 1982.-V.49.-P. 177-189.
57. Baker C.H., Horrooks R.D. A computers simulation of corn grain prodution // Trans. ASAE. - 1973 - №6. - P.1027-1029.
58. Boogaard H.L. WOFOST 7.1.: user's guide for the WOFOST 7.1. crop growth simulation model and WOFOST Control Center 1.5. Technicaldocument/ H.L.Boogaard, C.A. van Diepen, R.P.Roetter,J.M.C.A.Cabrera, H.H. van Laar; DLO Winand Staring Centre; 52. DLOWinand Staring Centre. –Wageningen, 1998.
59. Boote KJ., Kropff MJ. & Bindraban PS. (2001). Physiology and modelling of traits in crop plants: implications for genetic improvement. Agric Syst 2001 ; 70 : P. 395-420.
60. Bouman B.A.M. Growth models to simulate crop growth, optical reflectance and radar backscatter of sugar beet and winter wheat, calibrated for Flevoland. CABO-DLO report 163. CABO-DLO Wageningen, The Netherlands. - 1992. - 116 p.
61. Brisson, N., Gary, C., Justes, E., Roche, R., Mary, B., Ripoche, D., Zimmer, D., Sierra, J., Bertuzzi, P., Burger, P., Bussi?re, F., Cabidoche, Y.M., Cellier, P., Debaeke, P., Gaudill?re, J.P., H?nault, C., Maraux, F., Seguin, B. & Sinoquet, H. (2003). Anover view of the crop model STICS. Eur. J. Agron. 18 (3–4), P. 309–332.
62. Brouwer R., Wit de C.T. A simulation model of plant growth with special attention to root growth and its consequences. - Root Growth. Butterworths, London, 1969, P. 224-244.
63. Brouwer R., Wit de C.T. The simulation of photosynthetic systems. - In: Prediction and measurement of photosynthetic, productivity. Proc. IBP/PP Technical Meeting, Trebon. Centre Agr. Publ. Doc., Wageningen, 1970, P.44-80. ce, 1976, P. 225 - 244.
64. Cabelguenne M., Debaecke P., & Bouniols A. (1999). EPIC phase, a version of the EPIC model simulating the effects of water and nitrogen stress on biomass and yield, taking account of developmental stages : validation on maize, sunflower, sorghum, soybean and winter wheat. Agricultural Systems 60 (3), P. 175-196.

65. Casadebaig P., Guilioni L., Lecoeur J., Christophe A., Champolivier L. & Debaecke P. (2011). SUNFLO, a model to simulate genotype – specific performance of the sunflower crop in contrasting environments. Agricultural and Forest Meteorology, 151 (2011) P. 163–178.
66. Chalabi Z.S., Milford G.F.J., Pay W. Stochastic model of the leaf area expansion of the sugar beet plant in a field crop. Agr. and Forest Meteorol., 1986, V.38, No.4, P. 319 - 336.
67. Changton S.A., Neill J.C. Areal variations in corn - weather relations in Illinois. - Trans., 3, st. Ac. Soi., 1967. - №5. - P. 221-230.
68. Chapman S., Hammer G. & Meinke H. (1993). A sunfower simulation model : I. model development. Agronomy Journal 85, P. 725-735.
69. Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Maga?a Rueda, L. Mearns, C.G. Men?ndez, J. R?is?nen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton. Regional Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the Fourth Assessment Report of the IPCC [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. – 2007. – 94 p.
70. Climate change and its impacts in Mongolia. Ulaanbaatar, 2000. –227 p.
71. Da Mota F.S.. Weather - technology models for corn and soybeans in the south of Brazil // Agricultural Meteorology. - Amsterdam, Netherlands, 1983. - V.28. - P.49-64.
72. Davidson, J.L., Philip, J.R., 1958. Light and pasture growth. Climatology and Micrometeorology, Proc. Canberra Symposium. UNESCO Arid Zone Research, XI, Paris.
73. Debacke P., Casadebaig P., Haquin B., Mestries E., Palleau JP. & Salvi F. (2010). Simulation de la r?ponse vari?tale du tournesol ? l'environnement ? l'aide du mod?le SUNFLO. OCL VOL. 17 N° 3 MAI-JUIN 2010.
74. Diepen C.A., van, Wolf J., Keulen H., van. WOFOST: a simulation model of crop production // Soil Use and Management. – 1989. – №5. – P. 16-24.
75. Donatelli M., Bellocchi G., Criscuolo L., Maestrini C.. Approaching sugar beet (Beta vulgaris L.) modelling in Italian environments / Agroindustria . - Vol. 5. - № 3. - 2006. - P. 213-220.
76. Eitzinger J., Trinka M., Semeradova D., Thaler S., Svobodova E., Hlavinka P., Liska B., Takac J., Malatinska L., Novakova M., Dubrovsky M. : Regional climate change impacts on agricultural crop production in Central and Eastern Europe – hotspots, regional differences and common trends/ - The Journal of Agricultural Science / Volume 151 / Issue 06. P. 787 – 812.
77. 7.1-69 Ellis R. P. and Marshall B.. Growth, yield and grain quality of barley (Hordeum vulgare L.) in response to nitrogen uptake. Journal of Experimental Botany Volume 49, Issue 323 P. 1049-1057.

