

ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

На правах рукопису

Єрмоленко Наталя Сергіївна

УДК 551.577.38

**ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОСУХ В УКРАЇНІ ЗА
СУЧАСНИХ КЛІМАТИЧНИХ УМОВ**

11.00.09 – метеорологія, кліматологія, агрометеорологія

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата географічних наук

Науковий керівник
Хохлов Валерій Миколайович,
доктор географічних наук,
професор

Одеса – 2015

ЗМІСТ

ВСТУП	4
РОЗДІЛ 1. ВПЛИВ КЛІМАТИЧНИХ УМОВ НА ВИНИКНЕННЯ ПОСУХ ...	9
1.1. Зміни клімату у двадцятому сторіччі.	9
1.2. Зміни клімату в Україні в період 1951–2010 рр.	15
1.3. Вплив макроциркуляційних процесів на формування регіонального клімату.	21
1.4. Посухи як результат макроциркуляційних умов.	26
1.4.1. Основні визначення та класифікація посух.	26
1.4.2. Показники та критерії посух	31
1.5. Висновки до розділу 1	35
РОЗДІЛ 2 МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕННЯ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВОГО РОЗПОДІЛУ ПОСУХ.	37
2.1. Стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування.	37
2.2. Метод накопичених сум – визначення різких часових змін.	45
2.3. Компонентний аналіз.	48
2.4. Неперервне вейвлет-перетворення.	50
2.5. Висновки до розділу 2	56
РОЗДІЛ 3 ПРОСТОРОВИЙ РОЗПОДІЛ ХАРАКТЕРИСТИК ПОСУХ В УКРАЇНІ.	57
3.1. Регіональні особливості повторюваності посух в Україні.	58
3.2. Мінливість максимальної тривалості посух.	63
3.3. Регіони виникнення максимально суворих посух в Україні.	67
3.4. Висновки до розділу 3	71
РОЗДІЛ 4. ЧАСОВА МІНЛИВІСТЬ ПОСУХ В УКРАЇНІ ЗА УМОВ ЗМІН КЛІМАТУ.	72
4.1. Компонентний аналіз полів розподілу стандартизованого індексу	

опадів та сумарного випаровування	73
4.2. Часовий розподіл посух в різних регіонах України.	77
4.3. Зміни посушливих та вологих періодів.	84
4.4 Оцінка індексів посухи протягом 2011–2040 рр. за даними регіональних кліматичних моделей.	91
4.5. Закономірності часового розподілу атмосферних посух та річних витрат води	102
4.6. Висновки до розділу 4	109
РОЗДІЛ 5. ВПЛИВ ВЕЛИКОМАСШТАБНИХ АТМОСФЕРНИХ ПРОЦЕСІВ НА ФОРМУВАННЯ ПОСУХ В УКРАЇНІ.	
5.1. Зв'язок основних низькочастотних кліматичних коливань Північної Атлантики з посухами в Україні.	112
5.2. Переважаюча фаза Північноатлантичного коливання в періоди формування посух.	122
5.3 Висновки до розділу 5	128
ВИСНОВКИ	129
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	132
Додаток А. Розподіл середньорічної температури повітря та річної суми опадів в Україні.	145
Додаток Б. Просторово-часовий розподіл основних характеристик посух в Україні.	157
Додаток В. Часовий розподіл індексів посухи SPEI та середніх річних витрат води на гідрологічних постах р. Південний Буг.	172
Додаток Г. Перехресне вейвлет-перетворення індексів основних структур телеконекції Північної Атлантики та індексів посухи.	191

ВСТУП

Актуальність теми.

Однією з найважливіших задач сучасної науки є дослідження кліматичних змін, що спостерігаються протягом останнього сторіччя, та спричинених ними змін у повторюваності та інтенсивності різних аномальних природних явищ. На фоні глобального потепління може змінитися не лише температура повітря, а й інші характеристики клімату, зокрема циркуляція атмосфери, режим зволоження, тривалість сезонів року, посушливість тощо.

В останні десятиріччя саме проблема посушливості стоїть дуже гостро в багатьох країнах світу. З усіх небезпечних природних явищ XX сторіччя посуха мала найбільш негативний вплив на всі галузі економіки. Вона посідає перше місце серед всіх небезпечних природних явищ, визначених з точки зору кількості людей, які перебували під її впливом, та економічних збитків. В останні роки великомасштабні та інтенсивні посухи спостерігались на всіх континентах, охоплюючи великі площі в Азії, Африці, Австралії та Європі.

Застосування сучасних показників виявлення посух, які враховують як мінливість поля опадів, так і температурні аномалії, надає можливість встановити регіональні особливості розподілу посух та їх ступінь екстремальності за рахунок обчислення різних характеристик, зокрема тривалості, інтенсивності та суворості.

На виникнення посушливих явищ впливають не лише зміни глобального та регіонального клімату, а й мінливість циркуляційних процесів. Особливістю різних структур низькочастотної кліматичної мінливості є те, що їх фазовий стан можна спрогнозувати за допомогою різних фізико-статистичних моделей з достатньо великою завчасністю, що дозволяє передбачити майбутній просторовий розподіл основних гідрометеорологічних характеристик. Тому постає необхідність визначення величини впливу низькочастотної кліматичної

мінливості в Євроатлантичному секторі на умови формування посух в Україні з метою удосконалення їх середньострокових та довгострокових методів прогнозу.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.

Дослідження, які містяться у дисертації, були складовими частинами науково-дослідних робіт, що виконувались в Одеському державному екологічному університеті за наступними темами:

- «Посушливість клімату та наслідки її впливу на гідрологічний та гідроекологічний стан водних об'єктів України» (№ ДР 0113U000968);

- «Вразливість та адаптація галузей економіки України до змін клімату» (№ ДР 0113U000165).

Мета і задачі дослідження.

Метою цього дослідження є визначення особливостей просторово-часового розподілу посух в Україні за сучасних кліматичних умов і встановлення їх взаємозв'язку з великомасштабними атмосферними процесами.

Для досягнення поставленої мети були сформульовані та розв'язані такі задачі:

- визначити головні тенденції змін температури та опадів в останні 60 років на території України, що мають безпосередній вплив на формування посух;

- надати об'єктивні кількісні оцінки просторової мінливості повторюваності, тривалості та суворості різних типів посух;

- встановити регіональні особливості часового розподілу посух в Україні та показати їх зв'язок з різними сферами природного середовища;

- визначити вплив основних режимів кліматичної мінливості Євроатлантичного сектору на формування посух в Україні.

Об'єкт дослідження – посухи на території України.

Предмет дослідження – закономірності просторово-часового розподілу посух в умовах змін глобального та регіонального клімату.

Методи дослідження. Дослідження виконані з застосуванням методів кліматичного аналізу, математичної статистики (компонентний аналіз), частотно-часового аналізу даних (метод накопичених сум та вейвлет-перетворення).

Наукова новизна одержаних результатів.

У дисертації вперше:

- встановлена на основі великого обсягу даних регіональна неоднорідність просторового розподілу посух, обумовлена сучасними змінами клімату;
- виявлені відмінності часового розподілу різних типів посух в усіх регіонах України;
- визначені очікувані часові зміни посух в найближче тридцятиріччя, які свідчать про посилення впливу кліматичних змін на збільшення кількості та інтенсивності посух в Україні;

удосконалено:

- застосування індексу атмосферної посухи для визначення стану водності річок;

дістало подальшого розвитку:

- встановлення на кількісному рівні, що серед різних систем кліматичної мінливості в Атлантико-Європейському секторі на синоптичні умови України найбільше впливає Північноатлантичне коливання;
- виявлення тісного зв'язку між пануванням позитивної фази Північноатлантичного коливання та формуванням посух в Україні, за рахунок зміщення траєкторій руху циклонів на північ Європейського континенту.

Практичне значення одержаних результатів.

Результати виконаних досліджень можуть бути використані для побудови нових методик діагнозу та прогнозу посух та їх основних характеристик для

території України. Застосування методу вейвлет-аналізу для встановлення зв'язку між великомасштабними атмосферними процесами та циркуляційними умовами в Україні може стати основою вдосконалення системи середньострокових та довгострокових прогнозів баричного поля та розподілу гідрометеорологічних величин.

Отримані в дисертації наукові результати впроваджені в навчальні дисципліни «Вплив кліматичних змін на галузі економіки України», «Довгострокові прогнози погоди», «Спеціалізовані прогнози погоди».

Особистий внесок здобувача.

Методичні основи досліджень розроблено дисертантом разом з науковим керівником. Особистий внесок здобувача полягає у зборі та попередній обробці вихідних даних, виконанні розрахунків всіх параметрів та характеристик, наведених у роботі, участі в аналізі та обговоренні одержаних результатів та висновків.

У наукових працях, опублікованих здобувачем разом з керівником, керівникові належить постановка наукової задачі, а дисертантові практична їх реалізація та узагальнення результатів.

Апробація результатів дисертації.

Основні результати роботи були представлені на наукових конференціях молодих вчених ОДЕКУ (2012–2014 рр.); на міжнародних конференціях: студентів та молодих вчених «Актуальні проблеми сучасної гідрометеорології» (Одеса, 2012); WCRP Global Drought Information System Workshop (Frascati, Italy, 2012); 6th International Conference on Water Resources and Environment Research (Koblenz, Germany, 2013); The Latsis Symposium «Atmosphere and Climate dynamics: From clouds to global circulation» (Zürich, Switzerland, 2014), науковій конференції молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» (Одеса, 2014).

Публікації.

За результатами дисертаційного дослідження опубліковано 12 робіт, у

тому числі 5 статей у наукових фахових виданнях України та інших держав з напрямку, з якого підготовлено дисертацію, 1 наукова стаття в інших виданнях та 6 тез конференцій.

Структура і об'єм дисертації.

Дисертаційна робота викладена на 194 сторінках машинописного тексту, містить 47 рисунків та 4 таблиці, складається з вступу, п'яти розділів, висновків, списку використаних джерел із 124 найменувань і 4-х додатків на 50 сторінках.

РОЗДІЛ 1

ВПЛИВ КЛІМАТИЧНИХ УМОВ НА ВИНИКНЕННЯ ПОСУХ

Сьогодні факт глобального потепління не викликає сумнівів і вважається експериментально доведеним: зростання у глобальному масштабі температури повітря та океанів, зменшення площі морського льоду, підвищення рівня Світового океану внаслідок збільшення концентрації парникових газів підтверджено довготривалими інструментальними вимірюваннями. У зв'язку з цим активніше розвиваються методи прогнозування змін глобального клімату та їх можливих наслідків, серед яких на передній план виступають математичні методи моделювання атмосферних процесів.

Зміни атмосферних парникових газів та аерозолів, в сонячній радіації і у властивостях земної поверхні порушують енергетичний баланс кліматичної системи. Ці зміни виражаються в одиницях випромінювальної потужності, яка використовується для порівняння, як ті чи інші природні чи антропогенні чинники нагрівання або охолодження впливають на глобальний клімат [1].

1.1. Зміни клімату у двадцятому сторіччі

В П'ятій доповіді Міжурядової групи експертів з питань зміни клімату (МГЕЗК) [2] представлені основні причини глобального потепління та роль антропогенного впливу на клімат для різних сценаріїв економічного, технологічного та соціального розвитку світового суспільства.

Сумарний радіаційний вплив у цілому є позитивним, що призводить до накопичення тепла у кліматичній системі. Найбільш значним у сумарний радіаційний ефект є внесок за рахунок підвищення концентрації CO_2 в

атмосфері, яке спостерігається з початком індустріальної ери (приблизно з 1750 р.). Перевищення значення сукупного антропогенного радіаційного ефекту за 2011 р. такого ж значення за 1750 р. становить $2,29 \text{ Вт м}^{-2}$, а з 1970 р. ці значення підвищувались навіть швидшими темпами, ніж у попередні десятиріччя. Наприклад, згідно з оцінкою сукупного антропогенного радіаційного впливу за 2011 р., він на 43% вище показника 2005 року. Це пояснюється насамперед інтенсивним зростанням концентрацій більшості парникових газів.

Таким чином, дуже ймовірним є те, що підвищення глобальних середніх температур, яке спостерігається з середини 20 століття, здебільшого викликано підвищенням концентрацій антропогенних парникових газів.

Так, за результатами численних досліджень встановлено, що кожне з трьох останніх десятиріч характеризувалося більш високою температурою біля поверхні Землі в порівнянні з будь-яким попереднім десятиріччям, починаючи з 1850 р. Глобально осереднені сукупні дані про температуру поверхні суші та океану, розраховані на основі лінійного тренду, свідчать про потепління на $0,85 \text{ }^{\circ}\text{C}$ за протягом 1880–2012 рр. Загальне збільшення середньої температури за період 2003–2012 рр. порівняно з 1850–1900 рр. становить $0,78 \text{ }^{\circ}\text{C}$, що розраховано на основі даних про приземну температуру повітря Відділу досліджень клімату Центру Хедлі (HadCRUT4) [3]. Подібні ж результати отримані і для інших наборів даних, що використовувались у дослідженнях при формуванні П'ятої доповіді МГЕЗК (рис. 1.1) [2].

Також визначено, що починаючи з 1950 р. в глобальному масштабі підвищувалися максимальні і мінімальні температури над сушею. Крім явного збільшення протягом декількох десятиріч, середня глобальна приземна температура демонструє істотну десятирічну і міжрічну мінливість. Внаслідок природної мінливості клімату тренди, розраховані на основі коротких рядів спостережень, в значній мірі залежать від дат початку і закінчення періоду і в цілому не відображають довгострокові кліматичні тенденції. Одним з прикладів

є той факт, що з 1951 р. швидкість зростання температури приземного повітря становила $0,12\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ р.}$, а за 1998–2012 рр. тільки $0,05\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ р.}$ Уповільнення росту приземної температури пов'язане з природними коливаннями кліматичної системи і не може служити доказом припинення глобального потепління. Встановлено, що перше десятиріччя XXI століття було найтеплішим, а підвищення температури повітря в XX столітті відбувалося у два періоди – в 1910–1940-х роках та починаючи з кінця 1970-их до теперішнього часу. Для середньорічних температур Північної півкулі період 1983–2012 рр. був, досить імовірно, найтеплішим 30-річним періодом за останні 800 років. Це підтверджується порівнянням даних інструментальних спостережень за температурою з багатьма реконструкціями, виконаними на основі різних непрямих рядів даних і статистичних методів (рис. 1.1).

Грунтуючись на численних незалежних аналізах даних, отриманих за допомогою радіозондів і супутникових даних, практично визначено, що в глобальному масштабі в період з середини XX століття відбулося потепління тропосфери та охолодження стратосфери. В глобальному масштабі кількість холодних днів і ночей знизилася, а теплих днів і ночей – збільшилась. Ймовірно, що зросла повторюваність хвиль тепла на значній частині території Європи, Азії та Австралії.

Також встановлено, що з 1971 р. по 2010 р. відбувалося потепління верхніх шарів океану до глибини 700 м, причому підвищення температури океану було найзначнішим поблизу поверхні, і температура у верхніх 75 м підвищувалася на $0,11\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятиріччя в період 1971–2010 рр. Підвищення температури океану є головним чинником, який сприяє збільшенню внутрішньої енергії, що міститься в кліматичній системі. Протягом останніх двох десятиріч льодовики Гренландії та Антарктики втрачають свою масу – вони продовжують танути майже по всьому світі – і морський крижаний покрив в Арктиці та сніговий покрив у Північній півкулі продовжують зменшуватися.

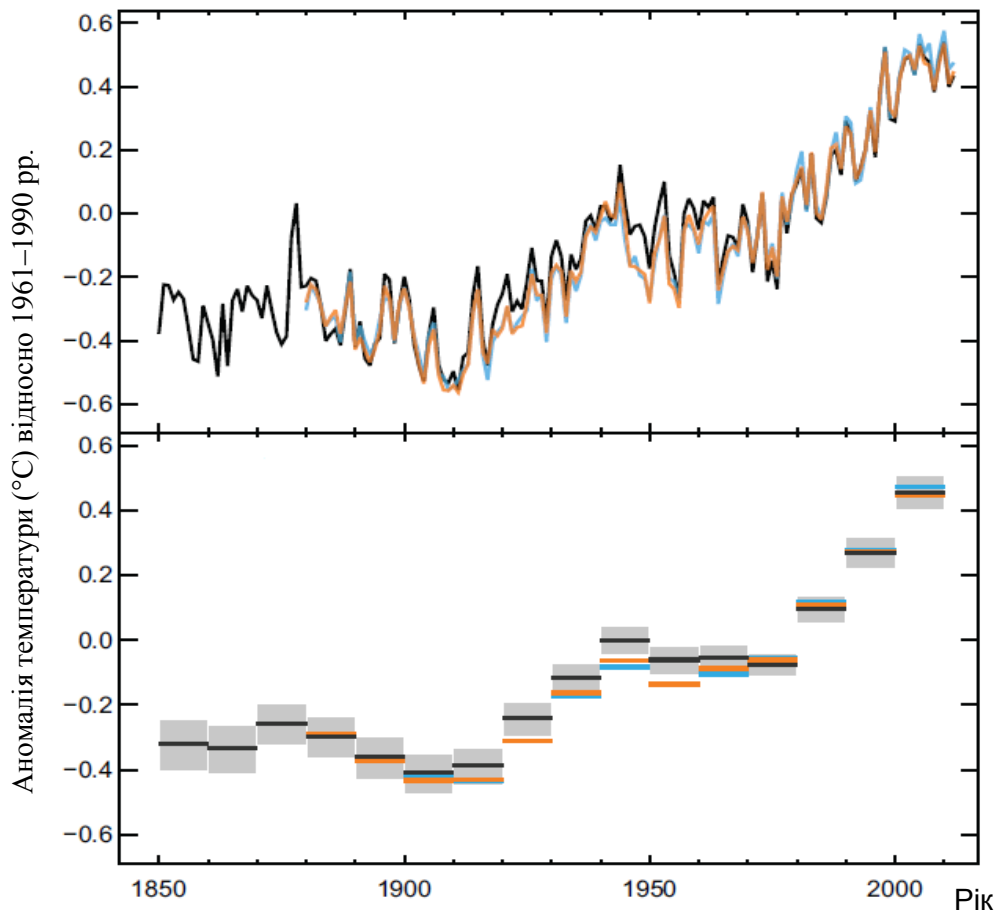


Рис. 1.1. Середні глобальні аномалії температури поверхні суші й океану в період 1850–2012 рр. відносно 1961–1990 рр. (зверху – середньорічні значення, знизу – середні значення по десятиріччях) [2].

Дослідження змін кількості опадів в XX столітті показують, що в тропічній зоні в період з середини 1970-х до середини 1990-х років збільшення кількості опадів спостерігалось лише протягом останнього десятиріччя вказаного періоду. А довгострокові тенденції в період 1901–2008 рр. в тропіках не демонструють істотних змін у розподілі опадів для всіх наборів даних, що використовувались в дослідженні. В середніх широтах Північної півкулі спостерігалось збільшення кількості опадів в період з 1901 р. по 2008 р. Для менш тривалих періодів (1951–2008 рр.) тенденції також є позитивними. У високих широтах Північної півкулі також встановлені тренди на збільшення

кількості опадів. Таким чином, в середньому в Північній півкулі всі бази даних демонструють ймовірне загальне збільшення опадів. Ці результати широтних змін в цілому узгоджуються глобальними даними супутникових спостережень та наземних вимірювань. Виконаний аналіз просторової мінливості опадів з використанням певного набору глобальних баз даних показав, що у цілому статистично значуще збільшення опадів зафіксовано у східній та північно-західній частині Північної Америки, у деяких районах Європи та Росії, на півдні Австралії. З іншого боку, в більшості регіонів Африки та Середземномор'я спостерігаються тренди на зменшення опадів (рис. 1.2).

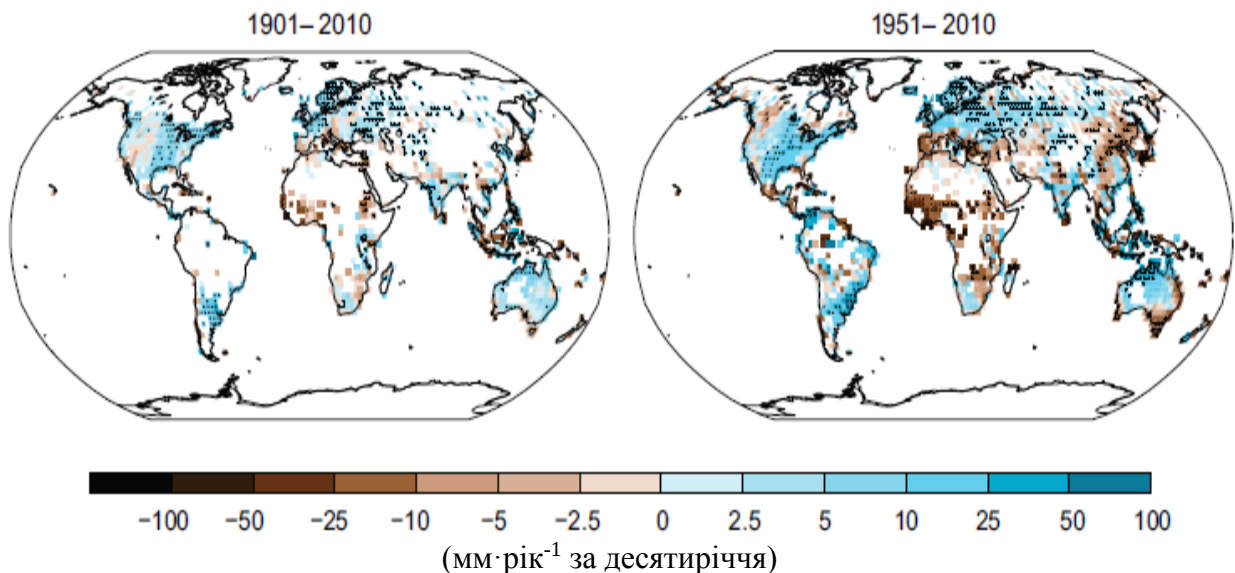


Рис. 1.2. Зміни кількості опадів з 1901 по 2010 рр. та з 1951 по 2010 рр. [2].

Проте вплив змін клімату на мінливість опадів в основному проявляється у збільшенні частоти та інтенсивності кліматичних аномалій і екстремальних явищ погоди. Ймовірно, що приблизно з 1950 р. кількість випадків випадіння сильних опадів над сушею в більшості регіонів світу зросла. Насамперед, це стосується Північної Америки та Європи, де спостерігалось збільшення або

частоти, або інтенсивності сильних опадів з певними сезонними та регіональними коливаннями [2].

Однією з основних характеристик кліматичних змін є мінливість річкового стоку. Річковий стік є унікальною серед компонентів гідрологічного циклу характеристикою, яка дає можливість як в просторі, так і в часі, об'єднувати надлишки води в межах водозбірного басейну, що дає можливість для моніторингу гідрологічних умов місцевості [4]. У четвертій доповіді МГЕЗК [1] зазначалося, що у високих широтах річковий стік, за деякими винятками, збільшився. Проте, у п'ятій доповіді МГЕЗК [2] були зроблені певні уточнення та встановлено, що протягом 1948–2004 рр. для більшості досліджених річок статистично значущі показники демонструють тенденцію до зменшення річкового стоку та значно менше відзначено річок, для яких спостерігалась позитивна динаміка зміни середніх значень стоку.

Для високих широт збільшення середньорічних значень стоку можливе за рахунок танення льодовиків, як це спостерігається, наприклад, на півночі Канади [5]. Також, збільшення мінімальних щоденних значень цієї характеристики зафіксовано для річок на півночі Євразії [6].

Нещодавно, Сталх [7] та Стахл і Талексен [8] досліджували тенденції щодо змін природного річкового стоку для понад 400 дрібних водозборів у 15 країнах Європи за період 1962–2004 рр. В регіональному масштабі було виявлено від'ємні тенденції, тобто зменшення річкового стоку, у південних та східних регіонах Європи і додатні тенденції в цілому в інших регіонах.

Таким чином, комплексні дослідження дозволяють зробити висновок, що протягом XX століття у більшості регіонів світу прискорила тенденція зменшення середньорічних значень річкового стоку [2].

В глобальному масштабі протягом XX століття значних змін також зазнало й сумарне випаровування, яке над суходолом збільшилось з початку 1980-х років і до кінця 1990-х [9-11]. Ванг та ін. [11] виявили, що глобальне

сумарне випаровування збільшилось на $0,6 \text{ Вт м}^{-2}$ за десятиріччя в період 1982–2002 роки.

1.2. Зміни клімату в Україні в період 1951–2010 рр.

Динаміка регіонального клімату України значною мірою уособлює характерні риси змін глобального клімату. Клімат України чутливий до змін глобального клімату, що підтверджується одноманітністю багаторічного ходу аномалії глобальної та регіональної температури [12]. Також одним з основних показників кліматичних змін є мінливість режиму опадів.

Розглянемо зміни клімату в Україні за останні шість десятиріч, тобто 1951–2010 рр., на основі аналізу середньорічних значень температури повітря та річної суми опадів по відношенню до їх багаторічної кліматичної норми. Розрахунки виконувались для дванадцяти станцій України, що розташовані по всій території України і є репрезентативними станціями основних кліматично однорідних регіонів (КОР). Під кліматично однорідними регіонами розуміють території з однотипним характером не тільки температури, а й опадів і вітру зі спільним врахуванням їх режиму в тепле та холодне півріччя, а репрезентативні станції вибирались таким чином, щоб різниця між середньомісячною температурою повітря як січня, так і липня на цій станції та інших в межах КОР була мінімальною [13].

Кількісні характеристики багаторічної кліматичної норми температури повітря та опадів взято з Кліматичного кадастру України [14], який є офіційним нормативним документом Держгідрометслужби України. Представлені у Кадастрі осереднені кліматичні характеристики розраховано за період 1961–1990 рр., який Всесвітня Метеорологічна Організація визначила як стандартний [15].

Для аналізу змін середньорічної температури повітря та річної суми опадів протягом періоду 1951–2010 рр. використовувалась база даних середньомісячної температури повітря та опадів з кроком сітки $0,5^\circ$, яка створена в Національному центрі з прогнозування клімату [16, 17]. Цей набір даних використовує комбінацію з двох окремих великих баз даних – Глобальної історичної кліматологічної мережі (GHCN) та Системи моніторингу аномалії клімату (CAMS). Також, він регулярно оновлюється у режимі реального часу, враховуючи показники з великої кількості станцій. Крім того, при формуванні бази даних використовуються унікальні методи інтерполяції, такі як визначення інтерполяції аномалії та просторово-часового розподілу різних градієнтів температури, заснованих на даних ре-аналізу Національного центру передбачення клімату США (NCEP-DOE). Для формування бази даних Глобальної історичної кліматологічної мережі (GHCN) використовується 7280 станцій по всьому світу. Система моніторингу аномалії клімату (CAMS) застосовує дані з 6158 станцій. При цьому виконується перевірка на однорідність та контроль якості даних.

Отже, за вказаними характеристиками побудовані графіки часового розподілу середньорічних значень температури повітря та річної суми опадів. На графіках відзначена багаторічна кліматична норма вказаних характеристик та їх стандартні відхилення (Додаток А, рис. А.1–А.24). Для оцінки величини кліматичних змін також побудовані лінійні тренди для всього зазначеного вище періоду та окремо для 1951–1980 рр. і 1981–2010 рр., які порівнюються між собою, оскільки в попередньому підрозділі вже зазначалось, що перший період відзначався стабілізацією, а другий – швидким ростом глобальної середньої температури повітря. Для кожного з тридцятирічних періодів та періоду 1951–2010 рр. у цілому за даними лінійного тренду розраховані величини зміни температури та опадів в залежності від тривалості періоду для кожного КОР, що наочно представлені на карті розподілу в межах території України (рис. 1.3 і 1.4).

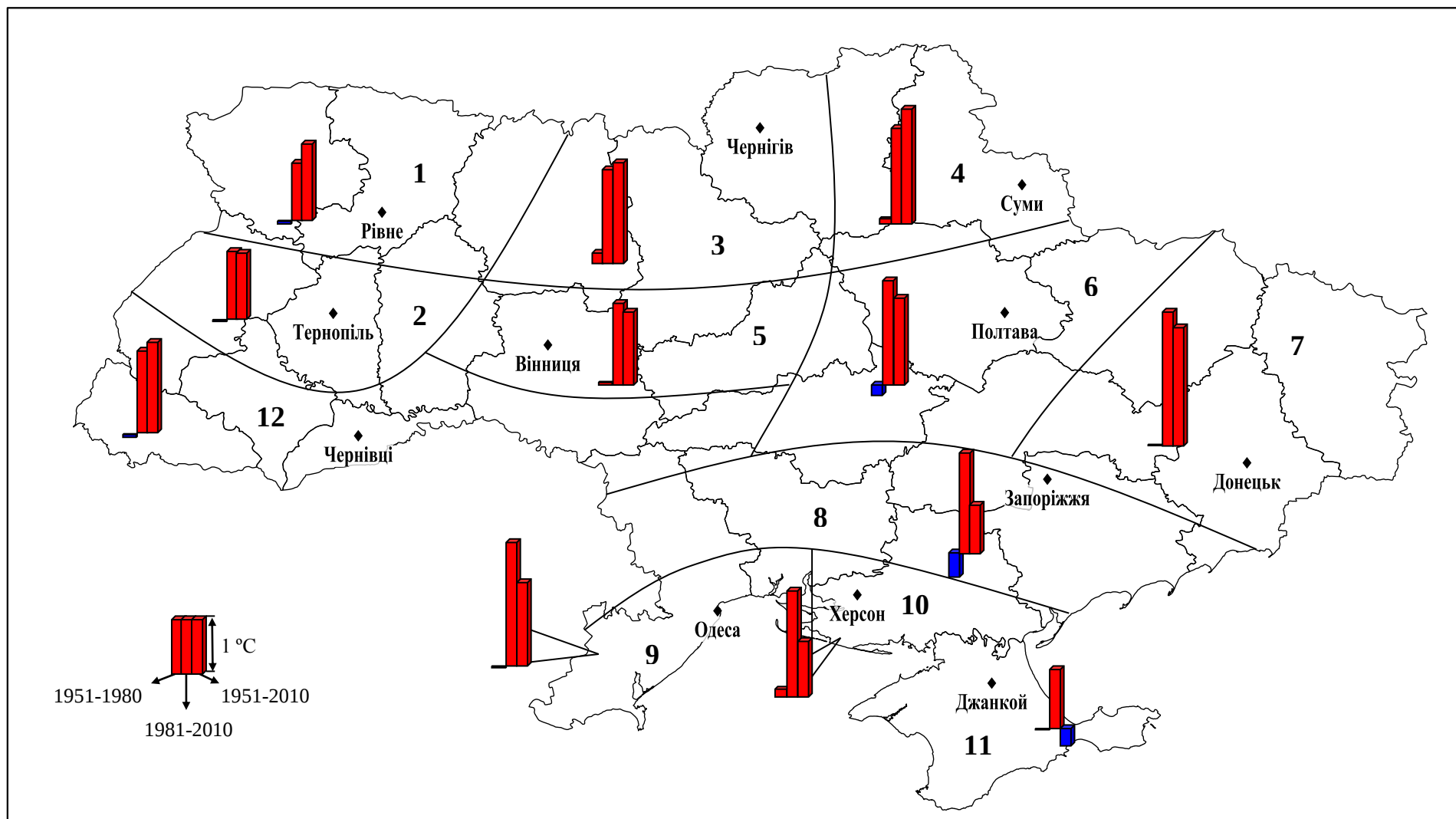


Рис. 1.3. Зміни температури повітря згідно лінійних трендів (червоний – додатний тренд, синій – від’ємний тренд) протягом різних періодів для кліматично однорідних регіонів України.

