



Л. В. Недострелова

**ВПЛИВ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН
НА ГАЛУЗІ ЕКОНОМІКИ УКРАЇНИ**

ЧАСТИНА I

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Недострелова Л. В.

ВПЛИВ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН
НА ГАЛУЗІ ЕКОНОМІКИ УКРАЇНИ

ЧАСТИНА I

Конспект лекцій

Одеса
Одеський державний екологічний університет
2016

УДК 551.583

Нед 42

Рекомендовано методичною радою Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України як конспект лекцій (протокол №6 від 25.02. 2016 р.)

Недострелова Л. В.

Вплив кліматичних змін на галузі економіки України. Частина I: конспект лекцій. Одеса, Одеський державний екологічний університет, 2016. 74 с.)

Конспект лекцій призначений для підготовки магістрів з напрямку «Гідрометеорологія» для всіх спеціальностей. Метою викладання частини I дисципліни «Вплив кліматичних змін на галузі економіки України» є висвітлення питань, що пов'язані зі змінами та коливаннями клімату, особлива увага надається питанням антропогенного впливу на клімат та його наслідків для соціально-економічного розвитку країни. В конспекті лекцій розглянуті питання динаміки глобального клімату та тенденції у зміні клімату України.

Конспект лекцій використовується для денної та заочної форми навчання

ISBN 978-966-186-039-0

© Недострелова Л.В., 2016
© Одеський державний екологічний університет, 2020

Зміст

	Вступ	4
1	Динаміка глобального клімату	5
	1.1 Поняття про зміни та коливання клімату	5
	1.2 Зміни клімату за останні тисячу років та їх причини	6
	1.3 Зміни клімату з кінця ХІХ до початку ХХІ століть	15
	1.4 Сценарії змін клімату у майбутньому	35
2	Динаміка клімату України	45
	2.1 Тенденція змін режиму температури	45
	2.2 Динаміка режиму опадів і хмарності	50
	2.3 Характеристика змін режиму швидкості вітру	63
	2.4 Сценарії змін клімату України	67
	Література	73

ВСТУП

Дослідження кліматичних змін та їх впливу на галузі економіки України набули особливої актуальності. У першу чергу це пов'язано з передбачуваним посиленням парникового ефекту й відповідно з підвищенням глобальної температури повітря. За попередніми оцінками національних експертів потепління клімату, наявність якого вже не викликає сумнівів, може мати серйозні наслідки для галузей економіки України. Наслідки надто швидкого процесу зміни клімату являють собою широкий спектр різнонаправлених та різномасштабних явищ. Успішна соціально-економічна політика країни залежить від багатьох чинників. Серед них важливе місце посідають проблеми забезпечення населення тепловою енергією, перехід на шлях економії природних і енергетичних ресурсів і зменшення їх споживання. У зв'язку з цим дисципліна «Вплив кліматичних змін на галузі економіки України» займає важливе місце у підготовці фахівців (магістрів) зі спеціальностей гідрометеорологічного інституту.

Мета дисципліни – висвітлення питань, що пов'язані із змінами та коливаннями клімату, особлива увага надається питанням антропогенного впливу на клімат та його наслідків для соціально – економічного розвитку країни.

Завданням курсу є формування у студентів системи знань з питань зміни клімату та вплив таких змін на галузі економіки України.

Після вивчення дисципліни студент має засвоїти базові знання. Він повинен **знати**:

- визначення змін та коливань клімату;
- зміни та коливання клімату в історії Землі;
- природні причини, які спричиняють зміни та коливання клімату;
- антропогенні зміни клімату;
- зміни клімату у майбутньому;
- динаміку змін клімату України;
- вплив змін клімату на соціально-економічний розвиток країни;

вміти

- доповняти лекції самостійним вивченням та аналізом навчальної та монографічної літератури з питань дослідження змін та коливань клімату;
- використовувати здобуті знання у подальшій практичній діяльності.

1 ДИНАМІКА ГЛОБАЛЬНОГО КЛІМАТУ

1.1 ПОНЯТТЯ ПРО ЗМІНИ ТА КОЛИВАННЯ КЛІМАТУ

Одною з найважливіших особливостей клімату є його значна часова мінливість. З точки зору системного аналізу ця мінливість є проявом як внутрішніх властивостей кліматичної системи, так і мінливості зовнішнього впливу на неї. Кліматична система є дуже складною динамічною системою. При незмінних зовнішніх чинниках кліматична система знаходиться у стані динамічної рівноваги. Але стан динамічної рівноваги зовсім не передбачає незмінності стану внутрішніх складових системи, зокрема атмосфери, тобто їй властиві вільні коливання різного періоду. В той же час коливання зовнішніх кліматоутворювальних чинників генерують змушені коливання внутрішніх характеристик кліматичної системи. Таким же чином коливання та зміни характеристик одної з внутрішніх складових системи призводять до коливань та змін характеристик інших складових кліматичної системи. Накладаючись одне на одне, ці коливання формують в атмосфері дуже складну хвильову картину, в якій присутні часові коливання – від міжрічних до мільйонів років [1].

Необхідно розрізняти терміни «мінливість», «коливання» та «зміни клімату».

Мінливість клімату є загальною рисою властивостей кліматичної системи, яка характеризує часові зміни стану як самої системи, так і її складових.

Під «*змінами клімату*» будемо розуміти однонаправлені (в межах певного часового періоду) зміни характеристик стану кліматичної системи, в тому числі характеристик її окремих складових (наприклад, характеристик стану атмосфери).

Поняття «*коливання клімату*» зазвичай застосовують тоді, коли в межах певного часового періоду відсутні зміни однонаправленого характеру, а має місце зворотне змінювання з деякою квазіперіодичністю або циклічністю.

Таким чином, терміни «зміна» та «коливання клімату» можуть бути характеристикою одного фізичного процесу в залежності від того, протягом якого часового періоду розглядається характеристика мінливості. Наприклад, якщо розглядаються зміни кліматичних характеристик протягом декількох століть, зумовлені кліматичними коливаннями з періодом у декілька тисяч років, то звісно можна казати про «зміни клімату» протягом часового періоду, що вивчається. Але ці зміни будуть складовою більш великомасштабного у часі процесу коливань клімату.

У той же час, якщо відбуваються *однонаправлені незворотні* зміни або зовнішніх, або внутрішніх кліматоутворювальних чинників, то треба вести мову про *«незворотні зміни клімату»*.

Оскільки кліматичні коливання, як вже згадувалось, мають дуже широкий часовий діапазон, то при подальшому вивченні доцільною є їх класифікація [1]:

- коливання з періодом до 100 років відносять до так званої «кліматичної мінливості»,
- коливання з періодом від 100 до 20 тис. років класифікують як «короткоперіодні коливання клімату»,
- коливання з періодом більше 20 тис. років вважаються «довгоперіодними коливаннями клімату».

1.2 ЗМІНИ КЛІМАТУ ЗА ОСТАННІ ТИСЯЧУ РОКІВ ТА ЇХ ПРИЧИНИ

Для розуміння змін та коливань клімату важливо знати його еволюцію протягом всієї історії існування нашої планети, тобто більше, ніж за 4,5 млрд. років [1].

Про кліматичні умови в окремі давні геологічні епохи і періоди можна судити тільки за непрямыми даними – органічними останками (рослинними та тваринними), мінеральними відкладами, наприклад, у вигляді солі (кам'яної, калійної, гіпсу), морен, латеритів тощо. Відклади солей є ознакою теплого сухого клімату, морени – холодного клімату, латерити – жаркого клімату зі значними опадами. Показником вологих теплих кліматів є наявність залізних, марганцевих руд, поклади торфу і кам'яного вугілля тощо. В першій половині ХХ століття з'явився новий метод вивчення складу рослинності у третинний і, головним чином, у четвертинний період плейстоцену – метод пилкового аналізу. Значне поширення у сучасній палеокліматології знайшли геохімічні та радіоізотопні методи дослідження. Потрібно розуміти, що непрямыми методами можливо реконструювати дуже обмежену кількість характеристик минулих кліматів, тому в якості індикатора кліматичних змін у минулому практично завжди використовують зміни тільки середньої температури повітря біля земної поверхні. Великі зміни та коливання клімату, що відбувались протягом історії Землі, є проявом складної взаємодії змін та коливань кліматоутворювальних факторів, як зовнішніх (світність Сонця, еволюція бінарної системи Земля-Місяць тощо), так і внутрішніх (варіації вмісту CO₂, інших парникових газів та аерозолі в атмосфері, зміни конфігурації материків та океанів, висоти та положення гірських систем, глибин Світового океану тощо). Але питання,

які з названих кліматоутворювальних факторів були визначальними при формуванні тих чи інших кліматичних епох та коливань, є дискусійними досі.

Реконструкції клімату в глибині історії Землі виявляють тільки найяскравіші і великі об'єкти. Це епохи зледенінь – «зими нашої планети», які тривали десятки і сотні мільйонів років, і ще триваліші – теплі епохи.

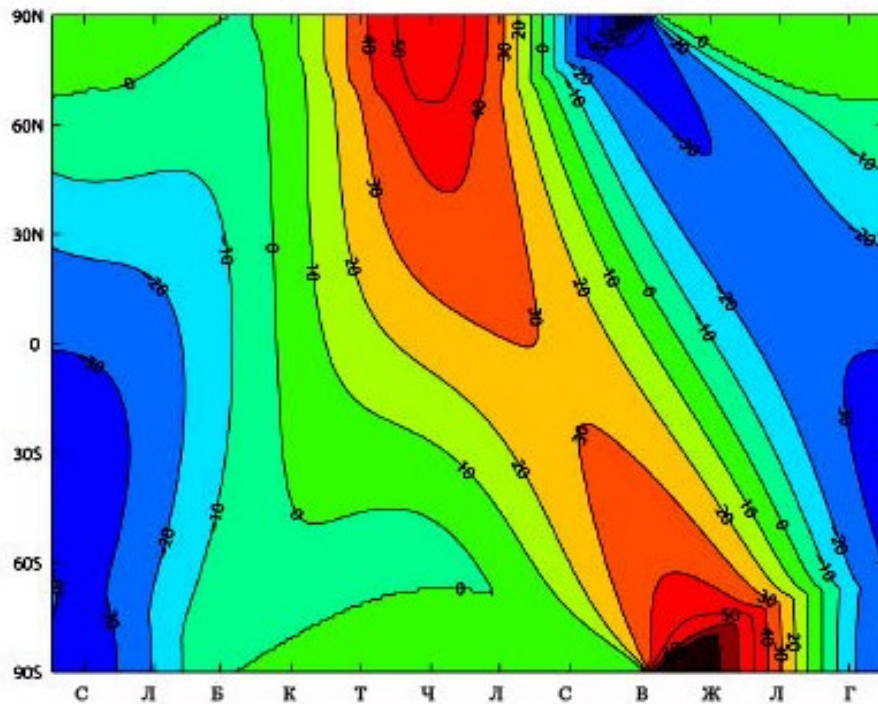
Час існування Землі поділено на два головних інтервали (еони): докембрій (криптозой) і фанерозой, межа між якими визначена за наявністю у відкладах фанерозой слідов явного життя і саме слово фанерозой означає «ера явного життя». Докембрій займає 85% часу існування Землі і поділяється на архей (2,5 млрд. років тому) і протерезой (2,5-0,64 млрд. років тому). Фанерозой складається з трьох ер різної тривалості: палеозой – ера давнього життя, мезозой – ера середнього життя, кайнозой – ера нового життя. Сучасна нам кайнозойська ера почалась приблизно 66 млн. років тому і поділяється на два періоди: третичний, який складається з чотирьох епох (еоцену, олігоцену, міоцену і пліоцену) та четвертинний, в якому виділено поки одну епоху – плейстоцен. Четвертинний період почався десь 1,8 млн. років тому. Останні 10 тис. років в історії Землі виділяють особливий період – голоцен. Коливання клімату післяльодовикової епохи (голоцені) визначались в основному такими чинниками. За відносної стабільності вмісту CO₂ в атмосфері в цей період проявився вплив коливань земної орбіти, можливо, припливних сил, змін прозорості, зумовленої вулканічною діяльністю і автоколиванням самої кліматичної системи (атмосфера-океан-полярний лід).

Коливання клімату післяльодовикової епохи (голоцені) визначались в основному такими чинниками. За відносної стабільності вмісту CO₂ в атмосфері в цей період проявився вплив коливань земної орбіти, можливо, припливних сил, змін прозорості, зумовленої вулканічною діяльністю і автоколиванням самої кліматичної системи (атмосфера-океан-полярний лід) [1].

Переважно через вплив прецесії земної орбіти 10 тис. років тому інсоляція на верхній межі атмосфери відрізнялась від сучасної (рис. 1.1). Так, літня інсоляція на Північному полюсі була на 50 Вт·м⁻² вищою за теперішню [2].

Тому голоцен почався інтенсивним потеплінням (рис. 1.2). Десь 8,5 тис. років тому зник Скандинавський льодяний покрив, а 6,5 тис. років тому – Північно-Американські льодяні покриви [3]. Тундра відступила на північ. Широколистяні ліси зайняли південну і частково північну Європу. Майже 6 тис. років тому почався так званий «кліматичний оптимум», який ототожнюють з атлантичним періодом. Протягом цього часу виділяють три найтепліші періоди, але більш вивченим є останнє потепління (воно відоме як «кліматичний оптимум голоцену»), яке відбулось 6,2-5,3 тис. років

тому. У Європі рослинність була різноманітнішою і росло тут більше, ніж тепер теплолюбних видів.



Примітка. Пору року надана у прив'язці до істинної довготи λt .
Вважається, що $\lambda t = -80^\circ$ відповідає 1-у січня і один місяць відповідає 30° істинної довготи

Рисунок 1.1 – Щомісячні відхилення від сучасних значень середньої добової інсоляції ($\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$) близько 10 тис. років тому (Goosse H. et al, 2009)

Зона помірних лісів просунулась на північ приблизно на 5° широти. Середня річна температура в Європі була на $2-3^\circ\text{C}$ вищою за сучасну. В Європейській частині Росії всі лісові зони перемістились на північ на $300-400$ км, а темнохвойні ліси вийшли на береги Баренцова моря. В Азії тайга досягала району мису Челюскін. Крижаний покрив Північного Льодовитого океану скоротився за площею майже удвічі у порівнянні з сучасним, відповідно рівень Світового океану був вищим за сучасний на $1-3$ м у різних регіонах.

У тропічній зоні кліматичний оптимум голоцену проявився посиленням Афро-азійських мусонів, збільшенням вологості повітря, кількості опадів і невеликим підвищенням температури. Сахара в той час була саванною, а рівень озера Чад перевищував сучасний на 40 м.

Численні ознаки з інших районів Північної і Південної півкуль свідчать про те, що під час голоценового оптимуму теплий і вологий клімат панував на всій Земній кулі.

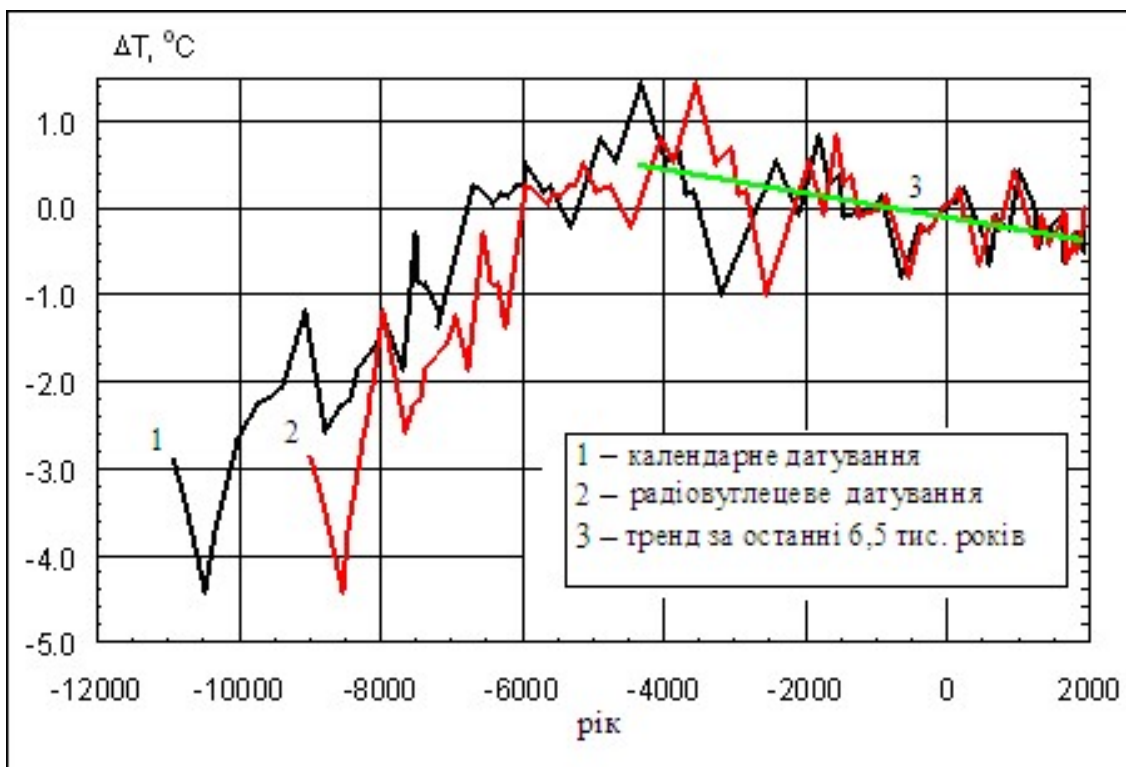


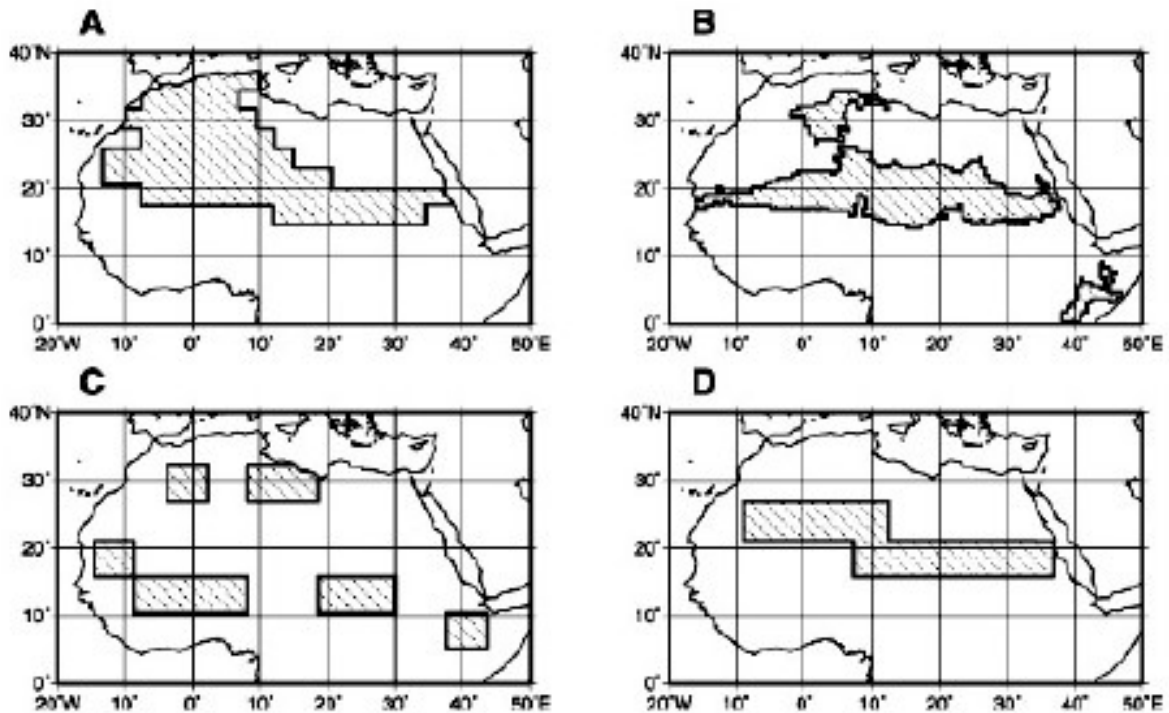
Рисунок 1.2 – Історія температури Північної півкулі у голоцені (у відхиленнях від норми 1951-1980 рр.) (Клименко, 2005)

Протягом голоцену відбувається зменшення інсоляції. Після кліматичного оптимуму голоцену спостерігалось стійке зниження температури. За цього похолодання відзначається деяке зміщення всіх ландшафтних зон до екватора, наступ гірських льодовиків на Алясці, Шпіцбергені, Ісландії, в Альпах, а також посилення льодовитості у високих широтах і посушливості – в аридних областях.

У Північній півкулі літнє охолодження проявляється сильніше над сушею, ніж над океаном [4]. А оскільки на мусони дуже впливають контрасти температури між сушею та океаном, то ефект літнього охолодження континентів спричиняє послаблення літніх мусонів. Послаблення мусонної циркуляції над Північною Африкою сприяло значному зменшенню опадів, а це призвело Сахару до пустелі (рис. 1.3).

Відомо, що зміни інсоляції впродовж вказаного періоду були відносно гладкі. Проте, деякі дослідження, в першу чергу ті, що зосереджуються на Західній Сахарі, свідчать, що близько 4000 років тому спустелювання відбувалося відносно швидко (протягом менше ніж 1000 років). Такий раптовий процес міг бути зумовлений дією деяких біогеофізичних обернених зв'язків, що підсилили початкове збурення, спричинене радіаційним впливом. Існує й інша гіпотеза, яка наголошує, що

раптове зменшення рослинного покриву може відбуватись у тому випадку, коли кількість опадів зменшується за граничне значення, пов'язане з біологічними характеристиками рослин, що в свою чергу веде до надзвичайно нелінійного відгуку на зміни у кількості опадів. Але недавні спостереження показують поступовий перехід від «зеленого» стану до пустелі у Східній Сахарі. Тому все ще потрібні додаткові дослідження для з'ясування детальних причин цих важливих біологічних змін.



Пояснення. Заштрихована область показує регіон, який зараз є пустелею, але в середині голоцену був вкритий рослинністю.

Рисунок 1.3 – Відмінності рослинного покриву у Сахарі між сучасною епохою і серединою голоцену за результатами моделювання за різними зв'язаними моделями рослинність-клімат (Claussen, 2009)

Крім орбітальних факторів доволі сильно коливалась протягом голоцену вулканічна діяльність. Її вплив проявлявся подвійно. Зниження прозорості атмосфери у середньому зменшує температуру нижнього шару атмосфери Землі. Це явище може тривати декілька років після кожного сильного виверження (або їх низки). І коли виверження відбуваються одне за одним, температура для відповідної півкулі може знижуватись на декілька десятків градусів протягом десятків років і навіть більш тривалого періоду. Але під час вивержень в атмосфері збільшується кількість CO₂.

Згідно з розрахунками М.І. Будико за інтервали часу менші, ніж 1000 років зниження прозорості спричиняють похолодання, а за більш тривалий час накопичення вуглецю в атмосфері перебиває вплив зниження прозорості і відбувається потепління. На початку голоцену вивержень вулканів було багато і вони були значно потужнішими за сучасні. До середини голоцену вулканічна діяльність послабшала у декілька разів і знов зросла за останні тисячоліття за кількістю вивержень, але поступалась попереднім виверженням за інтенсивністю. Незалежно від того, чи пов'язаний хід вулканізму з якимись процесами в літосфері Землі, чи був результатом змін і перерозподілу навантаження на земну поверхню при руйнуванні покривних льодовиків, зміна інтенсивності вулканічної діяльності могла трохи збільшити амплітуду ходу температури протягом голоцену [1].

Майже 500 років до н.е. почався субатлантичний період – прохолодний і вологий, який триває до теперішнього часу. У цей період відбулось погіршення клімату: температура повітря знизилась, кількість опадів зросла (наприклад, в Англії і Швеції у 1,5 разу). Почався розвиток торф'яних боліт, наступ тундри на ліс і лісу на степ. Клімат поступово трансформовувався у сучасний.

У перші сторіччя нашої ери зволоження і температура повітря були наближені до сучасних. Проте, приблизно у IV-V ст. н.е. умови змінились, і до VIII ст. у Європі клімат став сухим і теплим. У цей час почалось скорочення торф'яників і зниження рівня озер.

Період раннього середньовіччя (VIII-XIV ст.) називають *епохою вікінгів*. У цей час клімат більш м'який і теплий, різко зменшилась льодовитість північних морів. У період між 800 і 1200 роками вікінги могли плавати у широтах, де тепер зустрічається плаваючий лід. Вони відкрили і заселили Ісландію та Гренландію, досягли Ньюфаундленда, безперешкодно плавали на Шпіцберген, торгували і здійснювали набіги на гирло Північної Двіни.

У XII-XIII сторіччях на Балтійському узбережжі та в Англії вирощували виноград, що на 4-5° широти північніше, ніж тепер.

Період VIII-XIII століть у Північній Америці також відрізнявся сприятливим теплим кліматом – у районі Великих Озер з'явилося багато поселень, мешканці яких займались хліборобством. Тому саме цей період називають *малим кліматичним оптимумом*.