78. 7.1-70 Emad Kamel Al-Karablieh and Amer Zahi FORECASTING MODELS FOR BARLEY PRODUCTION IN JORDAN. Salman Emirates Journal of Food and Agricultural (EJFA) Volume 11, No. (1), P. 59-81.
79. Erdos L. A termes szetbontasa a kornyesenti tenuesok hatasanak aranyai szerint. - Poidrajzi Ertesito. - 1976. - V.25. - №1. - P. 61-80.
80. Fick G.W., Williams W.A., Loomis R.S. Compute simulation of dry matter distribution during sugar beet growth. – Crop Sci., 1973, V. 13, No.4, P. 413-417.
81. 81. Fick G.W. Analysis and simulation of sugar beet (Beta vulgaris). - Ph.D.Thesis, Univ.Calif., Davis. Univ. Microfilms Ann Arbor, Mich. (Diss. Asbtr. 32:1957B), 1971.
82. Fletcher A.L., Martin R.J., de Ruiter J.M., Jamieson P.D., Zyskowski R. F.. Simulating Biomass and Grain Yields of Barley and Oat Crops with the Sirius Wheat Model Crop Modeling and Decision Support, 2009, P. 192-202.
83. Garcia A., Gray S., Soler C.. Simulating the Effect of Climate Change on Winter Wheat Production Systems for Conditions in Eastern Wyoming . - Wyoming, August of 2011, 20 c.
84. Gholipouri M., Sharifi R., Sedghi M., Heydari A. A very simple model for simulating sugar beet yield for potential production // Journal of Phytology. – 2009.- 1(5), P. 277–284.
85. Goyne P.J., Meinke H., Milroy S.P., Hammer G. L.and Hare J. M.. Australian Development and use of a barley crop simulation model to evaluate production management strategies in north-eastern. Australia Journal of Agricultural Research 47(7) 997 - 1015 Published: 1996.
86. Hammer G. L., Kropff M. J., Sinclair T. R. & Porter, J. R.(2002). Future contributions of crop modeling from heuristics and supporting decision making to understanding genetic regulation and aiding crop improvement. European Journal of Agronomy 18 (1-2), P. 15-31.
87. Harahagazwe D., Ledent J. F., .Rusuku G.. Growth analysis and modeling of CIP potato genotypes for their characterization in two contrasting environments of Burundi. African Journal of Agricultural Research. Vol. 7(46). 2012. P. 173-185.
88. Hashemi F. Sugar beet yield-weather modelling in Iran aimed it forecasting. J.Agric.Met., 1982, V.26, No.3, P.195 - 200.
89. Horie T. Early prediction of corn yields from daily weather data and single predetermined seasonal constrants // Agricultural meteorology. - Amsterdam, Netherlands, 1982. - V.27. - №27. - №3-4. - P.191-207.
90. Horie T. Simulation of sunflower growth. I. Formulation and parametrization of dry matter production, leaf photosynthesis, respiration and partitioning of photosynthates. – Bull. Nat. Inst. Agric. Sci. Jap., Ser. A24, 1977, P. 45-70.

91. Huda A.K., Ghildyal B.P., Fomar V.S. Contribution of climatic variables in prediction of maize yield under monsoon conditions. - Agric. Meteorol.
92. Jacob, D., B.JJ.M. Van den Hurk, U. Andre, G. Elgered, C. Fortelius, L.P. Graham, S.D. Jackson, U. Karstens, Chr. Kopken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, B.H. Sass, R.N.B. Smith, X. Yang: A comprehensive model inter - comparison study investigating the water budget during the BALTEX - PIDCAP period. //Meteor. Atm., 2001. – No. 77. – P. 61-73.
93. Jamieson P.D., Brooking I.R., Semenov M.A. & Porter J.R. (1998) Making sense of wheat development: mechanisms of response to daylength and temperature Field Crops Research,55:P. 117-127.
94. Jamieson PD & Semenov MA (2000) Modelling nitrogen uptake and redistribution in wheat. Field Crops Research, 68:P. 21-29.
95. Jeuffroy M., Barbottin A., Jones J. & Lecoeur J. (2006). Working with Dynamic Crop Models: Evaluation, Analysis, Parameterization and Applications. Elsevier, Ch. Crop models with genotype parameters, P. 281-307.
96. Joost Wolf. Comparison of two potato simulation models under climate change. Model calibration and sensitivity analyses. Journal of climate research. Vol. 21. 2002. P. 173-186.
97. Keener H.E., Runge E.C.A., Klugh B.P. The testing of limited - data corn yield predictions // Appl. Meteorol. - 1980. - №11. -P. 1245-1253.
98. Kenneth G. Hubbard and R. J. Hanks, 1983: Climate Model for Winter Wheat Yield Simulation. J. Climate Appl. Meteor., 22,P. 698–703.
99. Kenter A., Hoffmann C., and Jaggard K. W.. The Broom's Barn sugar beet growth model and its adaptation to soils with varied available water content. Europ. J. Agronomy. – 2005. - 23: P. 108–122.
100. Kinitry J.R., Blanchet, R., Williams, J.R., Texier, V., Jones, C.A. and Cabelguenne, M., (1992). Sunflower simulation using the EPIC and ALMANAC models. Field Crops 30:1992, P. 403-423.
101. KONG De-yan, TANG Liang, CAO Wei-xing, Ying Yong Sheng Tai Xue Bao. Simulation model on barley yield formation. 2009, Feb; 20(2):P. 396-402.
102. Lalic B., Eitzinger J., Mihailovic D. T., Thaler S. and Jancic M./ Climate change impacts on winter wheat yield change – which climatic parameters are crucial in Pannonian lowland. - The Journal of Agricultural Science / Volume 151 / Issue 06 / December 2013, P. 757-774.
103. Lawless C, Semenov MA & Jamieson PD (2005) A wheat canopy model linking leaf area and phenology Europ J Agronomy, 22:19-32.
104. Lyt1e W.F., Chu S.T. Limiting climatic factors for crops in South Dakota. - St. Joseph, Michigan, Paper №72. – 14 p.
105. Miglietta, F. and J.R. Porter. 1992. The Effects of Climatic Change on Development in Wheat: Analysis and Modelling. Journal of Experimental Biology 43(8):1147-1157.

