



А. М. Польовий

**ВПЛИВ АНТРОПОГЕННИХ ЗМІН КЛІМАТУ
НА СІЛЬСЬКЕ ГОСПОДАРСТВО**

Конспект лекцій



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

А.М. Польовий

**ВПЛИВ АНТРОПОГЕННИХ ЗМІН КЛІМАТУ
НА СІЛЬСЬКЕ ГОСПОДАРСТВО**

Конспект лекцій

511390-TEMPUS-1-2010-1-SK-TEMPUS-JPCR

Одеса

2013

ББК
П 491
УДК 551.58:633.11:631.5

Друкується за рішенням Методичної ради Одеського державного екологічного університету (протокол № 3 від 28 листопада 2013 р.).

Польовий А. М.

Вплив антропогенних змін клімату на сільське господарство :
конспект лекцій / А. М. Польовий. – Одеса : 2013. – 107 с.

У конспекті лекцій з дисципліни «Вплив антропогенних змін клімату на сільське господарство» викладено основні положення, пов'язані з вивченням проблеми змін клімату та їх впливом на господарську діяльність людини. Наводяться результати аналізу змін клімату, причин цих змін і їх наслідків. Приводяться оцінки зміни тепло- та вологозабезпеченості вегетаційного періоду, оцінки зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур, їх продуктивності у зв'язку з кліматичними змінами.

Конспект лекцій призначено для студентів ВНЗ, які навчаються за напрямком «Гідрометеорологія» та «Екологія», студентів сільськогосподарських ВНЗ, а також може бути корисним студентам географічних і біологічних факультетів університетів.

Видання підготовлено в рамках проекту 511390-TEMPUS-1-2010-1-SK-TEMPUS-JPCR «Система управління для навчальних програм, пов'язаних із вивченням навколишнього середовища» та призначено для студентів і аспірантів навчальних закладів гідрометеорологічного та екологічного напрямків навчання, для науковців та фахівців, які працюють в галузі сільськогосподарської метеорології, екології, сільського господарства.

Проект фінансується за підтримки Європейської Комісії. Зміст даної публікації є предметом відповідальності автора і не відображає точку зору Європейської Комісії.

Р е ц е н з е н т :

Н. С. Лобода, доктор географічних наук, професор, завідувач кафедри
Одеського державного екологічного університету

© Одеський державний
екологічний університет, 2013

ПЕРЕДМОВА

Вирішення світової 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.

Сьогодні, за даними ФАО, хронічно голодують близько 800 млн. людей, тобто кожний п'ятий житель країн, що розвиваються. Це в 1,5 рази більше, ніж все населення Європи. В той же час навряд чи ця оцінка об'єктивно показує реальне число голодуючих, оскільки базується на підрахунку кількості калорій, що приходиться на одну людину.

Загострення світової продовольчої проблеми обумовлено головним чином більш високими темпами збільшення населення в порівнянні з темпами зростання виробництва продовольства і різким скороченням таких основних ресурсів, як орно-придатні землі, запаси прісної води, джерела енергії, необхідні для виробництва сільськогосподарської продукції.

Зменшення розмірів орних земель, недоступність для багатьох держав таких елементів індустріальних технологій, як хімізація, іригація, комплексна механізація, призводять до стабілізації і навіть зниження виробництва життєво важливих сільськогосподарських продуктів. Особливо складним є становище із зерном. Головний продукт сільського господарства забезпечує не тільки продовольчі потреби людини, але і кормову базу тваринництва. Розрахунки показують, якщо в 1950 – 1990 рр. світове виробництво зерна щорічно збільшувалося більше ніж на 2%, то в 1990 – 1999 рр. досягає ледве на 1 %. При цьому темпи росту населення світу в останнє десятиріччя перевищують 1,6%.

В той же час площа земель, зайнятих зерновими культурами (на душу населення), з середини і до кінця ХХ ст. скоротилася з 0,24 до 0,12 га. За розрахунками, до 2050 р. вона зменшиться до 0,08 га на людину.

Дбайливе використання земельних угідь залишається найважливішим чинником вирішення продовольчої проблеми. Процеси скорочення ріллі і особливо площ, зайнятих зерновими культурами, з розрахунку на душу населення, зумовили необхідність широкого використання індустріальних технологій і в землеробстві, і в тваринництві.

Матеріали світової статистики показують, що сьогодні зміна клімату на планеті співпадає з періодом наростання продовольчого дефіциту в світовій спільноті.

В цих умовах важливим чинником підвищення ефективності сільського господарства України в умовах зміни клімату є науково-обґрунтоване розміщення посівних площ сільськогосподарських культур з врахуванням кліматичних змін, адаптація рослинництва до цих змін, що

дозволяє найбільш ефективно використовувати природні ресурси в нових кліматичних умовах, добитися стійкого зростання кількості та якості урожаю, підвищити віддачу сировинних, енергетичних і трудових ресурсів.

Важливою ланкою проблеми зміни глобального клімату є оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та впливу цих змін на їхню продуктивність. Сільське господарство є найбільш вразливою галуззю економіки України до коливань та змін клімату. Враховуючи інерційний характер сільського господарства та залежність його ефективності від погодних умов, уже зараз необхідно прийняття своєчасних та адекватних рішень щодо складних проблем, обумовлених змінами клімату. 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 майбутніх змін клімату. Це передбачає завчасну оцінку впливу очікуваних змін клімату на агрокліматичні умови вирощування сільськогосподарських культур.

Сучасне потепління викликає 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 безморозного періоду та тривалості вегетаційного періоду сільськогосподарських культур, збільшенням теплозабезпеченості вегетаційного періоду, деяким покращенням вологозабезпеченості майже усіх зон України. Разом з тим, можливе зростання частоти екстремальних погодних явищ, загальне зниження вологості ґрунтів та зменшення їхньої родючості, виснаження ресурсів прісної води у південних регіонах країни, деградація земель. Світовими вченими визнано той факт, що зміна клімату в останні десятиріччя явно збільшилася, одночасно збільшилася частота екстремальних явищ погоди.

Тому ґрунтовне вивчення досліджень з цієї проблеми та засвоєння їх фахівцями – агроекологами та агрометеорологами є важливим для успішного використання в практиці сукупності методів та заходів щодо адаптації сільського господарства до змін клімату.

1. АНТРОПОГЕННІ ЗМІНИ КЛІМАТУ ТА ЇХНІЙ ВПЛИВ НА СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКЕ ВИРОБНИЦТВО

1.1. Клімат і кліматоутворюючі фактори

Промениста енергія, що надходить від Сонця на Землю, визначає тепловий баланс і температурний режим нашої планети. Радіаційна енергія, яка надходить до Землі від усіх інших небесних тіл, настільки мала, що не має помітного впливу на процеси теплообміну, які відбуваються на Землі. Завдяки нахилу осі Земної кулі (умовна лінія, яка з'єднує Північний і Південний полюси) до площини небесного екватора, що складає $23^{\circ} 27'$, сонячні промені попадають на земну поверхню під різним кутом. Куляста форма Землі, рух її навколо Сонця і нахил земної осі визначають неоднакове нагрівання і розподіл опадів на її поверхні. У нижніх шарах атмосфери (30 – 40 км) і біля поверхні Землі відбуваються різноманітні, безупинно змінні фізичні процеси, які визначають погодні умови у кожному конкретному пункті. Однак при всіх розходженнях погодних умов доби, місяців і років кожену місцевість можна охарактеризувати загальними закономірностями послідовних змін погодних умов або осереднених багаторічних режимів погоди, який називають *кліматом*.

Клімат (від грецького слова *klimatos* – нахил, у розумінні нахилу поверхні до сонячних променів) – це закономірна послідовність атмосферних процесів, яка формується у конкретній місцевості в результаті взаємодії сонячної радіації, атмосферної циркуляції і фізичних явищ, які відбуваються на підстильній поверхні. Клімат кожної території історично формується під впливом кліматоутворюючих процесів – циркуляції атмосфери, тепло- і вологообігу. Ці процеси в поєднанні з конкретними географічними умовами, такими, як широта і довгота місцевості, висота над рівнем моря, розподіл суші і водних поверхонь, вплив теплих або холодних океанічних течій, орієнтація гірських схилів до основних атмосферних потоків, рослинні й снігові покриви і т.п., називаються *кліматоутворюючими факторами*.

Розрізняють *клімат глобальний* – статистична сукупність стану атмосфери, океану, суші й біосфери в цілому за періоди кількох десятиліть, або тисячоліть і *клімат локальний* – статистична сукупність атмосферних умов за багаторічний період (не менше 30 років), властивий даній місцевості в залежності від її географічних умов.

Різні сполучення кліматоутворюючих факторів формують велику різноманітність клімату на Земній кулі. У другій половині XIX ст. В.В. Докучаєвим був відкритий *закон географічної зональності Землі*:

закономірного природного розподілу її географічної «оболонки», який проявляється у визначеному широтному чергуванні ґрунтово-кліматичних зон. Природно-історичне формування кожної зони обумовлено характером розподілу сонячної радіації (зменшення її від екватора до полюсів) і нерівномірністю зволоження суші. Кожній зоні притаманні зональні типи клімату, сезонні особливості яких формують зональні типи ґрунтового і рослинного покривів. Продуктивність останнього залежить від кліматичних і ґрунтових умов. Відповідно до досліджень А.А. Григор'єва і М.І. Будико, умови зволоження географічних зон найбільш повно характеризуються не сумою опадів, що випали (за місяць, сезон, рік), а показником, названим *радіаційним індексом* сухості, який представляє собою відношення річного радіаційного балансу підстильної поверхні R до суми тепла L_r , необхідного для випаровування річної кількості опадів r на тій же площі (табл. 1.1).

Таблиця 1.1. Умови зволоження географічних зон
(А.А. Григор'єв, М.І. Будико)

Характеристика умов зволоження	Індекс сухості	Географічна зона
Надмірно вологі	< 0,45	Арктична пустеля, тундра, лісотундра, альпійські (високогірні) луки
Вологі	0,45–1,0	Лісова
Недостатньо вологі	1,0–3,0	Лісостеп, степ, напівпустеля (ксерофітна субтропічна рослинність)
Сухі	> 3,0	Пустеля

В характеристику типів клімату неодмінно включається оцінка умов зимового періоду (температура повітря, характер випадання опадів, висота снігового покриву та ін.), які мають істотне значення для процесів ґрунтоутворення, формування типів рослинного покриву й динаміки його розвитку. Характеристика умов зимового періоду наведена в табл. 1.3.

Термічні умови зон ці автори виражають сумами температур на рівні земної поверхні, (стандартні спостереження проводяться на висоті 2 м), які тісно пов'язані з величинами радіаційного балансу (табл. 1.2).

Поєднання різних умов теплого і холодного періодів дозволили виділити 12 типів основних кліматичних областей, які відповідають різним географічним зонам.

Таблиця 1.2. Термічні умови теплого періоду
(А.А. Григор'єв, М.І. Будико)

Характеристика термічних умов	Сума температур у земної поверхні за період з температурою вище 10 °С	Географічна зона
Дуже холодні	Температура повітря весь рік не перевищує 10 °С	Арктична пустеля, високогірна (гляціальна) область вічних снігів і льодовиків
Холодні	0,0 – 1000 °С	Тундра і лісотундра
Помірно теплі	1000 – 2200 °С	Хвойні ліси, альпійські луки, гірські степи і степи Сибіру
Теплі	2200 – 4400 °С	Змішаний і широколистяний ліс, лісостеп, степ
Дуже теплі	>4400 °С	Субтропічна рослинність, напівпустелі і пустелі

Таблиця 1.3. Умови зимового періоду (А.А. Григор'єв і М.І. Будико)

Характеристика зими	Метеорологічні умови зимового періоду
Сувора малосніжна зима	Температура січня нижче –32 °С, найбільша середньодекадна висота снігового покриву менше 50 см
Сувора сніжна зима	Температура січня нижче –32 °С, найбільша середньодекадна висота снігового покриву більше 50 см
Помірно сувора малосніжна зима	Температура січня –13...–32 °С, найбільша середньодекадна висота снігового покриву менше 50 см
Помірно сувора сніжна зима	Температура січня –13...–32 °С, найбільша висота снігового покриву більше 50 см
Помірно м'яка зима	Температура січня 0...–13 °С з невеликим сніговим покривом
М'яка зима	Температура січня вище 0 °С з нестійким сніговим покривом

1.2. Значення клімату у господарській діяльності людини

Життя і всі види господарської діяльності людей проходять у конкретних кліматичних умовах. До основних природних факторів відносяться кліматичні ресурси. Сукупність кількісних значень кліматичних елементів, (таких, як сонячна радіація, температура, опади, випаровування і т.п.) конкретної території, які використовуються людиною у різних галузях економіки, називається *кліматичними ресурсами*. До безупинно поновлюваних кліматичних ресурсів відносяться: світло, тепло, сонячна радіація; до періодично поновлюваних – волога, вітер, хмарність, посухи та суховії.

Ті елементи клімату, які використовуються безпосередньо в процесі сільськогосподарського виробництва (фотосинтетично-активна радіація (ФАР), тепло, волога та ін.), є *агрокліматичними ресурсами*. Це – сукупність агрокліматичних умов, осереднених за багаторічний період спостережень, які визначають величину сільськогосподарської продукції, яка одержана на конкретній території. Кліматичні умови в їхній взаємодії з процесами й об'єктами сільськогосподарського виробництва вивчає наука *агрокліматологія*.

Клімат визначає географічне поширення й успішність вирощування сільськогосподарських культур, умови випасу та утримання сільськогосподарських тварин. У 1897 р. відомий учений К.А. Тімірязєв відзначав, що кліматичні дані становлять інтерес для сільського господарства лише тоді, коли поряд з ними відома потреба рослин у факторах клімату. Для виявлення величини цих потреб необхідне встановлення кількісного вираження зв'язку розвитку, росту і формування продуктивності рослин з факторами клімату.

Кількісно виражені зв'язки між факторами клімату, з одного боку, і ростом, розвитком, зимостійкістю і формуванням урожайності, з іншого боку, називають *агрокліматичними показниками*. Використовуючи їх, можна встановлювати ступінь сприятливості клімату різних територій стосовно до вирощування різних сільськогосподарських культур і утримання тварин. При сільськогосподарській оцінці клімату обов'язково використовують дані про повторюваність небезпечних для сільськогосподарського виробництва метеорологічних явищ теплого і холодного періодів року. До них відносяться заморозки, посухи, суховії, сильні вітри, пилові бурі, ерозія ґрунту, град, різні види несприятливих умов перезимівлі озимих культур і сільськогосподарських тварин. Їхній опис, повторюваність і методи кількісної оцінки викладені в навчальних програмах з курсів агрометеорології та агрокліматології.

За агрокліматичні показники потреби рослин у теплі за весь період вегетації або за окремі міжфазні періоди використовують суми позитивних, активних і ефективних температур. Сутність цих показників

також розглядається у програмі курсу агрометеорології та агрокліматології. Усі види сум температур, які характеризують потребу рослин у теплі, легко зіставляти з термічними (тепловими) ресурсами території. Таке зіставлення дозволяє виявити ступінь теплозабезпеченості сільськогосподарських культур, які вирощуються на досліджуваній території (у відсотках).

Вирощування культури вважається рентабельним, якщо вона забезпечена теплом не менше ніж на 80 %, тобто протягом 8 років із 10. При оцінці термічних умов території враховуються також такі показники, як середня температура самого теплого місяця, тривалість беззаморозкового періоду, терміни настання пізніх весняних і ранніх осінніх заморозків, їхня повторюваність.

Для оцінки умов зволоження території звичайно використовують середню багаторічну суму опадів і розподіл їх випадання щомісяця або за окремі періоди, наприклад за теплий і холодний періоди року, за міжфазні періоди. Однак середня багаторічна кількість опадів не цілком характеризує умови вологозабезпеченості рослин, оскільки частина опадів непродуктивно витрачається на поверхневий стік, випаровування з поверхні ґрунту і фільтрацію в більш глибокі шари ґрунту. Лише частина атмосферної вологи, яка надходить, витрачається рослинами на транспірацію, в процесі утворення біомаси. Тому більш коректну оцінку вологозабезпеченості рослин одержують при використанні непрямих показників. До них відносяться різні показники (коефіцієнти) зволоження, які представляють відношення приходу вологи (кількості опадів) до їх максимально можливої витрати (випаровуваності).

Оцінити ступінь вологозабезпеченості сільськогосподарських культур можна також по величині запасів продуктивної вологи у шарах ґрунту, де залягає коренева система. При цьому обов'язково враховується імовірність розподілу запасів продуктивної вологи протягом вегетаційного періоду. Дуже об'єктивним критерієм оцінки вологозабезпеченості рослин є порівняння фактичних запасів вологи з найменшою вологомісткістю ґрунту, тобто тією найбільшою кількістю вологи, яку може утримувати ґрунт, після стікання «надлишків» вологи під дією сили тяжіння в більш глибокі шари ґрунту.

В окремі роки умови зволоження географічних зон опадами значно відрізняються від середніх багаторічних значень. Тому необхідно мати дані про імовірність різного зволоження по роках. Звичайно величину такої імовірності розраховують за допомогою *гідротермічного коефіцієнта* Г.Т. Селянинова (ГТК). Нагадаємо, що ГТК – відносний (безрозмірний) показник зволоженості території, який розраховується за даними стандартних метеорологічних спостережень мережі станцій і виражається відношенням суми опадів R в мм за період із середньою добовою температурою повітря вище $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ до суми середніх добових

температур за цей же період, зменшеної в 10 разів, що дуже близько характеризує випаровуваність.

Для озимих культур ступінь сприятливості зимового періоду оцінюють за декількома показниками. До них відносяться: мінімальні температури повітря і ґрунту на глибині залягання вузла куштиння злаків і кореневої шийки бобових, сума негативних температур повітря за зимовий період, максимальна глибина промерзання ґрунту, висота снігового покриву, наявність крижаних кірок і прошарків у снігу, тривалість періоду зі сніговим покривом і т.п. Багатьма дослідниками (Л.Н. Бабусин, Г.Г. Белобородова, В.О. Моїсейчик, А.М. Шульгін та ін.) запропоновані різні комплексні характеристики зимового періоду, які пов'язують ступінь суворості зими з різними показниками. Для прикладу наведемо найбільш простий комплексний показник K , запропонований А.М. Шульгінім

$$K = t_m / C$$

де t_m – середня із абсолютних мінімумів температура повітря за самий холодний місяць року;

C – середня висота снігового покриву за цей же місяць.

Якщо $K > 3$, то зима вважається дуже суворою, при $K=1...3$ – суворою, при $K < 1$ – м'якою. При оцінці ступеня сприятливості зимового періоду для озимих посівів і плодкових культур неодмінно варто оцінювати повторюваність або імовірність небезпечних для рослин зимових умов. При порівнянні значень різних показників зимового періоду з критичними температурами для зимуючих рослин, а також за потребою сільськогосподарських і плодкових культур у теплі і волозі визначають ступінь сприятливості агрокліматичних ресурсів для сільськогосподарського виробництва конкретних територій.

1.3. Природна кліматична мінливість

Географічне середовище Земної кулі не залишається постійним, а знаходиться в безперервній зміні, розвитку. Клімат, дуже тісно взаємопов'язаний з навколишнім середовищем, також зазнає змін у часі.

Залежно від віддаленості проміжку часу, що розглядається, від теперішнього часу кліматологи розрізняють зміни клімату геологічного минулого, історичні і сучасні. До останніх відносять зміни клімату за період інструментальних спостережень. Під змінами клімату прийнято розуміти односпрямовані зміни, наприклад, в сторону потепління або похолодання за досить тривалий період геологічних епох. Ці зміни можуть охоплювати всю Земну кулю або окремі її райони. Циклічні зміни клімату з періодом від десятків до сотень років звичайно відносять до коливань клімату, а втім така класифікація досить умовна.

1.3.1. Методи визначення клімату минулого

За сучасними даними, вік Землі становить 4,6 млрд. років. Так як еволюція клімату відбувалася в зв'язку з геологічною еволюцією Землі, то при вивченні клімату минулого шкалою часу служить геологічна шкала. Згідно цієї шкали часу вся історія Землі, розвитку життя на ній і змін клімату укладається у два відрізки часу: *докембрій* і *фанерозой*. Межа між ними прийнята за геологічним принципом: у відкладаннях фанерозою зустрічаються явні сліди життя, що відповідає значенню самого слова «фанерозой» – «ера явного життя». В докембрійі сліди життя виявляються погано. На фанерозой приходить близько 15 % всього часу існування Землі.

В результаті багаторазового переплавлення первинної земної кори в період її формування (від 4,6 до 3,8 млрд. років назад) гірські породи не збереглися. Цю еру називають *догеологічною*.

Докембрій, на який приходить майже 65 % часу, що минув після утворення Землі, поділяється на еру архея (3,8 – 2,6 млрд. років назад) і еру протерозою (2,6 – 0,57 млрд. років назад).

На початку архейської ери сформувалися древні породи, потім, біля 3 млрд. років назад, з'явилися фотосинтезуючі бактерії, одноклітинні мікроскопічні водорості.

Фанерозой підрозділяється на три ери різної тривалості: палеозой – ера древнього життя (570 – 230 млн. років назад), мезозой – ера середнього життя (230 – 70 млн. років назад), кайнозой – ера нового життя, що складає (70 млн. років назад до наших днів). Ми живемо в кайнозої.

Кожна ера, в свою чергу, підрозділяється на періоди, а періоди на епохи. В кайнозойській ері виділено всього два періоди: третинний (70–1 млн. років назад) і четвертинний (1 млн. років назад до теперішнього часу). Ми живемо у голоцені – останній епосі (10 тис. років назад) четвертинного періоду.

Вивченням і реконструкцією клімату в окремі геологічні епохи і періоди займається *палеокліматологія*, що базується на методах і побічних даних, які використовуються в палеонтології та палеогеографії, палеогеології, палеоботаніці і т.п. Перша частина цих складних слів *палео* походить від грецького слова *palaios* – древній. Дані про клімат віддалених епох (сотні мільйонів років) учені змодельовали на підставі палеогеографічних досліджень з використанням залежностей життєдіяльності рослин і тварин від метеорологічних і гідрологічних умов тих епох, змін на поверхні суші і т.п. Істотним доповненням до палеогеографічних даних при вивченні кліматичних умов минулих епох появилися матеріали, отримані в результаті масових аналізів ізотопного складу органічних залишків минулих тисячоліть.

Клімат, як найважливіший фактор природного середовища, має глибокий вплив на всі процеси, що відбуваються на поверхні Землі. Це положення і лежить в основі пізнання клімату віддаленого минулого. Використання побічних ознак в палеокліматології ґрунтується на припущенні, що зв'язки між кліматом та іншими природними явищами з плином часу залишаються такими ж, як і тепер (принцип актуалізму).

Інформацію про клімат минулих епох несуть гірські породи, відкладення і поховані в них рештки рослинності та живих організмів, їх видовий склад. Інформативними свідками древнього клімату є стрічкові глини, що утворюються у водоймах і мають річний цикл. Кожний річний шар відокремлений від попереднього і наступного. В ньому можна виділити прошарки, які відповідають окремим сезонам року, і отримати уявлення про потепління, похолодання, зволоження, посухи в річному циклі і за багатолітні періоди.

Зміна рівня води в озерах показує співвідношення між опадами і випаровуванням. Свідками клімату минулого є також геоморфологічні ознаки, тобто особливості рельєфу території або прихованої під породами поверхні з древнім рельєфом. Ознакою підвищеної в минулому вологості нинішніх пустель можуть бути сліди колишньої річкової мережі і річкових форм рельєфу, які збереглися.

Переміщення древніх снігових ліній в горах дає уявлення про похолодання і потепління. Аналіз спор і пилку древніх рослин дає змогу встановити видовий склад рослинності, а по ньому визначають кліматичні умови.

Побічні індикатори не дозволяють отримувати кількісні характеристики клімату минулих епох. Тому звичайно висловлюють словами: «більш теплий», «більш холодний», «більш вологий», «більш сухий». Причому ці оцінки даються в порівнянні з характеристиками сучасного клімату, отриманими за допомогою інструментальних вимірювань.

Визначення числових значень температур древніх водойм можливе за співвідношенням легкого і важкого ізотопів оксигену, що міститься в раковинах і скелетах древніх організмів, які живуть у водному середовищі. На основі таких оцінок можна судити про тепловий стан навколишнього середовища тисячі і мільйони років тому назад.

Більшу інформацію про палеоклімати далекого минулого містять льодовикові щити Антарктиди і Гренландії. Із зразків льоду, вилучених із пробурених свердловин з різних глибин, отримують оцінки температур минулого в хронологічному порядку. Із заліза газових бульбашок, що містяться в льоду, отримують дані про газовий склад атмосфери минулого.

Аналіз пилу, що міститься в льоду, дає змогу встановити основні напрямки повітряних потоків, виявити ступінь зволоженості в минулому.

Для визначення абсолютного віку порід використовується радіоізотопний метод.

Ознаками сухого і жаркого (аридного) клімату служать відкладення, які випадають із розчинів за умов сильного випаровування. До них відносяться відкладення кам'яної і калійної солі, гіпсу. Ознаками древніх пустель є сліди вітрової ерозії, дюноутворення.

Слідами існування теплих вологих кліматів є залишки продуктів хімічного вивітрювання, рудоутворення (боксити, каолін, залізні марганцеві руди), а також поклади кам'яного вугілля з слідами теплолюбної рослинності. Теплим кліматам відповідає також широкий видовий склад флори і фауни.

В холодних умовах клімату замість хімічного вивітрювання переважає фізичне, при якому гірські породи руйнуються в результаті коливань температури і дії води, що замерзає в тріщинах порід. Звідси і наявність уламкового матеріалу. Морені відкладення свідчать про наявність у минулому льодовиків. Холодний клімат супроводжується також бідним видовим складом флори і фауни.

Інформацію про сезонні коливання температури дають річні кільця дерев і деякі організми, наприклад вапнякові стулки молюсків. З розвитком обчислювальної техніки в останні десятиріччя з'явилась можливість вивчати еволюцію клімату методами математичного моделювання – розв'язання систем рівнянь, що описують взаємодію всіх компонентів кліматичної системи на основі законів фізики, хімії тощо.

Моделювання є практично єдиним способом для відтворення еволюції клімату до геологічного часу, оскільки первинні гірські породи того часу не збереглися і, отже, непрямі методи оцінки кліматичних умов не прийнятні. Моделювання також є потужним доповненням до побічних методів при вивченні клімату геологічного минулого і для прогнозів на майбутнє.

1.3.2. Зміна клімату геологічного минулого

Поява і наступна еволюція атмосфери й гідросфери тісно пов'язані з геологічними процесами, що відбулися на Землі. На думку переважної більшості вчених, атмосфера з'явилась на ранній стадії розвитку Землі в результаті активної вулканічної діяльності і надходження крізь розплавлені ділянки земної кори різних газоподібних сполук.

За даними математичного моделювання, первинна атмосфера складалась із суміші метану, аміаку, вуглекислого газу, сполук сірки, парів кислот і водяної пари. Такий склад атмосфери (і перш за все велика кількість вуглекислого газу і водяної пари) сприяв утворенню парникового ефекту і, як результат, підвищенню температури біля земної поверхні до 600 °С, що відповідає приблизно температурному режиму сучасної

атмосфери Венери. В ті часи був суцільний хмарний покрив, випадали кислотні дощі, які супроводжувалися грозами.

В подальшому, зі зменшенням вмісту вуглекислого газу і послабленням парникового ефекту, відбувалося пониження температури, що призвело до конденсації водяної пари і утворення нового компоненту кліматичної системи – гідросфери.

Як вважають, близько 3 млрд. років назад в океані зародилось життя. Із появою синьо-зелених водоростей, які перетворюють в результаті фотосинтезу вуглекислий газ в кисень, став змінюватися склад атмосфери – зменшився вміст CO_2 і збільшився вміст O_2 . Це спричинило подальше зниження температури, і уже 2,5 – 2,6 млрд. років назад стало можливим появлення льоду – наступного важливого компоненту кліматичної системи Землі, що мав великий вплив на зростання нестійкості клімату.

За останні 3,6 млрд. років, після теплої архейської ери, відбувалися зміни холодних і теплих періодів різної інтенсивності й тривалості, що вимірювалися десятками і сотнями мільйонів років. Багато похолодань супроводжувалися утворенням покривних льодовиків.

На основі геологічних даних виявлені чіткі ознаки обледеніння в період, який відноситься до докембрію (5,6 – 2,5 млрд. років назад). В наступному тривалому проміжку часу в 1 млрд. років слідів обледеніння не виявлено, що є ознакою потепління. В подальшому, в пізньому протерозої (від 950 – 660 млн. років тому назад), є відомості про три періоди обледеніння.

Фанерозой (від 570 млн. років назад) почався з теплого клімату, після чого наступив ряд льодовикових і міжльодовикових періодів.

В третинний період, особливо в його ранній період, клімат був теплим. В той час на о. Шпіцберген росли кипариси, секвоя, магнолія; у Північній Гренландії поряд з цими рослинами росли також платани, каштани, виноград, подібні рослини були на півночі Якутії і на Новосибірських островах. В Україні і на півдні Росії мешкала субтропічна флора, про що свідчать поклади кам'яного вугілля із слідами цих рослин. В Антарктиді росли теплолюбні рослини і існували тварини, властиві субтропічному клімату.

Починаючи приблизно з 50 млн. років тому назад, відмічалось стійке ступенеподібне зниження температури, особливо у високих широтах, що пов'язано з подальшим зменшенням вмісту вуглекислого газу в атмосфері.

Приблизно 25 млн. років тому назад почалось заледеніння Антарктиди, 6 млн. років – Гренландії, а 3–5 млн. років тому назад утворився льодяний покрив Північного Льодовитого океану. Потім відбулося ряд потеплінь і заледенінь. Для кінця кайнозою характерна більш частіша зміна льодовикових і міжльодовикових періодів. В останньому періоді (від 1,2 млн. років тому назад) мали місце чотири льодовикових періоди, які розділялися міжльодовиковими.

26 тис. років назад в кінці четвертинного періоду кайнозою почалося останнє розповсюдження льодяного покриву. В Північній півкулі свого максимуму воно досягло 18 тис. років назад. Лід покривав Північну Америку, більшу частину Європи і Азії. Це похолодання охопило і Південну півкулю. Зросли льодовики в Кордильєрах Південної Америки, з'явилися льодовики в горах Австралії, Нової Зеландії, збільшилась товщина льоду в Антарктиді. Потім льодяний покрив почав руйнуватися, 6 тис. років назад зник льодовиковий щит в Скандинавії та в інших місцях Земної кулі. В епохи облєденіння льодяні покриви розповсюджувалися на величезних територіях. Товщина льоду в Європі і Азії становила 1,5 – 3 км.

Внаслідок подібності Землі, за формою до кулі і нахилу її осі обертання, на ній завжди існувала кліматична зональність. При похолоданнях ці зони виділялися більш чітко, відбувалося звуження тропічних і субтропічних поясів. При потепліннях ці зони розширювалися. Наприклад, за часів Римського льодовикового періоду (350 – 130 тис. років назад) льодяні язики опускались до широти 50° , а в деяких районах навіть до 40° . З розповсюдженням льодовиків збільшилось альbedo планети і більша частина сонячної радіації, що надходила на Землю, відбивалася у світовий простір, що спричинило зниження середньої температури повітря біля земної поверхні.

Під час облєденіння в помірних широтах температура була нижча сучасної не менше, ніж на 10°C . В деякі періоди фанерозоя, залежно від розповсюдження льодовиків від полюсів у більш низькі широти, відмінності в середніх температурах на Землі між теплими і холодними епохами становили від $7...10$ до $20...25^{\circ}\text{C}$. В епохи залєденінь середня температура на Землі була нижча сучасної на 7°C , в періоди потеплінь підвищувалась до 25°C , що вище сучасної на 10°C .

Розповсюдження льоду на 200 – 300 км ближче до екватора від широти $50 - 40^{\circ}$ призвело до того, що процес облєденіння став би незворотнім: променистої енергії, що надходила від Сонця, за високої відбивної здатності льоду недостатньо було б для того, щоб розплавити льодовики, які утворилися.

Льодовикові періоди не слід уявляти як час сталих залєденінь. Особливістю кліматичних умов в епоху залєденінь був коливальний характер наступу і відступу льодяних покривів. Тобто льодовикові епохи складались із більш теплих і холодних інтервалів часу, причому останні можна розглядати як самостійні льодовикові епохи. Льодовики неодноразово наступали і відступали, то підступаючи до полюсів, то широко розповсюджуючись.

Під час залєденінь велика кількість води перетворилася в лід, що призвело до пониження рівня Світового океану, і навпаки, в міжльодовикові періоди при таненні льодовиків рівень води підвищувався. Рівень Світового океану, залежно від інтенсивності залєденінь, змінювався

від десятків до сотень метрів. Зміни рівня води були однією із причин трансгресій і регресій океану, тобто його наступу на сушу або відходу з суші. В результаті регресії океану при таненні льодовиків площа суші скорочувалась на 40 %.

Наступи і відступи льодовиків супроводжувались міграціями рослинного і тваринного світу. Період після останнього обледеніння (від 10 – 15 тис. років тому назад до наших днів) отримав назву *голоцену*. На той період материки набули сучасних обрисів, склалися сучасні кліматичні зони, склад атмосфери став близьким до сучасного. На думку вчених, голоцен є міжльодовиковим періодом. Ранній період голоцену характеризувався потеплінням, що продовжувалося біля 2,5 тис років і увійшло в історію клімату як «кліматичний оптимум», за якого середня температура повітря була вищою від сучасної і відрізнялась підвищенням зволоження. Так, в пустелі Сахара є свідчення багатой рослинності і різноманітності тваринного світу того часу.

Кліматичний оптимум змінився похолоданням (5,5 тис. років тому назад), потім знову наступило потепління (4 тис. років назад). На цьому завершився період історії клімату геологічного минулого.

1.3.3. Зміни клімату в історичну епоху

До історичних відносяться зміни клімату, які відбулися в період розвитку цивілізації до початку інструментальних спостережень.

В історичний період до природних свідчень змін клімату, таких як наступу і відступу, льодовиків, ріст торф'яників, зміни рівня річок і озер, нагромадження стрічкових глин, зміни товщини річних кілець дерев, приєднуються ще і археологічні дані, які показують умови життя людей, а також фольклорні і літературні пам'ятки, зокрема літописи, в яких наводяться повідомлення про засухи, повені, урожаї, ціни на зерно, які частково відтворюють сприятливі або несприятливі для урожаю погодні умови.

Слідом за першим історичним похолоданням (з кульмінацією близько 3 тис. років тому назад), яке продовжувалося до IV ст. н. е., знову почалося потепління, яке тривало з IV по XIII ст., тобто припало на раннє Середньовіччя. Цей відрізок часу достатньо добре вивчений і отримав назву *малого кліматичного оптимуму*.

Скоротились гірські льодовики, межа льоду в Північному Льодовитому океані змістилася далеко на північ. На початку IX ст. скандинавські вікінги захопили Фарерські острови. В X ст. вони відкрили Гренландію, що в перекладі означає «зелена земля». Вони перетнули Атлантику і заснували в Гренландії поселення, займалися тваринництвом і, можливо, землеробством, відвідували і мали поселення в Північній Канаді і на островах Канадського Арктичного архіпелагу. Жодна ісландська і

давньонорвезька сага не згадує про площі під льодом в Північній Атлантиці, які нині перешкоджають судноплавству в цих районах. Вікінги відкрили о. Шпіцберген, заходили у Біле море. Потепління було повсюдно: в Америці і Азії, в Китаї, Індії, Японії, в країнах Близького і Середнього Сходу.

Після теплої епохи наступило нове похолодання, що отримало назву малого льодовикового періоду і тривало аж до кінця XIX ст.

На кінець XVII ст. стала зростати кількість екстремальних явищ: чергувались засухи, повені, інтенсивні опади, урагани, дуже сильні морози. Гинули урожаї зернових культур, від недоїдання гинула худоба. Під час посух горіли ліси і населенні пункти. XVIII ст. було самим холодним за весь малий льодовиковий період. Дуже суворі зими спостерігались понад 40 разів. Середня температура на Європейському континенті знизилася на 3-4°C. Різке падіння продуктивності землеробства і тваринництва, пожежі, повені, смерчі, урагани, епідемії підривали економічну основу держав.

Похолодання в малому льодовиковому періоді відбувалося не лише у Європі, але й в усіх частинах світу. Зросла льодистість північних морів. Жителі Ісландії вимушені були відмовитися від вирощування зернових культур. Через блокування льодом стала недоступна Гренландія, похолодало в Китаї і Японії. Розширилися гірські льодовики.