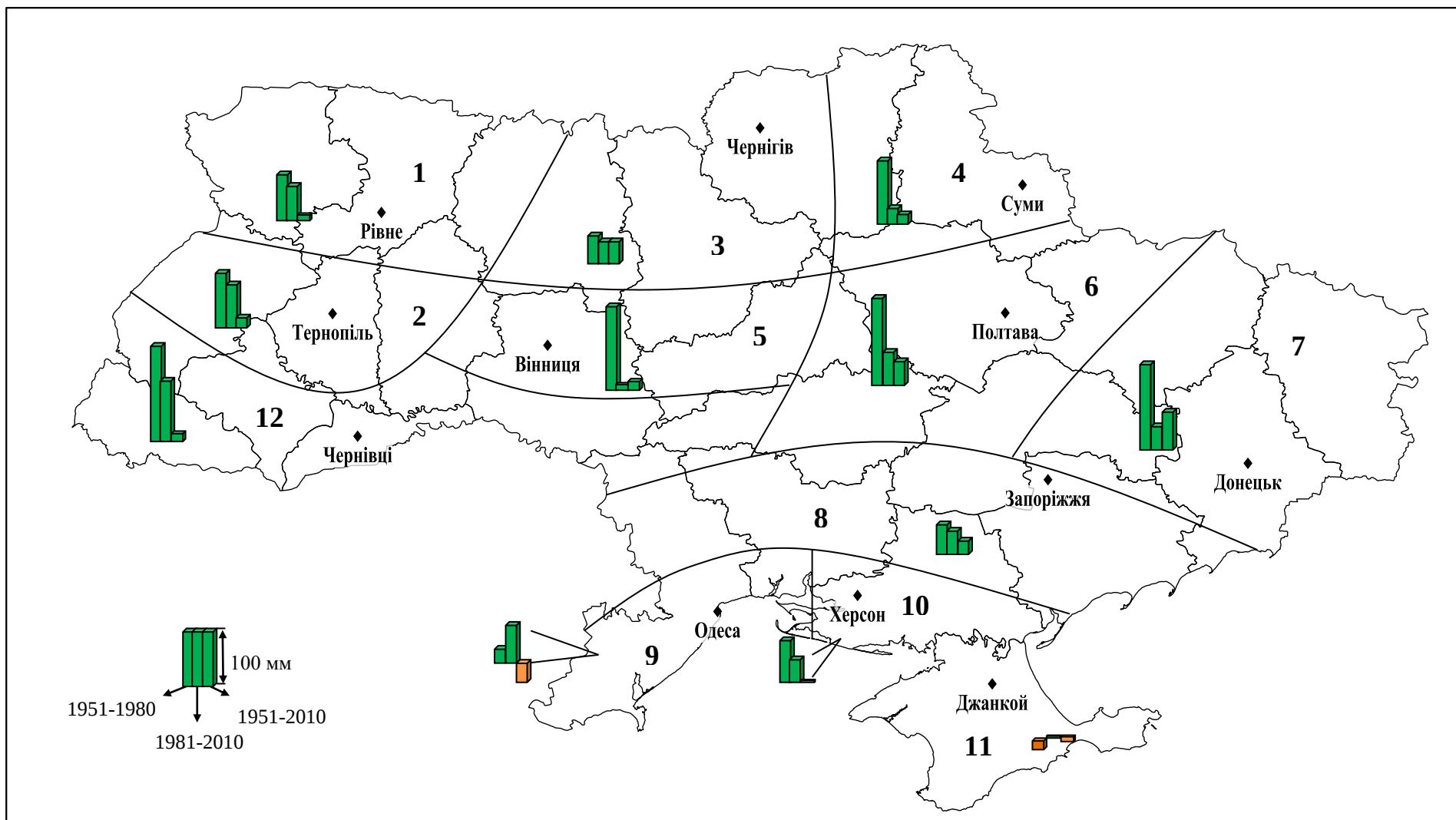


Рис. 1.4. Зміни опадів згідно лінійних трендів (зелений – додатний тренд, коричневий – від’ємний тренд) протягом різних періодів для кліматично однорідних регіонів України.

Аналізуючи отримані результати для середньорічної температури повітря, можна відзначити, що протягом 1951–2010 рр. у цілому по всій території України спостерігається істотне збільшення температури повітря. При цьому найвищі показники зростання температури зареєстровані у третьому, четвертому та сьомому КОР, оскільки в цих регіонах за шістдесятирічний період середня температура зросла майже на 2 °С. Практично однакові результати отримані для першого, другого та п'ятого КОР, де згідно лінійного тренду температура збільшилась на 1,2–1,3 °С. Цікавим є той факт, що найменші показники зростання температури зафіксовані для південних регіонів України. При чому в одинадцятому КОР, що охоплює АР Крим та представлено м. Джанкой, загальний тренд за період 1951–2010 рр. взагалі є від'ємним.

Якщо розглядати окремо кожний з тридцятирічних періодів дослідження, то можна відзначити, що протягом 1951–1980 рр. для більшості регіонів України значних змін в температурних показниках не зафіксовано. У всіх пунктах спостереження значення середньорічної температури повітря наближались до показників багаторічної кліматичної норми або знаходились в межах їх стандартних відхилень. При цьому в шести з дванадцяти КОР зафіксовані від'ємні тренди температури з мінімальними показниками в Запоріжжі, тобто восьмому КОР, що представляє південні та південно-східні райони України.

Абсолютно протилежні результати отримані для 1981–2010 рр. Зміни температури в регіональному масштабі в межах України протягом цього часового проміжку практично повністю співпадають з основними тенденціями змін глобальної температури повітря. Як зазначалось раніше, найбільш істотне збільшення глобальної температури зафіксовано наприкінці ХХ – на початку ХХІ століття.

Різке збільшення температури повітря, що розпочалось з 1980-х років, спостерігається на всіх станціях спостереження. Найвищі показники (понад 2 °С за тридцятиріччя) відзначені в південних та східних регіонах України та й

взагалі в більшості КОР зростання температури становить понад $1,5^{\circ}\text{C}$. При цьому на всіх станціях дослідження середньорічні температури повітря значно перевищували значення багаторічних кліматичних норм.

Проте, слід зазначити, що застосування лінійного тренду при аналізі температурних тенденцій має деякі недоліки. Так, наприклад, в одинадцятому КОР в перший тридцятирічний період відзначений незначний від'ємний тренд ($-0,02^{\circ}\text{C}$ за тридцять років), а протягом другого – додатний тренд підвищується до показників $1,08^{\circ}\text{C}$ за тридцятиріччя, проте загальний шістдесятирічний все ж таки демонструє від'ємну тенденцію (рис. 1.3).

Проте у цілому можна зазначити, що останній тридцятирічний період є періодом потепління, як у всьому світі, так і в Україні, що підтверджуються результати поданих розрахунків.

Ще одним показником кліматичної мінливості є зміни режиму опадів, які також проаналізовані для всіх кліматично однорідних регіонів України (рис. 1.4). Режим опадів протягом 1951–2010 рр., на відміну від режиму температури, не зазнає таких різких змін в останні десятиріччя. Аналіз показав, що існують деякі відмінності в розподілі річної суми опадів та їх лінійних трендів між тридцятирічними періодами дослідження, проте загальний шістдесятирічний тренд демонструє наближені показники до кліматичної норми для всіх КОР. Лише в Одесі та Джанкої, відповідно в дев'ятому та одинадцятому КОР, загальний тренд опадів за 60 років має тенденцію на зменшення.

Порівняння першого та другого періодів дослідження показало, що дещо вищі показники зростання кількості опадів відзначені все ж таки протягом 1951–1980 рр. Максимальні величини збільшення річної суми опадів (понад 150 мм) зафіксовані в п'ятому, шостому, сьомому та дванадцятому КОР, що в переважній більшості охоплюють центральні, східні та західні області. Найменші значення зростання кількості опадів, як і у випадку загального тренду, відзначені в дев'ятому та одинадцятому регіоні.

В період 1981–2010 рр. значного збільшення річної суми опадів не спостерігалось, оскільки для більшості КОР за даними лінійного тренду це зростання становило близько 30–40 мм за тридцятиріччя, лише на заході країни ці показники підвищились до 70–80 мм. І лише в дев'ятому КОР тренд річної суми опадів протягом другого періоду має вищі показники, ніж протягом першого (рис. 1.5).

Таким чином можна відзначити, що глобальні кліматичні зміни, які спостерігаються протягом останніх десятиріч, відображаються й у зміні основних кліматичних характеристик в межах території України. Найбільш показовим проявом кліматичних змін в Україні є мінливість температурного режиму, особливо різке збільшення температурних показників спостерігається в останнє тридцятиріччя.

1.3. Вплив макроциркуляційних процесів на формування регіонального клімату

Циркуляційні процеси є одним з головних об'єктів дослідження під час аналізу кліматичної мінливості, оскільки визначають міжрічні зміни гідрометеорологічних полів в глобальному і регіональному масштабах.

В Північній півкулі виділено декілька центрів (або полюсів) низькочастотної мінливості, які за допомогою об'єктів синоптичного масштабу (циклони, антициклони, атмосферні фронти) та хвиль Росбі впливають на клімат певних регіонів Євразії, Північної Америки і Гренландії і є джерелами аномалій різних метеорологічних полів. Як чисельні показники інтенсивності і міри мінливості таких центрів, зазвичай використовують спеціальні індекси, які розраховуються на підставі розкладання полів тиску чи геопотенціалу на

емпіричні ортогональні функції (ЕОФ), або виділяються за допомогою коефіцієнтів просторової кореляції [18].

За результатами численних досліджень виявлено, що в Євроатлантичному секторі, як правило, є кілька структур телеконекції, які взаємодіють між собою. Зокрема, це Північноатлантичне коливання (ПАК), структура Східної Атлантики (СА), структура Скандинавія (СК) та структура Східної Атлантики/Західної Росії (САЗР).

Як відомо [19], одним з головних і найбільш стійких факторів, що визначає зміни клімату в Євроатлантичному секторі, є Північноатлантичне коливання, яке відповідає за більш ніж третину всієї мінливості приземного тиску, а також від 20 до 60% мінливості температури та опадів холодного періоду над Скандинавією, Гренландією, Європою та Середземномор'ям. Північноатлантичне коливання – це квазісинхронне низькочастотне коливання тиску між двома центрами дії в Північній Атлантиці – Ісландським мінімумом і Азорським максимумом, яке вперше було описано Уолкером і Блісом ще у 1928 р. [20]. Протягом останніх десятиріч у зв'язку з глобальними змінами клімату вивчення феномену Північноатлантичного коливання набуває все більшої актуальності. Виконані численні дослідження, які присвячені впливу ПАК на погодні умови і клімат Європи, виявленню зв'язку між ПАК та станом стратосферного полярного вихору. Активно вивчається вплив ПАК на характеристики океанської води у Північній Атлантиці [21].

Існує декілька методів розрахунку індексів ПАК. Одним з перших було запропоновано визначати індекс ПАК як різницю нормованих аномалій приземного тиску між станціям Понто Дельгада (Азорські острови) та Рейк'явік (Ісландія), що характеризують стан азорського максимуму та ісландського мінімуму [22]. Барнстон [19] запропонував інший підхід, заснований на розрахунку індексів ПАК на основі розкладання полів аномалій геопотенціалу H_{700} на емпіричні ортогональні функції. В Центрі прогнозу клімату США в якості таких полів використовуються поля нормованих аномалій H_{500} .

Сутність ПАК полягає в перерозподілі атмосферних мас між Арктикою і субтропічною Атлантикою, при цьому перехід з однієї фази ПАК в іншу викликає великі зміни в полі вітру, перенесенні тепла і вологи, в інтенсивності, кількості і траєкторіях переміщення циклонів.

Тиск нижче нормального над Ісландією і вище нормального на Азорськими островами (так звана позитивна фаза ПАК) викликає великі баричні градієнти, а зворотне співвідношення (негативна фаза ПАК) – їх зменшення. Коли протягом холодної пори року переважає позитивна фаза ПАК, швидкості вітру біля поверхні землі є більшими, а циклони, що зміщуються з заходу на схід через Північну Атлантику, є глибшими. Внаслідок цього спостерігається більш волога та тепла зима над Північною Європою та східним узбережжям США, а над Гренландією та Середземномор'ям – більш холодна та суха [23, 24] (рис. 1.5).

Північноатлантичне коливання взимку істотно впливає на температуру майже усієї Північної півкулі. Приземна температура повітря та температура поверхні моря над великими регіонами північної частини Атлантичного океану, Північної Америки, Арктики, Євразії та Середземномор'я добре корелюють з мінливістю ПАК. Ці зміни, разом зі змінами у траєкторіях переміщення активних циклонів та опадів, вмісту тепла в океані, океанічних течій та площі поширення льодового покриву, істотно впливають на діяльність людини та морські, прісноводні і наземні екосистеми.

Як й у випадку зимового Північноатлантичного коливання, влітку ПАК проявляється у кліматичних екстремумах. Позитивна фаза літнього ПАК пов'язана з теплими, сухими та відносно безхмарними погодними умовами над північно-західною Європою, особливо над Великою Британією та більшою частиною Скандинавії, і більш холодною, вологою та хмарною погодою над Північною Європою та Середземномор'ям, особливо над його східною частиною.

Іншим типом мінливості, який за своєю структурою подібний Північноатлантичному коливанню, є структура Східна Атлантика [19]. Просторовою структурою СА є диполь аномалій в полі геопотенціалу, орієнтований в меридіональному напрямку, який охоплює район Північної Атлантики зі сходу на захід. Центри аномалій СА дещо зміщено на південний схід відносно диполю Північноатлантичного коливання. Проте південний центр цього коливання проявляє істотний зв'язок з субтропіками за рахунок змін інтенсивності і локалізації субтропічного гребеня високого тиску. Саме цей щільний зв'язок з субтропіками визначає головну відмінність СА від Північноатлантичного коливання.

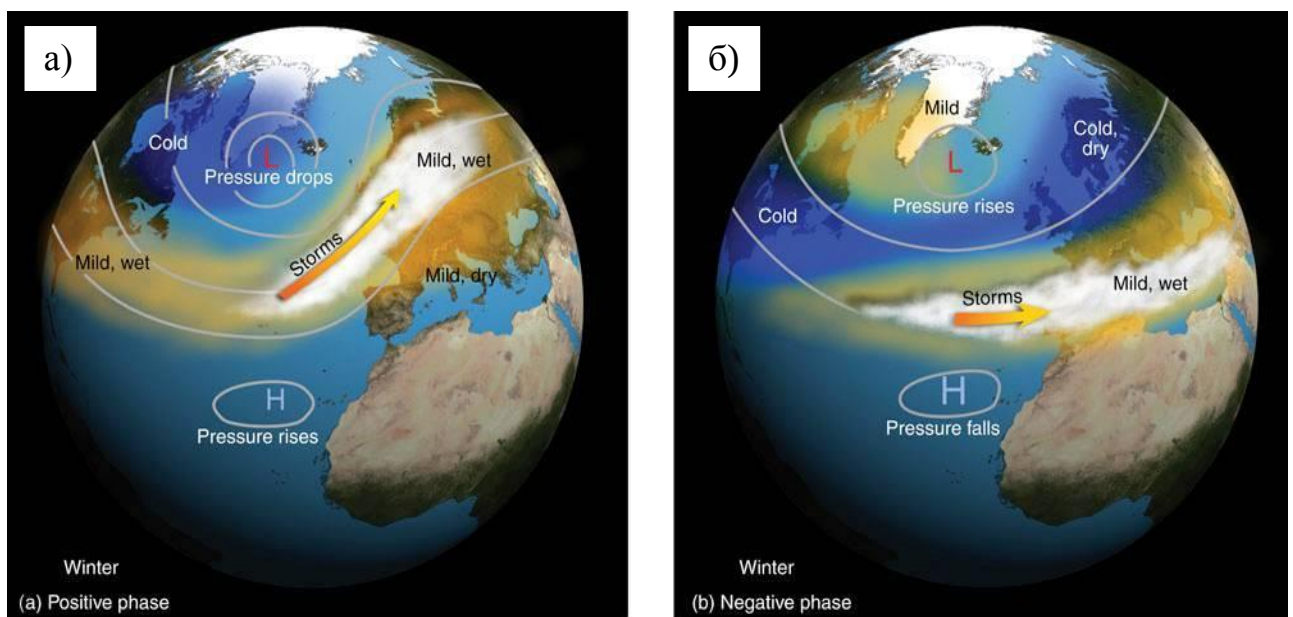


Рис. 1.3. Схема циркуляційних процесів для позитивної (а) і негативної (б) фаз Північноатлантичного коливання в зимовий період (з [25]).

З позитивною фазою СА пов'язано збільшення середніх приземних температур в Європі в усі місяці, і їх зниження на більшій частині півдня США протягом січня-травня і в північно-центральної частині США в липні-жовтні.

Також з позитивною фазою пов'язано збільшення середньої кількості опадів над Північною Європою та Скандинавією, і зменшення – на півдні Європи.

Структура Східної Атлантики/Західної Росії в Євроатлантичному секторі характеризується двома центрами дії: перший розташований над Північним морем поблизу Англії та Данії, а другий, оберненого знаку, на північ та північний схід від Каспійського моря. Основні аномалії приземної температури, пов'язані з позитивною фазою САЗР, демонструють збільшення вище середніх температур в Східній Азії, і зниження температур на значній частині Західної Росії і Північно-східній Африці. При цьому в Центральній Європі спостерігається зменшення середньої кількості опадів [19].

Також поширеною структурою телеконекції в Євроатлантичному регіоні є структура Скандинавія, яка характеризується виразним центром над Скандинавським півостровом та більш слабкими центрами протилежного знаку над Західною Європою та Східної Росією. Структура Скандинавія виявляє помітну сезонність у своїй горизонтальній структурі. Наприклад, восени та навесні її окремі центри дії є більш компактними [26].

Особливістю аномалій приземних температур, спричинених структурою СК в її позитивній фазі, є зниження середніх температур в Центральній Росії та над Західною Європою. Спостерігається збільшення середньої кількості опадів в Центральній і Південній Європі, і зменшення – в районі Скандинавського півострову [19].

Таким чином, дослідження стану структур телеконекції дає можливість виявити особливості розподілу аномалії температури та опадів в тому чи іншому регіоні, але, слід зазначити, що на формування погодних умов Євроатлантичного сектору найбільше впливає мінливість саме Північноатлантичного коливання.

1.4. Посухи як результат макроциркуляційних умов

1.4.1. Основні визначення та класифікація посух

Посушливі явища зумовлені складним комплексом геофізичних і біофізичних процесів, і виникають на деякій обмеженій території протягом досить тривалого часу [27].

Відмінності в гідрометеорологічних змінних і соціально-економічних факторах, так само як і в стохастичній природі потреб водних ресурсів у різних регіонах світу, стали перешкодою наявності точного визначення посухи. Євджевіч [28] заявив, що різні погляди на визначення посухи є одними з основних перешкод вивчення цього явища. Встановлюючи явище посухи, важливо розрізнити концептуальні та експлуатаційні визначення [29]. Концептуальні визначення базуються на відносних термінах тривалості посухи (наприклад, посуха – довгий, сухий період), а експлуатаційні визначення, з іншого боку, намагаються ідентифікувати початок, суворість і завершення періоду посухи. Тому протягом всього періоду вивчення посух було сформовано понад 50 різних визначень цього небезпечного явища. Деякі з зазвичай використовуваних визначень формулюються таким чином.

Всесвітня метеорологічна організація [30] визначає посуху як стійкий стан, з тривалим дефіцитом опадів. Конвенція Організації Об'єднаних Націй (ООН) по боротьбі з посухою і опустелюванням [31] стверджує, що посуха – це природне явище, яке виникає, коли зафіксована кількість опадів є значно нижчою від кліматичної норми, що спричиняє істотне порушення гідрологічної рівноваги та несприятливо впливає на продуктивні властивості ґрунту. Комітет з питань продовольства та сільського господарства ООН [32] визначає небезпечне природне явище посуху як відсоток років, коли спостерігався неврожай зернових культур в результаті збільшення дефіциту вологи. Енциклопедія клімату і погоди [33] визначає посуху як тривалий період (сезон,

рік, чи кілька років) з недостатньою кількістю опадів відносно статистичного багаторічного середнього значення для певного регіону. Гамбел [34] визначив посуху як найменше щорічне значення щоденного стоку, а Палмер [35] описав посуху як істотне відхилення від нормальних гідрологічних умов на певній території. У російськомовній та вітчизняній літературі частіше за все посуху визначають як складне явище, обумовлене довгою і значною нестачею опадів при підвищеній температурі повітря в теплий період року, внаслідок чого вичерпуються запаси вологи в ґрунті за рахунок випаровування і транспірації, створюються несприятливі умови для розвитку рослин [36].

Посуха виникає практично у всіх кліматичних зонах і головним чином пов'язана зі скороченням кількості опадів, визначених за тривалий період часу, такий як сезон чи рік. На відміну від посушливості, яка є постійною особливістю клімату і обмежена регіонами земної кулі з малою кількістю опадів, посуха – тимчасове відхилення. Часто виникає плутанина між періодом сильної спеки і посухою. Чанг і Уоллас [37] підкреслили відмінність між цими природними явищами, відзначивши, що типові часові масштаби, пов'язані з періодом сильної спеки, становлять приблизно тиждень, а посуха може зберігатися протягом багатьох місяців або навіть років. З іншого боку, поєднання періоду сильної спеки з посухою має небезпечні соціально-економічні наслідки [38].

Проте, визначення посухи змінюються, залежно від змінної, що використовується для її опису, а саме ці визначення можуть класифікуватися у різні категорії. Залежно від середовища, в якому спостерігаються ознаки дефіциту вологи, розрізняють атмосферну та ґрунтову посуху.

Атмосферною посухою у місцевості з помірним кліматом є стан атмосфери з тривалим періодом без дощів, істотним зменшенням опадів, що супроводжуються підвищеною інсоляцією та високою температурою повітря. Атмосферна посуха певної тривалості зумовлює ґрунтову посуху.

Ґрунтова посуха може спостерігатись на неадаптованих до посушливого клімату полях як без рослин, так і з рослинним покривом. У першому випадку критерії ґрунтової посухи визначають за агрогідрологічними властивостями ґрунту (найменша вологоємність). За наявним агрофітоценозом ґрунтова посуха є складною системою, що враховує динаміку вологопотреби рослин і вологості ґрунту. В другому випадку характерною особливістю ґрунтової посухи є невідповідність між вологопотребою рослин та умовами їх вологозабезпечення. Внаслідок недостатньої вологості ґрунту, надлишкових інсоляції та притоку тепла відбувається істотне зниження транспірації та продуктивності порівняно із сприятливими умовами [38].

Поєднання атмосферної і ґрунтової посухи в окремих випадках визначають як загальну посуху [27].

За просторовими масштабами посушливі явища поділяють на місцеві, зональні, міжзональні, континентальні та глобальні. Місцеві посушливі явища мають плямистий характер. Вони охоплюють до 10% площі однієї агрокліматичної зони. Зональні утворюють суцільний ареал і можуть займати від 10 до 100% площі агрокліматичної зони, не виходячи за її межі. Міжзональні посушливі явища розповсюджуються на території не менше двох агрокліматичних зон (від 10 до 30–35% у кожній зоні). Континентальні охоплюють не менше трьох агрокліматичних зон загальною площею від 30% і більше. Глобальні посушливі явища поширюються на значну частину певної півкулі або відповідну частку території в обох півкулях (не менше ніж по 10% території на всіх суміжних континентах) [27].

Посухи класифікують також за сезонами: весняні, літні, осінні, зимові, міжсезонні весняно-літні, за теплий період і період активної вегетації.

В іноземній літературі використовується більш детальна класифікація посух. В залежності від умов формування та тривалості група вчених Американського метеорологічного товариства виділили чотири типи посух:

метеорологічна, сільськогосподарська, гідрологічна, соціально-економічна посуха [39].

Основною ознакою метеорологічної посухи є дефіцит кількості опадів, що супроводжується зменшенням поверхневого стоку, високою температурою, низькою відотною вологістю, зменшенням хмарності. Сукупність цих умов призводить до збільшення випаровування і транспірації вологи рослинами. Метеорологічна посуха може розвиватися дуже швидко і різко закінчитися.

Сільськогосподарська посуха характеризується дефіцитом вологості ґрунту, що призводить до стресу рослин, зменшенню біопродуктивності і врожаю. Потреби рослини у воді визначаються умовами погоди, біологічними характеристиками даного виду рослин, стадією його росту і розвитку, а також фізичними та біологічними властивостями ґрунтів. Дефіцит вологи у верхньому шарі ґрунту при посіві може ускладнити проростання насіння, привести до зменшення сходів і скорочення врожаю. Однак якщо вологи у верхньому шарі ґрунту достатньо для задоволення потреб рослин на ранній стадії зростання, то дефіцит підґрунтової вологи на цій стадії не вплине на врожай, якщо згодом протягом вегетаційного сезону цього дефіциту не буде. Початок сільськогосподарської посухи по часу може значно відрізнятися від початку метеорологічної залежно від наявних вологозапасів. Виникненню посух сприяє вплив додаткових чинників, що перешкоджають накопиченню запасів вологи в ґрунті: взимку – недостатня кількість снігу, ранньою весною – несприятливі умови поглинання талих вод (бурхливе сніготанення, промерзлий ґрунт, наявність крижаних кірок тощо).

Для гідрологічної посухи характерними є зменшення надходження води в річки й водоймища і зниження рівня їх вод, зменшення запасів ґрунтових вод, що призводить до ускладнень у задоволенні потреб у воді, а також скорочення площі боліт. Ступінь суворості гідрологічної посухи визначається, як правило, для водозборів або річкових басейнів. Гідрологічна посуха зазвичай настає з запізненням порівняно з метеорологічною та сільськогосподарською. Оскільки

регіони пов'язані між собою гідрологічними системами, область поширення гідрологічної посухи може мати більшу протяжність, ніж область метеорологічної посухи.

Виявлення зв'язку гідрологічних посух з дефіцитом опадів, обумовленим кліматичними причинами, часто ускладнюється через одночасний вплив на гідрологічні характеристики басейну факторів іншої природи, такої як зміна у землекористуванні (наприклад, вирубка лісу), деградація земель, а також будівництво дамб. Зміна у землекористуванні у верхів'ї річки може змінити такі гідрологічні характеристики, як швидкість інфільтрації і поверхневий стік, в результаті чого нижче за течією зміни річкового стоку призведуть до збільшення ймовірності появи гідрологічної посухи. Зміна у землекористуванні є одним з антропогенних впливів, що викликають збільшення кількості випадків з дефіцитом води навіть за відсутності змін у частоті виникнення первинного явища – метеорологічної посухи [40].

Як окремий вид посухи виділяють також соціально-економічну посуху. До цього типу можуть бути віднесені посухи, інтенсивність і масштаби яких негативно впливають на стан економіки країни (регіону) і призводять до значних соціальних наслідків, а іноді набувають характеру гуманітарної катастрофи.

Питання вивчення умов виникнення посух привертало увагу дослідників протягом всього XX століття, а на початку XXI століття у зв'язку зі змінами клімату це питання набуло особливої актуальності. Вивченню особливостей формування посух присвячений ціла низка робіт А.М. Алпатьєва, А.І. Руденко, М.В. Бови, В.І. Важова, І.С. Глуха, Н.Г. Каменкової та ін. [41-47].

Вивченням синоптичних процесів, що сприяють виникненню посух, тривалий час займався Б.П. Мультановський. Крім того ним були зроблені перші спроби прогнозування синоптичних процесів, які обумовлюють розвиток посух [48, 49]. В подальшому сформовані Б.П. Мультановським принципи

розвивались в роботах його учнів і послідовників – С.Т. Пагани та Н.М. Захарової [50, 51], А.Л. Каца [52], Д.А. Педя [53-55], Г.М. Шушевської [56].

1.4.2. Показники та критерії посух

Для характеристики посух використовуються спеціальні індекси, засновані на даних стандартних метеорологічних спостережень, значення яких дозволяють ідентифікувати явище посухи та визначити різні параметри посухи, які включають інтенсивність, тривалість, суворість і поширення у просторі.

Основною умовою для всіх видів посух є дефіцит опадів, і значення цієї метеорологічної величини входять в тому чи іншому вигляді в усі індекси посух. При цьому деякі індекси базуються тільки на критеріях, пов'язаних з оцінкою аномальності кількості опадів протягом обраного періоду часу. Потрібно відзначити, що показник посухи повинен мати можливість визначити кількість посух для різних часових масштабів. Зазвичай масштабами часу для аналізу посухи є рік або місяць. Річні часові масштаби досить тривалі, тому вони в основному використовуються для загальної інформації про регіональний моніторинг посух. Масштаби часу в один або декілька місяців є більш придатними для контролю впливу посухи в ситуаціях, пов'язаних з сільським господарством, водопостачанням та регулюванням рівня ґрунтових вод [57]. Часові масштаби індексів посухи є основою для оцінки необхідного параметру посухи.

Критеріїв посух існує дуже багато. Проте кожний з них має свої переваги та недоліки.

На початку і в середині ХХ століття робилися спроби формування простих індексів, які безпосередньо або опосередковано відображають величини випаровування у виникненні посухи. Деякі з цих індексів використовуються для характеристики умов посух і у теперішній час (наприклад, радіаційний індекс сухості [58], індекс пожежної небезпеки

Нестерова [59] та ін.) Багато дослідників за основу оцінки інтенсивності посухи беруть зниження врожайності головної сільськогосподарської культури в районах, що піддалися дії посухи.

У дослідженнях, виконаних у СРСР, найчастіше застосовуються критерії Г.Т. Селянінова і Д.А. Педя [60]. Останнім автором у Гідрометцентрі СРСР у 1975 р. був розроблений індекс посушливості $S_i(\tau)$ для опису посух, що враховує умови погоди, найбільш важливі для формування посухи, такі, як аномалії в розподілі температури повітря, опадів і вологості ґрунту. За значенням S_i можна робити висновок про інтенсивність атмосферної посухи – чим більше S_i , тим сильніше явище і навпаки. Як граничні умови беруться такі значення: слабка посуха $S_i = 1,0 \div 2,0$, середня посуха $S_i = 2,0 \div 3,0$, сильна посуха $S_i \geq 3,0$ [53].

Критерій посушливості, розроблений Г.Т. Селяніновим, увійшов до літератури під назвою «гідротермічний коефіцієнт Селянінова (ГТК)». Цей індекс є відношенням суми опадів (мм) за будь-який період календарного року до суми активних ($\geq 10^\circ\text{C}$) середньодобових температур повітря за той же період року, поділеної на 10. Встановлено такі оцінки зволоження території в залежності від значення ГТК: $< 0,5$ – досить мало опадів і дуже посушливо; $0,5 \div 1,0$ – посушливо і недостатньо волого; $> 1,0$ – збитково волого. Гідротермічний коефіцієнт добре узгоджується з межами геоботанічних зон. Значення ГТК $= 1,1 \div 1,3$ відповідають лісовій зоні, ГТК $= 0,8 \div 1,0$ – лісостеповій, ГТК $= 0,6 \div 0,8$ – степовій, ГТК $= 0,3 \div 0,5$ – напівпустинній, ГТК $< 0,3$ – пустинній. До основних недоліків індексу ГТК належить віднести неврахування запасів вологи в ґрунті, а також використання для характеристики випаровуваності показника, що залежить тільки від температури повітря [61].

В інших країнах найбільш часто використовується індекс посухи Пальмера PDSI (Palmer Drought Severity Index) [35], який характеризує ступінь посушливості і збитковості зволоження. Розрахунок цього показника базується на використанні доступних метеорологічних даних (температури повітря та

опадів), а також констант, що характеризують вологоємність ґрунту у певному місці. На основі цих вхідних величин за допомогою спрощеної схеми вологопереносу в ґрунті визначаються реальні та потенціальні значення сумарного випаровування, а також інші складові водного балансу, і розраховується стандартизований індекс PDSI.

При подальшій інтерпретації значень цього індексу виділяють 11 градацій зволоженості: значення, що перебувають в діапазоні від $-0,49$ до $0,49$ відповідають нормальним умовам, значення менше -4 – екстремально посушливим, а значення більше 4 – екстремально вологим умовам; проміжні градації характеризують такі ступені посушливості і надлишкової зволоженості як слабка, помірна і сильна.

Процедура побудови індексу є рекурсивною: значення індексу Палмера на певному часовому інтервалі залежить від його значення на попередньому кроці. Це забезпечує урахування накопичувального ефекту тривалих періодів дефіциту вологи. Важливе місце в розрахунковій схемі займає спосіб визначення потенціального сумарного випаровування. У своїй роботі Палмер запропонував використовувати метод Торнтвейта [62].

Процедура побудови індексу Палмера піддавалася серйозному критичному аналізу в багатьох роботах. До її недоліків, які зумовлюють обережне ставлення до розрахованих індексів Палмера, належать спрощена схема вологопереносу та розрахунку потенціального сумарного випаровування, чутливість до показника вологоємності ґрунту, неврахування впливу снігового покриву і промерзання ґрунту, використання універсальних констант для різних кліматичних умов тощо [63].