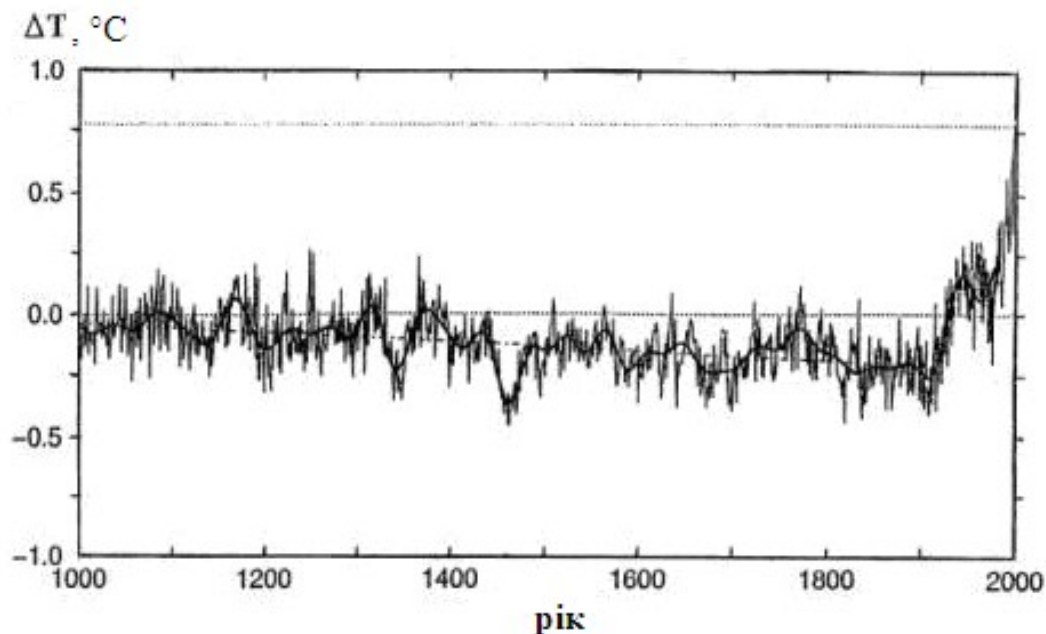
У XIII-XIV століттях почалось нове похолодання клімату (*малий льодовиковий період*), збільшилась внутрішньосезонна мінливість клімату, поступово збільшувалась льодовитість північних морів, морські шляхи у Гренландію стали непрохідними для утлених суден вікінгів. Льодовики Гренландії почали наступати і знищувати поселення вікінгів, які наприкінці XIV і початку XV ст. були стерпими з лиця землі.

Дуже суворими у XVI-XVII сторіччях стали умови в Ісландії. Достатньо сказати, що з початку похолодання до 1800 року населення

країни через голод скоротилося удвічі. На рівнинах Європи, у Скандинавії частими стали суворі зими, раніше не замерзаючі водоймища почали замерзати, почастишали неврожаї, падіння худоби, окремі айсберги сягали узбережжя Франції, розрослися гірські льодовики в Альпах і на Кавказі.

Максимальний наступ гірських льодовиків у Північній півкулі почався на рубежі XVI і XVII сторіч і продовжувався принаймні до 1616 року. Наприклад, у долині Шамоні біля підніжжя Монблану деякі селища мешканці залишили, а три з них взагалі були знищені льодовиком, що насунувся. До своєї загибелі вони існували майже 300 років. У Австрійських Альпах шахти, в яких з середини XV ст. видобували золото, виявилися похованими під шаром льоду до 20 м [1].

У XVIII ст. відбулось невелике потепління з максимумом приблизно у 1770 році (рис. 1.4). Але у XIX ст. знову продовжилось зниження глобальної температури аж до 1900 року [5]. І наступні максимуми розростання гірських льодовиків у Північній півкулі були зареєстровані у 1820 і 1850 рр. Щонайдовші наявні ряди інструментальних спостережень за температурою, наприклад, для Центральної Англії, показують, що максимальні зниження середньої річної температури у малому льодовиковому періоді зазвичай не перевищували 1-2 °С. Такі ж результати одержані й за іншими ознаками.



Тонкі криві – результат реконструкції і дані безпосередніх вимірювань з 1000 по 2000 рр.; жирна крива – згладжена крива; пунктирна лінія - лінійний тренд з 1000 по 1850 рр.

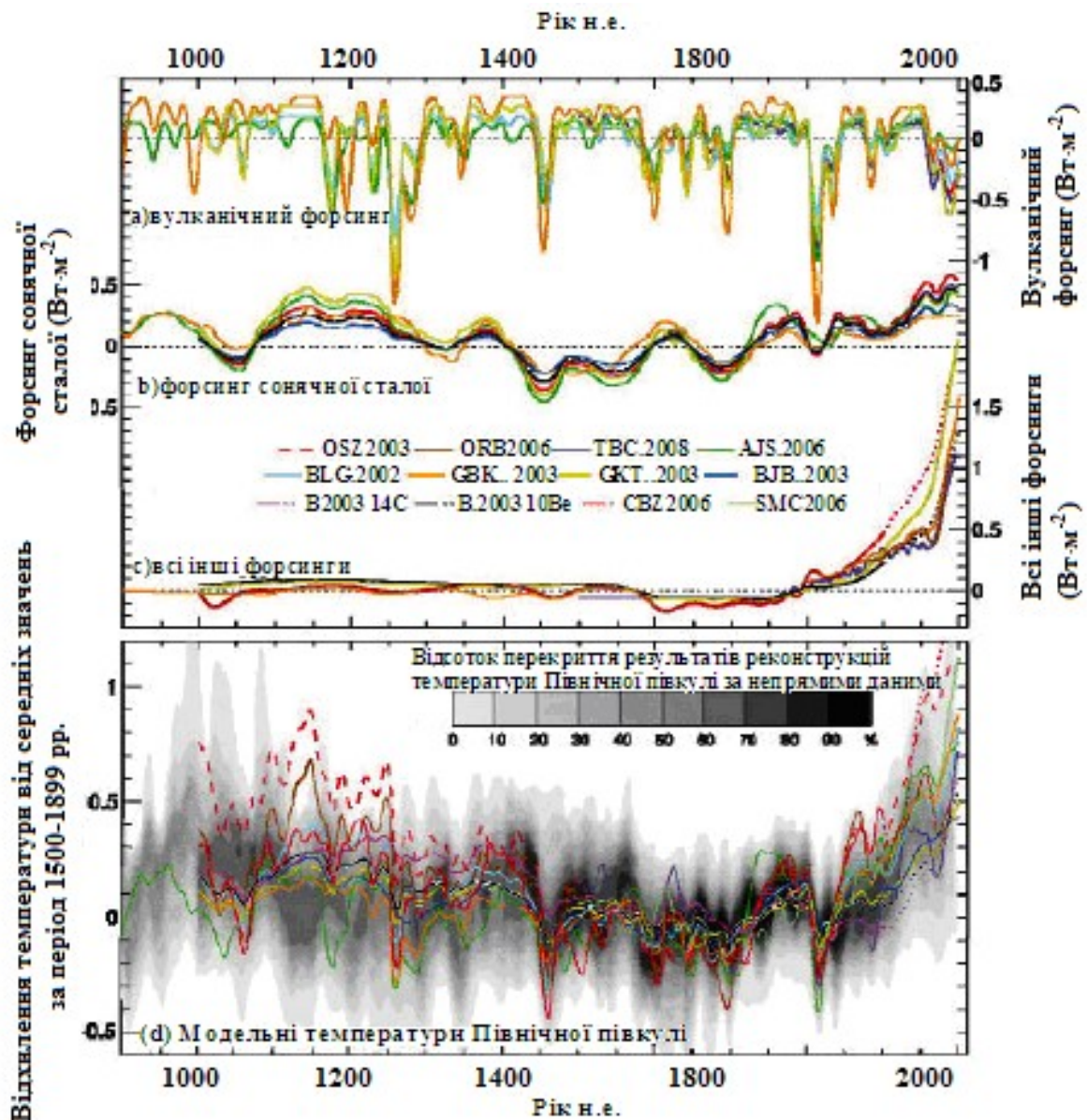
Рисунок 1.4 – Реконструкція глобальної температури Північної півкулі з 1000 р. до теперішнього часу (Climate Change, 2001)

Малий льодовиковий період, який тривав до середини XIX сторіччя, був явищем глобальним, але особливо чітко виявився у Північній півкулі від Північної Америки до Японії. Разом з тим, це похолодання не було винятковим, а було одним з декількох похолодань подібного роду після «кліматичного оптимуму». І акцент на ньому швидше пов'язаний з тим, що воно досліджено більш детально у порівнянні з ранніми похолоданнями подібного ж роду.

З середини XIX ст. почалось швидке потепління глобального клімату. І вже до 1940 року у Гренландському морі кількість льодів скоротилась вдвічі, а у Баренцовому – майже на третину. У 1940 році це потепління знову змінилось короткочасним похолоданням. Але з 1979 року почалось різке зростання глобальної температури. Цей ефект зареєстрований не лише інструментально за даними Світової служби погоди, але й підтверджується зменшенням товщини льодовиків Північного Льодовитого океану на 40% за останні 50 років. Швидко виснажуються і величезні льодовики Антарктиди. Так, за даними А. Шеферд, дослідника Центру полярних досліджень і моделювання у Коледжі Лондонського університету, льодовики PineIsland, Thwaites, Smith (Західно-Антарктичний льодовиковий пояс) втратили більш ніж 40, 40 і 70 км³ льоду, відповідно, за час між 1991 і 2001 рр. Якщо швидкість танення льодовиків збережеться, то всі ці три льодовики зникнуть через 550, 1500 і 150 років, відповідно [1].

Слід зазначити, що потепління Північної півкулі наприкінці XX ст. – початку XXI ст. є найбільшим за останнє тисячоліття (рис. 1.4). Про це свідчить аналіз змін клімату з врахуванням реконструйованих «ргоху» даних (дендрохронологія тощо).

На рис. 1. 5 зображено динаміку потоків радіації за останні 1100 років у залежності від вулканічної діяльності, сонячної сталої та інших впливів, включаючи парникові гази [6]. Хоча згадані фактори у цей проміжок часу мали відносно малі амплітуди, вони відігравали велику роль у змінах температури на півсферному масштабі. При аналізі причини змін клімату за періоди порядку декількох тисячоліть домінуючою треба вважати зміну орбітальних характеристик. Але на коротших часових масштабах як, наприклад за останні 1000 років, варіації інсоляції на верхній межі атмосфери внаслідок зміни орбітальних параметрів відносно малі. На цих часових масштабах існує два переважних природних впливи – це зміни сонячної сталої та інтенсивні виверження вулканів.



Пояснення. Перші три графіки (верхній рисунок) представляють коливання значень глобального середнього радіаційного форсингу (Вт·м⁻²) за рахунок: а) вулканічної діяльності; б) варіацій сонячної сталі; в) всіх інших впливів (обов'язково включаючи парникові гази). На графіку (d) (нижній рис.) представлено зміни середньої річної модельної температури (°C) Північної півкулі, розрахованої з урахуванням впливу форсингів, які зображено на графіках (a) - (c); для порівняння сірим кольором різної насиченості наведено відсоток перекриття результатів реконструкцій за непрямыми даними температури Північної півкулі. Всі форсинги і температури виражені як відхилення від середніх значень за період 1500-1899 рр. та згладжені Гаусовим фільтром з вагами для виключення коливань з часовими масштабами менше 30 років

Рисунок 1.5 – Коливання радіаційних форсингів і модельні температури протягом останніх 1100 років (Jansen et al, 2007)

1.3 ЗМІНИ КЛІМАТУ З КІНЦЯ ХІХ ДО ПОЧАТКУ ХХІ СТОЛІТЬ

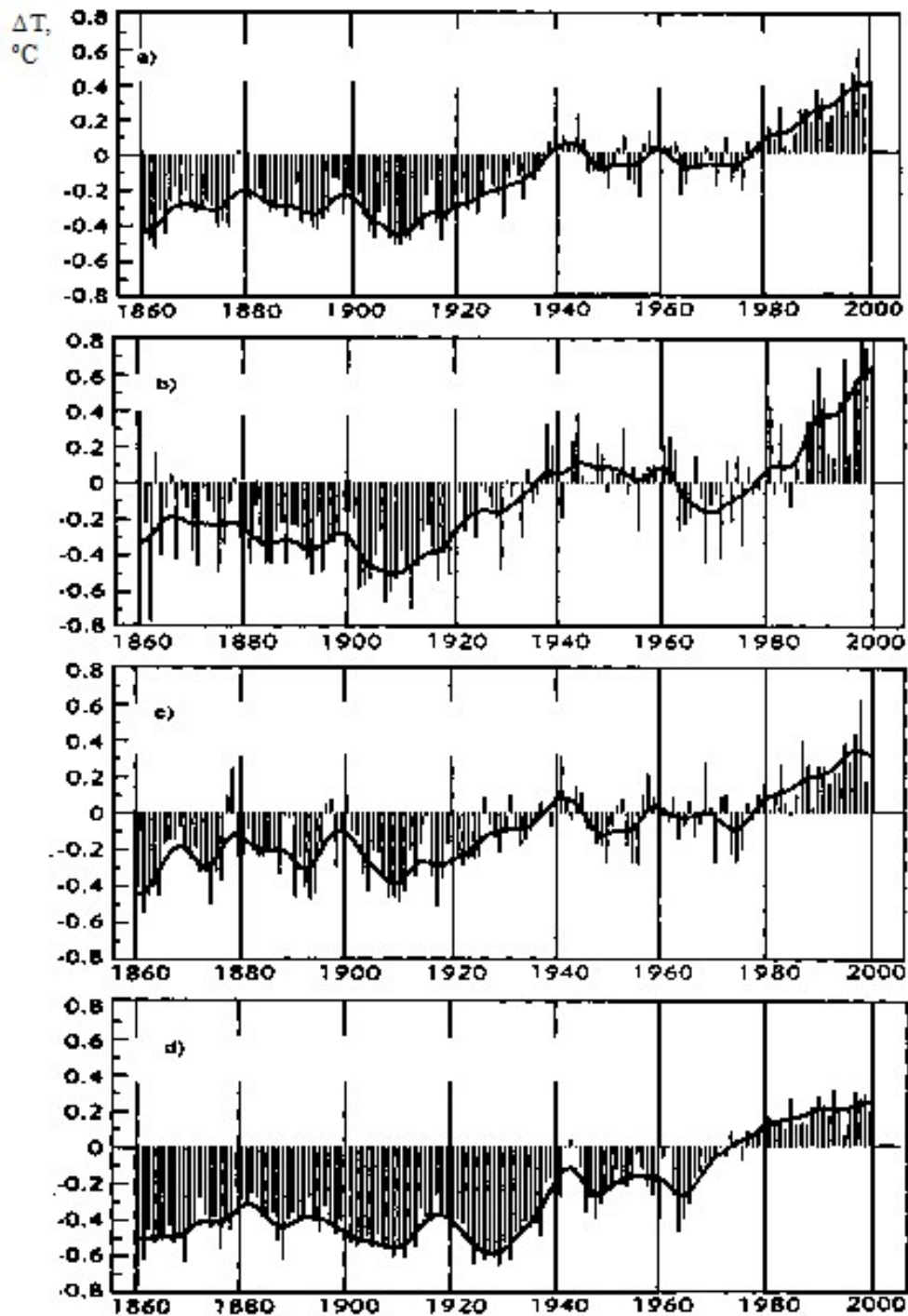
Про коливання клімату з останньої чверті ХІХ ст. і до наших днів можна судити не лише по непрямим даних, але й на основі обробки прямих метеорологічних вимірювань. Потепління, яке настало за малим льодовиковим періодом, почалося наприкінці ХІХ ст., але увагу кліматологів як явище великого масштабу воно привернуло лише у 20-30-х роках ХХ ст., коли було виявлено значне підвищення температури води у Баренцовому морі. Ще раніше, наприкінці ХІХ ст., гляціологами був відзначений значний відступ льодовиків в Альпах, на Кавказі та у Скелястих горах [1].

У 30-х роках температура повітря у помірних і особливо у високих північних широтах була значно вищою, ніж наприкінці ХІХ ст. Так, зимові температури у західній Гренландії підвищились на 5 °С, а на Шпіцбергені – навіть на 7-8 °С.

Як випливає з рис. 1.6, температура у другій половині ХІХ ст. була значно нижчою від прийнятої норми. Це кінець малого льодовикового періоду. Потім протягом ХХ ст. почалось зростання температури. Проте, воно не було однаковим: найбільше потепління відмічалось з 1910 по 1945 рр. і з 1976 по 2000 рр., а у 1946-1975 рр. спостерігалось похолодання. У Північній півкулі та у тропіках температура змінювалась синхронно з глобальною. Але у Південній півкулі зростання температури почалось приблизно на 20 років пізніше.

Найбільше глобальне підвищення середньої температури біля поверхні землі під час піку потеплення становило всього 0,4 °С, але навіть з такою невеликою зміною – у декілька разів меншою, ніж під час малого льодовикового періоду – пов'язують помітні зміни кліматичної системи (рис. 1.7а) [6].

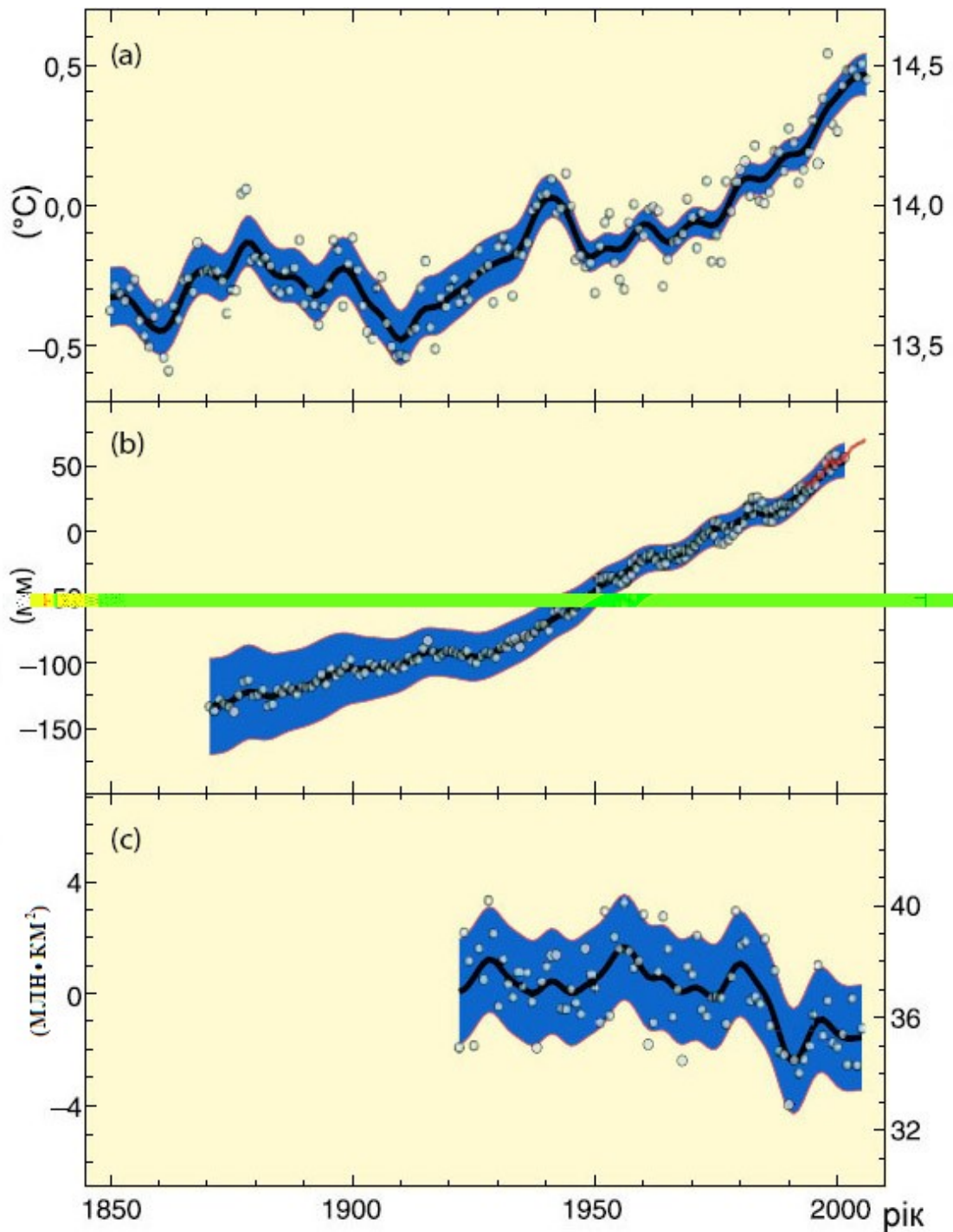
На потепління бурхливо реагували гірські льодовики, які повсюдно відступали, причому величина відступу обчислювалася сотнями метрів. На Кавказі, наприклад, загальна площа зледеніння скоротилася за цей час на 10%, а товщина криги у льодовиках зменшилася на 50-100 м. Існуючі в Арктиці створені кригою острови зникли. Тільки у Радянському секторі Арктики з 1924 по 1945 рр. площа криги у період навігації у цей час скоротилася майже на 1 млн км², тобто наполовину. Це дозволило звичайним суднам запливати у високі широти і здійснювати наскрізні плавання по Північному морському шляху протягом однієї навігації. Зменшилася кількість криги і у Гренландському морі, незважаючи на те, що винесення криги з Арктичного басейну посилювалося. Тривалість льодової блокади берегів Ісландії скоротилася з 20 тижнів наприкінці ХІХ ст. до двох тижнів у 1920-1939 рр.



a) для всієї Земної кулі; b) – для Північної півкулі на північ від 30° півн.ш.;
 c) – для тропіків між 30° півн.ш. – 30° півд.ш.; d) – для Південної півкулі до
 півдня від 30° півд.ш. Згладжена крива – результат ковзного осереднення з
 характерним часом 10 років

Рисунок 1.6 – Часовий хід середніх річних аномалій температури
 повітря (°C) біля поверхні землі з 1861 по 2000 рр.
 (у відхиленнях ΔT від норми за 1961-1990 рр.)
 (Climatic Research Unit, University of East Anglia and
 Hadley Center, The Met Office)

Зміни у порівнянні зі станом у 1961-90 рр.



а) середня приземна температура повітря; б) середній рівень моря;
 в) площі льодяного покриття

Примітка. Згладжені криві – хід десятирічних середніх значень величин; кружки – значення за окремі роки; зафарбована область – інтервали невизначеності оцінок

Рисунок 1.7 – Зміни стану компонентів кліматичної системи Північної півкулі в індустріальну епоху відносно середніх значень за 1961-1900 рр. (Climate Change, 2007)

Повсюди відбувався відступ меж багаторічної мерзлоти на північ до сотень кілометрів. Збільшилася глибина танення мерзлих ґрунтів, а температура мерзлої товщі підвищилася на 1,5-2,0 °С. Посилилася посушливість в районах недостатнього зволоження.

Потепління торкнулося і Південної півкулі, але в значно меншій мірі. Найчіткіше воно виявилось у зимовий період у високих широтах Північної півкулі.

Після 40-х років з'явилися ознаки початку похолодання. Через деякий час стала помітною реакція льодовиків, які в багатьох частинах Землі перейшли у наступ або уповільнили відступ. Дослідження 73 невеликих, а отже швидко реагуючих на зміни клімату, льодовиків у горах США у 1953-1955 рр. показало, що 50 з них знаходилися у стадії наступу, 14 – збільшили свою потужність, а 7 знаходилися в стаціонарному стані.

Після 1945 року відбулося деяке збільшення площі розповсюдження арктичних льодовиків. Вони стали частіше з'являтися біля берегів Ісландії, між Норвегією та Ісландією. З початку 40-х і до кінця 60-х років площа льодовиків в Арктичному басейні зросла на 10%.

Тенденції зниження температури між 1940 і 1965 рр., так само як і попереднього потеплення, яскраво виявляються за даними січня, крім низьких широт, і майже відсутні у липні. Причому довготривале потепління, а потім похолодання більше виявилось над континентами – Євразією і Північною Америкою, ніж над Атлантикою та Тихим океаном.

З кінця 60-х років минулого століття почалося сучасне потепління, яке проявилось у підвищенні середньої глобальної приземної температури повітря на 0,6-0,7 °С, а з урахуванням потепління першої половини ХХ ст. загальне підвищення температури з кінця малого льодовикового періоду становило 0,7-0,9 °С (рис. 1.7а). Ще більші ознаки потепління відзначаються у високих широтах (Аляска, Сибір, Антарктида) – до 1,5 °С. З 1906 по 2005 рр. глобальна середня приземна температура підвищилась на $0,75 \pm 0,18$ °С. Більше того, швидкість потепління різко збільшується, так за останні 50 років вона зросла майже удвічі у порівнянні зі швидкістю, визначеною за останні 100 років (і становить приблизно 0,13 °С за 10 років). Це потепління, яке призвело до найвищих середніх температур, як мінімум за декілька століть, чітко проявляється як на глобальному і півсферичному масштабі, так і над всіма континентами, окрім Антарктиди. Зміни клімату з кінця ХХ ст. прискорились, через що 2001-2010 рр. стали найтеплішим десятиліттям для всіх континентів Земної кулі. Для дев'яти з десяти країн світу, з якими працює ВМО, перше десятиріччя ХХІ ст. стало рекордно теплим. За даними метеорологів, глобальна температура планети у 2001-2010 рр. була вищою за середню температуру 1961-1990 рр. на 0,46 °С і становила 14,46 °С. А 2011 рік за версією ВМО увійшов в десятку найжаркіших років, починаючи з 1850 року. Температура повітря виявилась на 0,41 °С вищою, ніж середній показник її за 1961-1990 рр.

«Концентрація парникових газів в атмосфері досягнула нових рекордів. Вони дуже швидко наближаються до рівня, який веде до збільшення середніх світових температур на 2-2,4 °С. Вчені побоюються, що це може спричинити далекосяжні незворотні зміни планети Земля, біосфери та океанів», – заявив глава ВМО Мішель Жарро на саміті у південноафриканському Дурбані.

Найбільші зміни середньої річної температури повітря відбуваються в Арктиці ($\varphi = 87,5-72,5^\circ$ півн.ш.). Тут же спостерігається і найбільша міжрічна мінливість температури. Найменші зміни і міжрічна мінливість температури у тропічній зоні ($\varphi = 37,5-17,5^\circ$ півн.ш.).