106. Monteith J.L. Light distribution and photosynthesis in field crops. - Ann.Bot., 1965, V.29, P. 17-37.
107. Nelson W.L., Dale R.F. Effects of trend technology variables // Journal of Applied Meteorology, USA. - 1978. - V.17. - №7. - P. 926-933.
108. Nikolayeva L. Climate change in Eastern Europe: Belarus, Moldova, Ukraine / L. Nikolayeva, N. Denisov, V. Novikov // Environment and Security Initiative (ENVSEC), Zo? Environment Network (Zo?). – 2012. – 60 p.
109. Patefield W.M., Austin R..B. A model for the simulation of the growth of Beta vulgaris. - Ann.Bot., 1971, V. 35, No. 143, P. 1227-1250.
110. Pereyra-Irujo GA.& Aguirrezabal L. A. (2007). Sunower yield and oil quality interactions and variability : Analysis through a simple simulation model. Agricultural and Forest Meteorology 143 (3-4), P. 252-265.
111. Porter J.R., 1984. A model of canopy development in winter wheat. J. Agric. Sci., Camb. 102, 383-392. 7.1-14.
112. Ricman R.W., Ramig R.E., Allmaras R.R. Modelling dry matter accumulation in dry land winter wheat. Agron.J. 1975, № 67, P. 283-289.
113. Schaweroft et.al., SPAM - Soil-Plant-Atmosphere Model, 1974.
114. Semenov MA ,Jamieson PD & Martre P (2007) Deconvoluting nitrogen use efficiency in wheat: a simulation study, Europ. J Agronomy, 26:283-294.
115. Simulation of plant growth and crop production. Wageningen. Centre for Agricultural Publishing and Documentation. 1982. – 382 p.
116. Slafer G. A. (2003). Genetic basis of yield as viewed from a crop physiologist's perspective. Annals of Applied Biology 142 (2), P. 117-128.
117. Smith M., Kivumbi D.. Use of the FAO CROPWAT model in the deficit irrigation studies. Land and Water Development Division, Food and Agriculture Organization of the United Nations.
118. Soltani A., Gholipouri M. and Haji-Zadeh A. A simple model for simulating sugar beet yield. Journal of agricultural science and industry. – 2005. - 19(2): 11-16.
119. Somasundaram K., Santhosh Mithra V. S.. Mathematical model of plant growth on the example of potatoes. Word Journal of Agricultural Sciences. 4 (2), 2008. P. 260-278.
120. Somasundaram K., Santhosh Mithra V. S.. A Simulation model for Sweet Potato Growth. Word Journal of Agricultural Sciences. 4 (2), 2008. P. 214-254.
121. Song Yan-Ling, Chen De-Liang, Liu Yan-Ju, Xu Ying The Influence of Climate Change on Winter Wheat during 2012–2100 under A2 and A1B Scenarios in China. Advances in Climate Change Research Volume 3, Issue 3, 25 September 2012, P. 138–146.
122. Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, US. 2000. – 599 p.