Згодом були запропоновані численні модифікації індексу Палмера, які дають можливість істотно вдосконалити базовий підхід. Зокрема, перехід від методу Торнтвейта до емпіричних способів оцінки потенціального сумарного випаровування, що враховують вплив сонячної радіації та інших параметрів на випаровування [64], сприяє отриманню більш коректних оцінок індексу

Пальмера. Принциповим представляється також використання методу автоматичного локального калібрування індексу [65], що припускає відмову від застосування в розрахунках постійних значень згаданих емпіричних коефіцієнтів і перехід до змінних значень цих величин, що відповідають особливостям клімату у конкретному пункті.

Велику групу модифікованих показників Палмера утворюють індекси, які мають гідрологічну спрямованість і розраховуються для річкових басейнів. Всі ці індекси, як і вихідний показник PDSI, враховують кумулятивний ефект і побудовані на основі рівняння водного балансу. Однак для їх розрахунку використовуються не тільки дані про опади і температуру повітря, але і додаткові характеристики, зокрема дані про сніговий покрив.

Є загальновживаним, що посуха є явищем, яке проявляється на великій кількості часових масштабів. МакКі [66] наочно продемонстрував цю вагому властивість посухи на основі розгляду доступності водних ресурсів, в тому числі вологості ґрунту, ґрунтових вод, снігового покриву. Період від прибуття водних ресурсів до настання моменту їх доступності змінюється у великих межах. Таким чином, масштаб часу, впродовж якого дефіцит вологозабезпечення може накопичуватися, стає надзвичайно важливим, і це функціонально відокремлює гідрологічну, сільськогосподарську та інші види посухи. Наприклад, реакція гідрологічних систем на опади може помітно змінюватися як функція часу. З цієї причини, індекси посухи мають бути пов'язані з конкретними масштабами часу, щоб бути корисним для моніторингу та управління різними доступними водними ресурсами. Таким чином, широке визнання отримав стандартизований індекс опадів (SPI), оскільки його можна порівняти за часом і у просторі, а також він може бути розрахований для різних масштабів часу [66]. Багато досліджень показали, що відгук SPI змінюється залежно від вологості ґрунту, річкового стоку, стану рослинності, вирощування врожаю тощо.

Основним критичним зауваженням до SPI є те, що його розрахунок ґрунтується тільки на даних про опади. Індекс не розглядає інші величини, які можуть впливати на посуху, такі як температура, випаровування, швидкість вітру, і вологоємність ґрунту. Тим не менш, деякі дослідження показують, що опади є основною змінною, що визначає початок, тривалість, інтенсивність, і закінчення посухи [67]. Забезпеченість даними про опади й простота розрахунку пояснюють широке використання показників, заснованих на опадах, таких як SPI, для моніторингу та аналізу посухи. Проте треба відзначити, що залучення до процедури визначення індексу посухи хоча б процесу випаровування істотно покращує результати. Саме це було показане Вісенто-Серрано та ін. [68], які запропонували використовувати стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI), про який буде вестися мова у наступному розділі.

1.5. Висновки до розділу 1

Посуха є небезпечним природним явищем погоди, що в останні десятиріччя посилила свій вплив практично в усіх регіонах світу, в тому числі і в Україні. Збільшення кількості, інтенсивності та тривалості посух беззаперечно пов'язано з глобальними кліматичними змінами. Результати численних досліджень показали, що останнім часом значних змін зазнали майже всі гідрометеорологічні характеристики. Проте найбільшою мінливістю все ж таки відзначилась глобальна середня температура повітря. Підвищення температури повітря в XX сторіччі відбувалося у два періоди – в 1910–1940-х роках та починаючи з кінця 1970-их до теперішнього часу. Для середньорічних температур Північної півкулі період 1983–2012 рр. став найтеплішим за всю історію інструментальних спостережень.

Подібний часовий хід мають температурні зміни в межах території України. Аналіз лінійних трендів середньорічної температури повітря показав істотне збільшення середньої температури повітря протягом 1951–2010 рр. Особливо різке зростання температурних показників зафіксоване в останні 30 років вказаного періоду. Дослідження мінливості режиму опадів показало, що різких змін в розподілі цієї характеристики не спостерігалось, хоча й можна відзначити незначне зменшення річної суми опадів протягом 1981–2010 рр. по відношенню до 1951–1980 рр.

Всі ці характеристики в тому чи іншому вигляді використовуються для розрахунку кількісних показників наявності посух, яких за всі роки досліджень розроблена кількість. При цьому індекси посухи є не лише індикаторами наявності явища, але й можуть показувати зміни інтенсивності та суворості посух в умовах змін глобального та регіонального клімату.

Велика кількість досліджень присвячена впливу циркуляційних процесів в атмосфері на мінливість регіонального клімату, який, як зазначалось раніше, впливає на умови формування посух. Можна припустити, що циркуляційні процеси Північної Атлантики мають безпосередній вплив на синоптичні процеси над Україною, і це твердження має бути перевірено у наступних розділах роботи.

РОЗДІЛ 2

МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕННЯ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВОГО РОЗПОДІЛУ ПОСУХ

2.1. Стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування

Посуха є однією з головних природних причин сільськогосподарського, економічного та екологічного збитку. Посухи проявляються після тривалого періоду без опадів, але важко визначити час їх настання, ступінь тяжкості і час закінчення. Таким чином, складно об'єктивно оцінити кількісні характеристики посух з точки зору інтенсивності, масштабу, тривалості й просторової протяжності. У зв'язку з цим було зроблено багато спроб розробити універсальні методи аналізу та моніторингу посухи. Серед них є індекси, які найбільш часто використовувалися, але суб'єктивність у визначенні посухи завдає багато труднощів у встановленні унікальності й універсальності того чи іншого індексу посухи.

В XX столітті для кількісного визначення посух, їх моніторингу та аналізу були зроблені численні спроби розробити нові індекси посухи, або вдосконалити існуючі. Більшість досліджень, які пов'язані з аналізом посухи, були проведені з використанням або 1) індексу суворості посухи Палмера PDSI [35], заснованому на рівнянні балансу вологи у ґрунті, або 2) стандартизованого індексу опадів SPI [66], заснованому на ймовірнісному наближенні. Проте, вказані індекси мають низку недоліків. Так, PDSI не враховує багатомасштабний характер посухи, який є необхідним для дослідження стосовно різних гідрологічних систем і для визначення серед них різних типів посухи. З іншого боку, SPI, який розглядає посуху на різних масштабах часу, розраховується лише на основі даних про опади та не враховує зміни

температурного режиму. Саме тому деякі автори виступають проти нехтування важливим впливом температури на умови посухи. Емпіричні дослідження показали, що підвищення температури помітно впливає на екстремальність посухи. Наприклад, Абрамопулос та ін. [69] використали експериментальну модель загальної циркуляції атмосфери і показали, що випаровування і транспірація може “споживати” до 80% опадів. Крім того, вони виявили, що ефективність висихання в результаті аномалій температури настільки ж висока як і через дефіцит опадів. Тому, Вісенто-Серрано та ін. [68] розробили новий індекс посухи – це стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI), який ґрунтується на даних про опади та потенціальну температуру сумарного випаровування. У цьому індексі комбінується чутливість PDSI до змін умов випаровування, спричинених коливаннями температури, з простотою обчислення і багатомасштабністю SPI. Новий індекс особливо підходить для виявлення, контролю, і дослідження наслідків дії посух в умовах глобального потепління [68].

Індекс SPEI дуже простий в обчисленнях і заснований на процедурі розрахунку SPI – якщо SPI обчислюється за середньомісячними (або середньотижневими) значеннями опадів, то SPEI використовує середньомісячні (або середньотижневі) різниці між опадами та потенціальним сумарним випаровуванням, що являє собою простий кліматичний баланс вологи [62].

Перший етап – розрахунок потенціального сумарного випаровування PE – є складним, тому що потребує багатьох параметрів, таких як температура поверхні ґрунту, вологості повітря, радіації, що надходить до ґрунту, тиску водяної пари, потоків прихованого та відчутного тепла між ґрунтом та атмосферою тощо. Але було показано, що з метою залучення PE до індексу посухи можна використовувати найпростіший метод і це не позначиться істотно на розрахованих індексах. Тому, було запропоновано для розрахунку PE (у мм) застосувати метод Торнтвейта [62], за яким PE залежить тільки від середньомісячної температури, а саме

$$PE = 16K \left(\frac{10T}{I} \right)^m, \quad (2.1)$$

де T – середньомісячна температура ($^{\circ}\text{C}$);

I – індекс теплоти, який розраховується як сума 12 середньомісячних величин індексу i , а останній одержується з середньомісячних температур за формулою

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514}; \quad (2.2)$$

m – коефіцієнт; $m = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,492$;

K – поправковий коефіцієнт, що обчислюється як функція широти та місяця

$$K = \left(\frac{N}{12} \right) \left(\frac{NDM}{30} \right). \quad (2.3)$$

Тут NDM – кількість днів у місяці, а N – максимальна кількість сонячних годин, яка розраховується за допомогою

$$N = \frac{24}{\pi} \varpi_s, \quad (2.4)$$

де ϖ_s – годинний кут сходу сонця, який обчислюється за виразом

$$\varpi_s = \arccos(-\tan \varphi \tan \delta), \quad (2.5)$$

φ – широта у радіанах;

δ – сонячне схилання у радіанах, розраховане, як

$$\delta = 0,4093 \sin\left(\frac{2\pi J}{365} - 1,405\right), \quad (2.6)$$

J – середній день юліанського місяця.

Після того, як одержані дані про потенціальне сумарне випаровування, для кожного i -го місяця розраховуються різниці (D) між опадами (P) та PE

$$D_i = P_i - PE_i, \quad (2.7)$$

які забезпечують просту міру надлишку або дефіциту вологи для певного місяця.

Розраховані величини D_i для SPEI (або P_i для SPI) підсумовуються на різних часових масштабах за такою процедурою. Різниця $D_{i,j}^k$ для даного місяця j та року i залежить від вибраного часового масштабу. Наприклад, накопичена різниця для одного місяця у певний рік i з 12-місячним часовим масштабом розраховується за допомогою виразу

$$\begin{aligned} X_{i,j}^k &= \sum_{l=13-k+j}^{12} D_{i-1,l} + \sum_{l=1}^j D_{i,l}, & j < k; \\ X_{i,j}^k &= \sum_{l=j-k+1}^j D_{i,l} & j \geq k, \end{aligned} \quad (2.8)$$

де $D_{i,l}$ – різниця $P - PE$ у перший місяць року i у міліметрах.

Для розрахунку SPI на різних часових масштабах використовується розподіл ймовірностей з гамма сім'ї (двопараметричний гамма-розподіл або трипараметричний розподіл Пірсона III-го типу), тому що частоти опадів, накопичених на різних часових масштабах добре модулюються за допомогою цих статистичних розподілів. SPI може бути розрахований з використанням

двопараметричного розподілу, а для SPEI потрібний трипараметричний розподіл. У першому випадку змінна x має нижню границю, що дорівнює нулю ($0 < x < \infty$), а у другому x набуває значень у діапазоні ($\gamma < x < \infty$), де γ – параметр виникнення розподілу; відповідно x може бути додатним, що й є можливим для часового ряду D .

Найбільш придатний розподіл для моделювання D_i на різних часових масштабах був визначений Вісенте-Серрано та ін. [68], для чого використовувалися дані з одинадцяти станцій спостереження з різними кліматичними умовами. Їх результати показали, що найбільш придатними для стандартизації часового ряду D для розрахунку стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування є лог-логістичний розподіл.

Густина ймовірності змінної за трипараметричним лог-логістичним розподілом для D у діапазоні $\gamma < x < \infty$ записується у вигляді

$$f(x) = \frac{\beta}{\alpha} \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right)^{\beta-1} \left[1 + \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right)^{\beta} \right]^{-2}, \quad (2.9)$$

де α , β , γ – параметри масштабу, форми та виникнення відповідно.

Параметри лог-логістичного розподілу можуть бути розраховані за такою процедурою. Параметри розподілу Пірсона III-го типу обчислюються за виразами

$$\begin{aligned} \beta &= \frac{2w_1 - w_0}{6w_1 - w_0 - 6w_2}; \\ \alpha &= \frac{(w_0 - 2w_1)\beta}{\Gamma(1 + \beta^{-1})\Gamma(1 - \beta^{-1})}; \\ \gamma &= w_0 - \alpha\Gamma(1 + \beta^{-1})\Gamma(1 - \beta^{-1}), \end{aligned} \quad (2.10)$$

де $\Gamma(\beta)$ – гамма-функція β .

Величини w_0 , w_1 і w_2 можна визначити під час розрахунку так званих L -моментів

$$w_s = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (1 - F_i)^s D_i, \quad (2.11)$$

$$F_i = \frac{i - 0,35}{N}.$$

де N – довжина часового ряду.

Лог-логістичний розподіл достатньо добре узгоджується до часових рядів D на усіх часових масштабах і може враховувати від'ємні величини. Густина ймовірності часового ряду D , згідно з лог-логістичним розподілом, задається, як

$$F(x) = \left[1 + \left(\frac{\alpha}{x - \gamma} \right)^\beta \right]^{-1}. \quad (2.12)$$

Значення $F(x)$ для часового ряду D на різних часових масштабах дуже добре узгоджується з емпіричними значеннями $F(x)$ з різних станцій спостереження незалежно від кліматичних особливостей та часових масштабів аналізу [68].

Коли $F(x)$ є відомою, значення SPEI можуть бути легко одержані як стандартизовані величини $F(x)$, наприклад, таким чином

$$\text{SPEI} = W - \frac{C_0 + C_1 W + C_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3}, \quad (2.13)$$

де $W = \sqrt{-2 \ln(P)}$ для $P \leq 0,5$,

а $P = 1 - F(x)$ – ймовірність перевищення визначеного значення D .

Якщо $P > 0,5$, то P замінюється на $1 - P$, а знак SPEI є оберненим. Константи в (2.13) дорівнюють: $C_0 = 2,515517$; $C_1 = 0,802853$; $C_2 = 0,010328$; $d_1 = 1,432788$; $d_2 = 0,789269$ і $d_3 = 0,001308$.

Середнє значення SPEI дорівнює нулю, а середньоквадратичне відхилення – одиниці. Цей індекс є стандартизованою величиною і може бути порівняний з аналогічними величинами в інших пунктах та за інший проміжок часу. Категорії посух для різних величин SPEI визначені у табл. 2.1.

Таблиця 2.1

Критерії посухи за стандартизованим індексом опадів та сумарного випаровування

Значення SPEI	Категорія посухи
$-0,99 \leq \text{SPEI} < 0$	Слабка посуха
$-1,49 \leq \text{SPEI} < -1$	Помірна посуха
$-1,99 \leq \text{SPEI} < -1,5$	Інтенсивна посуха
$\text{SPEI} \leq -2$	Екстремальна посуха

Після розрахунку індексів SPEI можна додатково визначити деякі характеристики посух, а саме тривалість, суворість та інтенсивність. Найчастіше для визначення цих характеристик застосовується деяке порогове значення, яке може бути як сталою величиною, так і змінюватися у часі, а до інших значень застосовується поняття «викидів». Викид визначається як частина часового ряду деякого індексу посухи X_t , в якій усі значення або нижче, або вище вибраного порогового значення X_0 ; відповідно ця частина називається або негативним викидом, або позитивним викидом.

На рис. 2.1 показано певний індекс посухи, позначений X_t , який неодноразово перетинається пороговим значенням X_0 .

Як можна побачити з рис. 2.1, посуха може бути визначена такими головними характеристиками [70]:

а) дата виникнення посухи t_i – початок періоду дефіциту вологи, який вказує на початок посухи;

б) дата закінчення посухи t_e – дата, коли дефіцит вологи стає неістотним і умови для посухи більше не існують;

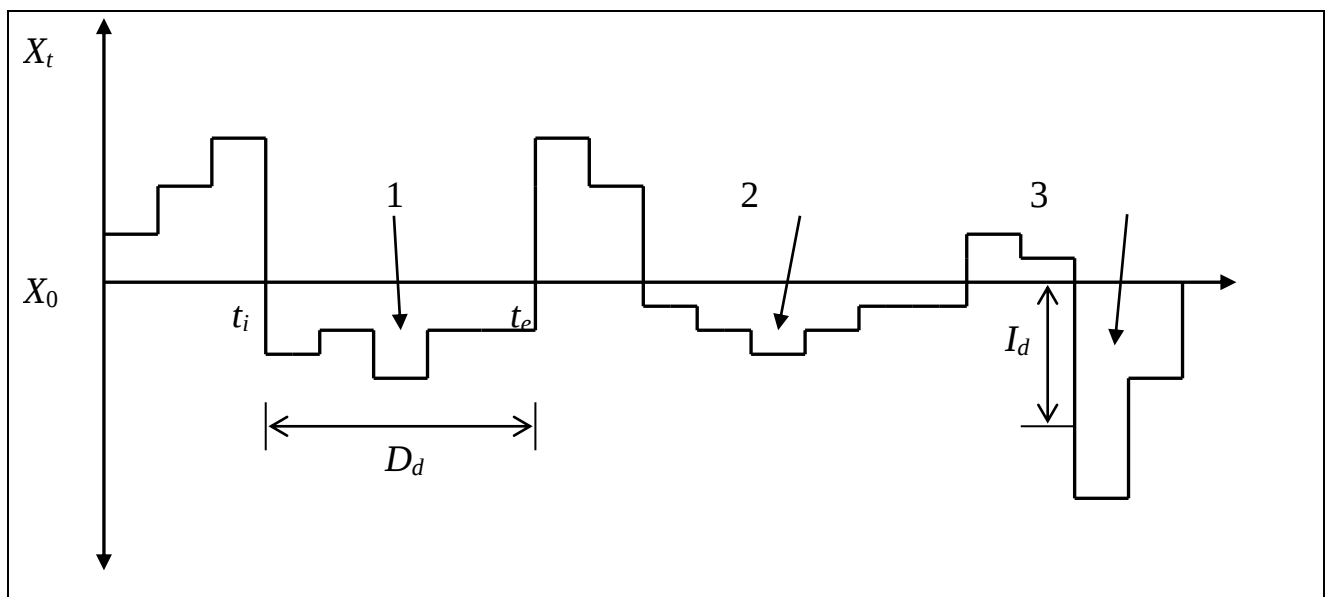


Рис. 2.1. Характеристики посухи для певного порогового значення:
1 – найсуворіша; 2 – найтриваліша; 3 – найінтенсивніша посуха [70].

в) тривалість посухи D_d , яка обчислюється у роках, місяцях або тижнях, протягом яких індекс посухи постійно нижче порогового значення. Інакше кажучи, це період часу між датами виникнення та закінчення посухи;

г) суворість посухи S_d , яка характеризує накопичений індекс посухи нижче порогового значення;

д) інтенсивність посухи I_d , яка є середньою величиною індексу посухи нижче порогового значення і розраховується як суворість посухи поділена на її тривалість.

Таким чином, перевагами індексу SPEI є те, що він може визначити суворість посухи відповідно до її інтенсивності та тривалості, а також може визначити початок і закінчення випадків посухи. SPEI дозволяє порівнювати суворість посухи в залежності від часу і простору, оскільки розраховується в широкому кліматичному діапазоні, як і SPI. Більш того, було показано, що індекси посухи повинні бути статистично надійними і легко розраховуватися і мати чіткі і зрозумілі процедури розрахунку. Всі ці вимоги задовольняються SPEI. Тим не менш, найважливішою перевагою SPEI над більш широко використовуваними індексами посухи, які враховують вплив потенціальної температури сумарного випаровування на серйозність посухи, полягає в тому, що його властивості багатомасштабності дозволяють визначити різні види посух та їх вплив в умовах глобального потепління.

2.2. Метод накопичення сум – визначення різких часових змін

Під час аналізу часових рядів важливо визначити певні строки, коли відбувалися найістотніші зміни. Наприклад, візуальний аналіз рис. 1.1 показує, що у 1970-х роках середня глобальна температура почала збільшуватися. Більш складніше визначити певний рік, коли цей процес почався. Ще більш складним є аналіз часових рядів, в яких, на перший погляд, неможливо виявити якісь конкретні строки або, навіть, періоди, коли відбувалися різкі зміни. Саме до останніх належать, як це буде показане у наступних розділах, і часові ряди індексів посух. У цій роботі використовуватиметься спеціальний метод для визначення найістотніших змін.

Метод накопичення сум (CUSUM) – це інструмент для визначення різких змін в часовому розподілі тієї чи іншої величини. Крім того, цей метод дозволяє визначити рівень значущості і довірчі інтервали. Найчастіше накопичені суми

величин представляють у вигляді графіків, де відзначаються періоди зі значними змінами. Деякі автори вказаний метод також називають аналізом розкладання [70, 71]. Цей метод є практично універсальним, він краще характеризує зміни, контролює загальний рівень помилок, стійкий до викидів, і є більш гнучким і простим у використанні.

Графіки CUSUM складаються шляхом розрахунку та побудови накопиченої суми на основі певного ряду даних. Нехай $X_1, X_2, \dots, X_{24}$ є значеннями часового ряду, що складається з 24 величин. Виходячи з цього, їх сукупні суми $S_0, S_1, \dots, S_{24}$ розраховуються за такою схемою.

В першу чергу визначається середнє значення всього ряду даних

$$\bar{X} = \frac{X_1 + X_2 + \dots + X_{24}}{24}. \quad (2.14)$$

Необхідно розпочати процедуру обчислення з нуля, тобто $S_0 = 0$. Далі розраховуються інші накопичені суми шляхом додавання до попередньої суми різниці між поточним і середнім значенням, тобто $S_i = S_{i-1} + (X_i - \bar{X})$ для $i = 1, 2, \dots, 24$. CUSUM не є накопиченою сумою значень часового ряду, а він являється сумою різниці між поточним значенням і середнім. Ці різниці весь час зменшуються, і тому накопичена сума завжди закінчується на нуль ($S_{24} = 0$).

Інтерпретація CUSUM діаграм вимагає деякої практики. Припустимо, що протягом певного періоду часу значення, як правило, в цілому вищі за середнє. Більшість значень, що додаються до сукупної суми будуть позитивним, і сума буде весь час зростати. Отже, сегмент CUSUM графіку з нахилом вгору вказує період, коли значення мають тенденцію бути вище середнього в цілому. За таким же принципом сегмент з нахилом вниз вказує на період часу, коли значення мають тенденцію бути нижче середньої величини. Різка зміна в напрямку CUSUM вказує на раптову зміну в часовому ряді або зміну в середньому. Періоди, коли CUSUM графік має вигляд прямої вказують на

часові проміжки з середнім значення, що практично не змінюється. Іноді виникають деякі труднощі в інтерпретації графіків накопичених сум, оскільки важко визначити, що саме в тому чи іншому місці відбулись певні зміни.

Рівень довіри (значущості) може бути визначений для видимої зміни шляхом виконання використання методу “bootstrap” [72].

Представимо одним з варіантів, який працює незалежно від розподілу i , незважаючи на численні зміни, S_{diff} визначається як:

$$S_{diff} = S_{max} - S_{min} \quad (2.15)$$

$$\text{де } S_{max} = \max_{i=0, \dots, 24} S_i, \quad S_{min} = \min_{i=0, \dots, 24} S_i.$$

Після того, як оцінка величини зміни визначена, може бути проведений “bootstrap” аналіз. Приклад одного “bootstrap” має вигляд:

1. Створюється “bootstrap” зразок з 24 одиниць, що позначаються $X^0_1, X^0_2, \dots, X^0_{24}$, які випадково перепризначають 24 початкові значення. Це називається вибір без заміни.

2. На основі зразка “bootstrap”, розраховується “bootstrap” CUSUM, що позначається $S^0_0, S^0_1, \dots, S^0_{24}$.

3. Розраховується максимальне, мінімальне значення і різниця початкового “bootstrap” CUSUM, що позначається S^0_{max}, S^0_{min} , і S^0_{diff} .

4. Визначається, чи є період, де “bootstrap” різниці S^0_{diff} менше початкової різниці S_{diff} .

Метою методу “bootstrapping” є те, що “bootstrap” зразки демонструють випадкове переупорядкування даних, таким чином, вони імітують поведінку CUSUM, якщо ніяких змін не відбулося. Генеруючи велику кількість “bootstrap” зразків, можна оцінити, наскільки б змінилося S_{diff} , якщо б ніяких змін не відбулося. Можна порівняти це зі значеннями S_{diff} , які розраховується на основі початкових даних. Якщо поточне значення узгоджується з S_{diff} , то

можна стверджувати, що не відбулося жодних змін. Аналіз початкового “bootstrap” полягає у виконанні великої кількості “bootstrap” зразків і підрахунку кількості таких зразків, для яких S_{diff}^0 менше, ніж S_{diff} . Нехай N – кількість виконаних “bootstrap” зразків і нехай X є число “bootstrap”, для яких $S_{\text{diff}}^0 < S_{\text{diff}}$. Тоді рівень значущості, що зміна відбулася у відсотковому співвідношенні розраховується наступним чином: довірчий інтервал $= 100 \frac{X}{N} \%$.

Зазвичай, довірчий інтервал з 95% або 90% рівнем значущості свідчить про те, що були виявлені суттєві зміни в часовому розподілі певного ряду даних.

2.3. Компонентний аналіз

Використання даних ре-аналізу (див., наприклад, п. 1.2) хоча й має багато переваг, але й вимагає багато часу, якщо аналізуються часові ряди у кожній точці простору. З точки зору аналізу часового ходу посух в Україні, можна або зробити їх осереднення за простором, або виявити якісь характерні для певного регіону точки, що є кращим. Романова [73] у своїй дисертаційній роботі запропонувала з цієї метою використовувати компонентний аналіз, який є однією з найпоширеніших методик статистичного аналізу метеорологічних полів [74-76].

Суть компонентного аналізу полягає у такому. Нехай є масив даних про якусь гідрометеорологічну величину для певних календарних дат у вузлах сітки (або у пунктах спостереження). Тоді дані можна записати у вигляді $\mathbf{x}(t) = [x_1, \dots, x_l]$, де кожна змінна $x_i (i=1, \dots, l)$ містить N спостережень, позначених індексом t . За допомогою компонентного аналізу можна відшукати такі вектори $\mathbf{u}(t)$ та $\mathbf{a}$, що

$$u(t) = \mathbf{a} \cdot \mathbf{x}(t) \quad (2.16)$$

за умови мінімізації

$$\left\langle \|\mathbf{x}(t) - \mathbf{a}u(t)\|^2 \right\rangle, \quad (2.17)$$

де дужками $\langle \rangle$ позначене часове осереднення.

Тут $u(t)$ має назву першого головного компонента, а $\mathbf{a}$ є першим власним вектором матриці коваріації даних. Для того, щоб відшукати другий власний вектор та другий компонент, треба застосувати вирази (2.16)–(2.17) для залишку $\|\mathbf{x}(t) - \mathbf{a}u(t)\|$ і так далі для інших векторів. Для кожного головного компонента можна одержати й дисперсії відповідних ортогональних проекцій полів, сума яких дорівнює сумарній дисперсії поля.

Зрозуміло, що розв'язання задачі (2.16)–(2.17) шляхом пошуку спочатку першого власного вектора та першого головного компонента, потім другого власного вектора та другого головного компонента тощо, може забрати багато часу, тому всі власні вектори та головні компоненти шукаються одночасно за допомогою, наприклад, методу проекцій, методу обертань Якобі або методу ітераційних обертань Якобі, який забезпечує найбільшу точність та найменший об'єм розрахунків. Саме останній метод і використовувався у цій роботі.

Якщо проаналізувати географічний розподіл поля певного власного вектора, то можна побачити осередки найбільшої мінливості, полюси яких і можна розглядати у якості характерних для певного географічного регіону.

2.4. Неперервне вейвлет-перетворення

Наприкінці минулого століття був сформований новий і важливий напрямок в теорії та техніці обробки сигналів, зображень та часових рядів, що отримав назву вейвлет-перетворення (ВП), яке добре пристосоване для вивчення структури неоднорідних процесів. Термін вейвлет (wavelet) ввели в своїй статті Гроссманн і Морлі в середині 80-х років XX століття в зв'язку з аналізом властивостей сейсмічних і акустичних сигналів [77]. Їх робота слугувала початком інтенсивного дослідження вейвлетів в наступні десятиліття для різних типів змінних та сигналів (див., наприклад, роботи [73, 78-86]).

Вейвлети представляють собою особливі функції у вигляді коротких хвиль (сплесків) з нульовим інтегральним значенням і з локалізацією по осі незалежної змінної (t або x), здатних до зсуву по цій осі і масштабуванню (розтягуванню/стисненню). Будь-який з найбільш часто використовуваних типів вейвлетів формує повну ортогональну систему функцій. У разі вейвлет-аналізу (декомпозиції) процесу (або сигналу) в зв'язку із зміною масштабу вейвлети здатні виявити відмінність в характеристиках процесу на різних шкалах, а за допомогою зсуву можна проаналізувати властивості процесу в різних точках на всьому досліджуваному інтервалі. Саме завдяки властивості повноти цієї системи, можна здійснити відновлення (реконструкцію або синтез) процесу за допомогою зворотного ВП.

Вейвлети є функціями стандартних блоків і аналогічні тригонометричним функціям синус та косинус. Перетворення Фур'є добуває деталі з частоти сигналу, але вся інформація про розташування окремої частоти всередині сигналу втрачається. Тому при аналізі нестационарних сигналів вейвлети за рахунок своєї локальності мають суттєву перевагу над перетворенням Фур'є.

Розглянемо стисло процедуру неперервного вейвлет-перетворення, яка докладно описана Торренсом та Компо [84]. Припустимо, що є часовий ряд x_n ,

сформований за даними спостережень (або виміряний чи розрахований) з інтервалом δt і $n = 0, \dots, N-1$, де N – кількість значень у цьому часовому ряду. Припустимо також, що є вейвлет-функція $\psi_0(\eta)$, яка залежить від безрозмірного «часового» параметра η . Для того, щоб ця функція розглядалася як вейвлет, необхідно щоб вона мала середнє значення, яке дорівнює нулю, і була б локалізованою за часом та частотою [85]. Прикладом є вейвлет Морле, вейвлет-функція $\psi_0(\eta)$ та її нормалізована версія $\hat{\psi}(s\omega_k)$ записуються у вигляді

$$\begin{aligned}\psi_0(\eta) &= \pi^{-1/4} e^{i\omega\eta} e^{-\eta^2/2} \\ \hat{\psi}(s\omega_k) &= \pi^{-1/4} H(\omega) e^{-(s\omega - \omega_0)^2/2}\end{aligned}\tag{2.18}$$

де ω_0 – безрозмірна частота, яка тут дорівнює 6 для задовольняння умови допустимості; $H(\omega)$ – функція Хевісайда з $H(\omega) = 1$ для $\omega > 0$ і $H(\omega) = 0$ для $\omega \leq 0$.

Термін вейвлет-функція зазвичай використовується як до ортогональних, так і до не-ортогональних функцій. Безперервне вейвлет-перетворення дискретної послідовності x_n визначається як сукупність x_n масштабованою і зміщеною версією $\psi_0(\eta)$

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^* \frac{(n' - n)\delta t}{s},\tag{2.19}$$

де надрядковий символ "*" вказує комплексне спряження. У виразі (2.19) підрядковий символ "0" у ψ був опущений для вказівки того, що ψ була нормалізована. Змінюючи масштаб вейвлету s і зсув уздовж локалізованого часового індексу n , можна визначити як амплітуду по відношенню до масштабу, так і як ця амплітуда змінюється у часі. Хоч вейвлет-перетворення

може бути здійснене за допомогою виразу (2.19), значно швидше розрахунки виконуються у просторі Фур'є.

Для апроксимації неперервного вейвлет-перетворення, згортка (2.19) має бути зроблена N разів для кожного масштабу. Теорема про згортку дозволяє зробити N згорток одночасно за допомогою дискретного перетворення Фур'є

$$\hat{x}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i k n / N}, \quad (2.20)$$

де $k = 0, 1, \dots, N-1$ – індекс частоти.