Ці глобальні зміни в атмосфері суттєво вплинули на стан інших компонентів глобальної кліматичної системи – рівень Світового океану підвищився за останні 30 років приблизно на 5 см, а за останні 150 років – на 20 см (рис. 1.7b). За період з 1961 по 2003 рр. рівень океану підвищувався зі швидкістю 1,3 мм/рік, а за останні десять років ця швидкість прискорилося до 3,1 мм/рік. Зростання температури поверхні океану привело до розширення зони виникнення тропічних циклонів [1].

Через підвищення рівня моря, яке відбувається в основному в результаті теплового розширення морської води при нагріванні, зростає тепловміст океану (рис. 1.8).

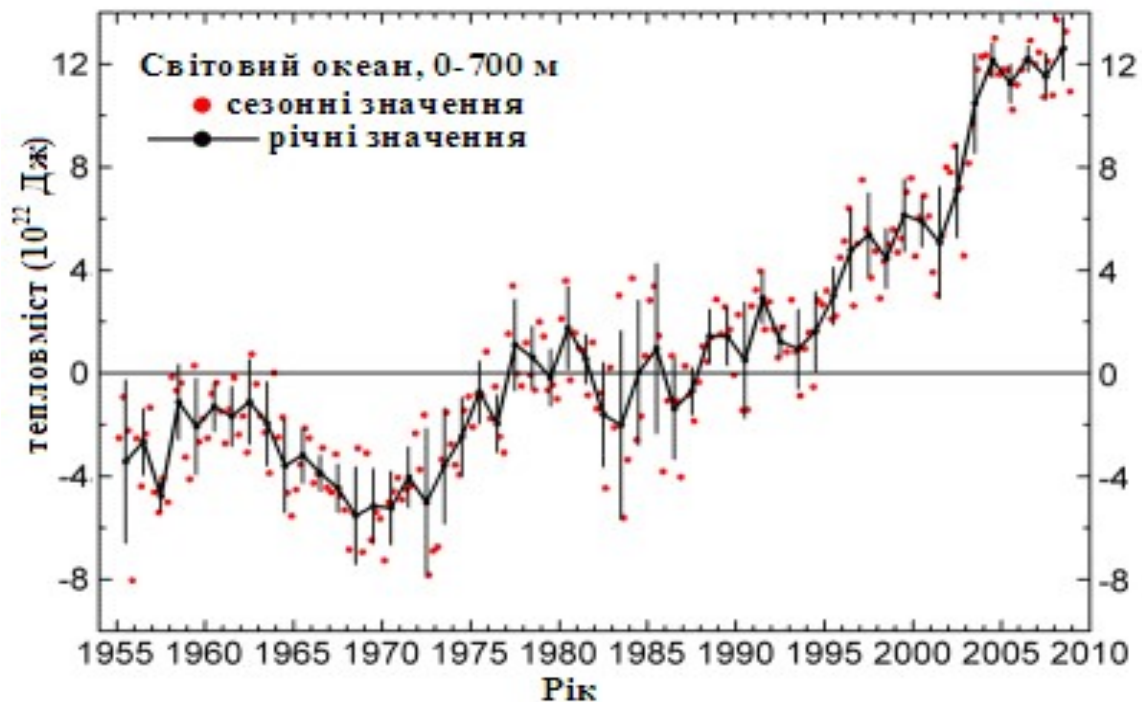
Хоча кількість тепла в океані суттєво змінюється у просторі та часі через зміну океанічних течій і природну мінливість, все ж існує тенденція до його збільшення за період, коли проводились надійні вимірювання.

Кількість атмосферних опадів у ХХ ст. зростала на 0,5-1% за десятиріччя у більшості районів високих і середніх широт Північної півкулі, при цьому у другій половині століття трохи підвищилась повторюваність сильних опадів. Імовірно, що у ХХ ст. приблизно на 0,2-0,3% за десятиріччя кількість опадів збільшувалась і у тропічних зонах континентів (від 10° півн.ш. до 10° півд.ш.), проте збільшення кількості опадів у тропіках протягом декількох останніх десятиліть не є очевидним. У субтропіках Північної півкулі, між $10-30^\circ$ півн.ш., протягом ХХ ст. кількість опадів зменшувалась приблизно на 3% за десятиріччя.

У більшості широтних зон Південної півкулі будь-яких достатньо систематичних змін кількості опадів не було виявлено. Немає достатніх даних, щоб встановити тренди для опадів над океанами.

ВМО підтвердила, що 2011 рік за кількістю опадів, які випали на нашій планеті, став другим після 2010 року за всю історію метеорологічних спостережень за ними (з 1901 р.). Раніше з такою заявою виступило Національне управління океанічних і атмосферних досліджень (NOAA) США. Найтепліше десятиріччя також стало другим за кількістю опадів, поступившись лише 1950-м рокам. При цьому ситуація в регіонах планети була неоднаковою. Вологіше, ніж зазвичай, було на сході США, півночі та сході Канади, окремих регіонах Європи і Центральної Азії, на

півночі і сході Південноамериканського континенту, півдні Африки, Індонезії і на півночі Австралії. У той же час захід США, південний захід Канади, Аляска, Західна Європа, південь Азії, Центральна Африка і Латинська Америка, а також схід і південний схід Австралії в середньому відчували скоріше нестачу опадів.



Точки – зміни сезонного тепловмісту;
 лінія – зміни середнього річного тепловмісту

Рисунок 1.8 – Часові зміни сезонного і середнього річного тепловмісту океану для 0-700 м шару (Temperatures.ru, 2010)

Супутникові дані показують, що починаючи з кінця 1960-х років, відбулось зменшення площі снігового покриву приблизно на 10%. З рис. 1.9 випливає, що величина середньої річної площі снігового покриву (разом з Гренландією) в останні десятиріччя скоротилась. Найбільше скорочення снігового покриву спостерігається у весняні та літні місяці.

Згідно з наземними даними протягом ХХ ст. тривалість існування льодяного покриву на річках і озерах у середніх та високих широтах Північної півкулі зменшилась приблизно на 2 тижні.

Середня за рік площа льодяного покриву у Північній півкулі зменшилася з 1978 р. на 7% (рис. 1.7с) зі швидкістю близько 2,7% за десятиріччя. У Гренландії останніми роками різко швидшав рух льодовиків, що спускаються до моря. А біля південного краю Гренландії,

протягом XX століття відбувається незначне зниження температури. Арктичні льоди відступають влітку значно далі на північ, ніж раніше. Проте, у Південному океані за останні 30 років площа морського льоду практично не змінилася. За 1993-2008 рр. рівень моря піднімався зі швидкістю близько 3,4 мм за рік, що значно перевищує (майже на 80%) прогнозовані значення. Теплове розширення океану і танення материкового льоду (від льодовиків до льодовикових щитів) приблизно однаково сприяє цим змінам, на відміну від минулого, коли розширення було домінуючим фактором. Це призвело до прискорення підйому рівня моря у порівнянні з періодом 1870-1990 рр., коли ця швидкість становила близько 1,5 мм/ рік.

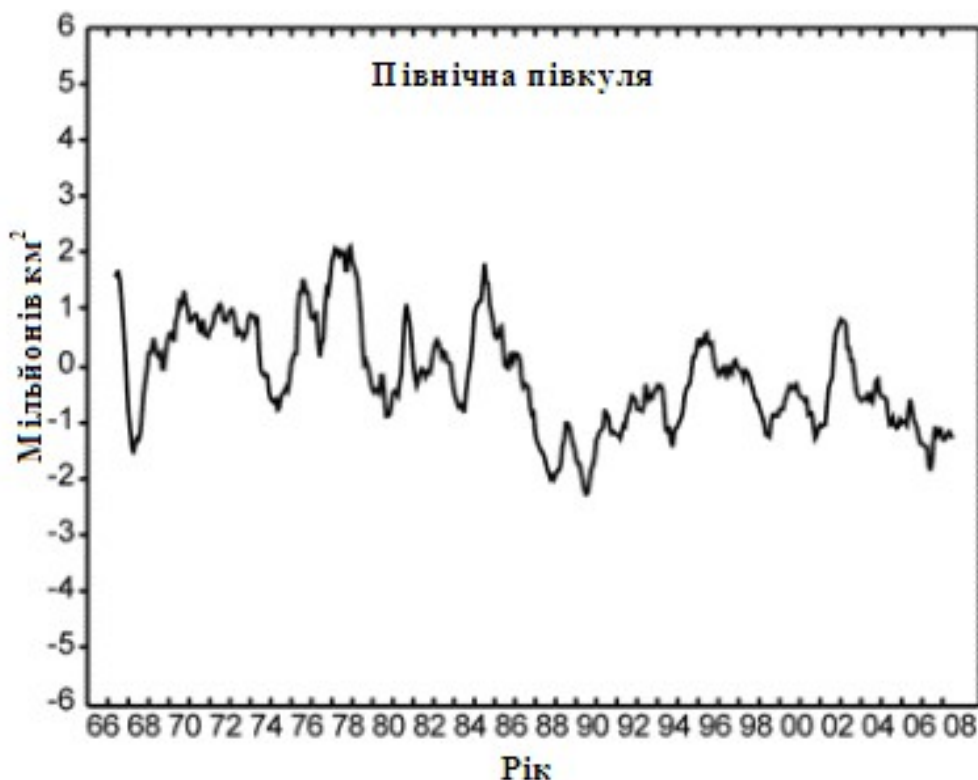


Рисунок 1.9 – Динаміка площі снігового покриву у Північній півкулі (Temperatures.ru, 2010)

На Антарктичному півострові, який витягнувся у бік Південної Америки, відбувається швидке руйнування льодовиків. У перше за час спостережень у 2007 році відкрився для судноплавства Північно-західний прохід.

Повсюдно відбувався відступ меж багаторічної мерзлоти на північ до сотень кілометрів. Збільшилась глибина протаювання мерзлих ґрунтів, а температура мерзлої товщі підвищилась в середньому на 1,5-2,0 °С. А на Алясці за останніх сто років температура у шарі мерзлоти збільшилась на 2-4 °С.

Посилилась посушливість у районах недостатнього зволоження. З 1900 по 1995 рр. на континентах не виявлено монотонних трендів у повторюваності сильних посух або періодів перезволоження, хоча їх повторюваність суттєво змінювалась у масштабах десятиліть. У деяких районах Азії, Африки і Австралії повторюваність та інтенсивність посух зросла в останнє десятиріччя.

Британські вчені повідомляють про зміщення на північ ареалів деяких видів птахів. Канадці відзначають, що північні річки залишаються замерзлими у середньому на два тижні менше, ніж півстоліття тому. Спостерігаються посування у ареалах та зміни у чисельності водорості, риб та планктону Світового океану. За деякими даними, став уповільнювати свою течію Гольфстрім і змінювати напрямок свого руху, відхиляючись до заходу.

Згідно з аналітичною доповіддю, яка була представлена у червні 2008 року на засіданні Економічної та Соціальної Ради ООН природні катастрофи стали частішими у 4 рази, ніж 30 років тому, а економічні збитки від них зросли більше ніж у 7 разів. За останні 48 років було зареєстровано більше 7 тис. стихійних лих, через які загинуло, принаймні, 2,5 млн чоловік, переважно, у світі, що розвивається. Число жертв стихійних лих у цих країнах у 20-30 разів перевищує число загиблих у розвинених країнах [7].

Наприклад, в Україні за останні 20 років кількість стихійних метеорологічних явищ має сталу тенденцію до збільшення (рис. 1.10) – від 55 у 1986 році до 174 випадків у 1999 році [8].

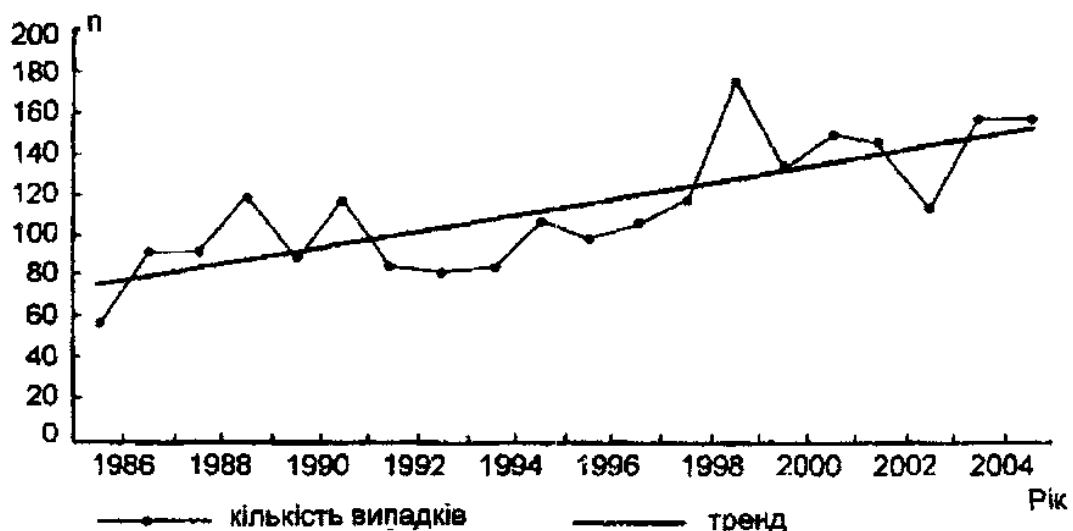


Рисунок 1.10 – Коливання щорічної кількості стихійних метеорологічних явищ (n) на території України за останні 20 років (Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя, 2006)

Збільшення числа екстремальних явищ, в першу чергу температурних аномалій, може бути пов'язане зі зростанням середньої глобальної температури. Існують відомості про зміни інтенсивності так званих теплових хвиль, тобто короткочасних підвищень температури, які впливають на зміни розмірів зон з незвичайно високими або низькими температурами і дуже впливають на стан здоров'я людини.

Найчастішим природним катаклізмом останнього десятиріччя стали повені: серед найбільш значущих епізодів ВМО виділила повені у Східній Європі у 2001 і 2005 рр., в Африці – у 2008 році, в Азії та Австралії – у 2010 році.

Постає закономірне питання про фізичні причини таких швидких змін у глобальній кліматичній системі. Відомо, що починаючи з 1750 року, приплив сонячної радіації зріс на $0,3 \text{ Вт/м}^2$, до того ж більша частина цих змін відбулась у першій половині ХХ ст. За допомогою супутникових спостережень виявлено невеликі коливання потоку сонячної радіації внаслідок 11-літнього сонячного циклу. Припущення про збільшення впливу сонячної радіації на клімат у теперішній час ніяких помітних підтверджень не здобуло. У межах вказаного сонячного циклу протягом другої половини ХХ ст. амплітуда коливань глобальної осередненої температури через варіації сонячної сталої не перевищує $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 1.11). Тому, цей природний фактор поряд з іншими (наприклад, потужні вулканічні виверження) може лише частково пояснити варіації виявленого вікового тренда в бік потепління. Домінуючим прийнято вважати зростання концентрації парникових газів в атмосфері, про що мова буде йти далі.

Важливо зазначити, що коливання клімату, в умовах близьких до сучасних, можуть бути досить значними. Частина з них пов'язана зі змінами прозорості атмосфери (мабуть, з автоколиваннями кліматичної системи), а частина може бути пов'язана з іншими факторами кліматоутворення. Так, окрім вікових (60-120 років) існують брікнеровські цикли з періодом 30-50 років (у середньому 35 років), 14-річні з обертоном 7 і 10 років, які відмічаються у повторюваності посух у Центральній Європі, Західному Сибіру, Казахстані, Північній Америці тощо. Усі згадані цикли нерегулярні, можуть змінювати свій середній період (доволі часто у кратному розмірі), фази і амплітуди. Імовірна причина подібної поведінки циклічних складових у тих або інших районах – зміна стану кліматичної системи, про детальні особливості якої досі відомо ще недостатньо.

Деякі особливості формування циклів можуть бути зумовлені параметричним резонансом – особливим явищем, яке спостерігається у складних системах. Цим явищем А.М. Обухов пояснює формування квазідворічного циклу загальної циркуляції атмосфери, зумовленого річним ходом, і який є дуже поширеним у різних явищах погоди. Зміна ж

циркуляції призводить до виникнення такого циклу у різних явищах погоди, температурі, зволоженні, посухах тощо.

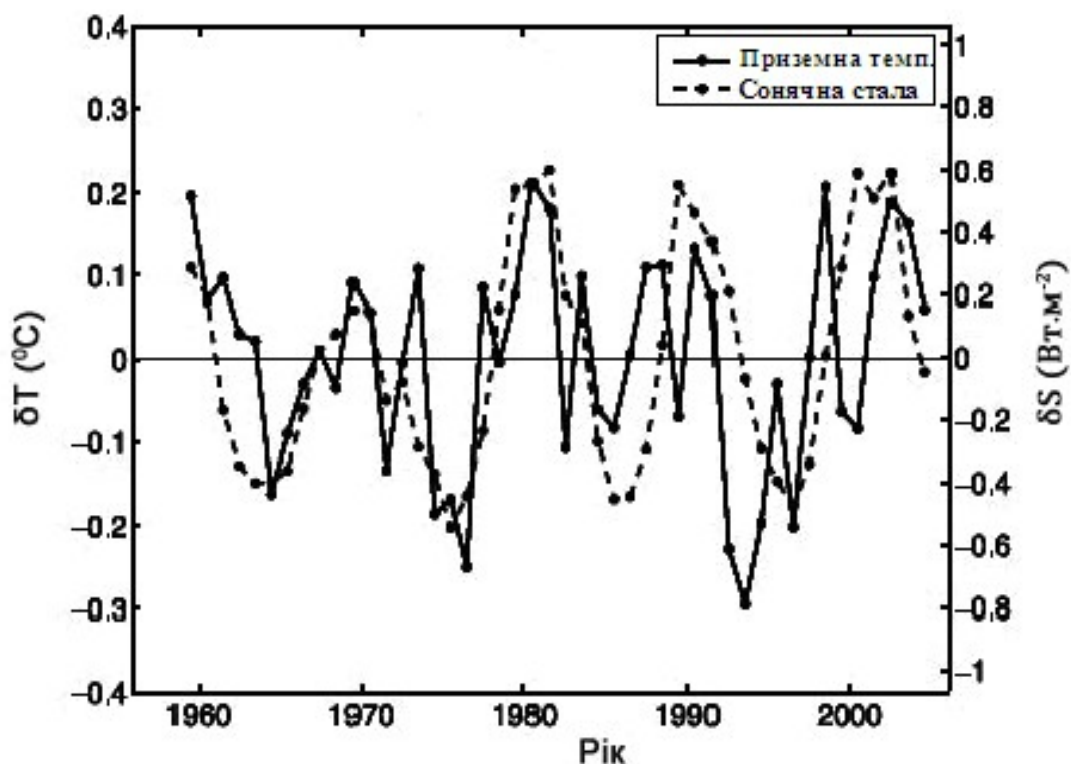


Рисунок 1.11 – Зміни середньорічної глобальної приземної температури повітря з видаленням лінійного тренда потепління за період 1959-2004 рр. (неперервна лінія з масштабом змін ліворуч) надається у порівнянні зі змінами середньорічної сонячної сталої (переривчаста лінія з масштабом змін праворуч) (Camp C.D. and Tung K.K., 2007)

Зміни клімату зумовлюються низкою факторів: зміною сонячної радіації та орбіти Землі, змінами у земній атмосфері, процесами, які відбуваються у інших частинах Землі, таких як океани, льодовики, а також ефектами, що супроводжують діяльність людини (табл. 1.1) [1]. У лівій колонці наведено основні природні фактори, на які людина впливати не зможе, але це саме ті фактори, що зумовлювали дуже значні коливання клімату в історичному минулому, та які діють і тепер. До найважливіших природних факторів належать світність Сонця і сонячна активність, положення Землі на геліоцентричній орбіті, тобто на тій орбіті, по якій Земля обертається навколо Сонця. Існують і менш очевидні фактори, такі, як рух Місяця або положення важких планет, у першу чергу, Юпітера і Сатурна та інші. Природні кліматоутворювальні фактори можна поділити на зовнішні астрономічні та внутрішні. У правій колонці таблиці наведено

антропогенні фактори, саме ним останнім часом приділяється велика увага. Це і зрозуміло, бо людство вже модифікувало газовий склад атмосфери.

Таблиця 1.1 – Основні фактори, які впливають на клімат Землі

Природні	Антропогенні
Світність Сонця і сонячна активність	Спалювання органічного палива (теплоенергетика, транспорт, комунально-побутове господарство)
Параметри геліоцентричної орбіти	Промисловість
Рух Місяця	Сільське господарство
Рух важких планет	Лісне господарство
Швидкість обертання Землі	Гідробудівництво, меліорація
Падіння метеоритів	
Тектонічна активність	
Вулканічна активність	
Автоколивання в атмосфері та океані	
Геоманітна активність	
Океанічна циркуляція	

Таким чином, для розуміння того, що відбувається з кліматом сьогодні і що буде з ним завтра, треба обов'язково враховувати суперпозицію природних і антропогенних факторів.

Зрозуміло, що протягом всієї історії Землі клімат її змінювався на різних часових масштабах. Він коливався з періодами понад мільйони років між дуже теплими умовами з щорічними середніми температурами вище 10°C у полярних регіонах і станом льодового клімату, коли льодові щити вкривали більшість поверхні континентів у середніх широтах. Навіть приймається без доведення, що в деякі холодні періоди вся поверхня Землі була вкрита льодом (гіпотеза «Земля у вигляді сніжку»). На іншому кінці часового спектра спостерігаються коливання малої амплітуди на часових масштабах порядку років та десятиліть, так що немає жодного року, кліматичні умови якого у точності повторювали б будь-який попередній.

Часовий масштаб цих варіацій частково зумовлюється зовнішніми факторами. Так за 4,5 млрд. років історії Землі через власну еволюцію Сонця зросло його випромінювання. На коротших часових масштабах коливання сонячної сталої мають меншу амплітуду, хоча точні значення цієї амплітуди поки що невідомі. Низькочастотні зміни характеристик орбіти Землі, найголовніші коливання яких знаходяться в діапазоні 10-100 тис. років, також впливають на кількість сонячної енергії, отриманої у

конкретному сезони у певній точці на поверхні Землі. Окремі виверження вулканів призводять до загального охолодження протягом декількох років, наступних за виверженням. До того ж, вулканічна діяльність може бути відповідальною за низькочастотний вплив, якщо великі виверження відбуваються в межах десятиліття або сторіччя. На довших часових масштабах підвищена вулканічна діяльність, пов'язана з тектонікою плит, може зумовлювати сильний вплив у періоди від тисяч до мільйонів років. З іншого боку, внутрішня динаміка глобальної кліматичної системи також відіграє найважливішу роль у визначенні мінливості клімату Землі. Внутрішні автоколивання системи на часових масштабах порядку декількох десятиріч і менше можуть бути прямою причиною мінливості за відсутності будь-яких істотних змін значень зовнішнього впливу через внутрішні взаємодії між різними компонентами кліматичної системи («внутрішня мінливість»).

Розглянемо детальніше деякі кліматоутворювальні фактори та їх вплив на зміни і коливання клімату різного часового масштабу [1].

На клімат безпосередній вплив мають, перш за все, *зміни світності Сонця* – практично єдиного джерела енергії для земної кліматичної системи. За даними астрофізики Сонце є стабільною зіркою, світність якої визначається температурою її поверхні. Виходячи із сучасних астрофізичних уявлень про процеси, що відбуваються на Сонці, за час існування світність його збільшилась приблизно на 30%. Крім цих однонаправлених змін світності, Сонце, як складна фізична система, має власні коливання характеристик стану, в тому числі й світності, різного часового масштабу та амплітуди – так звана «*сонячна активність*». Але короткий час інструментальних вимірювань активності Сонця не дає можливості відновити однозначну історичну картину цих коливань. Попередні дані різної природи свідчать про наявність так званої «*багатоциклічності*» сонячної активності, тобто коливань з періодами порядку від сотень мільйонів років до років і навіть менше. Природа цих коливань досі є дискусійною. Найбільш відомий 11-річний цикл сонячної активності, виявлений у часових змінах *числа Вольфа (W)*. Середні річні числа Вольфа у 11-річних циклах змінюються від 0 до 13 у роки мінімумів і від 46 до 190 у роки максимумів (середні добові значення змінюються від 0 до 355 і більше). З кінця 2007 року розпочався 24-й (після історичного Маундеровського мінімуму) цикл сонячної активності. Сучасні дослідження відзначають в останнє століття зменшення амплітуди коливань сонячної активності на фоні її загального зростання, а також суттєві зміни (аж до зміни знаку) кореляції між варіаціями сонячної активності та змінами глобальної приземної температури повітря.

У 1920 році сербським геофізиком М. Міланковичем запропоновано гіпотезу про зв'язок кліматичних змін з періодичними змінами параметрів орбіти Землі на значних проміжках часу – так звані «*цикли Міланковича*».

Це одна з найбільш відомих і загальноприйнятих теорій періодичного зледеніння Землі. У відповідності з гіпотезою М. Міланковича до півкуль Землі через зміну її руху може надходити менша або більша кількість сонячної радіації, що відбивається на глобальній температурі. Міланкович виділив три елементи руху: ексцентриситет земної орбіти, прецесію земної осі (якщо дивитись на вісь зверху, то можна побачити, що вона описує у просторі коло, тобто ніби гойдається по відношенню до Сонця) і кут нахилу осі Землі по відношенню до площини її орбіти (екліптики). У відповідності з теорією М. Міланковича комбінація змін орбіти Землі впливає на кількість сонячної енергії, яку отримує наша планета, та на характер розподілу цієї енергії по поверхні планети. Зменшення інсоляції у високих широтах веде до чергового періоду зледеніння. Таким чином, зміна параметрів земної орбіти, тобто астрономічного кліматоутворювального фактора, впливає на зміну клімату планети на часових масштабах від 10^3 до 10^5 років [1].