1.3.4. Зміни клімату за період інструментальних спостережень

Найбільш надійними даними про кліматичний режим окремих регіонів і планети в цілому людство стало користуватися з початком масових метеорологічних інструментальних спостережень, що нараховують не набагато більше 150 років. Хоча окремі інструментальні спостереження почали проводити близько 200 років тому.

Дослідження клімату минулих епох показали, що протягом декількох мільйонів років кліматичні умови значно відрізнялися від сучасних. Існуючі на цей час великі контрасти температур на екваторі і полюсах Землі сформувалися близько 70 млн. років тому, на початку третинного періоду. Процес йшов досить повільно і до початку четвертинного періоду (близько 1 млн. років тому) різниця температур у високих і низьких широтах була набагато менше існуючої нині. У четвертинному періоді температура на полюсах знизилася, в результаті чого відбулося заледеніння полярних областей планети. Масштаби заледеніння мінялися кілька разів; в періоди максимального зниження температури обледеніння досягало у Північній півкулі помірних широт, потім льоди відступали у високі широти, залишаючи на своєму шляху сліди руйнування древніх ландшафтів, змінюючи поверхню Землі. Останній наступ льодовиків на територію Євразії закінчився близько 10 тис. років тому, після чого

постійний крижаний покрив у Північній півкулі зберігся тільки в Північному Льодовитому океані і на островах у високих широтах.

В останні 10 тис. років термічні умови у високих і помірних широтах продовжували змінюватися в зв'язку зі значними коливаннями площі льодового полярного покриву.

В останні півтора століття, які характеризуються інструментальними спостереженнями за метеорологічними умовами, коливання клімату продовжувалися. У першій половині ХХ ст. відбулося значне потепління, найбільш помітне в 20 –30-і роки. У 40-х роках це потепління змінилося похолоданням, потім знову відбулося потепління, особливо помітне у помірних і високих широтах Північної півкулі.

Природна кліматична мінливість пов'язана з зовнішніми і внутрішніми факторами. До зовнішніх природних факторів, які впливають на зміну клімату планети, відносяться ті, які не пов'язані з процесами теплообміну в системі океан – атмосфера. Це – вулканічна діяльність і зміни метеорологічної сонячної сталої. Остання відповідає значенню прямої сонячної радіації на верхній границі атмосфери при середній відстані між Землею і Сонцем. Міжнародна комісія з радіації в 1982 р. визначила значення сонячної постійної, яка дорівнює $1,367 \text{ кВт/м}^2$. Варіації цієї величини складають від $\pm 0,1$ до $0,4 \%$.

При великих вулканічних виверженнях в атмосферу викидається велика кількість газоподібного диоксиду сірки, яка потрапляючи в стратосферу, перетворюється в сірчаноокислий аерозоль. Час життя аерозольних часток у стратосфері складає близько одного року, що цілком достатньо для істотного впливу на радіаційний баланс Землі. За останні 100 років було відзначено 5 великих вулканічних вивержень, наслідком кожного з них стало зниження середньої глобальної температури повітря протягом 1 – 2 років на декілька десятих градуса Цельсія («Майбутні зміни клімату», 1991).

До внутрішніх факторів, які викликають кліматичні зміни, відносяться в першу чергу динамічні особливості взаємодії атмосфери й океану, вплив яких може мати післядію на 10 – 100 років. Одна з форм природної зміни клімату – тепла океанічна течія, що одержала назву Ель-Ніньйо – південне коливання, центр якого знаходиться в екваторіальній частині Тихого океану. Нерегулярно, приблизно кожні 3 – 7 років, аномально теплі води цієї течії поширюються з екваторіальних районів Тихого океану, віддаляючись від західного узбережжя Південної Америки. Тривалість цього явища приблизно 1 – 2 роки. В результаті зміни температури великих поверхонь океану відбувається зміна атмосферної й океанічної циркуляції в багатьох регіонах Земної кулі. При цьому в одних регіонах виникають жорстокі посухи, з характерними для них важкими наслідками: загибель посівів і природної рослинності, яка використовується при випасі худоби. В інших регіонах, навпаки, спостерігаються тривалі рясні опади,

наслідком яких стають повені, активізація процесів водної ерозії, загибель посівів сільськогосподарських культур, змиву родючих шарів ґрунту і т.п.

1.4. Вплив господарської діяльності людини на зміни клімату

Господарська діяльність людей завжди мала вплив на навколишнє середовище. На початковій стадії розвитку цивілізації за невеликої чисельності населення і обмеженості технічних засобів ці впливи мали локальний характер. Із зростанням чисельності населення і переходом до великих промислових виробництв почався прогресуючий вплив на природу, включаючи атмосферу а, отже, і на клімат.

Безперервна зміна меж рослинного покриву за умов інтенсивного розвитку АПК, вирубки лісів, перш за все тропічних, що особливо інтенсивно почалось з другої половини ХХ ст., призвела до опустелювання великих площ земної поверхні, як це спостерігається в деяких районах Африки, Азії, Південної Америки. До цього слід додати осушення боліт на великих просторах, створення крупних водосховищ. Все це призвело до зміни теплофізичних властивостей і відбиваючої здатності підстильної поверхні, вологовмісту повітря, надходження кисню в атмосферу.

На думку ряду спеціалістів, найбільш потужний вплив на клімат в індустріальну епоху відбувся в результаті змін газового складу атмосфери. В зв'язку з цим для пояснення глобального потепління була прийнята теорія парникового ефекту.

Що таке парниковий ефект? Це – властивість атмосфери пропускати сонячну радіацію, але затримувати земне випромінювання і тим самим сприяти акумуляції Землею тепла. Земна атмосфера порівняно добре пропускає короткохвильову сонячну радіацію, яка майже цілком поглинається землею поверхнею, оскільки її альbedo невелике. Нагріваючись за рахунок поглинання сонячної радіації, земна поверхня стає джерелом земного, в основному довгохвильового теплового випромінювання; прозорість атмосфери для цих хвиль мала, і вони майже цілком поглинаються в атмосфері, переважно водяною парою. Тільки близько 10 – 20 % земного випромінювання, проникаючи крізь атмосферу, надходить у космічний простір.

Таким чином, парниковий або тепличний, ефект атмосфери аналогічний дії стекол теплиці при їх нагріванні сонячними променями. Нагромадження в атмосфері вуглекислого газу, метану, фторхлорвуглеводів, оксиду азоту (II), тропосферного озону, інших газів і аерозолів, які пропускають короткохвильові сонячні промені, перешкоджає, подібно покриттям теплиці, довгохвильовому випромінюванню, в результаті відбувається поступове потеплення клімату.

Основним парниковим газом є CO_2 , динаміка вмісту якого, в часі відносно добре вивчена. За період індустріальної епохи відбувалося спочатку повільне, а потім прискорене зростання вмісту вуглекислого газу в атмосфері. За розрахунками Міждержавної групи експертів зі зміни клімату (МГЕЗК), вміст CO_2 , з 1750 по 2100 рр. підвищиться на 75 – 350 %. Інтенсивність надходження CO_2 в атмосферу в майбутньому буде залежати від розвитку енергетики. З розвитком науково-технічного прогресу в області енергетики можна очікувати зниження викидів CO_2 в повітряне середовище в зв'язку із заміною спалювання органічного палива, процесами отримання енергії з використанням термоядерних реакцій. Поряд з CO_2 антропогенного походження, залишаються природні джерела надходження в атмосферу вуглекислого газу – вулкани, мінералізація рослинних і тваринних решток тощо.

Істотною причиною сучасного потепління є також тепло, яке утворюється з різних технологічних процесів, опалювання виробничих і житлових приміщень.

На думку МГЕЗК, основною причиною глобального потепління за останні 50 р. є антропогенний фактор. Проте далеко не всі спеціалісти притримуються цієї думки. Доводом є те, що в минулому нашої планети були періоди різної тривалості, коли відбувалися похолодання і потепління без участі людської діяльності. Як гадають, однією із причин таких змін клімату була вулканічна діяльність і пов'язане з нею помутніння верхніх шарів атмосфери.

За розрахунками МГЕЗК, за період 1990 – 2100 рр. можна очікувати підвищення глобальної температури на 1,4...5,8 °С. Це буде найбільшим підвищенням температури за 100-річний період протягом останніх 10 тис. років. Найбільше потепління очікується у високих широтах Земної кулі. Передбачається, що на півночі Канади, Гренландії і Азії зимові температури будуть вищі на 40 % в порівнянні з середньою глобальною температурою. При цьому зростає частота й інтенсивність екстремальних явищ.

Протягом багатьох тисячоліть господарська діяльність людей пристосовувалася до природних кліматичних умов. Коли населення Земної кулі було відносно невеликим, а рівень енергетичної і технічної озброєності людей – низьким, вплив усієї господарської діяльності на навколишню природу був незначним. Однак обсяги вилучення природних ресурсів для нестатків швидко зростаючого населення Землі неухильно зростають. В результаті науково-технічного прогресу, створення могутніх технологій і стрімкого зростання промислового виробництва у ХХ ст. гігантські масштаби антропогенного забруднення земель, водних об'єктів і повітря досягли глобальних розмірів. Навіть ще у 1944 році академік В.І. Вернадський писав, що людство, взяте в цілому, стає могутньою геологічною силою. Вплив техніки, створеної людським розумом, стало

порівняним з руйнівними силами природи. Усе це веде до порушення процесів саморегулювання і рівноваги, властивих природі.

У «Порядку денному на XXI століття», прийнятої в 1992 році Конференцією ООН з навколишнього середовища і його розвитку, відзначалося, що повсюдний і неупорядкований ріст масштабів використання природних ресурсів реально загрожує виникненню їхнього дефіциту в багатьох країнах світу; для сприяння стійкому розвитку необхідні більш детальні знання про потенційний стан екосистеми Землі.

Сумарний антропогенний вплив обумовлений різними формами господарської діяльності:

- розорювання мільйонів гектарів землі під посіви сільськогосподарських культур і поліпшення природних пасовищ викликає зміну альbedo земної поверхні, швидку втрату вологи, підйом пилу в атмосферу;

- знищення лісів, названих «легенями планети», особливо тропічних, на великих площах скорочує відтворення кисню, змінює альbedo, підсилює випаровування з «оголеної» поверхні землі, погіршує водний режим території;

- надмірна чисельність поголів'я худоби, що випасається на одиниці пасовищної площі перетворює степи і савани в пустелі; при цьому відбувається різке зниження кількості й розмаїтості біологічних видів екосистем, погіршуються водно-фізичні властивості ґрунту, розвиваються процеси водної та вітрової ерозії, збільшується альbedo;

- зростання обсягів викопного органічного палива, що спалюється, (вугілля, нафта, газ) підсилює забруднення атмосфери його продуктами;

- значне зростання обсягів промислових і автотранспортних відходів, які викидаються в атмосферу, призводить до зміни складу атмосфери, збільшенню вмісту в ній радіаційно-активних газів і аерозолів, які створюють так званий парниковий ефект, забруднюють водні об'єкти, згубно впливають на стан рослин, організми тварин і здоров'я людини.

1.4.1. Можливі наслідки глобального потепління

В останні роки ученими розроблена велика кількість моделей зміни клімату – від найпростіших до складних моделей загальної циркуляції атмосфери. Практично всі моделі прогнозують поступовий ріст середньої глобальної температури в основному завдяки збільшенню концентрації газів, пов'язаних з господарською діяльністю людини. Оцінки рівня підвищення температури повітря, отримані за розрахунками різних моделей на різну часову перспективу, варіюють від 1,5 до 5,5 °С. Таке потепління, безумовно, буде впливати на прискорення танення льодовиків планети. Розрахунки показують, що в цих умовах рівень світового океану може підвищитися на 25 – 165 см, внаслідок чого відбудеться часткове

затоплення багатьох прибережних регіонів материків (частини Північної Європи, Індостану, острівних держав та ін.).

При потеплінні клімату покращаться умови для полярної навігації і господарської діяльності людей у полярних областях, знизиться рівень витрат на опалення приміщень і т.п. У районах з відносно холодним і вологим кліматом відбудеться пом'якшення агрокліматичних умов для вирощування сільськогосподарських і плодкових культур, продуктивність яких стане більш високою і стабільною завдяки збільшенню тривалості вегетаційного періоду і збільшенню сум активних температур, в умовах достатньої вологозабезпеченості посівів. Така зміна агрокліматичних умов дозволить значно просунути на північ інтенсивні технології землеробства, зробити зміну сортів сільськогосподарських культур на більш теплолюбні та урожайні. Як буде показано нижче, відбудеться зміна і зсув границь ґрунтово-кліматичних (географічних) зон до півночі.

Поряд з такими позитивними змінами у центральному і північному сільськогосподарських регіонах Європи, у більш південних регіонах, з режимом нестійкого зволоження, в результаті потеплення відбудуться негативні зміни кліматичних умов. Зменшення кількості опадів буде виявлятися через зниження вологозабезпеченості посівів, частішають повторюваності посух, посушливих явищ і суховіїв, відбудеться зниження рівня внутрішніх водоймищ і ґрунтових вод, погіршиться загальний баланс прісної води. Усе це буде негативно позначатися на продуктивності не тільки сільськогосподарського виробництва, але й інших галузей економіки. Наприклад, зміняться гідрологічні умови на ріках і водоймищах, від яких залежить можливість і тривалість річкової навігації, робота гідроелектростанцій і т.п. Крім того, в зв'язку з ростом рівня теплозабезпеченості рослин у центральних і південних регіонах стане можливим вирощування теплолюбних сільськогосподарських культур в умовах штучного зрошення. В останні 10 – 15 років з'явилося багато досліджень, які доводять, що соціальні наслідки потепління клімату будуть значні й неоднозначні для різних регіонів світу і окремих держав.

Глобальне потепління може справити різнобічний вплив на різні складові екологічної системи і, отже, мати позитивні і негативні наслідки для людства. Наприклад, підвищення температури на 1,5 °С для Європи забезпечить економію 1,5 млн. т нафти на опалення.

Нижче наводяться деякі міркування МГЕЗК про можливі наслідки глобального потепління. Більш тепле повітря здатне містити більшу кількість вологи. Звідси зростання інтенсивності випаровування, зростання хмарності, що може спричинити прискорення гідрологічного циклу, збільшення кількості опадів і приросту річного стоку. Оскільки приріст температури за глобального потепління підвищується від низьких широт до високих, то слід очікувати в такому ж напрямку зростання опадів і річного стоку. Наприклад, головною причиною підвищення рівня води в

Каспійському морі в 1978 – 1995 рр. було збільшення стоку Волги. При цьому можна очікувати зростання частоти повеней, що вже спостерігаються у Європі й Північній Америці в останні десятиріччя.

Підвищене зволоження може супроводжуватися зсувами, лавинами. У тропічних районах, навпаки, уже за нинішнього потепління спостерігається зниження водності річок.

За прогнозом МГЕЗК, на 2100 р. передбачається підвищення рівня світового океану до 88 см за рахунок теплового розширення морської води і притоку води в результаті танення льодовиків і льодяного покриву. Підвищення рівня води призведе до зміни берегової лінії, ерозії берегів, затоплення більшості низин в усьому світі, нанесе збиток прибережним орним землям і витіснить мільйони людей із прибережних районів та з невеликих островів. Вторгнення солоної води на сушу знизить якість і кількість запасів прісної води. Постраждають галузі виробництва морепродуктів.

Різно погіршиться ситуація на величезних просторах багаторічної мерзлоти, яка тільки в Росії займає близько 60 % території країни. В останні десятиріччя вже спостерігається деградація мерзлих ґрунтів, відбувається скорочення їх площ і потужності. При потеплінні почнуть руйнуватися будинки, виходити з ладу нафтогазопроводи та інші споруди.

Для одних сільськогосподарських районів зміна клімату буде мати реальну небезпеку, а для інших, можливо, виявиться корисною. Передбачається, що центральні континентальні райони, такі як «зерновий пояс» США, значні райони в середніх широтах Азії, території Африки, розташовані південніше Сахари, і частина Австралії опиняться в більш посушливих і жарких кліматичних умовах.

Тим часом, у багатьох регіонах помірних широт з потеплінням збільшення опадів може призвести до підвищення урожайності.

Підвищений рівень вмісту CO₂ в атмосфері в період потепління повинен стимулювати фотосинтез деяких рослин і, отже, сприяти підвищенню продуктивності сільськогосподарських культур.

Потепління матиме вплив на біологічну різноманітність екосистеми. Уже за нинішнього потепління мігруючі птахи стали пізніше відлітати і раніше прилітати. Відмічається більш раннє настання періоду весняного розмноження багатьох птахів, земноводних і зсув ареалу розповсюдження в бік півночі чутливих до холоду метеликів, жуків, дзиг. Також спостерігається просування лісів на північ: із-за підвищення температури на 1 °С ліси на Алясці просуваються на північ на 100 км. Сибірські ліси добре себе почувають при 35-ти градусних морозах, а з потеплінням на 5 °С почнуть гинути. Умови в пустелях і посушливих степових районах можуть стати більш екстремальними і більш жаркими, що створить небезпеку вимирання організмів, які практично вичерпали резерв теплостійкості.

Передбачається, що за потепління клімату високі температури в літній період можуть представляти серйозну небезпеку в першу чергу для людей, які мають захворювання судинної і легеневої систем. З другого боку, більш м'які зими в помірних широтах дозволять скоротити смертність від холоду.

Зменшення запасів прісної води в зв'язку зі зміною клімату може негативно позначитись на санітарному стані населення. Високі температури можуть призвести до зміни географічного розповсюдження переносників захворювань. За більш теплих умов комарі, кліщі та гризуни можуть розширити ареал свого розповсюдження до більш високих широт. Потепління морських вод, наприклад, у випадку Ель-Ніньйо, супроводжується епідеміями малярії і тропічної лихоманки в прибережних районах.

Зниження обсягів виробництва продуктів харчування на місцевому рівні призведе до недоїдання і голоду, що буде відбиватися на здоров'ї населення. Почастішання таких екстремальних явищ як повені, урагани і посухи може стати причиною збільшення летальних випадків і каліцтв, спричинити голод, виникнення захворювань і психічних розладів.

1.4.2. Гіпотези пояснення причин змін клімату

Вивчаючи геологічне минуле Землі і зміни клімату, які відбувалися на планеті, люди завжди шукали причини цих масштабних явищ. На даний час запропоновано дуже багато гіпотез, але й досі спеціалісти не знайшли задовільних відповідей на поставлені питання і не прийшли до єдиної думки.

Всі гіпотези підрозділяють на астрономічні й геофізичні. До найбільш ранньої спроби пояснити зміни клімату можна віднести гіпотези, які базуються на припущенні про коливання сонячної сталої, що повинно спричиняти періодичні потепління й похолодання на планеті. При цьому виходять із того, що зміна сонячної сталої може відбуватися в зв'язку як із безпосередньою зміною інтенсивності сонячного випромінювання та його спектрального складу, так і з тим, що при русі у світовому просторі Сонячна система проходить через ділянки різної прозорості внаслідок нерівномірного розподілу космічного пилу в космосі. Що стосується коливань випромінювальної здатності Сонця, то ця частина гіпотези широкого визнання на сьогодні не отримала, оскільки дані сучасної астрофізики свідчать про те, що у відповідності з еволюцією зірок світимість Сонця за період існування Землі (4,6 млрд. років) зросла на 25 – 30 %, причому це збільшення відбувалося плавно. Всупереч цьому на планеті за цей же проміжок часу відмічалось пониження температури, хоча і хвилеподібно.

Велике визнання серед спеціалістів отримала астрономічна гіпотеза, за якою основним фактором, що визначає зміну льодовикових періодів

міжльодовиковими, вважається зміна астрономічних параметрів земної орбіти і положення осі обертання Землі відносно екліптики. Про те, що параметри руху Землі зазнають збурень, було доведено розрахунками Лагранжа в XVIII ст. Дещо пізніше були зроблені спроби пов'язати ці зміни із змінами клімату Землі.

У 30-і роки XX ст. сербський геофізик М. Міланкович розрахунками довів циклічність змін параметрів руху Землі відносно Сонця і пов'язав їх з впливом на клімат. Він вивчав три параметри:

1) зміну ексцентриситету земної орбіти від колоподібної до витягнутої (еліптичної) з періодом 100 тис. років;

2) зміну кута нахилу осі обертання Землі до площини орбіти (екліптики) з періодом 41 тис. років;

3) переміщення осі обертання по конічній поверхні, як це має місце при обертанні вовчка (прецесія) з циклом 25 тис. років.

Всі ці зміни впливають на надходження і розподіл сонячної радіації на поверхні Землі. М. Міланкович розрахував криву сумарної дії цих факторів для проміжку часу 650 тис. років і достатньо добре пояснив заledenіння четвертинного періоду. Одним із заперечень до таких висновків було те, що в більш ранній (третинний) період заledenінь не було, хоча параметри орбіти Землі змінювалися. На думку М.І. Будико (1980), астрономічні фактори мали місце у третинному періоді, але на фоні інших факторів вони не відігравали вирішального значення. В подальшому були виконані розрахунки коливань надходження сонячної радіації з урахуванням астрономічних факторів на 5 млн. років вперед і назад, з яких витікає, що в даний час планета знаходиться в міжльодовиковому періоді.

На сьогодні роль астрономічних факторів в зміні орбітальних параметрів Землі й утворенні та таненні льодових покривів вважається достатньо надійно доведеною. Тому теорія Міланковича і її модифікації вважаються кращими для пояснення обумовлених впливом Сонця механізмів тривалих і досить істотних коливань клімату.

До геофізичних гіпотез можна віднести ті, які базуються на вивченні дрейфу материків і пов'язаного з ним вулканізму, гороутворення, змін рівня води океану, газового складу атмосфери, дрейфу магнітних полюсів.

У різні періоди геологічної історії суша, то з'єднувалася в єдиний материк (Пагня, Гондвана), то розпадалася на окремі частини. Наприклад, Антарктида перемістилася із помірних широт в полярну область Південної півкулі. З переміщенням материків змінювались їх широтне положення, рельєф материків і океанічного дна, утворювались гірські масиви, змінювалося співвідношення площ материків і океанів. До стиків тектонічних плит приурочені ланцюги вулканів.

Переміщення суші в області Землі біля полюсів, внаслідок більш високого альbedo і меншої теплоємності в порівнянні з водою, призвело до похолодання з утворенням льоду. Останній, маючи ще вище значення

альbedo, спричинив подальше похолодання, яке розповсюдилося на всю планету.

Залежно від спрямованості динаміки руху літосферних плит відбувався відступ океану (регресія) або наступ на сушу (трансгресія). У першому випадку поверхня океану зменшується за рахунок збільшення поверхні суші, якій властиве велике альbedo і менша теплоємність, що призводило до тривалих похолодань. За трансгресії відбувалося потепління.

Утворення високих гір і загальне підвищення суші спричиняють зменшення засвоєння сонячної радіації планетою і пониженням температури.

Вулканічна діяльність має на клімат двоякий вплив. При виверженні вулканів в атмосферу надходить велика кількість пилу, сірчистого і вуглекислого газу. Пил порівняно швидко осаджується на Землю (протягом декількох місяців) і помітного впливу на клімат не завдає. Більш тривалий час в атмосфері знаходиться аерозоль у вигляді найдрібніших крапель сірчаної кислоти, що утворюється із сірчистого газу. Аерозоль збільшує альbedo верхніх шарів атмосфери і частково послаблює сонячну радіацію, яка надходить на діяльну поверхню. Все це сприяє похолоданню. Вуглекислий газ, створюючи парниковий ефект, навпроти, сприяє підвищенню температури.

Базуючись на даних першої половини ХХ ст. Є.П. Борисенков і В.М. Пасецький відмічають, що періоди виверження вулканів співпадали з підвищенням температури, а О.А. Дроздов притримувався думки, що вулканічна активність може сприяти коливанням клімату тривалістю від декількох тисячоліть, але не може призвести до заледеніння. Фактор вулканізму міг відіграти велику роль в період початкової стадії розвитку Землі, коли вулканічна діяльність була набагато інтенсивнішою за сучасну.

Великий вплив на тепловий режим планет має вуглекислий газ, що міститься в атмосфері і є потужним фактором парникового ефекту. Тому клімат дуже чутливий до вмісту вуглекислого газу в атмосфері. На думку М.І. Будико, він був головною причиною змін клімату фанерозої.

За розрахунками М.І. Будико, за останні 600 тис. років періоди підвищеного вмісту CO_2 у повітрі добре узгоджуються з періодами теплих епох, а зменшення його концентрації – з епохами заледеніння.

Вміст вуглекислого газу в атмосфері за природних умов регулюється в результаті обміну цього газу між океаном, атмосферою, біосферою і земною корою. Основним сховищем вуглекислого газу є Світовий океан, у водах якого в розчиненому вигляді міститься понад 99 % CO_2 . Розчинність CO_2 у воді сильно залежить від її температури: океан може поглинати або віддавати зворотно в атмосферу частину вуглекислого газу. Рослинність використовує вуглекислий газ в процесі фотосинтезу, а живі організми виділяють його при диханні; вуглекислий газ виділяється при розкладанні

відмерлих організмів. Вулкани викидають CO₂ в атмосферу під час виверження. Він виділяється також при вивітрюванні вапняків.

Спалюючи органічне паливо у великих кількостях, людина втручається у природний кругообіг вуглекислого газу і тим самим сприяє потеплінню клімату.

Відомі гіпотези, які пов'язують зміни клімату з дрейфом магнітних полюсів Землі, а також гіпотези, в яких зміни клімату розглядаються як результат автоколивань кліматичної системи і перш за все взаємодії океану і льоду, яким властива найбільша інерція в процесі обміну енергією.

До астрономічних факторів відноситься також циклічність сонячної активності. Вплив цього фактора на коливання клімату виявлено статистично, проте цей вплив неоднозначний для різних районів Земної кулі. Наприклад, в одних регіонах відмічались посухи, в інших – збільшення опадів. Не встановлений механізм цього зв'язку. З цього питання висловлюються лише припущення. Наприклад, під час підвищеної активності Сонця, яка супроводжується зростанням кількості плям на його диску, відмічається зменшення інтенсивності сонячної радіації, що може призвести до пониження глобальної температури Землі, проте ці коливання незначні. Корпускулярні потоки, спричинені сонячною активністю, проникаючи у верхні шари атмосфери, нагрівають її, що може спричинити вплив на циклонічну активність. Було помічено, що з підвищенням сонячної активності зростає кількість перистих хмар, що може призвести до деякого зниження радіаційного балансу.

Важливим фактором, який впливає на коливання клімату за роками, є циркуляція атмосфери. Кількість сонячної енергії, що надходить на нашу планету із року в рік, практично однакова, проте в результаті циркуляції атмосфери відбувається перерозподіл цієї енергії між окремими районами, що призводить до аномальних погодних умов в окремих регіонах.

1.5. Сценарії можливих змін клімату

Проблема зміни глобального клімату настільки складна і значима для людства, що її дослідженням займаються великі наукові колективи в багатьох країнах світу, міжнародні організації і спеціально створені творчі групи. Так, у 1988 р. Всесвітньою Метеорологічною Організацією (ВМО) і Програмою ООН з навколишнього середовища (ЮНЕП) була заснована Міжурядова група експертів зі зміни клімату, одну з робочих груп якої очолює академік Російської Академії Наук Ю.А. Израель.

Ученими світу розроблені десятки різних сценаріїв можливих змін клімату Землі під впливом антропогенних факторів – зростаючої господарської діяльності людини, а також військових конфліктів різного масштабу. Як уже відзначалося, клімат геологічних епох Землі

неодноразово мінявся під впливом природних причин. При вивченні палеокліматів минулих епох російські науковці М.І. Будико, А.А. Величко та ін. показали можливість формування на Землі в доступному для огляду майбутньому кліматичних умов, аналогічних клімату деяких минулих епох. В основу цієї гіпотези покладені оцінки газового стану атмосфери окремих геологічних епох і очікуваних змін концентрації CO₂, метану й інших газів у найближчі 100 років. Сценарії такого підходу стали називати палеокліматичними.

В основі більшості інших сценаріїв теорії клімату лежать розрахунки, виконані за допомогою математичних моделей, які враховують різні допуски тимчасових змін кількості викидів в атмосферу CO₂, метану, інертних газів, фреону та ін., зміни вмісту в тропосфері метану й інших парникових газів. Як приклад наведемо фрагмент очікуваних змін кліматичних умов до 2030 р. (температури повітря і кількості опадів) за трьома сценаріями, два з яких – США (*GEDL*) і Канади (*CCC*) – аридні, а сценарій Росії – гумідний (палеокліматичний сценарій *EMI*) (табл. 1.4).

Таблиця 1.4. Зміна температури ΔT і опадів ΔR за сценаріями *EMI*, *CCC* і *CFDL* для центральних районів Європейської частини Росії (О.Д. Сиротенко, О.В. Абашина, 1994)

Місяць	$\Delta T, ^\circ\text{C}$			$\Delta R, \%$		
	<i>EMI</i>	<i>CCC</i>	<i>GFDL</i>	<i>EMI</i>	<i>CCC</i>	<i>GFDL</i>
Січень	9,8	4,3	2,1	16	15	10
Липень	0,2	1,8	2,2	16	0	5

Як свідчать дані наведені в табл. 1.4, загальним для названих сценаріїв еволюції майбутнього клімату є його потепління, однак рівні потепління і зміни кількості опадів різні.

Найбільш вірогідно зміни клімату оцінюються за даними масової мережі інструментальних метеорологічних спостережень. В результаті наукового узагальнення даних за останні 150 років ученими МГЕІК було встановлено реальне потепління середнього глобального клімату; протягом ХХ ст. середня глобальна температура поверхні Землі збільшилася на $0,6 \pm 0,2$ °С. Таке підвищення температури у ХХ ст. виявилось найбільшим за останнє тисячоліття. В період з 1950 по 1993 рік. нічні мінімальні температури повітря над сушею за десятиліття підвищувалися на 0,2 °С, а денні максимальні температури – на 0,1 °С. Це призвело до збільшення тривалості беззаморозкового періоду. За даними знімків, отриманих за допомогою супутників, з кінця 1960-х років площа снігового покриву Землі зменшилася на 10 %, спостерігалось скорочення площі гірських льодовиків у неполярних районах.

Протягом ХХ ст. середній рівень світового океану підвищився на 10–20 см в результаті теплового розширення води і танення материкового льоду. У ХХ ст. кількість атмосферних опадів зростало за десятиліття в середньому на 0,5 – 1 %, в основному у високих і середніх широтах Північної півкулі. Повторюваність сильних посух або періодів перезволоження варіювало в окремі десятиліття, але в окремих районах Азії й Африки повторюваність і інтенсивність посух помітно зростає. У Північній півкулі зменшилася повторюваність екстремально-низьких температур і трохи збільшилася повторюваність екстремально-високих. В той же час у деяких районах Південної півкулі й в Антарктиді потепління клімату не відзначено.

Усі ці кліматичні зміни учені пов'язують з антропогенною зміною концентрації парникових газів. Так, за даними досліджень Ю.А. Израеля, Ю.А. Груза та ін., із третього звіту МГЕЗК концентрація CO_2 в атмосфері з 1750 по 2000 рік збільшилася на 31 %. Такого високого рівня вона не досягала за останні 420 тис. років. За останні 20 років близько 3/4 надходження в атмосферу антропогенного CO_2 пов'язують зі спалюванням величезної кількості органічного палива (нафти, газу, вугілля), інша частина приходить на зміни в системах землекористування, скорочення площі лісів. Тільки в 90-х роках ХХ ст. концентрація CO_2 збільшувалася щорічно на 0,2 – 0,8 %. Концентрація метану CH_4 в атмосфері, починаючи з 1750 р. збільшилася до нашого часу на 151 % і продовжує зростати. Основними джерелами збільшення концентрації метану в атмосфері є спалювання органічного палива і сміття, збільшення відходів тваринницьких господарств та ін. За останні десятиліття в атмосфері значно зростає концентрація оксиду азоту (II), що пов'язано із сільськогосподарською обробкою ґрунту і розвитком хімічної промисловості, а також надходженням ряду так званих малих домішок газів (хлористі, сірчані та ін.). Усі ці гази, що безупинно надходять в атмосферу, утворюють антропогенний аерозоль, який змінює радіаційні умови. Так, починаючи з 1750 року надходження сонячної радіації збільшилося приблизно на $0,3 \text{ Вт/м}^2$, причому велика частина цих змін відбулася в першій половині ХХ ст.

Як відзначалося раніше, сценарії зміни клімату розробляються на основі математичних моделей, які враховують основні фізичні закони природи. Найбільш складні – глобальні кліматичні моделі – включають як основні компоненти взаємодії одна з одною моделей атмосфери, океану, верхніх шарів суші, кріо- і біосфери. Розрахунки за такими моделями виконуються за допомогою могутньої сучасної обчислювальної техніки у вузлах регулярної координатної сітки для різних регіонів у заданому масштабі. У глобальному або субконтинентальному масштабах такі моделі дозволяють задовільно відтворювати середні річні значення, які спостерігаються, і сезонний хід основних гідрометеорологічних величин. В

останні роки ученим удалося реально відтворити деякі стани кліматичної системи за останні 20 тис. років, у тому числі і явище Ель-Ніньйо – південне коливання. Однак для розрахунків по регіонах і областях необхідно залучення значної кількості додаткових параметрів і тривалих однорідних рядів спостережень.

У 2000 р. названа вище робоча група МГЕЗК під керівництвом академіка Ю.А. Ізраеля представила спеціальну доповідь про очікуваний глобальний стан природного середовища і клімату, додавши розрахунки за соціально-економічними показниками (табл. 1.5).

Таблиця 1.5. Очікуваний стан природного середовища й клімату та соціально-економічні показники на період 1990 – 2100 рр.

Рік	Населення Землі, млрд. чол.	Глобальний національний продукт, 10^{12} \$/рік	Приземна концентрація, ум. од.	Концентрація CO ₂ , ум. од.	Зміна глобальної температури, °C
1990	5,3	21	–	354	0
2000	6,1...6,2	25...28	40	367	0,2
2050	8,4...11,3	59...187	*60	463...623	0,8...2,6
2100	7,0...15,1	197...550	>70	478...1099	1,4...5,8

Таким чином, сільськогосподарська діяльність у ХХІ ст. буде проходити в умовах досить швидкої зміни природного середовища і клімату. А це, в свою чергу, вимагає розробки нових підходів і методів агрокліматичного районування і розрахунку показників теплозабезпеченості та вологозабезпеченості сільськогосподарських культур та загального біологічного потенціалу.

2. АНАЛІЗ ТЕНДЕНЦІЙ ЗМІНИ АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ

2.1 Зміна температурного режиму теплого та холодного періодів

Для аналізу була використана *інформаційна база даних*: дані про глобальну температуру повітря над поверхнею землі та океану, дані про температуру повітря 26 довгорядних метеорологічних станцій України (1900 – 2000 рр.) з однорідними рядами спостережень, які входять в мережу ВМО – для вивчення вікових змін клімату.

Для оцінки впливу зміни та коливань клімату на агрокліматичні та агрометеорологічні умови в Україні була виявлена тенденція зміни клімату. Велике значення приділялось аналізу однорідності використаних рядів спостережень відомими в кліматології методами (наприклад, відношень).

Аналіз основних метеорологічних величин по 26 довгорядних станціях (із списку ВМО) підтвердив їх однорідність. Слід відмітити, що дані останніх 30 років відображають як природні зміни клімату, так і антропогенні, які відбуваються в глобальній кліматичній системі, а також зміни, пов'язані з локальними антропогенними впливами великих міст, штучних водосховищ, меліорації та ін.

Осереднення по площі дозволило частково виключити вплив мінливості клімату локального масштабу і спростити виявлення регіональних закономірностей змін клімату під впливом процесів макромасштабу. Підставою для осереднення по площі є просторовий кореляційний аналіз проведений по середній температурі повітря і опадах холодного та теплого періодів для пар станцій розташованих на території кожної зони. Було використано районування за методом В.П. Попова.

Осереднені значення коефіцієнтів просторової кореляційної температури повітря r_t , та кількості опадів r_R для теплого та холодного періодів наведені в табл. 2.1. Осереднення коефіцієнтів проводилось для відстаней кратних 100 км (до 700 км), а також для відстані 1000 км, яка практично є найбільшою відстанню між довгорядними станціями на території України.