Через те, що перетворення Фур'є функції $\psi(t/s)$ задається через $\hat{\psi}(s\omega_k)$, то вейвлет-перетворення визначається як зворотне перетворення Фур'є

$$W_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k \hat{\psi}^*(s\omega_k) e^{ik\omega_k \delta t}, \quad (2.21)$$

де кутова частота дорівнює

$$\omega_k = \begin{cases} \frac{2\pi k}{N\delta t} & k \leq \frac{N}{2}, \\ -\frac{2\pi k}{N\delta t} & k > \frac{N}{2}. \end{cases} \quad (2.22)$$

Використовуючи вираз (2.21) та стандартну процедуру перетворення Фур'є, можна одночасно виконати неперервне вейвлет-перетворення (для заданих s) на усіх n .

Щоб забезпечити порівнянність вейвлет-перетворень (2.21) поміж собою, вейвлет-функція нормалізується на кожному масштабі s

$$\hat{\psi}(s\omega_k) = \sqrt{\frac{2\pi s}{\delta t}} \psi_0(s\omega_k). \quad (2.23)$$

Через те, що вейвлет-функція є взагалі комплексною, вейвлет-перетворення $W_n(s)$ також є комплексним. Тоді перетворення може бути поділено на дійсну $\Re\{W_n(s)\}$ та уявну $\Im\{W_n(s)\}$ частини або на амплітуду $|W_n(s)|$ та фазу $\tan^{-1}[\Im\{W_n(s)\}/\Re\{W_n(s)\}]$. Нарешті, можна визначити енергетичний вейвлет-спектр як $|W_n(s)|^2$.

Після того, як вибрана вейвлет-функція, необхідно вибрати масштаби s для використання у вейвлет-перетворенні. Щоб відобразити більш повну картину, для неортогонального вейвлет-аналізу можна використати довільний набір масштабів

$$\begin{aligned} s_j &= s_0 2^{j\delta j} \\ J &= \delta j^{-1} \log_2(N\delta t/s_0), \end{aligned} \quad (2.24)$$

де s_0 – найменший розв’язуваний масштаб,

J – найбільший масштаб;

Масштаб s_0 має бути вибраний таким, щоб еквівалентний період Фур’є дорівнював приблизно $2\delta t$. Вибір достатньо малого δj залежить від ширини спектрального простору вейвлет-функції. Для вейвлета Морле $\delta j \approx 0,5$ є найбільшим значенням, за якого все ще можлива адекватна дискретизація за масштабом, тим часом як для інших вейвлет-функцій можуть використовуватися більші значення. Природно, що менші значення δj забезпечують більш високу роздільну здатність.

Через те, що зазвичай часові ряди мають скінченну довжину, на початку і наприкінці енергетичного вейвлет-спектра мають місце помилки внаслідок того, що у (2.19) припускається циклічність даних. Вирішенням цієї проблеми є

додавання нулів до кінця часового ряду та вилучення їх після виконання вейвлет-перетворення. Частіше за все кількість доданих нулів є такою, щоб довжина часового ряду N після додавання була діадичною, що обмежує крайові ефекти та прискорює перетворення Фур'є.

Наступним етапом аналізу часового ряду за допомогою неперервного вейвлет-перетворення є визначення відповідного фонового спектра для визначення рівня значущості результатів, після чого припускається, що різні реалізації процесу будуть випадково розподілені поряд з цим фоном і реальний спектр може бути порівняний з цим випадковим розподілом. Для більшості геофізичних явищ слухним фоновим спектром є білий шум (рівномірний спектр Фур'є) або червоний шум (збільшення енергії зі зменшенням частоти). Простою моделлю червоного шуму є одновимірний авторегресійний процес із запізнюванням AR(1)

$$x_n = \alpha x_{n-1} + z_n, \quad (2.25)$$

де α – передбачуване запізнення автокореляції; $x_0=0$; z_n – гаусів білий шум.

Дискретний енергетичний спектр Фур'є для (2.25) після нормалізації задається у вигляді

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{1 + \alpha^2 - 2\alpha \cos(2\pi k/N)}, \quad (2.26)$$

де $k = 0, 1, \dots, N/2$ – індекс частоти.

Відповідно, вибравши певний параметр α , можна використовувати (2.26) як модель спектра червоного шуму, а встановивши $\alpha = 0$ – білого шуму.

Нульова гіпотеза для енергетичного вейвлет-спектра задається у такий спосіб. Припускається, що часовий ряд має середній енергетичний спектр,

можливо заданий за допомогою (2.26). Якщо пік енергетичного вейвлет-спектра істотно вище цього фонового спектра, то цей пік може розглядатися як особливість процесу з певним ступенем упевненості.

Нормалізований енергетичний спектр Фур'є задається через $N|\hat{x}_k|^2/2\sigma^2$, де σ^2 – дисперсія часового ряду. Якщо x_n є випадковою змінною, яка підлягає нормальному розподілу, то і дійсна, й уявна частина $\hat{x}_k$ розподілені нормально. Через те, що квадрат нормально розподіленої величини підлягає розподілу хі-квадрат з одним ступенем свободи, то $|\hat{x}_k|^2$ підлягає розподілу хі-квадрат з двома ступенями свободи, який позначається, як χ_2^2 . Тоді, щоб визначити 95% рівень значущості, потрібно помножити фоновий спектр на 95-ту процентиль величини для χ_2^2 . Нарешті, припускаючи середній фоновий спектр (червоний шум), розподіл для енергетичного спектра Фур'є є

$$\frac{N|\hat{x}_k|^2}{2\sigma^2} \Rightarrow \frac{1}{2}P_k\chi_2^2 \quad (2.27)$$

для кожного індексу частоти k , а « $\Rightarrow$ » позначає «розподілено як». Відповідний розподіл для локального енергетичного вейвлет-спектра є

$$\frac{|W_n(s)|^2}{2\sigma^2} \Rightarrow \frac{1}{2}P_k\chi_2^2 \quad (2.28)$$

для кожного часу n і масштабу s . Значення P_k у (2.28) є середнім спектром на частоті Фур'є, яка відповідає масштабу вейвлета s . За винятком співвідношення між k та s , вираз (2.28) не залежить від вейвлет-функції. Після знаходження відповідного фонового спектра і вибору конкретної значущості для χ_2^2 , наприклад, 95%, можна розрахувати (2.28) на кожному масштабі.

У випадку, коли розглядаються два сигнали x_n і y_n з метою виявлення у

них деяких спільних особливостей, можна застосувати перехресне вейвлет-перетворення, яке визначається (символ $W^{XY} = W^X W^{Y*}$ «*» позначає комплексне спряження) і показує зони з високою спільною енергією. Тоді перехресна вейвлет-енергія визначається $|W^{XY}|$, а комплексний аргумент $\arg(W^{XY})$ може інтерпретуватися як локальна відносна фаза між x_n і y_n у просторі часу-частот.

2.5. Висновки до розділу 2

Розробка та використання нових сучасних індексів посух дає можливість для більш поглибленого вивчення та моніторингу просторово-часового розподілу посух. Детально розглянута методика розрахунку стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування, що є головним інструментом дослідження мінливості посух в Україні. Основною перевагою SPEI над іншими індексами є врахування впливу потенціальної температури сумарного випаровування на серйозність посухи та визначення суворості посухи відповідно до її інтенсивності та тривалості. Застосування методу накопичених сум дає можливість виявити різкі зміни в часовому розподілі індексу посухи з певним рівнем значущості.

Спільне використання компонентного та вейвлет-аналізу може застосовуватись для виявлення зв'язку та його кількісного опису між великомасштабними атмосферними процесами та умовами формування посух над Україною. Методика вейвлет-перетворення дозволяє виявити не тільки певні періодичності, які притаманні часовому ряду, а й показати зв'язок посух в Україні з різними структурами телеконекції в Євроатлантичному секторі.

РОЗДІЛ 3

ПРОСТОРОВИЙ РОЗПОДІЛ ХАРАКТЕРИСТИК ПОСУХ В УКРАЇНІ

В останні роки результати численних досліджень підтверджують, що в глобальному масштабі істотно збільшилась кількість екстремальних явищ погоди, в тому числі таких небезпечних як посухи [2]. Вплив посух посилюється мінливістю гідрометеорологічних величин в результаті зміни клімату. Посуха є однією з головних природних причин сільськогосподарського, економічного та екологічного збитку. Це стихійне лихо, яке може тривати від декількох тижнів до декількох місяців чи навіть років, завдаючи значної шкоди різним секторам економіки.

Зміни клімату в регіональному масштабі в межах території України, як зазначалось раніше (див. п. 1.4), практично повністю узгоджуються з глобальними кліматичними змінами. Встановлене істотне збільшення температури повітря протягом 1981–2010 рр. дає підстави припустити про ймовірне зростання кількості та екстремальності небезпечних природних явищ, зокрема посух, які в останні роки мають характер катастрофічних [87]. Тому, в подальших дослідженнях просторово-часового розподілу посух в Україні для виявлення реакції природних явищ на кліматичні зміни порівняльний аналіз буде виконуватись для періоду стабілізації та інтенсивного росту середньої температури повітря, тобто 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. відповідно.

Використання сучасних методів дослідження та нових індексів посухи дає можливість для більш детального вивчення та моніторингу, а також з використанням прогностичних кліматичних моделей, й прогнозу посух. Важливим також є той факт, що сучасні індекси є чутливими до глобальних та регіональних змін клімату. Тому, в даній роботі для дослідження мінливості посух в Україні використовується багатомасштабний індекс посухи – стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI), методика

обчислення якого розглянута у розділі 2. Також, як зазначалось раніше, перевагою даного індексу є можливість встановлення не лише самого явища, а і його основних характеристик та їх просторової локалізації.

В першу чергу, для території України розраховані індекси SPEI з використанням даних середньомісячної температури повітря та опадів [88, 89]. Обчислення виконувались у вузлах регулярної сітки, обмеженої широтами $44,25^{\circ}$ та $52,75^{\circ}$ півн.ш. і довготами $21,75^{\circ}$ та $40,25^{\circ}$ сх.д з кроком сітки $0,5^{\circ}$ для масштабів часу 1, 3, 6, 12, 24 місяці. При цьому різним масштабам часу відповідає визначений тип посухи. Передбачається, що масштаби часу 1-2 місяці характеризують наявність дефіциту опадів та панування посушливих умов в атмосфері без істотного впливу на інші сфери природного середовища. Масштаби часу від 3 до 12 місяців застосовуються для опису посух, які внаслідок аномальності режиму опадів та температури за тривалий проміжок часу впливають на вологозапаси ґрунту та умови зростання рослин. Масштаби ж часу понад 12 місяців застосовуються для характеристики посух, що є результатом панування посушливих умов протягом періоду від року і більше, що, в свою чергу, впливає на водність річок та функціонування різних гідрологічних систем. Також треба зазначити, що з усіх вказаних характеристик детально була розглянута просторова мінливість повторюваності, тобто максимальної кількості місяців з посухою, максимальна тривалість та суворість посух (див., також [90-92]).

3.1. Регіональні особливості повторюваності посух в Україні

За результатами обчислення стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування для території України та періодів 1951–1980 рр. і 1981–2010 рр. підрахована максимальна кількість місяців з помірною,

інтенсивною та екстремальною посухою з масштабами часу 1, 3, 6, 12, 24 місяці. Просторовий розподіл вказаної характеристики для порівняння представлений одразу для двох тридцятирічних періодів (Додаток Б, рис. Б.1–рис. Б.5).

Аналіз максимальної кількості атмосферних посух з масштабом часу 1 місяць (SPEI1) для всіх категорій показує, що найбільшу повторюваність мають помірні посухи. В середньому для першого періоду дослідження кількість місяців з помірною посухою на більшості території дослідження становить близько 35–40, а над окремими регіонами сходу та центру країни ця величина збільшується до 40–45 місяців. Істотне збільшення кількості місяців з посухою продемонстровано на карті просторового розподілу для другого тридцятирічного періоду. Протягом 1981–2010 рр. величина максимальної кількості місяців з посухою над центральними та південно-західними регіонами країни підвищилась до 50–55 місяців, а на більшості території країни фіксувалось від 40 до 45 місяців з помірною посухою. Подібний просторовий розподіл мають й інтенсивні посухи. Так, в період 1951–1980 рр. під найбільшим впливом посух перебували центральні та північно-східні регіони, а протягом другого періоду – південні та південно-західні. Проте для інтенсивних посух повторюваність має дещо менші показники, що спостерігаються на рівні 20–25 місяців для обох періодів.

Найменші величини вказаної характеристики відзначені для екстремальних посух, які фіксуються в тому випадку, якщо індекс $SPEI \leq -2$. Так, для періоду відносної стабілізації температури повітря кількість місяців з екстремальною посухою SPEI1 становить 6–7 місяців на сході та півночі країни й 2–4 місяці – на решті території. Період глобального потепління та інтенсивного росту середньої температури повітря відзначився мінімальною кількістю місяців (2–4 місяці) з екстремальною посухою на північному-сході та максимальною (8–9 місяців) на південному заході. Як приклад, представимо просторовий розподіл екстремальних посух з масштабом 1 місяць (рис. 3.1).

Для решти категорій результати розрахунку представлені в Додатку Б (рис. Б.1).

Аналіз посух, що безпосередньо впливають на агрономічні властивості ґрунту, а відповідно умови зростання та розвитку рослин, представлений розрахунками різних категорій посух для масштабу 3, 6 та 12 місяців. Треба зазначити, що з ростом масштабу часу кількість місяців з посухою дещо зменшується. Проте практично не змінюється локалізація осередків максимальних значень. В даному випадку посухи найбільш часто в період 1951–1980 рр. формуються в центрі та на північному сході України та для масштабу 12 місяців на південному сході.

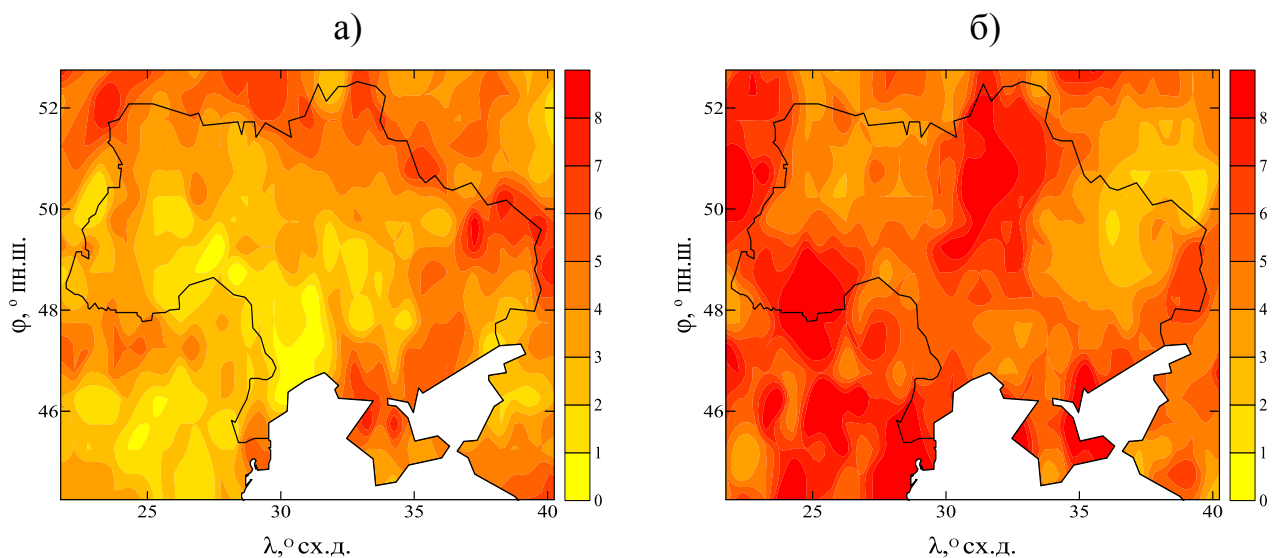


Рис. 3.1. Кількість місяців з екстремальною посухою з масштабом часу 1 місяць (а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Протягом 1981–2010 рр. максимальна кількість місяців з помірними, інтенсивними, екстремальними посухами для SPEI3–SPEI12 спостерігалась в основному над південно-західними регіонами, а саме в межах Миколаївської, Одеської та переважній більшості західних областей.

Для посух з масштабом часу 3 місяці повторюваність категорії помірних в перший період дослідження на більшості території становить від 25 до 35, а в другий – 30–40 місяців. Для інтенсивних посух ці величини становлять 16–20, а протягом 1981–2010 рр. на території Одеської області понад 20 місяців (рис. 3.2). Для екстремальних посух з масштабом часу 3 місяці максимальна кількість місяців не перевищує 4–8 та 6–10 місяців відповідно до періодів дослідження (додаток Б, рис. Б.2).

Для масштабів часу 6 та 12 місяців розрахунки максимальної повторюваності різних категорій представлені в додатку Б (рис. Б.3–Б.4). Проте, можна зауважити, що з вказаних масштабів часу максимальну повторюваність мають помірні посухи, а найменша кількість місяців відзначена з екстремальною посухою.

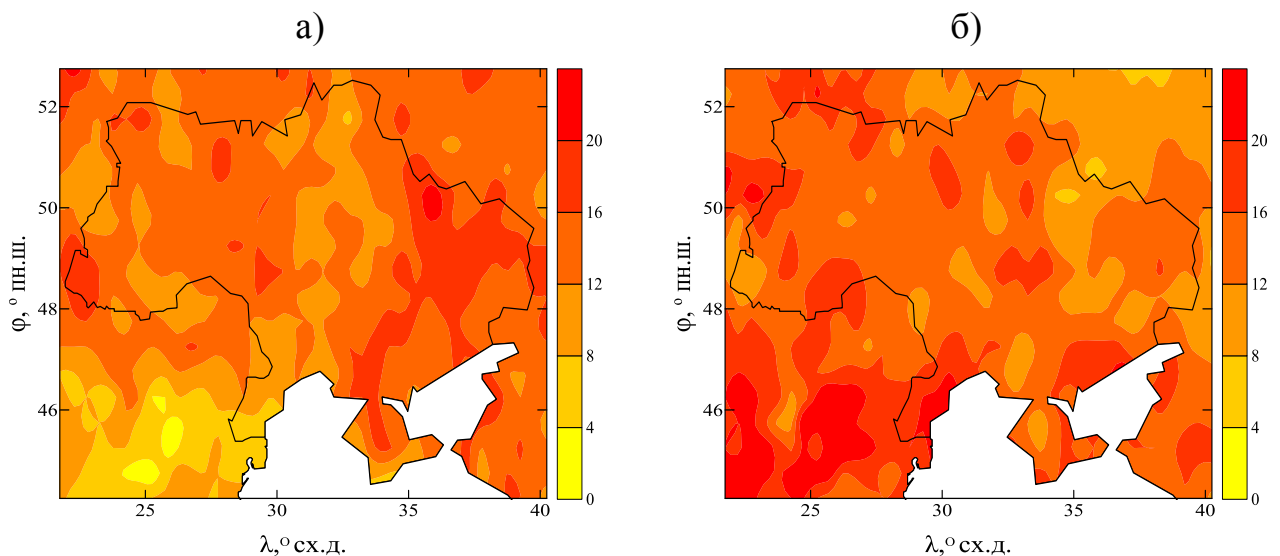


Рис. 3.2. Кількість місяців з інтенсивною посухою з масштабом часу 3 місяць (а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Останніми вивчались посухи SPEI24, що впливають на рівень поверхневих та підземних вод, річковий стік та загальне функціонування

гідрологічної системи і які найчастіше наставають з запізненням порівняно з атмосферними посухами з більш меншими масштабами часу.

На рис. 3.3 представлений просторовий розподіл помірних посух з масштабом часу 24 місяці для двох тридцятирічних періодів дослідження. Мінливість інтенсивних та екстремальних посух для вказаного масштабу часу також продемонстрована в Додатку Б (рис. Б.5).

Аналіз отриманих результатів також показує вагоме збільшення повторюваності посух різних категорій в період глобального потепління (1981–2010 рр.). Так, у випадку помірних в перший період найбільша кількість місяців з посухою становить біля 16–20, при цьому осередки максимумів зосереджені, як і для інших категорій та типів, на південному-сході та центрі країни. Проте протягом другого періоду значення цієї характеристики над центральними, західними та південно-західними регіонами збільшились до 24 місяців.

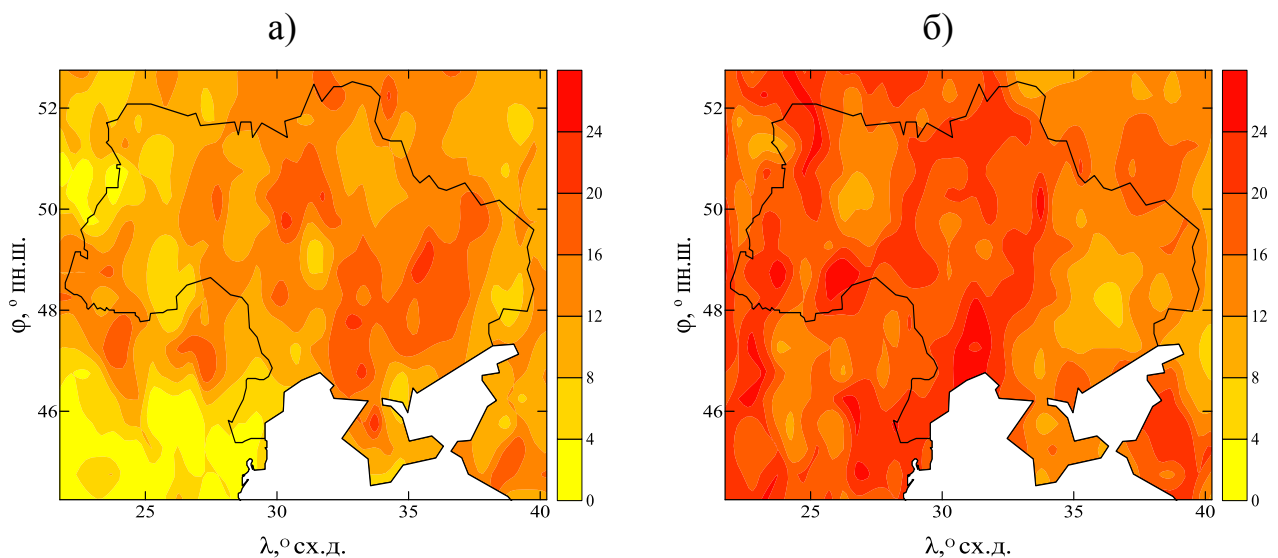


Рис. 3.3. Кількість місяців з помірною посухою з масштабом часу 24 місяці (а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Інтенсивні посухи SPEI24, що мають подібний розподіл по простору, в середньому спостерігаються від 12 до 18 місяців за кожне тридцятиріччя. А

екстремальні відзначились осередками з максимальною повторюваністю 5–7 місяців (див. також [93]).

Таким чином, можна зауважити, що при порівнянні двох періодів дослідження встановлено, що найбільша кількість місяців з посухою спостерігалась в період глобального потепління над західними та південно-західними регіонами країни. Найбільш часто формуються атмосферні посухи SPEI1, а повторюваність помірних значно перевищує повторюваність інтенсивних та екстремальних посух.

3.2. Мінливість максимальної тривалості посух

Під максимальною тривалістю розуміють найдовший безперервний період між датам початку та закінчення посухи, обчисленого, в даного випадку, в місяцях. Максимальна тривалість, як і повторюваність, також розраховувалась для всіх типів та категорій посух

Аналізуючи мінливість максимальної тривалості різних категорій посух з масштабом часу 1 місяць, виявлено, що помірні, інтенсивні та екстремальні посухи мають подібний просторовий розподіл в межах кожного періоду дослідження. Так, протягом 1951–1980 рр. найбільш тривалі посухи зафіксовані в центральних та східних областях України, а в період 1981–2010 рр. – в західних та південних. Відмінність між цими типами в основному полягає в значеннях максимальних величин, оскільки для помірних вони становлять 5 місяців, інтенсивних – 4, а для екстремальних не перевищують 3 місяці для обох періодів дослідження (додаток Б, рис. Б.6).

Дослідження особливостей розподілу максимальної тривалості посух з масштабом часу 3 місяці також представило можливість виявити, що протягом періоду 1951–1980 рр. максимуми відзначені на сході та північному сході

країни, а в період потепління (1981–2010 рр.) – на півдні та заході країни (додаток Б, рис. Б.7). Абсолютні величини максимальних значень становлять для помірних посух 6–8 місяців, інтенсивних фіксуються на рівні 4–6 місяців, а для екстремальних не перевищують 3–4 місяців для першого періоду та 4–5 місяців – для другого (рис. 3.4).

Для посух з масштабом часу 6 місяців максимальні значення тривалості для категорії помірних досягають в перший період дослідження 6–8 місяців і зосереджені вони в основному на південному сході. Протягом 1981–2010 рр. найбільш тривалі помірні посухи (понад 8 місяців) спостерігаються в межах південно-західних областей, а саме Одеської, Вінницької та Чернівецької (додаток Б, рис. Б.8а).

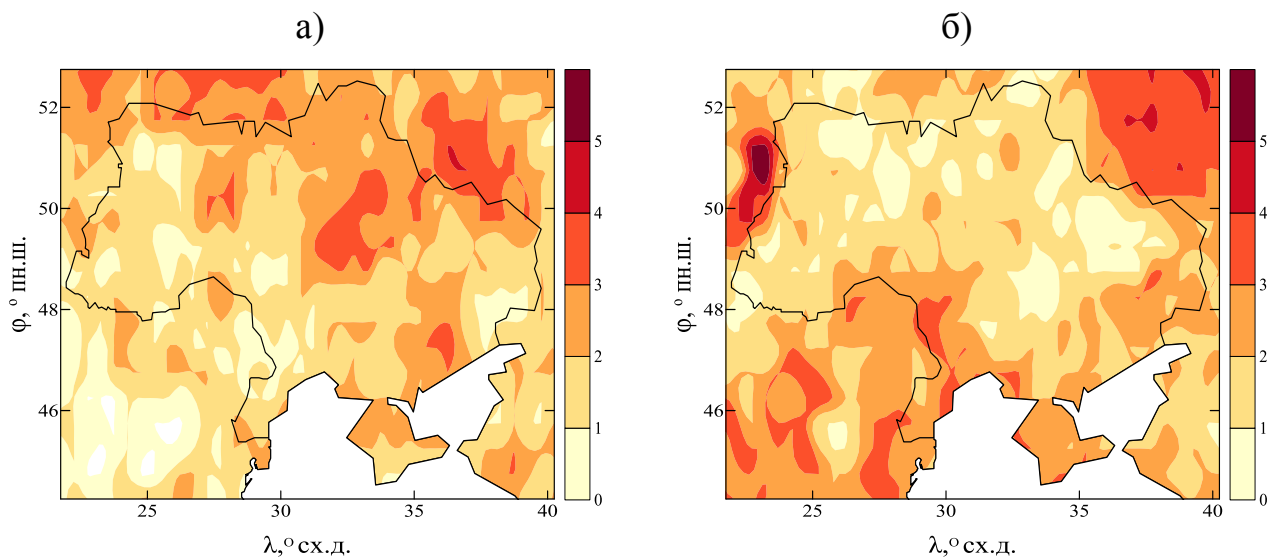


Рис. 3.4. Максимальна тривалість екстремальних посух з масштабом часу 3 місяці (а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Щодо розподілу інтенсивних посух з масштабом 6 місяців, то вони зосереджені практично в тих же регіонах, що й помірні, але найбільші значення тривалості складають 6 та 7 місяців відповідно до масштабу часу (додаток Б, рис. Б.8б).

Екстремальні посухи для вказаного масштабу часу в перший період досягають максимальної тривалості на рівні 6–8 місяців та осередком понад 8 місяців в Житомирській області. Протягом періоду глобального потепління тривалість екстремальних посух на південному заході країни становила 5–7, а поблизу Волинської та Львівської областей 8 місяців (додаток Б, рис. Б.8в).

Досить цікаві результати отримані при вивченні мінливості характеристики тривалості для посух з масштабами часу 12 та 24 місяці (додаток Б, рис. Б.9–Б.10).

Для помірних посух з масштабом часу 12 місяців тривалість в перший період дослідження становить від 4 до 8 місяців в межах тридцятиріччя, а в другий – 6–10 місяців. Тривалість для цієї категорії посух з масштабом часу 24 місяці, в періоди дослідження збільшується до 6–12 місяців для першого та 9–15 місяців – для другого, при цьому максимуми тривалості мають осередкову структуру по всій території (додаток Б, рис. Б.9а–Б.10а).

Подібна ситуація спостерігається й для інтенсивних посух. Проте тривалість цієї категорії посух в період 1951–1980 рр. для масштабу часу 12 місяців становить від 4 до 8 місяців, а для 24-місячного масштабу – від 6 до 12 місяців. В той час в період 1981–2010 рр. тривалість інтенсивних посух складає 6–8 місяців для масштабу часу 12 місяців, та 9–12, а в районі Запорізької, Одеської області та АР Крим понад 18 місяців, – для SPEI24 (додаток Б, рис. Б.9б–Б.10б).

Аналіз просторово-часової мінливості екстремальних посух свідчить, що протягом першого періоду дослідження як для масштабу 12, так і для 24 місяців, найбільші величини максимальної тривалості реєструвались на сході та північному сході України зі значеннями 8–12 та 9–15 місяців відповідно, в той час як на південному заході країни їх тривалість не перевищувала 2–3 місяці. При цьому протягом другого періоду дослідження, навпаки, максимуми тривалості зосереджені в районі Миколаївської, Одеської та Волинської областей з середньою максимальною величиною тривалості 6–12 та 12–15

місяців для SPEI12 та SPEI24 відповідно (додаток Б, рис. Б.9в–Б.10в). Слід зазначити, що абсолютний максимум тривалості екстремальних посух (понад 21 місяць) зафіксований саме у Волинській області протягом 1981–2010 рр. з масштабом часу 24 місяці (рис. 3.5).

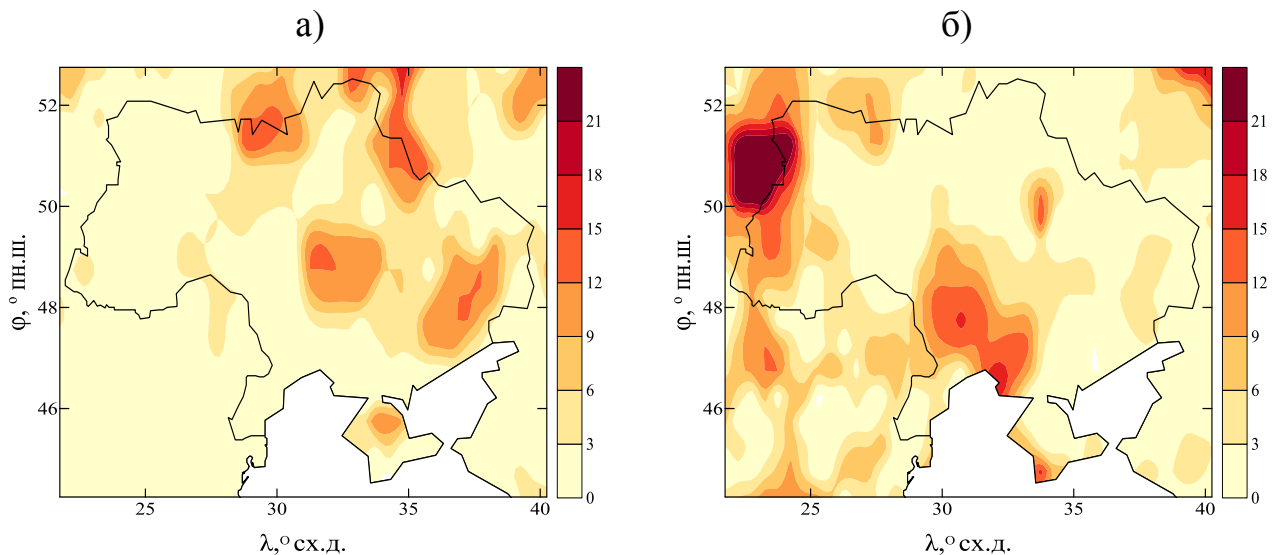


Рис. 3.5. Максимальна тривалість екстремальних посух з масштабом часу 24 місяці (а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Таким чином, можна відзначити, що найбільш тривалі посухи спостерігались протягом 1981–2010 рр. над південно-західними та західними регіонами України. Тривалість посух протягом 1951–1980 рр. була меншою й зосереджені вони в основному на північному сході країни. При чому величина максимальної тривалості зростає зі збільшенням масштабу часу, що розглядається. А це свідчить про те, що найбільш тривалими є саме посухи масштабом часу 24 місяці.