Крім розглянутих астрономічних кліматоутворювальних факторів дискутуються й можливі інші причини, наприклад:

- коливання положення Сонячної системи відносно галактичної площини Чумацького шляху з періодом близько 66 млн. років, що змінює щільність космічного простору;
- коливання щільності потоку космічних галактичних променів;
- астрокатастрофи (наприклад, падіння на Землю астероїдів та великих комет).

Слід зазначити, що орбітальні параметри Землі незворотно змінюються під дією припливних сил:

- 1) зменшується швидкість добового обертання Землі, а отже, зростає тривалість доби, зменшується вплив сили Коріоліса тощо;
- 2) збільшується нахил екліптики до екватора, зменшуючи річні розбіжності у надходженні тепла у низькі та високі широти при зростанні сезонних розбіжностей у надходженні радіації.

Дія першого фактора у геологічній історії відбилась у добових характеристиках відкладів у мулах струмків і деяких живих організмів. За цими даними, ще у кембрії було майже 400 днів на рік, а у більш ранні періоди – набагато більше. Зміна сили Коріоліса зменшує з часом ступінь зональності атмосферної циркуляції, що призводить до більш ефективного вирівнювання температур між високими і низькими широтами.

Кут нахилу екліптики до екватора у початковий період виникнення Землі мав бути невеликим, оскільки протопланетна хмара, з якої утворилась Земля, мала обертатись як одне ціле. Але дві обставини призвели до збільшення цього кута неоднаково для різних планет: падіння на них великих метеоритних мас у процесі формування планет у перший мільярд років їх життя та припливні сили Місяця (і частково Сонця). Останній фактор діє і у теперішній час, збільшуючи сезонні контрасти між

надходженням радіації протягом року. Збільшення тривалості доби при зростанні сезонних розбіжностей екологічно несприятливе для далекого майбутнього геологічної історії Землі.

У геологічній історії Землі відбувалися також значні зміни геологічних та геохімічних кліматоутворювальних факторів. По-перше, це процеси зміни місцезнаходження материків („теорія дрейфу материків”), які суттєво впливали, в першу чергу, на міжширотний обмін теплом за рахунок океанічних течій. Крім того, процеси тектогенезу та орогенезу, які супроводжувалися підняттям континентів та регресією океанів, впливали на загальну циркуляцію атмосфери та океанів, що в свою чергу змінювало характеристики глобальної кліматичної системи. У різні періоди геологічної історії суша то з’єднувалась в єдиний материк, то розпадалась на окремі масиви. З переміщенням материків змінювались розподіл материків і океанів, співвідношення їх площ, широтне положення материків, їх рельєф тощо. У тих випадках, коли район географічних полюсів виявлявся на суші великої площі або у замкненому водоймищі у високих широтах, виникали зледеніння. В Антарктиді стійке зледеніння зберігається і в теперішній час [1].

Аналогічні умови виникають на великих високих островах у полярних районах Північної півкулі, наприклад, у Гренландії. Басейн Північного Льодовитого океану не ізольований повністю від решти океанічної циркуляції (особливо від Атлантичного океану, а частково і від Тихого), хоча у минулі періоди геологічної історії зледеніння можливо було зумовлене підняттям «порогів» в Атлантиці (поріг між Англією і Гренландією у деякі епохи, очевидно, піднімався навіть над водою). Ізоляція тимчасово посилювалась. Але в цілому океан у цих умовах знаходиться у нестійкому стані, в ньому формуються полярні льоди, які збільшувались у періоди, сприятливі для зледеніння.

Припущення про переміщення материків вперше були висловлені А. Вегенером. На схожість контурів берегів протилежних континентів на Земній кулі звертали увагу багато географів і геологів, які працювали з картами Атлантичного та Індійського океанів. Проте, лише А. Вегенер на основі цього розробив гіпотезу, суть якої у наступному: материки на нашій планеті колись склали єдине ціле, а потім під впливом центробіжних сил розійшлись в різні боки. А. Вегенер назвав це дрейфом континентів. Для доказу дрейфа материків після розколу гігантського суперконтинента, як вже згадувалось, названого А. Вегенером Пангеєю (вона складалась з двох великих материкових конгломератів – Лавразії і Гондвани), він використав також геологічні, палеонтологічні та палеокліматичні дані. Вегенер звернув увагу на близькість віку і складу осадових і магматичних формацій, з яких складаються райони Африки і Південної Америки з боку Атлантичного океану. Ще одним переконливим аргументом на користь існування наприкінці палеозоя-початку мезозоя єдиного материка у

Південній півкулі – Гондвани – були сліди великого материкового зледеніння, знайденого на півдні Африки, у Південній Америці, на півострові Індостан та Австралії. Все свідчило про те, що наприкінці крейдового періоду і у пермському періоді названі континентальні глиби знаходились поблизу Південного географічного полюсу і були спаяні разом. Дійсно, важко уявити, що зледеніння одночасно охоплювало такі віддалені один від одного континенти.

Проте, у первинній формі гіпотеза Вегенера викликала заперечення з боку геофізиків і палеогеографів. Знадобився тривалий розвиток уявлень про фізику Землі, щоб ці погляди відродились у новій формі і на іншій фізичній базі. При цьому процесі відбувається не лише рух літосферних плит по Земній кулі, але й змінюється і положення полюсів через намагання Землі, яка обертається, зберегти фігуру рівноваги при перерозподілі мас. Існування вказаних переміщень підтверджується такими ознаками:

- 1) молодістю океанічного дна поблизу середньоокеанських рифтових хребтів;
- 2) схожістю конфігурації і будови материків, які були колись єдиним цілим, а також схожістю їх палеофлор, фаун і кліматів;
- 3) реконструкцією положення магнітних полюсів відносно материків за палеомагнітними даними.

Все це настільки переконливо, що зміни, які відбуваються, не викликають сумнівів у більшості вчених, хоча у визначенні їх масштабів в окремих районах ще слід очікувати значних уточнень [1].

В історії клімату суттєвим чинником також є *вулканічна активність* (на початку історії Землі вона була значно більшою), яка змінювала як хімічний склад атмосфери, так і впливала через викиди в атмосферу аерозолів на оптичну прозорість атмосфери, альбедо та перерозподіл складових радіаційного балансу Землі. Можливість такого впливу обмірковувалась ще у XVII столітті Бенджаменом Франкліном, а перша детальна робота була виконана напочатку XX століття. Ідея була в наступному: хмари малих частинок (аерозолів), які утворюються у процесі виверження вулкану, можуть помітно послаблювати потік короткохвильової радіації, що надходить до земної поверхні, майже не змінюючи довгохвильове випромінювання, спрямоване у світовий простір. Одна з перших робіт, в якій встановлювався зв'язок між зміною потоку сонячної радіації в результаті вулканічних вивержень і змін приземної температури повітря, була виконана у Росії у 1967 році. Подальші дослідження показали, що основний вплив на радіацію і термічний режим Землі здійснює шар сіркокислотного аерозолю, який формується у стратосфері з викинутих вулканом газів, що містять сірку, а також великої кількості вуглекислого газу і частинок сажі. Крупні виверження спочатку супроводжуються похолоданням внаслідок надходження в атмосферу

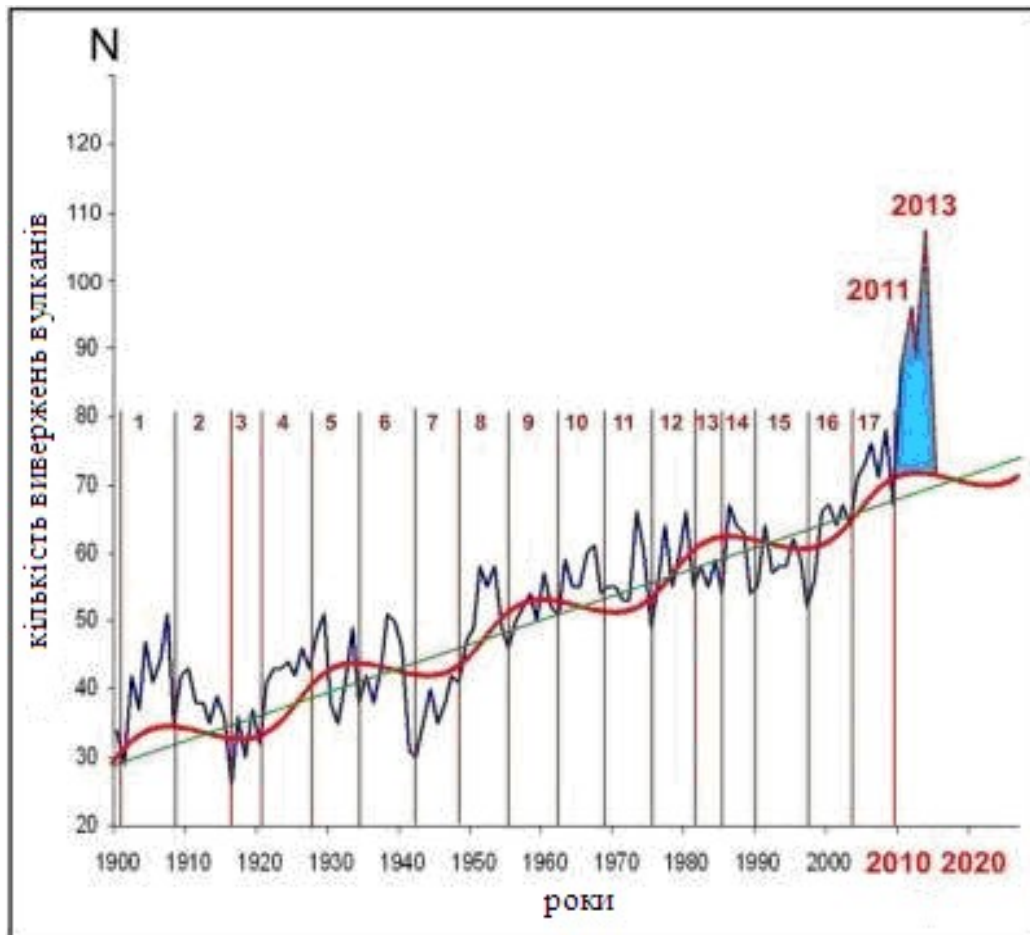
Землі цих домішок. Згодом CO₂, який надійшов під час виверження, спричинює зростання середньої річної температури на Землі. Наступне довготривале зниження вулканічної активності сприяє збільшенню прозорості атмосфери, що призводить до підвищення температури [1].

Звісно, важко оцінити вплив цього чинника на кліматичні зміни на значних проміжках часу, але існуючі історичні свідчення, наприклад, похолодання, які відбувались у 1783-1785 рр. після виверження вулкану Лакі (Ісландія), у 1816 році після виверження вулкану Тамбора (Індонезія), у середині 80-х років XIX століття після виверження вулкану Кракатау (Індонезія) свідчать про можливість суттєвих змін клімату за рахунок цього фактору. Найбільші концентрації аерозолів було зафіксовано після виверження вулкану Ель-Чичон у Мексиці у 1982 році. Висота викидів становила більше 28 км, загальна маса викинутих в стратосферу аерозолів і газів, які містили сірку, – не менше 20 Мт. Одне з найсильніших вулканічних вивержень останніх років відбулось у 1991 році (вулкан Пінатубо на Філіпінах). Виверження почалось 10 червня і тривало з перервами до 16 червня, викиди досягали 24 км. Загибло більше 200 людей і 100 тис. лишились без притулку.

Найбільшу зацікавленість викликає вплив вивержень вулканів на температуру повітря. У низці робіт відмічалось слабе зниження температури (до 0,5 °C) на перший або другий рік після виверження. Відомості про температури, які виявили по товщині кілець дерев на території США за період 1601-1900 рр., свідчать про те, що після вивержень температура знижується на більшій частині території, в основному літом. Дослідження змін температури після індивідуальних вивержень не дозволяє зробити висновок про пряму залежність змін температури лише від виверження. Після виверження вулкану Агунг у 1963 році спостерігалось зниження температури у Північній півкулі і зростання її у Південній, причому похолодання у Північній півкулі почалось до виверження вулкану. У той же час після виверження вулкану Ель-Чичон у 1982 році відбулось підвищення температури у Північній півкулі, особливо взимку. Ці результати свідчать про значну роль інших механізмів у зміні температури під час вулканічних вивержень. Більшу роль відіграє, очевидно, перебудова загальної циркуляції атмосфери. Іноді посилюється вплив західного переносу, особливо взимку, який призводить до виносу теплого і вологого повітря з океану, що сприяє формуванню теплих зим, як це відбувалось після сильних вивержень.

Існують наукові свідчення, що вулканічна активність також має циклічний характер, пов'язаний з астрофізичними факторами та внутрішньою геодинамікою. На рис. 1.12 представлено динаміку кількості вивержень вулканів на Земній кулі з 1900 по 2009 рр. з прогнозом до 2016 року. Графік апроксимований синусоїдальним і прямолінійним трендами. Прямолінійний тренд відбиває стійку динаміку щорічного зростання

кількості вивержень вулканів, а синусоїдальний тренд дозволяє виділити певну циклічність у процесі, який досліджується. Синусоїда дозволила встановити цикли з періодом приблизно 26 років. Ці цикли менш очевидні, ніж подвійні цикли з періодом 5-7 років, які складаються з більш коротких циклів з періодом в середньому від 2,5 до 3,5 років.



N – кількість вивержень вулканів;
1-17 – цикли вулканічної активності

Рисунок 1.12 – Динаміка щорічної кількості вивержень вулканів світу (<http://planeta.moy.su>)

Таким чином, ці цикли, аналогічні циклам глобальної сейсмічної активності з періодом у 2-3 роки. Як підсумок ефектів накладання прямолінійного і синусоїдального трендів, на рисунку показана прогностична частина, в якій також виділено два цикли активності з максимумами у 2011 і 2013 роках та локальним мінімумом у 2012 році. Слід зазначити, що за даними Global Volcanism Program лише за період з 1 січня до 31 травня 2010 року спостерігалось 52 офіційно підтверджених

виверження вулканів. Тому можна припустити, що збільшення їх до 110 у 2013 році є цілком допустимим. Деякі вчені вважають, що вулканізм може впливати на зміни клімату за періоди порядку сторіч і за більш тривалі інтервали часу.

Зміни складу атмосфери є одним з найважливіших чинників глобальних змін клімату [1]. Думку про те, що зміни концентрації вуглекислого газу в атмосфері можуть бути причиною кліматичних змін, було висловлено ще 150 років тому. Атмосфера, як відомо, нагрівається, поглинаючи як сонячну радіацію, так і власне випромінювання земної поверхні, і випромінює інфрачервону (довгохвильову) радіацію. Значна частина (майже 70%) випромінювання атмосфери надходить до земної поверхні (зустрічне випромінювання), яка практично повністю її поглинає (95-99%). По аналогії з процесами, які відбуваються в оранжереях, коли проникаюча крізь захисну плівку радіація нагріває землю, випромінювання якої затримується плівкою, забезпечуючи додаткове нагрівання, цей процес взаємодії земної поверхні з атмосферою називають *парниковим ефектом*. Поглинання інфрачервоного випромінювання земної поверхні відбувається оптично активними газами атмосфери (так званими «*парниковими газами*»), серед яких водяна пара H_2O , вуглекислий газ CO_2 , метан CH_4 , озон O_3 , закис азоту N_2O . Якби цих газів взагалі не було в атмосфері, то середня за рік глобальна температура повітря біля земної поверхні дорівнювала приблизно $-19\text{ }^\circ\text{C}$. Це означає, що існування живих організмів і біосфери було б неможливе на більшій частині Земної кулі.

Парниковий ефект існує з тих пір, як у Землі з'явилась атмосфера. Природними джерелами і поглиначами парникових газів є багато природних систем і процесів, до того ж деякі з них виступають одночасно в обох ролях (наприклад, океан, рослини). Одним з джерел викидів є горіння речовин, які містять вуглець, в тому числі вуглецеводневого викопного палива (вугілля, нафти і природного газу). У до індустріальну еру викиди і стоки парникових газів, пов'язані з природними джерелами і поглиначами, були достатньо збалансованими і, відповідно, їх концентрація та парниковий ефект змінювались повільно.

Основним парниковим газом є водяна пара і її внесок у парниковий ефект становить 36-72 % з сильним додатним зв'язком. Так, підвищення температури повітря сприяє збільшенню вологовмісту атмосфери за приблизного збереження відносної вологості, що призводить до посилення парникового ефекту і тим самим спричинює подальше підвищення температури повітря. Вплив водяної пари може також проявлятися через збільшення хмарності та зміну кількості опадів.

Водяна пара поглинає інфрачервону радіацію у широкому інтервалі довжин хвиль – від 4,5 мкм до 80 мкм, за винятком довжин хвиль 8,5-12 мкм – це так зване «атмосферне вікно». Вона також є джерелом ОН-радикалів, які є надзвичайно активними окисниками і у значній мірі

(не зважаючи на дуже малі концентрації – приблизно 10^5 - 10^7 $1/\text{cm}^3$) визначають хімічний склад атмосфери.

Вуглекислий газ (CO_2) та інші гази, які поглинають енергію в діапазоні хвиль 7-15 мкм, тобто там, де енергія земного випромінювання близька до максимуму. Навіть порівняно невеликі зміни концентрації CO_2 в атмосфері можуть впливати на температуру земної поверхні. Час життя парникових газів в атмосфері визначається низкою факторів, таких як швидкість їх засвоєння океаном, рослинним покривом, ґрунтом, хімічними взаємодіями з іншими газовими складовими атмосфери або дисоціацією під впливом сонячного випромінювання. Під часом життя газу в атмосфері розуміють період, протягом якого концентрація одного разу емітованого в атмосферу парникового газу може зменшитись в «e» разів. Довгоживучі в атмосфері гази (CO_2 , CH_4 , NO_2) є хімічно стійкими і існують від десятиліть до століть та більше. Так, наприклад, дослідження показали, що після попадання CO_2 в атмосферу знадобиться приблизно 30 років, щоб лише 30% цього газу було виведено з атмосфери в результаті природних процесів; ще 30% може бути видалено за декілька сторіч, а 20% може залишатись в ній протягом багатьох тисяч років. Разом з тим середній час життя CO_2 береться таким, що дорівнює 100 років. Що стосується інших газів, то час їхнього життя змінюється у доволі широких межах: CH_4 – 12 років, NO_2 – 120 років.

За час існування Землі відбулися суттєві зміни газового складу атмосфери – від первинної вуглецево-азотної до азотно-кисневої, які стали наслідком біогеохімічної діяльності живих організмів, про що йшлося вже у попередніх параграфах. Такі зміни CO_2 в історичному плані призвели до суттєвого зниження середньої температури повітря біля земної поверхні через зменшення впливу парникового ефекту. Беручи до уваги швидкість зменшення вмісту CO_2 в атмосфері і відповідні йому зміни температури у четвертинному періоді, вважається, що вплив природних змін вмісту вуглецю на клімат є суттєвим для інтервалів часу більш ста тисяч років.

Активну роль у динаміці вуглецю на Землі крім процесів у біосфері відіграють і процеси перетворення неорганічного вуглецю, які разом об'єднані у *глобальний біогеохімічний цикл вуглецю*. У цьому сенсі еволюція біосфери та кліматичної системи відбувалися взаємообумовлено та взаємопов'язано. Планетарний вуглецевий цикл є складною системою, його функціонування на різних масштабах часу визначається різними природними процесами, яким відповідають різні швидкості кругообігу CO_2 . На перших етапах розвитку Землі вуглекислий газ, як і азот та водяна пара, надходили в атмосферу з глибинних шарів планети у ході дегазації верхньої мантії та земної кори. Ці гази входять до складу газів, які викидаються при виверженнях вулканів, виділяються з гарячих джерел та глибоких тріщин. Інтенсивність цього природного механізму була

нерівномірною за час існування Землі та пов'язаною з вулканічною активністю. За рахунок газообміну між атмосферою та біотою суші, атмосферою та Світовим океаном формувалися рівноважні розподіли вуглецю у біосфері. Таким чином, *глобальний біогеохімічний цикл вуглецю* є механізмом, який об'єднує в єдину систему частини біосфери – біоту, атмосферу, літосферу та Світовий океан, так само він об'єднує і компоненти глобальної кліматичної системи. Тому у сучасних кліматичних моделях цей цикл є однією з головних складових поряд з моделями атмосфери або Світового океану [1].

Протягом тисячоліть господарча діяльність людини пристосовувалась до навколишніх кліматичних умов, але не зважала на те, як вона впливає на клімат: позитивно чи негативно. Коли кількість населення Землі була порівняно малою, здавалось, що антропогенний вплив на природу, як результат господарчої діяльності, не може впливати на стійкість клімату. Але у ХХ ст. діяльність людини все більше набувала таких масштабів, що постало питання про неумисну дію господарчої діяльності людини на клімат. Впливають на клімат такі процеси, які набули вже глобального характеру:

- спалювання викопного органічного палива і надходження в атмосферу CO_2 , CH_4 ;
- викидання в атмосферу промислових відходів, які змінюють склад атмосфери, збільшують вміст радіаційно-активних газів і аерозолів. Обидва ці процеси збільшують парниковий ефект;
- розорювання величезних масивів землі, які сприяють зміні альbedo, швидкій втраті вологи, підйому пилу в атмосферу;
- знищення лісів, особливо тропічних, які впливають на відтворення кисню, зміни альbedo і випаровування;
- перевипасання худоби, яке перетворює степи і савани у пустелі, через що змінюється альbedo, висушується ґрунт.

Таким чином, у теперішній час людина змінює не лише характер поверхні Землі, але й хімічний склад атмосфери, а також її фізичні властивості. Вплив людини на клімат на стільки збільшився, що господарчу діяльність її розглядають як особливий антропогенний фактор клімату. Вплив цього чинника виражається в основному безперервно зростаючим виробництвом енергії, що спричиняє додаткове надходження в атмосферу тепла, вуглекислого газу і аерозолів при спалюванні у величезній кількості палива. Це теплове і аерозольне забруднення повітря охоплює не лише тропосферу, але й стратосферу, на яку тепер впливають надзвукові літаки, вихлопні продукти яких постійно зменшують вміст озону в ній і цим посилюють інтенсивність короткохвильової радіації Сонця, що надходить до поверхні землі. Така радіація негативно впливає на тканини тваринних і рослинних організмів [1].

1.4 СЦЕНАРІЇ ЗМІН КЛІМАТУ У МАЙБУТНЬОМУ

Коли розглядаються зміни клімату, як критерії таких змін найчастіше використовуються тренди глобальних температури та опадів. Наприклад, перша за останні 100 років збільшилася на $0,74 \pm 0,18$ °C, причому найімовірніше більша частина цього потепління пов'язана з антропогенним впливом [6]. Це потепління, в свою чергу, пов'язане з підвищенням рівня моря та зменшенням площі снігового покриву у Північній півкулі. З іншого боку, навіть протягом останніх 30 років, коли темпи підвищення були особливо великими, в деяких регіонах земної кулі (наприклад, Південна Атлантика, Аляска тощо) спостерігалось похолодання. Більше того, підвищення температури не в усіх регіонах добре корелюється зі змінами режиму опадів. Тобто зміни цих двох показників клімату не пов'язані між собою на регіональному рівні і мають розглядатися окремо один від іншого. Аналізуючи поточні зміни клімату, це можна достатньо легко зробити за допомогою довгих рядів спостереження. Але якщо задача полягає в аналізі майбутніх змін, треба використовувати результати моделювання.

Отже, зміни у глобальній кліматичній системі можуть розглядатися на сьогодні як незаперечний факт, що доводиться метеорологічними даними за останні 150 років за глобальною середньою температурою повітря та океану, підвищенням глобального середнього рівня моря і таненням снігу та льоду. Є дуже ймовірним, що підвищення глобальних середніх температур, яке спостерігається з середини 20 століття, здебільшого викликано підвищенням концентрацій антропогенних парникових газів [6]. Щоб визначити причини змін клімату, які мають місце, а також оцінити майбутні зміни, було реалізовано безпрецедентний за своїми масштабами та кількістю учасників модельний проект – дослідниками з 11 країн було виконано чисельні інтегрування з 23 складними фізико-математичними моделями загальної циркуляції атмосфери і океану [6]. Під час експерименту розраховувався клімат ХХ століття при заданих, відповідних до спостережень, концентраціях парникових газів, а також клімат для різних сценаріїв, які наведені у Спеціальній доповіді зі сценаріїв викидів (СДСВ) [9]. Все це дозволило просунутися в уточненні та підвищенні достовірності оцінок майбутніх змін клімату, а також оцінити ймовірнісні розподіли характеристик клімату для кожного зі сценаріїв.

Сучасні моделі загальної циркуляції атмосфери і океану дозволяють розглянути не тільки зміни глобального клімату, а й, певною мірою, оцінити його регіональні аспекти. Наприклад, розділення моделі Лабораторії геофізичної гідродинаміки (GFDL) Національної адміністрації по океану та атмосфері (NOAA) США версії 2.1 становить 2° широти \times $2,5^\circ$ довготи [10], тобто дозволяє достатньо докладно вивчити регіональні особливості майбутніх змін різноманітних кліматичних

характеристик над територією, яку можна зіставити з Україною.

Майбутні викиди газів з парниковим ефектом (ПГ: вуглекислий газ CO₂, метан CH₄, закис азоту N₂O, гідрофторвуглеці HFCs, перфторвуглеці PFCs, сірчаний гексафторид SF₆, хлористі фторвуглеводні HCFCs, хлористі фторвуглеці CFCs, двооксид сірки SO₂, оксид вуглецю CO, оксиди азоту NO_x та неметанові леткі органічні сполуки NMVOC) є продуктом дуже складних динамічних систем, що складаються з таких визначальних факторів, як демографічний розвиток, соціально-економічний розвиток та технологічні зміни. Їх розвиток у майбутньому є дуже невизначеним. Сценарії являють собою альтернативні прогнози можливого розвитку подій у майбутньому, вони також є слушним засобом для аналізу того, яким чином визначальні фактори можуть впливати на показники майбутніх викидів, а також для оцінки пов'язаних з ними невизначеностей. Вони сприяють аналізу змін клімату, включаючи моделювання клімату та оцінку наслідків, адаптацію та пом'якшення наслідків. Дуже мало ймовірною є можливість того, що траєкторія якогось єдиного викиду збіжиться з описаною у сценаріях [7].