За отриманими результатами зменшення просторового кореляційного зв'язку температури повітря відбувається із збільшенням відстані між станціями. Радіус просторової кореляції температури перевищує 1000 км, тобто найбільшу відстань між станціями, по яких були дані, причому влітку його величини мінімальні, у перехідні сезони вони приймають проміжні значення. Таким чином, коефіцієнти кореляції для станцій розташованих в межах тієї чи іншої зони (Полісся, Лісостеп, Степ) по температурі повітря становлять 0,7...0,8, по опадах – 0,5...0,6. Для кожної

підзони (Західне Полісся, Центральне Полісся, Західний Лісостеп, Центральний Лісостеп, Східний Лісостеп, Північний Степ) r_t, r_R дещо вищі.

Таблиця 2.1. Коефіцієнти взаємної кореляції температури повітря r_t та кількості опадів r_R в залежності від відстані (середні значення)

Відстань, Км	Холодний період		Теплий період	
	r_t	r_R	r_t	r_R
100	0,93	0,72	0,91	0,53
200	0,94	0,73	0,90	0,49
300	0,88	0,68	0,89	0,44
400	0,89	0,58	0,77	0,29
500	0,86	0,59	0,78	0,30
600	0,85	0,53	0,73	0,26
700	0,83	0,46	0,69	0,19
1000	0,66	0,23	0,50	0,12

Оцінка зміни клімату в Україні. Не зосереджуючи уваги на причинах глобальної зміни клімату, відзначаємо відомий факт, що з кінця XIX ст. відбулося підвищення глобальної температури повітря на 0,7 °С. Середня швидкість підвищення глобальної температури до 1970 р. складала 0,05 °С за 10 років, в останнє десятиріччя вона подвоїлася.

Клімат України за дослідженнями українських учених має значну чутливість до зміни глобального клімату, що підтверджується синхронністю багаторічного ходу аномалій річної глобальної та регіональної температури повітря з 1900 по 2000 роки. Було виявлено, що зміни річної температури у бік потепління за столітній період становлять у Поліссі та Лісостепу 0,7...0,9 °С, у Степу – 0,2...0,3 °С.

За даними останніх десятиріч XX ст. відмічається, що на всій Земній кулі, в тому числі й в Україні (рис. 1.1–2.3), найбільш теплим за весь період інструментальних спостережень було десятиріччя 1990 – 2000 рр. Середня річна температура перевищувала норму на 0,5...2,1 °С і лише у 1993, 1996 та 1997 рр. вона була в межах норми та трохи нижче. Таким чином, навіть тільки ці дані свідчать, що зміни температурного режиму в Україні не випадкові, а пов'язані з глобальним потеплінням.

Аналіз динаміки аномалій температури (відхилення температури від стандартної кліматологічної норми 1961 – 1990 рр.) за холодний період для кожного десятиріччя показав, що у Поліссі десятиріччя з 1901 по 1920 рр. XX ст. були теплішими за норму на 0,2...0,6 °С, а за період 1921–1971 рр. переважали від'ємні відхилення середньої температури холодного періоду (на 0,1...0,8 °С). Починаючи з 1971 р. відмічається стійка тенденція підвищення

середньої температури холодного періоду. На кінець 2000 р. позитивна аномалія досягла 0,7...0,9 °С. Найтеплішою була зима 1989–1990 рр. (рис. 2.1).

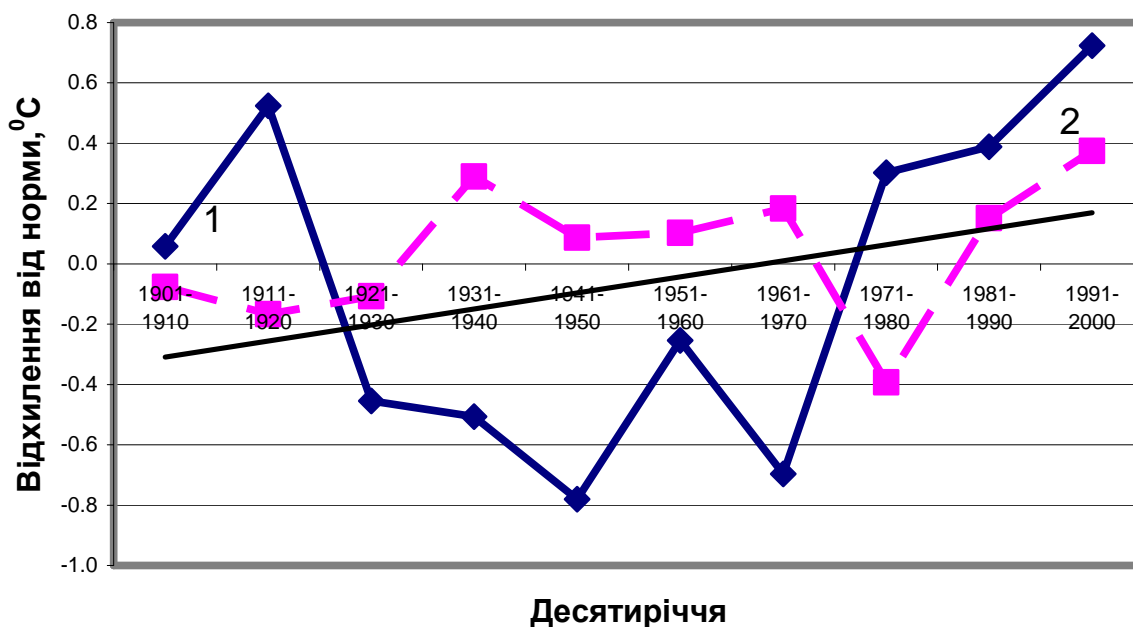


Рис. 2.1. Аномалії температури повітря за холодний (1) та теплий (2) періоди року (у відхиленнях від кліматологічної норми за 1961 – 1990 рр.). Полісся.

У Лісостеповій та Степовій зонах зміни температури повітря холодного періоду відбувались наступним чином: температура холодного періоду у десятиріччя 1911–1930 рр. була нижчою за норму на 0,5...1,5 °С, з 1940–1951 рр. почалось її поступове підвищення до 1970 року до меж норми, з 1971–1980 рр. було в межах та трохи нижче норми, з 1981 року почалося підвищення на 0,3...0,5 °С. Максимальне позитивне відхилення (0,5 °С) у Лісостеповій зоні відмічалось взимку 1989–1990 рр. (рис. 2.2).

Зміни середньої температури повітря теплого періоду (квітень-жовтень) відбувалось не так явно і трохи іншими темпами. У Поліссі температура повітря теплого періоду на протязі 1901 – 1971 рр. відносно норми змінювалась незначно (0,1...0,2 °С) з переважанням позитивних аномалій, в десятиріччя 1971 – 1980 рр. спостерігалось відчутне її зниження відносно стандартної норми на 0,4 °С, а з 1971р. розпочалось стійке її підвищення (рис. 2.1).

У Лісостепу характер змін температури повітря теплого періоду дещо схожий, за винятком періоду 1901 – 1920 рр., коли переважали від’ємні відхилення на 0,5...1,0 °С, а з 1971 р. спостерігається стійке її підвищення (рис. 2.2).

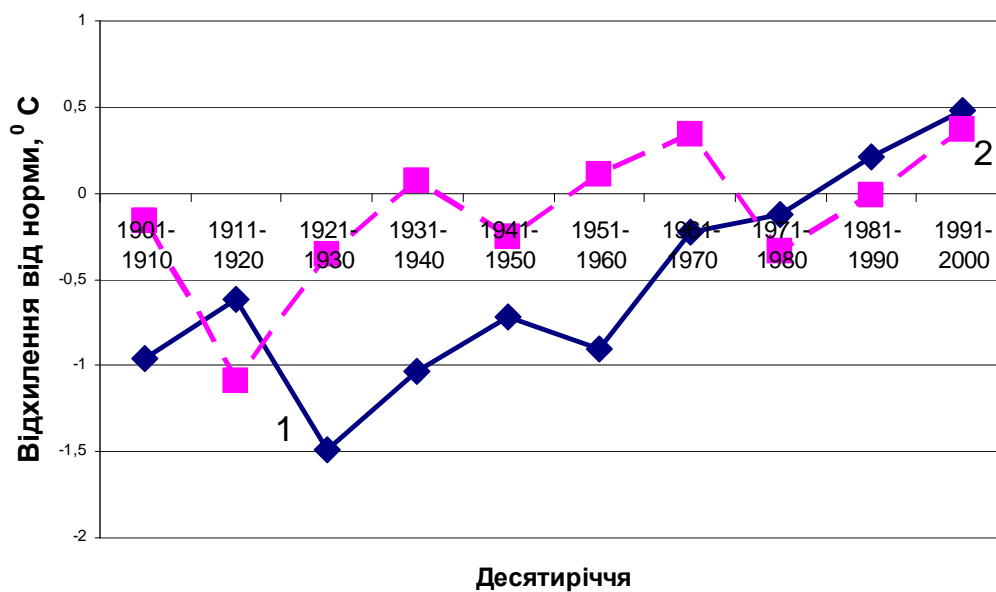


Рис. 2.2. Аномалії температури повітря за холодний (1) та теплий (2) періоди року (у відхиленнях від кліматологічної норми за 1961 – 1990 рр.). Лісостеп.

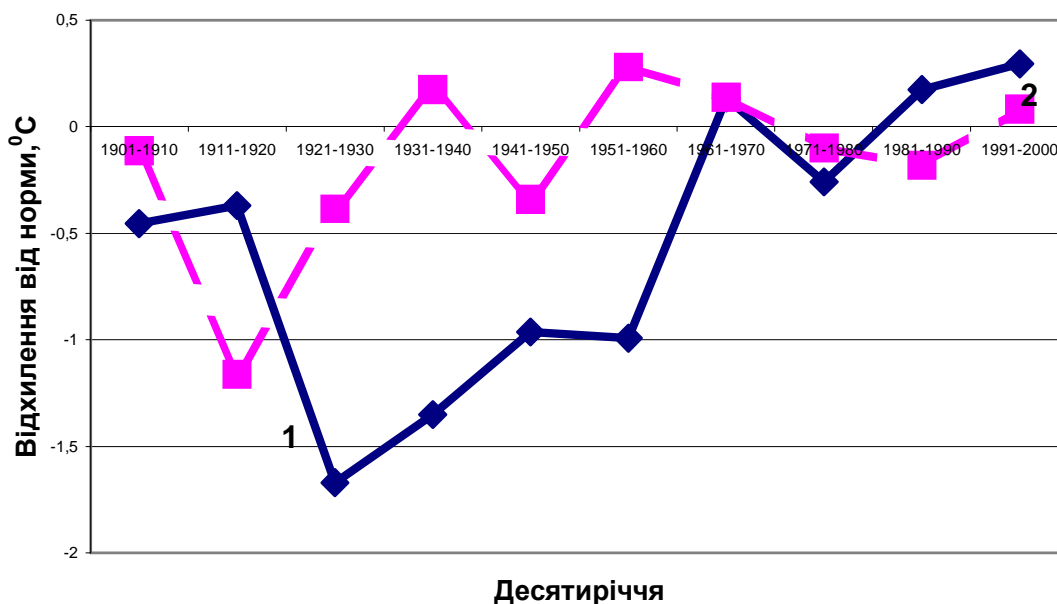


Рис. 2.3. Аномалії температури повітря за холодний (1) та теплий (2) періоди року (у відхиленнях від кліматологічної норми за 1961 – 1990 рр.). Степ.

У Степу в теплий період зміни середньої температури повітря аналогічні змінам у Поліссі та Лісостепу, але з меншими амплітудами коливання (рис. 2.3).

Отже, в теплий період, як і в холодний, в останні 2 – 3 десятиріччя на всій території країни відмічалось потепління клімату. Слід зазначити, що існуюча інформація в закордонних джерелах свідчить про потепління лише холодного періоду. Потепління теплого періоду для території України виявлено вперше.

2.2. Основні агрокліматичні характеристики періоду потепління в Україні

Для виявлення зміни сучасних агрокліматичних умов були використані дані 175 метеорологічних станцій України за період спостережень 1961 – 2000 рр. Як еталонні оцінки розглядалися стандартні кліматичні параметри за 1961 – 1990 рр., тобто період рекомендований ВМО для оцінки сучасного клімату. Аналіз тенденції зміни клімату та агрокліматичних показників виконано шляхом порівняння середніх багаторічних характеристик метеорологічних та агрометеорологічних показників за три періоди: перший до 1900 – 1964 рр. (на основі Кліматологічних довідників), другий з 1961 до 1990 року (стандартний кліматичний період) та третій – останнє десятиріччя 1991 – 2000 рр. (десятиріччя максимального глобального та регіонального потепління).

Основною агрокліматичною характеристикою теплозабезпеченості вегетаційного періоду є сума температур вище 10 °С.

За сторічний період найбільші коливання в теплозабезпеченості вегетаційного періоду відбувалися в Поліссі – десятиріччя 1901 – 1920 рр. відзначилось від'ємними відхиленнями від стандартної норми на 40...80 °С, надалі 1931 – 1940 рр. відбулось стрімке збільшення суми температур вище 10 °С на таку ж величину. Десятиріччя 1961 – 1970 рр. мали підвищену теплозабезпеченість, а десятиріччя 1971 – 1980 рр. понижену, починаючи з 1981 року відмічається стійка тенденція підвищення теплозабезпеченості вегетаційного періоду.

Середня багаторічна сума температур повітря вище 10 °С за сторічний період у Поліссі становить 2605 °С, за стандартний кліматичний період (1961 – 1990 рр.) – 2600 °С, за 1991 – 2000 рр. – 2690 °С. У Лісостеповій зоні відповідно – 2645, 2665 та 2705 °С. Тобто відбулося підвищення теплозабезпеченості вегетаційного періоду на 50...100 °С.

Теплозабезпеченість вегетаційного періоду у Степовій зоні за коливаннями схожа на коливання теплозабезпеченості у Поліссі, але підвищення її в останні десятиріччя майже вдвічі менше.

Виконані розрахунки ГТК для всіх станцій по території України за період 1961 – 2000 рр. та порівняння його величин на окремих станціях з

даними за попередній період (до 1961 року) дають підставу вважати, що межі агрокліматичних зон практично не змінилися.

Аналізуючи фактичні дані температури та опадів нинішній клімат України можна характеризувати як потепління, що супроводжується деяким зменшенням кількості опадів. Потепління клімату в Україні чітко простежується з 1988, 1989 років. За минулі після цього роки воно найбільш чітко виражене у зимові місяці, середня місячна температура січня зросла в середньому на 1,5...2,5 °С, лютого – на 1...2 °С. Поступово росте і температура літніх місяців, чітко простежується тенденція зниження температури у листопаді та незначна у грудні.

Середня річна температура повітря, як головна характеристика глобального потепління, за десятиріччя 1991 – 2000 рр. у порівнянні з стандартним періодом зросла на 0,3...0,6 °С, тобто за 10 років досягнута величина перевищення, як за минулі 100 років. Потепління більш значиме у північних районах країни (табл. 2.2).

Таблиця 2.2. Відхилення середніх місячних температур повітря за період 1991–2000 рр. від стандартної кліматичної норми за 1961–1990 рр.

Зона	Місяць												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Степ	1,5	1,1	0,7	0,4	-0,4	0,5	0,9	0,6	-0,3	0,6	-1,3	-0,7	0,3
Лісостеп	2,3	2,0	0,9	0,6	-0,3	0,6	0,8	0,7	-0,3	0,2	-1,0	-0,4	0,5
Полісся	2,5	1,7	0,7	0,5	0,0	0,7	0,8	0,9	-0,2	0,1	-0,7	-0,3	0,6

Відмічені вище зміни температурного режиму призводять до подальшого часового зрушення в розвитку природних процесів: встановлення і руйнування снігового покриву, настання м'якопластичного стану ґрунту, переходу середньодобових температур через певні межі (0, 5, 10, 15 °С), відповідно змінюються тривалість сезонів року, вегетаційного періоду сільськогосподарських культур, беззаморозкового періоду.

Встановлення снігового покриву відбувається в окремі роки раніше, ніж за середніх дат, але він рідко зберігається впродовж зими, або ж не утворюється зовсім. Останніми роками в Україні вимерзання озимих культур на великих площах спостерігалось лише у 1994 і 2003 роках. Особливістю цих вимерзань було те, що вони відбувалися при більш високих температурах на вузлі кушіння рослин. Абсолютні мінімуми температури при цьому не перекривалися.

Перехід температури повітря навесні через 0 °С відбувається в середньому на 15 – 20 днів раніше, ніж звичайно. В окремі роки, особливо в південних областях спостерігалися надзвичайно ранні дати стійкого

переходу температури повітря через 0°C. У 1990 та 1995, 1999, 2001 роках ці дати були зсунуті на 20 – 60 днів на січень та початок лютого. У південному регіоні у 1990 – 1991, 1998 – 1999 і 2000 – 2001 роках практично не було зими. Стійкий перехід температури повітря через плюс 5 і 10 °С відмічався раніше в середньому на 2 – 7 днів (табл. 2.3).

За даними досліджень зміна середньої річної температури повітря на 1°C призводить до збільшення тривалості вегетаційного періоду на 10 днів і збільшенню теплозабезпеченості вегетаційного періоду.

Аналіз багаторічних даних показує, що найбільш значимі зміни спостерігаються в датах переходу температури повітря через 0 °С весною – практично кожного року після 1988 року (за винятком 2003 р.), відмічався більш ранній розвиток весняних процесів.

В той же час дати початку активної вегетації змінилися значно менше, що свідчить про подовження періоду між датами переходу через 0 та 5 °С весною. Тому сівба ранніх ярих зернових культур у надто ранні строки призводить до затягування періоду посів-сходи, а в деяких випадках (1999, 2000, 2004 рр.) до масового та істотного пошкодження цих посівів заморозками.

Таблиця 2.3. Зміна дат стійкого переходу температури повітря

Дата переходу температури повітря через, °С							
0		5		10		15	
Весна	Осінь	Весна	Осінь	Весна	Осінь	Весна	Осінь
Степ							
20	0	6	6	3	1	0	0
Лісостеп							
15	2	2	2	7	2	3 пізніше	0
Полісся							
19	0	2	2	5	0	2	0

У літній період помітно збільшилася повторюваність та тривалість дії високих температур повітря (вище 25 і 30 °С) та тривалість періодів з високими температурами. При цьому абсолютні максимуми спостережень перекриваються не часто. Наприклад, унікальне літо 1999 року, яке за тривалістю дії високих температур не мало аналогів. Хоча абсолютні максимуми температури повітря червня, липня та серпня були перевершені лише в деяких пунктах, кількість днів з температурою вище 25 °С за червень – серпень у степових та лісостепових областях досягла 75–85 днів, а з температурою вище 30 °С 45–65 днів. Незвичайно високий температурний фон спостерігався і в Поліссі. При цьому кількість днів з критичною для життєдіяльності рослин відносно вологістю повітря менше 30 % у всіх агрокліматичних зонах перевищила звичайні показники

в 1,5 – 2 рази. Надзвичайно теплим було літо 2007 р., яке перевищило усі рівні температури повітря, що спостерігались до цього часу.

Факт глобального потепління ХХ століття фіксується з 70-х років. З цього часу різко зросла і кількість досліджень присвячених проблемі зміни та коливань клімату. Глобальне потепління визнане вченими світу, як безпрецедентне за останні 1000 років. Середня швидкість підвищення глобальної температури до 1970 р. складала 0,05 °С за 10 років, в останнє десятиріччя вона подвоїлася. Середня річна глобальна температура повітря Північної півкулі до 1990 року збільшилася на 0,7 °С.

Згідно результатів досліджень динаміки температури повітря у Північній півкулі за інструментальними та палеокліматичними даними найтеплішим роком не тільки за останні 100 років, а і за тисячоліття визнано 1998 рік (або 2007 р.). Десять найбільш теплих років приходяться на період 1983 – 2000 рр., а 7 із них на 90-і роки. 2000 рік був 22-м у безперервній послідовності років з глобальною температурою вище норми. За висновком учених зміна клімату в останні десятиріччя явно збільшилась, як і збільшилася частота екстремальних явищ погоди.

Починаючи з 1950 року нічні мінімальні температури повітря, зростали майже вдвічі більше, ніж денні максимальні температури повітря. Це призвело до збільшення беззаморозкового періоду в середніх (до яких відноситься і Україна) і високих широтах.

Кількість опадів у ХХ ст. до 1990-го року збільшувалася на 0,5 – 1,0 % за десятиріччя, при цьому зросла повторюваність сильних опадів, однак за останнє десятиріччя (1991 – 2000) вже виявлена тенденція до зменшення річної кількості опадів.

Зміна клімату, як правило, розглядається в різних часових масштабах – сезони, роки, п'ятиріччя, десятиріччя, кліматичні епохи (тридцятиріччя).

2.3. Аналіз несприятливих для сільського господарства агрометеорологічних умов

Заморозки. На фоні загального потепління клімату в Україні відмічена така особливість, як тривалі пізні заморозки з катастрофічними (1999 р.) наслідками та суттєвими збитками (2000, 2004 рр.). Відмічено скорочення беззаморозкового періоду у південній частині країни. Вплив кліматичних змін на збільшення кількості і повторюваності небезпечних заморозків обумовлений, головним чином, значними позитивними аномаліями температури повітря періоду, який передуює весняним заморозкам.

Збільшення температури зимових та ранньовесняних місяців і накопичення сум температур до 60 °С ніби відсуває травневі заморозки на 10 – 15 днів. Збільшується їх небезпечність і за рахунок того, що рослини

при ранніх веснах на момент настання заморозків вже досягають вразливих фаз розвитку – типовий приклад абрикоси, які майже щороку підпадають під заморозки. Найбільшу небезпеку мають пізні заморозки, які обрушуються на рослини, що активно розвиваються. Небезпека осінніх заморозків значно менша.

За оцінками експертів і надалі буде зберігатися тенденція більш інтенсивного підвищення температури повітря у березні – квітні та збереження і навіть деяке зниження рівня температури у травні, що сприятиме утворенню пізніх заморозків. Як свідчать події останніх років, найбільше страждатимуть лісостепові та степові області.

Характерна риса українських зим – відлиги, вони спостерігаються щорічно. За аналізом минулих років повторюваність короткочасних відлиг зменшилась, а довготривалих – зросла, крім того збільшилась їх безперервна тривалість. З ростом тривалих відлиг збільшилась і їх максимальна температура. Досить часто вони призводять до відновлення життєвих процесів рослин. Найбільш небезпечні відлиги, які призводять до танення снігу або відтавання верхнього шару ґрунту. Як відмічено вище, сучасне потепління супроводжується підвищенням температури повітря в зимові місяці. За останні 14 років практично не було стійкого переходу температури повітря через мінус 5 °С – тобто не було суворої зими. Стала значно меншою, навіть у досить холодні зими сума від'ємних температур повітря за зимовий період. Зменшилась і кількість днів з дуже низькими температурами повітря. Ці зміни в умовах перезимівлі призводять до негативних наслідків для сільського господарства – додатковій витраті зимуючими культурами поживних речовин, зниженню зимостійкості рослин, збільшенню небезпеки вимерзання у випадках подальшого похолодання, утворенню тривалої льодяної кірки.

Опади і посушливі явища. У режимі зволоження відмічені такі тенденції – зниження кількості опадів у зимові місяці – найбільш помітні у грудні, січні та лютому та суттєве збільшення кількості опадів у вересні та жовтні. Причому у січні така кількість опадів (менше норми на 25 – 30 %) викликає занепокоєння. Відбулося істотне зменшення кількості опадів у зоні Степу та Лісостепу у липні до 10 – 20 %. Якщо попередні порівняння кількості щорічних сум опадів з нормою показували стабілізацію в межах норми, то на разі з'явилася тенденція до її деякого зменшення (табл. 2.4).

Основною особливістю періоду потепління стала нерівномірність випадіння опадів в середині року і за окремі роки. Так, наприклад, у 1997 р випала найбільша сума опадів за весь період спостережень, а у 1999, 2000 і 2007 роках спостерігалася надзвичайно жорстка посуха. У 1991 році за надзвичайно сухим травнем був аномально вологий вересень. За аномально вологими вереснем та жовтнем 2002 року була надзвичайно жорстока ранньовесняна посуха 2003 року.

Таблиця 2.4. Відхилення суми опадів (%) за період 1991–2000 рр. від стандартної кліматичної норми за 1961–1990 рр.

Зона	Місяць												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Степ	66	84	118	104	105	99	80	116	121	129	97	85	98
Лісостеп	69	85	102	99	100	86	90	94	133	114	96	81	95
Полісся	72	103	99	103	97	85	103	80	127	111	100	93	97

Нерівномірність випадіння опадів призвела до збільшення кількості посушливих явищ. За період 1989–2003 рр. повторюваність посух збільшилася майже вдвічі. Крім того, останніми роками спостерігається дуже небезпечна особливість посух – це їх поширення в райони, які завжди відносилися до зони достатнього зволоження – це Полісся та північні райони Лісостепу.

Однак, починаючи з 1990 року відмічаються деякі позитивні тенденції в режимі зволоження. Збільшення запасів вологи орного шару ґрунту на кінець осінньої вегетації за рахунок збільшення вересневих та жовтневих опадів. Не відмічено істотних змін зволоження орного шару та метрового шару ґрунту на 20 травня та зниження (до 10 мм) вологозапасів на 30 травня та 10 червня (тобто тенденція до посилення ранніх літніх посух). Що стосується зволоження вегетаційного періоду в цілому, то звернемося до ГТК – це коефіцієнт, який є показником характеристики умов зволоження території. Він враховує як надходження води у вигляді опадів, так і сумарну їх витрату на випаровування. Аналізуючи ГТК за квітень – вересень за період 1980 – 2003 рр. виявлено тенденцію до його зменшення, тобто погіршення умов зволоження. При збереженні й надалі зміни температури повітря в бік підвищення і опадів у бік зменшення, можна очікувати деяке зменшення цього коефіцієнта про що свідчить тренд.

Річна кількість опадів протягом 1900 – 2000 рр. по території України змінювалася по різному. У південних регіонах кількість опадів перевищила річну норму і збільшилась на 10 %, в інших регіонах залишилась у межах норми, або незначно зменшилась. З потеплінням клімату в останні два десятиріччя по всій території України з року в рік простежується зменшення річної суми опадів за величиною та амплітудою коливань. Водночас в межах окремих місяців мінливість суми опадів залишається значною, з високою імовірністю випадання як і надмірних дощів, так і тривалих сухих періодів.

Найбільший інтерес представляють дані про тепло- і вологозабезпеченість зон України в останнє десятиріччя – десятиріччя максимального глобального потепління. Для їх оцінки було використано ГТК (співвідношення суми позитивних температур повітря та суми опадів за вегетаційний період).

Тепло- та вологозабезпеченість усіх зон України за виключенням гірських районів Карпат і Криму збільшилась. Південний кордон посушливої зони дещо змістився на південь. Дуже посушлива зона охоплює лише прибережні степові райони Приазов'я і Причорномор'я. Тільки тут із року в рік відмічаються посухи середньої та сильної інтенсивності. Більша частина Південного і Північного Степу хоч і знаходиться в зоні недостатнього зволоження, однак інтенсивність посух у цій зоні дещо зменшилась. Покращилась тепло- та вологозабезпеченість у центральному Лісостепу. На решті території режим вологозабезпеченості практично не змінився.

За оцінками учених у найближчому майбутньому (до 2030 року) передбачається подальше підвищення температури повітря, яке буде супроводжуватись чергуванням посушливих періодів з періодами нормального та надмірного зволоження по території України та в окремих її регіонах.

Наступна зміна клімату може мати надзвичайно небезпечні наслідки, привести до подальшої зміни тривалості сезонів року, збільшення ареалу розповсюдження та частоти посух, суховіїв, пилових бур та ін.

Таким чином, зміна клімату України, що вже відбулася та може відбутися найближчим часом передбачає прийняття певних заходів по боротьбі з деградацією земель та пом'якшення впливу посух. Розробці стратегій для систем раннього попередження з метою зменшення збитків приділяється значна увага сторін Конвенції в боротьбі з опустелюванням. Навіть невелике зниження кількості опадів здатне призвести до значного посилення посушливих явищ та падіння урожайності ряду культур, у тому числі зернових.

Експертами ВМО відмічено, що в останні 30 років у багатьох частинах земної кулі спостерігається ряд катастрофічних екстремальних явищ – паводки, тропічні циклони, смерчі, бурани, посухи, суховії. Не обійшли ці явища й Україну. За розмірами економічних збитків для нашої країни перше місце займають екстремальні посухи.

Імовірність деяких несприятливих агрокліматичних явищ, до яких відносяться суховії, ґрунтові та атмосферні посухи різної інтенсивності, перезволоження, заморозки, високі літні та низькі зимові температури повітря без снігу, вимерзання, випирання і видування озимих в Україні є досить високою. Хоч їх розповсюдження по регіонах України різне, не має сумніву, що вони істотно знижують сільськогосподарський потенціал клімату.

В останнє десятиріччя згідно оцінкам українських спеціалістів зростає кількість та інтенсивність стихійних явищ. За перебігом стихійних гідрометеорологічних явищ саме 1990 – 2001 рр. були вкрай неординарними – відмічалися рідкісні явища, які спостерігаються один раз на 50 або 100 років. У багатьох областях України вперше були зафіксовані стихійні

гідрометеорологічні явища (СГЯ) такої сили, якої раніше не відмічалось, а окремі СГЯ виникали і досягали критеріїв стихійних у нехарактерні для них пори року.

У порівнянні з попередніми періодами повторюваність майже всіх стихійних гідрометеорологічних явищ збільшилась у 1,5–2 рази. Найнебезпечніші місяці року щодо СГЯ – червень і липень (близько третини усіх випадків), але особливістю даного періоду було й те, що і решта місяців виявилися неспокійними. У серпні, вересні та з листопада по березень спостерігалось 3–4 СГЯ щомісяця. Найменша кількість випадків СГЯ відмічено у квітні та жовтні.

Збільшилась порівняно з попереднім періодом кількість шквалів СГЯ. Відмічено зміщення їхнього максимуму з липня на червень. Це означає, що вже у червні складаються найсприятливіші умови для їх виникнення. Одночасно відмічалось виникнення шквалів у нехарактерні для них пори року (січень, лютий, листопад) у північних, західних і центральних областях України.

Збільшилась кількість випадків з градом у 1,4 рази та випадіння його у нехарактерні пори року (наприклад у Київській області 4 жовтня 1994 року).

Майже не змінилась кількість випадків смерчу, проте вони відмічалися на території і тих областей, де їх раніше не фіксували – у Тернопільській, Житомирській та Хмельницькій областях. Крім того, надзвичайний смерч 1 березня 2004 року був зафіксований на Дніпропетровщині.

Взагалі в Україні найбільша кількість стихійних гідрометеорологічних явищ спостерігалась у Закарпатській, Львівській, Івано-Франківській, Тернопільській, Чернівецькій, Одеській областях та АР Крим. В період 1990–2001 рр. до них приєдналися Дніпропетровська, Херсонська та Запорізька області.

Відмічений раніше ріст несприятливих кліматичних явищ в Україні певним чином сприяв зниженню урожайності в несприятливі роки.

На фоні зміни середніх кліматичних умов, які призводять до коливань урожаю в межах 10–20 %, вплив екстремальних кліматичних умов може перевищити цю цифру в 2–3 рази і досягати 30–60 %.

2.4. Сценарії змін клімату в Україні

Оцінка наслідків зміни клімату базується на використанні сценаріїв змін кліматичних параметрів при зростанні вмісту CO₂ та інших парникових газів у атмосфері. Слід зазначити, що загальне підсилення парникового ефекту є результатом впливу різних парникових газів. З метою спрощення побудови кліматичних сценаріїв, згаданий сумарний вплив виражається як концентрація двоокису вуглецю, яка може викликати цей вплив, і має назву «еквівалентної концентрації двоокису вуглецю».

Далі під терміном «концентрація двоокису вуглецю» мається на увазі саме «еквівалентна концентрація».

Кліматичні сценарії можуть бути побудовані за допомогою:

- фізико-математичного моделювання реакції кліматичної системи на зміну вмісту парникових газів в атмосфері;
- використання палеологічних даних як аналогів клімату майбутнього;
- використання даних щодо динаміки змін середньорічної температури за період інструментальних спостережень.

Жоден з зазначених підходів поки що не дозволяє розробити надійні прогнози майбутніх змін клімату. За висновками Міжурядової Групи експертів зі зміни клімату, чисельні моделі загальної циркуляції атмосфери та океану (МЗЦ), є на даний час найбільш досконалим інструментом для побудови сценаріїв зміни клімату.

Ці моделі дозволяють отримати оцінки кліматичних параметрів для упорядкованої сітки точок по усій земній кулі. Проте, моделі загальної циркуляції атмосфери не спроможні реалістично відтворювати процес зміни клімату на регіональному рівні. В зв'язку з цим, проведення оцінки наслідків зміни клімату має базуватися на використанні декількох сценаріїв зміни клімату.

З метою розробки зазначених сценаріїв для території України були використані дані розрахунків [18] за такими моделями:

GISS – модель Інституту Годдарда з космічних досліджень, чутливість до подвоєння CO_2 – 4,2 °C;

GFDL – модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США, чутливість до подвоєння CO_2 – 4,0 °C;

CCSM – модель Канадського кліматичного центру, чутливість до подвоєння CO_2 – 3,5 °C;

UKMO – модель Метеорологічного бюро Об'єднаного Королівства, чутливість до подвоєння CO_2 – 3,5 °C.

Дані розрахунків відносяться до так званого стану рівноваги, тобто є оцінками зміни клімату, яка внаслідок «раптового» подвоєння концентрації CO_2 в атмосфері буде мати місце після завершення періоду термічної релаксації земної кліматичної системи. Більш реалістичним можна вважати моделювання у перехідному стані (а саме в умовах, коли концентрація CO_2 підвищується поступово, зокрема на 1 % на рік). У цьому випадку можна прослідкувати інерцію кліматичної системи, тобто природне відставання її реакції від зміни концентрацій парникових газів в атмосфері. Зважаючи на це, було зроблено спробу використати дані розрахунків по моделі *GFDL* для перехідного (нестационарного) стану.

2.4.1. Порівняння результатів розрахунків за моделями загальної циркуляції атмосфери з даними про реальний клімат

Для визначення МЗЦ, яка найбільш правдоподібно відтворює сучасний клімат на території України, було проведено порівняння даних метеорологічних спостережень з результатами розрахунків для умов сучасного клімату, які припускають незмінні концентрації парникових газів ($1 \times \text{CO}_2$). Враховуючи, що найкраще просторове розрішення для МЗЦ складає 250 км по широті, а також зважаючи на спрощену топографію, яка не враховує важливі регіональні особливості, модельні розрахунки кліматичних показників (температури повітря і кількості атмосферних опадів) порівнювались з:

- глобальними кліматичними даними для вузлів регулярної сітки CLIM.DATA – для більшої частини території Європи;

- даними метеорологічних спостережень на 65 метеорологічних станціях, розташованих на території України.

Результати порівняння модельних розрахунків із даними спостережень, осередненими для Європи, наведені на рис. 2.4 і 2.5.

Для Європи в цілому моделі *GISS* та *CCCM* описують річний розподіл реальної температури краще за моделі *GFDL* та *UKMO*, але *GISS* істотно занижує температуру у весняні та літні місяці. Модель *UKMO* суттєво занижує температуру протягом усього року, а модель *GFDL* – взимку, навесні та восени.

Жодна з моделей, що розглядалися, не дає задовільного опису річного розподілу опадів, зокрема літнього максимуму. Найкраще описує зимові опади модель *CCCM*, моделі *GISS* та *UKMO* завищують кількість опадів, а *GFDL* – суттєво їх занижує. Для весняного періоду опади трохи краще описуються моделями *CCCM* та *GFDL*, а для літа та осені – моделлю *GISS*. Для періоду червень – листопад характерно заниження опадів усіма моделями.

Порівняння модельних розрахунків з осередненими для України середніми багаторічними кліматичними характеристиками (рис. 2.6 і 2.7) свідчить про те, що модель *GISS* дає найкращий опис річного розподілу температури повітря, але має місце заниження температури практично протягом усього року. Модель *CCCM* істотно завищує літні температури. Модель *GFDL* завищує температуру в період з червня по вересень і занижує зимові температури. Модель *UKMO* занижує температуру в усі сезони. Жодна з моделей не відображає реального розподілу опадів. Взимку та навесні модель *GFDL* дає трохи кращі розрахунки кількості опадів, моделі *UKMO*, *GISS*, *CCCM* суттєво завищують опади. Модель *UKMO* трохи краще описує літні опади, а модель *CCCM* – осінні.

Таким чином, результати проведеного аналізу свідчать про неможливість відібрати модель загальної циркуляції атмосфери і океану,

яка адекватно відтворює сучасний клімат України. Виходячи з цього, можна зробити висновок про доцільність використання цілої низки побудованих на основі МЗЦ сценаріїв.