3.3. Регіони виникнення максимально суворих посух в Україні

Аналізуючи результати дослідження максимальної суворості, яка є величиною накопиченого індексу посухи SPEI за весь період тривалості явища, можна зауважити, що просторовий розподіл вказаної характеристики для обох періодів та всіх типів і категорій посух подібний розподілу по простору максимальної тривалості та повторюваності посух (додаток Б, рис. Б.11–Б.15).

Порівняння двох періодів дослідження, зазначених вище, показало, що найбільш суворі посухи SPEI1 в більшості випадків зафіксовані в західних та південно-західних регіонах. Окремо можна відзначити Одеську область, де протягом періоду глобального потепління в основному зосереджувались максимально суворі посухи. Якщо розглядати категорії, то можна зауважити, що у випадку посух з масштабом часу SPEI1 всі категорії, тобто помірні, інтенсивні та екстремальні, мають приблизно однакові величини максимальної суворості (додаток Б, рис. Б.11). Проте, якщо для періоду 1951–1980 рр. ця характеристика приймає значення $-5 \div -4$, то протягом 1981–2010 рр. показник суворості досягає значень $-8 \div -7$ (рис. 3.6).

Аналіз максимальної суворості посух з масштабом часу 3 та 6 місяців показав, що локалізація осередків максимумів практично не відрізняється від посух SPEI1 та інших, розглянутих вище, характеристик.

Суворість помірних посух з масштабом як 3, так і 6 місяців, не перевищує $-12 \div -10$ для обох періодів дослідження. Виключення становить лише Вінницька та Чернівецька області, де протягом другого періоду дослідження зафіксований осередок з суворістю помірної посухи понад $-14 \div -12$ (додаток Б, рис. Б.12а–Б.13а). Інтенсивні посухи з масштабом часу 3 місяці досягають значень суворості $-11 \div -9$ для обох періодів, а з масштабом часу 6 місяців $-11 \div -8$ протягом першого періоду та $-14 \div -11$ в період другого (додаток Б, рис. Б.12б–Б.13б).

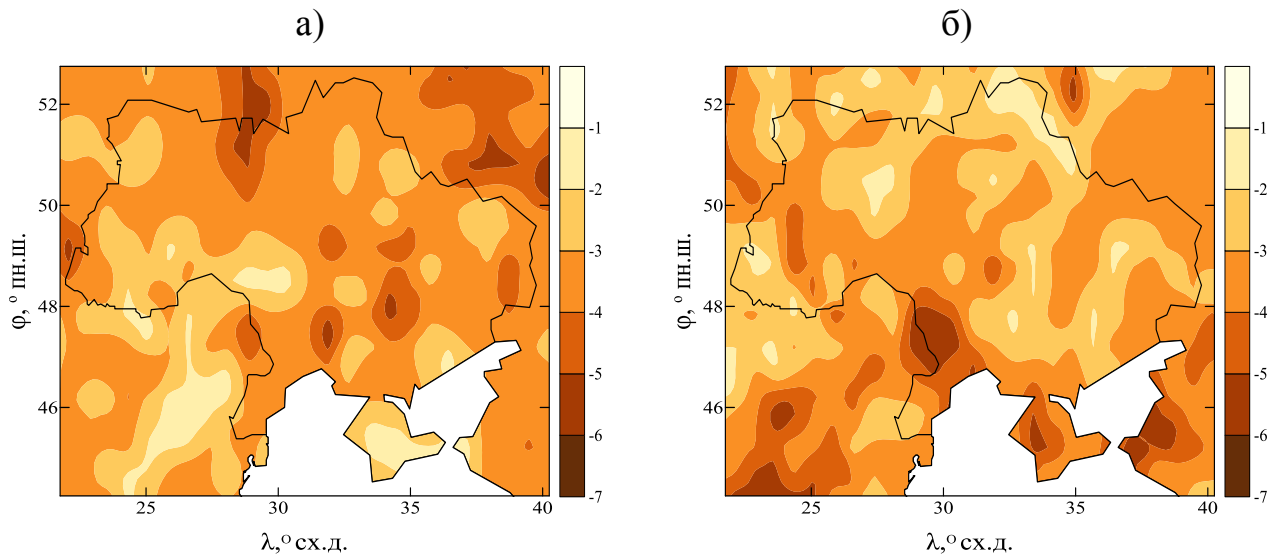


Рис. 3.6. Максимальна суворість інтенсивних посух з масштабом часу 1 місяць (а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Результати, які зафіксовані для екстремальних посух дещо відрізняються від, отриманих для інших категорій. Так, якщо суворість посух з масштабом 3 місяці не перевищує -12 протягом двох періодів, то суворість посух з масштабом 6 місяців досягає значень $-24 \div -21$, а в районі Волинської області понад -27 (рис. 3.7).

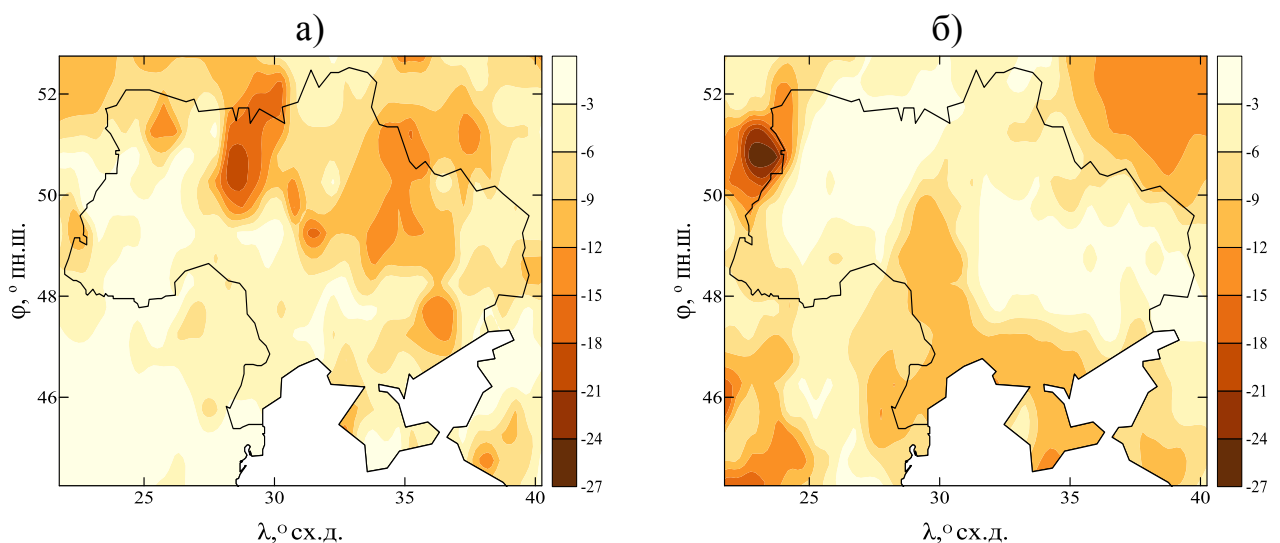


Рис. 3.7. Максимальна суворість екстремальних посух з масштабом часу 6 місяців (а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Просторове розташування найбільших значень цієї характеристики також вказує, що в 1951–1980 рр. найбільш суворі посухи спостерігались на півночі та північному сході України (Житомирська, Харківська та Полтавська області), а в 1981–2010 рр. – на півдні та заході країни (АР Крим, Миколаївська, Одеська, Волинська області) (додаток Б, рис. Б.12в–Б.13в).

Також цікаві результати просторової мінливості отримані для посух з масштабом часу 12 та 24 місяці, оскільки на попередніх етапах встановлено, що ці типи посух відрізняються найвищими показниками тривалості для всіх категорій.

Помірним посухам з масштабом часу 12 місяців в період відносної стабілізації середньої температури повітря відповідають значення суворості близько $-9 \div -6$, а в період глобального потепління також $-9 \div -6$ та лише на південному заході країни $-15 \div -12$. При цьому у вказані періоди часу для 24-місячного масштабу величини суворості були майже подібними для обох періодів й коливались від -15 до -5 по всій території дослідження (додаток Б, рис. Б.14а–Б.15а). Подібна ситуація спостерігається й для інтенсивних посух, коли різниця між значеннями суворості для періодів, що аналізуються, була незначною. Проте, якщо для 12-місячного масштабу величина суворості в переважній більшості становить $-15 \div -10$, то для 24 місяців в період 1951–1980 рр. вона не перевищує $-15 \div -10$. Проте для періоду 1981–2010 рр. ця характеристика складає $-20 \div -25$, а на південному сході та Кримському півострові суворість досягає значень близько -40 (додаток Б, рис. Б.14б–Б.15б).

Результати розрахунку максимальної суворості, отримані для посух, що відповідають критеріям екстремальних демонструють, що протягом першого періоду для масштабу часу 12 місяців максимумами зі значеннями понад -30 відзначались на північному сході країни, в той час як на решті території дослідження величина суворості не перевищувала -10 . Протягом другого періоду для цього ж масштабу часу значення суворості складали $-10 \div -20$, проте в районі Волинської області зафіксований осередок з суворістю понад

–60. Просторово-часовий розподіл суворості екстремальних посух SPEI24 представлений на рис. 3.8, з якого видно, що в період 1951–1980 рр. практично на всій території дослідження переважала суворість зі значеннями $0 \div -10$, та лише на сході вона зростала до $-20 \div -30$. В той час в період 1981–2010 рр. в районі південного сходу (Миколаївська, Одеська, Вінницька області) та крайніх західних регіонів величина суворості зростає до значень $-50 \div -70$, що свідчить про досить вагомі значення суворості екстремальних посух у вказаних регіонах (додаток Б, рис. Б.14в–Б.15в).

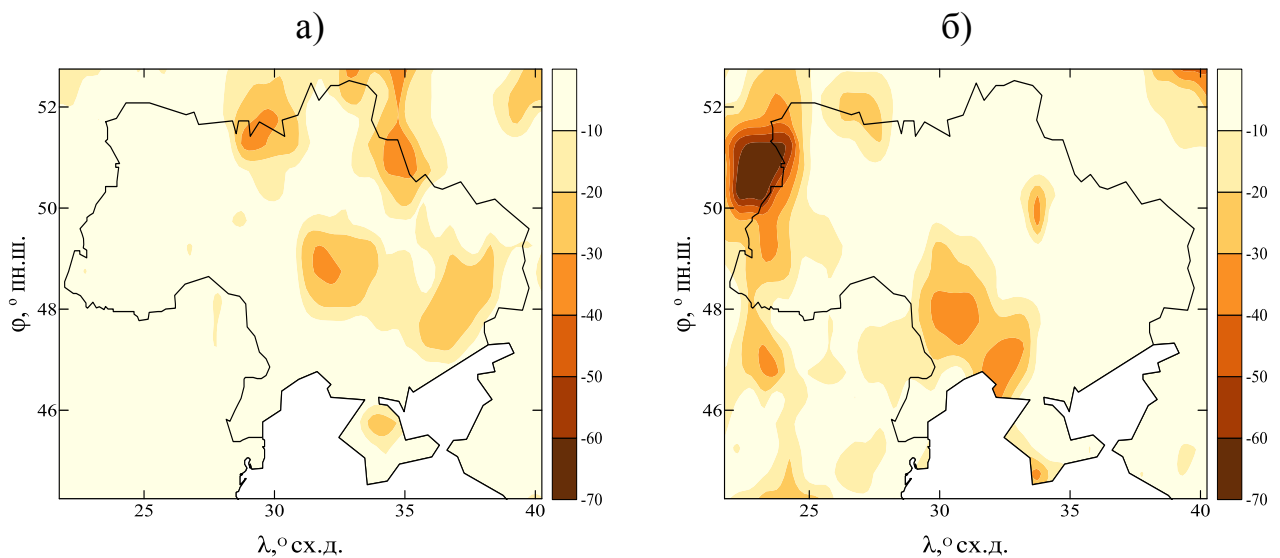


Рис. 3.8. Максимальна суворість екстремальних посух з масштабом часу 24 місяці (а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Таким чином, можна зауважити, що просторовий розподіл максимальної суворості практично повністю співпадає з локалізацією осередків найбільших значень інших характеристик. Суворість посух з великими масштабами часу, тобто SPEI24, в декілька разів перевищує суворість інших типів посух, а серед категорій найвищими показниками відзначились екстремальні посухи.

3.4. Висновки до розділу 3

Глобальні зміни клімату беззаперечно є одним з основним факторів збільшення кількості та інтенсивності посух в Україні, що підтверджують результати даного дослідження.

Вивчаючи особливості просторово-часового розподілу основних характеристик посух виявлено, що найбільш тривалі та суворі посухи спостерігались протягом 1981–2010 рр., тобто в період істотного збільшення середньої глобальної температури повітря. Встановлено, що серед всіх типів найбільшу повторюваність мають атмосферні посухи з невеликими масштабами часу, при цьому ймовірність виникнення помірних посух вище, ніж інтенсивних та екстремальних.

Аналіз максимальної тривалості та суворості показав, що з ростом масштабу часу показники вказаних характеристик збільшуються. Такими чином, встановлено, що найбільш тривалими та суворими є посухи з масштабом часу 24 місяці, а серед категорій – екстремальні.

Дослідження розподілу по простору основних характеристик посух демонструє чітке переважання найбільшої кількості максимально тривалих та суворих посух в період 1981–2010 рр. Так, під найбільшим впливом посух перебували Одеська, Вінницька, Чернівецька та Волинська області. Тривалість і суворість посух протягом 1951–1980 рр. була значно меншою й розташовувались вони в переважній більшості в північних та північно-східних регіонах України.

РОЗДІЛ 4

ЧАСОВА МІНЛИВІСТЬ ПОСУХ В УКРАЇНІ ЗА УМОВ ЗМІН КЛІМАТУ

В попередньому розділі детально досліджувався просторовий розподіл посух та їх основних характеристик в межах території України. Проте такий аналіз виконувався як порівняння середніх або накопичених величин для двох тридцятирічних періодів, що, в свою чергу, унеможливило повною мірою оцінити зміни у часовому розподілі характеристик посух усередині усього шістдесятирічного періоду дослідження 1951–2010 рр.

Дослідження часового ходу в кожному вузлі сітки, обмеженої широтами $40,25^{\circ}$ та $59,75^{\circ}$ півн.ш. і довготами $15,25^{\circ}$ та $44,75^{\circ}$ сх.д. (крок сітки $0,5^{\circ}$; загальна кількість вузлів – 2400), не є доцільним через велику кількість однотипних результатів. А плямистий характер просторового розподілу кількості посух, їх тривалості та суворості (див. Додаток Б, рис. Б.1–Б.15) не дозволяє з точністю визначити яка саме точка або пункт може розглядатися в якості “характерної” для території України при вивченні часових змін різних характеристик посух. Тому, першочергово необхідно визначити основні так звані “характерні” точки, які б узагальнювали часовий режим для окремих, достатньо великих за розміром, територій і які використовуватимуться для подальшого дослідження часового розподілу характеристик посух. В даній роботі таку процедуру пропонується виконати за допомогою компонентного аналізу.

Вхідними даними для виконання даного аналізу є часові ряди індексів посухи SPEI з масштабом часу 1 місяць за період 1951–2010 рр. в кожній точці вказаної сітки. Таким чином, вихідна матриця має розміри 2400×720 , де 720 – це кількість місяців за період 1951–2010 рр., а 2400 – загальна кількість вузлів в сітці з розмірами 40×60 . Компонентний аналіз виконаний за методикою, що представлена у п. 2.3.

4.1. Компонентний аналіз полів розподілу стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування

Відомо, що метод головних компонент (або природних ортогональних функцій) часто застосовують для лінійного перетворення та стиснення вихідної інформації, що дозволяє зберегти основний зміст характеристики певного поля, зменшивши при цьому об'єм вихідних даних. На основі матриці коваріації визначається система ортогональних функцій, які частіше всього називають власними векторами, при цьому вони відповідають системі незалежних випадкових величин – власних чисел матриці коваріації. Також численні дослідження показують, що декілька перших власних чисел коваріаційної матриці вичерпують основну частину сумарної дисперсії поля, тому при аналізі результатів розкладання найбільша увага приділяється першим двом-трьом власним числам і відповідним їм компонентам [74, 75, 94, 95].

Таким чином, для вивчення структури поля розподілу індексу посухи SPEI та встановлення місця розташування “характерних” точок в даній роботі розглядаються поля перших трьох власних векторів матриці коваріації. Встановлено, що у сумі ці три вектори описують ~60% дисперсії.

Поле першого власного вектора (описує 29% сумарної дисперсії) відображає найбільш характерну просторову структуру індексів посухи SPEI1 протягом періоду дослідження (рис. 4.1). За знаком величин власного вектора можна судити про те, що поле першого власного вектора відображує певний коливальний процес. При цьому осередок максимальних значень відзначається над північними регіонами України, в той час на південному заході спостерігається осередок мінімумів. Тобто, така структура поля власних векторів свідчить про те, що при збільшенні посух на півночі країни, на південному заході – фіксується зменшення випадків з посухами та навпаки.

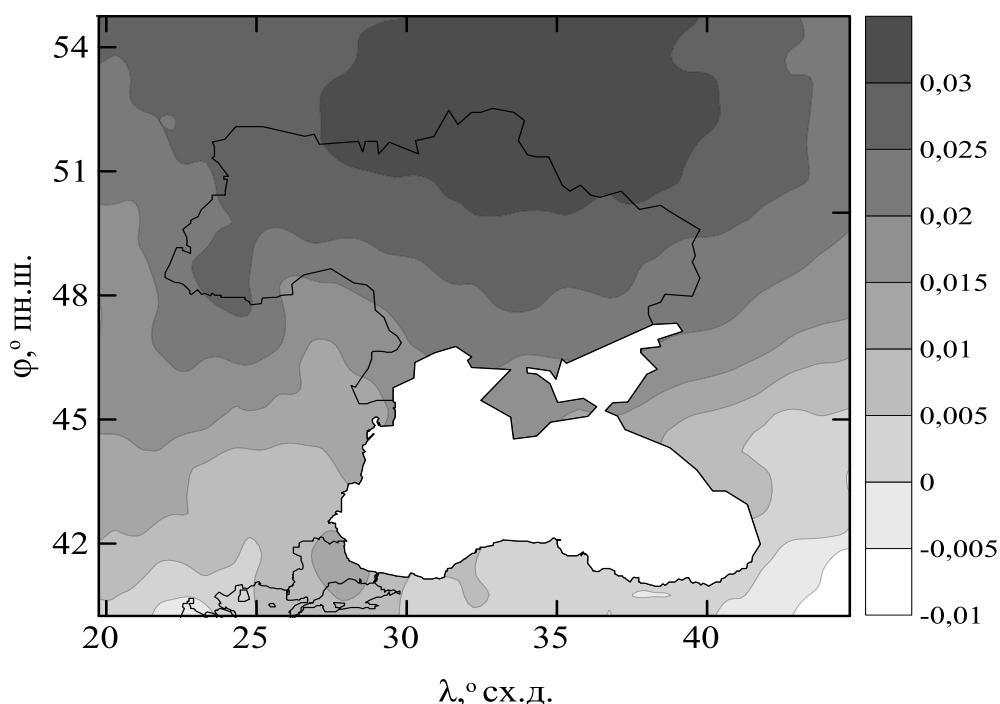


Рис. 4.1. Поле першого власного вектору індексів посухи SPEI1 протягом 1951–2010 рр.

Отже, отримані результати розкладання поля першого власного вектора індексів посухи дозволяють виявити найбільш вагомий осередок в межах Чернігівської, Сумської та частини Київської областей. Таким чином, встановлено, що перша “характерна” точка має розташовуватись саме у вказаному регіоні, тому як пункт дослідження був вибраний Чернігів, оскільки це місто є обласним центром, що займає крайнє північне положення.

Для виявлення іншої “характерної” точки мінливості поля індексу посухи побудоване поле другого власного вектора, яке описує 16% сумарної дисперсії вказаної величини. Цікавим є те, що це поле відображає практично обернену структуру поля першого власного вектора. Тобто, в даному випадку навпаки осередок максимальних значень зосереджений над південно-західними регіонами України, зокрема в межах Одеської області. В той же час мінімальні показники спостерігаються на півночі країни. Таким чином, даний розподіл значень власного вектора також підтверджує наявність певного коливального

процесу в структурі індексів посух. Слід зазначити, що процеси відзначаються певною зональністю з чітким розмежуванням осередків на півдні та півночі України (рис. 4.2). А це, в свою чергу, дає можливість виявити другу “характерну” точку для дослідження часової мінливості посух, яка ймовірно всього розташовується на південному заході країни. Тому, в якості такого пункту вибране місто Одеса.

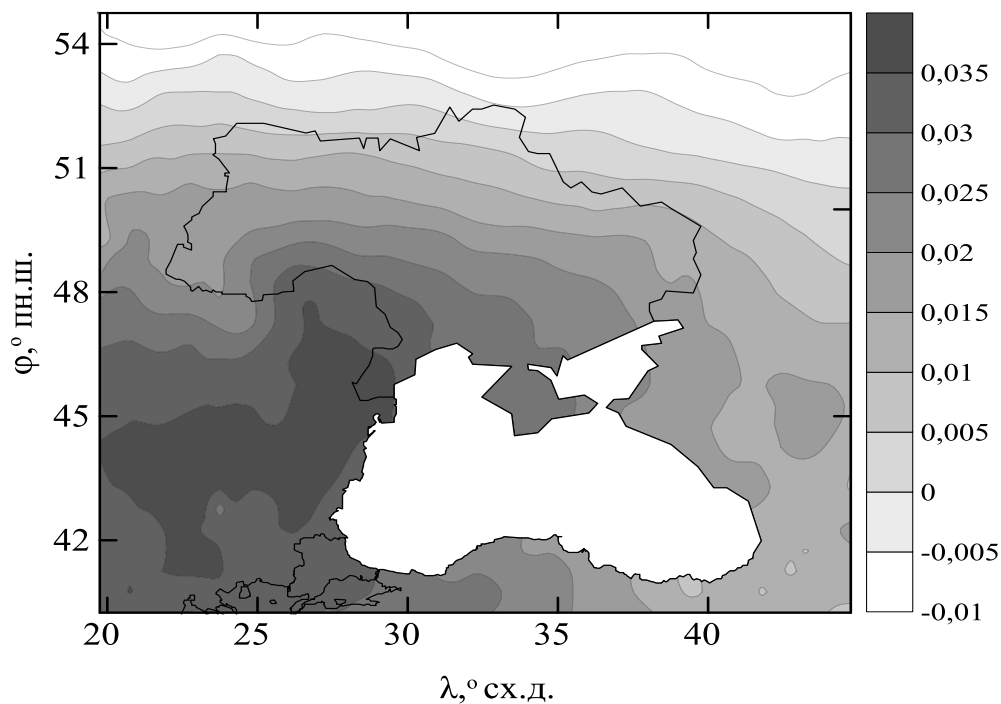


Рис. 4.2. Поле другого власного вектору індексів посухи SPEI1 протягом 1951–2010 рр.

Аналіз поля третього власного вектора індексів SPEI1 також є дуже важливим, тому що воно описує вагому частку сумарної дисперсії, а саме 11%. Структура поля третього власного вектора різко відрізняється від проаналізованих двох перших полів. Оскільки, якщо розглядати ізолінії значень цих векторів, то вони мають квазімеридіональне розташування. Таким чином, умовний “гребінь” з найвищими показниками значень третього власного вектора розташовується на сході України, а так звана “улоговина” з

мінімальними величинами – на заході. Проте, треба відзначити, що така структура також в деякій мірі відображає коливальний процес індексів посух протягом періоду 1951–2010 рр. Тож, при аналізі поля третього власного вектора виявлено, що найбільш “характерні” точки для дослідження часового розподілу посух ймовірно всього розташовуються в граничних західних та східних областях країни. Тому, для подальшого дослідження вибрані пункти Ужгород та Луганськ, які саме й перебувають в межах осередків екстремумів значень поля власного вектора (рис. 4.3)

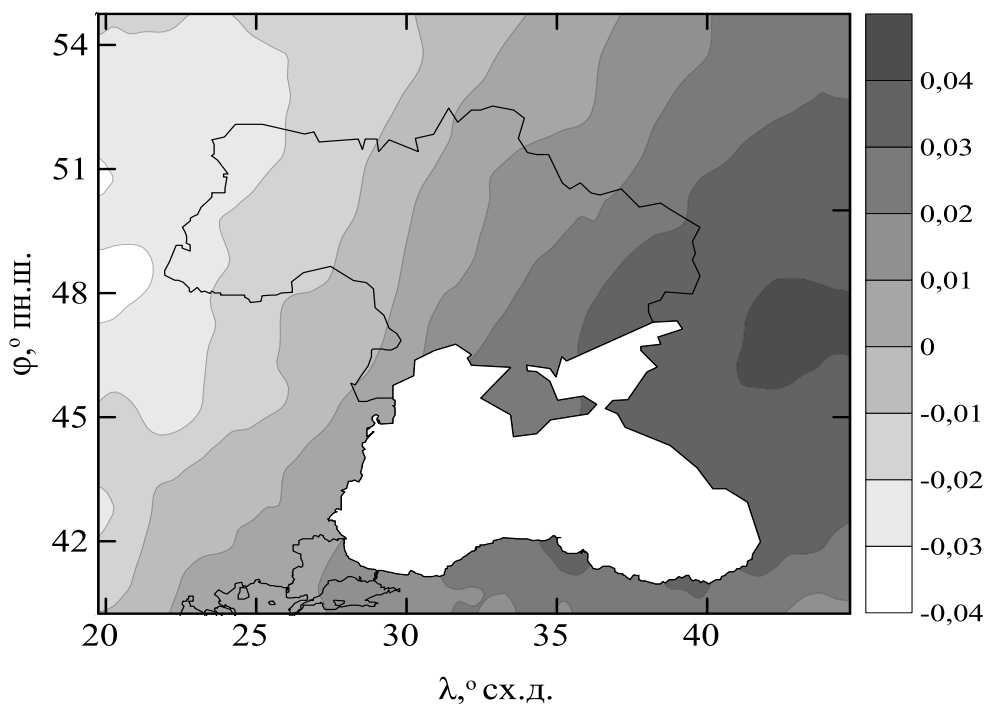


Рис. 4.3. Поле третього власного вектору індексів посухи SPEI1 протягом 1951–2010 рр.

Таким чином, саме застосування компонентного аналізу поля розподілу індексів посухи дозволило виявити пункти – Чернігів, Одеса, Ужгород, Луганськ, які є найбільш показовими і в подальших дослідженнях будуть використовуватись як “характерні” точки при вивченні часового розподілу посух в Україні протягом шістдесятирічного періоду 1951–2010 рр.

4.2. Часовий розподіл посух в різних регіонах України

Наведений тут аналіз посух дає можливість встановити в який з періодів часу той чи інший регіон перебував під впливом цього небезпечного природного явища. Очевидно, що в різних регіонах України часові зміни посух мають відмінний характер. Компонентний аналіз дозволив виявити чотири “характерні” точки для посух в Україні. Саме для них буде виконуватись детальний аналіз часового ходу посух протягом всього 60-річного періоду 1951–2010 рр., що дозволить оцінити основні тенденції мінливості посух, зміни в їх інтенсивності та тривалості за умов змін клімату, що мають місце в останні десятиріччя.

Розподіл посух розглядався для всіх масштабів від 1 до 24 місяців, що дозволило одночасно встановити особливості часових змін посух, які впливають на різні природні системи. З цією метою побудовані графіки розподілу нормованого індексу посухи SPEI з часовим масштабом 1–24 місяці протягом 1951–2010 рр. На даних графіках вологі періоди відзначені ділянками від синього до фіолетового кольору. Посушливі періоди та посухи мають кольорову гаму від жовтого до червоного, в залежності від інтенсивності індексу посухи. Періоди з відносно нормальними кліматичними умовами характеризуються ділянками зеленого кольору.

Аналізуючи результати розрахунку, отримані для Чернігова, виявлено, що, починаючи з 1951 р., спостерігається чергування помірно посушливих та помірно вологих умов (рис. 4.4). Проте показник індексу SPEI в 1957 р. досягає значень понад 1,5, що свідчить про наявність досить вологого періоду. Тривалість вказаного проміжку не перевищує 6 місяців. Треба також зазначити, що вказаний період не фіксується для масштабу часу 1–2 місяці, а починає простежуватись зі збільшенням масштабу часу. Одразу за вологим періодом в часовому ході індексу SPEI спостерігається формування тривалої та

інтенсивної посухи. Сформувалась вказана посуха в середині 1958 р., далі зі збільшенням масштабу часу тривалість цього небезпечного природного явища також значно зростає. Період закінчення посухи припадає на середину 1960 р. Абсолютні значення нормованого індексу перевищували -2 , а це свідчить про те, що посуха протягом вказаного періоду була екстремальною. Наступна небезпечна посуха, яка також досягала критерію екстремальної, спостерігалась у 1963 р. На масштабі часу 24 місяці тривалість її становила понад 2 роки.

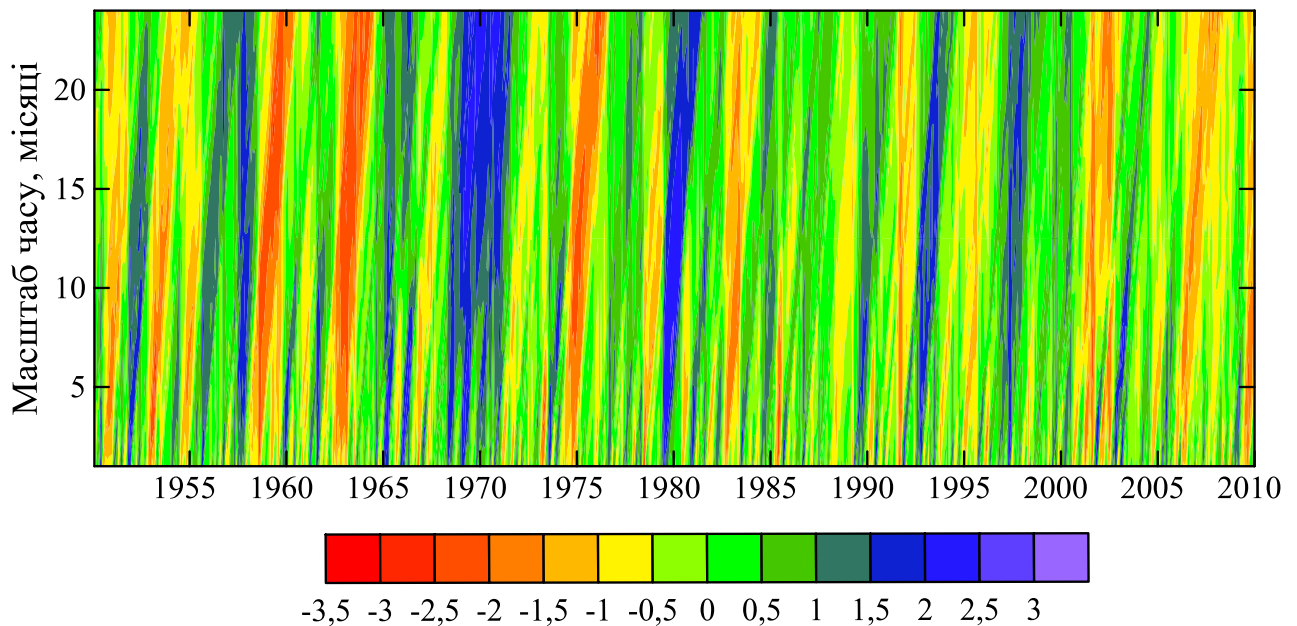


Рис. 4.4. Індекс посухи SPEI з масштабом часу 1–24 місяці в Чернігові протягом 1951–2010 рр.

Далі часовий розподіл індексу SPEI демонструє наявність двох нетривалих вологих періодів в 1965 та 1966 роках. Проте вони не мають такого вагомego впливу на загальний розподіл індексу на відміну від часового проміжку з 1968 р. по 1970 р., який відзначився надзвичайною інтенсивністю додатного показника індексу SPEI (понад 2,5) та тривалістю періоду. Надалі в Чернігові спостерігаються відносно нормальні кліматичні умови. Лише одна інтенсивна посуха в даному пункті спостерігалась на початку 1974 р. та зі

збільшенням масштабу відбувається зміщення часу настання посух SPEI12 та SPEI24. Остання, наприклад, сформувалась тільки в жовтні 1976 р. Нетривалі вологі періоди в Чернігові реєструвались також в 1979 р., 1993 р. та 1997 р.