Робочою групою Міжнародної групи експертів зі змін клімату були розроблені чотири основних описових сюжетних лінії (рис. 1.13) для послідовного викладення зв'язків між визначальними факторами викидів та їх розвитком, а також додатковий контекст для кількісного визначення сценарію. Кожна сюжетна лінія зображує різні демографічні, соціальні, економічні, технологічні та екологічні події, які одними особами можуть розглядатися позитивно, а іншими – негативно.

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

Для кожної сюжетної лінії було розроблено декілька різних сценаріїв з використанням різних концепцій моделювання з метою розглядання низки результатів, пов'язаних з моделями, що використовують аналогічні припущення стосовно визначальних факторів [7].

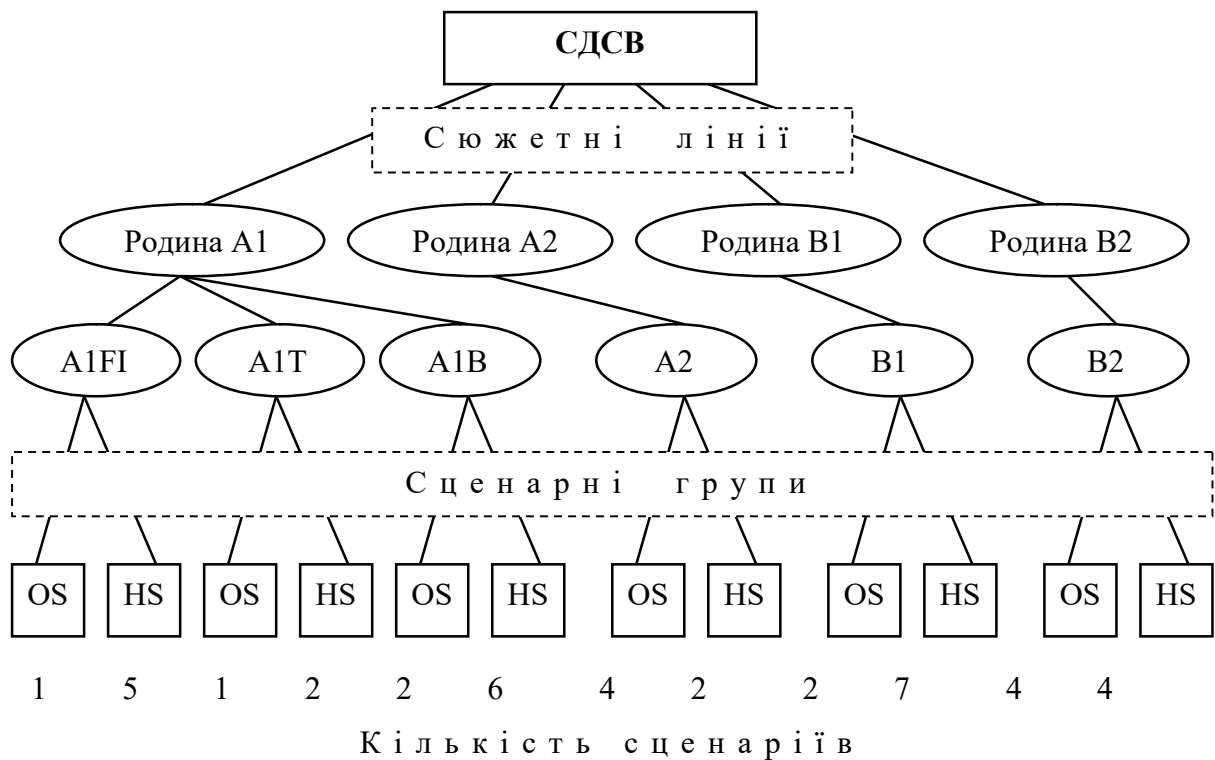


Рисунок 1.13 – Схематична ілюстрація сценаріїв СДСВ [9]

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

Однією з переваг багатомодельного підходу є те, що підсумкові 40 сценаріїв СДСВ у своїй сукупності охоплюють існуючий діапазон невизначеностей стосовно майбутніх викидів ПГ, які виникають внаслідок різних характеристик цих моделей, окрім існуючих невизначеностей, що мають місце через визначальні фактори сценарію, зокрема демографічні, соціально-економічні та технологічні події, які визначають ці моделі, про що йде мова у сюжетних лініях. Тринадцять з цих сорока сценаріїв розглядають зміни, пов'язані з припущеннями стосовно енергетичних технологій.

У межах кожної сценарної родини були розроблені два основних види сценаріїв – сценарії з узгодженими припущеннями стосовно глобального

населення, економічного росту і кінцевого використання енергії та сценарії з альтернативним кількісним визначенням сюжетної лінії. У своїй сукупності 26 сценаріїв були узгоджені через прийняття припущень стосовно розвитку загального населення та сукупного національного продукту. Таким чином, узгоджені сценарії у кожній родині не є незалежними один від іншого. Решта 14 сценаріїв прийняли альтернативні тлумачення чотирьох сюжетних ліній для вивчення додаткових сценарних невизначеностей. Вони також пов'язані між собою у межах кожної родини, навіть не зважаючи на те, що не містять загальних припущень стосовно деяких визначальних факторів [7].

Отже, є шість сценарних груп, які слід вважати у рівній мірі обґрунтованими і які охоплюють широке коло невизначеностей. Вони містять чотири комбінації демографічних змін, соціально-економічного розвитку та технологічних подій, які відповідають чотирьом родинам (A1, A2, B1, B2), кожна з яких має ілюстративний сценарій (рис. 1.13).

У цілому, кожна сюжетна лінія передбачає зовсім інший напрямок майбутніх подій, у результаті чого чотири сюжетні лінії відрізняються все більш незворотним чином. Разом вони надають опис різноманітних варіантів майбутнього, які охоплюють значну частку основних невизначеностей у чотирьох визначальних факторах. Вони також охоплюють широкий діапазон ключових «майбутніх» характеристик, зокрема, демографічні зміни, економічний розвиток і технологічні зміни. З огляду на це їх правдоподібність або здійсненність не слід розглядати, виключно ґрунтуючись на екстраполяції поточних економічних, технологічних та соціальних тенденцій.

У табл. 1.2 і 1.3 наведені визначальні фактори для кожної сценарної групи, а у табл. 1.4–1.6 – викиди ПГ протягом XXI століття.

Сюжетна лінія та сценарна родина A1 містить опис майбутнього світу, що характеризується швидким економічним зростанням, глобальним населенням, показники якого сягають пікових значень у сторіччя з подальшим зменшенням, а також швидким упровадженням нових та ефективніших технологій. Першорядними питаннями будуть поступове зближення різних регіонів, створення потенціалу та активізація культурних і соціальних взаємозв'язків за значного зменшення регіональних відмінностей у доході на душу населення. Сценарна родина A1 розбивається на три групи, які надають опис альтернативних варіантів технологічних змін в енергетичній системі, а саме відрізняються своїм центральним технологічним елементом: істотна частина викопних видів палива (A1FI), невикопні види палива (A1T) і рівновага між усіма джерелами (A1B), яка визначається як не дуже велика залежність від одного конкретного джерела енергії. Через те, що інші визначальні фактори будуть сталими, швидке зростання спричинить високі показники обороту капіталу, внаслідок чого невеликі відмінності на початковому

етапі між сценаріями призведуть до великого розходження до 2100 р.

У сюжетній лінії А2 надається опис дуже неоднорідного світу. Першорядною темою буде самозабезпечення та збереження місцевої самобутності. Показники народжуваності у різних регіонах дуже повільно зближатимуться, внаслідок чого спостерігатиметься стале зростання загальної кількості населення.

Економічний розвиток буде мати головним чином регіональну спрямованість, а економічне зростання у розрахунку на душу населення і технологічні зміни будуть більш фрагментарними та повільними у порівняннях з іншими сюжетними лініями.

Сюжетна лінія і сценарна родина В1 містить опис світу, який рухається в одному напрямку з тим же глобальним населенням, яке сягає максимальної чисельності у середині століття, а потім зменшується, як й у сюжетній лінії А1, але за швидких змін в економічних структурах в напрямку сервісної та інформаційної економіки зі зменшенням матеріальної інтенсивності та впровадженням чистих і ресурсощадних технологій. Головна увага приділятиметься глобальним рішенням економічної, соціальної та екологічної сталості, включаючи більшу справедливість, але без додаткових ініціатив, пов'язаних з кліматом.

Сюжетна лінія і сценарна родина В2 містить опис світу, в якому головна увага приділятиметься локальним вирішенням проблеми економічної, соціальної та екологічної сталості. Це буде світ з глобальним населенням, яке стало збільшується з темпами, нижчими ніж для А2, проміжними рівнями економічного розвитку і менш швидкими, але різноманітнішими змінами у порівнянні з лініями В1 і А1. Хоч цей сценарій також орієнтований на охорону навколишнього середовища та соціальну справедливість, головна увага у ньому приділятиметься місцевим і регіональним рівням.

Таким чином, при моделюванні клімату ХХІ століття моделювання ансамблем моделей, до якого належить і модель GFDL, виконувалося з урахуванням впливу одного з найважливіших зовнішніх чинників – викидів парникових газів до атмосфери, які, в свою чергу, бралися за сценаріями СДСВ [7, 9]. Отже, результатами інтегрування моделі є численні тривимірні масиви гідрометеорологічних даних.

Таблиця 1.2 – Кількісні величини для ілюстративного сценарію основних визначальних факторів та їх діапазон (у дужках) по всіх 40 сценаріях СДСВ

Роки	1990	Сценарна група					
		A1FI	A1B	A1T	A2	B1	B2
	5,3	Населення (млрд. чоловік)					
2020		7,6 (7,4-7,6)	7,5 (7,2-7,6)	7,6 (7,4-7,6)	8,2 (7,5-8,2)	7,6 (7,4-7,6)	7,6 (7,6-7,8)
2050		8,7	8,7 (8,3-8,7)	8,7	11,3 (9,7-11,3)	8,7 (8,6-8,7)	9,3 (9,3-9,8)
2100		7,1 (7,0-7,1)	7,1 (7,0-7,7)	7,0	15,1 (12,0-15,1)	7,0 (6,9-7,1)	10,4 (10,3-10,4)
	21	Сукупний національний продукт (трлн. доларів США на рік за цінами 1990 року)					
2020		53 (53-57)	56 (48-61)	57 (52-57)	41 (38-45)	53 (46-57)	51 (41-51)
2050		164 (163-187)	181 (120-181)	187 (177-187)	82 (59-111)	136 (110-166)	110 (76-111)
2100		525 (522-550)	529 (340-536)	550 (519-550)	243 (197-249)	328 (328-350)	235 (199-255)
	16,1	Показник доходу на душу населення					
2020		7,5 (6,2-7,5)	6,4 (5,2-9,2)	6,2 (5,7-6,4)	9,4 (9,0-12,3)	8,4 (5,3-10,7)	7,7 (7,5-12,1)
2050		2,8	2,8 (2,4-4,0)	2,8 (2,4-2,8)	6,6 (5,2-8,2)	3,6 (2,7-4,9)	4,0 (3,7-7,5)
2100		1,5 (1,5-1,6)	1,6 (1,5-1,7)	1,6 (1,6-1,7)	4,2 (2,7-6,3)	1,8 (1,4-1,9)	3,0 (2,0-3,6)

Таблиця 1.3 – Кількісні величини для ілюстративного сценарію основних визначальних факторів та їх діапазон (у дужках) по всіх 40 сценаріях СДСВ

Роки	1990	Сценарна група					
		A1FI	A1B	A1T	A2	B1	B2
16,7		Остаточна кількість енергії (10^6 Дж/дол. США)					
2020		9,4 (8,5-9,4)	9,4 (8,1-12,0)	8,7 (7,6-8,7)	12,1 (9,3-12,4)	8,8 (6,7-11,6)	8,5 (8,5-11,8)
2050		6,3 (5,4-6,3)	5,5 (4,4-7,2)	4,8 (4,2-4,8)	9,5 (7,0-9,5)	4,5 (3,5-6,0)	6,0 (6,0-8,1)
2100		3,0 (2,6-3,2)	3,3 (1,6-3,3)	2,3 (1,8-2,3)	5,9 (4,4-7,3)	1,4 (1,4-2,7)	4,0 (3,7-4,6)
351		Первинна енергія (10^{18} Дж/рік)					
2020		669 (653-752)	711 (573-875)	649 (515-649)	595 (485-677)	606 (438-774)	566 (506-633)
2050		1431 (1377-1601)	1347 (968-1611)	1213 (913-1213)	971 (679-1059)	813 (642-1090)	869 (679-966)
2100		2073 (1988-2737)	2226 (1002-2683)	2021 (1255-2021)	1717 (1304-2040)	514 (514-1157)	1357 (846-1625)
24		Частка вугілля у первинній енергії (%)					
2020		29 (24-42)	23 (8-28)	23 (8-23)	22 (18-34)	22 (8-27)	17 (14-31)
2050		33 (13-56)	14 (3-42)	10 (2-13)	30 (24-47)	21 (2-37)	10 (10-49)
2100		29 (3-48)	4 (4-41)	1 (1-3)	53 (17-53)	8 (0-22)	22 (12-53)
18		Частка нульового вуглецю у первинній енергії (%)					
2020		15 (10-20)	16 (9-26)	21 (15-22)	8 (8-16)	21 (7-22)	18 (7-18)
2050		19 (16-31)	36 (21-40)	43 (39-43)	18 (14-29)	30 (18-40)	30 (15-30)
2100		31 (30-47)	65 (27-75)	85 (64-85)	28 (26-37)	52 (33-70)	49 (22-49)

Таблиця 1.4 – Викиди різних ПГ для ілюстративного сценарію та їх діапазон (у дужках)
по всіх 40 сценаріях СДСВ

Роки	1990	Сценарна група					
		A1FI	A1B	A1T	A2	B1	B2
6,0		Вуглекислий газ, викопні види палива (ГтВ/рік)					
2020		11,2 (10,7-14,3)	12,1 (8,7-14,7)	10,0 (8,4-10,0)	11,0 (7,9-11,3)	10,0 (7,8-13,2)	9,0 (8,5-11,5)
2050		23,1 (20,6-26,8)	16,0 (12,7-25,7)	12,3 (10,8-12,3)	16,5 (10,5-18,2)	11,7 (8,5-17,5)	11,2 (11,2-16,4)
2100		30,3 (27,7-36,8)	13,1 (12,9-18,4)	4,3 (4,3-9,1)	28,9 (17,6-33,4)	5,2 (3,3-13,2)	13,8 (9,3-23,1)
1,1		Вуглекислий газ, землекористування (ГтВ/рік)					
2020		1,5 (0,3-1,8)	0,5 (0,3-1,6)	0,3 (0,3-1,7)	1,2 (0,1-3,0)	0,6 (0,0-1,3)	0,0 (0,0-1,9)
2050		0,8 (0,0-0,9)	0,4 (0,0-1,0)	0,0 (-0,2-0,5)	0,9 (0,6-0,9)	-0,4 (-0,7-0,8)	-0,2 (-0,2-1,2)
2100		-2,1 (-2,1-0,0)	0,4 (-2,4-2,2)	0,0 (0,0-0,1)	0,2 (-0,1-2,0)	-1,0 (-2,8-0,1)	-0,5 (-1,7-1,5)
		Кумулятивний обсяг вуглекислого газу, викопні види палива (ГтВ)					
1990-2100		2128 (2079-2478)	1437 (1220-1989)	1038 (989-1051)	1773 (1303-1860)	989 (794-1306)	1160 (1033-1627)
		Кумулятивний обсяг вуглекислого газу, землекористування (ГтВ)					
1990-2100		61 (31-69)	62 (31-84)	31 (31-62)	89 (49-181)	-6 (-22-84)	4 (4-153)
		Кумулятивний обсяг вуглекислого газу, всього (ГтВ)					
1990-2100		2189 (2127-2538)	1499 (1301-2073)	1068 (1049-1113)	1862 (1352-1938)	983 (772-1390)	1164 (1164-1686)
70,9		Двоокис сірки (МтС/рік)					
2020		87 (60-134)	100 (62-117)	60 (60-101)	100 (66-105)	75 (52-112)	61 (48-101)
2050		81 (64-139)	64 (47-120)	40 (40-64)	105 (78-141)	69 (29-69)	56 (42-107)
2100		40 (27-83)	28 (26-71)	20 (20-27)	60 (60-93)	25 (11-25)	48 (33-48)

Таблиця 1.5 – Викиди різних ПГ для ілюстративного сценарію та їх діапазон (у дужках)
по всіх 40 сценаріях СДСВ

Роки	1990	Сценарна група					
		A1FI	A1B	A1T	A2	B1	B2
310		Метан (МтМ/рік)					
2020		416 (415-479)	421 (400-444)	415 (415-466)	424 (354-493)	377 (377-430)	384 (384-469)
2050		630 (511-636)	452 (452-636)	500 (492-500)	598 (402-671)	359 (359-546)	505 (482-536)
2100		735 (289-735)	289 (289-640)	274 (274-291)	889 (549-1069)	236 (236-579)	597 (465-613)
6,7		Закис азоту (МтА/рік)					
2020		9,3 (6,1-9,3)	7,2 (6,1-9,6)	6,1 (6,1-7,8)	9,6 (6,3-12,2)	8,1 (5,8-9,5)	6,1 (6,1-11,5)
2050		14,5 (6,3-14,5)	7,4 (6,3-14,3)	6,1 (6,1-6,7)	12,0 (6,8-13,9)	8,3 (5,6-14,8)	6,3 (6,3-13,2)
2100		16,6 (5,9-16,6)	7,0 (5,8-17,2)	5,4 (4,8-5,4)	16,5 (8,1-19,3)	5,7 (5,3-20,2)	6,9 (6,9-18,1)
1672		CFC/HFC/HCFC (еквівалент МтВ/рік)					
2020		337	337	337	292	291	299
2050		566	566	566	312	338	346
2100		614	614	614	753	299	649
32,0		PFC (еквівалент МтВ/рік)					
2020		42,7	42,7	42,7	50,9	31,7	54,8
2050		88,7	88,7	88,7	92,2	42,2	106,6
2100		115,3	115,3	115,3	178,4	44,9	121,3

Таблиця 1.6 – Викиди різних ПГ для ілюстративного сценарію та їх діапазон (у дужках)
по всіх 40 сценаріях СДСВ

Роки	1990	Сценарна група					
		A1FI	A1B	A1T	A2	B1	B2
	37,7	SF ₆ (еквівалент МтВ/рік)					
2020		47,8	47,8	47,8	63,5	37,4	54,7
2050		119,2	119,2	119,2	104,0	67,9	79,2
2100		94,6	94,6	94,6	164,6	42,6	69,0
	879	CO (МтВ/рік)					
2020		1204 (1123-1552)	1032 (978-1248)	1147 (1147-1160)	1075 (748-1100)	751 (751-1162)	1022 (632-1077)
2050		2159 (1619-2307)	1214 (949-1925)	1770 (1244-1770)	1428 (642-1585)	471 (471-1470)	1319 (580-1319)
2100		2570 (2298-3766)	1663 (1080-2532)	2077 (1520-2077)	2326 (776-2646)	363 (363-1871)	2002 (661-2002)
	139	NMVOC (Мт/рік)					
2020		192 (17-230)	222 (157-222)	190 (188-190)	179 (166-205)	140 (140-193)	180 (152-180)
2050		322 (256-322)	279 (158--301)	241 (206-241)	225 (161-242)	116 (116-237)	217 (147-217)
2100		420 (167-484)	194 (133-552)	128 (114-128)	342(169-342)	87 (58-349)	170 (130-304)
	30,9	NO _x (МтА/рік)					
2020		50 (46-51)	46 (46-66)	46 (46-49)	50 (42-50)	40 (38-59)	43 (38-52)
2050		95 (49-95)	48 (48-100)	61 (49-61)	71 (50-82)	39 (39-72)	55 (42-66)
2100		110 (40-151)	40 (40-77)	28 (28-40)	109 (71-110)	19 (16-35)	61 (34-77)

2 ДИНАМІКА КЛІМАТУ УКРАЇНИ

2.1 ТЕНДЕНЦІЯ ЗМІН РЕЖИМУ ТЕМПЕРАТУРИ

Проблема змін і коливань клімату є однією з важливих і перспективних проблем сучасної кліматології, бо ці зміни супроводжуються негативними наслідками для економіки і умов проживання людини. Наукова і практична сторона цієї проблеми зводиться до оцінки тенденції кліматичних коливань і прогнозу змін клімату в майбутньому. Це визначає актуальність даної проблеми як в глобальному, так і регіональному масштабах [7, 11].

Результати інструментальних спостережень і матеріали палеогеографічних реконструкцій свідчать, що клімат Землі як планети значно змінювався. За останній мільйон років встановлено близько 10 льодовикових та міжльодовикових періодів. Понад 6 тис. років тому зафіксовано кліматичний оптимум, температура якого перевищувала сучасну на 1 – 2⁰С. У IX – XI ст. також переважали аналогічні умови. За свідченням літопису, в ті часи на широтах центральної України було так тепло, що досягав виноград та росли теплолюбні рослини південних широт. З кінця XV до середини XIX ст. клімат змінився на прохолодніший, у зв'язку з чим цей період отримав назву „малого льодовикового” (температура в Україні була на 1,2 – 1,5⁰С нижча від сучасної). Природні флуктуації будуть продовжуватися і в майбутньому.

Про напрямок і інтенсивність змін температурного режиму у сучасний час судять на основі аналізу глобальної осередненої річної температури Землі, яку вважають інтегральною характеристикою глобальної кліматичної системи [11]. Аналіз емпіричних даних дозволив вченим зробити наступні висновки:

- у 40 х роках XX ст. закінчилося потепління у Північній півкулі, яке розпочалося на початку століття;
- до 70-х років тривав процес відносно незначних коливань клімату;
- у середині 70-х років у Північній півкулі потепління поновлюється з більшою інтенсивністю, ніж у попередні роки і продовжується до теперішнього часу. Максимальні додатні аномалії глобальної температури повітря характерні для останнього десятиріччя.

З кінця XIX до початку XXI ст. відбулося підвищення глобальної температури повітря у середньому на 0,6⁰С, а поза тропічними широтами – на 0,8⁰С. За окремі десятиріччя підвищення глобальної температури повітря у середньому становить 0,046⁰С, за останні 30 років воно подвоїлось. Потеплінню планети передувала значна зміна складу атмосферного повітря – інтенсивно зростав вміст газів які утворюють парниковий ефект, джерелом яких значною мірою є антропогенна

діяльність: вуглекислого газу на 25 – 30%, метану – у два рази, закису азоту – на 10% та інших малих домішок, які посилюють природну парникову дію. На думку багатьох вчених, якщо не вжити заходів, спрямованих на зменшення промислових викидів парникових газів, то у XXI ст. потепління буде посилюватися.

Динаміка клімату України, як регіонального, значною мірою уособлює характерні риси змін глобального клімату: він чутливий до змін глобального клімату, що підтверджується одноманітністю багаторічного ходу аномалій глобального і регіонального клімату. Дослідження, проведені вченими країни за даними метеорологічних спостережень на ряді метеорологічних станцій України протягом двадцятого століття, дозволив встановити ефект сезонно-географічного вирівнювання кліматичного поля приземних температур під впливом глобального потепління. За цей період потепіли, головним чином, північні регіони України в холодне півріччя. При цьому це потепління майже вдвічі більше відносно глобального рівня, який практично співпадає з середнім для всієї території України. Найбільш інтенсивно збільшується температура повітря в окремі місяці (січень, лютий, березень) в Поліссі і Лісостепу. Середня місячна температура місяців теплого півріччя або практично не змінилась, або трохи знизилась. Спостерігається зменшення річної амплітуди температури повітря, що підтверджує гіпотезу про можливе зменшення континентальності клімату України [12].

Вчені стверджують, що на фоні більш тривалого (від року до року) і інтенсивного потепління зберігається можливість екстремально холодних зим (1 раз в 10–15 років), що може сприйматись як стихійне явище, збитки від яких можуть бути значними.

Підтвердження деяких наведених вище положень, але й відмінності від них, знаходимо в результатах досліджень, проведених на кафедрі фізики атмосфери і кліматології Одеського державного екологічного університету. Вони базуються на багаторічних характеристиках режиму температури і опадів, отриманих за різні відрізки часу.

В розпорядженні вчених і практиків сьогодні знаходяться кліматичні довідники різних років видання. По-перше, це довідники, в яких наведені багаторічні «норми» з температури за період 1881-1960 рр, а з опадів – з 1891– 1965 рр. [13]; по-друге, це кліматичні стандартні норми, які отримані за період 1961-1990 рр. [14]. Їх співставлення дозволяє скласти уявлення про характер і тенденцію змін в режимах температури і опадів протягом минулого століття. Це дослідження проведено з використанням деяких показників цих режимів на основі даних 85 метеорологічних станцій України, рівномірно розташованих по її території.

Як стверджують деякі автори [15], в холодне півріччя відбувається помітне збільшення температури повітря майже в усіх регіонах України; в

місяці теплого півріччя температура або не змінилась, або трохи знизилась. Тобто слід вважати, що змінюється континентальність клімату.

Для з'ясування цього положення були використані існуючі показники континентальності клімату, серед яких найбільш поширеною є річна амплітуда температури повітря, на основі якої розраховується індекс континентальності. В нашому випадку це був індекс, запропонований В.Горчинським, який добре спрацьовує для широт 30–60° півн.ш. [16].