123. Spitters C.J.T. An analysis of variation in yield among potato cultivars in terms of light absorption, light utilization and dry matter partitioning. ISHS Acta Horticultural 214. Agrometeorology of the Potato Crop.
124. 124. Sridhara, S., Prasad, T.G. A combination of mechanistic and empirical models to predict growth and yield of sunflower as influenced by irrigation and moisture stress. “HELIA”, 2002, 25, Nr. 37, P. 39-50.
125. Stastna Milada, Dufkova Jana. Potato Simulation Model and its Evaluation in Selected Central European Country. Agricultural Conspectus Scientificus (ACS) 01. 2008.
126. Taru Palosuo, Kurt Christian Kersebaum, Carlos Angulo. Simulation of spring barley yield in different climatic zones of Northern and Central Europe: A comparison of nine crop models. Field Crops Research Volume 133, 11 July 2012, P. 23–36.
127. Thompson L.M. Multiple regression of weather and technology in crop production. - Weather and our food supply. - CAED Rept.20, UBA, 1964. - P. 75-92.
128. Thornley J.H.M. A balanced quantitative model for root:shoot rations in vegetable plants. Ann. Bot. 1972, No. 36, P. 431 - 441.
129. Todorovic M., Albrizio R., Zivotic L., Abi Saab MT., St?ckle C. & Steduto P. (2009). Assessment of AquaCrop, CropSyst, and WOFOST models in the simulation of sunflower growth under different water regimes. Agron J 2009; 101 : 509-21.
130. UNEP/GRID-Arendal. Climate in Peril: A popular guide to the latest IPCC Reports. Eds: Kirby A., Stuhlberger Ch., Heberlein C., Tveitdal S. 2009. Доступно в интернете: http://www.grida.no/publications/climate-in-peril
131. Vandendriessche, H. J. A model of growth and sugar accumulation of sugar beet for potential production conditions: SUBEMOpo I. Theory and model structure. Agriculture Systems. – 2000. - 64: P. 1-19.
132. Villalobos et al., 1996 Villalobos, F., Hall, A., Ritchie, J., Orgaz, F., 1996. OILCROP- SUN : a development, growth and yield model of the sunower crop. Agronomy Journal 88, P. 403-415.
133. Weir, A.H., P.L. Bragg, J.R. Porter, and J.H. Rayner. 1984. A winter wheat model without water or nutrient limitations. Journal of Agricultural Science 102:P. 371-383.
134. Whisler F., Acock B., Baker D., Fye R., Hodges H., Lambert J., Lemmon, H., Mckinion J. & Reddy V.(1986). Crop simulation models in agronomic systems. Advances in agronomy 40, P. 141-208.
135. Wit de C.T. Dynamic concepts in biology. In: Prediction and measurement of photosynthetic productivity. Proc. IBP/PP Technical Meeting, Trebon. Centre Agr. Publ. Doc., Wageningen, 1970.
136. Wit C.T. de, Goudrian J. Simulation of assimilation, respiration and transpiration of crops. Simulation Monographs. – Wageningen: Pudoc. 1978. – 167 p.

137. Witt C.T .de, Joudrian J. Simulation of ecological process.-Wageningen: Pudoc, (Simulation Monographs), 1974.– 159 p.
138. World Bank. Adapting to Climate Change in Europe and Central Asia. 2008. Доступно в интернете: http://siteresources.worldbank.org/ECAEXT/Resources/258598-1243892418318/ECA_CCA_Full_Report.pdf

До розділу 8

1. Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья / Под ред. Ю.С. Тучковенко, Е.Д. Гопченко. - Одесса: ТЭС, 2012. - 223 с.
2. Бойко О.В., Железняк М.Й. Оцінка ефективності протипаводкових заходів на малих річкових водозборах Закарпаття як основа розрахунків розподіленої моделі “опади –стік” // Математичні машини і системи. - 2011. №4.
3. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Критический анализ. Л.: Гидрометеоиздат, 1988- 312 с.
4. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: Монографія /за ред. Ю.С. Тучковенко, Н.С. Лободи. Одеський державний екологічний університет, – Одеса ТЕС, 2014. – 278 с.
5. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления // Гидробиологический журнал. - Киев: Институт гидробиологии НАН Украины. - т.36, №3. - 2000. - С. 67 - 78.
6. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С. Оцінювання природних водних ресурсів України за методом водно-теплового балансу // Наук. Праці УкрНДГМІ. –2001. – Вип.249. – С. 106-120.
7. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях). – Київ: КНТ. – 2005. – 188 с.
8. Грани гидрологии: Пер. с англ. / Под ред. Джона К. Родда - Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 535 с.
9. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). –К.: Ніка-центр,2010. -316 с.
10. Гребінь В.В., Лук’янець О.І., Андрела С.П. Характер змін режиму водності та повторюваності паводків в холодний і теплий періоди року в басейні р.Тиса (у межах України) // Український гідрометеорологічний журнал. – Одеса., ТЕС, 2013.- С. 147-154.
11. Гушля А.В., Мезенцев В.С. Водно-балансовые исследования.К.:Вища школа, 1982. – 229 с.
12. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Нормування характеристик природного річного стоку України // Наукові праці УкрНДГМІ. – Вип.252. – К.:Ніка –Центр. –2003. – С. 5 - 10.

13. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
14. Лобода Н.С. Шляхи оцінювання, передбачення та управління станом водних ресурсів Кримського півострова у природних та порушених антропогенною діяльністю умовах // Наукові записки. Серія – біологія. Спеціальний випуск: гідроекологія. – Тернопіль. – Тернопільський педуніверситет. – 2005. – № 3(26). – С. 256 – 258.
15. Лобода Н.С. Ландшафтна різноманітність та районування характеристик стоку Українських Карпат // Науковий Вісник Чернівецького університету. – Вип.305. , Географія. – 2006. - С. 12-19.
16. Лобода Н.С., Гопченко Е.Д. Нормирование характеристик естественного годового стока рек Украины // Доклады Всероссийского гидрологического съезда (28 сентября – 1 октября,2004г.). Секция 5. Гидрофизические явления и процессы. Формирование и изменчивость годового стока, гидрологические и водохозяйственные расчеты. Часть 2. – Метеоагентство Росгидромета. – Москва. – 2006. - С. 134-137.
17. Лобода Н.С. Проблемы гидрологических расчетов в условиях антропогенного воздействия и модель ”климат -сток”// Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2007. – Вип. 50. частина друга – С. 14 – 19.
18. Лобода Н.С. Оцінка припливу прісних вод до північно-західної частини Чорного моря. Постановка проблеми та шляхи вирішення. // Причорноморський екологічний бюлетень. 2010. - №2 (36) (червень). – С. 63-67.
19. Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С. Дослідження впливу змін річкового стоку за кліматичними сценаріями на гідроекологічний стан північно-західної частини Чорного моря // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія:біологія. Спеціальний випуск: гідроекологія.- № 3 (44). -2010. – С. 143-145.
20. Лобода Н.С. Влияние изменений климата на водные ресурсы Украины (моделирование и прогнозы по данным климатических сценариев) // Глобальные и региональные изменения климата под ред. Шестопалова В.М., Логинова В.Ф.,Осадчего В.И. и др. – К.: Ніка-Центр, 2011. – С. 340-352.
21. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Мінливість клімату та водних ресурсів Закарпаття // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.12. - Одеса:ТЕС. – 2011. - С. 161-167.
22. Лобода Н.С., Дорофєєва В.П. Стан водних ресурсів р.Дністер за сценаріями глобального потепління // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Гол. Ред.. Хільчевський В.К. – К. Видавництво Київського національного університету. - 2011. -Т.3(24). – С. 36-44.

23. Лобода Н.С., Хохлов В.М., Божок Ю.В. Оцінка характеристик посушливості Закарпаття в сучасних та майбутніх умовах (за сценаріями глобального потепління) // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Гол. Ред.. Хільчевський В.К. – К. Видавництво Київського національного університету. - 2011. -Т.2(23). – С. 51-59.
24. Лобода Н.С., Сербова З.Ф., Куза А.М.,Божок Ю.В. Вплив змін клімату на живлення лиманів північно-західного Причорномор'я прісними водами за сценаріями глобального потепління // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції "Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідро екологічні проблеми та шляхи їх вирішення", 12-14 вересня 2012р., Україна, м. Одеса. – Одеса:ТЕС, 2012. – С. 24-27.
25. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Визначення внутрішньорічного розподілу при розрахунках стоку за метеорологічними даними сценаріїв глобального потепління (басейн Тилігульського лиману, сценарій М10 на базі моделі "клімат-стік" // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції "Лимани Північно-західного Причорномор'я: сучасний гідро екологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення". Одеса, ТЕС, 2014. – С. 25-27.
26. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Шляхи визначення можливої гідрологічної посухи за метеорологічними даними в умовах змін клімату для річок північно-західного Причорномор'я // Геополітика та екогеодинаміка регіонів: Науковий журнал – м. Сімферополь, 2014р. – Т.10. – Вип.1 – С. 281-289.
27. Лобода Н.С., Сербова З.Ф., Божок Ю.В. Вплив змін клімату на водні ресурси України у сучасних та майбутніх умовах (за сценарієм глобального потепління А1В // Український гідрометеорологічний журнал. Одеса, ТЕС, №15, 2014. – С. 149-159.
28. Лук'янець О.І., Балабух Оцінка взаємозв'язку елементів водного балансу в сучасних умовах та впливу кліматичних змін на річковий стік в Закарпатській області // Матеріали VI Всеукраїнської наукової конференції з міжнародною участю "Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології". - м. Дніпропетровськ: ТОВ «Акцент ПП», 2014 р. – С. 187-190.
29. Мезенцев В.С., Карнацевич И.В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины - Л.: Гидрометеоиздат,1969. – 75 с.
30. Мезенцев В.С. Расчеты водного баланса:Учебное пособие. - Омск,1976. – 76 с.
31. Определение гидрологических характеристик для условий республики Молдова. СР D.01.05-2012. (у співавторстві). – 180 с.

32. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України. Під ред. Степаненко С.М., Польового А.М. – Одеса.: Екологія. – 2011. –С. 566-605.
33. Режимы влагообеспеченности и условия гидромелиораций степного края / Мезенцев В.С., Карнацевич И.В., Белоненко Г.В., Плотников Ю.Н., Полисадов С.Д. (Под ред. В.С.Мезенцева). – М.Колос, 1974. – 240 с.
34. Сніжко С. Оценка изменения водного стока рек Украины на основе водно-балансовых моделей / С. Сніжко, І.Купріков, О.Шевченко // Фізична географія та геоморфологія. – 2012. – Вип..2 (66). – С. 157-161.
35. Сніжко С., Яцюк М., Купріков І., Шевченко О., Струтинська В. Зміна клімату і ресурси місцевого стоку в Україні у XXI столітті // Україна:географія цілей та можливостей. Зб. наук.праць. – Н.:ФОП “Лисенко М.М.”, 2012.-Т.1 – С. 77-80.
36. Удовенко О.И., Кивва С.Л.,Бойко А.В., Ковалец И.В., Железняк М.И. Моделирование изменений климатических характеристик єкстремальных паводков в Украинских Карпатах // Матеріали VI Всеукраїнської наукової конференції з міжнародною участю "Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології". - м. Дніпропетровськ: ТОВ «Акцент ПП», 2014 р. – С. 275-278.
37. Україна та глобальний парниковий ефект. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату. За редакцією В.В. Васильченка, М.В. Рапцуна, І.В. Трофімової. –Т.2. - Київ. Агентство з раціонального використання енергії та екології. - 1998. – 206 с.
38. Шакірзанова Ж.Р. Визначення основних факторів весняного водопілля річок Лівобережжя Дніпра при довгострокових прогнозах його характеристик // Український гідрометеорологічний журнал. – Одеса., ТЕС, 2013.- С. 99-109.
39. Arnold J.G., Allen P.M., Bernhardt G.. A comprehensive surface-groundwater flow model / Journal of Hydrology. - 1993. - v. 142. - P. 47-69.
40. ESPON. The spatial effects and management of natural and technological hazards in Europe. Schmidt-Thome P. 2007.
41. Hattermann FF, Krysanova V, Post J, Dworak Th, Leipprand, A, Kadner S, Kabat P, (2008) Understanding consequences of Climate Change. In “The Adaptiveness of IWRM, an Analysis of European IWRM Research”, IWA Publishing, London, UK. P. 89-112.
42. Krysanova, V. & Luik, H. (eds.), Simulation modelling of a system watershed - river - sea bay. - Tallinn, Valgus, 1989. - 428 p.

43. Krysanova, V., Meiner, A., Roosaare, J., Vasilyev, A., Simulation modelling of the coastal waters pollution from agricultural watershed / Ecological Modelling. - 1989. – v. 49. - P. 7-29.
44. Krysanova, V., Wechsung, F., SWIM (Soil and Water Integrated model) User Manual. - 2000. – 239 p.
45. Krysanova, V., Wechsung F. & Hattermann F. Development of the ecohydrological model SWIM for regional impact studies and vulnerability assessmen / Hydrological Proceses. - 2005. – v.19. – P. 763-783.
46. Krysanova, V., F. Hattermann, Sh. Huang, C. Hesse, T. Vetter, S. Liersch, H. Koch and Z. W. Kundzewicz. Modelling climate and land use change impacts with SWIM: lessons learnt from multiple applications. Submitted to Hydrological Sciences Journal.- 2013.
47. Loboda N.S. The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence // Climat and Water.-1998.-Vol1. - P. 1486-1494.
48. Piani C., HaerterJ.O., Coppola E.,2010.Statistical bias correction for daily precipitation regional climate models over Europe. Theoretical and Applied Climatology, Volume 99, Issue 1-2, P. 187-192.
49. World Meteorological Organization,2003. 2003: Integration and Coupling of Hydrological Models with Water Quality Models: Applications in Europe (B. Arheimer andJ. Olsson). WMO Technical Reports in Hydrology and Water Resources, No. 75. WMO/TD-No. 1174. Genev.

ЗМІСТ

Ст.

Передмова..... 3

1. Оцінка можливих змін клімату України та їх вплив на режим опадів та температури..... 5

1.1. Сценарії можливої зміни клімату на території України..... 5

1.2. Зміни режиму опадів та температури згідно сценаріїв зміни клімату А2 та А1В..... 10

1.3. Зв'язок посух в Україні з блокуючими процесами в атмосфері..... 22

1.3.1. Загальні відомості та визначення атмосферного блокування..... 22

1.3.2. Просторова структура блокування при посухах в Україні..... 25

1.3.3. Стан зонального потоку під час блокування..... 33

1.3.4. Аномалії висотних полів тиску в період посух..... 36

1.4. Атмосферна циркуляція і значимі посухи в Україні на початку XXI століття..... 39

2. Режимні та кліматичні характеристики ожеледно-паморозевих явищ і опалювального періоду в сьогоденні та майбутньому..... 49

2.1. Режимні характеристики ожеледно-паморозевих явищ над Україною..... 49

2.1.1. Типи льодових та снігових відкладень в атмосфері..... 49

2.1.2. База даних..... 52

2.1.3. Просторово-часовий розподіл ожеледно–паморозевих та снігових відкладень на території України 52

2.1.4. Розподіл повторюваності температури та вітру при ожеледно–паморозевих та снігових відкладеннях в Україні... 66

2.2. Кліматичні характеристики опалювального періоду в сьогоденні та майбутньому 72

2.2.1. Методика та результати дослідження змін кліматичних характеристик опалювального періоду 75