Також слід зауважити, що починаючи з 2000-х років на півночі країни, зокрема у вказаному пункті дослідження, розподіл багатомасштабного індексу посухи демонструє зменшення величини даного показника та загалом збільшення посушливих умов. Проте інтенсивних та екстремальних посух в дане десятиріччя не спостерігалось, а тривалість помірних не перевищувала 1 місяць.

Розподіл індексів посухи в Одесі протягом 1951–2010 рр. представлений на рис. 4.5. Можна зауважити, що на початку 1950-х років мав місце посушливий період з тривалістю посухи SPEI1 не більше 1 місяця, а SPEI24 – понад 10 місяців. В 1952 р. вказаний часовий проміжок змінився на помірно вологий період, тривалість якого практично відповідала повторюваності посушливого. Далі до 1965 р. екстремально посушливих чи вологих явищ в Одесі не спостерігалось. Протягом двох періодів – 1965–1966 рр. та 1968–1970 рр. відбувається істотне збільшення значень індексу посухи SPEI, а це, в свою чергу, демонструє переважання досить вологих кліматичних умов в даному пункті. В наступні декілька років фіксувалось зменшення величини показника посухи, а відповідно встановлення порівняно посушливих умов. Посуха досягала критеріїв інтенсивної лише для показників індексу посухи з масштабами часу від 12 місяців і більше.

В часовому розподілі SPEI наступний етап відзначився тривалим аномально вологим періодом. Його початок припав на листопад 1975 р. Проте для SPEI1 тривалість його не перевищувала 1 місяць. Далі зі збільшенням масштабу часу початок вологого періоду зміщувався. Таким чином, для SPEI24 період зсуву становив майже півтора року, і початок вологого періоду зафіксований в травні 1977 р. Максимальна тривалість становила 25 місяців, тобто понад 2 роки. Далі нетривалий проміжок з відносно нормальними

умовами знову змінився надзвичайно вологим періодом протягом 1979–1982 рр. Найбільші значення (понад 2) індексу SPEI фіксувались для всіх масштабів часу.

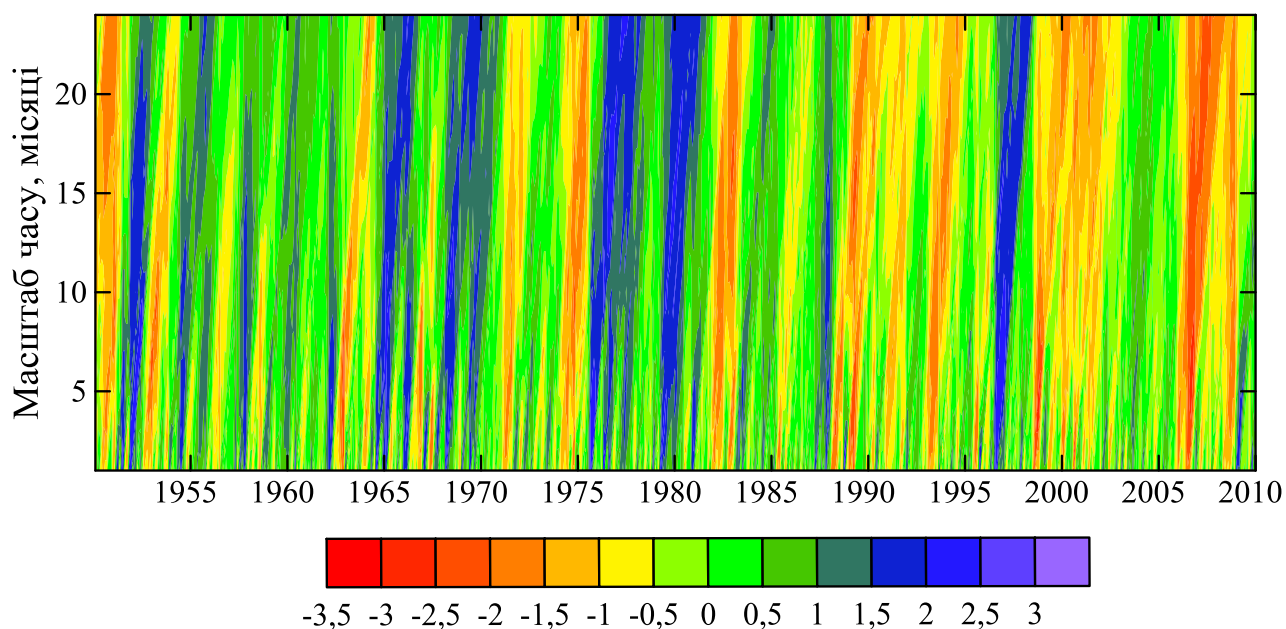


Рис. 4.5. Індекс посухи SPEI з масштабом часу 1–24 місяці в Одесі протягом 1951–2010 рр.

В наступні десятиріччя часових хід нормованого індексу зазнає суттєвих змін. Як зазначалось раніше (див. розділ 1, п.1.4), саме в цей час відзначається початок періоду глобального потепління, що проявляється в інтенсивному збільшенні температури повітря. Тому, починаючи з 1982 р. і практично до кінця періоду дослідження в Одесі спостерігалось переважання посушливих умов. За майже 30 останніх років в пункті дослідження фіксувався лише один нетривалий вологий період, зареєстрований в 1996 р. Надзвичайною посушливістю відзначився період з 1988 р. по 1994 р., хоча й в цей час аномально екстремальних посух не спостерігалось, проте мали місце інтенсивні нетривалі посухи з масштабами часу понад 2 місяці. Окремо слід виділити два останні посушливі часові проміжки – це 1998–2002 рр. та 2006–2009 рр. А між

ними відзначався період зі значеннями SPEI близькими до 0, що відповідає відносно нормальним та помірно посушливим кліматичним умовам. Надзвичайною суворістю та інтенсивністю відзначилась посуха наприкінці періоду, що розглядається. Ця посуха розпочалась в грудні 2006 р. і практично одразу досягла критерію екстремальної ($\text{SPEI} < -2$). Максимальна тривалість екстремальної посухи SPEI1 становила 1 місяць, SPEI12 – 20 місяців, SPEI24 – 33 місяці. А найбільша інтенсивність фіксувалась на рівні $-3 \div -2,5$. Таким чином, при аналізі часової мінливості індексу посухи встановлено, що на півдні України протягом останнього тридцятиріччя кількість, інтенсивність та тривалість посух та посушливих умов істотно збільшилась.

Наступною “характерною” точкою дослідження часового розподілу посух в Україні є Ужгород, що є показовим для всіх західних регіонів країни.

Графік розподілу індексу SPEI для різних масштабів часу в Ужгороді представлений на рис. 4.6. Результати, отримані для даного пункту, в більшості узгоджуються з одержаними для Одеси. Проте й існують свої характерні особливості. Так, можна зауважити, що в Ужгороді останні 30 років відзначились вагомим зменшенням показника SPEI, а значить збільшенням кількості та інтенсивності посух й загальним пануванням посушливих умов. Також зафіксований тривалий екстремальний вологий період, що прийшовся на 1974–1980 рр., тобто на кінець періоду стабілізації та початок глобального потепління. Але, на відміну від попереднього пункту дослідження, в Ужгороді інтенсивні посухи спостерігались й протягом першого тридцятиріччя. Екстремальні посухи відзначені в 1960 р. та 1964 р. Також тривалий посушливий період реєструвався протягом 1970–1974 рр. Між цими небезпечними посушливими випадками спостерігався помірно вологий період.

Таким чином, аналіз часового розподілу посух в південних та західних регіонах України підтверджують результати отримані при аналізі просторової мінливості, оскільки вони демонструють вагоме збільшення кількості посух в останні декілька десятиріч.

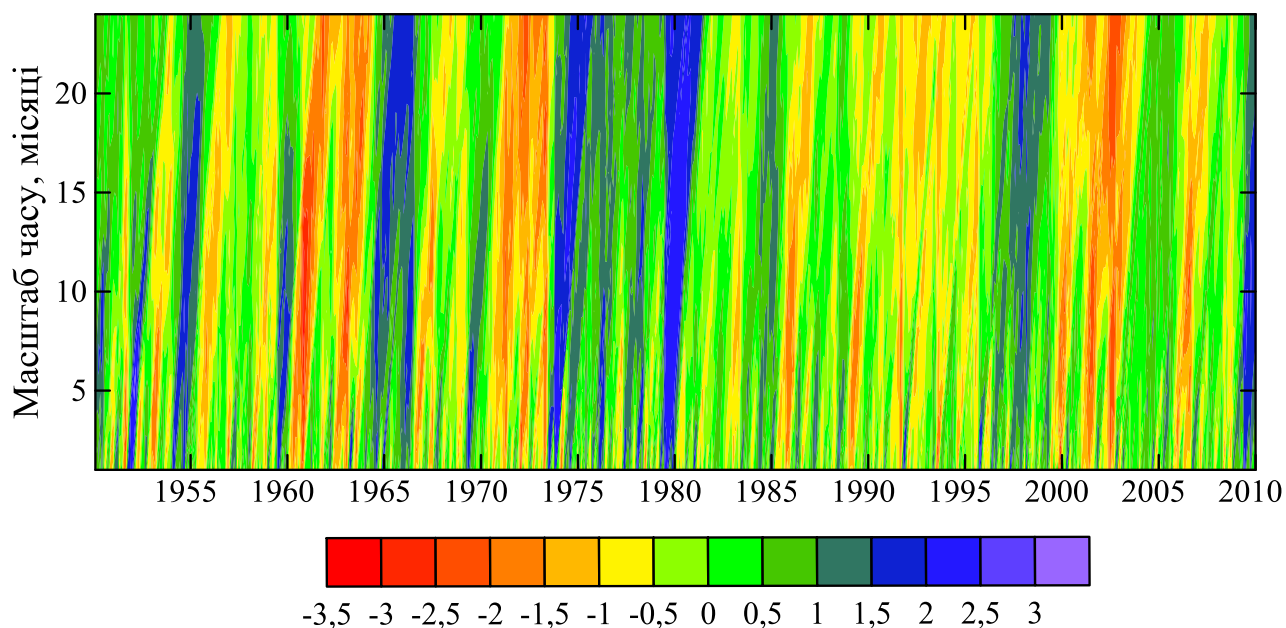


Рис. 4.6. Індекс посухи SPEI з масштабом часу 1–24 місяці в Ужгороді протягом 1951–2010 рр.

Останнім розглядався пункт дослідження – Луганськ, який також є “характерним” для всіх східних та північно-східних областей України. Початок 1950-х років відзначився встановленням посушливих умов. Екстремальні посухи спостерігались в 1953 р. та 1956 р. При цьому тривалість посухи, що розпочалась в 1953 р., для SPEI24 перевищувала 20 місяців. Інтенсивний вологий період фіксувався в 1957 р. Далі практично до 1975 р. спостерігалось чергування відносно нормальних кліматичних умов з помірно посушливими та вологими. Нетривалі, проте достатньо інтенсивні, посухи реєструвались в 1971 р. та 1974 р. Як і у всіх попередніх пунктах дослідження, період з 1976 р. по 1982 р. відзначився етапом з надзвичайно вологими умовами. При цьому чітко простежуються два максимуми індексів SPEI – в 1976 р. та 1980 р., між якими фіксувалось зменшення показників стандартизовано індексу опадів та сумарного випаровування і встановлення інтенсивної короткотривалої посухи. Протягом другого тридцятиріччя спостерігалось панування відносно нормальних кліматичних умов. Надзвичайно екстремальних сухих чи вологих

періодів в цей час в Луганську не виявлено та лише останні 5 років дослідження відзначились встановленням посушливих умов. Так, з 2006 р. по 2010 р. мали місце поодинокі помірні посухи з масштабом часу 1 місяць та довготривала (понад 42 місяці) з масштабом часу 24 місяці, яка також за своєю інтенсивністю досягала лише критерію помірної (рис. 4.7).

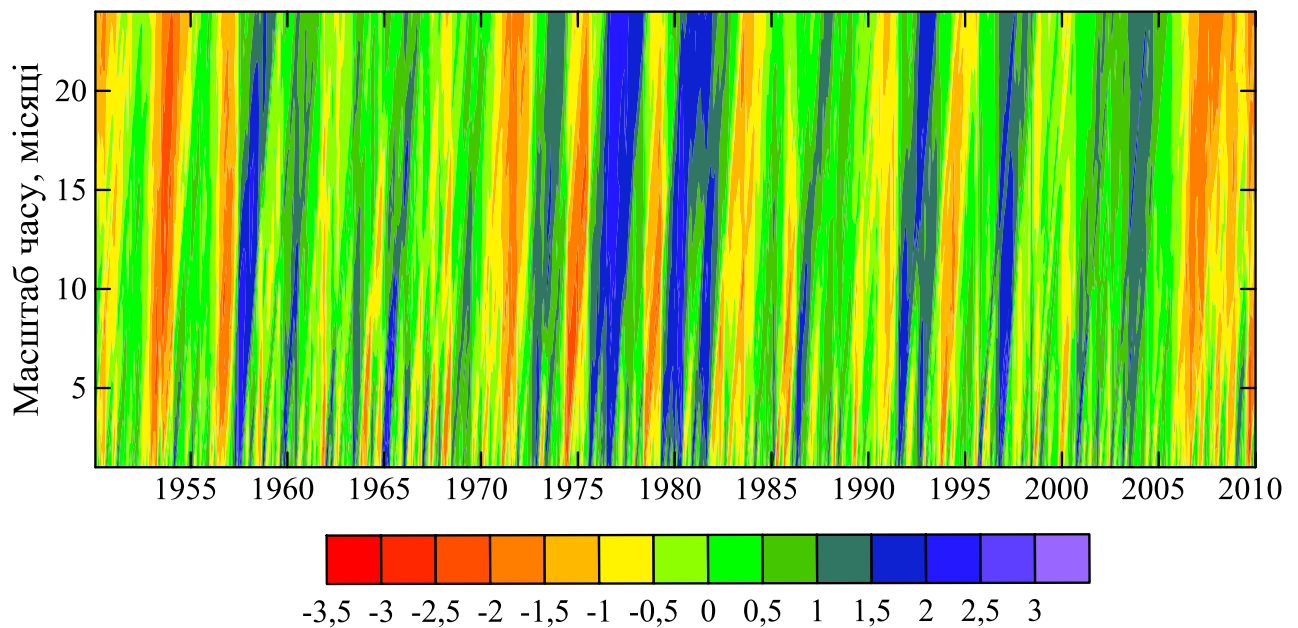


Рис. 4.7. Індекс посухи SPEI з масштабом часу 1–24 місяці в Луганську протягом 1951–2010 рр.

Отже, за допомогою часового аналізу індексу посухи встановлено, що у всіх пунктах дослідження найбільш вологий період прийшовся на кінець 1970-х–початок 1980-х років. А кількість та інтенсивність посух в останні десятиріччя значно зросла, особливо на півдні та заході країни. Найбільш екстремальна та тривала посуха зафіксована в Одесі протягом 2006–2009 рр.

4.3. Зміни посушливих та вологих періодів

Важливим є визначення періодів, протягом яких відбулись різкі зміни в часовому ході індексу посухи. В даній роботі такий аналіз пропонується виконати за допомогою методу накопичених сум (CUSUM), алгоритм застосування якого представлений у п. 2.2. Для виконання такого аналізу для 4-х пунктів дослідження побудовані графіки накопичених сум протягом 1951–2010 рр. Розрахунки виконувались для SPEI з масштабом часу 12 місяців. Треба зауважити, що на графіках представлені не накопичені суми значень індексу посухи, а накопичені суми різниці між значенням SPEI та його середньою величиною. Як зазначалось раніше, на кривій сегменти з нахилом догори вказують період, коли значення SPEI мали тенденцію бути більшими за середню величину, сегменти з нахилом донизу вказують на період зі значеннями SPEI меншими за середню. Різка зміна нахилу кривої значень накопичених сум вказує на різкий зсув або зміну середньої величини. Монотонний розподіл кривої свідчить про незмінність середньої величини індексу посухи. Також щоб простежити процеси зміни величини індексу SPEI побудовані графіки розподілу нормованого індексу з масштабом 12 місяців з зазначенням лінійних трендів в періоди різких змін. Слід зауважити, що графіки часового розподілу нормованого індексу не повинні відображати структуру кривих накопичених сум, а лише приводяться для демонстрації поведінки самого індексу в періоди між датами різких змін.

Графік накопичених сум для Чернігова в період 1951–2010 рр. представлений на рис. 4.8. За отриманими результатами встановлено, що з рівнем значущості 95% найбільш суттєві зміни в Чернігові за весь 60-річний період дослідження відбулись в 1965 р. та 1971 р. Якщо розглядати нахил кривих в період між вказаними датами, що виділені вертикальними прямими, то до 1961 р. сегмент кривої має нахил вниз, тобто значення накопичених сум

були менше середньої величини, що свідчить про зменшення показника SPEI, а отже, збільшення посух. Зменшення індексу посухи в цей час показує і розподіл самого SPEI12 в період 1951–1965 рр. (рис. 4.9).

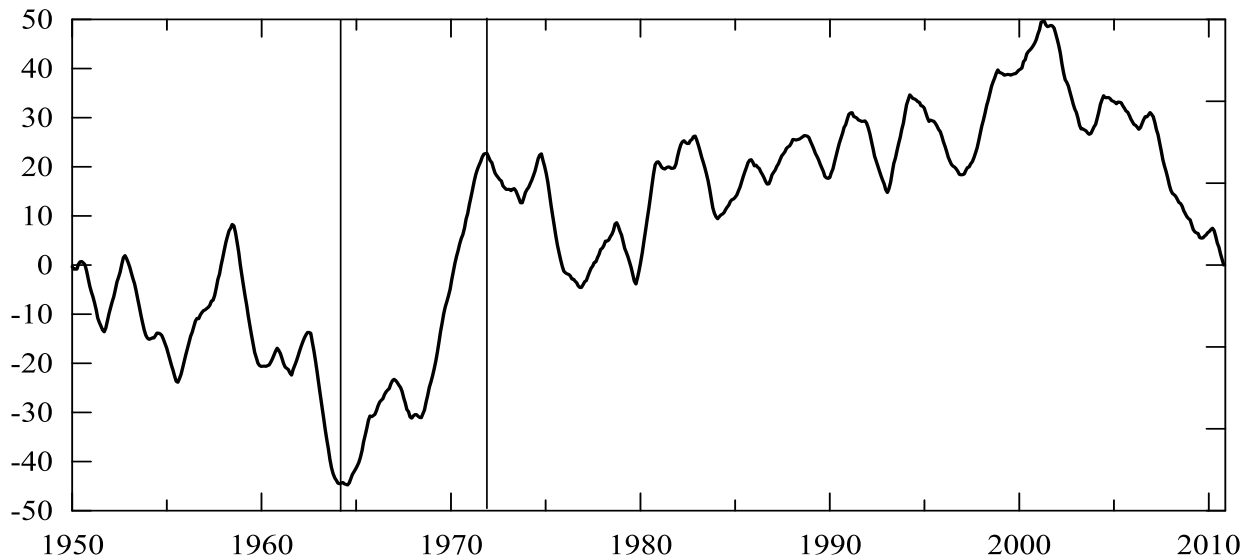


Рис. 4.8. Накопичені суми SPEI12 в Чернігові в період 1951–2010 рр.

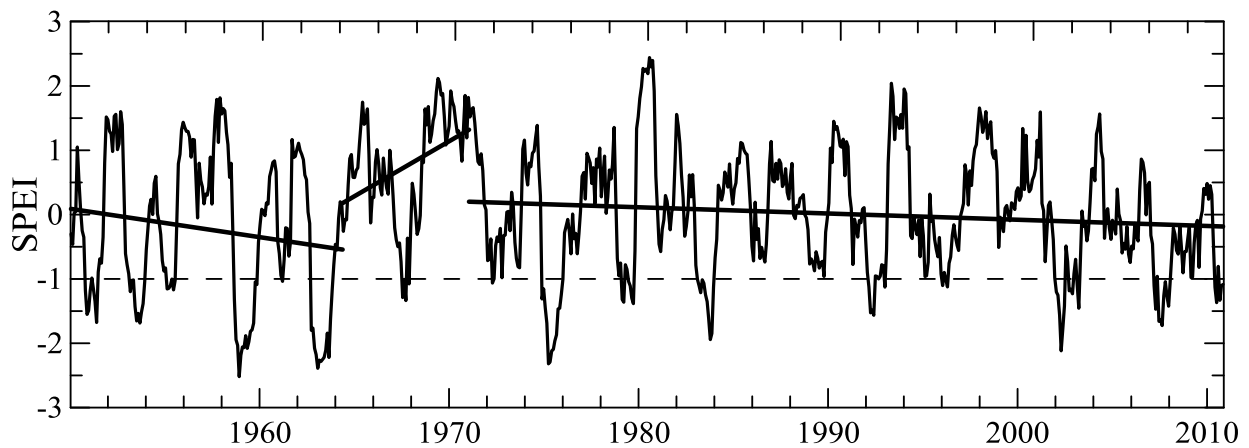


Рис. 4.9. Розподіл індексу SPEI12 в Чернігові протягом 1951–2010 рр.

Період з 1965 р. по 1971 р. відзначився різким збільшенням величини індексу посух, а на графіку CUSUM цей проміжок часу має вигляд ділянки на кривій з чітким нахилом вгору. В попередньому підрозділі також було

встановлено, що цей період часу в Чернігові за все шістдесятиріччя відзначився найбільш вологими умовами (див. розділ 4, п. 4.2). Подальша мінливість кривої накопичених сум не демонструє різких змін в часовому ході індексу посухи, що свідчить про монотонний розподіл вказаної характеристики. В своєму часовому ході SPEI12 від початку 1970-х й до кінця періоду також не зазнає суттєвих змін, лише поступово дещо зменшується до кінця періоду.

Наступним пунктом дослідження є Одеса. Отримані результати представлені на рис. 4.10 та рис. 4.11. Виявлено, що найбільш різкими змінами також з рівнем значущості 95% в часовому розподілі індексу посухи відзначились 1981 р. та 1988 р. Таким чином, в період 1951–1981 рр. відбувалось поступове накопичення величин SPEI вище середнього значення. Фактичний розподіл нормованого індексу також в цей час демонструє тренд на збільшення індексу до вказаної дати. Початок 1980-х років відзначився найбільш вологим періодом для більшості пунктів спостереження, в тому числі й Одеси. А це, в свою чергу пояснює, розташування так званого піку максимальних значень накопиченої суми саме в 1981 р. З цієї дати й до 1988 р. відбувалось поступове несуттєве зменшення показника посухи. Проте в 1988 р. в Одесі спостерігався також досить вологий період, після якого, як зазначалось раніше, фіксувалось істотне збільшення кількості та інтенсивності посух в даному пункті. На графіках CUSUM цей період представлений сегментом кривої різко направленим вниз. Також зменшення значення SPEI показує і графік розподілу індексу посух з масштабом часу 12 місяців з 1988 р. по 2010 р.

Результати, отримані для Ужгороду, дещо відрізняються від інших пунктів дослідження, оскільки в часовому розподілі індексу посухи зафіксовано шість періодів з різкими змінами (рис. 4.12). В Ужгороді перші суттєві зміни зареєстровані в 1964 р. Ділянка кривої графіку CUSUM направлена вниз, а розподіл індексу SPEI з масштабом часу 12 місяців показує різке збільшення посух, а відповідно тренд на зменшення величини SPEI (рис. 4.13).

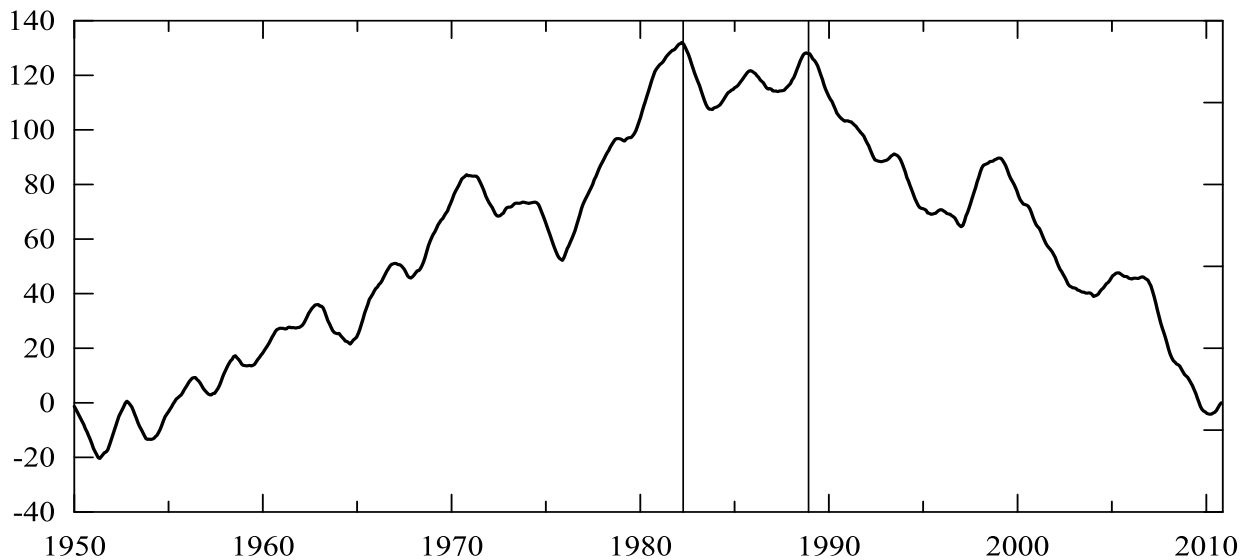


Рис. 4.10. Накопичені суми SPEI12 в Одесі в період 1951–2010 рр.

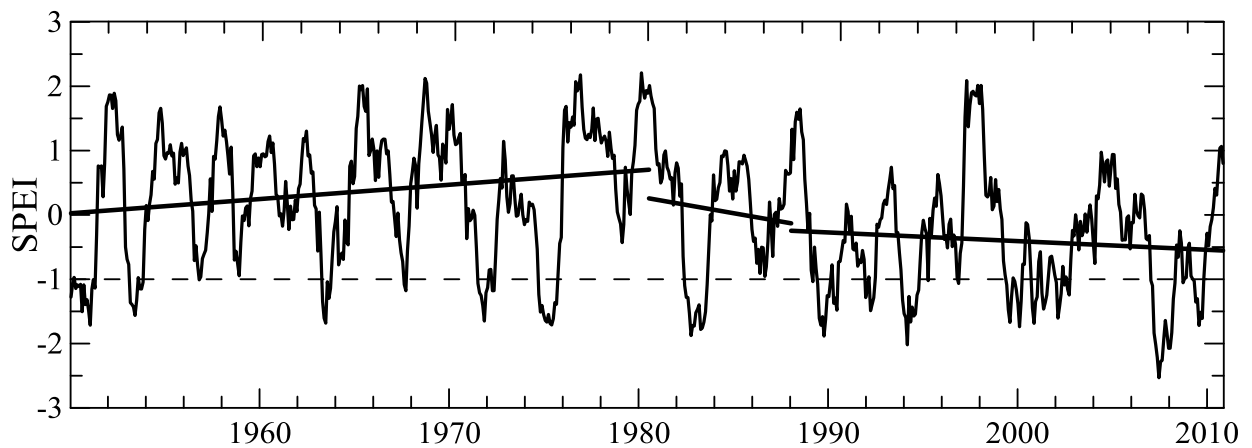


Рис. 4.11. Розподіл індексу SPEI12 в Одесі протягом 1951–2010 рр.

Наступні істотні зміни в часовому ході показника посухи зафіксовані в 1967 р. Протягом 1964–1967 рр. спостерігається різке збільшення значень SPEI і один з найбільш вологих періодів в Ужгороді за весь 60-річний період дослідження. Відсутність суттєвих змін в розподілі посух й монотонна поведінка кривої графіка накопичених сум спостерігається до настання наступної дати різких змін, а саме 1970 р. З цього часу й до 1973 р. сегмент кривої CUSUM різко направлений вниз. А це певною мірою відображається в

зміні процесів. І за результатами попередніх досліджень і за мінливістю SPEI12, що представлена на рис. 4.13, встановлено, що в Ужгороді в цей період спостерігалась одна з найбільш інтенсивних та тривалих посух. Далі відбувається перебудова процесів, індекс посухи приймає додатні значення, а ділянка графіка накопичених сум приймає направлення вгору. Таким чином, наступний максимум цієї характеристики відзначається в 1981 р.

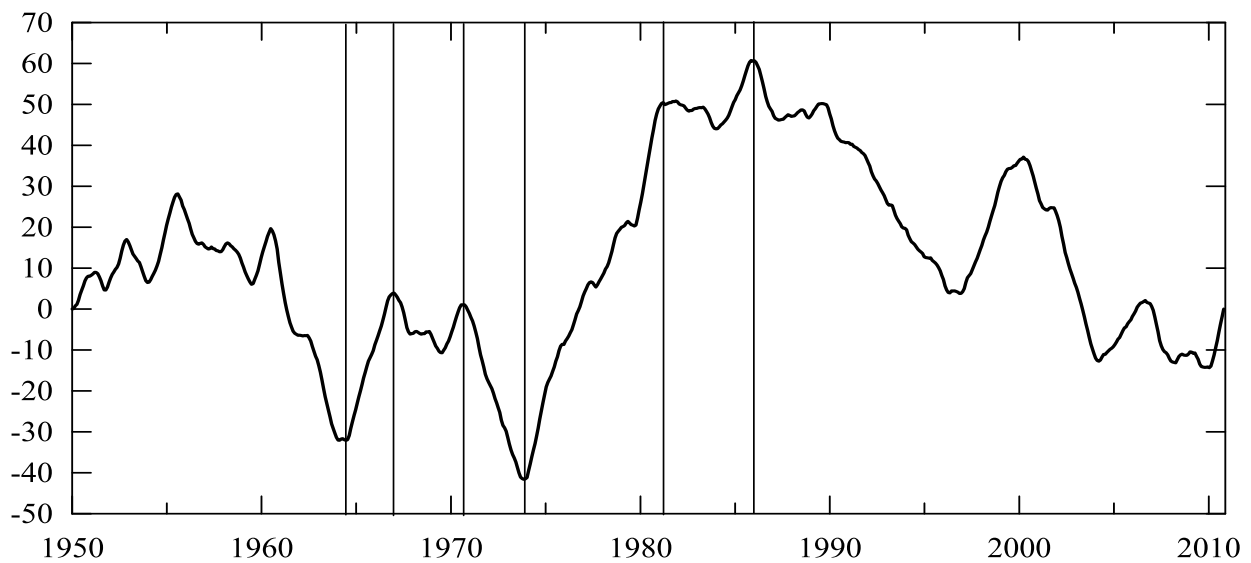


Рис. 4.12. Накопичені суми SPEI12 в Ужгороді в період 1951–2010 рр.

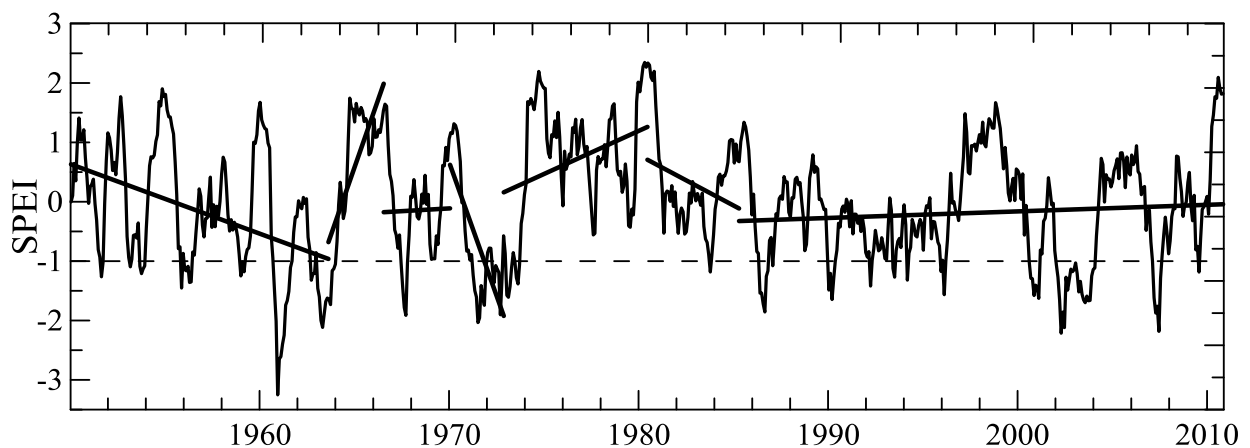


Рис. 4.13. Розподіл індексу SPEI12 в Ужгороді протягом 1951–2010 рр.