Співставлення значень річної амплітуди температури повітря по станціях України, що отримані за різні періоди усереднення (до і після 1960 р), вказує на те, що відбувається її зменшення (рис. 2.1). Особливим в просторовому розподілі різниць між даними різних періодів є майже широтне розташування ізоліній їх однакових значень. На більшій частині території це зменшення складає 0,5°C.

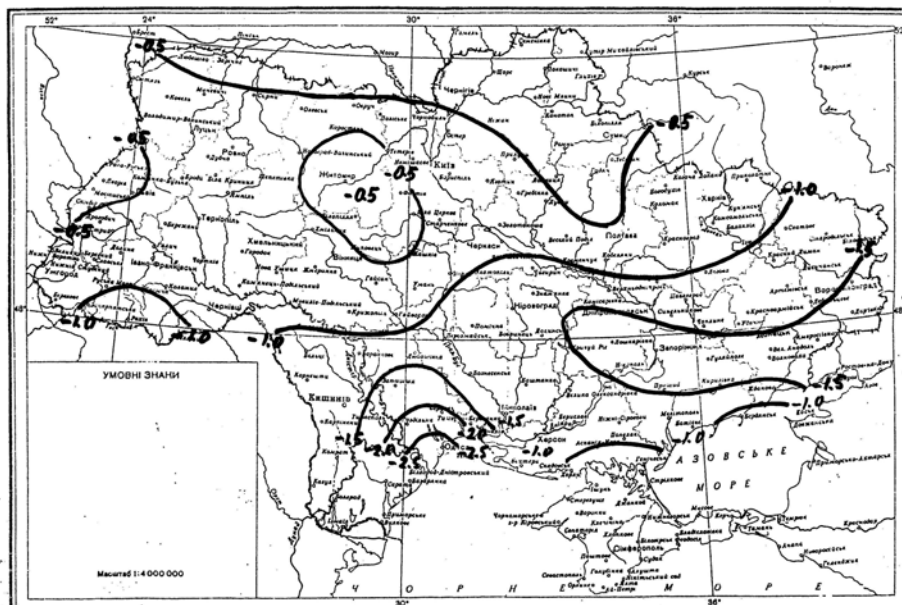


Рисунок 2.1 – Різниця в значеннях амплітуди температури повітря (C⁰) за різні періоди усереднення (Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

При зміщенні на південь і південний схід зменшення амплітуди температури повітря відбувається більш помітно: до 1,5°C на південному сході і до 1,5 – 2,0 до узбережжя Чорного моря. Майже на 1,0°C зменшилась вона в районі Карпат.

Зміни амплітуди температури повітря вказують на зміни континентальності клімату. Це підтверджується зменшенням індексу континентальності від попереднього періоду до наступного, яке відбувається з неоднаковою інтенсивністю в різних регіонах: найменш помітні ці зміни на півночі і північному сході (на 0,5 – 1,5%) і найбільш

помітні в напрямку на південь і південний схід, де має місце зменшення континентальності вже на 3,0 - 4,0% (рис. 2.2).

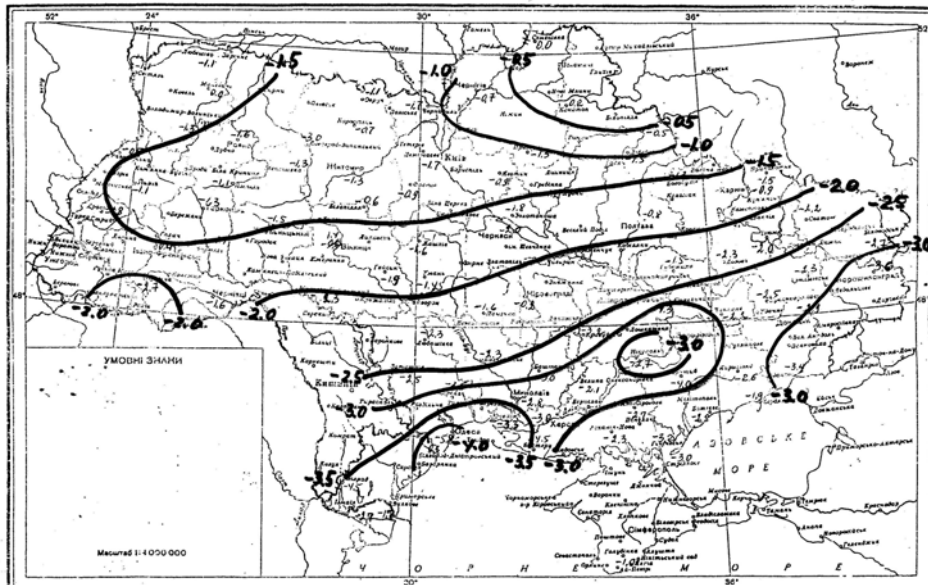


Рисунок 2.2 – Різниця в значеннях індексу континентальності клімату за різні періоди усереднення (%) (Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

Співставлення багаторічних місячних температур повітря в січні і липні за два розглянутих відрізки часу вказують на те, що зменшення континентальності відбувається під дією двох різноспрямованих процесів: збільшенням температури повітря в січні і зменшенням її в липні. Однак в протилежність раніше наведеному ствердженню про *значне потепління* на півночі України, яке відбувалось в холодний період протягом минулого століття, нами виявлено, що *в січні* тут переважає незначне (менш ніж на $0,5^{\circ}\text{C}$), але *зниження* середньої місячної температури (рис 2.3). Для решти території України характерним було підвищення температури, особливо помітне в напрямку на південь і схід (більш ніж на $1,0^{\circ}\text{C}$).

В *липні* наприкінці минулого сторіччя повсюди відбувалось *зниження* температури повітря в межах $0,1 - 1,2^{\circ}\text{C}$, тобто інтенсивність цих змін в окремих регіонах також не однакова (рис. 2.4). На значній території країни переважають зміни в межах $0,5^{\circ} - 1,0^{\circ}\text{C}$. Незначні вони (нижче за $0,5^{\circ}\text{C}$) в центральних районах і на сході; більш помітно зменшення температури відбувається в напрямку на північний схід, північний захід і особливо на південь, де різниця в «нормах» температури повітря за вказані роки перевищує $0,7 - 0,8^{\circ}\text{C}$. В районі Ялти температури повітря в липні знизилась лише на $0,5^{\circ}\text{C}$. Однак в більш континентальній частині цього регіону, на південному заході, на межі з

Молдовою, ця різниця перевищує $1,0^{\circ}\text{C}$. Така саме картина характерна і для рівнинної частини Причорномор'я, майже до широти 49° півн.ш.

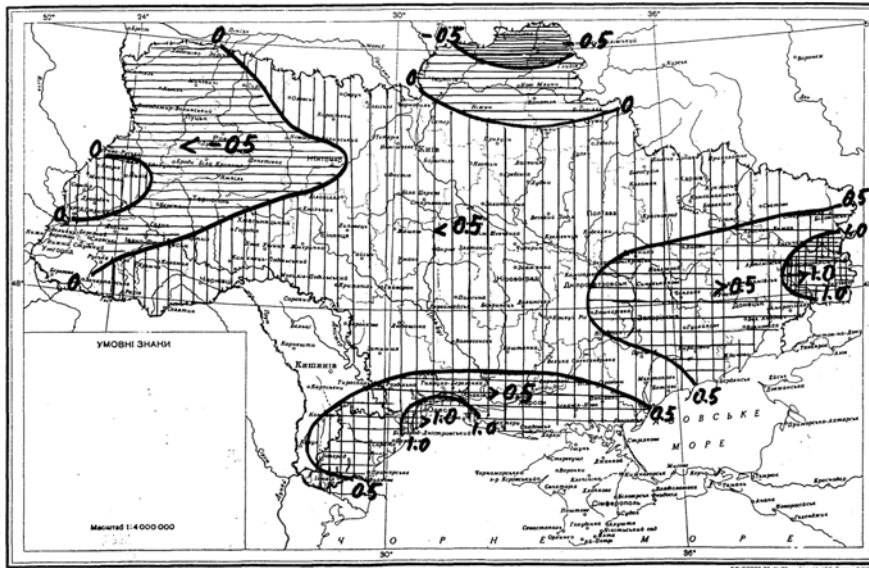


Рисунок 2.3 – Різниця між багаторічною місячною температурою повітря (C°) за різні періоди усереднення. Січень (Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

Таким чином, суттєво зменшення індексу континентальності клімату спостерігаємо на сході, південному сході і півдні України, де протилежні напрямки зміни температури повітря в січні і липні відбуваються більш помітно.

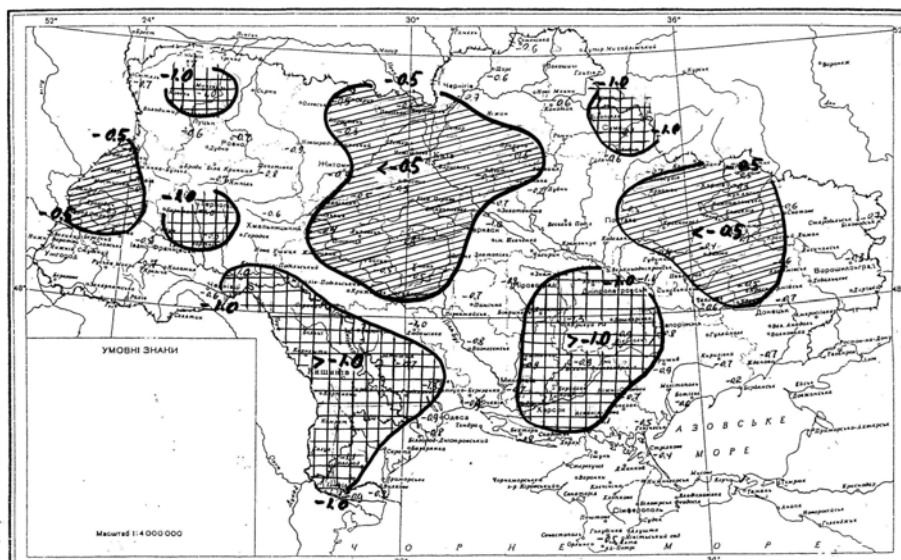


Рисунок 2.4 – Різниця між багаторічною місячною температурою повітря (C°) за різні періоди усереднення. Липень (Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

2.2 ДИНАМІКА РЕЖИМУ ОПАДІВ І ХМАРНОСТІ

Одним з важливих екологічних наслідків глобального потепління є трансформація поля атмосферних опадів. Згадаємо, що атмосферні опади – це головна ланка в процесі вологообміну прісної води на земній кулі. Деякі географічні регіони Земної кулі знаходяться в зоні недостатнього зволоження (арідні), інші – в зоні надмірного зволоження (гумідні зони) [11].

Відомості про опади зазвичай надаються їх кількістю і частотою випадіння. Як показник режиму зволоження частіше за все використовується річна кількість опадів і їх сумами за теплий і холодний періоди. Середня річна сума атмосферних опадів на Україні становить приблизно 600 мм/рік, що приблизно на 1/3 менша відносно зонального рівня для широтної зони, в якій вона знаходиться. До зони надмірного зволоження тут належать північні і північно-східні райони Полісся і Карпати. Південні регіони, особливо південно-східні області і степовий Крим, знаходяться в зоні недостатнього зволоження.

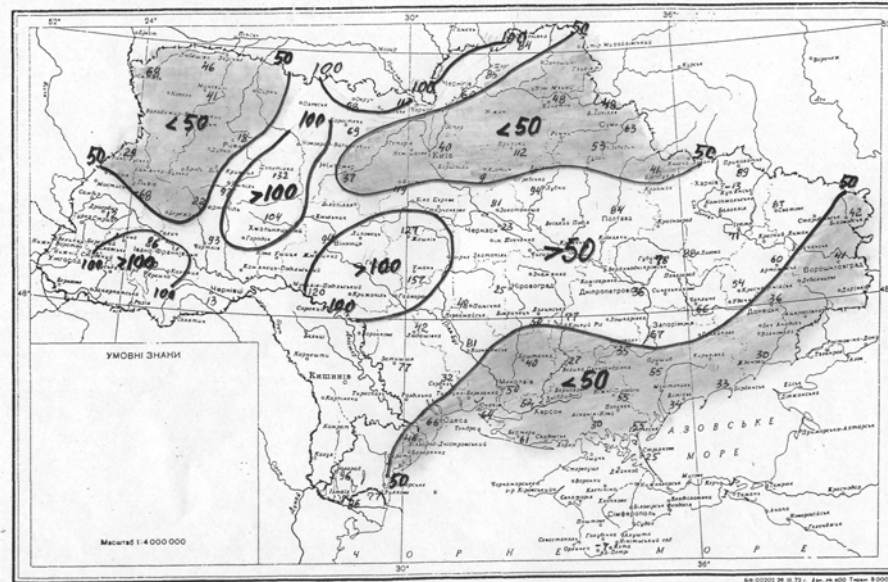
Аналіз змін атмосферних опадів в Україні під впливом глобального потепління за період з 1900 по 2000 рр., проведений вченими України [15], встановив, що річна кількість опадів в цілому по території України змінювалась неоднозначно. В окремих регіонах спостерігається збільшення кількості опадів майже на 40 мм, в інших вона залишається в межах норми, або зменшується. Дослідження Волощука В.М. [15] дозволили виявити тенденцію вирівнювання кліматичного поля атмосферних опадів по її території. Встановлено, що незначне потепління (до 1,0-1,5°C) призводить до зростання на 10-15% річної кількості опадів в південно – західних регіонах і їх зниженню на 5-10%. – в північно-східних регіонах, що сприятливе для сільськогосподарського виробництва. Цей ефект можна сформулювати наступним чином:

- в тих регіонах України, де річна кількість атмосферних опадів була малою, їх річна сума за останні 100 років значно зросла;
- в тих регіонах України, де річна кількість атмосферних опадів була великою, їх річна сума за останні 100 років знизилась.

Цей ефект, правда, не поширюється на місячну кількість опадів: для тих територій і тих місяців, для яких місячна сума опадів перевищує 60-65 мм., вона в результаті глобального потепління починає різко зростати.

Наведена на рис. 2.5 різниця багаторічної кількості опадів за рік свідчить про їх зростання від попереднього періоду до наступного. Для значної території України це збільшення склало 50 – 100 мм. Окремими осередками розташовані зони (південний захід і район Карпат), де воно перевищує 100 мм. І тільки на північному заході і північному сході, а також на південному сході і крайньому півдні підвищення кількості опадів відбувається в межах 25 – 50 мм. Тобто, не можна стверджувати про

наявність на території України районів, де б на кінець століття мало місце зменшення річної кількості опадів: спостерігаємо тільки чергування зон з більшою або меншою величиною цього збільшення, які орієнтовані з північного заходу на південний схід.



Рисунк 2.5 – Різниця між багаторічної кількості опадів (мм) за різні періоди усереднення. Рік (Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

Порівняння різниці в кількості опадів теплого і холодного періодів за відрізки часу, що співставляються (рис. 2.6 і 2.7), вказує на більш значний вклад в зміни річної їх кількості опадів холодного періоду: майже на всій території України в цей період опади наприкінці сторіччя збільшились в середньому на 50 мм. Більш суттєвий вклад теплого півріччя в зміни річної кількості опадів спостерігаємо лише в західному регіоні України, за винятком району Карпат, де вклад теплого і холодного періодів майже однаковий.

Таким чином, протягом ХХ сторіччя відбувались помітні зміни в режимі опадів на території України, але з різною їх інтенсивністю як в окремих регіонах, так і в окремі періоди. Останнє призводить до змін в співвідношенні опадів теплого і холодного періодів, найбільшої та найменшої їх місячної кількості в році, тобто до змін річного ходу опадів.

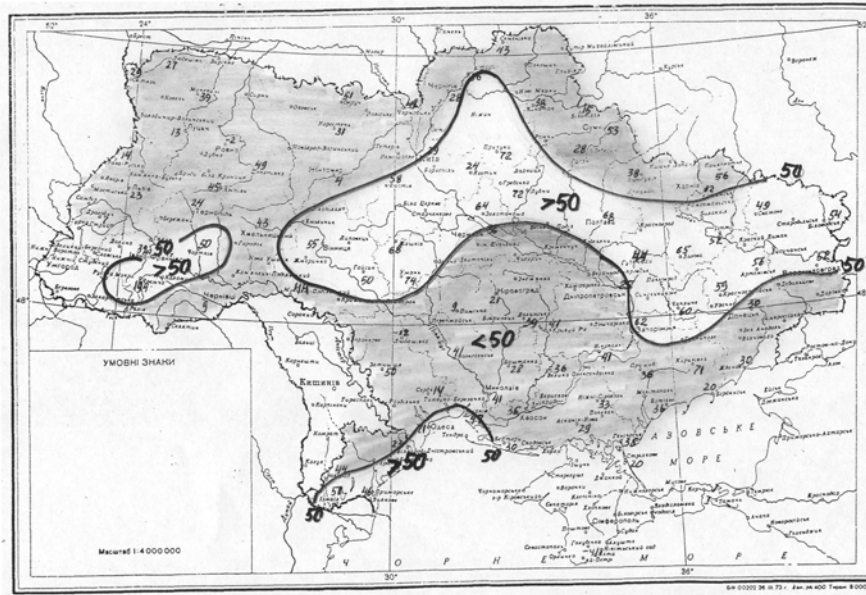


Рисунок 2.6 – Різниця між багаторічної кількості опадів (мм) за різні періоди усереднення. Холодний період (Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

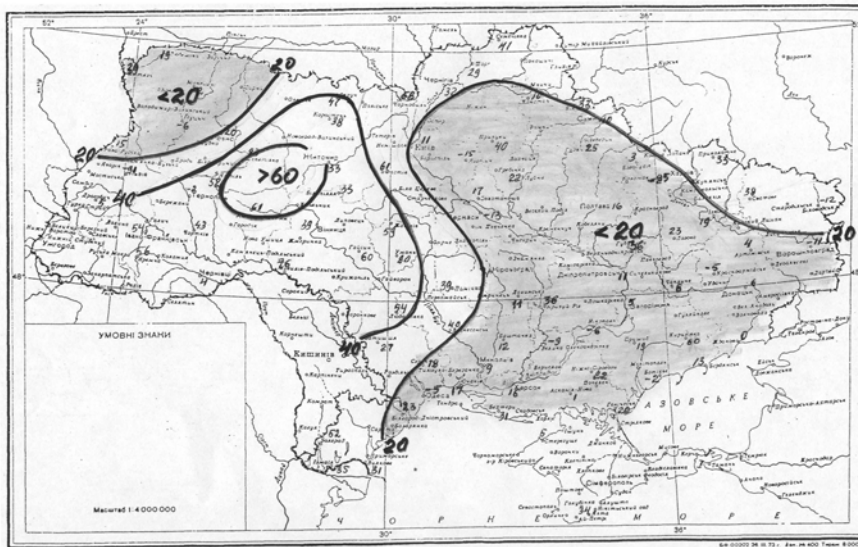


Рисунок 2.7 – Різниця між багаторічної кількості опадів (мм) за різні періоди усереднення. Теплий період (Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

Дійсно, річна кількість опадів, нажаль, не досконала характеристика режиму зволоження, бо вона не відбиває річну структуру опадів: при однаковій їх кількості за рік, але різному розподілу протягом року, формуються різні кліматичні режими.

Для вивчення характеру розподілу опадів протягом року використовується їх річна амплітуда, яка, на відміну від річної амплітуди температури повітря, майже не аналізується. Тому для оцінки характеру змін режиму зволоження на території України, окрім найбільш поширених характеристик опадів, використовувався і цей показник.

В якості річної амплітуди опадів використовується різниця між їх кількістю в місяцях з максимальною і мінімальною протягом року сумою в багаторічному розрізі.

На рисунках 2.8 і 2.9 представлені амплітуди опадів, розраховані за даними 85 метеорологічних станцій, рівномірно розташованих на території України.

Аналіз просторового розподілу амплітуди опадів за даними до 1965 року вказує на те, що ізолінія 40 мм амплітуди поділяє територію України на дві майже рівні половини з помітно різним річним ходом опадів: на захід від неї річний хід виражений більш помітно з різницею в районі Карпат 80-100 мм; на схід річний хід більш згладжений. Річна амплітуда тут, як правило, не перевищує 30 мм і знижується до 14-20 мм в узбережних районах (рис. 2.8).

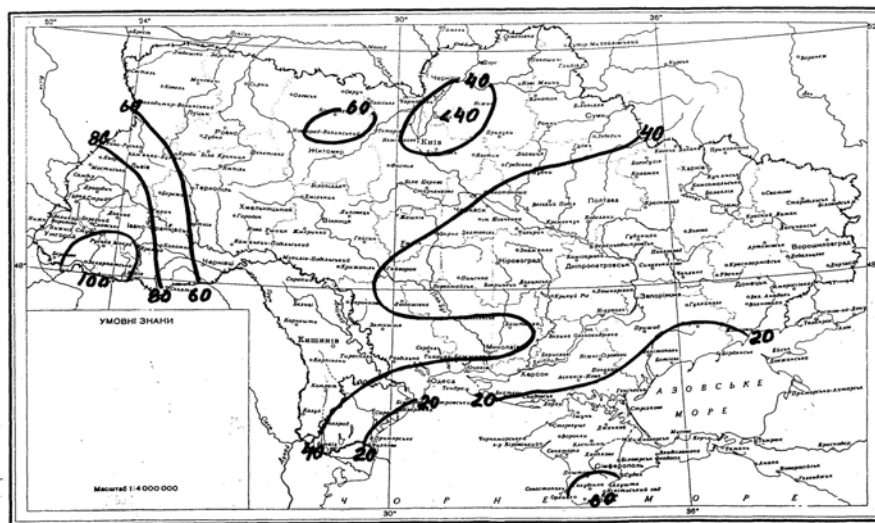


Рисунок 2.8 – Річна амплітуда кількості опадів (мм) за період (1891-1965рр.)
(Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

За даними після 1960 року спостерігається значне зміщення на схід ізолінії в 40 мм, тобто збільшення території, на якій посилюється контраст

між найбільшими і найменшими місячними сумами опадів в річному ході (рис. 2.9). Збільшується річна амплітуда і в західних районах України, де вона здебільшого перевищує 60 мм, сягаючи в Карпатах 117 мм (ст. Яремча). Майже незмінними залишаються амплітуди в узбережних районах. І тільки в районі Ялти амплітуда зменшилась на 16 мм (від 77 до 61 мм).

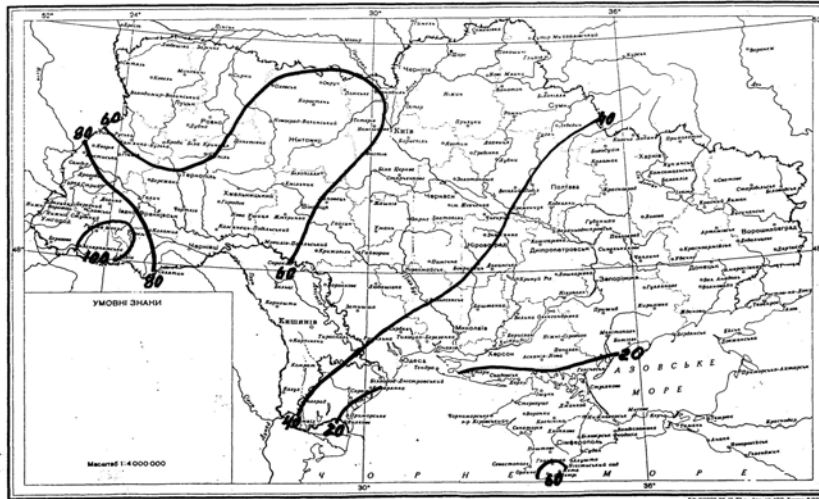


Рисунок 2.9 – Річна амплітуда кількості опадів (мм) за період (1961-1990рр.)
(Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

Співставлення річних амплітуд опадів, розрахованих за даними різних періодів усереднення, підтверджують вказані вище тенденції в змінах режиму опадів. Аналіз просторового розподілу різниць між річними амплітудами опадів дозволяє виявити деяку закономірність в цьому розподілі: спостерігається чергування зон із збільшенням і зменшенням значень річних амплітуд від попереднього періоду до наступного. Для Правобережної України (за виключенням північно-західних регіонів) переважним є збільшення річної амплітуди опадів. У Лівобережній Україні, за виключенням Приазовського регіону, характерним є зменшення річної амплітуди опадів, тобто спостерігається згладження річного ходу опадів (рис. 2.10).

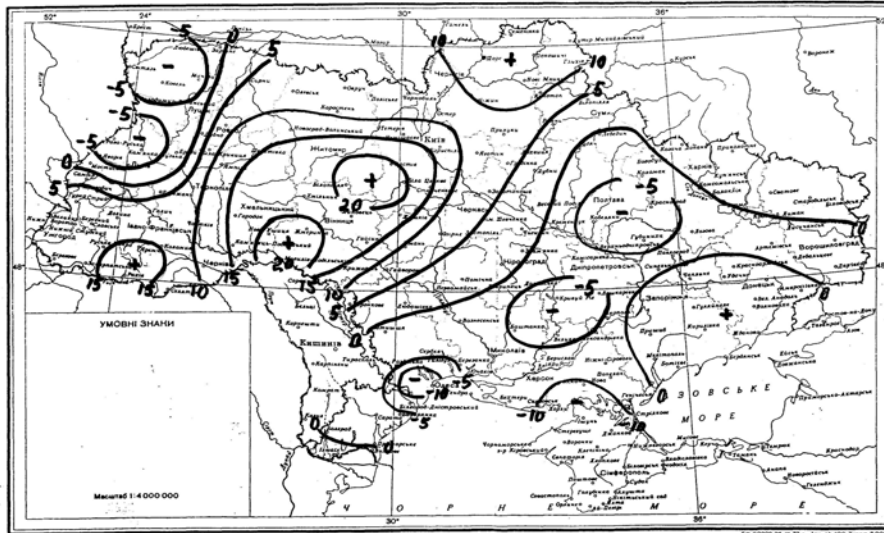


Рисунок 2.10 – Різниця значень річної амплітуди кількості опадів (мм) за різні періоди усереднення (Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

Однак, слід зазначити, що річна амплітуда кількості опадів, на відміну від річної амплітуди температури повітря, не завжди згоджується з континентальністю клімату: в районах з різним типом річного ходу опадів абсолютні значення річної амплітуди кількості опадів можуть співпадати. Згідно з класифікацією Борисова до континентального типу клімату можна віднести території, де максимум опадів припадає на весну і літо, а мінімум – на зиму; до середземноморського – з максимумом опадів восени, а мінімум – влітку; для перехідного типу клімату характерним є максимум опадів влітку і взимку, а мінімум – весною і осінню.