3. Кліматична характеристика радіаційних умов України на межі століть..... 90

3.1. Огляд досліджень з питань змін глобального радіаційного режиму..... 90

3.1.1. Загальні положення..... 90

3.1.2. Енергетичні аспекти змін клімату Землі..... 91

3.1.3. Природні та антропогенні фактори змін радіаційного режиму Землі..... 100

3.2 Загальна характеристика радіаційного режиму на території України на межі століть і у першій половині XXI століття..... 113
3.2.1. Вихідні дані і методи їх дослідження..... 113
3.2.2. Часові зміни сумарної радіації протягом сторіччя..... 116
3.2.3. Просторово-часовий розподіл сумарної сонячної радіації на території України у першій половині XXI ст..... 129
3.2.4. Особливості радіаційного режиму у першій половині XXI ст..... 139
4. Вплив змін клімату на вітроенергетичні ресурси України..... 147
4.1. Вітровий режим України..... 147
4.1.1. Огляд сучасного стану проблеми..... 147
4.1.2. Результати дослідження змін швидкостей вітру в різних регіонах України у зв'язку з прогнозованими змінами клімату до 2050 р., згідно зі сценаріями A1B і A2..... 155
4.2. Вітроенергетичний потенціал України та його зміни у зв'язку зі змінами клімату..... 176
5. Наслідки змін клімату для здоров'я людей..... 202
5.1. Вплив змін клімату на здоров'я населення..... 202
5.1.1. Загальна характеристика..... 202
5.1.2. Екстремальні температури і здоров'я населення..... 205
5.1.3. Поширення інфекційних захворювань людини..... 214
5.2. Прогностичні оцінки показників дискомфортності клімату у теплу пору року..... 219
5.2.1. Деякі сюжетні лінії сценаріїв SRES і характеристика вихідних даних..... 219
5.2.2. Динаміка жарких днів на території України..... 221
5.2.3. Часові зміни і просторовий розподіл кількості днів з середньою добовою температурою вище 25ºС..... 236
5.3. Дослідження очікуваних показників дискомфортності клімату у холодну пору року..... 242
5.3.1. Постановка задачі…….. 242
5.3.2. Суворість погоди..... 242
5.3.3. Вітро-холодовий індекс..... 249
6. Вплив змін клімату на агрокліматичні ресурси України 257
6.1. Тенденції зміни тепло та вологозабезпеченості при зміні клімату..... 257
6.1.1. Методи оцінки теплових ресурсів..... 257
6.1.2. Вплив змін клімату на температурний режим..... 259
6.2. Вплив змін клімату на вологозабезпеченість вегетаційного періоду..... 287
6.2.1. Методи оцінки вологозабезпеченості вегетаційного періоду..... 287
6.2.2. Характеристика вологозабезпеченості території України за різними сценаріями 292

7. Вплив змін клімату на агрокліматичні умови вирощування сільськогосподарських культур 325
7.1. Сучасний стан моделювання продуційного процесу посівів сільськогосподарських культур в умовах зміни клімату 326
7.2. Методичні підходи до оцінки впливу кліматичних змін на продуктивність посівів сільськогосподарських культур 338
7.3. Оцінка впливу змін клімату на ріст, розвиток та формування урожаїв озимої пшениці 339
7.3.1. Оцінка впливу змін клімату на продуційний процес озимої пшениці 339
7.3.2. Вплив змін клімату на формування зимостійкості озимої пшениці на Півдні України …..... 347
7.4. Моделювання впливу зміни клімату на продуктивність ярого ячменю 356
7.5. Вплив зміни клімату на продуційний процес кукурудзи……..……..... 369
7.6. Оцінка продуційного процесу проса в умовах зміни клімату 380
7.7. Оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування соняшнику в зв'язку зі зміною клімату..... 393
7.8. Оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування цукрового буряку в зв'язку зі зміною клімату 407
7.9. Оцінка продуційного процесу картоплі в умовах зміни клімату……... 421
7.10 Вплив зміни клімату на продуктивність винограду в Україні……..... 435
8. **Моделювання впливу змін клімату на характеристики стоку річок України.....** 451
8.1. Огляд сучасного стану проблеми..... 452
8.2. Теоретичні основи моделювання водних ресурсів за моделлю "клімат-стік"..... 456
8.3. Теоретичні основи моделювання водних ресурсів за сценаріями глобального потепління на основі моделі "клімат-стік"..... 461
8.4. Оцінка змін водних ресурсів України за сценарієм глобального потепління A1B..... 467
8.5. Оцінка змін водних ресурсів України за сценарієм глобального потепління A2..... 476
Післямова..... 483
Список літератури..... 485

CONTENTS

		Pg.
Preface		3
1.	**Assessment of possible changes of climate of Ukraine and their impact on precipitation and temperature conditions**	5
1.1.	Scenarios of possible changes of climate over Ukraine territory	5
1.2.	Changes in conditions of precipitation and temperature under the climate change scenarios A1 and A1B	10
1.3.	Connection between drought in Ukraine and blocking processes in the atmosphere…	22
	1.3.1. Basic knowledge and definition of atmospheric blocking	22
	1.3.2. Space structure of blocking under droughts in Ukraine	25
	1.3.3. The state of the zonal flow blocking processe	33
	1.3.4. Anomalies of upper-level pressure fields under droughts.	36
1.4.	Atmospheric circulation and significant droughts in Ukraine at the beginning of the XXI century	39
2.	**Statistical and climatic characteristics of atmospheric icing and the heating season at the present time and in the future**	49
2.1.	Statistical characteristics of atmospheric icing over territory of Ukraine	49
	2.1.1. Atmospheric icing types	49
	2.1.2. Database	52
	2.1.3. Spatial and temporal distribution of atmospheric icing over territory of Ukraine	52
	2.1.4. Frequency distribution of temperature and wind under atmospheric icing in Ukraine	66
2.2.	Climatic characteristics of the heating season at the present time and in the future	72
	2.2.1. Methods and results of study of change of climatic characteristics of the heating season	75
3.	**Climatic description of radiation conditions in Ukraine at the border of the centuries**	90
3.1.	Review of studies of global radiation conditions	90
	3.1.1. Basic knowledge	90
	3.1.2. Energetic aspects of change of the Earth climate	91
	3.1.3. Nature and anthropogenic features of change of radiation conditions of the Earth	100