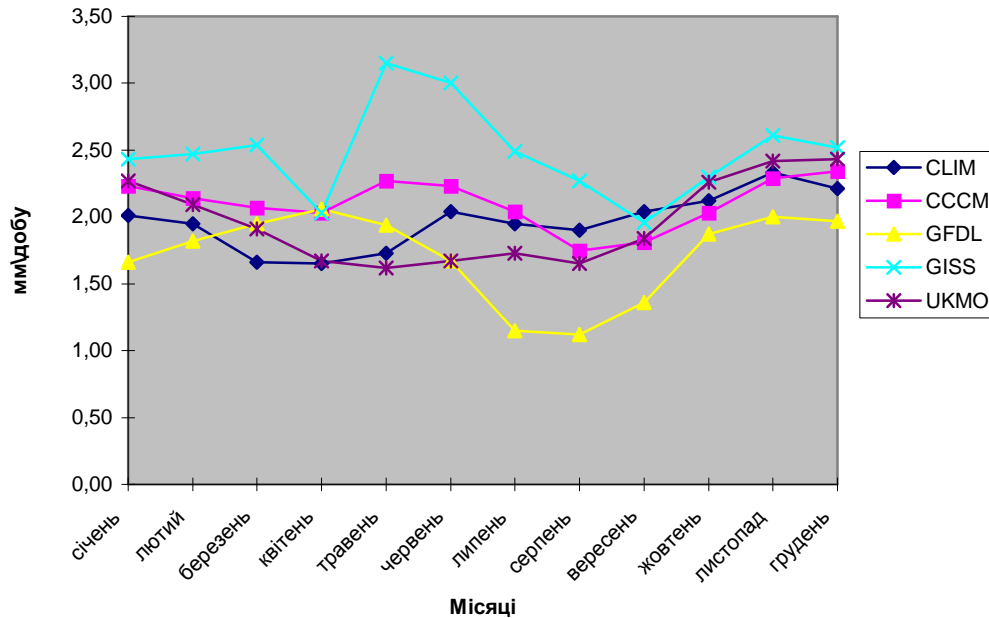


Рис. 2.4. Порівняння результатів розрахунків по МЗЦ (1×CO₂) з даними метеорологічних спостережень, осереднених для Європи. Оподи.

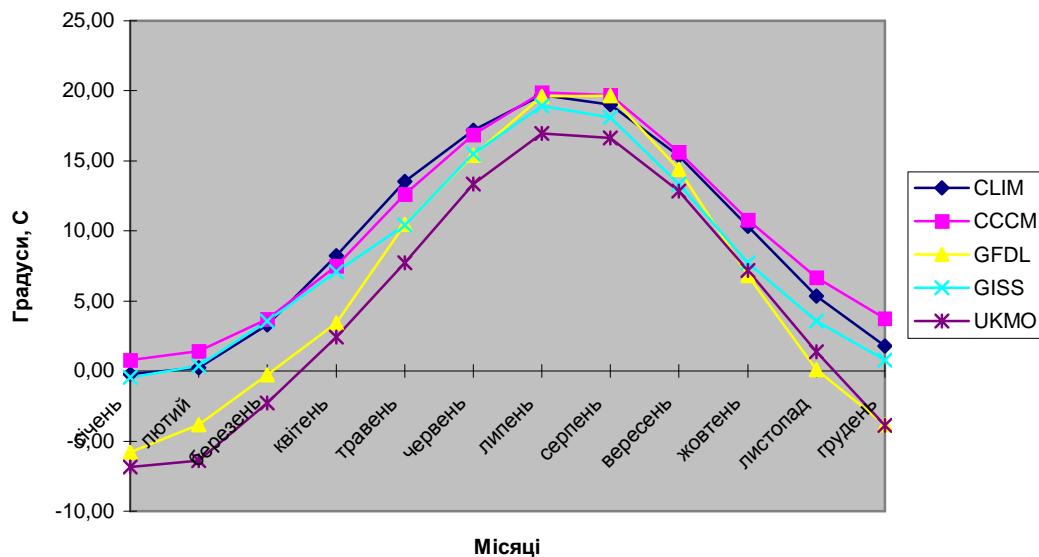


Рис. 2.5. Порівняння результатів розрахунків по МЗЦ (1×CO₂) з даними метеорологічних спостережень, осереднених для Європи. Температура.

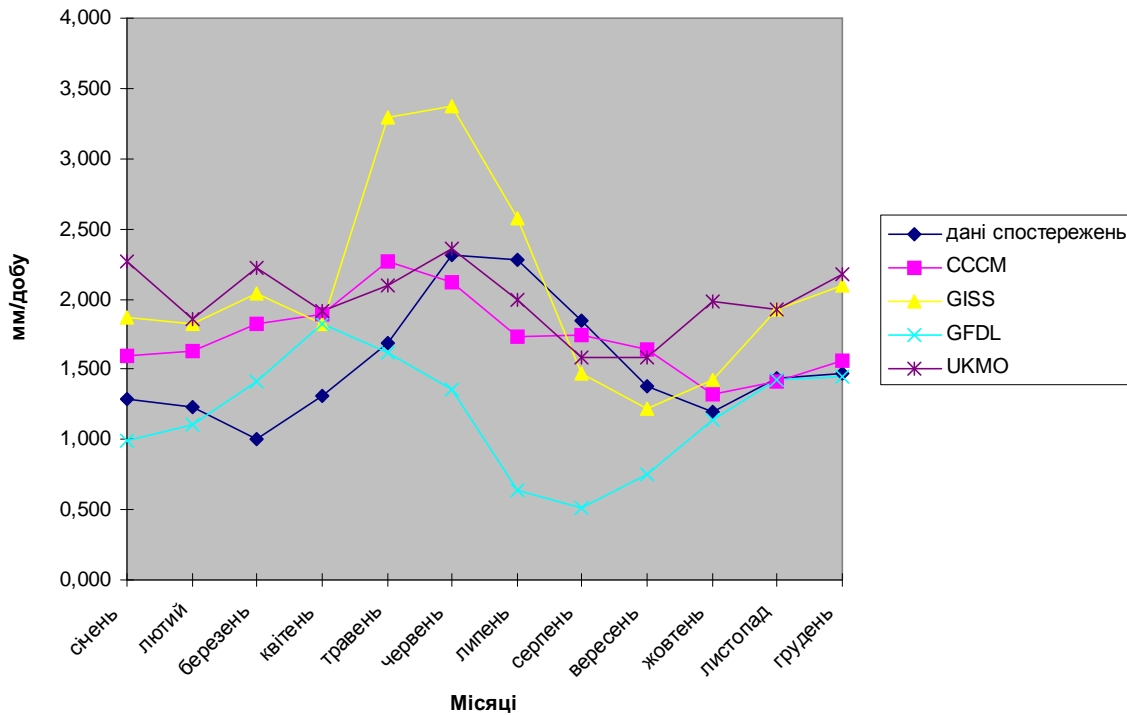


Рис. 2.6. Порівняння результатів розрахунків по МЗЦ ($1 \times \text{CO}_2$) з даними метеорологічних спостережень, осереднених для України. Опади.

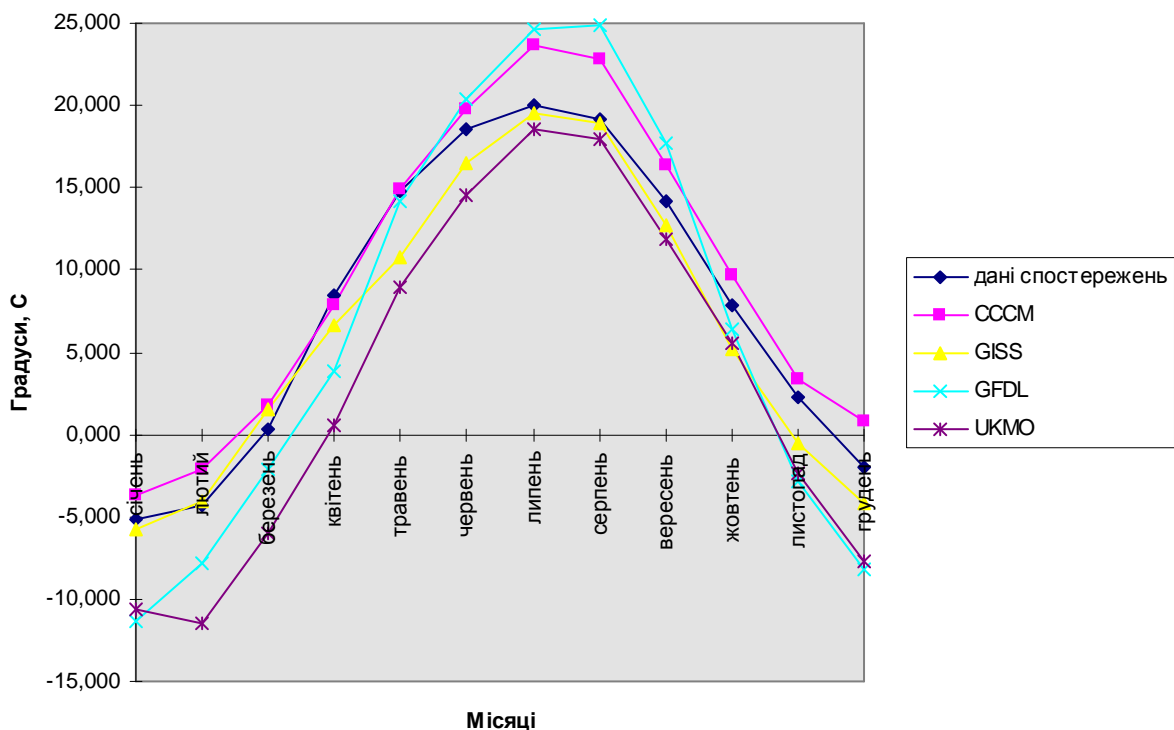


Рис. 2.7. Порівняння результатів розрахунків по МЗЦ ($1 \times \text{CO}_2$) з даними метеорологічних спостережень, осереднених для України. Температура.

2.4.2. Побудова регіональних кліматичних сценаріїв

Зміна клімату у стані рівноваги. Виходячи з того, що жодна з МЗЦ не відображає особливостей регіонального клімату, для побудови регіональних сценаріїв зміни клімату з використанням результатів модельних розрахунків вже розроблено декількох підходів:

- методика множинної лінійної регресії для розрахунків даних підсіткового масштабу;
- використання сезонного циклу для визначення масштабу регіональних змін клімату;
- статистичний підхід із використанням емпіричних ортогональних функцій для отримання інформації про регіональний клімат;
- інтерполяції даних модельних розрахунків, які були отримані для регулярної сітки, в базисні точки, тобто місця розташування метеорологічних станцій;
- визначенні різниці між розрахунковими величинами температури повітря для умов $2 \times \text{CO}_2$ та для умов $1 \times \text{CO}_2$ для кожної базисної точки з наступним додаванням цієї різниці до величини температури, яка була отримана на основі даних спостережень;
- визначенні відношення розрахункової кількості атмосферних опадів для умов $2 \times \text{CO}_2$ до розрахункової кількості опадів для умов $1 \times \text{CO}_2$ з наступним множенням цього відношення на величину кількості опадів, яка була отримана на основі даних спостережень

Останній з наведених методичних підходів було використано для побудови сценаріїв зміни клімату в Україні.

В табл. 2.5 – 2.8 наведено отримані на основі розрахунків по МЗЦ зміни кліматичних показників, а саме різниці між величинами температури повітря ($T_{2 \times \text{CO}_2} - T_{1 \times \text{CO}_2}$) та відношення кількості опадів ($R_{2 \times \text{CO}_2} / R_{1 \times \text{CO}_2}$) для умов $2 \times \text{CO}_2$ та $1 \times \text{CO}_2$, осереднених для України в цілому, а також для окремих природно-кліматичних зон (Степ, Лісостеп, Полісся).

Згідно з усіма сценаріями, які розглядалися, за умов подвоєння вмісту CO_2 в атмосфері температура повітря в Україні підвищиться в усі сезони року. За сценаріями, що були побудовані на основі моделей *CCSM* та *GISS* температура повітря зросте найбільш суттєво взимку, а за сценаріями на основі моделей *GFDL* та *UKMO* – навесні. Слід зазначити, що тільки за сценарієм на основі моделі *UKMO* потепління в Україні буде підсилюватися в напрямку з півдня на північ і буде найбільш значним в зоні Полісся протягом зимового та весняного сезонів.

Таблиця 2.5. Розрахункові зміни величин температури повітря та атмосферних опадів, отриманих на основі моделі *СССМ*

Показник	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень	Середнє за рік
В середньому по Україні													
Температура (різниця)	6,52	6,04	6,62	4,35	3,43	3,46	3,78	3,29	3,40	2,85	3,45	3,30	4,21
Опади (відношення)	1,13	1,10	1,09	1,03	0,98	0,93	0,89	0,80	0,88	1,18	1,17	1,27	1,05
Полісся													
Температура (різниця)	6,93	6,96	7,88	4,86	3,08	3,10	3,25	2,80	3,28	2,82	3,28	2,55	4,22
Опади (відношення)	1,20	1,23	1,21	1,11	0,99	0,99	1,03	0,94	0,95	1,17	1,18	1,25	1,08
Лісостеп													
Температура (різниця)	6,32	5,84	6,70	4,13	3,18	3,24	3,57	3,08	3,28	2,72	3,29	2,87	4,01
Опади (відношення)	1,21	1,14	1,11	1,06	1,01	0,98	1,02	0,85	0,91	1,21	1,17	1,25	1,06
Степ													
Температура (різниця)	6,27	5,51	5,53	4,16	3,82	3,81	4,19	3,71	3,49	2,92	3,61	4,16	4,26
Опади (відношення)	0,97	0,98	1,00	0,95	0,92	0,86	0,67	0,66	0,82	1,16	1,16	1,31	0,98

Таблиця 2.6. Розрахункові зміни величин температури повітря та атмосферних опадів, отриманих на основі моделі *GISS*

Показник	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень	Середнє за рік
В середньому по Україні													
Температура (різниця)	6,27	6,82	4,14	5,08	3,82	1,97	1,78	1,50	4,21	3,06	5,96	4,81	4,12
Опади (відношення)	1,20	1,28	1,29	1,19	1,17	1,07	1,07	1,53	0,97	1,32	1,20	1,07	1,18
Полісся													
Температура (різниця)	6,45	7,11	3,86	5,29	3,51	1,69	1,58	0,83	4,11	2,83	5,90	5,09	3,99
Опади (відношення)	1,15	1,33	1,36	1,20	1,20	1,05	1,07	1,60	0,95	1,30	1,40	1,03	1,20
Лісостеп													
Температура (різниця)	6,02	6,65	3,88	5,09	3,56	1,83	1,69	1,27	4,09	2,84	5,70	4,70	3,92
Опади (відношення)	1,17	1,26	1,32	1,19	1,18	1,06	1,07	1,52	0,91	1,32	1,30	1,05	1,18
Степ													
Температура (різниця)	6,24	6,59	4,45	4,72	4,17	2,23	1,94	2,12	4,24	3,34	6,07	4,59	4,21
Опади (відношення)	1,24	1,24	1,22	1,18	1,14	1,09	1,08	1,39	0,96	1,32	0,95	1,10	1,15

Таблиця 2.7. Розрахункові зміни величин температури повітря та атмосферних опадів, отриманих на основі моделі *GFDL*

Показник	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень	Середнє за рік
В середньому по Україні													
Температура (різниця)	1,99	4,66	5,00	5,59	3,92	4,20	4,81	4,89	3,12	3,54	5,82	5,24	4,40
Опади (відношення)	1,09	1,38	1,20	1,01	1,05	1,08	1,24	1,12	1,55	1,10	1,21	1,04	1,14
Полісся													
Температура (різниця)	2,17	4,54	4,69	5,83	4,03	4,12	4,62	4,84	2,64	3,56	6,37	5,37	4,39
Опади (відношення)	0,98	1,34	1,15	1,01	1,14	1,01	1,26	1,22	1,63	1,20	1,38	1,04	1,17
Лісостеп													
Температура (різниця)	1,78	4,61	4,65	5,47	3,73	4,08	4,78	4,80	2,79	3,47	5,82	5,14	4,25
Опади (відношення)	1,03	1,41	1,18	1,02	1,02	0,98	1,12	1,26	1,47	1,10	1,29	1,07	1,13
Степ													
Температура (різниця)	2,09	4,59	5,41	5,37	3,95	4,21	4,77	4,83	3,68	3,47	5,25	5,06	4,38
Опади (відношення)	1,22	1,38	1,28	1,02	0,99	1,14	1,21	1,02	1,55	1,06	1,01	1,02	1,13

Таблиця 2.8. Розрахункові зміни величин температури повітря та атмосферних опадів, отриманих на основі моделі *УКМО*

Показник	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень	Середнє за рік
В середньому по Україні													
Температура (різниця)	5,85	8,07	7,93	8,00	4,02	3,67	3,85	3,99	4,03	5,11	5,85	5,83	5,52
Опади (відношення)	1,05	1,33	1,01	1,04	1,10	1,00	1,15	1,29	1,02	0,88	1,36	1,15	1,09
Полісся													
Температура (різниця)	7,47	9,33	9,17	9,57	4,38	3,30	2,69	3,57	3,93	5,49	5,63	7,15	5,95
Опади (відношення)	1,10	1,55	1,08	1,17	1,08	1,07	1,24	0,91	1,00	1,03	1,33	1,29	1,14
Лісостеп													
Температура (різниця)	6,02	8,62	8,45	8,60	3,77	3,39	3,28	3,78	3,98	5,14	5,89	6,01	5,55
Опади (відношення)	1,05	1,38	0,99	1,15	1,10	1,00	1,15	0,94	1,02	0,93	1,37	1,16	1,09
Степ													
Температура (різниця)	4,47	6,30	6,21	5,98	3,97	4,08	5,09	4,33	3,98	4,62	5,68	4,58	4,93
Опади (відношення)	1,00	1,12	0,99	0,83	1,12	0,95	0,97	1,87	1,03	0,72	1,35	1,06	1,04

При подвоєнні вмісту CO₂ в атмосфері кількість атмосферних опадів в середньому по Україні буде збільшуватися згідно з усіма сценаріями.

В окремі сезони це збільшення може перевищувати 20 %. За винятком періоду з травня по вересень, розрахованому за сценарієм *СССМ*, відповідно до якого можливе зменшення кількості опадів в середньому на 10 %.

Зміна клімату в перехідному стані. Враховуючи, що моделювання реакції кліматичної системи на поступове зростання вмісту парникових газів має більш реалістичний характер, було визнано доцільним побудувати сценарії зміни температури повітря і кількості атмосферних опадів в Україні на основі результатів розрахунків по нестационарній моделі *GFDL*.

Процедура побудови сценарію для перехідного стану дещо відрізнялась від процедури побудови сценарію для стану рівноваги і включала такі кроки:

- формування базисних кліматичних даних на період 1991 – 2070 рр.;
- вибірку результатів розрахунків по МЗЦ для точок регулярної сітки, які попадають на територію України та суміжні території;
- інтерполяцію даних МЗЦ у базисні точки (місця розташування метеорологічних станцій);
- комбінування отриманих даних з даними про базисний клімат.

Дані про базисний клімат за 1991 – 2075 рр. формувались шляхом послідовних повторень даних за період 1951 – 1980 рр.

Зважаючи на те, що вихідні дані моделі *GFDL* для перехідного стану були в наявності тільки для середин першого, четвертого, сьомого та десятого десятиріччя від початку розрахунків, тобто для 1976, 2006, 2035, 2065 років, щорічна інформація за період 1975 – 2070 рр. одержана шляхом лінійної інтерполяції.

Інтерполяція даних розрахунків по моделі у базисні точки, визначення різниці (для температури) і відношення (для опадів) результатів модельних розрахунків для умов $2 \times \text{CO}_2$ та умов $1 \times \text{CO}_2$, комбінування цих різниць/відношень із базисним кліматом виконувались так само, як при побудові сценаріїв зміни клімату у стані рівноваги.

В табл. 2.9 – 2.12 наведені результати отримані на основі розрахунків по моделі *GFDL* для перехідного стану зміни кліматичних показників, осереднених для України в цілому, а також для окремих природно-кліматичних зон.

Таблиця 2.9. Розрахункові зміни величин температури повітря та атмосферних опадів, отримані на основі нестационарної моделі *GFDL* (в середньому по Україні)

Період	Показник	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень	Середнє за рік
Четверте десятиріччя (2000-2010)	Температура (різниця)	1,17	1,80	3,41	1,45	- 0,02	0,37	- 0,60	0,39	2,12	1,91	1,78	1,23	1,17
	Опади (відношення)	0,85	1,18	1,06	1,08	1,17	1,30	1,44	1,09	1,03	0,76	1,19	0,97	1,06
Сьоме десятиріччя (2030-2040)	Температура (різниця)	3,79	2,16	3,71	1,99	1,12	1,87	0,63	2,25	2,42	2,56	1,68	2,53	2,22
	Опади (відношення)	0,95	1,15	1,25	0,89	1,20	1,27	1,48	0,96	0,80	0,95	1,20	0,93	1,07
Десяте десятиріччя (2070-2080)	Температура (різниця)	6,05	3,09	4,46	3,32	2,65	3,21	3,88	4,72	3,74	4,26	3,93	5,06	4,03
	Опади (відношення)	1,02	1,40	1,29	1,25	1,30	1,34	1,10	0,97	1,07	0,87	1,24	1,05	1,15

Таблиця 2.10. Розрахункові зміни величин температури повітря та атмосферних опадів, отримані на основі нестационарної моделі *GFDL*. Полісся

Період	Показник	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень	Середнє за рік
Четверте десятиріччя (2000-2010)	Температура (різниця)	2,65	4,04	8,58	3,45	-0,43	-0,49	-2,54	0,54	4,76	4,85	1,07	3,49	1,07
	Опади (відношення)	0,85	1,36	1,06	1,08	1,37	1,40	1,43	1,01	0,92	0,82	1,22	0,92	1,10
Сьоме десятиріччя (2030-2040)	Температура (різниця)	8,50	5,27	8,80	5,49	2,36	4,09	1,25	5,06	5,86	5,91	3,89	6,97	2,30
	Опади (відношення)	0,88	1,39	1,20	0,98	1,34	1,32	1,49	0,90	0,69	1,01	1,24	0,83	1,09
Десяте десятиріччя (2070-2080)	Температура (різниця)	14,87	7,24	10,48	7,61	5,36	5,84	8,22	10,81	8,37	9,62	9,53	12,81	4,00
	Опади (відношення)	1,03	1,70	1,25	1,38	1,48	1,47	1,15	0,83	1,03	0,91	1,23	0,98	1,19

Таблиця 2.11. Розрахункові зміни величин температури повітря та атмосферних опадів, отримані на основі нестационарної моделі *GFDL*. Лісостеп

Період	Показник	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень	Середнє за рік
Четверте десятиріччя (2000-2010)	Температура (різниця)	2,68	3,68	8,70	3,34	-0,43	0,63	-2,04	1,23	5,57	4,47	1,32	3,30	1,09
	Опади (відношення)	0,88	1,24	1,07	1,12	1,15	1,29	1,54	1,01	0,96	0,74	1,21	0,97	1,07
Сьоме десятиріччя (2030-2040)	Температура (різниця)	8,98	4,93	8,84	5,08	2,40	4,76	1,60	5,82	6,46	5,85	3,85	6,53	2,16
	Опади (відношення)	1,01	1,21	1,26	0,89	1,21	1,28	1,46	0,95	0,71	0,93	1,19	0,93	1,07
Десяте десятиріччя (2070-2080)	Температура (різниця)	15,02	7,35	10,85	7,73	5,85	7,55	9,43	11,97	9,14	9,70	9,39	12,27	3,88
	Опади (відношення)	1,08	1,51	1,23	1,26	1,31	1,31	1,13	0,90	0,99	0,83	1,24	1,00	1,15

Таблиця 2.12. Розрахункові зміни величин температури повітря та атмосферних опадів, отримані на основі нестационарної моделі *GFDL*. Степ

Період	Показник	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень	Середнє за рік
Четверте десятиріччя (2000-2010)	Температура (різниця)	3,24	5,55	7,97	3,87	0,68	2,67	0,17	1,16	5,49	4,79	3,36	2,36	1,27
	Опади (відношення)	0,83	1,00	1,08	1,05	1,01	1,15	1,31	1,51	1,54	0,73	1,13	1,07	1,03
Сьоме десятиріччя (2030-2040)	Температура (різниця)	10,51	5,85	9,97	4,11	3,53	5,10	1,93	5,92	5,82	7,21	4,74	5,31	2,18
	Опади (відношення)	0,97	0,92	1,31	0,84	1,06	1,21	1,41	1,24	1,35	0,92	1,16	1,06	1,06
Десяте десятиріччя (2070-2080)	Температура (різниця)	14,79	8,37	11,88	9,24	8,42	10,63	11,29	12,33	10,31	12,30	10,14	12,44	4,11
	Опади (відношення)	0,94	1,07	1,39	1,13	1,13	1,18	0,94	1,50	1,40	0,87	1,25	1,20	1,13

3. ОЦІНКА ВПЛИВУ ЗМІН КЛІМАТУ НА ЗМІНИ АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ ТА ПРОДУКТИВНІСТЬ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКИХ КУЛЬТУР ОКРЕМОГО РЕГІОНУ (на прикладі Луганського регіону)

3.1. Матеріали та методика дослідження

Тенденції зміни агрокліматичних ресурсів та агрокліматичних умов формування продуктивності сільськогосподарських культур та природної рослинності розглядались за різні проміжки часу. Для оцінки змін агрокліматичних ресурсів при можливих змінах клімату було використано сценарій зміни клімату в Україні – сценарій А1В, регіональна кліматична модель MPI-M-REMO, глобальна модель – ECHAM5-r3 [20] як найбільш вірогідний на період до 2050 року.

Аналіз тенденції зміни клімату виконано шляхом порівняння даних за кліматичним сценарієм та середніх багаторічних характеристик кліматичних та агрокліматичних показників за три періоди: 1970 – 2010 рр. (базовий період), 2011 – 2030 рр. (I-й сценарний період), 2031 – 2050 рр. (II-й сценарний період).

Таким чином, в порівнянні були розглянуті три часових періоди. За базовий період для оцінки зміни агрокліматичних ресурсів, умов росту, розвитку та формування продуктивності зернових сільськогосподарських культур на період до 2050 року були прийняті кліматичні та агрокліматичні показники за 1970 – 2010 роки.

Зміна агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці, ярого ячменю, кукурудзи призвела до зміни показників фотосинтетичної продуктивності посівів і як наслідок урожаю зерна.

Для сільськогосподарських культур на фоні зміни кліматичних умов за I-й та II-й періоди нами розглядались такі варіанти:

- кліматичні умови періоду;
- кліматичні умови періоду + збільшення CO₂ в атмосфері (для I-го періоду з 380 до 470 ppm, для II-го періоду з 380 до 520 ppm);
- кліматичні умови періоду + збільшення CO₂ + внесення добрив в дозах N₇₅ (озима пшениця), N₆₀ (ярий ячмінь), N₄₀ (кукурудза);
- кліматичні умови періоду + збільшення CO₂ + внесення добрив в дозах N₁₂₅ (озима пшениця), N₁₂₀ (ярий ячмінь), N₈₀ (кукурудза).

Слід зазначити, що вплив зміни клімату на формування продуктивності озимої пшениці, ярого ячменю, кукурудзи розглядався за умов сучасної агротехніки та сучасних сортів і гібридів сільськогосподарських культур. Як індикатори природної рослинності розглядалися типові для цього регіону типчаково-ковилова асоціація та дубово-ясенева асоціація (дуб черешковий). Для цих індикаторів

розглядалися зміни агрокліматичних умов росту та формування первинної продуктивності в порівнянні з базовим періодом 1970 – 2010 рр. та за періоди 2011 – 2030 рр. і 2031 – 2050 рр.

Було розглянуто три варіанти для I-го і II-го періодів:

- кліматичні умови періоду;
- кліматичні умови + збільшення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm;
- кліматичні умови + збільшення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 520 ppm;

Як теоретична основа для виконання розрахунків та порівняння результатів були використані розроблені автором моделі продукційного процесу рослин:

- для сільськогосподарських культур: модель формування продуктивності агроєкосистеми [12, 13];
- для лугової рослинності (типчакково-ковилової асоціації): модель формування продуктивності пустельних пасовищ [14];
- для лісової рослинності (дуба черешкового): модель фотосинтезу зеленого листка [12].

Ідентифікація моделі формування урожайності сільськогосподарських культур виконана на основі матеріалів агрометеорологічних спостережень метеорологічних станцій Луганської області та матеріалів середньообласної урожайності сільськогосподарських культур.

Для ідентифікації параметрів моделі продуктивності типчакково-ковилової асоціації використані, отримані в близьких кліматичних умовах і опубліковані в [8], дані про динаміку розвитку типчакково-ковилового заповідного степу Асканія-Нова в зв'язку з погодними умовами.

Стосовно ідентифікації моделі первинної продуктивності листка дуба черешкового, то вона виконана на матеріалах спостережень за фотосинтезом та транспірацією дуба черешкового в умовах Деркульської лісової дослідної станції Луганської області, які опубліковані в [4].

3.2. Узагальнена оцінка зміни агрокліматичних ресурсів регіону в зв'язку зі змінами клімату

3.2.1. Теплозабезпеченість вегетаційного періоду

Основними кліматичними та агрокліматичними характеристиками температурного режиму вегетаційного періоду були:

- дати стійкого переходу температури повітря через 0, 5, 10, 15 °C навесні та восени;
- тривалість періоду з температурами повітря вище 0, 5, 10, 15 °C;
- суми позитивних температур повітря за період з температурами

- вище 0, 5, 10, 15 °С;
- середня температура повітря січня, липня та їх амплітуда;
- дати останнього навесні та першого восени заморозку на висоті 2 м та на поверхні ґрунту;
- тривалість беззаморозкового періоду в повітрі на висоті 2 м та на поверхні ґрунту.

За початок весни, зазвичай, приймається дата стійкого переходу температури повітря через 0 °С. Аналіз цих дат показав, що і в I-у (2011 – 2030 рр.) і в II-у (2031 – 2050 рр.) періодах очікується більш ранній перехід температури повітря через 0 °С, раніше базового періоду (1970 – 2010 рр.) на 7 – 15 днів (табл. 3.1).

Восени перехід температури через 0 °С буде відбуватися пізніше на 13–18 днів (9 – 14 грудня). За рахунок таких зміщень дат відбудеться суттєве збільшення тривалості періоду з позитивними температурами: в I-й період на 21 день, а в II-й період на 34 дні. Тривалість періоду з позитивними температурами досягатиме 280 і 293 дні відповідно.

Початок вегетації (перехід температури через 5 °С) відбуватиметься в I-й період пізніше базового періоду на 3 дні, а в II-й період раніше на 9 днів. Це призведе до того, що в I-й період тривалість вегетаційного періоду вегетації зміниться мало на 8 днів, а в II-й період збільшиться на 27 днів і становитиме 239 днів.

Початок активної вегетації сільськогосподарських культур, тобто стійкий перехід температури повітря через 10 °С, майже не зміниться для I-го періоду і наступатиме майже в ті ж самі терміни, що і в базовий період, тобто 14 квітня. У II-й період стійкий перехід температури повітря через 10 °С наступатиме раніше на 5 днів (11 квітня). Восени закінчення активної вегетації (перехід через 10 °С) буде відбуватися на 17 – 20 днів пізніше (19 – 22 жовтня). В зв'язку з цим очікується збільшення вегетаційного періоду до 188–194 днів порівняно з базовим (169 днів).

Терміни переходу температури повітря через 15 °С весною і в I-й і II-й періоди зміняться незначно, а восени в I-й період цей перехід очікується на 9 днів пізніше базового, що відповідно призведе до збільшення цього періоду до 136 днів. Для II-го періоду очікується більш пізній перехід температури через 15 °С восени (28 вересня проти базового терміну – 14 вересня), що відповідно збільшить тривалість періоду з цими температурами до 140 днів.

Основними показниками забезпеченості рослин теплом є суми температур за різні періоди вегетації (табл. 3.2). За сумами температур вище 0 °С можна оцінювати характер весни, вище 5 °С – теплові ресурси вегетаційного періоду холодостійких культур, вище 10 °С – забезпеченість теплом активної вегетації теплолюбних культур, вище 15 °С – дуже теплолюбних культур.

Таблиця 3.1. Дати стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0, 5, 10, 15 °С та тривалість періодів з цими температурами

Період	Дати переходу температури повітря через межі								Кількість днів з температурою повітря рівною і вище			
	Навесні				Восени							
	0 °С	5 °С	10 °С	15 °С	15 °С	10 °С	5 °С	0 °С	0 °С	5 °С	10 °С	15 °С
1970-2010	11.III	28.III	16.IV	10.V	14.IX	2.X	26.X	26.XI	259	212	169	127
2011-2030	4.III	31.III	14.IV	10.V	23.IX	19.X	6.XI	9.XII	280	220	188	136
Різниця	-7	+3	-2	0	+9	+17	+10	+13	+21	+8	+19	+9
2031-2050	24.II	19.III	11.IV	11.V	28.IX	22.X	13.XI	14.XII	293	239	194	140
Різниця	-15	-9	-5	+1	+14	+20	+17	+18	+34	+27	+25	+13

Таблиця 3.2. Комплексні характеристики температурного режиму

Період	Сума активних температур вище				Температура повітря, °С			Дата останнього заморозку весною		Дата першого заморозку восени		Тривалість без-заморозкового періоду	
	0 °С	5 °С	10 °С	15 °С	січень	липень	амплітуда	на ви-	На	на	на	у повітрі	на поверхні і ґрунту
								соті 2м	поверхні ґрунту	висоті 2 м	поверхні ґрунту		
1970-2010	3546	3441	3113	2612	-4,6	22,1	26,7	28.IV	9.V	5.X	29.IX	159	143
2011-2030	3766	3618	3382	2635	-3,9	22,0	25,9	18.IV	7.V	16.X	5.X	181	151
Різниця	+220	+177	+269	+23	+0,7	-0,1	-0,8	-10	-2	+11	+6	+22	+8
2031-2050	3966	3816	3494	2872	-1,4	23,0	22,4	10.IV	4.V	17.X	8.X	190	157
Різниця	+320	+375	+381	+260	+3,2	+0,9	-4,3	-18	-5	+12	+9	+31	+14

Сума температур за відповідні періоди залежить від тривалості відповідного періоду і термічного режиму в ці періоди. Так, і в I-у і II-у періодах очікуються збільшення сум температур за відповідні періоди, але особливо значним це збільшення буде для II-го періоду.

Так, суми для I-го періоду суми температур вище 5 °С збільшаться на 177 °С, значно більшим буде зростання сум температур вище 10 °С. Для II-го періоду суми температур вище 5 і 10 °С зростуть на 375...80 °С, що відкриває можливості для вирощування більш урожайних теплолюбних культур та пізньостиглих сортів і гібридів кукурудзи. Також у II-й період значно зросте сума температур вище 15 °С.

За кліматичним сценарієм в I-й період середня температура січня підвищиться на 0,7 °С, а середня температура липня майже не зміниться. В II-й період відбудеться суттєве підвищення температури січня (на 3,2 °С) і значно менше підвищиться температура липня (0,9 °С). Зменшення річної амплітуди у II періоді до 22,4 °С (від 26,7 °С у базовий період) значно зменшить континентальність клімату.

Потепління клімату змінить режим настання весняних та осінніх заморозків. Дата останнього заморозку навесні на висоті 2 м буде спостерігатись на 10 днів (у I-й період) і на 18 днів (у II-й період) раніше в порівнянні з базовим. Меншим буде зміна термінів настання останнього заморозку на поверхні ґрунту. Вони будуть спостерігатись на 2 – 5 днів раніше. Відбудеться також зміщення дати першого заморозку восени., відповідно на 10 – 12 днів на висоті 2 м та на 6 – 9 днів на поверхні ґрунту.

Відповідно зі зміщенням дат настання останнього весняного та першого осіннього заморозків значно зміниться тривалість беззаморозкового періоду у повітрі на висоті 2 м для I-го періоду на 22 дні, для II-го періоду – на 31 день. Також на 8 – 14 днів збільшиться тривалість беззаморозкового періоду на поверхні ґрунту.

3.2.2. Вологозабезпеченість вегетаційного періоду

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 (табл. 3.3).

Для характеристики умов зволоження аналізувались такі ж періоди як і для теплозабезпеченості: базовий 1970 – 2010 рр. та розрахункові за кліматичним сценарієм 2011 – 2030 рр. та 2031 – 2050 рр.