Якщо річну амплітуду опадів надати в співставленні з річною кількістю опадів, то цю відносну величину амплітуди, яку за пропозицією Горчинського було названо пльовіметричним відношенням (%), можна використати для оцінки континентальності. Цей показник добре відбиває нормований фон річної амплітуди опадів. Його співставлення за різні періоди підтверджують раніше отримані висновки : відбувається посилення контрастів між максимальними і мінімальними місячними сумами в річному ході на значній території Правобережжя і згладження річного ходу опадів на більшій частині Лівобережжя.

При аналізі режиму опадів на території СРСР Ц.А.Швер запропонувала кількісний показник континентальності клімату C з врахуванням співвідношення опадів в місяцях весняно-літнього $\Sigma X_{(III - VI)}$ і осінньо-зимового $\Sigma X_{(IX - II)}$ сезонів:

$$C = \frac{\sum X_{(III-VIII)}}{\sum X_{(IX-II)}}$$

В залежності від величини C виділяють різні типи річного ходу опадів, які відбивають ступень континентальності, а саме:

- не континентальний $C < 1.0$
- напівконтинентальний $1.75 > C \geq 1.0$
- континентальний $3.5 \geq C > 1.75$
- різкоконтинентальний $C > 3.5$

Для аналізу режиму опадів на території України ця рекомендація була використана відносно їх кількості для теплого і холодного періодів (у відповідності до прийнятого в кліматології поділу року на періоди з врахуванням переважання твердих і рідких опадів в місяцях).

Розподіл цього показника на території країни показав, що у відповідності до його величини значна частина України характеризується континентальним типом клімату (рис. 2.11 і 2.12). За даними до 1965 року напівконтинентальний тип клімату був притаманний тільки крайнім південно-східним регіонам (рис. 2.11). За даними після 1960 року площа з континентальним клімату зменшується і напівконтинентальний тип клімату поширився на захід і на південні регіони (рис. 2.12).

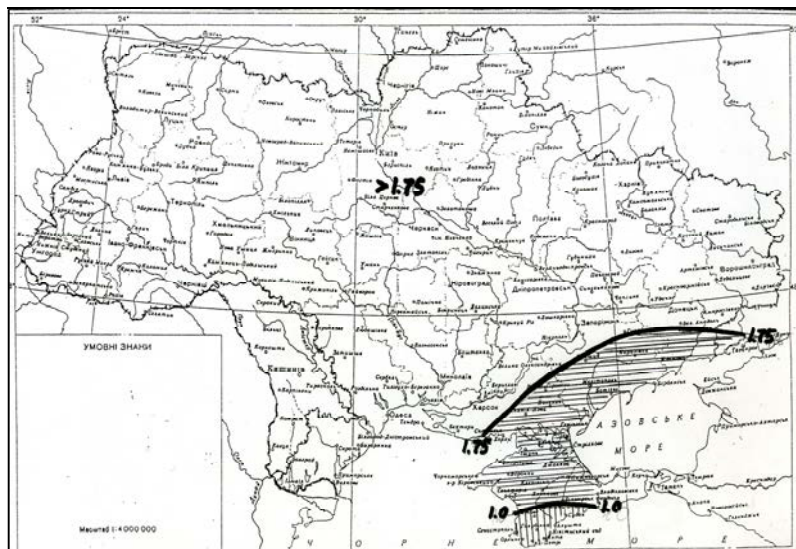


Рисунок 2.11 – Показник континентальності C , (1961-1990 рр.)
(Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

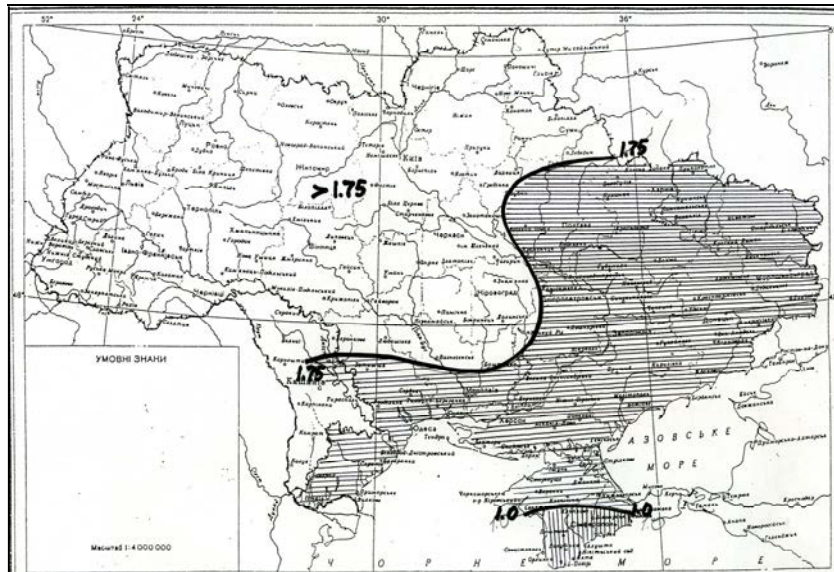


Рисунок 2.12 – Показник континентальності С, (1961-1990 рр.)
(Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

Таким чином, протягом ХХ сторіччя відбувались помітні зміни в режимі опадів на території України, але з різною їх інтенсивністю як в окремих регіонах, так і в окремі періоди. Останнє призводить до змін в співвідношенні опадів теплого і холодного періодів, найбільшої та найменшої їх місячної кількості в році, тобто до змін їх річного ходу, що свідчить про зміни континентальності клімату України в другій половині двадцятого сторіччя.

Зміни температурного режиму і режиму зволоження погоджуються зі змінами атмосферної циркуляції в Атлантико-Європейському регіоні, до якого відноситься Україна. Територія України більш, ніж раніше, почала відчувати вплив Атлантики і Середземного моря.

Дослідження, які проводяться групою вчених під керівництвом Т.А.Мартазиної [17, 18], дозволили виявити, що часова неоднорідність в ході глобальної температури повітря, про яку говорилось вище, обумовлена деякими змінами в характері великомасштабної атмосферної циркуляції за останні 100 років. Розглянувши поля середнього місячного атмосферного приземного тиску Північної півкулі за періоди 1881 – 1940, 1951 – 1980 и 1980 – 1995 років з різними глобальними температурними режимами, вони встановили, що зміни циркуляції атмосфери пов'язані зі зміною характеру центрів дії атмосфери.

Період первинного глобального потепління припадає на 1881 - 1940 рр. У холодний період року особливості циркуляції атмосфери визначалися положенням Ісландського мінімуму, центр якого з тиском 995 гПа знаходився на 30⁰зх.д. і 60⁰пн.ш. Його область поширювалася на південь над Атлантикою до 40⁰пн.ш. і охоплювала Скандинавський

півострів, а також область підвищеного тиску над південною частиною Атлантики, що вузькою смугою проходила південною територією Європи і з'єднувалася з виступом Сибірського максимуму.

Період стабілізації глобальної температури спостерігався в 1951 – 1980 рр. Розподіл середнього приземного атмосферного тиску помітно відрізнявся від попереднього періоду. Взимку в області Ісландського мінімуму відмічалася поява другого центру, який утворював над Європою улоговину, витягнуту на південь до району формування середземноморських циклонів. Ця улоговина розмежувала смугу підвищеного тиску на Сибірський і Північно-Атлантичний максимуми, що призвело до зниження тиску над Центральною Європою. Тиск зменшувався також у виступі Північно-Атлантичного антициклону, вплив якого поширювався на південно-західну частину Європи.

Циркуляція атмосфери третього періоду, який характеризувався значними зростаючими додатними аномаліями глобальної температури, істотно відрізнявся від циркуляції атмосфери двох попередніх періодів. У холодний період не проявлялося у зміщенні виступів Північно-Атлантичного і Сибірського антициклонів і Європейської улоговини на схід. Під час перетворення середнього баричного поля відмічалася значне підвищення атмосферного тиску у південній частині Європи (у виступі Північно-Атлантичного антициклону) і послаблення Сибірського максимуму у західному напрямі.

Взимку осереднене положення баричного приземного поля першого періоду для території України визначалося впливом західного виступу Сибірського максимуму з низькою температурою повітря, виникненням радіаційних туманів і тривалим утриманням снігового покриву.

Осереднене положення баричного приземного поля другого періоду характеризувалося впливом західного виступу Сибірського антициклону тільки на сході країни, а на решті території перебувала улоговина низького тиску, що супроводжувалось пом'якшенням клімату. Однак, нерідко улоговина сприяла вторгненню холодного арктичного повітря і посиленню західного виступу Сибірського максимуму, тобто різкому і тривалому зниженню температури повітря до значних від'ємних аномалій, утворенню високого снігового покриву і радіаційних туманів.

Взимку осереднене поле приземного атмосферного тиску третього періоду зумовлювалося поширенням впливу на територію України субтропічного максимуму з теплішими зимами і опадами переважно у вигляді мокрого снігу і дощу. Зимою останнього десятиріччя порівняно з попереднім періодом переважали опади у вигляді дощу зі значною додатною аномалією середньої місячної температури повітря.

Зміни середньої приземної циркуляції від періоду до періоду відбувалися також і у літній сезон. Вони проявлялися значно менше, оскільки інтенсивність циркуляції атмосфери у теплий період істотно

послаблена порівняно з холодним. Найзначніші перетворення приземної циркуляції атмосфери характерні для останнього періоду. Вони проявляються у поширенні на схід області Азорського антициклону.

У літній сезон у зазначені періоди циркуляція атмосфери також зумовлювала різні погодні умови в Україні. На початку періоду погода характеризувалася тривалими посушливими синоптичними процесами, що формувалася у сухому жаркому повітрі Азорського максимуму, який часом поповнювався ядрами холодного повітря. За таких умов короткочасно знижувався температурний фон, але характер вологості не змінювався.

Протягом другого періоду погодні умови влітку формувалися під впливом розмитого баричного поля, в основному циклонічного характеру. Відмічалися тривалі дощі і зниження температури повітря.

У третій період синоптичні процеси літом визначалися вузькою улоговиною, спрямованою на Україну з півночі. Погодні умови порівняно з попередніми періодами були мінливішими.

Отже, циркуляція атмосфери повітря на території Європи на початку століття відрізнялася від циркуляції атмосфери останніх десятиріч. Зима наприкінці століття стала дощовою і теплою, а літо – дощовим і прохолодним.

Слід зазначити, що глобальне потепління первинного періоду відбувалося під впливом літніх синоптичних процесів, які сприяли виникненню посухи на територію Європи, а глобальне потепління вторинного періоду – внаслідок процесів, що формували теплі зими.

Значні перетворення відбувалися і в полі геопотенціалу на середньому рівні атмосфери.

Ці зміни в циркуляційних процесах, як результат змін глобального клімату, в свою чергу призводять до помітних змін клімату окремих регіонів.

В кліматології найбільш уживаними кількісними характеристиками хмарності є її середній бал, ймовірність ясного і хмарного стану неба, а також середнє число днів з різним станом неба (ясного, напівясного і хмарного), за загальною і нижньою хмарністю. В основу аналізу покладені багаторічні дані, наведені в кліматологічних довідниках різних років видання, які зараз знаходяться в розпорядженні дослідників і практиків. Це «Справочник по климату СССР» 1963-1969 років видання [19] та «Научно-прикладной справочник по климату СССР» [20] видання 1989 року, а також дані фактичних спостережень щомісячників та літературні джерела.

Встановлено, що в західних районах (Львів) має місце збільшення середньої річної хмарності на 0,1 бала від попереднього періоду до наступного (табл. 2.1). Це відбулось за рахунок місяців перехідних і літнього сезонів, коли спостерігалось збільшення хмарності на 0,3 – 0,5 бала. В зимовий сезон таких змін майже не відбувалось [11]. При незмінності від одного періоду до другого середнього річного бала

хмарності на сході України (Донецьк) в більшості місяців холодного періоду тут спостерігалось її зменшення. Влітку, навпаки, середній бал хмарності трохи збільшився. На півночі (Київ) ці зміни одного і протилежного знаку протягом року коливались від 0,0 до 0,2 бала. Для центральних районів (Кіровоград) зміни середнього бала загальної хмарності проявляються більш чітко: в теплий період спостерігаємо збільшення хмарності на 0,3–0,5 бала, для місяців холодного періоду більш характерно її зменшення (табл. 2.1).

Таблиця 2.1 – Середня багаторічна кількість загальної хмарності (бал) за різні періоди осереднення

Період осереднення (роки)	М і с я ц ь												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Львів													
1936-1965	7,4	7,6	6,9	5,9	6,1	5,7	5,5	5,4	5,4	6,0	7,9	7,8	6,5
1966-1985	7,4	7,6	7,0	6,4	6,3	5,9	5,8	5,5	5,7	6,3	7,9	7,9	6,6
Різниця, бал	0,0	0,0	0,1	0,5	0,2	0,2	0,3	0,1	0,3	0,3	0,0	0,1	0,1
Київ													
1936-1965	8,0	7,8	7,2	6,4	6,0	5,5	5,3	5,0	5,5	6,6	8,2	8,5	6,7
1966-1985	7,8	7,7	7,2	6,5	5,9	5,4	5,4	5,1	5,3	6,6	8,2	8,5	6,6
Різниця, бал	-0,2	-0,1	0,0	0,1	0,1	-0,1	0,1	0,1	-0,2	0,0	0,0	0,0	-0,1
Кіровоград													
1936-1965	7,8	8,0	7,1	6,3	5,9	5,4	4,5	4,4	4,7	6,3	7,8	8,3	6,4
1966-1985	7,5	7,8	7,3	6,0	6,2	5,7	5,0	4,7	5,0	6,0	8,0	8,2	6,5
Різниця, бал	-0,3	-0,2	0,2	-0,3	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3	-0,3	0,2	-0,1	0,1
Донецьк													
1936-1965	7,9	8,0	7,4	6,3	5,6	5,0	4,1	3,8	4,3	6,2	7,7	8,4	6,2
1966-1985	7,6	7,7	7,2	6,2	5,4	5,7	4,1	4,0	4,4	6,0	7,9	8,1	6,2
Різниця, бал	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,2	0,1	0,0	0,2	0,1	-0,2	0,2	-0,3	0,0

Кількісна оцінка статистичної значущості цих змін, виконана за допомогою критерію Вілкоксона, вказує на те, що ряди середнього бала хмарності за різні розглянуті відрізки часу однорідні, а різниця між ними статистично не значуща. Але знак цієї різниці вказує на тенденцію, що намітилась в змінах загальної хмарності: в цілому за рік спостерігалось її збільшення за рахунок теплого періоду року; в холодний період переважала тенденція її зменшення [21].

Нижче надано більш детальний аналіз часових змін середнього бала загальної хмарності для південного регіону України. На протилежність від наведеного вище, для півдня в цілому за рік характерна тенденція зменшення хмарності з переважанням різниці між двома відрізками часу в $-0,2 - -0,4$ бала. І тільки в крайніх узбережних районах і в степовому Криму проглядається тенденція збільшення хмарності. Райони найбільшого зменшення хмарності припадають на західні і південні райони Одеської області (до $-0,5 - -0,9$ бала). Окремим осередком виділяється район Запоріжжя, де зниження середнього бала хмарності досягає $-0,6 - -0,8$ бала за рік (рис. 2.13).

Для з'ясування характеру цих змін в тепле і холодне півріччя аналогічний аналіз проведено і для них. Встановлено, що виявлена тенденція зниження середнього річного бала хмарності зумовлена, насамперед, характером її змін в холодну пору року: хмарність майже повсюди тут зменшилась на $-0,3 - -0,5$ бала. В тепле півріччя чітко вираженої спрямованості зміни бала хмарності не спостерігалось. Лінія нульових значень різниць проходить майже широтно із заходу на схід, поділяючи територію дослідження на дві частини.

На північ від неї має місце зниження середнього бала хмарності з максимальними різницями в районі Дніпропетровськ – Запоріжжя (на $-0,4 - -0,6$ бала), де від'ємна тенденція змін зберігається як в теплий, так і в холодний періоди. На південь від нульової ізолінії, тобто до узбережжя Чорного і Азовського морів, середній бал хмарності збільшується, досягаючи в степовому Криму $0,6 - 0,8$ бала (рис. 2.14).

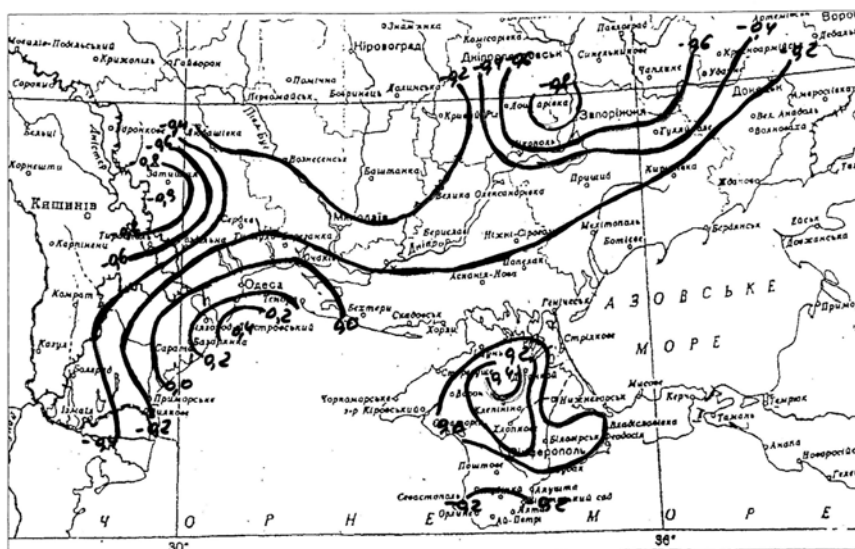


Рисунок 2.13 – Різниця в середньому балі хмарності за різні роки осереднення в південному регіоні України. Рік (Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

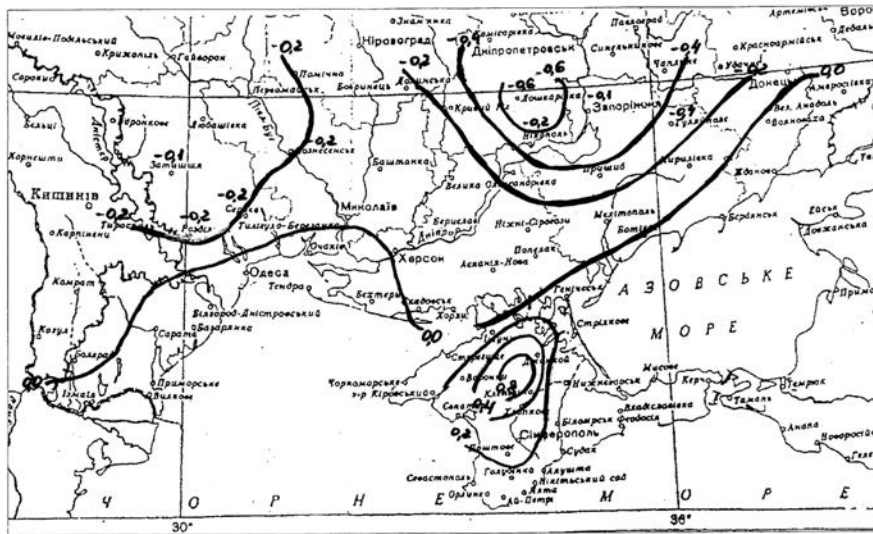


Рисунок 2.14 – Різниця в середньому балі хмарності за різні роки осереднення в південному регіоні України. Теплий період (Клімат України та прикладні аспекти його використання, 2012)

Таким чином, протягом другої половини двадцятого століття на території України намітились деякі зміни в режимі загальної хмарності. Вони не однозначні за порами року і для окремих регіонів. Збільшення хмарності в цілому за рік зумовлено, головним чином, її збільшенням в тепле півріччя. Для холодного періоду, навпаки, характерним є зменшення хмарності. Для східних і західних регіонів притаманна тенденція збільшення, а для північних і значної частини південних регіонів, за винятком морських узбереж – зменшення загальної хмарності [11].

2.3 ХАРАКТЕРИСТИКА ЗМІН РЕЖИМУ ШВИДКОСТІ ВІТРУ

Вітер – одна з основних та мінливих характеристик стану атмосфери, яка суттєво впливає на умови життя та господарську діяльність. Сильний вітер може завдати збитків, зруйнувати будівлі тощо. Дія вітру може бути і корисною: він виносить із населених пунктів забруднюючі речовини, пил, зменшує літню спеку тощо. Переміщення повітряних мас зумовлюється циркуляцією атмосфери і визначається наявністю стаціонарних баричних центрів, а також характером підстильної поверхні та формою рельєфу. Особливу роль у розподілі вітру, як відомо, відіграють висота і захищеність місцевості та шорсткість підстильної поверхні.

Важливою характеристикою вітрового режиму є швидкість вітру, яка визначається баричним градієнтом та умовами циркуляції. Найбільша середня місячна швидкість вітру спостерігається майже на всій території України у лютому, іноді цей максимум припадає на січень або грудень. Різниця швидкості вітру між північними та південними районами у холодний період сягає 3,5 м/с [12]. Найменша швидкість вітру відмічається влітку, коли Україна перебуває під впливом Азорського антициклону, а циклонічна діяльність послаблена. У липні-серпні на більшій частині території швидкість вітру зменшується до мінімальних значень.

У таблицях 2.2 – 2.6 наведено результати порівнянь середніх місячних значень швидкості вітру взимку і влітку, а також середніх сезонних її значень за періоди 1961-1990 і 1891-1960 рр. (II-I) по окремих природних зонах [11].