3.2. General description of radiation conditions over territory of Ukraine at the border of centuries and in the first half of the XXI century..... 113
3.2.1. Dataset and analysis techniques..... 113
3.2.2. Temporal changes in total short-wave radiation during the century..... 116
3.2.3. Spatial and temporal distribution of total short-wave radiation over territory of Ukraine in the half of the XXI century..... 129
3.2.4. Features of radiation conditions in the half of the XXI century..... 139
4. Impact of climate changes on wind resources of Ukraine..... 147
4.1 Wind conditions of Ukraine..... 147
4.1.1. Review of state-of-the art of the issue..... 147
4.1.2. Results of study of changes in wind speeds in the different provinces of Ukraine up to 2050 under predicted climate changes according to the scenarios A1B and A2..... 155
4.2. Wind energy potential and its changes as a result of climate changes..... 176
5. Effects of the climate changes on the human health..... 202
5.1. Impact of climate change on the human health..... 202
5.1.1. General description..... 202
5.1.2. Extreme temperatures and people health..... 205
5.1.3. Spreading of infectious human diseases..... 214
5.2. Prognostic assessments of indices of climate discomfort in the warm season..... 219
5.2.1. Some storylines of the SRES scenarios and database description..... 219
5.2.2. Dynamics of hot days over territory of Ukraine..... 221
5.2.3. Temporal changes and spatial distribution of number of days with the daily averaged temperatures higher 25ºC..... 236
5.3. Study of expected indices of climate discomfort in the cold season..... 242
5.3.1. The problem formulation..... 242
5.3.2. Weather severity..... 242
5.3.3. Wind-chill equivalent temperature..... 249
6. Impact of climate change on agroclimatic resources of Ukrane..... 257
6.1. Trend of changes in heat and moisture probability under climate change..... 257
6.1.1. Technique of assessment of heat resources..... 257
6.1.2. Impact of climate change on the temperature conditions..... 259

6.2. Impact of climate change on the moisture probability of the vegetation period..... 287
6.2.1. Technique of assessment of moisture probability of the vegetation period..... 287
6.2.2. Description of moisture probability of territory of Ukraine under different scenarios..... 292
7. Impact of climate change on agro-climate conditions of growth of the crops……... 325
7.1. Modern state of modelling productive processes of crops under climate change conditions..... 326
7.2. Methodological approach to assessment of impact of climate change on productivity of crops..... 338
7.3. Assessment of impact of climate change on growth, development and forming of crops..... 339
7.3.1. Assessment of impact of climate change on productive process of winter wheat..... 339
7.3.2. Impact of climate change on forming winter resistance of winter wheat in the Southern Ukraine..... 347
7.4. Modelling impact of climate change on productivity of spring barley..... 356
7.5. Impact of climate change on productive process of maize..... 369
7.6. Assessment of productive process of panic grasses under climate change conditions..... 380
7.7. Assessment of agro-climate conditions of growth of sunflower under climate change..... 393
7.8. Assessment of agro-climate conditions of growth of sugar beet under climate change conditions..... 407
7.9. Assessment of productive processes of potato plant under climate change conditions..... 421
7.10 Impact of climate change on grape productivity in Ukraine…….. 435
8. Modelling impact of climate changes on river runoff characteristics..... 451
8.1. Review of state-of-the art of the issue..... 452
8.2. Theoretical foundations of modelling water resources on the basis of the “climate-runoff” model..... 456
8.3. Theoretical foundations of modelling water resources under scenarios of global warming on the basis of the “climate-runoff” model..... 461
8.4. Assessment of changes in water resources of Ukraine under scenario of global warming A1B..... 467
8.5. Assessment of change of water resources of Ukraine under scenario of global warming A2..... 476
Summary..... 483
References..... 485

Наукове видання

СТЕПАНЕНКО С. М.,
ПОЛЬОВИЙ А. М.,
ЛОБОДА Н. С., та ін.

КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ ТА ЇХ ВПЛИВ НА СФЕРИ ЕКОНОМІКИ УКРАЇНИ

Монографія

За редакцією
С. М. Степаненка, А. М. Польового

Надруковано в авторській редакції
з готового оригінал -макета

Підписано до друку 27.10.2015. Формат 60х84/16. Папір офсетний. Гарнітура
Друк офсетний. Ум. друк. арк. ??????
Тираж 157 прим. Вид. № . Зам. №

Одеський державний екологічний університет
65016, м. Одеса, вул. Львівська, 15

Друкарня видавництва