Також відповідні зміни зафіксовані в 1986 р., який став останньою датою різких змін в цьому пункті. Після 1986 р. й до 2010 р. індекси SPEI мали тенденцію бути меншими за середню величину. А графік SPEI12 демонструє, що показник посухи не зазнає істотних змін до кінця періоду, приймаючи в середньому значення близькі до 0, а помірно посушливі періоди чергувались з помірно вологими.

Останнім пунктом дослідження є Луганськ, для якого в часовому розподілі посух також зафіксовані свої періоди різких змін з високим рівнем значущості, тобто 95%. Перша характерна дата за результатами розрахунку накопичених сум різниці між значеннями SPEI та його середньою величиною зафіксована в 1976 р. З 1951 р. й до цього періоду графік CUSUM мав вигляд кривої, що змінювалась поступово (рис. 4.14). В часовому ході індексу посухи хоча й фіксується декілька інтенсивних посух, проте переважну частину періоду індекси SPEI приймали додатне значення, тому на графіку розподілу нормованого індексу з масштабом часу 12 місяців в цей час спостерігається тренд на збільшення SPEI. З 1976 р. по 1982 р., коли й зафіксована наступна суттєва зміна індексу, відзначається різке збільшення показника посухи і панування досить вологих кліматичних умов (рис. 4.15). Тому й крива накопичених сум протягом цього періоду різко направлена вгору. Таким чином, період з 1982 р. по 2010 р. відзначається відносно рівномірним розподілом індексу посухи. Якщо аналізувати графік накопичених сум, то можна відзначити, що в цей час спостерігається поступова монотонна зміна розрахованих значень. А графік часового ходу нормованого індексу SPEI12 в Луганську демонструє поступову зміну SPEI, хоча й лінійний тренд має тенденцію до зменшення показників індексу посухи, ймовірніше всього це відбувається за рахунок досить тривалої посухи в кінці періоду.

Таким чином, застосування методу накопичених сум при вивченні часового розподілу індексу посухи в різних регіонах України дало можливість встановити не лише характерні особливості часового ходу показника посухи, а

й визначити періоди різких змін в цьому розподілі. При цьому, слід зауважити, використання цієї методики забезпечує одержання результатів з високим рівнем значущості. А отримані дати настання різких змін практично повністю узгоджуються з часовим розподілом індексів посух, оскільки в більшості пунктів ці періоди співпали або з надзвичайно посушливим, або екстремально вологим періодом.

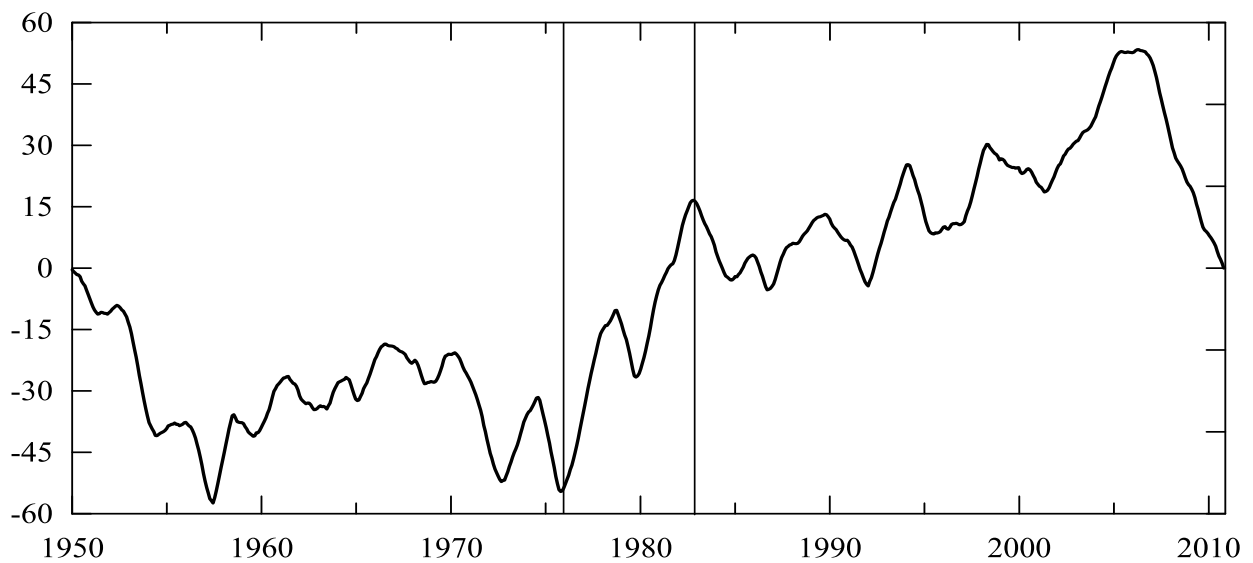


Рис. 4.14. Накопичені суми SPEI12 в Луганську в період 1951–2010 рр.

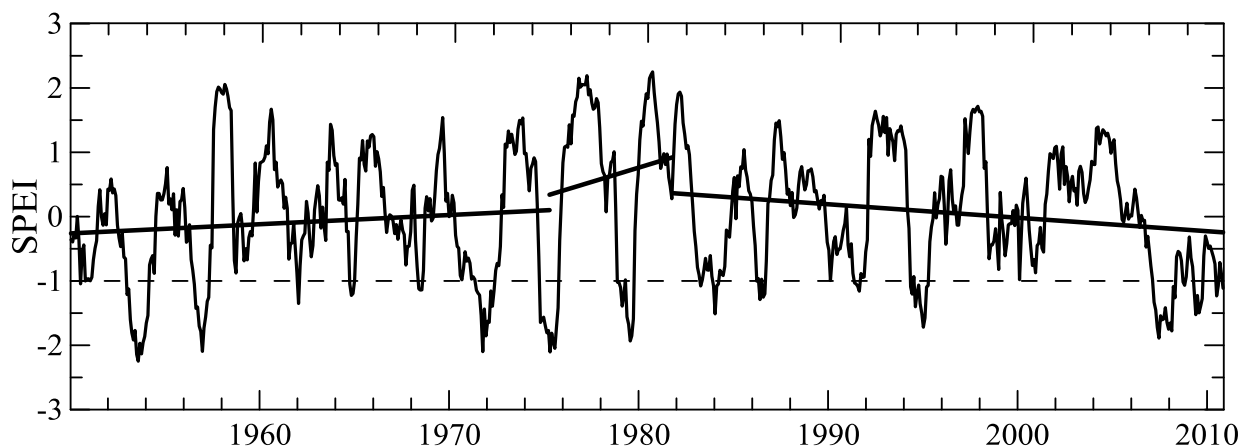


Рис. 4.15. Розподіл індексу SPEI12 в Луганську протягом 1951–2010 рр.

4.4. Оцінка індексів посухи протягом 2011–2040 рр. за даними регіональних кліматичних моделей

Одним з основних інструментів вивчення сучасних кліматичних змін є гідродинамічні моделі. Відомо, що таких моделей клімату, як і наукових методик прогнозу клімату, існує досить багато. Кожна з них має свої переваги і недоліки.

Сучасні моделі загальної циркуляції атмосфери і океану дозволяють розглянути не тільки зміни глобального клімату, а й, певною мірою, оцінити його регіональні аспекти. Є дуже ймовірним, що підвищення глобальних середніх температур, яке спостерігається з середини 20 століття, здебільшого викликано підвищенням концентрацій антропогенних парникових газів. Щоб визначити причини змін клімату, 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. Під час експерименту розраховувався клімат 20 століття при заданих, відповідних до спостережень, концентраціях парникових газів, а також клімат для різних сценаріїв, які наведені у Спеціальній доповіді зі сценаріїв викидів. Все це дозволило просунутися в уточненні та підвищенні достовірності оцінок майбутніх змін клімату, а також оцінити імовірнісні розподіли характеристик клімату для різних сценаріїв [96].

Повний набір отриманих даних реалізований у європейському проекті ENSEMBLES, що містить результати модельних розрахунків для великої кількості кліматичних змінних [97]. Саме вказаний архів даних використовується для оцінки можливого розподілу посух в майбутньому тридцятиріччі (2011–2040 рр.). При цьому був сформований ансамбль моделей, що складається з 9 глобальних моделей. В межах цих глобальних моделей

відібрано 14 регіональних кліматичних моделей (РКМ) з кроком сітки 25 км. Така роздільна здатність є найбільш придатною для дослідження регіональних особливостей кліматичних змін в певному пункті чи області.

Як зазначалось раніше (див. розділ 2, п.2.1) індекс посухи SPEI є об'єктивним показником наявності посухи, для розрахунку якого необхідні дані температури та опадів. Таким чином, для пунктів дослідження, тобто Чернігів, Одеса, Ужгород, Луганськ, й періоду 2011–2040 рр. були підготовлені модельні дані зазначених характеристик з використанням архіву проекту ENSEMBLES, що знаходиться у вільному доступі [97].

З метою виявлення характерних відмінностей в модельних показниках для кожного пункту та всіх моделей розраховані середньорічні значення температури для всього періоду 2011–2040 рр. та річні суми опадів в середньому для цього ж часового проміжку (табл.4.1–4.2). Для порівняння в таблицях також наведені дані багаторічної кліматичної норми вказаних характеристик з кліматичного Кадастру України [14].

Прогностичними змінними в усіх моделях є тиск, температура, горизонтальні проекції швидкості вітру, абсолютна вологість і водність хмар [98-101]. Аналізуючи результати обчислення середньорічної температури повітря в середньому за весь тридцятирічний період можна відзначити, що для всіх пунктів дослідження найвищі значення середньорічної температури повітря, які перевищують кліматичну норму в середньому на 2–3 °С, очікуються за даними декількох кліматичних моделей. Зокрема, це регіональна модель HIRHAM, розроблена в Датському метеорологічному університеті (DMI) [102]. Також значно вищі температурні показники очікуються за даними регіональної моделі RCA3, яка розробляється в Росбї центрі Шведського гідрометеорологічного інституту (Норчепінг, Швеція) [103].

Таблиця 4.1

Середньорічна температура повітря для різних моделей зміни клімату за період 2011–2040 рр.

№	Глобальна модель	Регіональна модель	Середньорічна температура, °С			
			Ужгород	Луганськ	Чернігів	Одеса
1	APREGЕ_RM5.1	Aladin	9,9	10,5	9,0	11,8
2	APREGЕ	HIRHAM	11,9	11,5	8,9	13,7
3	ECHAM5-r3	RACMO	10,2	9,6	8,2	11,9
4		RCA	9,4	9,5	8,3	11,7
5		REMO	10,1	10,0	7,9	12,7
6		DMI- HIRHAM5	12,5	11,6	10,9	14,9
7	ECHAM5	RCA3	9,5	9,9	8,1	11,4
8	CGCM3	CRCM	4,5	5,3	3,0	7,8
9	BCM	RCA	11,1	11,7	10,7	13,2
10		DMI- HIRHAM5	7,5	7,7	5,2	10,1
11	HadCM3Q0	CLM	10,4	11,5	9,0	12,8
12		PRCM	9,9	9,2	7,4	11,4
13	HadCM3Q3	RCA	8,6	8,8	7,1	10,6
14	HadCM3Q16	RCA3	11,8	11,3	9,8	13,3
15	За даними кліматичного кадастру		9,7	8,5	6,7	10,1

Треба зазначити, що практично всі РКМ в найближчі 30 років прогнозують збільшення температури повітря для всіх пунктів дослідження. Високою точністю відзначаються регіональні моделі RCA, REMO та Aladin.

Модель RCA та її удосконалена версія RCA3, що реалізована в глобальній моделі ECHAM5, сформована в Ірландському національному Метеорологічному інституті [104]. Регіональна кліматична модель REMO розроблена в Інституті метеорології ім. Макса Планка в Гамбурзі [103]. Модель Aladin створена у науково-дослідному інституті Метео-Франс (Тулуза, Франція) та реалізована в межах глобальної моделі APREGE_RM5.1. За даними цих моделей у всіх пунктах дослідження очікується підвищення середньорічної температури повітря на 1–2 °C. А при порівнянні температурних показників між пунктами встановлено, що найвищі значення середньорічної температури прогнозуються для Одеси в середньому на рівні 11–13 °C при багаторічній кліматичній нормі 10,1 °C.

В той час мінімальні значення температури повітря, що очевидно значно занижені, демонструє кліматична модель CRCM, розроблена Департаментом кліматологічних досліджень Канади (м. Монреаль) [105]. За даними цієї моделі прогнозовані значення температури повітря на 3–4 °C нижче значень базового періоду (1961–1990 рр.).

Також можна зауважити, що найвищі температурні показники протягом наступного тридцятиріччя очікуються на півдні України, що підтверджують результати отримані для м. Одеса. Дещо менші значення, проте також вищі за багаторічну кліматичну норму, прогнозуються в Ужгороді та Луганську. Найнижчі ж величини середньорічної температури повітря всі РКМ демонструють для Чернігова.

Аналіз багаторічного розподілу опадів показав, що за даними кліматичного Кадастру України максимальна річна сума опадів (748 мм) спостерігається в Ужгороді, мінімальні ж показники цієї величини відзначаються в Луганську та Одесі. Якщо порівнювати фактичні кліматичні дані з модельними, можна зауважити, що більшість з розглянутих моделей прогнозують збільшення кількості опадів протягом 2011–2040 рр. Лише в Одесі за даними практично усіх моделей очікується річна кількість опадів в межах

норми та навіть менше цієї величини. Проте важливо відзначити, що деякі РКМ демонструють явне аномальне завищення показників річної суми опадів. Так, DMI-HIRHAM5 – регіональна модель Датського метеорологічного інституту для Ужгороду та Луганську практично в два рази перевищує показники базового періоду. При цьому для Одеси дана модель показує результати наближені до норми. Завищені в декілька разів значення кількості опадів фіксуються для трьох з чотирьох пунктів дослідження за показниками регіональної моделі RCA, сформованої на основі глобальної – BSM. Також для Ужгороду дещо завищені значення прогнозують регіональні моделі CLM та DMI-HIRHAM5, що використовують граничні умови глобальної моделі HadCM3Q0 та BSM відповідно (табл. 4.2).

Найбільш близькими до багаторічних кліматичних показників за своїми величинами суми опадів є моделі RCA3, RCA та REMO, що є реалізаціями глобальних кліматичних ECHAM5, HadCM3Q3 та ECHAM5-r3.

Варто зауважити, що при формуванні тієї чи іншої кліматичної моделі враховується різні сценарії майбутніх змін клімату. 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. Вони сприяють аналізу змін клімату, включаючи моделювання клімату та оцінку наслідків, адаптацію та пом'якшення наслідків. Робочою групою Міжнародної групи експертів зі змін клімату [1] були розроблені чотири основних описових сюжетних лінії 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

парникових газів та викидів сірки. Кожний сценарій являє собою конкретне кількісне тлумачення однієї з чотирьох сюжетних ліній [106].

Таблиця 4.2

**Річна сума опадів для різних моделей зміни клімату за період
2011–2040 рр.**

№	Глобальна модель	Регіональна модель	Річна сума опадів, мм			
			Ужгород	Луганськ	Чернігів	Одеса
1	APREGЕ_RM5.1	Aladin	955	503	623	397
2	APREGЕ	HIRHAM	832	641	726	391
3	ECHAM5-r3	RACMO	817	509	645	359
4		RCA	903	634	810	461
5		REMO	891	626	730	407
6		DMI- HIRHAM5	1387	1488	888	480
7	ECHAM5	RCA3	863	634	766	458
8	CGCM3	CRCM	781	580	644	681
9	BCM	RCA	891	1898	1150	1607
10		DMI-HIRHAM5	1287	928	837	553
11	HadCM3Q0	CLM	1144	609	951	449
12		PRCM	744	777	706	830
13	HadCM3Q3	RCA	786	660	686	474
14	HadCM3Q16	RCA3	731	970	680	403
15	За даними кліматичного кадастру		748	474	599	464

В даному випадку практично всі розглянуті моделі входять до сценарної родини A1. Це сімейство сценаріїв передбачає швидкий економічний розвиток людства, з піком народонаселення планети на середину століття та наступним його зниженням, зі швидким запровадженням нових ефективних технологій. Головними темами розвитку будуть зближення регіонів, накопичення потенціалу та розвиток культурних та соціальних зв'язків, суттєве зменшення відмінностей між регіонами у доходах на душу населення. Сімейство сценаріїв A1 розвивається у три окремі групи в залежності від технологічних змін у енергетичній системі. Проте майже всі представлені моделі реалізовувались для сценарію A1B, що передбачає збалансований розвиток всіх джерел енергії [1]. Єдине виключення становить регіональна модель зміни клімату RCA3, сформована на основі глобальної ECHAM5, що представлена для сюжетної лінії A2, описує дуже гетерогенний світ. Головною темою є розвиток самодостатності та збереження локальних особливостей. Взаємозближення та збагачення між регіонами відбувається дуже повільно, що призводить до постійного зростання населення. Економічний розвиток орієнтується переважно на регіони, економічне зростання, прибутки на душу населення, технологічні зміни є більш фрагментовані і повільніші у порівнянні з іншими сценаріями.

За даними 14 вказаних регіональних моделей для кожного пункту спостережень розраховані очікувані протягом 2011–2040 рр. модельні значення індексу посухи SPEI з масштабом часу 24 місяці. Далі з використанням цих результатів обчислені середні показники SPEI за всім ансамблем моделей, що, в свою чергу, дає можливість встановити найбільш ймовірний майбутній розподіл індексу посухи з врахуванням різних сценаріїв зміни клімату. Також обчислені довірчі інтервали вказаного часового розподілу. Очевидно, що аналіз середнього розподілу за даними 14 РКМ не може продемонструвати в який саме рік чи місяць сформується посуха, проте такий підхід дає можливість розглянути загальні очікувані тенденції розподілу індексу SPEI та встановити

період настання найбільш ймовірних посух, які прогнозуються за даними більшості кліматичних моделей. Тому, для більшої наочності побудовані графіки розподілу індексу SPEI24 протягом 1981–2040 рр. При цьому перші 30 років, тобто 1981–2010 рр., представлені за фактичними даними вхідних змінних, а наступне тридцятиріччя – результатами модельних розрахунків окремо для кожної РКМ та загалом в середньому для всього ансамблю моделей з зазначенням меж довірчих інтервалів.

Результати обчислення для пункту Чернігів представлені на рис. 4.16. Як зазначалось на попередньому етапі роботи, протягом 1981–2010 рр. в даному пункті спостерігалось збільшення кількості та інтенсивності посух. Ці результати також підтверджує часовий розподіл індексу посухи, представлений на рис. 4.16, що також демонструє тренд на зменшення величин індексу SPEI. При моделюванні очікуваного розподілу індексу посухи встановлено, що в 2011–2040 рр. індекси SPEI демонструють тренд на зменшення своїх показників. В середньому індекс SPEI практично протягом всього тридцятирічного періоду за своїми значеннями близький до 0. Висока ймовірність виникнення посух відзначається протягом 2014–2016 рр. та 2024–2026 рр. Проте окремо виділяється часовий проміжок на початку 2030-х років, де простежується чітке зменшення показників індексу до від’ємних значень практично для всіх РКМ та відповідної середньої величини. Таким чином, в Чернігові найбільш ймовірним періодом формування посух є 2030–2035 рр.

Результати розрахунку очікуваних індексів посухи і відповідно їх часовий розподіл в м. Одеса за даними РКМ переставлений на рис. 4.17. Перший тридцятирічний період, розрахований за фактичними даними, відзначається різким збільшенням посушливих випадків. Оскільки протягом цього періоду часу фіксується декілька інтенсивних та тривалих посух. Часовий розподіл модельних показників SPEI в наступні 30 років також демонструє тренд на зменшення значень індексу. Найбільш ймовірне формування посух також в період з 2030 р. по 2035 р. За даними розташування меж довірчих інтервалів,

можна стверджувати, що велика ймовірність виникнення посух є в 2015 р., 2025 р. і загалом після 2030-х й до кінця періоду дослідження.

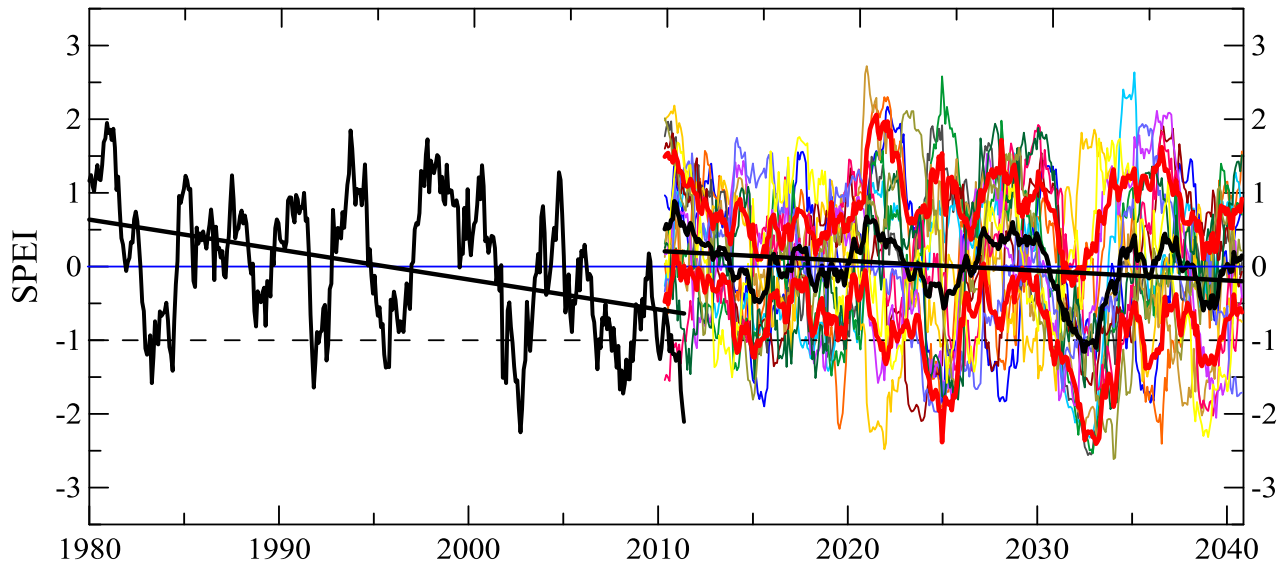


Рис. 4.16. Індекси посухи SPEI24 в м. Чернігів протягом 1981–2040 рр. за даними РКМ

Подібні результати отримані й для двох інших пунктів дослідження. Фактичний розподіл індексу посухи та його модельні дані для Ужгороду зображені на рис. 4.18. Не такий інтенсивний, як, наприклад в Одесі, проте також тренд на збільшення посух спостерігається для обох тридцятирічних періодів. Фактичні індекси SPEI демонструють максимальне збільшення посух на початку 2000-х років. В той час розподіл нормованого індексу посухи за показниками, одержаними на основі використаних регіональних кліматичних моделей, демонструє подібний тренд. Проте в Ужгороді інтенсивність очікуваного зменшення SPEI є більшою, ніж в Чернігові.

Для Луганська найбільш тривала та інтенсивна посуха за останні 30 років спостерігається в кінці цього періоду, тобто 2006–2010 рр. А загалом для всього тридцятиріччя, як і в попередніх випадках, простежується чіткий тренд на збільшення посушливості.

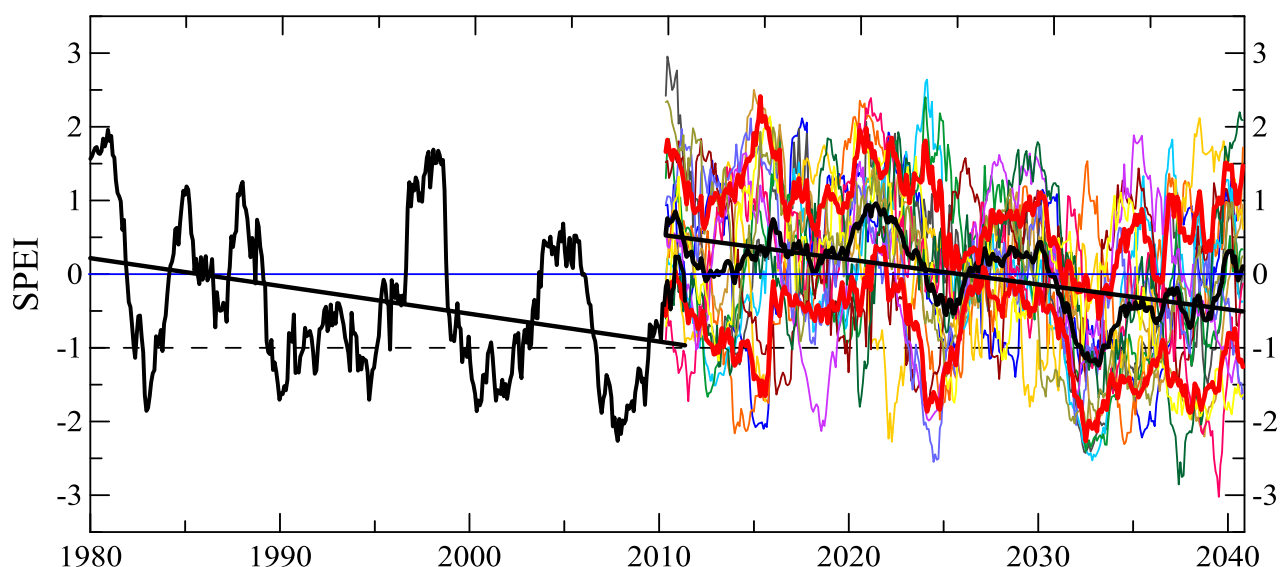


Рис. 4.17. Індекси посухи SPEI24 в м. Одеса протягом 1981–2040 рр. за даними РКМ

Побудований часовий хід SPEI для ансамблю моделей в Луганську в наступне тридцятиріччя також демонструє очікуване зменшення показників індексу посухи, проте це зменшення найменш інтенсивне серед всіх пунктів дослідження. Проте й для Луганську на початку 2030-х років зафіксоване найбільш ймовірне формування інтенсивної тривалої посухи (рис. 4.19).

Таким чином, можна зауважити, що за результатами обчислення очікуваного часового розподілу індексів посух для певного набору регіональних кліматичних моделей, в середньому у всіх регіонах України в наступні 30 років очікується збільшення посушливих умов та посух. Найбільш ймовірним для всіх пунктів дослідження є формування посух на початку 2030-х років. При цьому найбільш інтенсивне збільшення посушливих випадків очікується на півдні країни.

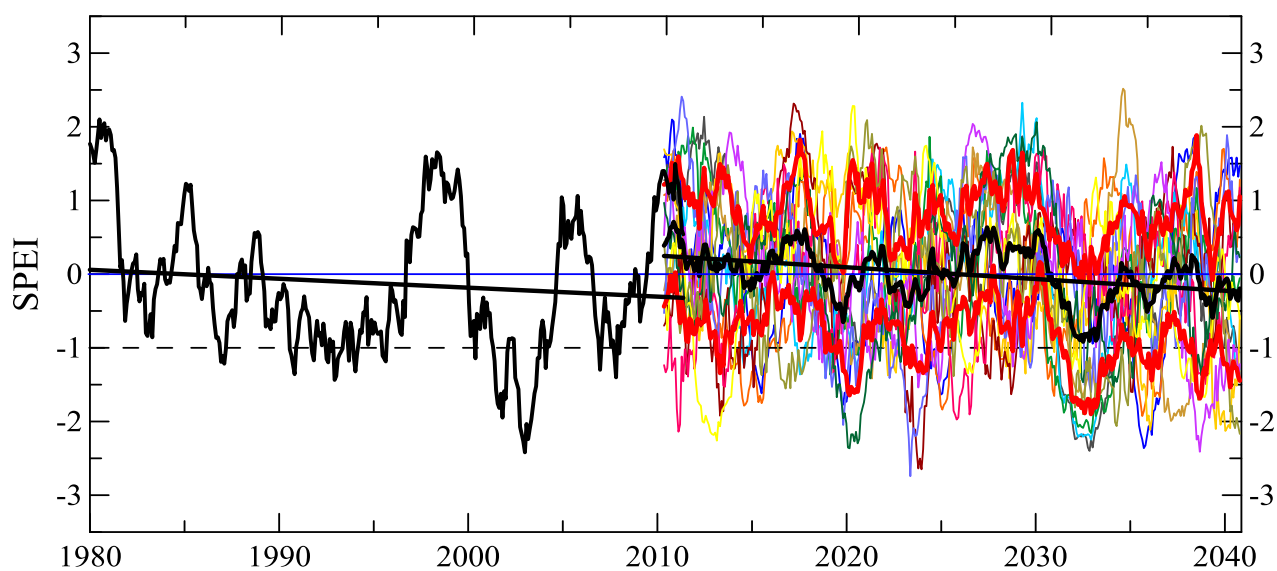


Рис. 4.18. Індекси посухи SPEI24 в м. Ужгород протягом 1981–2040 рр.
за даними РКМ

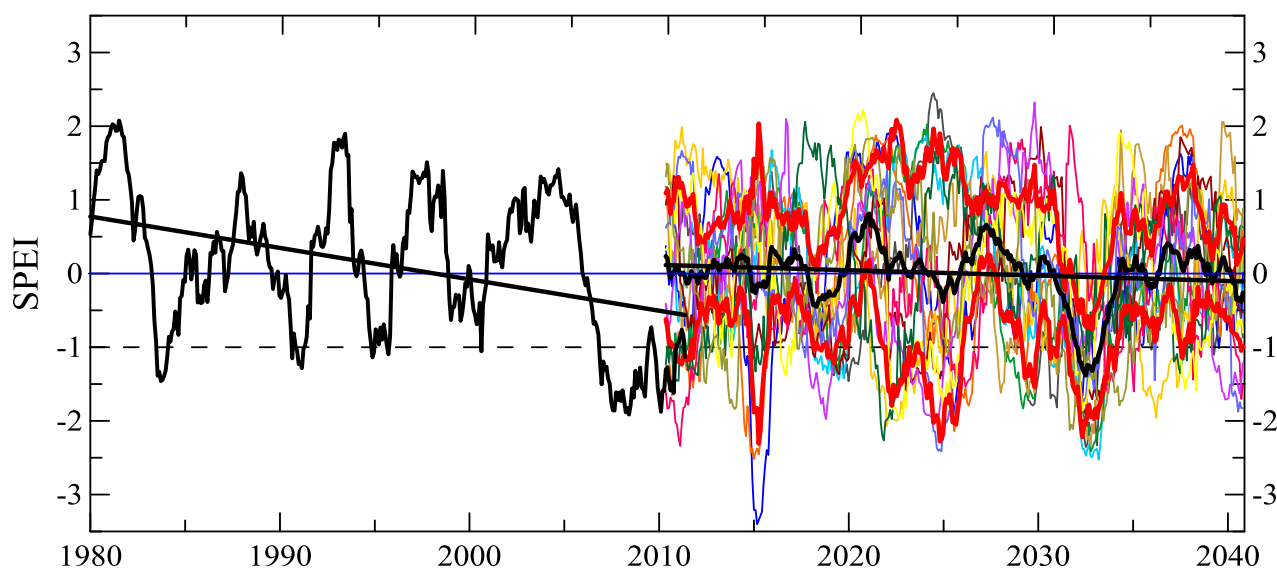


Рис. 4.19. Індекси посухи SPEI24 в м. Луганськ протягом 1981–2040 рр.
за даними РКМ

4.5. Закономірності часового розподілу атмосферних посух та річних витрат води

Посухи безпосередньо впливають на різні сфери природного середовища, в тому числі гідрологічна система є однією з найбільш залежних від кліматичних змін.

Для кількісної оцінки режиму гідрологічної системи використовуються різні характеристики. Витрати води є одним з основних показників змін водного балансу річкового басейну. Під витратами води розуміють кількість (об'єм) води, яка протікає за одиницю часу через поперечний переріз водотоку [107]. Зміни в розподілі основних характеристик, в тому числі витрат води, залежать насамперед від кліматичних факторів, а потім вже від усіх інших природних факторів, що впливають, головним чином, на випаровування.