При цьому розглядалися такі показники:

- сума опадів за періоди: зима, весна, літо, осінь, рік;
- сума опадів за періоди з температурами повітря вище 5 і 10 °С;

– сумарне випаровування, випаровуваність, дефіцит випаровування;
 – коефіцієнт зволоження – гідротермічний коефіцієнт Г.Т. Селянинова за період травень – серпень.

У відповідності до кліматичного сценарію у режимі опадів відбудуться суттєві зміни. Річна кількість опадів збільшиться в І-й період на 17 % (до 587 мм), а в II-й період – на 14 % (до 569 мм) порівняно з кількістю опадів базового періоду (500 мм). Але це збільшення нерівномірно розподілиться за порами року. Майже у 1,5 раз зросте кількість опадів у зимовий період. В І-й період на 46 %, у II-й – на 50 %. Дещо менше але також суттєво очікується збільшення опадів навесні: в І-й період на 12 %, а в II-й період на 30 %. Влітку в І-й період очікується незначне (до 3 %) збільшення опадів і зменшення кількості опадів на 9 % у II-й період. Восени кількість опадів у І-й період збільшиться на 14 %, а в II-й період трохи зменшиться (на 5 %).

Таблиця 3.3. Режим зволоження Луганського регіону

Період	Кількість опадів за періоди, мм						Сумарне випаровування, мм	Випаровуваність, мм	Дефіцит випаровування	
	з температурою повітря вище		зима	весна	літо	осінь				рік
	5 °С	10 °С								
1970 – 2010	320	276	110	110	166	114	500	572	927	355
2011 – 2030	342	300	161	123	172	131	587	602	928	326
Зміна,%	+7	+9	+46	+12	+3	+14	+17	+5	0	-8
2031 – 2050	346	294	166	142	152	109	569	612	955	343
Зміна,%	+8	+6	+50	+30	-9	-5	+14	+7	+3	-3

За рахунок такого часового перерозподілу опадів за період з температурою вище 5 °С кількість опадів для І-го та II-го періодів збільшиться до 342 – 346 мм порівняно з 320 мм в базовий період, тобто зросте на 7 – 8 %. В період активної вегетації (період з температурами повітря вище 10 °С) кількість опадів для І-го та II-го періодів також зросте до 294 – 300 мм порівняно з базовим періодом. Відбудеться деяке зростання сумарного випаровування за рік.

Випаровуваність майже не зміниться для І-го і II-го періодів. Збільшення сумарного випаровування становитиме 5 – 7 %, а за рахунок цього зменшиться річний дефіцит випаровування до 326 мм в І-й період і до 343 мм у II-й період порівняно з базовим 355 мм. Це зменшення становитиме відповідно для періодів 8 і 3 % від базового періоду.

Характеристику посушливості вегетаційного періоду, надає гідротермічний коефіцієнт Селянинова. Значення ГТК в І-й період у травні

дещо збільшиться (з 0,90 до 0,94), в червні збільшиться трохи більше (до 1,20), зменшиться суттєво в липні та серпні (до 0,74 – 0,75). За величиною ГТК липень та серпень місяці можна віднести до періодів з помірною посухою. Для II-го періоду характерним буде досить високий рівень ГТК у травні (1,25), деяке зменшення його у червні (1,15). Період липень – серпень зі значеннями ГТК 0,59–0,61 оцінюється як період з суворого посухою.

3.3. Оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур в зв'язку зі змінами клімату

3.3.1. Озима пшениця

Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці

Осіньна вегетація озимої пшениці буде відбуватися в дещо пізніші терміни (табл. 3.4). Так, посів буде проходити у третій декаді вересня, що порівняно з базовим пізніше на 11 днів у I-й період і на 13 днів у II-й період. Відповідно змістяться і терміни появи сходів. Припинення вегетації (при стійкому переході температури повітря через 3 °С) також буде відбуватися пізніше відповідно на 14 і 16 днів, відповідно 22 та 24 листопада.

При таких термінах сівби осіння вегетація озимої пшениці буде відбуватися в I-й період при дещо зниженому (на 0,4 °С) температурному режимі порівняно з базовим періодом, а в II-й період температура повітря буде знаходитись практично на рівні базового. Сума активних температур вище 3 °С за ці періоди буде складати 603 і 607 °С, що дозволить сформувати оптимальну куцистість (3 – 6 пагонів на одну рослину). Важливою особливістю початкового періоду вегетації озимої пшениці являється правильний вибір оптимальних строків сівби. Їх відхилення від оптимальних призводить до суттєвих недоборів урожаю зерна. Однією з таких причин є різна зимостійкість рослин, які не сформували оптимальну кількість пагонів куциння.

Слід вказати, що наведені в табл. 3.4 терміни сівби для I і II періодів – оптимальні, які обумовлюють умови оптимального розвитку озимої пшениці в осінній період.

Розрахунки показують, що при збереженні традиційних термінів сівби на рівні базових (9 вересня) і не врахуванні змін температурного режиму восени суми температур за період сівба – припинення вегетації становитимуть у I-й період 788 °С, а в II-й період – 840 °С, що призведе до формування перерослих посівів. Перерослі рослини озимої пшениці будуть мати висоту більше 25 см, більше 5–6 бокових пагонів, більшу довжину конусу наростання. Зимостійкість таких посівів озимої пшениці буде знижуватись внаслідок інтенсивного росту рослин восени і як наслідок

цього призведе до зниження урожаю на 15 – 20 %. Кількість опадів за період осінньої вегетації збільшиться і складатиме 75 – 90 мм (табл. 3.5).

У зимовий період сума від’ємних температур як характеристика ступеня суворості зими значно зменшиться порівняно з базовим періодом: до –241 °С в I-й період і до –88 °С у II-й період, що відповідно на 101 та 254 °С менше базового (–342 °С). Середня температура найбільш холодної декади підвищиться у I-й період на 0,9 °С, а у II-й період на 3,3 °С.

Мінімальна температура на глибині залягання вузла кушіння значно підвищиться: до –2,7 °С в I-й період і до –0,7 °С в II-й період.

Таблиця 3.4. Фази розвитку озимої пшениці

Період	Посів	Сходи	Припинення вегетації	Відновлення вегетації	Коло-сіння	Воскова стиглість	Тривалість вегетаційного періоду, дні	
							осінь	весна – літо
1970–2010	9.IX	21.IX	8.XI	23.III	27.V	2.VII	60	101
2011–2030	20.IX	3.X	22.XI	19.III	26.V	1.VII	63	104
Різниця	+11	+12	+14	–4	–1	–1	+3	+3
2031–2050	22.IX	4.X	24.XI	10.III	22.V	28.VI	60	110
Різниця	+13	+13	+16	–13	–5	–4	0	+9

Таблиця 3.5. Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці в осінньо-зимовий період

Період	Період посів – припинення вегетації				Період перезимівлі			
	сума температур від 9.IX, °С	Сума температур від дати посіву, °С	середня температура, °С	сума опадів, мм	Сума від’ємних температур, °С	середня температура найхолоднішої декади	мінім. тем-ра ґрунту на глибині вузла кушіння	сума опадів, мм
1970–2010	600	600	10,0	70	–342	–5,2	–3,9	166
2011–2030	788	603	9,6	90	–241,0	–4,3	–2,7	205
Різниця	+188	+3	–0,4	+29%	+101	+0,9	+1,2	+24%
2031–2050	840	607	10,1	75	–88,0	–1,9	–0,7	192
Різниця	+240	+7	+0,1	+7%	+254	+3,3	+3,2	+16%

При відсутності інших причин пошкодження, зимівля озимих культур буде проходити добре. Середній процент загибелі рослин озимої пшениці буде становити не більше 3 – 6 %. Кількість опадів за період перезимівлі в I-й період збільшиться на 24 %, у II-й період – на 16 %.

Початок відновлення вегетації озимої пшениці зміститься дещо на більш ранні строки (табл. 3.6). В весняно-літній період вегетації озима пшениця в міжфазний період відновлення вегетації – колосіння проходитиме на фоні понижених температур повітря (на 0,4...1,3 °С). Для міжфазного періоду колосіння – воскова стиглість температурний режим в I-й період практично не зміниться, а в II-й період температура повітря знизиться на 0,6 °С.

В період відновлення вегетації – колосіння кількість опадів в I-й період збільшиться на 10 % в порівнянні з базовим періодом. Для II-го періоду буде характерним суттєве збільшення кількості опадів за період відновлення вегетації – колосіння. В період колосіння – воскова стиглість для обох періодів кількість опадів залишиться практично на тому ж самому рівні.

Випаровуваність за весняно-літній період вегетації майже не збільшиться від 389 мм у базовий період до 384 мм у I-й період і до 390 мм у II-й період (табл. 3.7). Дещо зросте величина сумарного випарування.

Збільшаться витрати вологи на транспірацію: в базовий період вони склали 113 мм, а очікуватимуться в I-й період – 149 мм, у II-й – 145 мм. Зросте вологозабезпеченість міжфазних періодів: відновлення вегетації – колосіння та колосіння – воскова стиглість. Показник зволоження ГТК збільшиться від 0,96 відповідно до 1,04 та 1,19.

Таблиця 3.6. Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці в весняно-літній період

Період	Період відновлення вегетації – колосіння			Період колосіння – воскова стиглість			Період відновлення вегетації – воскова 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
1970 – 2010	11,3	734	80	19,7	708	80	14,3	1442	160
2011 – 2030	10,9	740	88	19,8	711	80	14,0	1451	168
Різниця	-0,4	+6	+10%	+0,1	+3	0	-0,3	+9	+5 %
2031 – 2050	10,0	732	112	19,1	708	80	13,1	1440	192
Різниця	-1,3	-2	+40%	-0,6	0	0	-1,2	-2	+20%

Таблиця 3.7. Характеристика водного режиму вегетаційного період посівів озимої пшениці

Період	Сумарна за вегетацію, мм					Середній ГТК	Вологозабезпеченість за період, %		
	випаровуваність	випаровування	транспірація	випаровування з поверхні ґрунту	дефіцит випаровування		відновлення вегетації – колосіння	колосіння – воскова стиглість	Весь період
1970 – 2010	389	269	113	157	120	0,96	72,7	66,6	70,2
2011 – 2030	384	284	149	135	100	1,04	79,4	71,0	76,5
Різниця	-1 %	+6 %	+32%	-14%	-17%	+0,8	+6,7	+4,4	+6,3
2031 – 2050	390	290	145	144	100	1,19	79,0	73,2	76,4
Різниця	0	+8 %	+28%	-8%	-17%	+0,13	+6,3	+6,6	+6,2

Фотосинтетична продуктивність та коливання урожайності озимої пшениці в зв'язку зі зміною клімату

Зміна агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці привела до зміни показників фотосинтетичної продуктивності і як наслідок урожаю зерна.

На фоні зміни кліматичних умов у I та II періоди нами розглядались такі варіанти:

- кліматичні умови періоду;
- кліматичні умови періоду + збільшення CO₂ в атмосфері (для I-го періоду з 380 до 470 ppm, для II періоду з 380 до 520 ppm);
- кліматичні умови періоду + збільшення CO₂ + внесення добрив N₇₅;
- кліматичні умови періоду + збільшення CO₂ + внесення добрив N₁₂₅.

Слід зазначити, що вплив зміни клімату на формування продуктивності озимої пшениці розглядався за умов сучасної агротехніки та сучасних сортів культури.

Площа листкової поверхні (рис. 3.1) наростала від початку вегетації до 6 – 7-ої декад – настання фенологічних фаз колосіння – цвітіння.

В I-й період найбільш інтенсивне зростання площі асимілюючої поверхні (рис. 3.1а) відбуватиметься в 3 – 5-у декади, коли збільшення за рахунок тільки зміни кліматичних умов складало до 0,7 – 0,8 м²/м² за декаду

При зростанні вмісту CO₂ в атмосфері від 380 до 470 ppm наростання площі листкової поверхні йтиме більшими темпами, а внесення азотних добрив в дозі 75 кг (д.р.)/га призведе до збільшення темпу наростання площі листя до 1,7 – 1,9 м²/м² за декаду в період максимального росту.

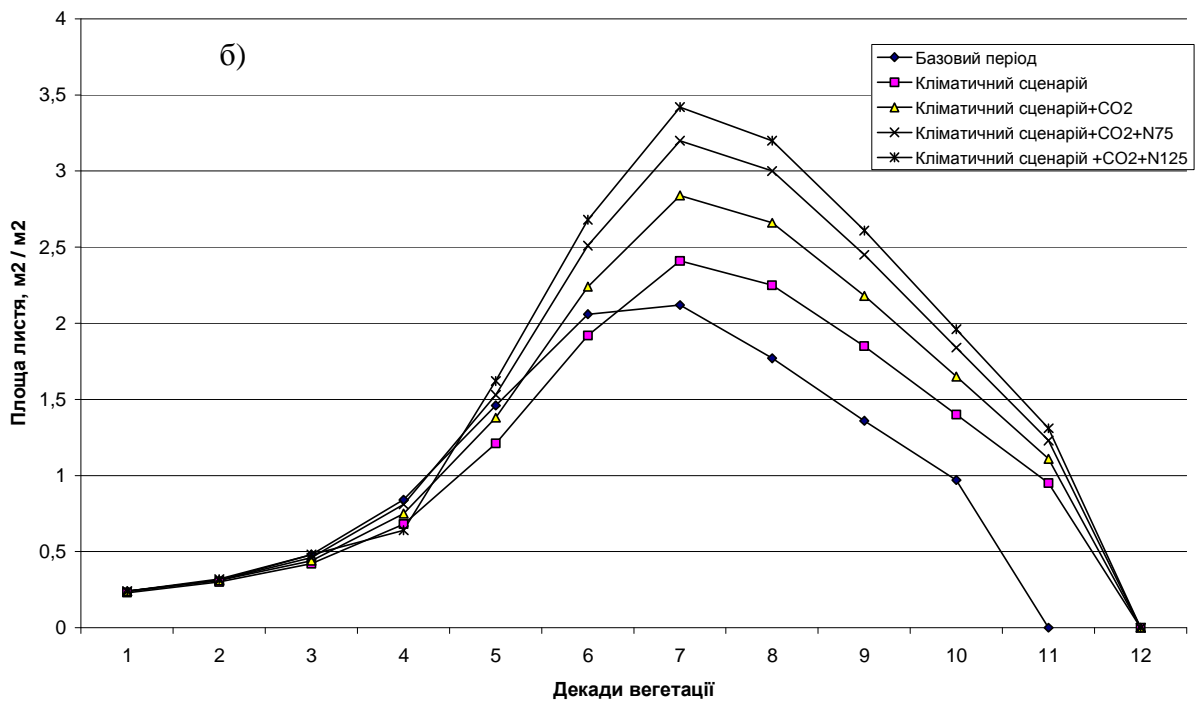
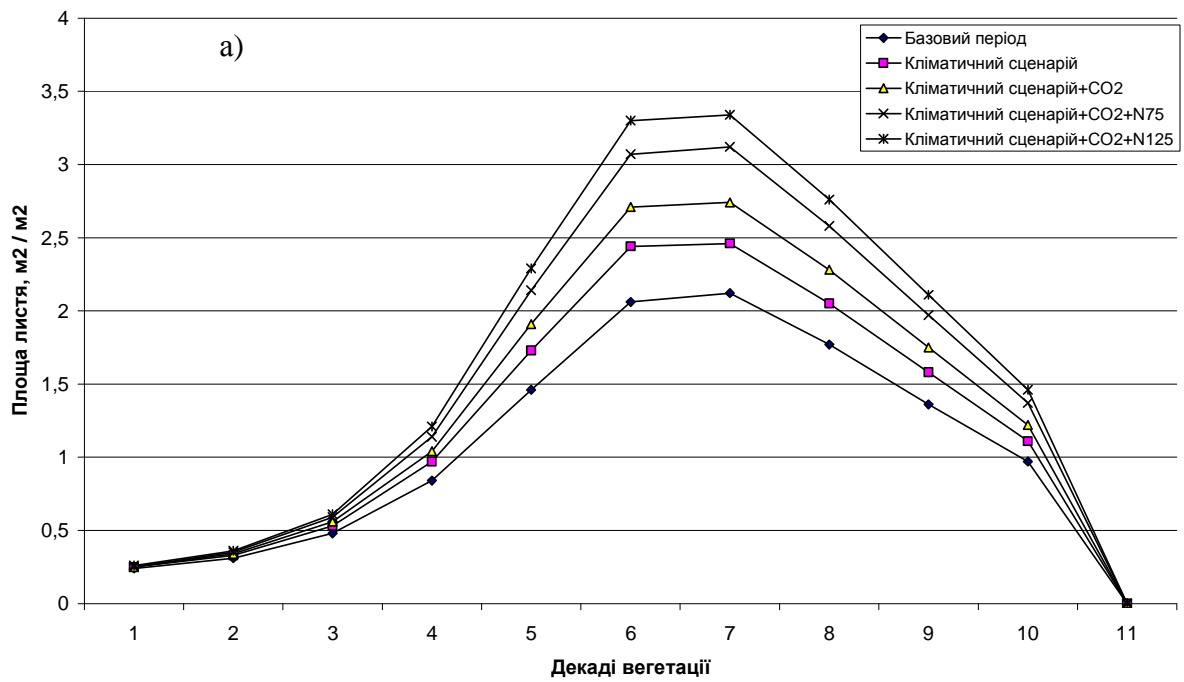


Рис. 3.1. Динаміка відносної площі листкової поверхні озимої пшениці в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а) і на 2031 – 2050 рр. (б)

При внесенні азотних добрив в дозі 125 кг (д.р.)/га максимальна площа листя досягатиме 3,34 м²/м². Фотосинтетичний потенціал посівів збільшиться при внесенні добрив на 37 – 46 % в порівнянні з базовим періодом.

Для II-го періоду також буде характерним швидке формування асимілюючої поверхні посівів (рис. 3.1б), але в порівнянні з базовим періодом, воно буде відбуватись з деяким запізненням. Підвищення вмісту CO₂ в атмосфері до 520 ppm особливо при внесенні азотних добрив призведе до стрімкого наростання площі листя, яке в період максимальних значень досягне 3,42 м²/м². Збільшення фотосинтетичного потенціалу при внесенні добрив становитиме 45 – 54 % в порівнянні з базовим періодом (табл. 3.8).

Таблиця 3.8. Фотосинтетична продуктивність озимої пшениці

Період	Варіант	Період максимального росту		Фотосинтетичний потенціал посівів м ² /м ² за вегетаційний період	Урожай, ц/га
		площа листової поверхні, м ² /м ²	приріст загальної сухої біомаси, г/м ² за день		
1970–2010	Базовий	2,12	13,7	123,66	27,5
2011–2030	Клімат	2,46	15,8	137,21	29,9
	Клімат + CO ₂	2,74	18,0	151,0	34,1
	Клімат + CO ₂ + N ₇₅	3,11	20,7	169,06	39,2
	Клімат + CO ₂ + N ₁₂₅	3,34	22,2	180,6	42,2
2031–2050	Клімат	2,41	13,9	138,75	30,2
	Клімат + CO ₂	2,84	17,0	160,97	36,9
	Клімат + CO ₂ + N ₇₅	3,20	19,4	179,11	42,1
	Клімат + CO ₂ + N ₁₂₅	3,42	20,9	190,32	45,2

Інтенсивність фотосинтезу буде підвищуватись з початку вегетації до 5 – 6-ої декад, потім поступово буде знижуватись (рис. 3.2).

В I-й період за рахунок зміни кліматичних умов відбудеться підвищення інтенсивності фотосинтезу на 0,4 – 0,9 мг CO₂ /дм²·год. (рис. 3.2а). За умов збільшення CO₂ різниця в інтенсивності фотосинтезу збільшиться до 0,7–1,4 мг CO₂ /дм²·год., а внесення добрив підвищить рівень інтенсивності фотосинтезу посівів на 1,0 – 2,4 мг CO₂/дм²·год.

Як видно з даних табл. 3.8, зміна кліматичних умов, збільшення вмісту CO₂ та внесення добрив призведе до підвищення інтенсивності фотосинтезу посівів в декаду з його максимальними значеннями з 10,2 до 12,3 мг CO₂/дм²·год.

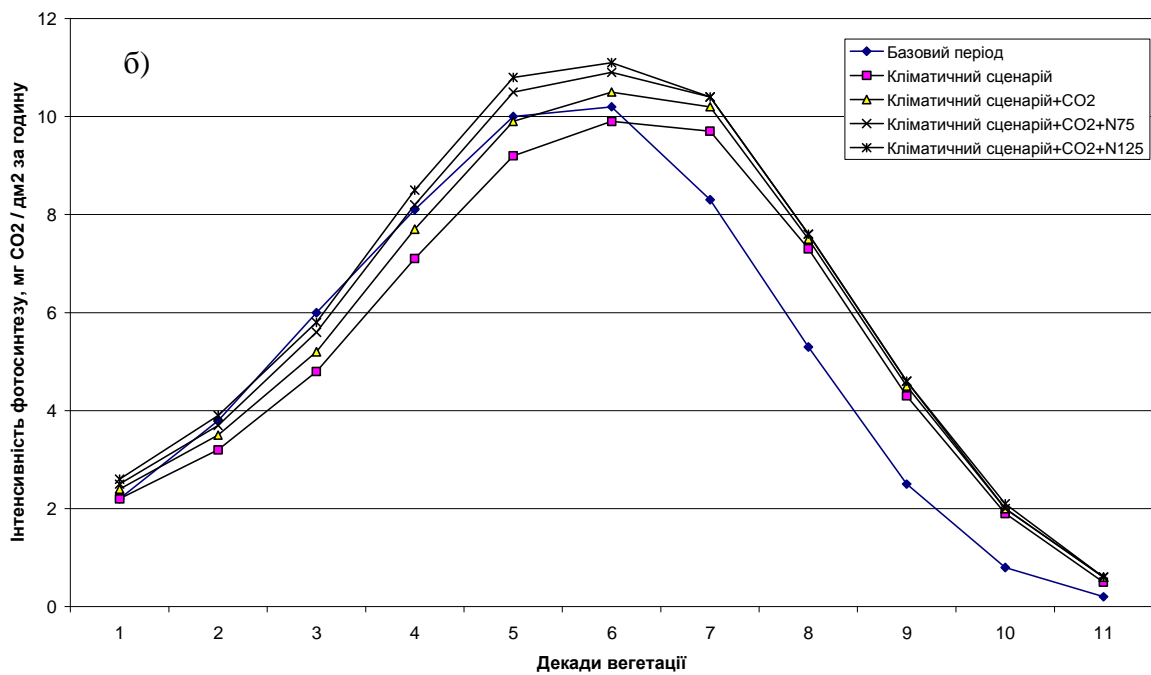
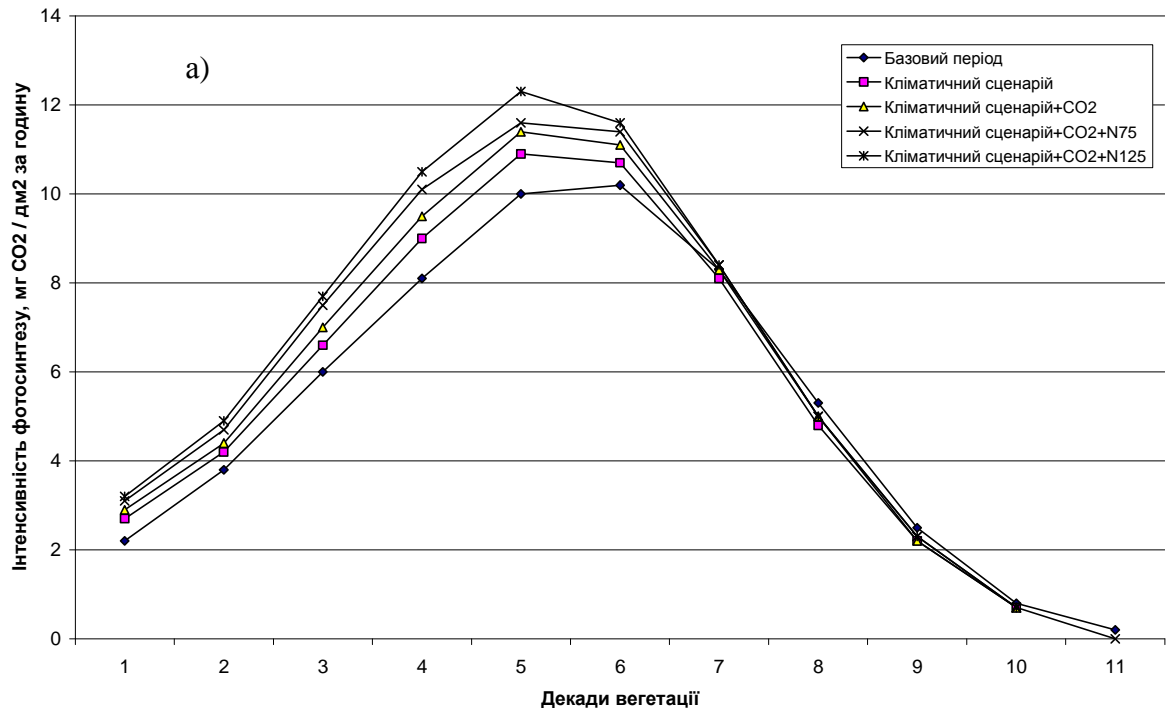


Рис. 3.2. Динаміка інтенсивності фотосинтезу озимої пшениці в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а); на 2031– 2050 рр. (б)

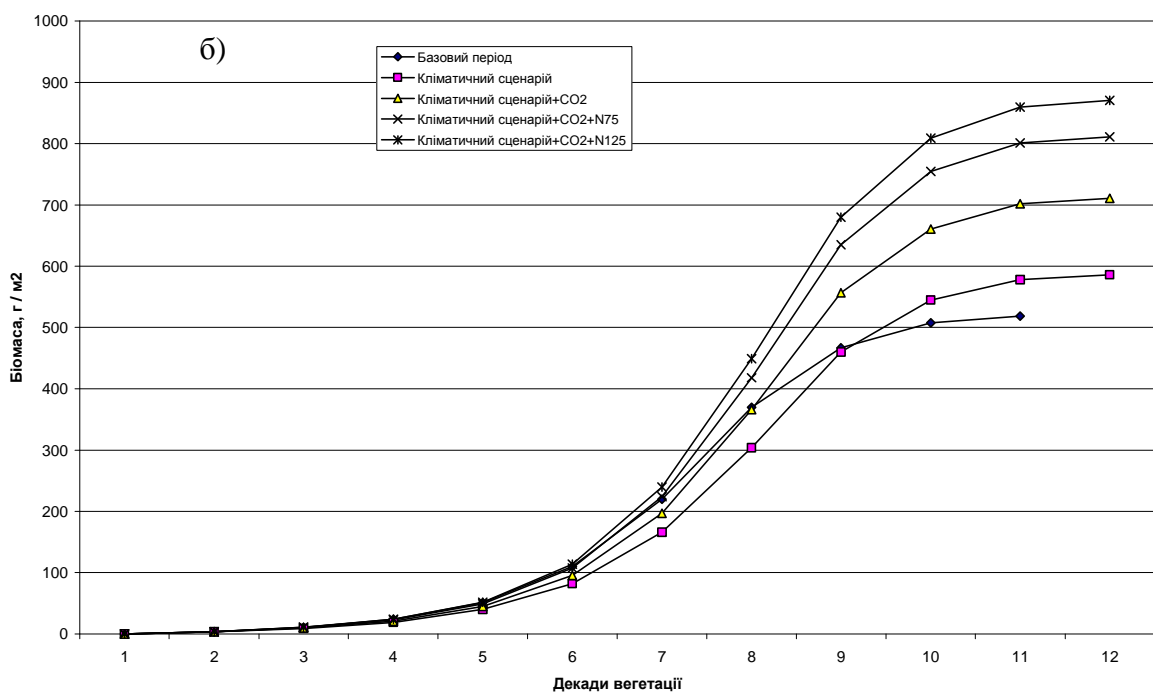
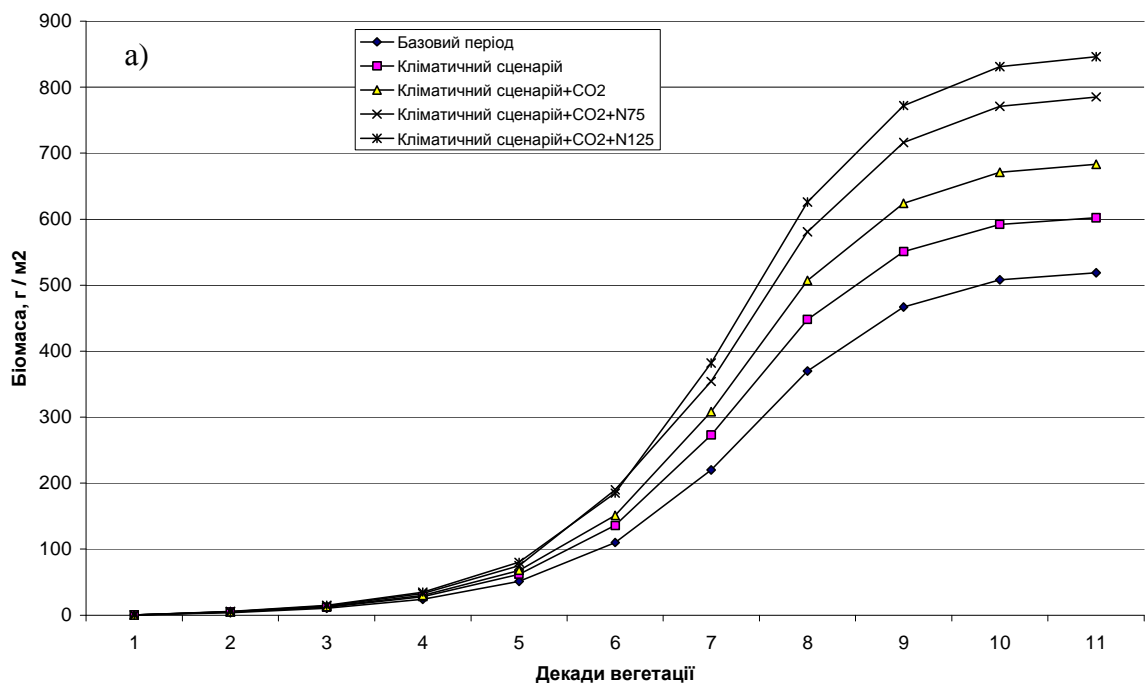


Рис. 3.3. Динаміка загальної сухої біомаси озимої пшениці в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а); на 2031– 2050 рр. (б)

Запізнення формування площі листової поверхні в II-й період призведе до більш низьких рівнів інтенсивності фотосинтезу від початку вегетації до колосіння – цвітіння (рис. 3.2б) порівняно з базовим періодом. В умовах збільшення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm, підвищиться рівень інтенсивності фотосинтезу посівів в декаду з його максимальними значеннями з 10,2 до 10,5 мг CO₂/дм²·год., а при внесенні добрив – до 10,9 – 11,1 мг CO₂/дм²·год.

Такий хід площі асимілюючої поверхні та інтенсивності фотосинтезу обумовив і відповідний рівень динаміки загальної сухої біомаси посівів озимої пшениці (рис. 3.3).

При кліматичних умовах I-го періоду накопичення загальної біомаси йтиме досить швидкими темпами (рис. 3.3а). Найбільш високі прирости загальної біомаси будуть спостерігатися в 7 – 8 декади вегетації. За рахунок змін кліматичних умов максимальний приріст збільшиться від 13,7 до 15,8 г/м² за день (на 15 %). З врахуванням зміни вмісту CO₂ в атмосфері до 470 ppm це зростання буде ще більшим (на 31%). Внесення добрив збільшить максимальні прирости біомаси до 20,7 – 22,2 г/м² за день (табл. 3.8). Вони сягатимуть 151 – 162 % в порівнянні з базовим періодом.

Зміна кліматичних умов в II-й період суттєво не позначиться на збільшенні приростів біомаси порівняно з базовим періодом (рис. 3.3б). Підвищення вмісту CO₂ в атмосфері до 520 ppm збільшить рівень приростів загальної біомаси особливо в декади перед колосінням-цвітінням. Прирости збільшаться з 13,7 до 17,0 г/м² за день або на 24 %. При внесенні добрив максимальний приріст загальної біомаси досягатиме 9,4 – 20,9 г/м² за день або на 42 – 53 %.

Зростання рівня показників фотосинтетичної продуктивності посівів озимої пшениці в умовах зміни клімату обумовить і збільшення урожаю зерна (табл. 3.8, рис. 3.4), особливо при внесенні добрив.

У I-й період урожай зерна зросте з 27,5 до 29,9 ц/га (на 8,7 %). Підвищення концентрації CO₂ в атмосфері обумовить зростання рівня урожаю зерна на 24 %. Внесення добрив в дозі N₇₅ (75 кг (д.р.)/га) підвищить цей ефект зростання урожаю на 42 %, а внесення дози N₁₂₅ (125 кг(д.р.)/га) дозволить отримати урожай зерна на 53 % вищий в порівнянні з базовим періодом.

Для II-го періоду за рахунок тільки зміни кліматичних умов буде також характерним збільшення урожаю зерна до 30,2 ц/га (на 10 %).

При збільшенні вмісту CO₂ в атмосфері від 380 до 520 ppm відбудеться збільшення урожаю зерна до 36,9 ц/га (на 34 %). У цей періоді внесення добрив на фоні зміни кліматичних умов та суттєвого збільшення вмісту CO₂ в атмосфері дасть ще більший ефект, ніж у I-у періоді. В залежності від дози внесених добрив (N₇₅ і N₁₂₅) урожай зерна складатиме при внесенні добрив в дозі N₇₅ – 42,1 ц/га, а при дозі N₁₂₅ – 45,2 ц/га, що відповідно на 42 та 45 % вище в порівнянні з базовим періодом.

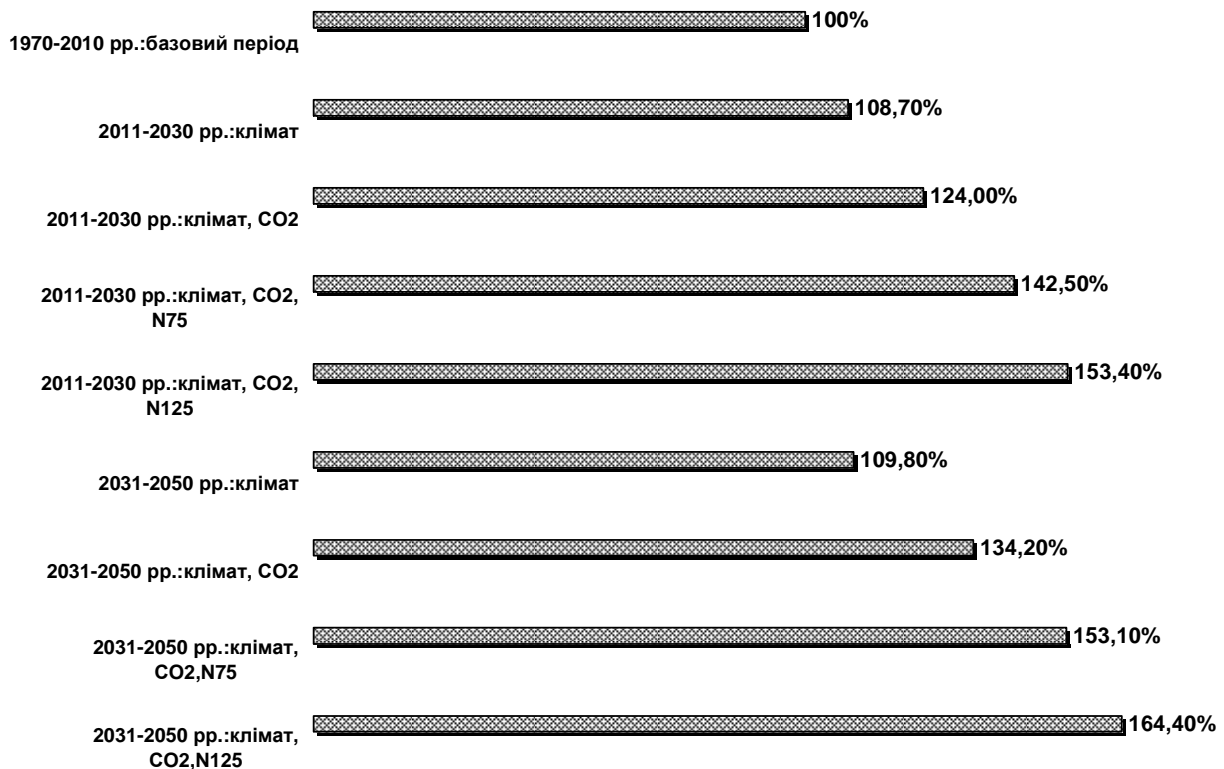


Рис. 3.4. Зміна урожайності озимої пшениці в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями на 2011 – 2030 рр. та 2031 – 2050 рр.