Таблиця 2.2 – Різниця середніх багаторічних значень швидкості вітру (м/с) за два періоди (II-I). Передкарпаття і Закарпаття

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Берегове	-0,5	-0,6	-0,6	-0,57	-0,4	-0,1	-0,4	-0,30
Ужгород	0,1	-0,2	0,0	-0,03	-0,1	0,1	-0,1	-0,03
Івано-Франківськ	-0,4	-0,2	-0,6	-0,40	-0,1	0,0	-0,2	-0,10
Коломия	0,1	-0,1	-0,5	-0,17	0,0	0,3	0,1	0,13
Чернівці	0,2	0,2	-0,2	0,07	-0,1	0,3	0,1	0,10
Середнє	-0,10	-0,18	-0,38	-0,22	-0,14	0,12	-0,10	-0,04

Таблиця 2.3 – Різниця середніх багаторічних значень швидкості вітру (м/с) за два періоди (II-I). Полісся

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Волод.-Волинський	-0,9	-0,8	-0,8	-0,83	-0,5	-0,1	-0,4	-0,33
Ковель	-1,0	-1,1	-1,1	-1,07	-0,8	-0,6	-0,6	-0,67
Броди	-1,2	-0,9	-1,0	-1,03	-0,6	-0,6	-0,6	-0,60
Луцьк	-0,7	-0,8	-0,6	-0,70	-0,3	-0,2	-0,4	-0,30
Любешів	-0,6	-0,9	-1,0	-0,83	-0,5	-0,4	-0,5	-0,47
Сарни	-0,4	-0,2	-0,3	-0,30	-0,3	-0,3	-0,3	-0,30
Новог.-Волинський	-1,1	-1,1	-1,3	-1,17	-1,0	-0,8	-0,9	-0,90
Коростень	-0,2	-0,4	-0,6	-0,40	-0,1	0,3	0,1	0,10
Овруч	-1,5	-1,6	-1,8	-1,63	-1,5	-1,3	-1,3	-1,37
Житомир	0,8	0,8	0,6	0,73	0,4	0,8	0,7	0,63
Поліське	-1,7	-1,6	-1,7	-1,67	-1,1	-0,8	-0,9	-0,93
Чернігів	0,5	0,4	0,1	0,33	0,1	0,3	0,4	0,27
Семенівка	0,4	0,2	0,2	0,27	0,0	0,1	0,0	0,03
Середнє	-0,70	-0,49	-0,69	-0,62	-0,45	-0,28	-0,36	-0,37

Таблиця 2.4 – Різниця середніх багаторічних значень швидкості вітру (м/с) за два періоди (II-I). Лісостеп

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	Сезон
Тернопіль	0,0	0,0	0,0	0,00	0,1	0,4	0,1	0,20
Ямпіль	0,2	0,0	-0,2	0,00	0,1	0,3	0,3	0,23
Рівне	-0,6	-1,0	-1,4	-0,70	-0,6	-0,5	-0,6	-0,57
Шепетівка	-0,8	-0,1	-0,8	-0,57	-0,5	-0,3	-0,5	-0,43
Хмельницький	-0,2	-0,5	-0,6	-0,43	-0,4	0,0	-0,2	-0,20
Вінниця	0,2	-0,2	-0,1	-0,03	-0,3	0,4	0,1	0,07
Крижопіль	-1,3	-1,2	-1,3	-1,27	-1,2	-0,9	-0,9	-1,00
Біла Церква	-1,0	-0,9	-1,2	-1,03	-0,7	-0,6	-0,7	-0,67
Умань	-1,0	-1,0	-1,4	-1,13	-0,6	-0,5	-0,6	-0,57
Ім. Старченко	-1,1	-1,3	-1,3	-1,23	-1,0	-0,9	-0,9	-0,93
Шевченко	-0,2	-0,3	-0,4	-0,30	-0,5	-0,5	-0,4	-0,47
Ніжин	-1,1	-0,8	-1,0	-0,97	-0,7	-0,5	-0,5	-0,57
Яготин	-0,7	-0,6	-0,8	-0,70	-0,8	-0,7	-0,6	-0,70
Конотоп	-2,2	-1,8	-1,9	-1,97	-1,3	-1,1	-1,1	-1,17
Лубни	-1,2	-0,8	-1,0	-1,00	-0,8	-0,6	-0,7	-0,70
Суми	-0,7	-1,2	-1,3	-1,07	-0,6	-0,6	-0,5	-0,57
Полтава	-1,5	-1,1	-0,8	-1,13	-0,8	-0,8	-0,9	-0,83
Харків	1,5	1,7	1,7	1,63	1,0	1,1	1,4	1,17
Середнє	-0,65	-0,62	-0,77	-0,66	-0,53	-0,35	-0,40	-0,43

Таблиця 2.5 – Різниця середніх багаторічних значень швидкості вітру (м/с)
за два періоди (II-I). Північний Степ

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	сезон
Затишшя	-0,7	-0,6	-0,4	-0,57	-0,9	-0,5	-0,6	-0,67
Любашівка	-0,6	-0,7	-0,6	-0,63	-0,8	-0,4	-0,6	-0,60
Первомайськ	-1,6	-1,4	-1,2	-1,40	-1,4	-0,8	-1,0	-1,07
Вознесенськ	-1,2	-0,9	-0,9	-1,00	-1,1	-0,5	-0,8	-0,80
Бобринець	-1,3	-1,1	-0,7	-1,03	-1,3	-0,7	-1,2	-1,07
Кіровоград	-0,4	-0,7	-0,4	-0,50	-0,4	0,0	-0,1	-0,17
Кривий Ріг	-0,9	-0,8	-0,4	-0,70	-0,9	-0,4	-0,5	-0,60
Комісарівка	-0,5	0,3	0,0	-0,07	-0,5	-0,2	-0,1	-0,27
Губиниха	-1,3	-0,9	-0,4	-0,87	-1,0	-0,7	-0,9	-0,87
Пришиб	-0,6	0,0	-0,1	-0,23	-0,1	0,0	0,0	-0,03
Чапліно	-0,9	0,0	0,1	-0,27	-0,4	-0,1	-0,2	-0,23
Лозова	-1,6	-1,2	-0,9	-1,23	-1,0	-0,7	-1,0	-0,90
Волноваха	-2,3	-1,7	-0,8	-1,27	-1,1	-0,8	-0,9	-0,93
Донецьк	-0,7	-0,8	-0,4	-0,63	-0,5	-0,3	-0,1	-0,30
Сватове	-0,6	-0,6	-0,4	-0,53	-0,6	-0,6	-0,4	-0,53
Луганськ	-1,8	-1,7	-1,0	-1,50	-1,5	-0,7	-0,7	-0,97
Середнє	-0,70	-0,80	-0,53	-0,78	-0,84	-0,46	-0,57	-0,63

Таблиця 2.6 – Різниця середніх багаторічних значень швидкості вітру (м/с)
за два періоди (II-I). Південний Степ

Назва станції	Зима				Літо			
	XII	I	II	сезон	VI	VII	VIII	сезон
Болград	-1,6	-1,8	-1,5	-1,63	-1,5	-1,0	-1,1	-1,20
Сарата	-1,3	-1,6	-1,4	-1,43	-1,4	-1,3	-0,9	-1,20
Сербка	-0,7	-0,7	-0,7	-0,70	-0,6	-0,5	-0,4	-0,50
Миколаїв	-0,6	-0,6	-0,8	-0,67	-0,6	-0,5	-0,6	-0,57
Бехтери	-0,7	-0,2	-0,5	-0,47	-0,3	-0,6	-0,6	-0,50
Асканія-Нова	-1,1	-0,8	-0,5	-0,80	-0,4	-0,6	-0,4	-0,47
Нижні Сірогози	-0,5	0,1	-0,2	-0,20	-0,1	-0,1	0,1	-0,03
Мелітополь	-1,8	-1,4	-0,7	-1,30	-0,9	-0,9	-0,7	-0,83
Роздольне	-	-	-	-	-	-	-	-
Джанкой	-1,5	-0,9	-1,3	-1,23	-0,7	-1,1	-0,9	-0,90
Клепініно	-1,9	-1,4	-1,3	-1,53	-1,2	-1,3	-1,1	-1,20
Білогірськ	-0,2	-0,3	-0,8	-0,43	-0,2	-0,2	-0,3	-0,23
Середнє	-1,08	-0,87	-0,88	-0,94	-0,72	-0,74	-0,63	-0,69

У [12] підтверджено висновок, що у східних і південних районах за 30-річчя (починаючи з 70-х років) відмічається зменшення середньої швидкості вітру. Періоди ці мають різну тривалість (від 7-15 років до 20-25 років). На окремих станціях вони не завжди співпадають.

Загальний характер збільшення швидкості вітру (у Поліссі до 3-4 м/с, Лісостепу і Степу до 5-6 м/с) спостерігається з півночі на південь і зумовлюється температурною неоднорідністю, а також сезонними барично-циркуляційними процесами у поєднанні з орографічними особливостями місцевості.

Середня швидкість вітру майже на всій території за 30 років зменшилась на 10-35 %. Проте при порівняно невеликих середніх місячних швидкостях зменшення швидкості вітру в абсолютних одиницях не виглядає таким великим, тому що становить не більше 1,0-1,5 м/с. Однак на окремих станціях (Ужгород, Чернівці, Коростень, Житомир, Чернігів, Тернопіль, Ямпіль, Вінниця, Харків) спостерігається збільшення швидкості вітру, тому зменшення швидкості вітру слід пояснювати не тільки суб'єктивними причинами, а як наслідок зміни у макроциркуляційних процесах [22]. Існує думка, що зменшення швидкості вітру пов'язано з переходом у 1966 р. на 8-мистрокові спостереження. Крім цього, у 1965-1970 р.р. на метеорологічній мережі розпочато вимірювання швидкості і напрямку вітру дистанційним анеморумбометром який осереднює характеристики вітру за 10-хвилинний інтервал, тобто швидкість вітру почала вимірюватись точніше. Міська забудова у районі більшості станцій призвела до збільшення закритості горизонту і, як наслідок, до зменшення швидкості вітру. Але дослідження [18] показали, що по-перше, на значній частині станцій забудова, утворюючи повітряний коридор, навпаки сприяла, зростанню вітру, а, по-друге, на окремих станціях, де флюгер довго не замінювався анеморумбометром, також зафіксовано зменшення швидкості вітру.

2.4 СЦЕНАРІЇ ЗМІН КЛІМАТУ УКРАЇНИ

Вплив зміни клімату визначається як різниця між двома станами: екологічними і соціально-економічними умовами, які, ймовірно, будуть існувати на певний період часу при незмінному кліматі, та відповідними умовами, що матимуть місце на той же період часу при наявності зміни клімату. Кожен з цих станів можна описати за допомогою сценаріїв, тобто найбільш вірогідних характеристик соціально-економічних і кліматичних умов [7, 23].

Розробка соціально-економічних сценаріїв (зокрема динаміки зміни валового внутрішнього продукту, зростання чисельності населення, технологічного вдосконалення та реструктуризації виробництва) і сценаріїв зміни клімату є одним з найважливіших етапів оцінки вразливості природних ресурсів та соціально-економічних секторів.

Дослідження впливу зміни клімату базуються в основному на змінах, спричинених подвоєнням вмісту CO_2 в атмосфері. Слід зазначити, що загальне підсилення парникового ефекту є результатом впливу різних парникових газів. З метою спрощення побудови кліматичних сценаріїв, згаданий сумарний вплив визначається як концентрація двоокису вуглецю, що 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 можна побудувати за допомогою:

- фізико-математичного моделювання реакції кліматичної системи на зміну вмісту парникових газів в атмосфері;
- оцінки реакції середньої глобальної температури повітря на зміни концентрацій парникових газів в атмосфері, з урахуванням палеологічних даних як аналогів клімату майбутнього;
- зіставлення величин середньорічної температури повітря із даними по еквівалентних концентраціях CO_2 за період інструментальних спостережень (приблизно 100 останніх років).

На жаль, всі зазначені підходи поки ще не дозволяють розробити надійні прогнози майбутніх змін клімату. Але станом на сьогоднішній день можна вважати чисельні моделі загальної циркуляції (МЗЦ) атмосфери та океану найбільш досконалим інструментом для побудови сценаріїв зміни клімату. Ці моделі дозволяють отримати оцінки кліматичних параметрів для упорядкованої сітки точок по всій земній кулі. Слід зазначити, що МЗЦ не спроможні реалістично відтворювати процес зміни клімату на регіональному рівні. Тому доцільно для оцінки вразливості природних ресурсів і соціально-економічних секторів використовувати декілька сценаріїв зміни клімату. Найбільш уживані серед них є [7]:

GISS – модель Інституту Годдарда з космічних досліджень, чутливість до подвоєння CO_2 – 4,2 °C, рік розрахунків – 1982;

GFDL – модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США, чутливість до подвоєння CO₂ – 4,0 °С, рік розрахунків – 1989;

CCSM – модель Канадського кліматичного центру, чутливість до подвоєння CO₂ – 3,5 °С, рік розрахунків – 1989;

UKMO – модель Метеорологічного бюро Об'єднаного Королівства, чутливість до подвоєння CO₂ – 3,5 °С, рік розрахунків – 1989.

Дані розрахунків відносяться до так званого стану рівноваги, тобто є оцінками зміни клімату, яка внаслідок «раптового» подвоєння концентрації CO₂ 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 CO₂ підвищується поступово, зокрема на 1 % на рік). У цьому випадку можна простежити 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 МЗЦ для перехідного (нестационарного) стану:

GFDL – модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США, рік розрахунків – 1991;

MPI – модель Інституту Макса Планка, Німеччина, рік розрахунків - 1992.

Слід зазначити, що протягом 90-х років виконано багато варіантів розрахунків з використанням удосконалених моделей як для стану рівноваги, так і для перехідного стану. Але повної інформації по цих розрахунках в Україні поки що немає.

Одним з найпростіших способів відображення можливих змін у кліматичному режимі метеорологічної величини є порівняння з минулими даними. Наприклад, Всесвітня метеорологічна організація пропонує використовувати для порівняння як базовий період 1961-1990 рр., а кліматичні підрозділи NOAA вже зараз використовують базовий період 1971-2000 рр. Але у нашому випадку це зробити неможливо, тому що довжина часового ряду, який ми розглядаємо (2011-2025 рр.), становить тільки 15 років, і саме тому як базовий період береться 1986-2000 рр. Зміни температурного режиму за сюжетними лініями A1B і A2 є схожими і відрізняються одна від іншої тільки величинами змін: потепління (для сценарію A2 – навіть похолодання) є найменшим на південному заході України і збільшується у напрямку східної та західної України. За сценарієм B1 найменше потепління матиме місце над півднем та заходом України, а найбільше – над східною Україною.

Таким чином, на фоні глобального потепління до 2025 р. в Україні відбуватимуться достатньо нерівномірні зміни температурного режиму, приблизно на 0,5 °С [6], причому найменш істотними вони будуть за «жорстким» сценарієм A2, коли майже для всієї України температура у середньому збільшиться не більше ніж на 0,5 °С. Найістотніші ж зміни

температури спостерігатимуться за «м'яким» сценарієм В1, коли майже уся північна, центральна та східна Україна характеризуватиметься потеплінням, більшим за 0,5 °С.

Зміни річних сум опадів у 2011-2025 рр. відносно 1986-2000 рр. для трьох зазначених вище сценаріїв. Зміни режиму опадів за сюжетними лініями А1В і А2 є схожими – майже над усією Україною опади будуть збільшуватися, особливо над південним заходом, а відрізняються одна від іншої тільки тим, що за сценарієм А2 над сходом України буде мати місце невелике зменшення річних сум опадів. Що ж стосується сценарію В1, то зміни у режимі опадів можна вважати неістотними (максимум 40 мм на рік, коли у теперішній час їх величина перевищує у середньому 600 мм на рік).

Таким чином, в Україні відбуватимуться достатньо нерівномірні зміни режиму опадів, причому найменш істотними вони будуть за «м'яким» сценарієм В1, коли майже для всієї України річна сума опадів зміниться у середньому не більше ніж на 7 відсотків від сьогоденної. За іншими двома сценаріями найістотніших змін зазнає режим опадів на південному заході України, де річна сума може збільшитися на 10–15 відсотків від тієї, що спостерігається у теперішній час.

Для прогнозу змін кліматичних характеристик опалювального періоду на території України було обрано сценарії змін клімату за такими моделями загальної циркуляції атмосфери, як GFDL, UKMO, CCCM та GISS. На підставі сценаріїв стаціонарних моделей GFDL, UKMO, CCCM та GISS було розраховано кліматичні характеристики опалювального періоду для випадку подвоєння концентрації CO₂. За сценаріями моделей CCCM та GISS було отримано однакові зміни температури і відповідно однакові кліматичні характеристики опалювального періоду. Для оцінки тенденцій у змінах кліматичних показників опалювального періоду у перехідному стані, тобто в умовах поступового підвищення CO₂ було використано сценарії нестационарної моделі GFDL. На основі прогнозу змін температури за цими сценаріями на 2000–2010 рр., 2030-2040 рр. та 2070-2080 рр. було визначено зміни характеристик опалювального періоду не тільки в середньому для України, а також окремо для природних зон (полісся, степова та лісостепова зони) впродовж XXI сторіччя.

Для визначення біокліматичних показників використовувались прогностичні значення середньої декадної температури повітря та середнього декадного дефіциту насичення у літні місяці, які були розраховані на основі моделі GFDL-nest для всіх областей України. Але цього замало, тим більше, що навіть відомості про дефіцит насичення у зимові місяці виявились відсутніми. Для розрахунку прогностичних значень середньої місячної еквівалентно-ефективної температури для місяців літньої пори використовувались дані, отримані за згаданою моделлю: по температурі повітря та дефіциту насичення, на основі яких

визначалась відносна вологість. Середня багаторічна швидкість вітру вважалась незмінною (тобто такою, якою вона була у 1960-1990 рр.), виходячи з того, що за ці тридцять років швидкість вітру зменшилась трохи, як зазначалось вище, але деякі дослідження доводять, що в останні роки починається невелике зростання її [24]. Для місяців зимової пори вважалось, що тенденція зміни відносної вологості збережеться. Зміни відносної вологості за тридцять років на території України невеликі.

Згідно з прогнозом за моделлю GFDL-nest очікується: найвища середня місячна температура влітку у серпні, найнижча – у липні. Взимку найхолодніший місяць – лютий, найтепліший – грудень. Від'ємні значення, невеликі за абсолютною величиною (до $-1,4$ °C), збережуться на малих площах (у Поліссі, лісостеповій зоні та Північному Степу) і лише у лютому. Відносна вологість по всій території в основному зменшиться. Еквівалентно-ефективна температура по всій території України суттєво зросте і взимку, і влітку. Зими стануть більш комфортними, бо значення індексу Бодмана по території України коливатимуться у грудні і січні в межах 1,0–2,0 (мало сувора зима), у лютому – 1,2-2,4 бала. Величина індексу Арнольді зросте і на всій території України буде в межах від 0,0 до $-15,0$ °C, що відповідає слабкому напруженню апарата терморегуляції людини. Значення зведеної температури підвищаться. Таким чином, $T_{зв} > -17,0$ °C на переважній території України очікується протягом зими, а це означає, що в цей час будуть відсутніми обмеження для перебування людей на відкритому повітрі. Температура шкіри обличчя людини $\theta_{об}$ в усі місяці зимової пори буде перевищувати $10,0$ °C, тобто ніяких порушень кровообігу в тканинах зовнішніх ділянок тіла (шкіри обличчя, рук) не буде спостерігатись.

Починаючи з семидесятих років ХХ ст. відбувається значне збільшення кількості метеолабільних людей, що пов'язують зі зміною клімату, яка спостерігається на Земній кулі. Зміна термічного, вітрового режиму, вологовмісту атмосфери, повторюваності та інтенсивності небезпечних і стихійних явищ погоди супроводжується як негативними, так і позитивними наслідками для умов проживання людини, її здоров'я. Баланс позитивних і негативних наслідків для здоров'я людини змінюється від одного регіону до іншого і за прогнозами МГЕЗК буде змінюватись з продовженням підвищення температури. Зміни частоти та інтенсивності екстремальних явищ погоди, спеки й холоду, частоти повеней і посух, забруднення повітря хімічними речовинами й аероалергенами безпосередньо впливатимуть на населення і будуть мати несприятливі наслідки для здоров'я людини. Наслідком посилення хвиль тепла буде збільшення забруднення повітря в містах, особливо в помірних і високих широтах. Це призведе до зростання смертності у теплий період. У холодний період більш теплі зими та менша кількість періодів з холодною погодою приведуть до зменшення смертності. У деяких країнах помірної

зони зниження показника смертності в зимовий період компенсує збільшення смертності в літній період. Більш високі температури, зміни у розподілі опадів спричинять зміни географічних меж і сезонності передачі інфекційних захворювань. Ці природні небезпеки можуть призвести до безпосередньої втрати життя або погіршення здоров'я і можуть опосередковано вплинути на стан здоров'я через втрату житла, змушеного переміщення населення (тобто з'являться кліматичні біженці), забруднення водних джерел, знищення виробництва продуктів харчування, підвищеного ризику епідемій та інфекційних хвороб [25].

Тенденції зміни агрокліматичних ресурсів розглядалась нами у розрізі основних агрокліматичних зон за різні проміжки часу. Для оцінки змін агрокліматичних ресурсів при можливих змінах клімату було використано опубліковані в [23] результати побудови сценаріїв зміни клімату в Україні:

- розрахунків змін кліматичних показників за стаціонарними моделями загальної циркуляції атмосфери, які досліджують реакцію кліматичної системи на подвоєння вмісту CO_2 : GFDL (модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США); UKMO (модель Метеорологічного бюро Сполученого Королівства);

- сценаріїв зміни температури повітря і кількості атмосферних опадів в Україні на основі результатів розрахунків за нестационарною моделлю, у якій моделюється відгук на поступове (як більш реалістичне) зростання вмісту парникових газів на 30 % (модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США – GFDL-30 %).

Кліматичний сценарій GFDL-30 % передбачає оцінку можливих змін режиму температури повітря та опадів у природних зонах України на період до 2030–2040 рр. Так оцінка майбутніх змін клімату є і більш реалістичною як з точки зору поступовості зростання вмісту парникових газів на 30 %, так і з точки зору більш прикладного аспекту цієї оцінки, позаяк немає практичного сенсу розглядати зміну агрокліматичних ресурсів та продуктивності сільськогосподарських культур на сторіччя згідно кліматичних сценаріїв GFDL та UKMO. Кліматичний сценарій GFDL-30 % взято як основний для оцінки зміни агрокліматичних ресурсів, умов росту, розвитку та формування продуктивності основних сільськогосподарських культур на період до 2030–2040 рр.

Серед сценаріїв ВМО найбільш відомі сценарії “раптового” або “одночасного” подвоєння концентрації CO_2 атмосфері. Більш реалістичними вважаються сценарії, в яких підвищення концентрації CO_2 розглядається поступово. Це дозволяє простежити інерцію кліматичної системи, тобто її відставання від зміни концентрацій парникових газів в атмосфері. До таких моделей відносяться сценарії GFDL, побудовані за моделлю Лабораторії геофізичної динаміки США та MPI (модель інституту Макса Планка, Німеччина). Зазвичай сценарії глобального

потепління адаптуються для територій різних країн [7, 23]. Слід зазначити, що такого роду адаптація найчастіше проводиться не за басейновим, а за географо-гідрологічним принципом. Оскільки зміна поверхневих водних ресурсів у просторі відбувається у залежності від співвідношення ресурсів тепла та вологи β_H , то регіональна адаптація сценаріїв виконувалася по природних географічних зонах (зона мішаних лісів, лісостепова та степова зони). При такому підході водозбори великих річок розглядалися як сукупність ландшафтів, де кожна природна рівнинна або гірська зона входять до розрахункової величини \bar{Y}_K із своїм ваговим коефіцієнтом [26, 27]. Перехід до стоку малих та середніх водозборів відбувався після визначення норми кліматичного стоку шляхом введення до його розрахункового значення перехідного коефіцієнта, який ураховує вплив підстильної поверхні [28]. За даними сценаріїв глобального потепління, адаптованих до території України [7, 23], виконані розрахунки норм кліматичного стоку різних природних зон України.

ЛІТЕРАТУРА

1. Врублевська О.О., Катеруша Г.П., Гончарова Л.Д. Климатология: підручник. – Одеса: Вид-во “ТЭС”, 2013. – 332 с.
2. Goosse, H. et al., (2009) Consistent past half-century trends in the atmosphere, the sea ice and the ocean at high southern latitudes. *Climate Dynamics*, 33. P. 999-1016.
3. Клименко В.В., Климанов В.А. Климат Северного полушария в Средневековый оптимум // Докл. РАН. 2000. Т. 371. С. 539-543.
4. Claussen M. (2009) Late Quaternary vegetation – climate feedbacks. *Climate of the Past* 5, 203-216, 2009.
5. *Climate Change 2001. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, 2001. – 881 p.
6. *Climate Change 2007 – The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change – Cambridge University Press, 2007. – 994 pp.*
7. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України / За редакцією Степаненка С.М., Польового А.М. – Одеса: «Екологія», 2011. – 694 с.
8. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-200 рр.) / За ред. В.М. Ліпінського, В.І. Осадчого, В.М. Бабіченко. – Київ: «Ніка-Центр», 2006. – 312 с.
9. *Special Report on Emission Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change /N. Nakicenović et al. (eds.). – Cambridge University Press, 2000. – 599 p.*
10. Delworth T.L. et al. GFDL’s CM2 Global Climate Model. Part I: Formulation and simulation characteristics // *J. Climate.* – 2006. – V. 19. – P. 643-674.
11. Врублевська О.О., Катеруша Г.П. Клімат України та прикладні аспекти його використання. Навчальний посібник. – Одеса: ТЭС, 2012. – 180 с.
12. Клімат України / За ред. Ліпінського В.М., Дячука В.А., Бабіченко В.М. – Київ: Видавництво Раєвського, 2003, - 343 с.
13. *Справочник по климату СССР. Вып. 10. Ч.2 – 4. – Л.: Гидрометеиздат, 1967 - 1969.*
14. Кліматологічні стандартні норми (1961 – 1990 рр.). Київ, 2002.– 446 с.
15. Волощук В.М. та ін. Глобальне потепління і клімат України: регіональні екологічні та соціально-економічні аспекти. – К.: Вид.-Поліграфічний центр „Київський університет”, 2002. – 17 с.
16. *Климатические ресурсы и их прикладное использование / Под ред. А.А.Исаева, М.А.Петросянца. – М.: Изд. Московского университета, 1989. – 160 с.*

17. Мартазинова В.Ф., Свердлик Т.А. Крупномасштабная атмосферная циркуляция XX столетия, ее изменения и современное состояние // Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. – 1998. – Вип.246. – С. 21-27.
18. Мартазінова В.Ф., Іванова О.К. Сучасний клімат Київської області. – К.: АБЕРС, 2010. – 70 с.
19. Справочник по климату СССР. – Вып. 10, Ч. 1–5, Л.: Гидрометеиздат, 1966 – 1969.
20. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Ч. 1, вып. 10. Многолетние данные. – Л.: Гидрометеиздат, 1990.
21. Врублевська О.О., Гурська Ю.М. Часова мінливість характеристик радіаційного режиму в районі міста Одеси // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2009. – Вып. 1(9). – С. 83–90.
22. Антоневиц В.Д., Литвякова Л.А. Особенности временных рядов скорости ветра // Труды ГГО. – 1979. – Вып. 425. – С. 42–46.
23. Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату /І.Ф. Букша, П.Ф. Гожик, Ж.Л. Ємельянова, І.В. Трофимова, А.І. Шерешевський / За редакцією В.В. Васильченка, М.В. Рапцуна, І.В. Трофимової. – К.: Агентство з раціонального використання енергії та екології. – 1998. – 208 с.
24. Методические рекомендации по изучению влияния изменений климата на строительство, энергетику, транспорт и здоровье человека. С-Пб.: 2000. – 16 с.
25. Stellman J.M. Encyclopaedia of occupational health and safety. Т. 4. – Geneva. 1998.
26. Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С. Дослідження впливу змін річкового стоку за кліматичними сценаріями на гідроекологічний стан північно-західної частини Чорного моря // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Сер.: Біологія. Спеціальний випуск: гідроекологія. – 2010. – № 3 (44). – С. 143–145.
27. Лобода Н.С. Оцінка припливу прісних вод до північно-західної частини Чорного моря. Постановка проблеми та шляхи вирішення // Причорноморський екологічний бюлетень. – 2010. – № 2 (36). – С. 63–67.
28. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях). – К.: КНТ. – 2005. – 188 с.
29. (Temperatures.ru)
30. (<http://planeta.moy.su>)

Навчальне електронне видання

НЕДОСТРЕЛОВА ЛАРИСА ВАСИЛІВНА

ВПЛИВ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН
НА ГАЛУЗІ ЕКОНОМІКИ УКРАЇНИ

ЧАСТИНА I

Конспект лекцій

Видавець і виготовлювач

Одеський державний екологічний університет

вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016

тел./факс: (0482) 32-67-35

E-mail: info@odeku.edu.ua

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи

ДК № 5242 від 08.11.2016