3.3.2. Ярий ячмінь

Агрокліматичні умови вирощування ярого ячменю

За умов реалізації сценарію зміни клімату терміни посіву ярого ячменю змістяться на більш ранні строки: для I періоду на 5 днів, для II періоду – на 17 днів (табл. 3.9). Відповідно змістяться і строки появи сходів на 4 – 12 днів та колосіння на 2 – 6 днів. Воскова стиглість настане на 2–5 днів раніше, а тривалість періоду посів – воскова стиглість збільшиться до 3 – 11 днів. Період посів – колосіння буде проходити при знижених температурах: на 1,1 °C у I-й період і на 2,4 °C у II-й період (табл. 3.10). Зросте сума опадів у цей період, особливо у II-й період (від 88 до 119 мм), збільшення становитиме 35 %.

Деяко зниженим буде і температурний режим в період колосіння – воскова стиглість, сума опадів в цей міжфазний період залишиться на рівні базового періоду. В цілому за весь період вегетації ярого ячменю ріст і розвиток будуть проходити на фоні знижених температур.

Водний режим посівів значно покращиться (табл. 3.11). Значно зросте сумарне випаровування в порівнянні з базовим (178 мм) до 252 мм в I-й період і до 243 мм у II-й період.

Таблиця 3.9. Фази розвитку ярого ячменю

Період	Посів	Сходи	Колосіння	Воскова стиглість	Тривалість вегетаційного періоду, дні
1970 – 2010	9.IV	23.IV	10.VI	6.VII	88
2011 – 2030	4.IV	19.IV	8.VI	4.VII	91
Різниця	-5	-4	-2	-2	+3
2031 – 2050	24.III	11.IV	4.VI	1.VII	99
Різниця	-17	-12	-6	-5	+11

Таблиця 3.10. Агрокліматичні умови вирощування ярого ячменю

Період	Період посів – колосіння			Період колосіння – воскова стиглість			Весь вегетаційний період		
	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
1970 – 2010	14,7	907	88	20,7	539	62	16,4	1446	150
2011 – 2030	13,6	885	92	20,6	537	61	15,6	1422	152
Різниця	-1,1	-22	+4%	-0,1	-2	0	-0,8	-24	+1%
2031 – 2050	12,3	888	119	20,1	543	62	14,4	1431	181
Різниця	-2,4	-19	+35%	-0,6	+4	0	-2,0	-15	+21%

Таблиця 3.11 Характеристика водного режиму вегетаційного періоду ярого ячменю

Період	Сумарна за вегетаційний період, мм					Середнє значення ГТК	Вологозбезпеченість за період, %		
	випаровуваність	випаровування	транспірація	випаровування з поверхні ґрунту	дефіцит випаровування		сходи – колосіння	колосіння – воск. стиглість	весь вегетаційний період
1970 – 2010	256	178	82	96	78	1,0	71,3	66,9	69,8
2011 – 2030	344	252	121	130	92	1,16	77,6	69,7	75,3
Різниця	+34%	+42%	+48%	+35%	+18%	+0,16	+6,3	+2,8	+5,5
2031 – 2050	331	243	123	119	88	1,22	77,5	70,9	75,5
Різниця	+29%	+36%	+50%	+24%	+13%	+0,22	+6,2	+4,0	+5,7

Відбудеться збільшення затрат на транспірацію з 82 мм до 121 – 123 мм. Показник зволоження ГТК також збільшиться з 1,00 до 1,16 в I-й період і до 1,22 у II-й період.

Такі умови зволоження суттєво покращать умови вологозабезпеченості посівів. В період сходи – колосіння вони зміняться від 71,3 % до 77,5 – 77,6 %. Трохи меншим покращення буде в період колосіння – воскова стиглість від 66,9 % до 69,7 – 70,9 %.

Фотосинтетична продуктивність та коливання урожайності ярого ячменю в зв'язку зі зміною клімату

Динаміка наростання площі листкової поверхні наведена на рис. 3.5. За рахунок деякого запізнення в порівнянні з базовим періодом прирости площі листя в I-й період будуть йти на 1 – 2 декади пізніше (рис. 3.5a). При зміні кліматичних умов площа листкової поверхні в період її максимального розвитку (колосіння – цвітіння) збільшиться з 1,99 до 2,73 м²/м². Порівняно з базовим періодом це становитиме 37 % (табл. 3.12).

Підвищення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm обумовить збільшення площі листя до 3,02 м²/м². Внесення добрив покращить умови формування листкової поверхні посівів: внесення доз добрив N₄₀ рівень розмірів площі листя до 3,42 м²/м², внесення N₈₀ обумовить зростання до рівня 3,67 м²/м², що відповідно на 72 та 84 % вище порівняно з базовим періодом. Фотосинтетичний потенціал посівів збільшиться при внесенні добрив на 73 – 84 % в порівнянні з базовим періодом.

Таблиця 3.12. Фотосинтетична продуктивність ярого ячменю

Період	Варіант	Період максимального росту		Фотосинтетичний потенціал посівів м ² /м ² за вегетаційний період	Урожай, ц/га
		площа листкової поверхні, м ² /м ²	приріст загальної сухої біомаси, г/м ² ·за день		
1970–2010	Базовий	1,99	9,34	79,11	20,4
2011–2030	Клімат	2,73	15,05	111,64	21,7
	Клімат + CO ₂	3,02	17,06	122,63	24,6
	Клімат + CO ₂ + N ₄₀	3,42	19,68	137,43	28,2
	Клімат + CO ₂ + N ₈₀	3,67	21,26	146,68	30,4
2031–2050	Клімат	2,72	16,95	119,12	24,8
	Клімат + CO ₂	3,19	20,54	137,58	30,1
	Клімат + CO ₂ + N ₄₀	3,60	23,35	153,68	34,3
	Клімат + CO ₂ + N ₈₀	3,85	24,98	163,72	36,7

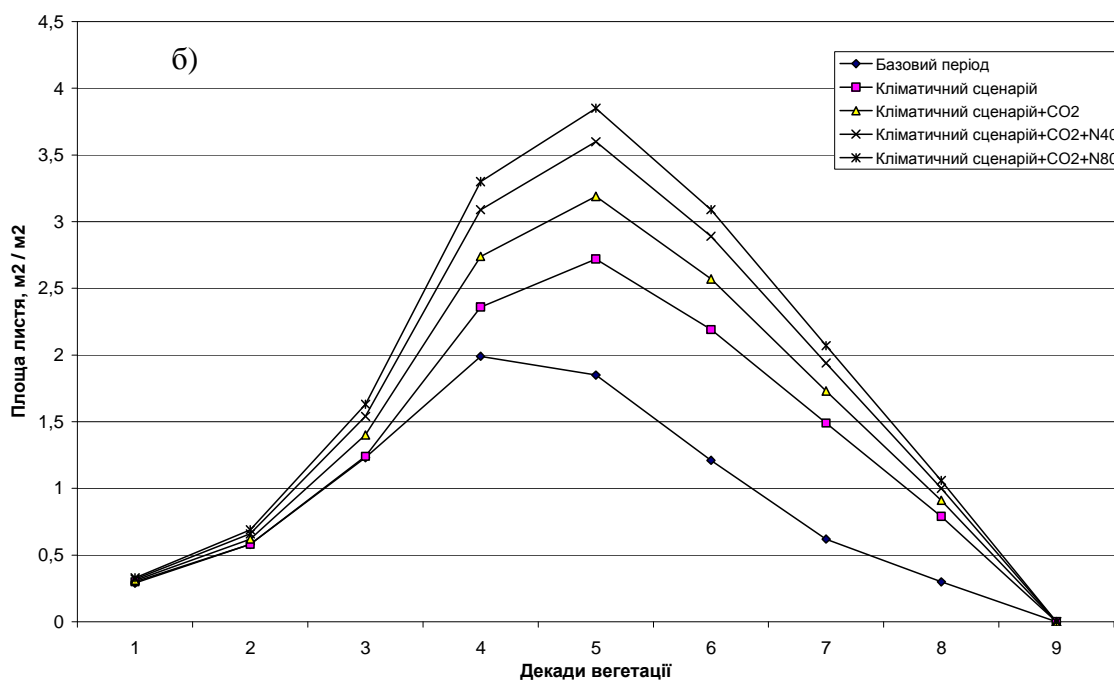
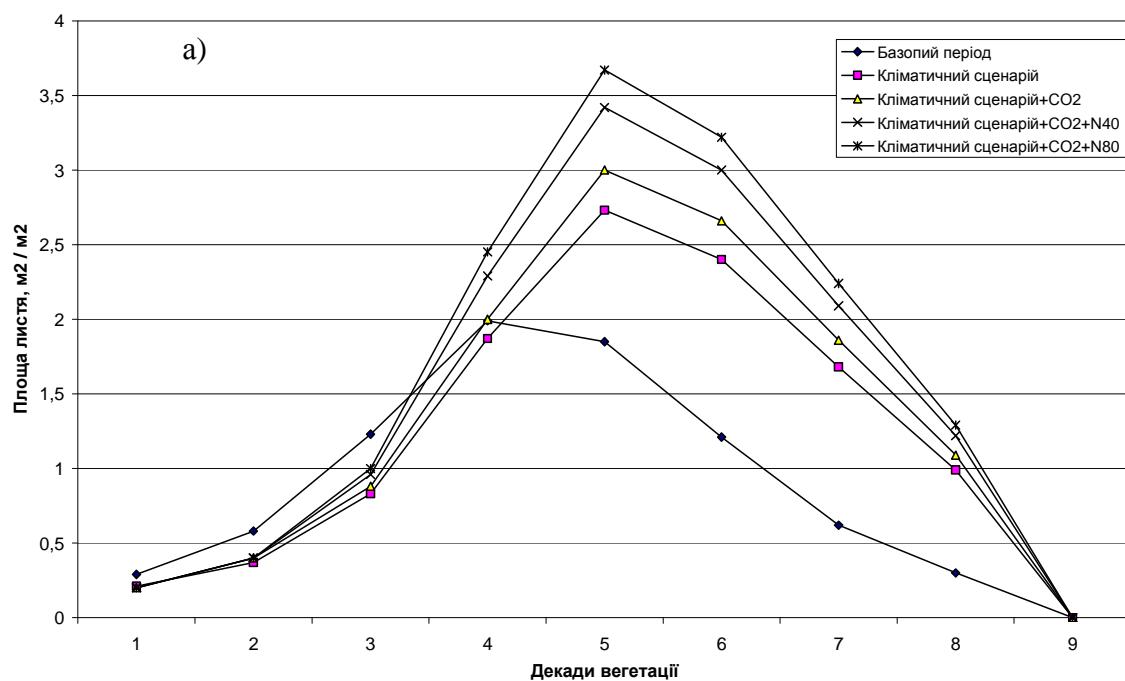


Рис. 3.5. Динаміка відносної площі листкової поверхні ярого ячменю в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: 2011 – 2030 рр. (а); на 2031– 2050 рр. (б)

Кліматичні умови II-го періоду виявляться більш сприятливими для фотосинтетичної діяльності посівів ярого ячменю та формування його урожаю. За рахунок тільки зміни кліматичних умов зросте площа листової поверхні з 1,99 до 2,72 м²/м² (рис. 3.5б).

Збільшення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 520 ppm суттєво підвищить рівень показників фотосинтетичної діяльності посівів. Зросте площа листя до 3,19 м²/м², ще більшим буде це зростання при внесенні добрив: при внесенні добрив в дозі N₄₀ площа листя зросте до рівня 3,60 м²/м² (на 81 %), а при внесенні N₈₀ – до 3,85 м²/м² (на 93 %).

Сезонний хід інтенсивності фотосинтезу має чітко визначений максимум в фазу колосіння, після чого він поступово знижується (рис. 3.6).

В I-й період кліматичні умови в травні дещо гірші, ніж в базовий період (рис. 3.6 а). При зміні кліматичних умов в порівнянні з базовим періодом інтенсивність фотосинтезу ярого ячменю в перші три декади вегетації буде на 0,1 – 0,2 мг CO₂/дм²·год. нижче, чим в базовий період але це буде спостерігатись тільки до фази колосіння. Підвищення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm підвищить рівень інтенсивності фотосинтезу посівів до рівня 11,6 мг CO₂/дм²·год. в декаду його максимальних значень

Внесення добрив в дозі N₄₀ та N₈₀ суттєво підніме рівень інтенсивності фотосинтезу, особливо при внесенні вищої дози добрив. Це підвищення буде становити 1,5 – 2,9 мг CO₂/дм²·год., а рівень інтенсивності фотосинтезу сягатиме 12,3 – 12,7 мг CO₂/дм²·год.

При реалізації кліматичного сценарію II-го періоду інтенсивність фотосинтезу буде вищою (рис. 3.6 б), чим в базовий період, а збільшення вмісту CO₂ в атмосфері до 520 ppm обумовить підвищення інтенсивності фотосинтезу на 0,8 – 1,5 мг CO₂/дм²·год. При внесенні добрив рівень фотосинтезу зросте і в період максимальних значень він буде складати 11,5 – 11,8 мг CO₂/дм²·год.

Накопичення загальної біомаси перші чотири декади йтиме досить повільно, потім зросте і після 7-ої декади вегетації сповільниться (рис. 3.7).

В I-й період на початку вегетації зміна клімату не позначиться на приростах загальної біомаси, вона навіть буде дещо менша, ніж в базовий період і тільки після 6-ої декади спостерігатиметься більш високий темп наростання загальної біомаси (рис. 3.7 а).

Врахування підвищення рівня CO₂ показує, що прирости біомаси зростуть, а розміри загальної біомаси зростуть на 58 %. Внесення добрив в дозах N₄₀ та N₈₀ обумовлять збільшення приростів загальної біомаси до 11,7 – 21,3 г/м² за день (табл. 3.12) та збільшення її майже вдвічі в порівнянні з базовим періодом.

Формування загальної біомаси у II-й період за рахунок зміни клімату буде йти більш інтенсивніше (рис. 3.7 б). Приріст загальної біомаси в період максимальних значень збільшиться з 9,34 до 16,95 г/м² за день (табл. 3.12).

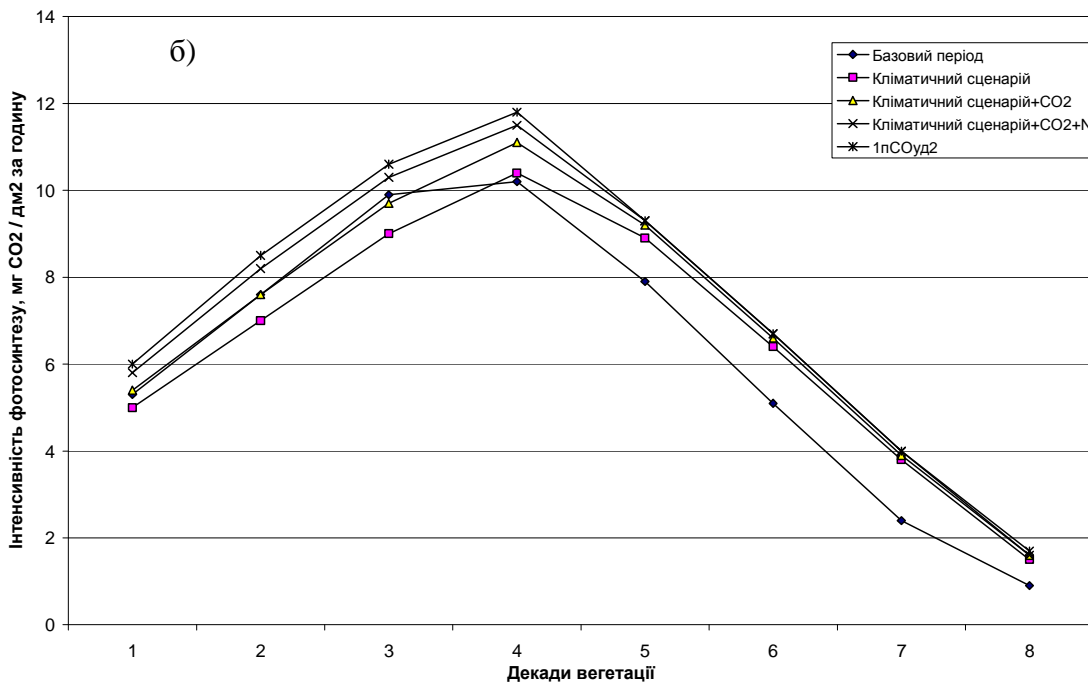
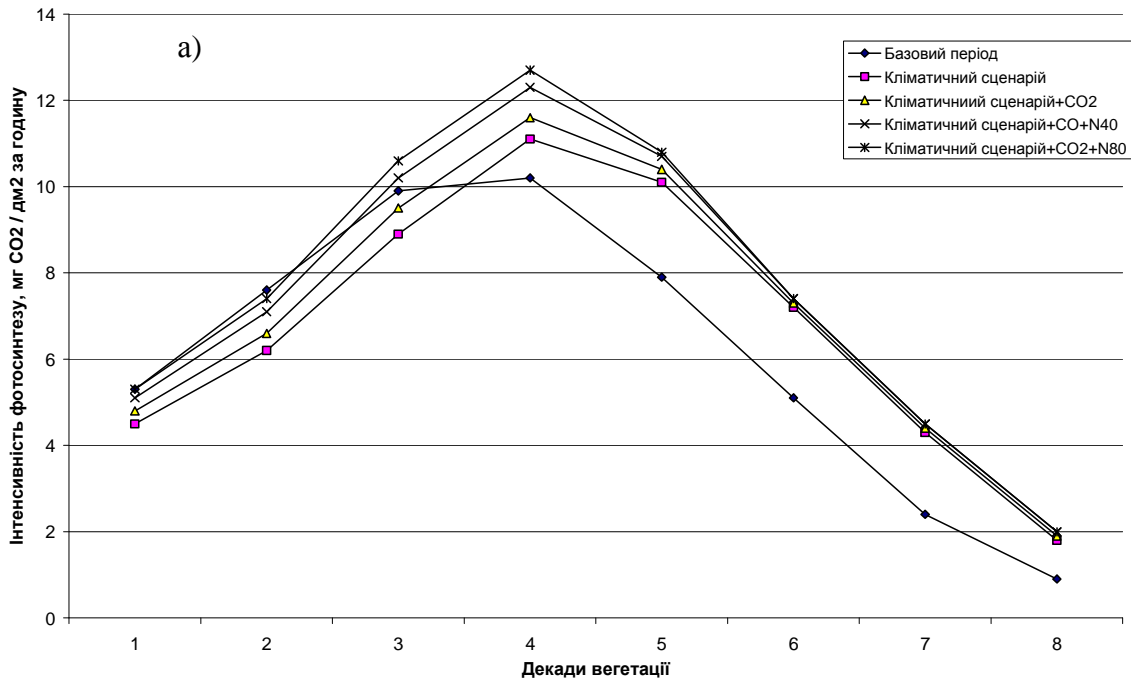


Рис. 3.6. Динаміка інтенсивності фотосинтезу ярого ячменю в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а); на 2031– 2050 рр. (б)

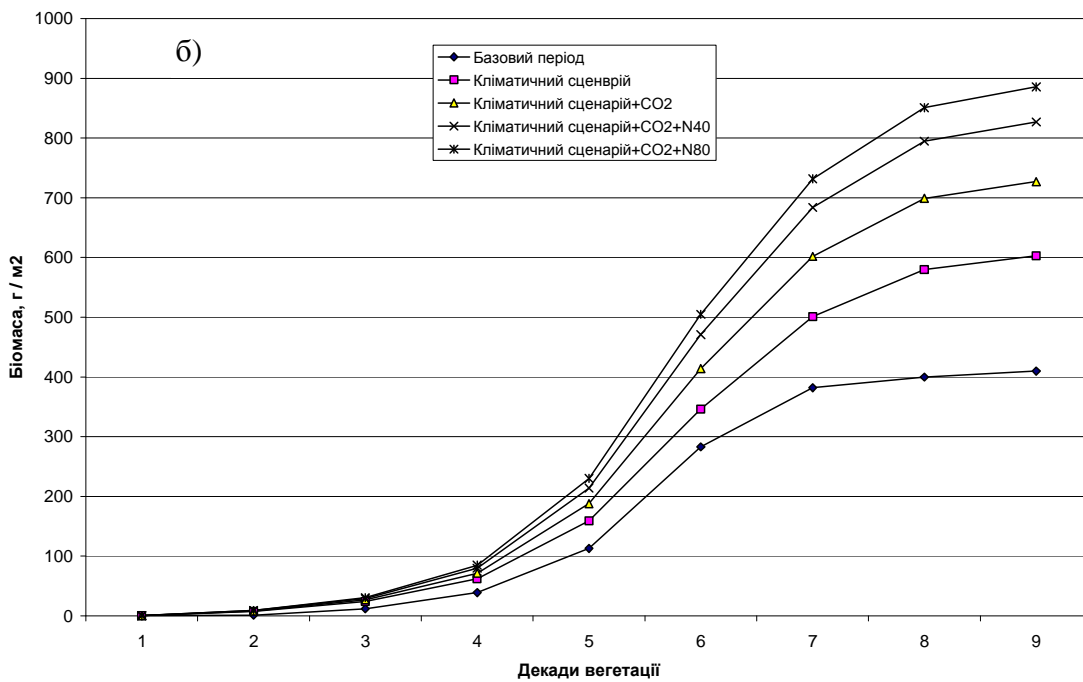
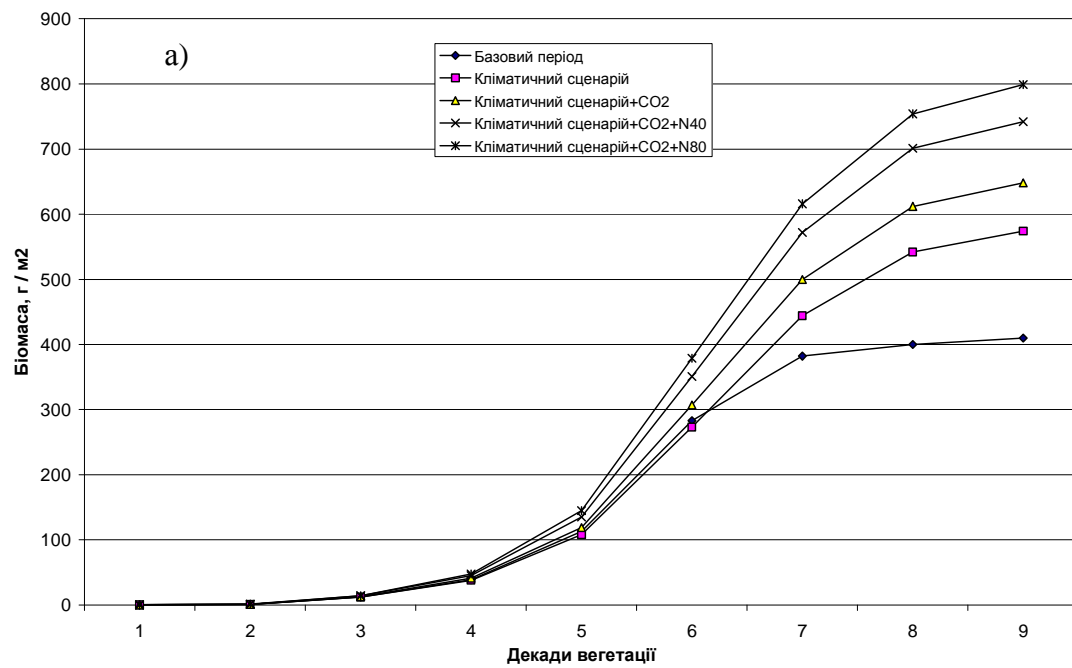


Рис. 3.7. Динаміка загальної сухої біомаси ярого ячменю в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а); на 2031– 2050 рр. (б)

Ще суттєвішим буде збільшення приростів за рахунок зміни вмісту CO₂ в атмосфері, вони становитимуть в період максимальних значень 20,54 г/м² за день. Внесення добрив підвищить рівень приростів загальної біомаси і вона сформується на рівні 827 – 886 г/м². Зміна всіх показників фотосинтетичної діяльності посівів ярого ячменю обумовить відповідно і зміну кінцевої продукції – урожаю зерна (табл. 3.12 і рис. 3.8).

При зміні кліматичних умов в I-й період урожай зерна ярого ячменю збільшиться з 20,4 до 21,7 ц/га. Підвищення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm призведе до підвищення урожаю зерна на 4,2 ц/га (до 24,6 ц/га).

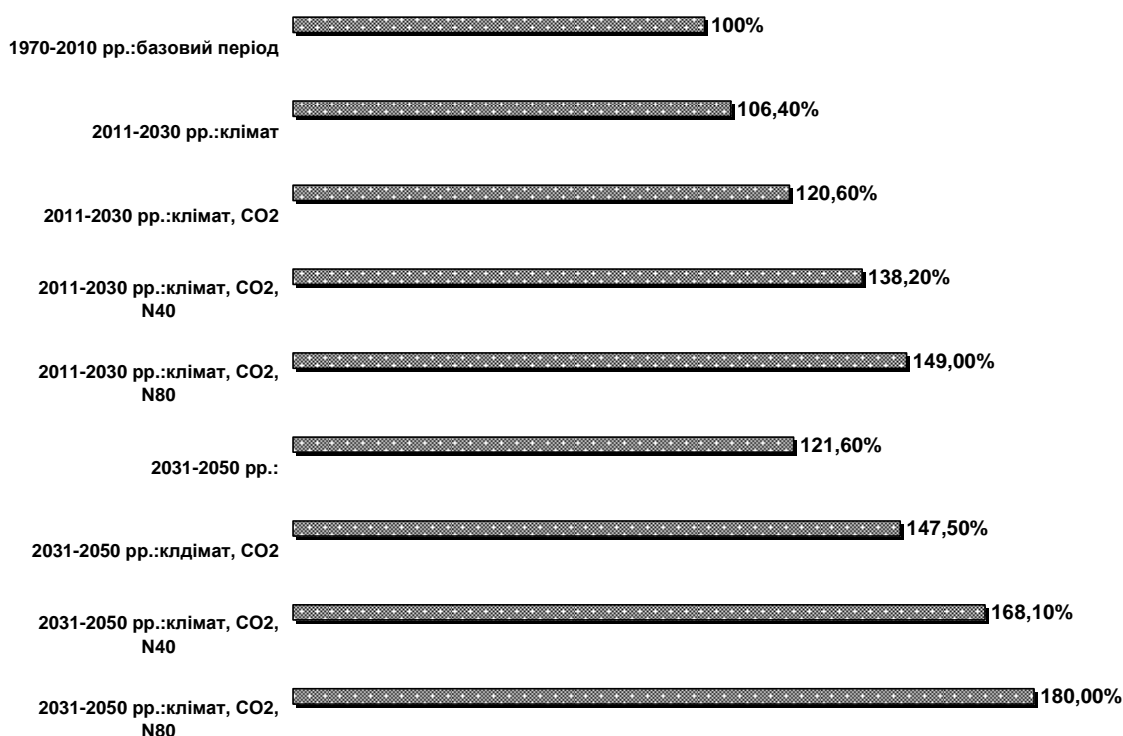


Рис. 3.8. Зміна урожайності ярого ячменю в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями на період 2011 – 2030 рр. та 2031 – 2050 рр.

Внесення добрив в дозі N₄₀ і N₈₀ (табл. 3.12) підвищить показники фотосинтетичної діяльності посівів ярого ячменю та призведе до збільшення урожаю відповідно по періодах до 28,2 та 30,4 ц/га, що становитиме 138 та 149 % від базового періоду (рис. 3.8).

Кліматичні умови II-го періоду очікуються більш сприятливими для фотосинтетичної діяльності посівів ярого ячменю та формування його урожаю. За рахунок тільки зміни кліматичних умов урожайність зерна ярого ячменю підвищиться на 4,4 ц/га порівняно з базовим періодом (див. табл. 3.12).

Збільшення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 520 ppm суттєво підвищить рівень показників фотосинтетичної діяльності посівів і як результат підвищення продуктивності посівів. Очікуваний урожай ярого ячменю становитиме 30,1 ц/га, що майже і 1,5 раз більше порівняно з базовим періодом.

Внесення мінеральних добрив в дозах N₄₀ і N₈₀ дозволить підвищити рівень урожайності до 34,3 – 36,7 ц/га, що становить відповідно 168 та 180 % від базового періоду (рис. 3.8).

3.3.3. Кукурудза

Оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування кукурудзи

Строки сівби кукурудзи в умовах зміни клімату змістяться на більш ранні терміни на 6 днів (табл. 3.13). Відповідно до цього раніше сформується сходи, відбудеться викидання волоті (на 3 – 6 днів) і настане воскова стиглість (на 7 днів). Загалом тривалість вегетаційного періоду залишиться майже незмінною.

Таблиця 3.13. Фази розвитку кукурудзи

Період	Посів	Сходи	9-й листок	Викидання волоті	Воскова стиглість	Тривалість вегетаційного періоду
1970–2010	7.V	21.V	18.VI	16.VII	3.IX	119
2011–2030	1.V	15.V	13.VI	11.VII	27.VIII	118
Різниця	-6	-6	-5	-5	-7	-1
2031–2050	1.V	16.V	15.VI	13.VII	27.VIII	118
Різниця	-6	-5	-3	-3	-7	-1

В період від посіву до викидання волоті ріст та розвиток рослин буде відбуватись в I-й, і в II-й періоди при пониженому на 0,7 °С температурному режимі (табл. 3.14).

Кількість опадів в I-й період дещо зменшиться на 3 %, а в II-й період зросте до 146 мм в порівнянні з в базовим періодом (135 мм).

В період викидання волоті – воскова стиглість в I-й період температура повітря буде дещо нижчою від базового періоду (на 0,2 °С, а у II-й період вона зросте на 0,9 °С. Кількість опадів в цей міжфазний період для I-го періоду збільшиться на 6 % в порівнянні з базовим періодом, а для II-го періоду буде характерним зменшення кількості опадів на 17 % від кількості опадів базового періоду.

За період вегетації кукурудзи збільшиться випаровуваність, сумарне випаровування та транспірація (табл. 3.15). В I-й період сумарне випаровування зросте з 264 до 327 мм тобто на 24 %. Таким же буде

збільшення сумарного випаровування і в II-й період. Затрати вологи на транспірацію збільшаться з 142 мм до 179 – 181 мм.

Коефіцієнт зволоження ГТК в I-й період зросте з 0,90 до 1,02, а в II-й період суттєво зменшиться до 0,84.

Таблиця 3.14. Агрокліматичні умови вирощування кукурудзи

Період	Період посів – викидання волоті			Період викидання волоті – воскова стиглість			Весь вегетаційний період		
	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
1970-2010	19,0	1334	135	21,3	1044	72	20,0	2378	207
2011-2030	18,3	1298	132	21,1	993	76	19,4	2291	210
Різниця	-0,7	-36	-3%	-0,2	-51	+6%	-0,6	-87	+1%
2031–2050	18,3	1338	146	22,2	1000	60	19,8	2338	206
Різниця	-0,7	+4	+8%	+0,9	-44	-17%	-0,2	-40	-0

Таблиця 3.15. Характеристика водного режиму вегетаційного періоду кукурудзи

Період	Сумарна за вегетацію, мм					Середній ГТК	Вологозбезпеченість за період, %		
	випаровуваність	випаровування	транспірація	Випаровування з поверхні і ґрунту	дефіцит випаровування		сходи – викидання волоті	викидання волоті – воскова стиглість	весь період
1970–2010	440	264	142	122	176	0,9	65,4	54,6	61,1
2011–2030	514	327	181	146	187	1,02	70,9	58,1	65,8
Різниця	+17%	+24%	+28%	+20%	+6%	+0,12	+5,5	+3,5	+4,7
2031–2050	513	326	179	147	187	0,84	70,3	55,5	66,2
Різниця	+16%	+24%	+27%	+20%	+6%	-0,06	+4,9	+0,9	+5,1

Вологозабезпеченість посівів кукурудзи буде нерівномірною протягом всього періоду вегетації. В міжфазний період посів – викидання волоті вологозабезпеченість покращиться з 65,4 % до 70,3 – 70,9 %, в той час як в період викидання волоті – воскова стиглість вона трохи підвищиться в порівнянні з базовим періодом, але її рівень буде відносно невисоким (55,5 – 58,1 %). В цілому за вегетацію вологозабезпеченість покращиться з 61,1 % до 65,8 – 66,2%.

Фотосинтетична продуктивність та коливання урожайності кукурудзи в зв'язку зі зміною клімату

Під впливом зміни агрокліматичних умов вирощування кукурудзи, які розглянуто вище, відбудеться зміна показників фотосинтетичної продуктивності культури, до яких в першу чергу відноситься площа асимілюючої поверхні посівів (рис. 3.9).

Як видно з даних рис. 3.9а, в І-й період площа листкової поверхні найбільш інтенсивно зростатиме в п'яту і шосту декади вегетації, коли збільшення тільки за рахунок зміни кліматичних умов сягатиме 0,9 – 1,1 м²/м² за декаду.

Зростання вмісту СО₂ в атмосфері до 470 ppm обумовить ще більший темп формування листкової поверхні. Площа листкової поверхні період її максимального розвитку збільшиться з 3,09 до 4,07 м²/м². Відомо, що на покращення умов вегетації рослини реагують в першу чергу збільшенням площі листя.

Так, внесення азотних добрив в дозі 60 кг (д.р.)/га призведе до збільшення темпу наростання листя до 1,1–1,3 м²/м²·за-декаду в період максимального росту.

При внесенні азотних добрив в дозі 120 кг (д.р.)/га максимальна площа листя буде сягати 4,90 м²/м². Фотосинтетичний потенціал посівів збільшиться при внесенні добрив на 70 – 84 % в порівнянні з базовим періодом (табл. 3.16).

Таблиця 3.16. Фотосинтетична продуктивність кукурудзи

Період	Варіант	Період максимального росту		Фотосинтетичний потенціал посівів, м ² /м ² за вегетаційний період	Урожай, ц/га
		Площа листкової поверхні, м ² /м ²	приріст загальної сухої біомаси, г/м ² ·за день		
1970–2010	Базовий	3,11	17,81	136,91	26,1
2011–2030	Клімат	3,63	19,02	190,85	33,2
	Клімат + СО ₂	4,07	21,64	212,20	37,7
	Клімат + СО ₂ + N ₆₀	4,50	23,81	232,98	41,4
	Клімат + СО ₂ + N ₁₂₀	4,90	25,74	252,22	44,7
2031–2050	Клімат	3,48	18,50	178,01	31,8
	Клімат + СО ₂	4,15	22,57	210,88	38,7
	Клімат + СО ₂ + N ₆₀	4,58	24,83	229,71	42,5
	Клімат + СО ₂ + N ₁₂₀	4,99	26,84	248,66	45,9

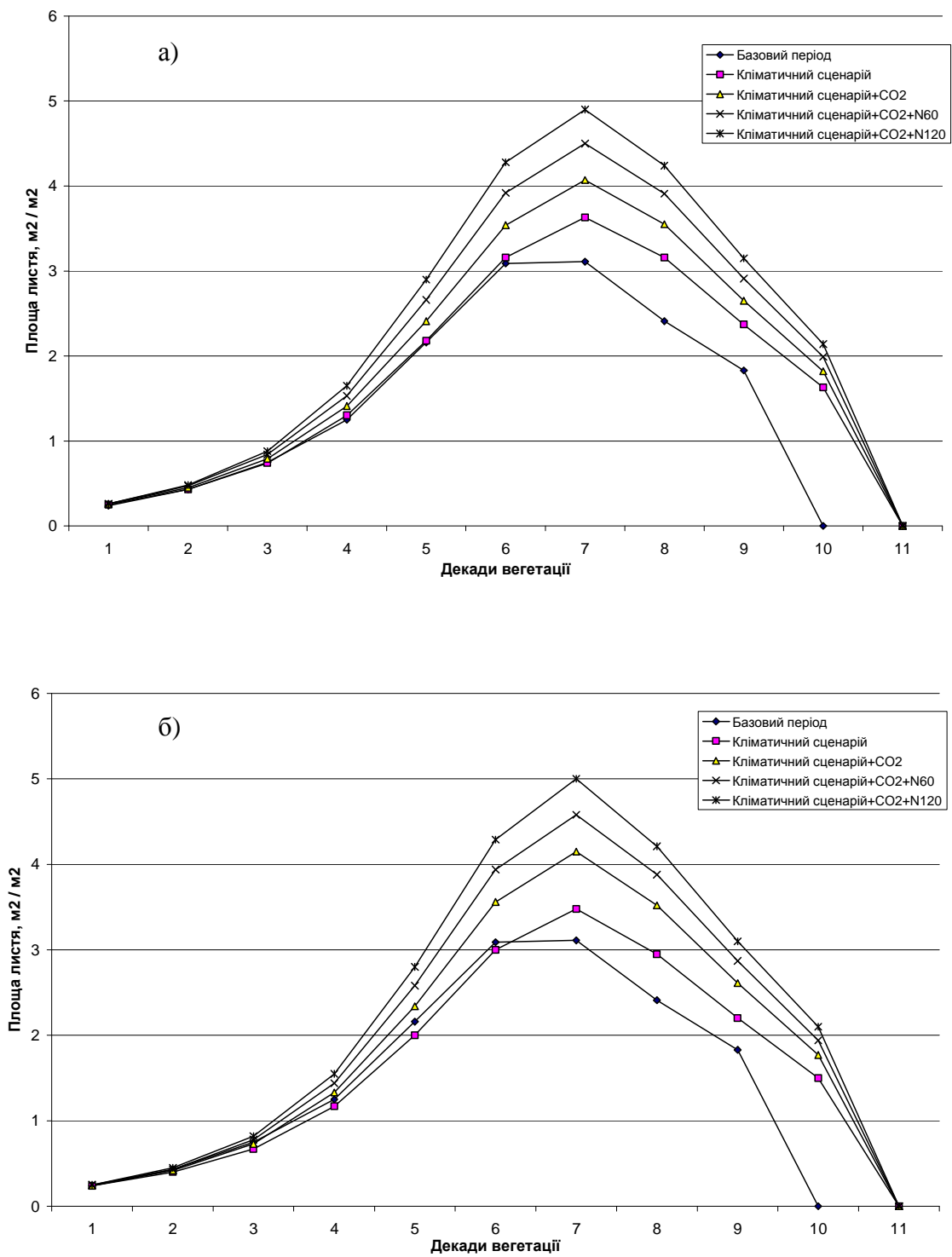


Рис. 3.9. Динаміка відносної площі листкової поверхні кукурудзи в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а); на 2031– 2050 рр. (б)

Кліматичні умови II-го періоду обумовляють дещо менш швидкий темп наростання асимілюючої поверхні посівів кукурудзи в порівнянні з базовим періодом (рис. 3.9б). При підвищенні вмісту CO₂ в атмосфері до 520 ppm відбуватиметься більш стрімке наростання листової поверхні і в період максимального розвитку вона становитиме 4,15 м²/м², що в 1,3 рази більше, ніж в базовий період. Внесення азотних добрив в дозах N₄₀ і N₁₂₀ обумовить суттєве зростання площі листя, розміри якої відповідно сягатимуть 4,58 та 5,0 м²/м² (табл. 3.16). При цьому значно зросте фотосинтетичний потенціал посівів, який складатиме відповідно 168 і 182 % від базового періоду.

За рахунок зміни кліматичних умов в I-й період буде спостерігатись підвищення фотосинтезу в перші п'ять декад вегетації в порівнянні з базовим періодом на 0,2 – 0,4 мг CO₂/дм²·год. (рис. 3.10а).

Підвищення CO₂ призведе до збільшення різниці в інтенсивності фотосинтезу, яка буде на 0,6 – 0,8 мг CO₂/дм²·год. перевищувати базову. Внесення добрив підвищить рівень інтенсивності фотосинтезу в період його максимальних значень до 8,7 – 8,9 мг CO₂/дм²·год. в порівнянні з базовим періодом (7,9 мг CO₂/дм²·год.).

Для II-го періоду рівень інтенсивності фотосинтезу на початку вегетації за рахунок зміни кліматичних умов збільшиться на 0,4 – 0,7 мг CO₂/дм²·год. порівняно з базовим періодом (рис. 3.10б).

За умов збільшення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm, підвищиться рівень інтенсивності фотосинтезу посівів в декаду з його максимальними значеннями з 7,9 до 8,8 мг CO₂/дм²·год.

При внесенні добрив рівень інтенсивності фотосинтезу підвищиться до 9,1 – 9,4 мг CO₂/дм²·год.

Така динаміка площі асимілюючої поверхні та інтенсивності фотосинтезу обумовить і відповідний рівень динаміки загальної сухої біомаси посівів (рис. 3.11).

При зміні кліматичних умов у I-му періоді накопичення загальної біомаси буде йти досить швидкими темпами (рис. 3.11а). Найбільш високі прирости загальної біомаси спостерігатимуться в 7 – 8 декади. Тільки за рахунок змін кліматичних умов максимальний приріст збільшиться від 17,8 до 19,0 г/м² за день (на 7 %). З врахуванням зміни вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm зростання буде становити 22 % порівняно з базовим періодом.

Внесення добрив збільшить максимальні прирости біомаси до 23,8–25,7 г/м² за день (табл. 3.16). В порівнянні з базовим періодом прирости збільшаться на 34 – 44 %.

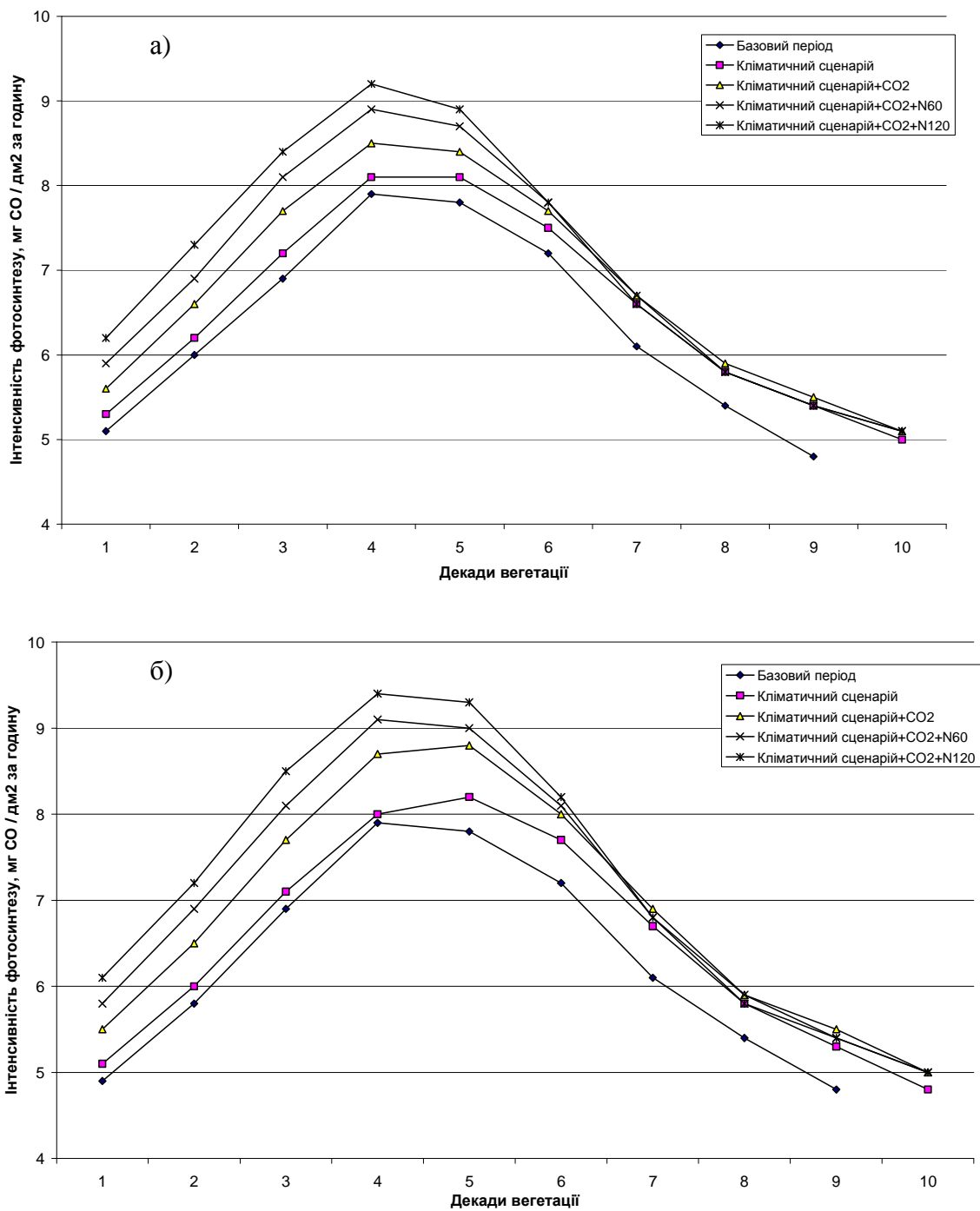


Рис. 3.10. Динаміка інтенсивності фотосинтезу кукурудзи в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а); на 2031– 2050 рр. (б)

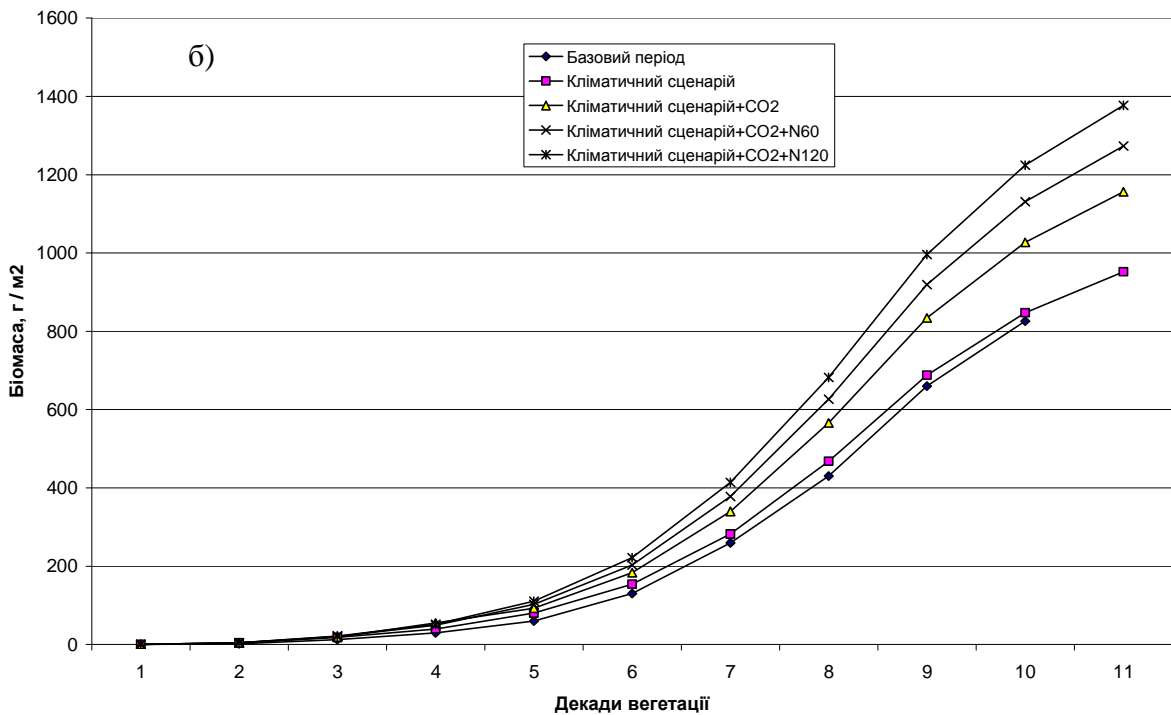
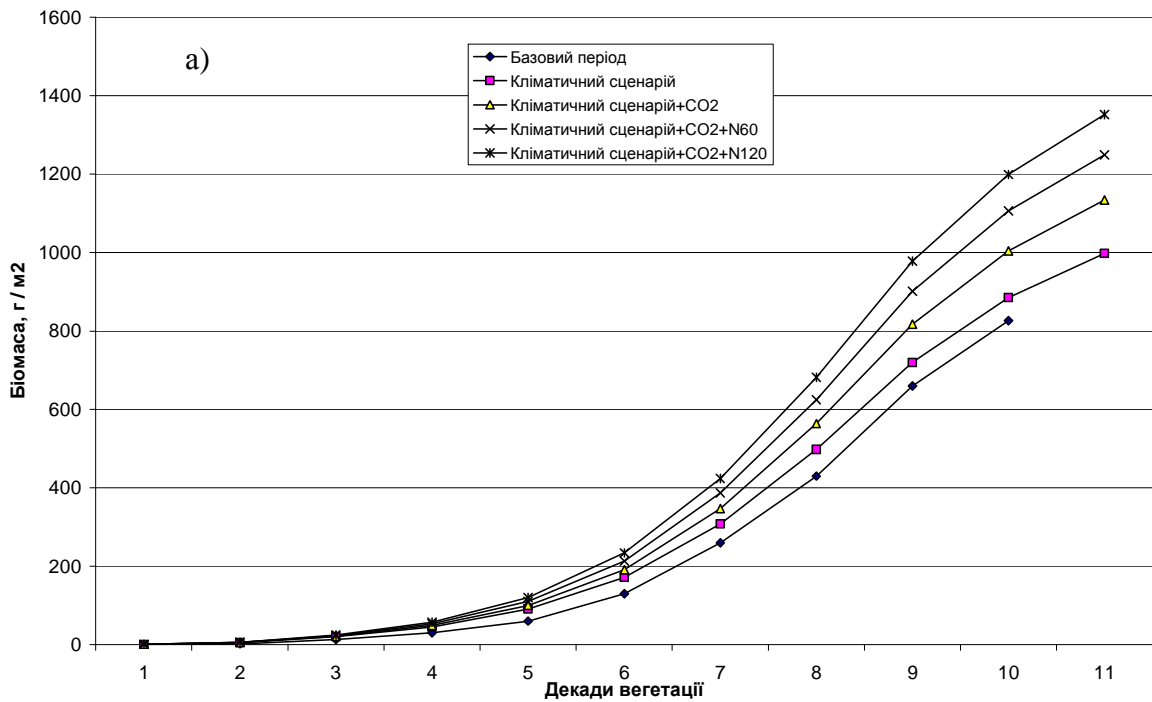


Рис. 3.11. Динаміка загальної сухої біомаси кукурудзи в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 pp. (а); на 2031– 2050 pp. (б)

У II-й період не очікується суттєвого збільшення приростів біомаси порівняно з базовим періодом (рис. 3.11б). Підвищення вмісту CO₂ в атмосфері до 520 ppm збільшить рівень приростів загальної біомаси особливо в 7 і 8-у декади вегетації. Прирости загальної біомаси збільшаться з 17,8 до 22,6 г/м² за день (на 27 %). Внесення добрив обумовить подальше збільшення максимальних приростів загальної біомаси до 24,9 – 26,8 г/м² за день, що становитиме 140 – 151 % порівняно з базовим періодом.

Зміна та зростання рівня показників фотосинтетичної продуктивності посівів кукурудзи в умовах зміни клімату обумовить і збільшення урожаю зерна (табл. 3.16 і рис. 3.12). Найбільший ефект буде спостерігатись при внесенні добрив.

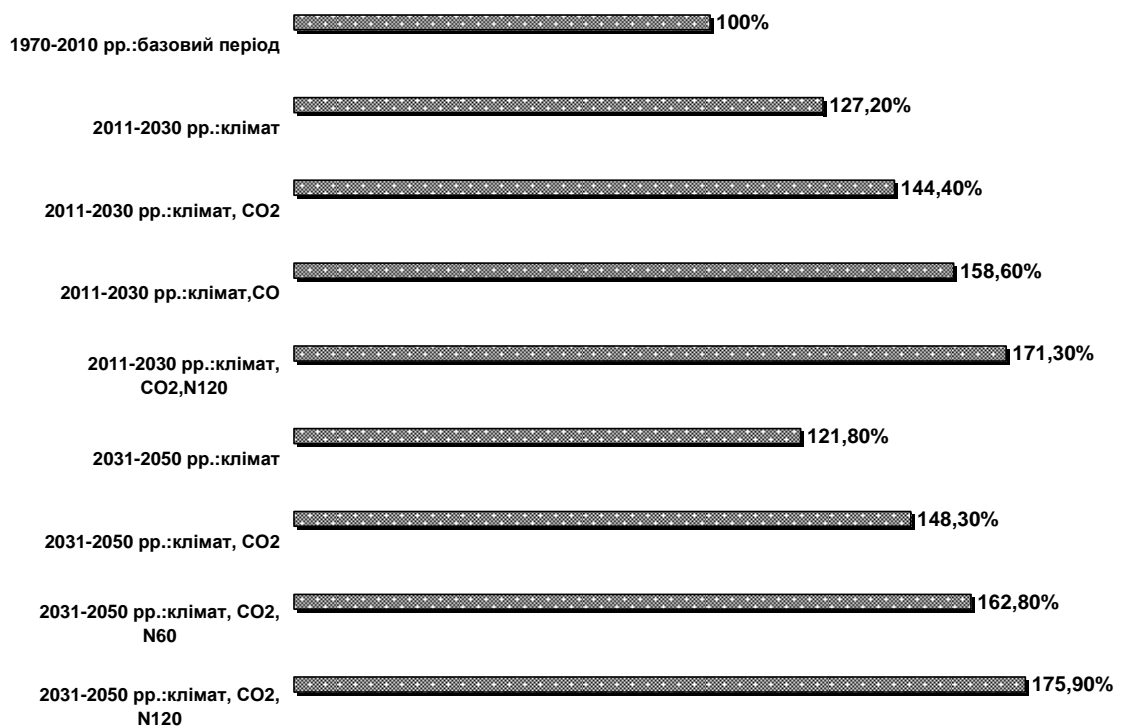


Рис. 3.12. Зміна урожайності кукурудзи в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями на 2011 – 2030 рр. та 2031 – 2050 рр.

В очікуваних кліматичних умовах I-го періоду урожай зерна зросте з 26,1 ц/га до 35,2 ц/га (на 27 %). Підвищення концентрації CO₂ в атмосфері обумовить зростання рівня урожаю зерна на 44 %.

Внесення добрив в дозі N₆₀ 60 кг (д.р.)/га підвищить цей ефект зростання урожаю на 59 %, а внесення дози N₁₂₀ 120 кг(д.р.)/га дозволить отримати урожай зерна на 71 % більше в порівнянні з базовим періодом.

У II-й період за рахунок тільки зміни кліматичних умов очікується збільшення урожаю зерна до 31,8 ц/га (на 22 %).

Збільшенні вмісту CO₂ в атмосфері від 380 до 520 ppm обумовить збільшення урожаю зерна до 38,7 ц/га (на 48 %). Внесення добрив на фоні зміни кліматичних умов та суттєве збільшення вмісту CO₂ в атмосфері призведе до подальшого підвищення урожаю зерна кукурудзи. В залежності від дози внесених добрив N₆₀ і N₁₂₀ урожай зерна складатиме при внесенні добрив в дозі N₆₀ – 42,5 ц/га, а при дозі N₁₂₀ – 45,9 ц/га, що відповідно на 63 та 76 % вище в порівнянні з базовим періодом.

Слід зазначити, що в останні роки впроваджуються у виробництво нові високопродуктивні сорти та гібриди кукурудзи. Отримані вище оцінки носять також і відносний характер, що дозволяє їх використовувати при оцінці можливих змін продуктивності цих нових сортів в зв'язку зі змінами клімату.

3.3.4. Рекомендації щодо адаптації технологій вирощування зернових культур до змін клімату

Виробництво зерна озимих зернових та ранніх ярих культур, кукурудзи в Луганському регіоні спирається на сприятливі ґрунтово-кліматичні умови, високоврожайні сорти та сучасну технологію вирощування культури. Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці, ярого ячменю та кукурудзи загалом є досить сприятливими, але зміна клімату обумовить зміни агрокліматичних умов їх вегетації, що викликає необхідність адаптації до цих змін.

1. Для озимої пшениці агрометеорологічні умови осіннього періоду мають визначальне значення для їх перезимівлі і в подальшому – в весняно-літню вегетацію. На підставі оцінки агрокліматичних умов осінньої вегетації озимої пшениці при реалізації сценарію зміни клімату встановлено, що зміна температурного режиму восени обумовлює необхідність перегляду оптимальних за агрокліматичними умовами термінів сівби цієї культури. Вони повинні здвинути на 10 – 15 днів на більш пізні строки 20 – 25 вересня.

При збереженні більш ранніх термінів сівби буде характерним надлишок тепла, що обумовить формування перерослих посівів. Її висота буде становити близько 25 см, сформується більше 5 – 6 пагонів кушіння. Шкодочинність переростання полягає в тому, що на другому етапі органогенезу більш витягується і диференціюється конус наростання, ніж у рослин, посіяних в оптимальні строки, тому перерослі рослини більше залежать від перепадів температур у період перезимівлі. Таким чином, внаслідок інтенсивного росту восени зимостійкість таких посівів озимої пшениці буде знижуватись і як наслідок це обумовить зниження урожаю на 15 – 20 %.

Оптимальні умови розвитку озимої пшениці в осінній період будуть складатися, якщо її сівба буде проводитись в терміни, що забезпечують рослини в подальшому достатньою кількістю тепла. Необхідно, щоб сума активних температур вище 3 °С, яка накопиться від терміну сівби до припинення вегетації становила 500...600 °С, що дозволить створити 3 – 6 пагонів кущіння на рослину.

2. Оцінка агрокліматичних умов перезимівлі озимої пшениці показала, що значні зміни умов перезимівлі, які відбудуться при умовах реалізації кліматичних сценаріїв, вимагають суттєвого перегляду складу вирощуваних сортів озимої пшениці. Очікуються умови, при яких буде спостерігатися часткова або повна відсутність снігового покриву, глибокі довготривалі відлиги, значне скорочення періоду зимівлі. Такі умови перезимівлі потребують впровадження або створення нових сортів озимої пшениці, які характеризуються меншим (на 50 – 70 днів) спокоєм при зимівлі, здатні продовжувати вегетацію при знижених температурах та, маючи більш низьку стійкість проти негативних температур, витримувати різкі але раптові зниження температури ґрунту на глибині вузла кущіння до –4...–6 °С.

3. Збільшення кількості опадів в зимовий та ранньовесняний періоди, а також пом'якшення температурного режиму, який обумовлює талий або слабо промерзлий стан ґрунту, створить унікальні умови для накопичення вологи в ґрунті до початку весняних польових робіт. Як встановлено при оцінці агрокліматичних умов весняно-літньої вегетації це обумовлює і необхідність зміщення термінів сівби ярого ячменю на більш ранні строки (на 10 – 15 днів раніше встановлених оптимальних агрокліматичних строків). При цьому значно покращаться агрометеорологічні умови вегетації культури, особливо в період сівба-колосіння.

Сівба ярого ячменю в перші 1 – 2 дні після настання весняної «стигlosti» ґрунту обумовить максимальний урожай в конкретних агрометеорологічних умовах. При затримці з сівбою на 5 – 10 днів урожай ярого ячменю буде знижуватись на 15 – 20 %.

4. Оцінка агрокліматичних умов вегетації кукурудзи дозволила встановити, що дещо підвищений температурний режим в квітні надасть можливість зсунути оптимальні терміни сівби кукурудзи на 10 – 15 днів порівняно з встановленими оптимальними агрокліматичними строками. Це дозволить зменшити непродуктивні витрати вологи на випарування, сформувати дружні сходи та більш продуктивно використовувати вологу для формування асиміляційного апарату і росту качана.

Запізнення з термінами сівби на 15 – 20 днів ставить формування урожаю в більшу залежність від умов зволоження другої половини вегетації, які будуть складатися досить напруженими.

В цих умовах слід надавати перевагу гібридам ранньостиглої та середньоранньої груп, які мають менш тривалий вегетаційний період в

порівнянні з середньостиглими та середньопізностиглими групами і більш продуктивно використовують вологу для формування урожаю.

5. Оцінка агрокліматичних умов темпів розвитку та настання стиглості озимої пшениці, вегетації ярого ячменю кукурудзи при реалізації сценарію зміни клімату дозволила встановити строки настання фази воскової стиглості при реалізації сценарію зміни клімату, що дещо корегують прийняті строки збирання урожаю всіх сільськогосподарських культур. Строки стиглості зерна визначають способи та строки початку збирання урожаю озимої пшениці, ярого ячменю та кукурудзи.

Врахування строків збирання урожаю, якщо реалізуються кліматичні сценарії, дозволить завчасно підготувати збиральну техніку в нових кліматичних умовах, щоб уникнути недобору урожаю за рахунок осипання, стікання та щуплості зерна, підготувати хлібоприймальні підприємства та елеватори для приймання, зберігання та переробки зерна.

4. ОЦІНКА ЗМІНИ АГРОКЛІМАТИЧНИХ УМОВ РОСТУ ЛУГОВОЇ ТА ЛІСОВОЇ РОСЛИННОСТІ В ЗВ'ЯЗКУ ЗІ ЗМІНАМИ КЛІМАТУ (на прикладі Луганського регіону)

В умовах Луганського регіону степові екосистеми збереглися тільки в незональних умовах схилів, плакорні варіанти степів практично знищено. Переважно зберігаються різні збіднені варіанти степових екосистем. Степові ділянки фрагментовані – розділені розораними водорозділами, природно фрагментовані балочні й долинні ділянки, значну площину балок складають ділянки лугових трав і байрачних лісів [2].

Висока здатність пристосування до порівняно досить жорстких кліматичних умов росту та розвитку обумовили домінуючу роль злаків в травостоях степових екосистем. До основних степових дерновинних злаків відносяться ковила (*Stipa L.*), типчак (*Festuca valesiaca*) і тонконіг – келерія (*Koeleria cristata*).

У злаковому травостої ковила займає перше місце. Цей рід включає декілька видів, розповсюджених у Луганському регіоні. За своєю фітоценотичною значимістю типчак займає друге місце після ковили, а при підвищенні посушливості інколи виходить на перше місце. Тонконіг в злаковому травостої за розповсюдженістю поступається ковилі й типчаку.

У байрачних лісах основними лісоутворюючими породами являються клен, ясен, дуб черешковий (*Quercus robus*).

4.1. Оцінка зміни агрокліматичних умов росту лугової та лісової рослинності

Сезонний розвиток природних трав та лісової рослинності починається у другій половині березня. Згідно сценарію зміни клімату в I-й період термін початку вегетації почнеться трохи раніше. (табл. 4.1). У II-й період передбачається, що вегетація почнеться на 13 днів раніше базового періоду.

Припинення вегетації буде проходити значно пізніше (на 14–16 днів), ніж в базовий період. Тривалість періоду вегетації природних трав та лісової рослинності в I-й період збільшиться майже на дві декади, а в II-й період – майже на місяць.

Зміни термінів початку та припинення вегетації призведе до суттєвої зміни теплозабезпеченість вегетаційного періоду природних трав та лісової рослинності. Вона буде значно відрізнятись від базового періоду. В I-й період сума ефективних температур вище 3 °C складатиме 3720 °C, що на 270 °C більше, ніж в базовий період.

Таблиця 4.1. Дати початку та припинення вегетації природної рослинності

Період	Дата початку вегетації	Дата припинення вегетації	Сума активних температур вище 3 °С	Тривалість періоду вегетації
1970 – 2010	23.III	8.XI	3450	230
2011 – 2030	19.III	22.XI	3735	248
Різниця	-4	+14	+285	+18
2031 – 2050	10.III	24.XI	3935	259
	-13	+16	+485	+29

Для II-го періоду буде спостерігатись ще більш значне збільшення теплозабезпеченості вегетаційного періоду на 460 °С в порівнянні з базовим періодом.

В I-й період розподіл температур буде нерівномірним. У квітні температура повітря підвищиться незначно (на 0,1 °С), а в травні вона спостерігатиметься на рівні базового періоду. У червні – липні буде підвищений температурний режим (на 0,2...0,5 °С), а в серпні передбачається нижчий на 0,7 °С від базового періоду. Для вересня буде характерним значне (на 1,5 °С) підвищення температури порівняно з базовим періодом (табл. 4.2).

Для II-го періоду буде характерним підвищений температурний режим протягом майже всього періоду вегетації (за винятком травня, коли температура повітря буде на 0,3 °С нижче базової. Досить значним це підвищення буде у липні – вересні (на 1,5...2,8 °С).

В цілому за рахунок значної зміни термінів початку та припинення вегетації, коли на початку періоду та при закінченні періоду буде досить низький температурний режим, середня за вегетацію природних трав та лісової рослинності температура повітря підвищиться в I-й період на 0,1 °С, а в II-й період на 0,2 °С.

Таблиця 4.2 Температурний режим росту природної рослинності

Період	Середня температура повітря, °С						Середня температура за вегетацію
	квітень	травень	червень	липень	серпень	вересень	
1970–2010	10,1	16,0	20,0	22,0	20,8	15,0	15,0
2011–2030	10,2	16,0	20,5	22,2	21,5	16,5	15,1
Різниця	+0,1	0	+0,5	+0,2	-0,7	+1,5	+0,1
2031–2050	10,6	15,7	20,1	23,5	22,5	17,8	15,2
Різниця	+0,5	-0,3	+0,1	+1,5	+1,7	+2,8	+0,2

Кількість опадів нерівномірно розподіляється за місяцями вегетаційного періоду природної рослинності (табл. 4.3)

В I-й період у квітні – травні кількість опадів буде несуттєво відрізнятися від кількості опадів базового періоду. У червні вона трохи збільшиться (на 6% в порівнянні з базовою). Для липня буде характерним зменшення кількості опадів на 17 % від базової. Досить значно збільшиться кількість опадів у серпні (на 29 %), в той час як у вересні вона зменшиться на 10 %.

Таблиця 4.3. Кількість опадів за період вегетації природної рослинності

Період	Кількість опадів, мм						Сума опадів за вегетацію
	квітень	Травень	червень	липень	серпень	вересень	
1970–2010	34	45	68	60	38	42	340
2011–2030	33	46	72	50	49	38	360
%	-3	+2	+6	-17	+29	-10	+6
2031–2050	41	60	69	43	40	34	356
%	+21	+33	+1	-28	+5	-19	+5

Стосовно розподілу кількості опадів у II-й період, то слід зауважити, що на початку вегетації (квітень – травень) вона збільшиться на 21 – 33 % порівняно з базовою. У червні місяці кількість опадів залишиться практично на рівні базового періоду. Для липня буде характерним значне зменшення (на 28 %) кількості опадів. У серпні кількість опадів трохи перевищить базову величину, а у вересні знову передбачається значне зменшення кількості опадів (на 19 %). Сумарна кількість опадів за період вегетації природної рослинності в I-й та II-й періоди збільшиться до 5–6 % в порівнянні з базовим періодом.

Хід сумарного випаровування та випаровуваності дещо відрізнятиметься від базового (табл. 4.4). Сумарне випаровування збільшується від квітня до липня. В липні місяці воно буде максимальним і сягатиме 95 – 99 мм, тобто на рівні базового. В серпні воно трохи зменшиться і у вересні його значення будуть близькі до значень у квітні (64 – 65 мм).

Якщо у квітні сумарне випаровування буде однаковим в обох періодах і знаходитиметься на рівні базового, то у травні і червні воно перевищуватиме базовий рівень на 3 – 10 %.

Для I-го періоду характерно, що у липні – серпні сумарне випаровування і випаровуваність будуть нижчі за базові величини, в той час як у II-й період вони дещо перевищуватимуть базові значення. В цілому за період вегетації сумарне випаровування зростає від 537,1 мм в базовий період до 555,8 мм у I-й період і до 567,9 мм у II-й період.

Таблиця 4.4. Характеристика випаровування за період вегетації природної рослинності

Період	Випаровування / випаровуваність, мм							Дефіцит випаровування
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	за період вегетації	
1970–2010	<u>64,9</u> 88,1	<u>74,3</u> 104,1	<u>85,9</u> 128,5	<u>96,2</u> 161,4	<u>88,7</u> 165,0	<u>62,4</u> 119,3	<u>537,1</u> 860,7	336
Відношення	0,74	0,71	0,67	0,60	0,54	0,52	0,61	
2011 – 2030	<u>67,5</u> 83,2	<u>81,6</u> 106,0	<u>89,8</u> 129,1	<u>94,7</u> 153,7	<u>87,9</u> 158,7	<u>64,9</u> 120,	<u>555,8</u> 864,5	308,7
Відношення	0,81	0,77	0,70	0,62	0,55	0,51	0,64	
2031 – 2050	<u>67,6</u> 84,8	<u>76,4</u> 99,0	<u>86,0</u> 121,6	<u>99,0</u> 160,8	<u>89,5</u> 163,3	<u>65,4</u> 124,7	<u>567,9</u> 819,8	323,9
Відношення	0,80	0,77	0,71	0,62	0,55	0,52	0,64	

Дефіцит випаровування зменшиться від 336,0 мм до 308,7 і 323,9 мм відповідно. Відношення сумарного випаровування до випаровуваності в загальному випадку дозволяє характеризувати вологозабезпеченість вегетації. Слід відмітити, що з квітня по серпень в обох періодах вологозабезпеченість очікується трохи вище порівняно з базовою.

Оцінка режиму зволоження за ГТК показує, що в I-й і II-й періоди режим зволоження у травні – червні очікується задовільним (табл. 4.5).

Таблиця 4.5. Оцінка режиму зволоження періоду вегетації природної рослинності

Період	Гідротермічний коефіцієнт за						Кількість декад з помірною і суворою посухою
	травень	червень	липень	серпень	вересень	середнє за період	
1970–2010	0,90	1,12	0,87	0,59	0,94	0,90	8/3
2011–2030	0,94	1,20	0,74	0,75	0,77	0,89	9/2
Різниця	+0,04	+0,08	-0,13	+0,16	-0,17	-0,01	
2031–2050	1,25	1,16	0,60	0,59	0,61	0,88	9/8
Різниця	+0,35	+0,04	-0,27	0	-0,33	-0,02	

Для I-го періоду в липні місяці показник ГТК зменшиться на 0,13, а в серпні збільшиться на 0,16. В вересні значення цього показника зменшиться на 0,17. Липень, серпень і вересень можуть характеризуватись як періоди з помірною посухою.

Для II-го періоду режим зволоження в липні та вересні погіршиться і весь період липень, серпень, вересень буде характеризуватись як період з суворою посухою.

Загальна оцінка режиму зволоження показує, що в середньому як I-й, так і II-й періоди будуть характеризуватись в середньому як періоди з помірною атмосферною посухою.

4.2. Оцінка первинної продуктивності лугової рослинності (типчаково-ковилової асоціації) в зв'язку зі змінами клімату

Сезонний хід фотосинтезу типчаково-ковилової асоціації характеризується зростанням рівня фотосинтезу з початку вегетації до 6–7 декад вегетації (2–3 декади травня) і потім закономірно знижується до 13–14 декад вегетації – кінець червня (рис. 4.1).

В I-й період інтенсивність фотосинтезу трав (рис. 4.1а) в перші 2–3 декади вегетації буде незначно відрізнятись від інтенсивності фотосинтезу трав базового періоду (на 0,3 – 0,4 мг CO₂/дм²·год.). Надалі ця різниця зросте і в 6–7 декадах вегетації інтенсивність фотосинтезу трав підвищиться з 10,2 – 10,7 мг CO₂/дм²·год. до 11,4 мг CO₂/дм²·год. Після цвітіння трав інтенсивність фотосинтезу буде знижуватись і ця різниця незначна.

Збільшення CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm призведе до підвищення інтенсивності фотосинтезу в порівнянні з базовим періодом але на фоні кліматичного сценарію це збільшення становитиме 0,1–0,2 мг CO₂/дм²·год. і лише в період максимальної інтенсивності фотосинтезу збільшиться в порівнянні з кліматичним сценарієм I-го періоду з 11,4 мг CO₂/дм²·год до 11,8 мг CO₂/дм²·год.

В II-й період за рахунок кращих умов зволоження початку вегетації рівень інтенсивності фотосинтезу (рис. 4.1б) очікується на 0,7–0,9 мг CO₂/дм²·год. вище ніж в базовий період. Максимальне значення інтенсивності фотосинтезу в 6–7 декади вегетації збільшиться з 10,7 до 11,1 мг CO₂/дм²·год. в порівнянні з базовим періодом. Після 7–8 декад відбуватиметься зменшення інтенсивності фотосинтезу. Слід відмітити, що за кліматичним сценарієм в зв'язку з погіршенням умов зволоження інтенсивність фотосинтезу буде дещо нижчою в порівнянні з базовим періодом.

Підвищення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 520 ppm викличе зростання рівня фотосинтезу до 7–8-ої декад порівняно з базовим періодом, а після 8-ої декади навіть збільшення CO₂ в атмосфері не компенсує несприятливих умов росту трав, інтенсивність фотосинтезу буде навіть трохи меншою ніж в базовий період.

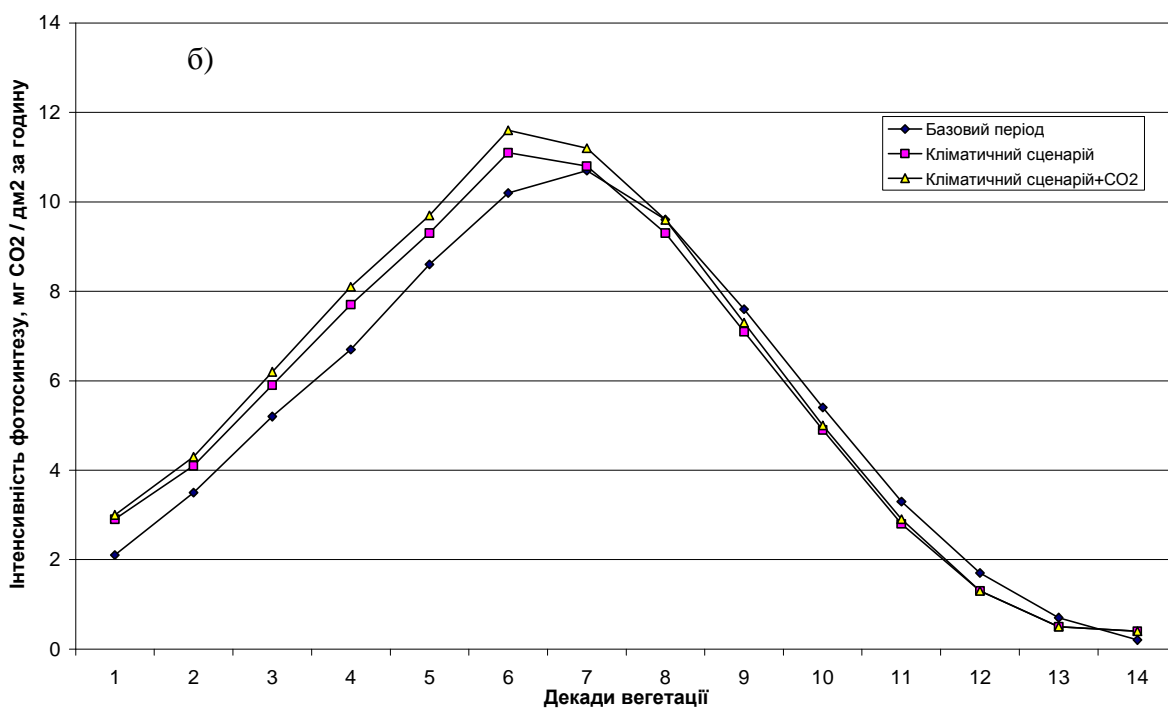
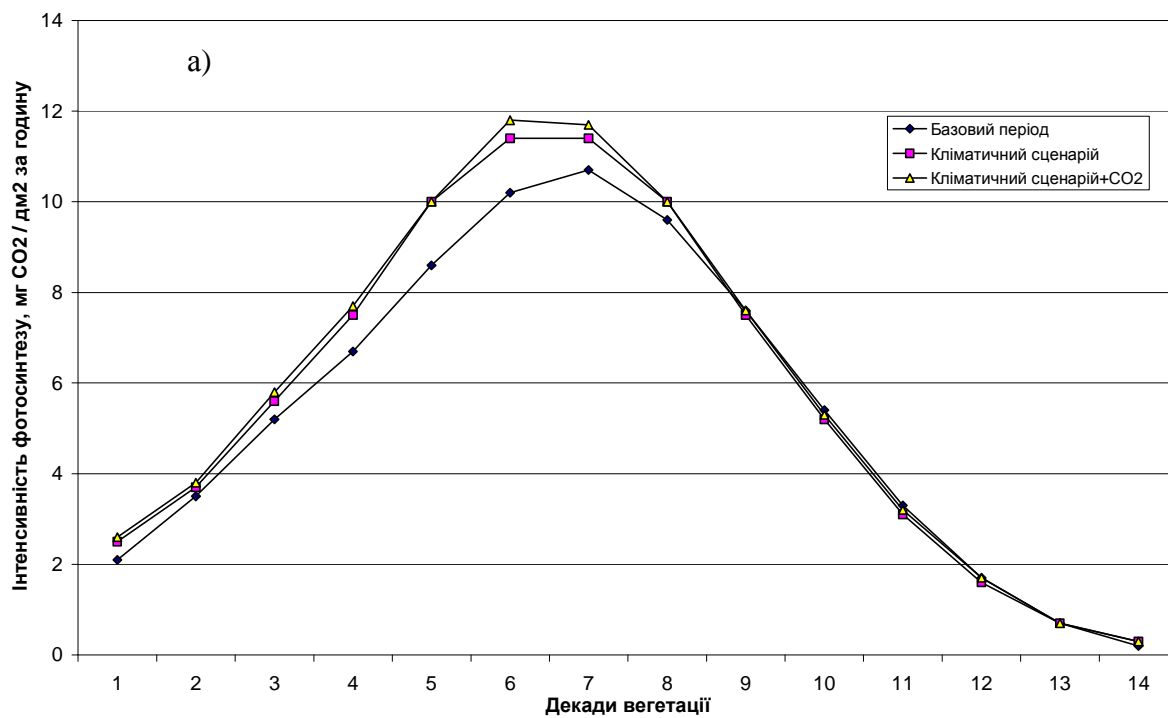


Рис. 4.1. Динаміка інтенсивності фотосинтезу типчаково-ковилової асоціації в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а); на 2031– 2050 рр. (б)

За рахунок більш високого рівня фотосинтезу сформувалась більша асимілююча поверхня (табл. 4.6). В I-й період зміна кліматичних умов призведе до збільшення максимальної площі листя з 1,96 до 2,30 м²/м², а підвищення вмісту CO₂ спричинить зростання площі листя до 2,46 м²/м². Відповідно збільшиться на 14 і 21 % фотосинтетичний потенціал трав.

Таблиця 4.6. Фотосинтетична продуктивність типчаково-ковилової асоціації

Період	Варіант	Період максимального росту		Фотосинтетичний потенціал, м ² /м ² за вегетацію	Урожай, ц/га
		площа литкової поверхні, м ² /м ²	приріст загальної сухої біомаси, г/м ² ·за день		
1970–2010	Клімат	1,96	10,74	119,88	27,0
2011–2030	Клімат	2,30	12,95	136,27	32,1
	Клімат+CO ₂	2,46	14,09	144,79	34,7
2031–2050	Клімат	2,44	13,60	145,20	34,3
	Клімат+CO ₂	2,71	15,47	160,66	38,9

В II-й період зміна кліматичних умов викличе значне на 25 % збільшення площі листя, а збільшення CO₂ в атмосфері призведе до зростання площі листя на 38 %. Все це призведе до збільшення фотосинтетичного потенціалу трав за рахунок кліматичних умов на 21 %, а за рахунок збільшення вмісту CO₂ в атмосфері на 34 %.

Указаний вище сезонний хід фотосинтезу та динаміки площі листя обумовляють і відповідну динаміку біомаси (рис. 4.2). Максимальний приріст біомаси трав буде очікуватись в 6 – 9 декади вегетації. Як видно з даних рис 4.2 в ці декади спостерігатиметься лінійний хід накопичення біомаси трав. Максимальний приріст біомаси в I-й період зросте з 10,74 до 12,95 г/м²·д при зміні кліматичних умов, а при зростанні вмісту CO₂ – до 14,09 г/м²·д (табл. 4.6).

Для II-го періоду буде характерним ще більше зростання приростів біомаси. Так, за рахунок зміни кліматичних умов максимальні прирости досягатимуть 13,60 г/м² за день, а при збільшенні CO₂ – 15,47 г/м² за день, що відповідно на 27 і 44 % більше порівняно з базовим періодом.

Максимальний урожай трав буде спостерігатись в 9 – 10 декади вегетації (2–3 декади червня).

В I-й період зміна кліматичних умов призведе до збільшення урожаю трав на 18 %, а при зростанні вмісту CO₂ – на 28,5 %, відповідно з 27 ц/га до 32,1 і 34,7 ц/га (рис. 4.2а і табл. 4.6).

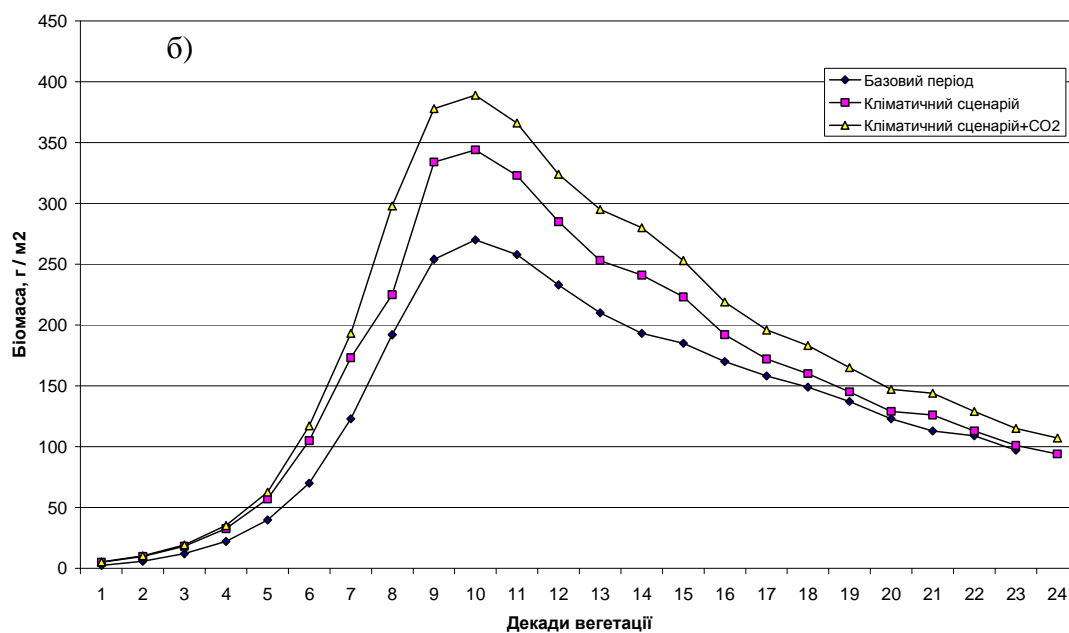
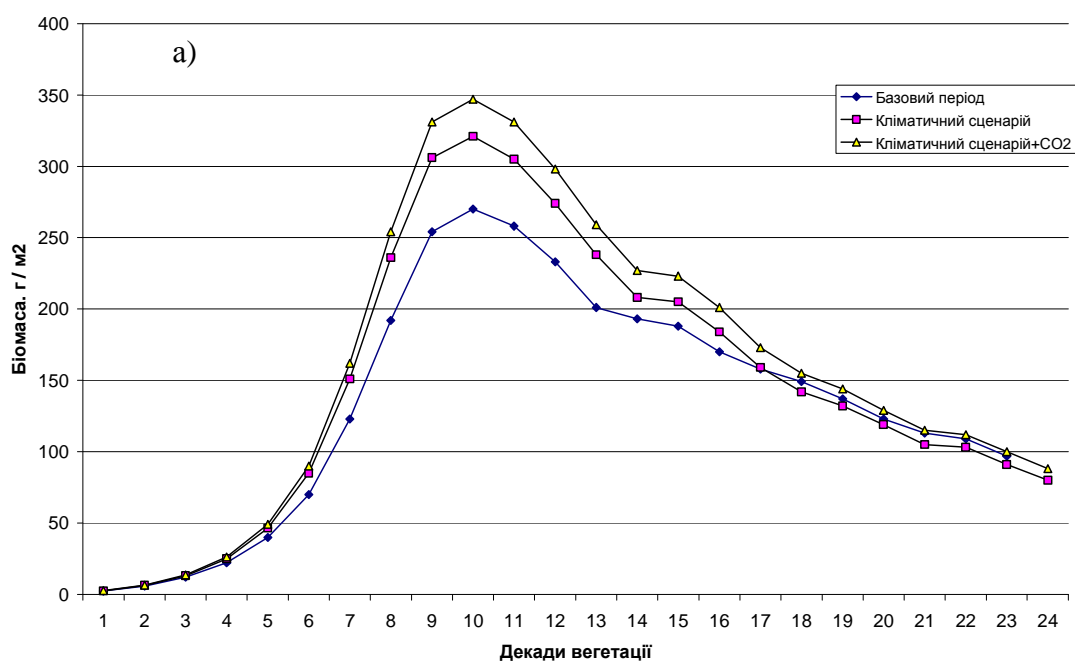


Рис. 4.2. Динаміка загальної сухої біомаси типчаково-ковилової асоціації в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а); на 2031– 2050 рр. (б)

В II-й період за рахунок більш сприятливих умов для початку вегетації, які зумовили більш високий рівень показників фотосинтетичної діяльності трав, очікується зростання урожаю трав (рис. 4.2б) при зміні тільки кліматичних умов з 27 до 34,3 ц/га (на 27 %), а при збільшенні вмісту CO₂ – до 38,9 ц/га (на 44 %).

В умовах зміни клімату буде змінюватись інтенсивність плодоношення рослин. Зміна кількості дернин з генеративними пагонами у типчака та ковили обумовлюється кількістю опадів в осінній період та навесні. Встановлені критерії, які дозволяють оцінити умови формування генеративних пагонів [8]. На основі цих критеріїв виконана оцінка умов формування генеративних пагонів.

В I-й період кількість опадів восени від початку вересня до останньої декади з температурою повітря вище 5 °С складатиме 92 мм, а кількість опадів на початку (перші чотири декади вегетації з температурою повітря вище 5 °С) весни 48 мм обумовлять досить високий рівень кількості дернин з генеративними пагонами у типчака та ковили (до 65 %), що на 15 % більше ніж у базовий період.

Для II-го періоду буде характерним деяке зменшення кількості опадів восени (до 71 мм), але збільшення до 55 мм в весняний період, що обумовить зростання кількості дернини з генеративними пагонами у типчака та ковили майже до 70 %.

4.3. Оцінка первинної продуктивності лісової рослинності (зеленого листка дуба черешкового) в зв'язку зі змінами клімату

Розглядалась інтенсивність фотосинтезу, дихання та транспірації листка дуба черешкового. При всіх варіантах змін клімату і режиму CO₂ буде характерним зростання фотосинтезу з травня до середини червня, а потім в зв'язку з погіршенням умов вологозабезпеченості, очікується зниження рівня фотосинтезу (рис. 4.3).

В I-й період збільшення інтенсивності фотосинтезу за рахунок зміни кліматичних умов відбудеться на 0,05 – 0,1 мг CO₂/г·год. Максимальні значення досягатимуть 1,7 – 1,93 мг CO₂/г·год.

З другої половини червня до вересня очікується зниження інтенсивності фотосинтезу від 1,95 до 1,65 мг CO₂/г·год. Зростання рівня інтенсивності фотосинтезу за рахунок збільшення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm буде невеликим і в середньому досягатиме 0,10 – 0,15 мг CO₂/г·год. В II-й період умови для фотосинтезу листка дуба черешкового трохи покращаться. В порівнянні з базовим періодом рівень інтенсивності фотосинтезу при зміні кліматичних умов за сценарієм, збільшиться на 0,15 – 0,20 мг CO₂/г·год. Підвищення вмісту CO₂ в

атмосфері до 520 ppm призведе до зростання рівня інтенсивності фотосинтезу на 0,20–0,25 мг CO₂/г·год.

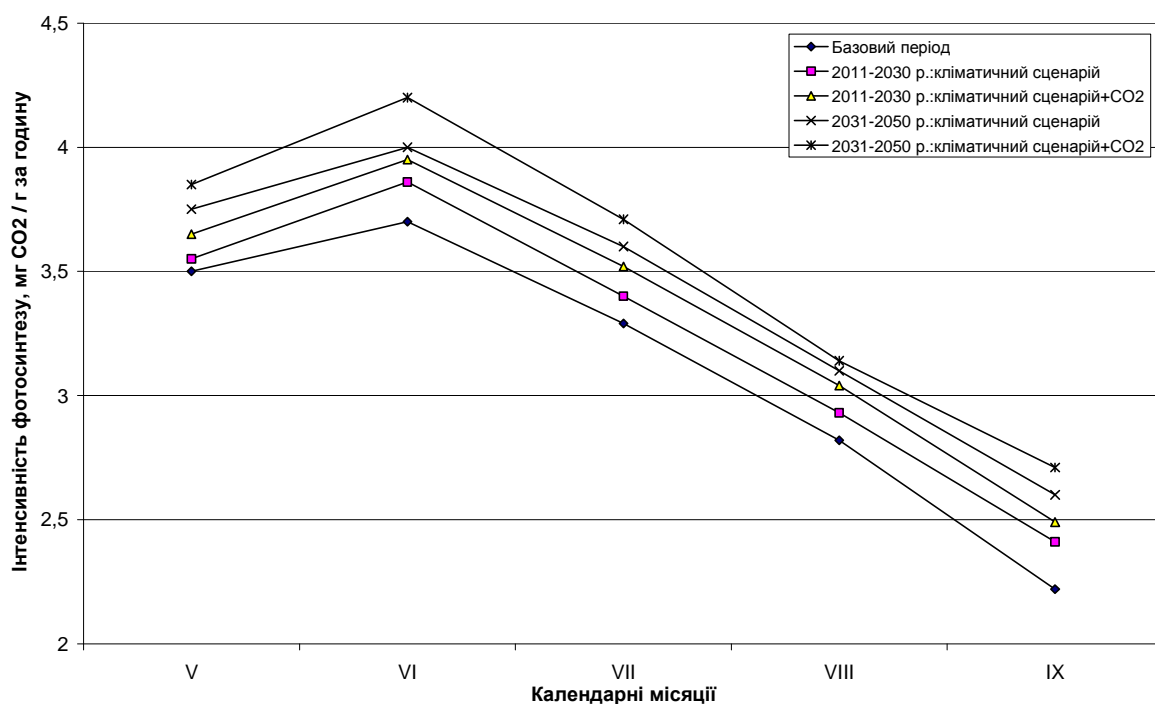


Рис. 4.3. Динаміка середньої за місяць інтенсивності фотосинтезу зеленого листа дуба черешкового в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями на 2011 – 2030 pp. та 2031– 2050 pp.

В середньому за вегетацію (табл. 4.7) інтенсивність фотосинтезу для різних періодів зміниться незначно, хоча трохи зросте при зміні кліматичних умов та вмісту CO₂ в атмосфері як у I-й, так і у II-й періоди. Так, в I-й період рівень фотосинтезу листя зросте на 6 – 7 %, а в II-й період це зростання становитиме 10 – 14 % в порівнянні з базовим періодом. Витрати на дихання (табл. 4.7) будуть становити 54 – 59 % від фотосинтезу.

Сезонний хід транспірації зеленого листка проявляється в стійкому зниженню її рівня з травня до вересня (рис. 4.4). Для базового періоду це зниження відбуватиметься від 239 мг/г·год. у травні до 156 мг/г·год. у вересні.

В I-й період зміни кліматичних умов призведуть до зростання рівня транспірації на 4 – 14 мг/г·год. Зростання CO₂ до 470 ppm призведе до зростання транспірації на 14 – 23 мг/г·год.

В II-й період за рахунок зміни кліматичних змін транспірація становитиме 12 – 27 мг/г·год., а при зростанні CO₂ в атмосфері до 520 ppm призведе до збільшення рівня транспірації на 23 – 35 мг/г·год.

Таблиця 4.7. Середня за вегетацію інтенсивність фотосинтезу, дихання та транспірації зеленого листа дуба черешкового

Період	Варіант	Фотосинтез, мг CO ₂ /Г-ГОД.	Дихання, мг CO ₂ /Г-ГОД.	Транспірація, г/Г-ГОД.
1970 – 2010 рр.	Клімат	1,55	0,91	201
2011 – 2030 рр.	Клімат	1,65	0,93	210
	Клімат + CO ₂	1,66	0,94	217
2031 – 2050 рр.	Клімат	1,70	0,93	220
	Клімат + CO ₂	1,76	0,95	227

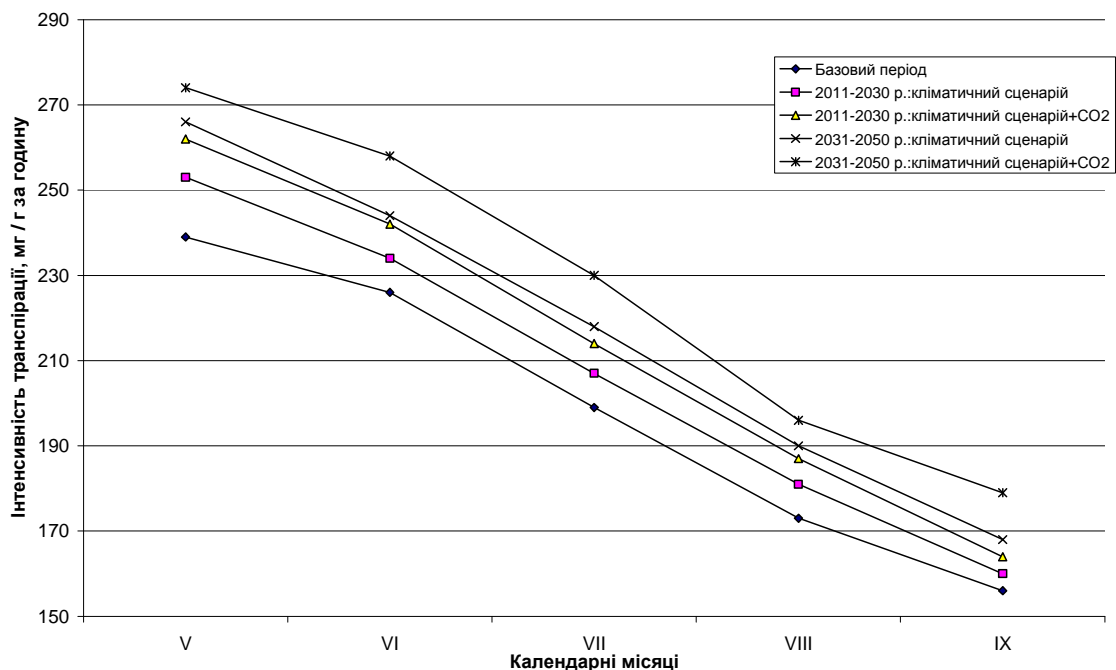


Рис. 4.4. Динаміка середньої за місяць інтенсивності транспірації зеленого листа дуба черешкового в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями на 2011 – 2030 рр. та 2031– 2050 рр.

Як видно з даних рис. 4.4, у вересні спостерігатиметься деяке збільшення значень інтенсивності транспірації. В середньому за вегетацію інтенсивність транспірації зростає за кліматичним сценарієм в порівнянні з базовим періодом. В I-й період це зростання становитиме 4 – 8 %, а в II-й період досягатиме 6 – 13 %.

Одержані середні за період значення показників фотосинтезу та транспірації дозволяють розрахувати баланс вуглецю та витрати води в деревостойі (табл. 4.8). Для розрахунків були залучені дані про масу листя для зімкнутого деревостою та про кількість годин роботи асиміляційного апарату [4]. При цьому розглядалися також розріджений деревостій та

помірно розріджений деревостій, маса листя в яких приймалися відповідно рівною 3 та 5 т/га.

Таблиця 4.8. Продуктивність та транспірація деревостою дуба черешкового в умовах зміни клімату

Період	Варіант	Розріджений деревостій, маса листя, 3 т/га		Помірно розріджений деревостій, маса листя, 5 т/га		Зімкнутий деревостій, маса листя, 8 т/га	
		Фотосинтез, гС/м ² за рік	транспірація, кг/м ² за рік	Фотосинтез, гС/м ² за рік	транспірація, кг/м ² за рік	фотосинтез, гС/м ² за рік	Транспірація, кг/м ² за рік
1970–2010	Клімат	379	72	632	121	1012	193
2011–2030	Клімат	404	76	673	126	1077	202
	Клімат + CO ₂	406	78	677	130	1084	208
2031–2050	Клімат	416	79	694	132	1110	211
	Клімат + CO ₂	431	82	718	136	1149	218

Як видно з даних табл. 4.8, в розрідженому деревостой в I-й період баланс вуглецю зростає в порівнянні з базовим періодом з 379 г С/м² за рік до 406 г С/м² за рік, спостерігатиметься і зростання витрат води з 72 до 78 кг/м² за рік. В II-й період зростання кількості вуглецю та витрат на транспірацію будуть дещо більшими: відповідно до 416 – 431 г С/м² за рік і 79 – 82 кг/м² за рік.

Для помірно розрідженого деревостою з більшою площею асимілюючої поверхні буде характерним зростання кількості засвоєного вуглецю та підвищення витрат на транспірацію. В I-й період баланс вуглецю зросте до 673 – 677 г С/м² за рік, витрати води на транспірацію становитимуть 126 – 130 кг/м² за рік. Для II-го періоду також відбудеться збільшення цих характеристик, відповідно до 694 – 718 г С/м² за рік та до 132 – 136 кг/м² за рік.

Зімкнутий деревостій характеризується повноцінною листковою поверхнею, яка забезпечує максимально можливе поглинення сонячної радіації. Для такого деревостою буде характерним високий рівень балансу вуглецю: в I-й період 1077 – 1084 г С/м² за рік (на 6 – 7 % вище базового), а в II-й період 1110 – 1149 г С/м² за рік (на 10 – 14 % вище базового).

Суттєво зростуть витрати води в зімкнутому деревостой: в I-й період до 202 – 208 кг/м² за рік (на 4 – 8 % вище базового). Для II-го періоду буде характерним збільшення витрат води на транспірацію до 211 – 218 кг/м² за рік (на 9 – 13 % вище базового).

Таким чином, зміна клімату та підвищення концентрації CO₂ призведуть до збільшення первинної продуктивності дуба черешкового на 7 – 14 %.

4.4. Рекомендації з поліпшення умов формування продуктивності природної рослинності в умовах змін клімату

Збереження та відновлення степових асоціацій спирається на досить обґрунтовані та апробовані методики, які використовуються для відновлення степів в Україні. В їх число входять:

– одноразове та багаторазове внесення насіння або насінневої суміші насіння на ділянку степу, яка відновлюється;

– комбінована методика, яка включає в себе обмежену посадку дернини з різною щільністю та залишення частини площі на самовідновлення і сівбу насіння в сіно-насінневій суміші;

– едіфікаторно-біоморфологічний поетапний;

– комбінований біоморфологічний;

– едіфікаторно-ценотичний [8, 15].

Не зважаючи на різні принципи реалізації спільним в цих методиках є необхідність збору насіння та сівба або пересадка (посадка) дернин або «дернокрихти». Терміни проведення цих робіт та їх успішність в значній мірі регулюються кліматичними умовами, які достатньо зміняться, що необхідно враховувати при виконанні робіт з відновлення степових асоціацій.

1 В умовах зміни клімату буде змінюватись інтенсивність плодоношення рослин. Зміна кількості дернин з генеративними пагонами у типчака та ковилів обумовлюється кількістю опадів в осінній період та на початку весни. При кількості весняних опадів менше 30 мм кількість дернин типчака та ковилів з генеративними пагонами складатиме не більше 30 – 40 %, що робить малоефективним збір насіння цих трав. Збільшення кількості весняних опадів до 40 – 50 мм забезпечить високий рівень кількості дернин з генеративними пагонами у типчака та ковилів.

2. В зв'язку з підвищенням рівня температурного режиму та більш раннім початком вегетації трав на 10 – 15 днів здвинуться терміни колосіння і цвітіння трав, відповідно повинні бути скореговані і терміни збору насіння типчака і ковилів.

3. Аналіз розподілу кількості опадів показав, що їх кількість в сезони зима-весна становитиме в I-й період 284 мм (на 29 % більше, чим в базовий період), а в II-й період –308 мм (на 40 % більше, чим в базовий період). В сукупності з більш раннім розвитком весняних процесів та початком вегетації трав більш ефективним буде сівба або посадка дернин в осінній період. Це надасть змогу більш ефективно використати накопичені запаси вологи, зменшити непродуктивні витрати вологи на випарування, та забезпечить кращі умови для формування сходів трав та росту посаджених дернин.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Антропогенные изменения климата /Под ред. М.И. Будыко и Ю.А. Израэля. – Л.: Гидрометеиздат, 1987 – 406 с.
2. Боровик Л. Инвентаризация степных участков в Луганской области и проблемы формирования сети ECONET [Электронный ресурс] /Л.Боровик. – Режим доступа: http://www.steppe.org.ua/seminar/ppt/Borovik_1.pdf].
3. Будыко М.И. Изменения климата.–Л.: Гидрометеиздат, 1974.–280 с.
4. Иванов Л.А., Гулидова И.В., Цельникер Ю.Л., Юрина Е.В. Фотосинтез и транспирация древесных пород в различных климатических зонах //Водный режим растений в связи с обменом веществ и продуктивностью.–М.: Изд-во АН СССР, 1963.–С.121-128.
5. Изменение климата. Заявление о современном состоянии знаний и приоритетных направлениях исследований ВПИК //Бюлл. ВМО, 1990-39. – № 1. – С. 51-57.
6. Израэль Ю.А., Антохин Ю.А. и др. Последствия изменения климата для России //Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений. – М.: Наука, 2001. – С. 40-64.
7. Комплексное использование земель евразийских степей программа региональных действий tacis 2004: компонент «биоразнообразие» Технический отчет: Мероприятие 2.3.7 (Technical Report: Activity 2.3.7) Технология восстановления степных пастбищ [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.steppe.org.ua/publications/2.3.7%20Restoration%20technology%20of%20steppe%20pastures%20RUS.pdf>].
8. Короткова Е.И. Динамика развития типчаково-ковыльной заповедной степи Аскания Нова в связи с погодными условиями //Ботанический журнал. – 1957. – № 6.
9. Логинов В.Ф. Причины и следствия климатических изменений. – Минск: Навука і тэхніка, 1992. – 320 с.
10. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України. /За ред. С.М. Степаненка, А.М. Польового. – Одеса: «Екологія», 2011. – 694 с.
11. Полевой А.Н. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 319 с.
12. Полевой А.Н.. Моделирование фотосинтеза зеленого листа у растений типа С3 и С4 при изменении концентрации СО₂ в атмосфере //Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем.– М.: ИГКЭ. Том XXIII, 2010.– С. 297-315.
13. Польовий А.М. Моделювання гідрометеорологічного режиму та продуктивності агроєкосистем. –Одеса: «Екологія», 2013. – 430 с.

14. Полевой А.Н, Грингоф И.Г., Гридасов В.Ф. Основные принципы динамического моделирования продуктивности пустынных пастбищ // Проблемы освоения пустынь.– Ашхабад: 1990.– № 5.–С. 28-35.
15. Попова Е. Н. Оценка полевых демонстраций проекта «Комплексное использование земель Евразийских степей» и технология восстановления степных пастбищ [Электронный ресурс] / Е.Н. Попова, Д.А. Баланел. – Режим доступа: http://www.steppe.org.ua/seminar/ppt/Popova_2.pdf.
16. Проблеми і стратегія виконання Україною рамкової конвенції ООН про зміну клімату /В.Я.Шевчук, І.В.Трофимова, О.М.Трофимчук та ін. – К.: УІНСіРБ, 2001. – 96 с.
17. Тарко А.М. Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2005. – 231 с.
18. Україна та глобальний парниковий ефект. Частина 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату. /За ред. В.В. Васильченка, М.В. Рапцуна, І.В. Трофимової – К.: 1998. – 210 с.
19. Френкель А. А. Математические методы анализа динамики и прогнозирования производительности труда. – М.: Экономика, 1972. – 189 с.
20. Nakićenović, N., and R. Swart (eds.): 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, USA. 2000 – 599 pp.

ЗМІСТ

Передмова.....	3
1. Антропогенні зміни клімату та їхній вплив на сільськогосподарське виробництво.....	5
1.1. Клімат і кліматоутворюючі фактори.....	5
1.2. Значення клімату у господарській діяльності людини.....	8
1.3. Природна кліматична мінливість.....	10
1.3.1. Методи визначення клімату минулого.....	11
1.3.2. Зміна клімату геологічного минулого.....	13
1.3.3. Зміни клімату в історичну епоху.....	16
1.3.4. Зміна клімату за період інструментальних спостережень.....	17
1.4. Вплив господарської діяльності людини на зміни клімату.....	19
1.4.1. Можливі наслідки глобального потепління.....	21
1.4.2. Гіпотези пояснення причин змін клімату.....	24
1.5. Сценарії можливих змін клімату.....	27
2. Аналіз тенденцій зміни агрокліматичних ресурсів України.....	31
2.1. Зміна температурного режиму теплого і холодного періодів..	31
2.2. Основні агрокліматичні характеристики періоду потепління в Україні.....	35
2.3. Аналіз несприятливих для сільського господарства агрометеорологічних умов.....	38
2.4. Сценарії змін клімату в Україні.....	42
2.4.1. Порівняння результатів розрахунків за моделями загальної циркуляції атмосфери з даними про реальний клімат.....	44
2.4.2. Побудова регіональних кліматичних сценаріїв.....	47
3. Оцінка впливу змін клімату на зміни агрокліматичних ресурсів та продуктивність сільськогосподарських культур окремого регіону (на прикладі Луганського регіону).....	55
3.1. Матеріали та методика дослідження.....	55
3.2. Узагальнена оцінка зміни агрокліматичних ресурсів регіону в зв'язку зі змінами клімату.....	56
3.2.1. Теплозабезпеченість вегетаційного періоду.....	56
3.2.2. Вологозабезпеченість вегетаційного періоду.....	59
3.3. Оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур в зв'язку зі змінами клімату.	61
3.3.1. Озима пшениця.....	61
3.3.2. Ярий ячмінь.....	70
3.3.3. Кукурудза.....	78
3.3.4. Рекомендації щодо адаптації технологій вирощування зернових культур до змін клімату.....	86

4. Оцінка зміни агрокліматичних умов росту лугової та лісової рослинності в зв'язку зі змінами клімату (на прикладі Луганського регіону).....	89
4.1. Оцінка зміни агрокліматичних умов росту лугової та лісової рослинності.....	89
4.2. Оцінка первинної продуктивності лугової рослинності (типчакowo-ковилової асоціації) в зв'язку зі змінами клімату.....	93
4.3. Оцінка первинної продуктивності лісової рослинності (зеленого листка дуба черешкового) в зв'язку зі змінами клімату.....	97
4.4. Рекомендації з поліпшення умов формування продуктивності природної рослинності в умовах змін клімату.....	101
Список використаної літератури.....	102

Польовий А. М.

Вплив антропогенних змін клімату на сільське господарство :
конспект лекцій / А. М. Польовий. – Одеса : 2013. – 107 с.

The Summary of Lectures in the discipline of ‘Impact of Human-Induced Climate Change on Agriculture’ presents the salient points of the study into the climate change and its influence on human economic activities. Results of analysis of the climate change, its causes and effects are stated. Estimates of heat and moisture supply for a vegetative season and the changes in agroclimatic conditions for cropping and crop productivity related to the climate change are given.

The Summary of Lectures is intended for the students of Hydrometeorology and Environmental Science, students of institutions of higher education in the area of agriculture and students of Geography and Biology at classical universities. The textbook is intended for the use of the students of higher education institutions, who study under the direction of ‘Hydrometeorology’, as well as the students of agricultural institutions of higher learning and colleges and can turn beneficial to the students and post-graduate students of the faculties of geography and biology of universities. The textbook can be used as a handbook for the specialists involved in agricultural meteorology, environmental science, biology, geography and agriculture to provide familiarization with the methods of modelling dynamic processes and solving particular tasks.

The publication is prepared within the framework of 511390-TEMPUS-1-2010-1-SK-TEMPUS-JPCR ‘Environmental Governance for Environmental Curricula’ EC TEMPUS IV project and is intended for the use of students and post-graduate students of hydrometeorological and environmental directions of studies, researchers and specialists working in the field of Agricultural Meteorology, Environmental Science and Agriculture.

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.

Навчальне видання

Польовий Анатолій Миколайович

**Вплив антропогенних змін клімату на
сільськогосподарське господарство**

Конспект лекцій

Підп. до друку
Умовн. друк. арк..

Формат
Тираж

Папір
Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет,
65016, Одеса, вул.. Львівська, 15