Витрати води на інфільтрацію залежить від властивостей ґрунту, а випаровування ґрунтової вологи – від співвідношення тепла і вологи в річковому басейні. Випаровування з поверхні річкового басейну складається з випаровування з ґрунту, включаючи транспірацію рослин, з поверхні водоймищ, що знаходяться на його території, і з поверхні снігового покриву. Якщо випаровування з водної поверхні і з поверхні снігу визначається метеорологічними факторами, то сумарне випаровування з поверхні суші, крім метеорологічних факторів, залежить також від вмісту води в ґрунті, їх водно-фізичних властивостей і характеру рослинного покриву [108].

Таким чином, великий практичний інтерес представляє дослідження зв'язку витрат води як показника змін в гідрологічній системі з посухами в Україні. При цьому використовувались середньорічні витрати води та індекси посухи SPEI з масштабом часу 24 місяці, що, як вже зазначалось, враховує режим зволоження за попередні майже 2 роки, а аномалії в розподілі

метеорологічних величин (температури та опадів) за такий тривалий період часу можуть бути однією з причин зменшення, інколи істотного, річного стоку.

Порівняльний аналіз виконувався для однієї з головних річок України – р. Південний Буг. Треба зазначити, що Південний Буг – це найбільша річка України, яка повністю розташована в межах території країни. Довжина річки становить 806 км, а площа водозбору – 63700 км². Вона бере початок в Волочиському районі Хмельницької області на Волино-Подільському плато, далі тече по Придніпровській височині, та впадає в Чорне море [109]. Просторове місцезнаходження річкового басейну, гідрологічних постів та основних водосховищ продемонстровано на рис. 4.20.

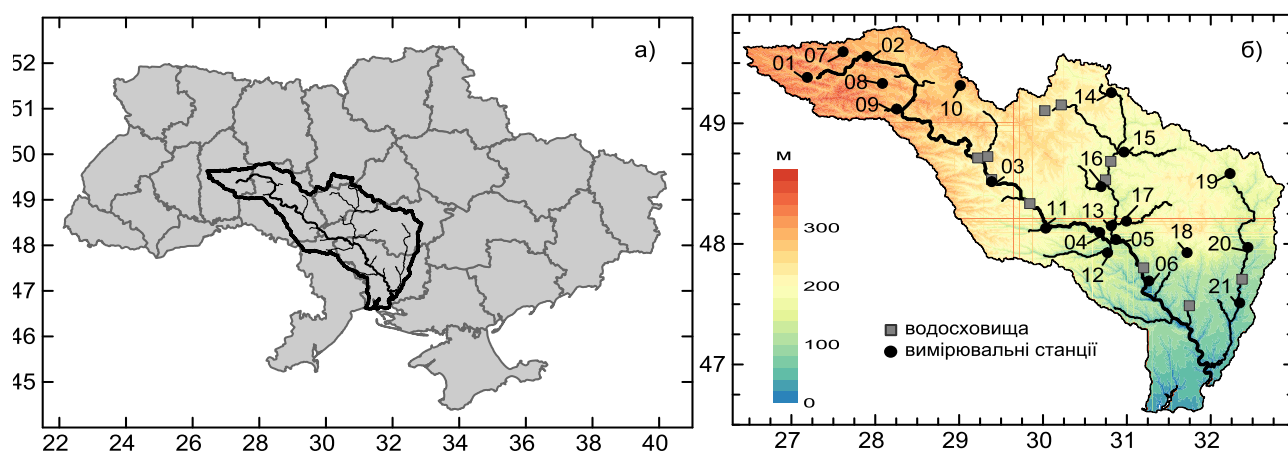


Рис. 4.20. Схема басейну р. Південний Буг на території України (а); положення станцій вимірювання та водосховищ в межах басейну (б).

Дослідження проводились для 21 гідрологічної станції та посту, що розташовані вздовж русла р. Південний Буг. Перелік річок, що є основними притоками Південного Бугу, назви постів та період використаних даних представлений в табл. 4.3.

Для вказаних пунктів побудовані сумісні графіки часового розподілу індексу посухи SPEI 24 та середніх річних витрат води для періоду 1951–

2010 рр. Також для виявлення найбільш посушливих та вологих періодів побудовані графіки SPEI для масштабу часу від 1 до 24 місяців (Додаток В, рис. В.1–В.40).

Таблиця 4.3

Основні відомості про гідрологічні пости р. Південний Буг

№ п/п	Річка	Пост	Площа водозбору, км ²	Період дії
1	Південний Буг	Пирогівці	827	1964–2010
2		Лелітка	4000	1964–2010
3		Тростянчик	17400	1946–2010
4		Підгір'я	24600	1958–2010
5		Первомайськ	44000	1985–2010
6		Олександрівка	46200	1945–2010
7	Іква	Стара Синява	439	1946–2010
8	Згар	Літин	692	1944–2010
9	Рів	Демидівка	1130	1945–2010
10	Соб	Зозів	92,5	1946–2010
11	Савранка	Осички	1740	1945–2010
12	Кодима	Катеринка	2390	1945–2010
13	Синюха	Синюхин Брід	16700	1943–2010
14	Гнилий Тікич	Лисянка	1450	1945–2010
15	Велика Вись	Ямпіль	2820	1945–2010
16	Ятрань	Покотилове	2140	1955–2010
17	Чорний Ташлик	Тарасівка	2230	1945–2010
18	Мертвовід	Крива Пустош	252	1949–2010
19	Інгул	Кіровоград	840	1948–2010
20		Седнівка	4770	1954–2010
21		Новогорожене	6670	1945–2010

За отриманими результатами встановлено, що часова мінливість індексу SPEI та середніх річних витрат води має подібний розподіл на всіх станціях та постах [110]. Тому, для прикладу розглянемо часовий розподіл вказаних характеристик для гідрологічних постів Олександрівка та Катеринка. Перший пункт розташовується безпосередньо на р. Південний Буг, а другий – на одній з найбільших приток Південного Бугу – р. Кодима.

Аналізуючи часовий розподіл посух та витрат води для посту Олександрівка виявлено, що практично на протязі всього періоду дослідження часовий хід середніх річних витрат в своїй більшості співпадав з розподілом індексу SPEI з 24-місячним масштабом часу. Так, найбільш інтенсивним та тривалим посухам відповідали періоди з мінімальними витратами в межах річкового басейну і, навпаки, найбільш зволуженим рокам – часові проміжки з максимальними значеннями витрат води (рис. 4.21–4.22).

На початку періоду дослідження спостерігалось чергування відносно посушливих та зволужених періодів. Подібні коливання відбуваються й в розподілі середніх витрат води. Починаючи з середини 1960-х років відзначається значне підвищення показників індексу посухи SPEI, а відповідно фіксується вагоме збільшення величини витрат води в середньому до $150 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$. Цей період на графіку розподілу SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців представлений тривалим проміжком часу, що простежується для всіх масштабів часу. Зменшення середньорічних витрат води до показників $80 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ відбулось в 1974 р. і саме в цей час в пункті Олександрівка спостерігалась посуха з інтенсивністю індексу $\text{SPEI} \leq -2$, що відповідає критерію екстремальних.

Найвищі показники витрат води абсолютно для всіх двадцяти розглянутих гідрологічних постів зафіксовані в період кінця 1970-х – першої половини 1980-х років.

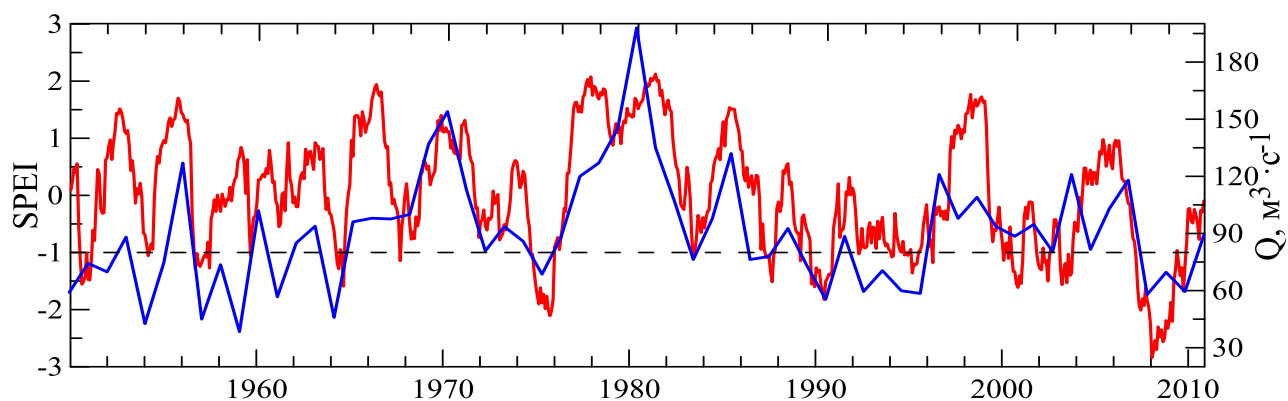


Рис. 4.21. Розподіл індексу SPEI 24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Олександрівка.

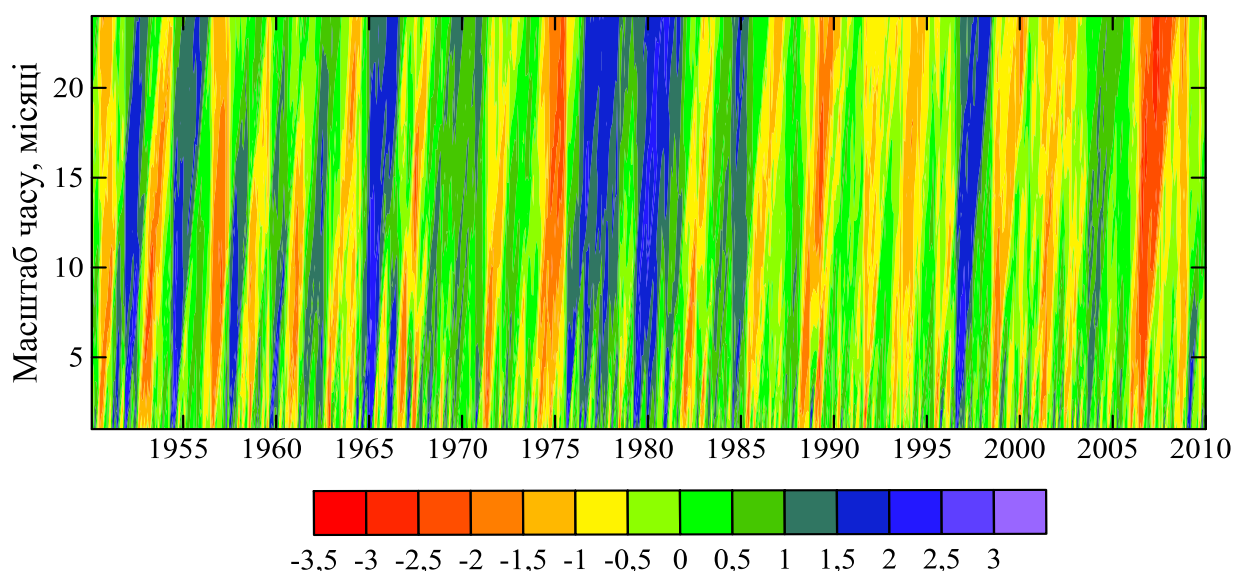


Рис. 4.22. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Олександрівка в період 1951–2010 рр.

У випадку Олександрівки значення гідрологічної характеристики досягають максимуму ($198 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$) в 1980 р. Саме в цей час також зафіксовані найбільші додатні значення індексу посухи. Протягом наступного десятиріччя спостерігається декілька посух, що досягають критеріїв помірних та інтенсивних, а це, в свою чергу, призводить до зменшення показників середніх витрат води.

Наступний вологий період для даного пункту за показником SPEI зареєстрований в 1996–1997 рр. Гідрологічний режим відповідно зазнає певних змін порівняно з попереднім періодом, оскільки також фіксується збільшення величини гідрологічної характеристики. Далі протягом періоду дослідження спостерігається зменшення значень індексу посухи, а відповідно й зниження показників витрат води. Мінімум характеристики відзначений в 2007 р. – $57,9 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$. Треба зазначити, що в цей час спостерігалась найбільш тривала та сувора посуха за весь період дослідження, що продовжувалась з 2006 по 2008 роки та відзначалась надзвичайною екстремальністю, оскільки індекс SPEI в цей час практично досягав позначки -3 .

Подібний часовий розподіл розглянутих характеристик спостерігався й для гідрологічного посту Катеринка. Проте для цього пункту витрати води гідрологічного басейну, мають значно менші абсолютні показники, порівняно з попереднім пунктом (рис. 4.23–4.24).

Аналізуючи результати, отримані для Катеринки, встановлено, що на початку досліджуваного періоду (в 1951–1952 рр.) спостерігалось зменшення середньорічних витрат, а відповідно значення SPEI складали близько -2 . Далі в наступні декілька років фіксувались додатні значення SPEI, які свідчать про достатньо зволожені роки, що й підтверджують значення гідрологічної характеристики. Наступна інтенсивна посуха, а отже й мінімальні величини витрат ($0,32 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$), спостерігалась в період 1953–1954 рр., при цьому з березня по травень 1954 р. посуха досягала критеріїв екстремальної. Далі декілька років спостерігалось поетапне чергування вологих та посушливих періодів. Наступним характерним періодом став – 1975–1976 рр. В цей час тривалість посухи перевищувала рік, а величина середньорічних витрат води знизилась до значень $0,58 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$, що ще раз підтверджує тісний взаємозв'язок часової мінливості індексу атмосферної посухи та гідрологічного режиму водного басейну.

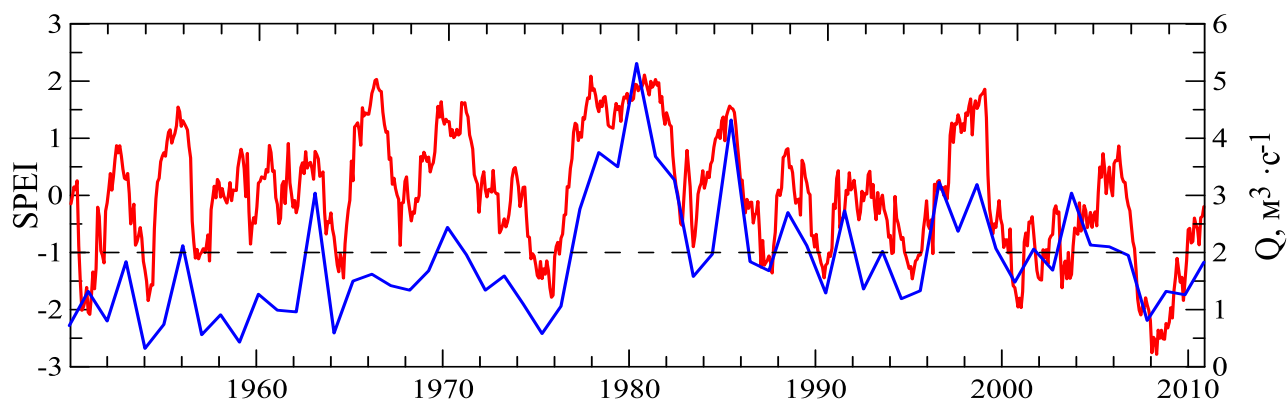


Рис. 4.23. Розподіл індексу SPEI 24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Катеринка.

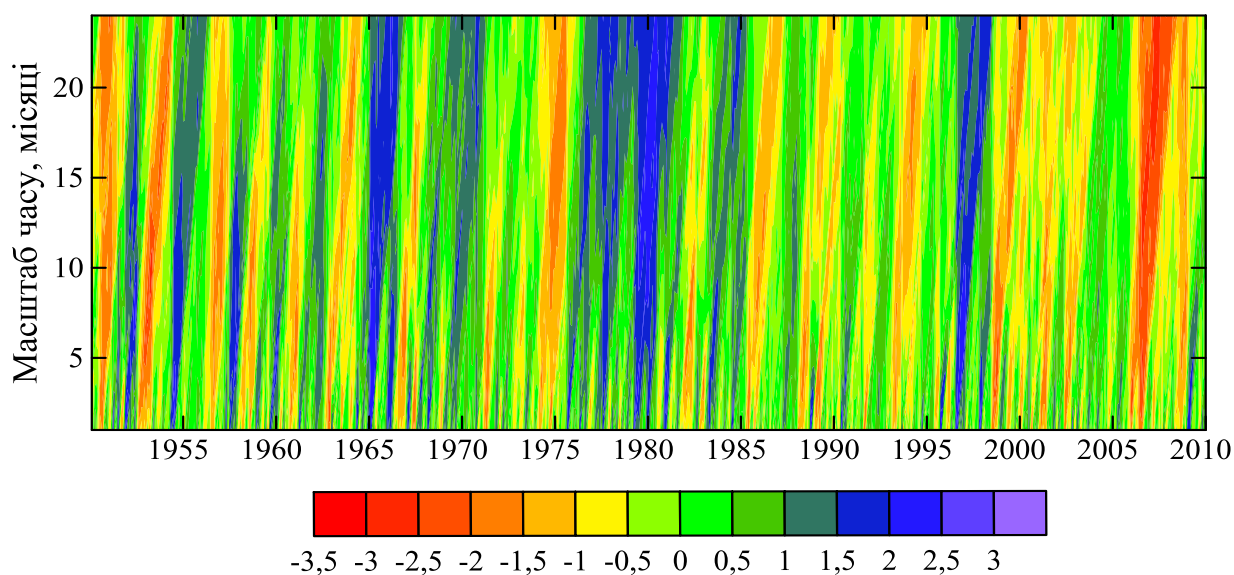


Рис. 4.24. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Катеринка в період 1951–2010 рр.

Черговий етап даного розподілу відзначився тривалим зволуженим періодом (з 1976 р. по 1983 р.), на протязі якого й був зафіксований абсолютним максимум витрат води для цього посту за весь період дослідження — $5,31 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ в 1980 р. Далі практично до кінця періоду, що розглядається, спостерігалось чергування помірно посушливих періодів з відносно невеликими значеннями витрат, та помірно вологих з середньою величиною

даного показника. Але все ж таки окремо слід відзначити посуху, яка відзначалась наприкінці періоду дослідження, й тривала з 2006 р. по 2008 р. Абсолютний максимум інтенсивності цієї посухи в пункті Катеринка, зареєстрований в середині 2007 р. та становить $-2,68$. Цей факт також має своє відповідне відображення в зниженні середньорічних витрат води у вказаний період часу.

Подібний часовий розподіл середньорічних витрат води та посух спостерігається й в інших гідрологічних постах. Практично у всіх пунктах вологі періоди та посухи з невеликим відхиленням спостерігаються практично в однакові проміжки часу. А часова мінливість витрат води для кожного гідрологічного посту повністю узгоджується з розподілом посушливих та вологих періодів. Таким чином, отримані результати підтверджують наявність певного зв'язку основних гідрологічних характеристик в межах річкового басейну та посух.

4.6. Висновки до розділу 4

В даному розділі виконаний аналіз часового розподілу посух в Україні протягом 1951–2010 рр. На першому етапі роботи за допомогою компонентного аналізу полів розподілу індексу посухи SPEI розраховані перші три власних вектора матриці коваріації. Просторова структура цих векторів дозволила виявити певні “характерні” точки, а саме Чернігів, Одеса, Ужгород та Луганськ, для яких й виконаний детальний аналіз часової мінливості посух протягом всього періоду дослідження.

Першочергово проаналізовані часові зміни індексів посухи SPEI для всіх пунктів та типів посух. Встановлені періоди з найбільш вологими та посушливими умовами. Виявлено, що для більшості пунктів кінець 1970-х–

початок 1980-х рр. відзначився найбільшими показниками вологості. При цьому кількість посух та їх інтенсивність після 1980 р. суттєво збільшилась. Особливо чітко це простежується для півдня України. Оскільки саме в Одесі протягом 2006–2009 рр. зафіксована найбільш екстремальна та довготривала посуха за весь шістдесятирічний період дослідження. Також аналіз часової мінливості посух одразу за всіма масштабами часу показав, що посухи з масштабом 24 місяці настають з деяким запізненням, в порівнянні з SPEI1, і тривалість їх є найвищою.

Застосування методу накопичених сум дозволило виявити періоди різких змін в розподілі посух, які частіше всього спостерігались в період переходу від екстремально вологих до посушливих умов, що в основному спостерігалось на початку 1980-х років.

Наступним етапом роботи стало встановлення очікуваного розподілу індексів посухи в найближчі 30 років з застосуванням даних ансамблю кліматичних моделей. Встановлено, що протягом 2011–2040 рр. у всіх регіонах України в середньому очікується зменшення показників індексу SPEI, тобто збільшення посух. Найбільш інтенсивним це збільшення очікується в Одесі. При цьому найбільш ймовірним для всіх пунктів дослідження є формування посух на початку 2030-х років.

Для встановлення зв'язку посух з різними природними системами одночасно розглядався часовий розподіл атмосферних посух та витрат води в р. Південний Буг. Виконаний порівняльний аналіз показав, що існує певний зв'язок між мінливістю індексу SPEI та середньорічними витратами води, оскільки в періоди посух фіксуються мінімальні витрати, а вологим періодам відповідають показники з максимальними значеннями гідрологічної характеристики.

Треба також відзначити, що спільний аналіз гідрологічних характеристик, наприклад витрат води, та індексів посух, розрахованих за метеорологічними

даними (у нашому випадку – опади і температура) має виконуватися обережно.

Зокрема, потрібно брати до уваги:

- просторові масштаби, тобто розглядати достатньо великі водозбори;
- часові масштаби, тобто враховувати період часу, за який накопичується дефіцит вологи на водозборі;
- залежність недостатньої зволоженості на водозборі не тільки від малої кількості опадів, а й від високих температур.

Всі ці три вимоги враховані у представленому тут аналізі.

РОЗДІЛ 5

ВПЛИВ ВЕЛИКОМАСШТАБНИХ АТМОСФЕРНИХ ПРОЦЕСІВ НА ФОРМУВАННЯ ПОСУХ В УКРАЇНІ

Зміни клімату беззаперечно впливають на умови формування посух, їх повторюваність та просторово-часовий розподіл. Особливо це чітко простежується в останні декілька десятиріч, що підтверджують результати, отримані на попередніх етапах роботи. Одним з основних об'єктів дослідження при вивченні кліматичної мінливості, а отже, умов виникнення посух, є циркуляційні процеси в атмосфері.

Відомо [111], що посухи формуються за специфічного стану атмосфери, зумовленого антициклонічним характером синоптичних процесів, та тривалою трансформацією малорухливих повітряних мас на значній території. Найчастіше такі умови створюються при виникненні так званих процесів блокування зонального потоку. З узагальнення визначень блокуючих антициклонів, даних різними дослідниками [112], випливає, що такі баричні утворення являють собою окремий випадок великих, малорухомих, високих і інтенсивних антициклонів, які розвиваються у середніх широтах, порушують існуючий у помірних широтах західний перенос і є ланкою стійкого типу циркуляції, що зберігається протягом тривалого часу над великою територією (до 7–10 днів). Проте в даній роботі при вивченні атмосферних умов, що пов'язані з утворенням посух в Україні, такі випадки розглядатись не можуть, оскільки в середньому тривалість процесу синоптичного масштабу становить 5–7 діб, а застосовані в роботі нормовані індекси посухи SPEI розраховуються для масштабу часу від 1 місяця. Таким чином, в даному випадку особливості циркуляційних умов в періоди виникнення посух в Україні можуть розглядатись лише в контексті їх зв'язку з великомасштабними атмосферними процесами, що досліджуються на кліматичних масштабах, тобто як вихідні

дані використовувати величини середні за місяць, сезон або рік. Для Євроатлантичного сектору, в тому числі й території України, основними атмосферними процесами, що визначають мінливість гідрометеорологічних характеристик, є різні структури телеконекції або так звані центри низькочастотних кліматичних коливань в тропосфері Північної півкулі. Треба зауважити, що термін «телеконекція» зазвичай стосується значущих взаємозв'язаних часових коливань метеорологічних величин у розташованих на великій відстані один від іншого пунктах [19].

Як зазначалось раніше (див. п. 1.2), в межах Північної Атлантики та Європи виділяють декілька режимів кліматичної мінливості, а саме Північноатлантичне коливання (ПАК), структура Східна Атлантика (СА), структура Скандинавія, структура Східна Атлантика/Західна Росія (САЗР). Дослідженню впливу різних кліматичних осциляцій на розподіл гідрометеорологічних величин над територією України присвячена велика кількість робіт (див., наприклад, [113-117]). Звичайно, що в цих роботах більшою мірою увага приділена аналізу взаємозв'язку розподілу різних кліматичних характеристик з Північноатлантичним коливанням, оскільки за результатами численних досліджень встановлено, що саме ПАК є основним і найбільш стійким режимом кліматичних коливань атмосфери Північної Атлантики, що впливає на погодні умови всієї Європи [118-120]. Проте, значно меншою мірою вивчений вплив структур телеконекції на умови формування небезпечних природних явищ, в тому числі посух, для різних регіонів України. Можна припустити, що через віддаленість процесів цей вплив може бути неістотним. Тому, в даній роботі виконаний аналіз сумісного часового розподілу індексів основних режимів кліматичних коливань та показника посухи SPEI для встановлення їх взаємозв'язку в умовах сучасних змін клімату. Також важливим є дослідження наявності зв'язку між змінами фаз великомасштабних коливань зі змінами розподілу посух в Україні.

5.1. Зв'язок основних низькочастотних кліматичних коливань Північної Атлантики з посухами в Україні

Встановлення зв'язку різних структур телеконекції в Північній Атлантиці та посух в Україні є досить складною процедурою, оскільки дуже важко виразити такий зв'язок кількісно. Якщо, наприклад, обчислювати коефіцієнти кореляції між двома рядами індексів, то величини їх будуть досить малими через те, що розрахунки виконуються для тривалого періоду часу (60 років). Тому, в цій роботі використаємо більш удосконалений метод частотно-часового аналізу різних рядів даних, а саме вейвлет-розкладання. Загальна характеристика методу та алгоритм його застосування представлений у п. 2.4.

В якості вихідних даних застосуємо два ряди – індекси посухи SPEI12 та середньомісячні значення індексу певного режиму кліматичних коливань протягом 1951–2010 рр. [121]. Результати вейвлет-аналізу, отримані для індексів посухи SPEI24 та індексів певної структури телеконекції, представлені в Додатку Г.

Таким чином, застосуємо метод перехресного вейвлет-перетворення для першого часового ряду – середньомісячного індексу Північноатлантичного коливання та другого – індексу SPEI12 для Чернігова, Одеси, Ужгороду та Луганську. На рис 5.1 ілюстративно представлений вейвлет-аналіз цих двох часових рядів. Аналіз результатів, представлених на рисунку, полягає в тому, що розглядаються зони значущої вейвлет-енергії (рівень значущості 5% відносно червоного шуму) для коливань, які виділені товстими лініями. Сама вейвлет-енергія позначена кольорами від чорного до білого тону у відносному масштабі; чим ближче відтінок до білого, тим більшою є енергія. На осі ординат зазначені періоди цих коливань в місяцях. Відносна фаза позначається стрілками. Якщо стрілки направлені праворуч, то два ряди перебувають у фазі

(або синфазі), ліворуч – у протифазі. В тому випадку, коли стрілки направлені вгору – перший ряд випереджає другий, вниз – навпаки.

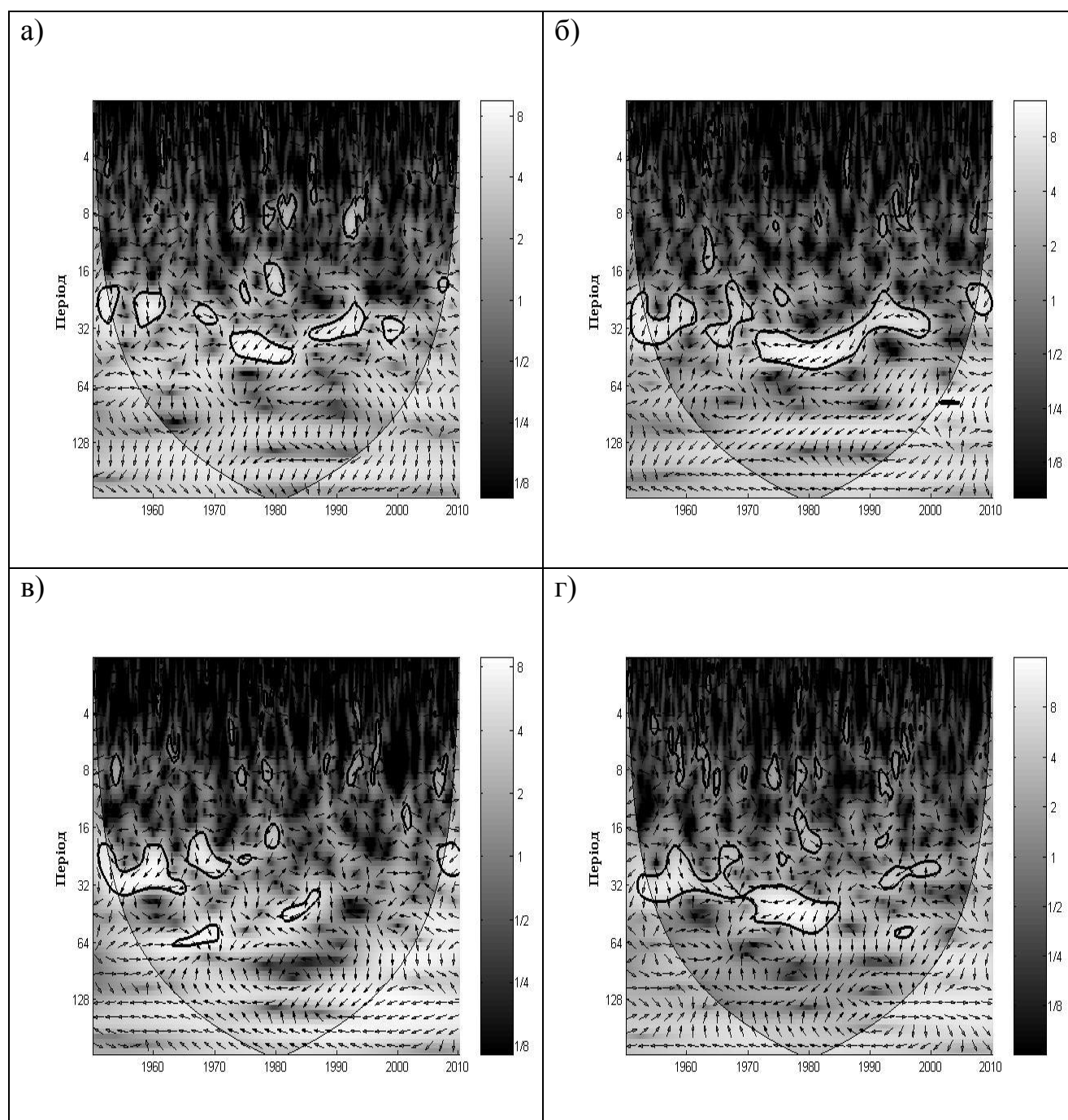


Рис. 5.1. Перехресне вейвлет-перетворення індексів ПАК та SPEI12 в м. Чернігів (а), м. Одеса (б), м. Ужгород (в), м. Луганськ (г), протягом 1951–2010 рр.

Отже, якщо аналізувати перехресне вейвлет-перетворення між індексами ПАК та SPEI12 окремо для кожного пункту дослідження, то можна відзначити, що найбільш тривалий значущий зв'язок між вказаними індексами фіксується для Одеси. Так, встановлено, що протягом всього 60-річного періоду дослідження в Одесі відзначається декілька зон значущої перехресної вейвлет-енергії на часових масштабах в середньому від 20 до 36 місяців, тобто 2–3 роки. Ділянки значущої вейвлет-енергії спостерігаються протягом 1955–1965 рр. та 1967–1970 рр., проте найбільш тривала широка смуга неперервного вейвлет-перетворення зафіксована для періоду 1972–2000 рр. А з попередніх досліджень відомо, що саме в цей час відбувалась перебудова процесів з помірно вологих на посушливі та загальне збільшення кількості та інтенсивності посух. При чому індекси ПАК та SPEI перебували в протифазі. Це свідчить про те, що якщо після 1980-х років індекс посухи SPEI мав тенденцію до зменшення, приймаючи від'ємні значення, то індекс ПАК, очевидно, навпаки, повинен приймати додатні значення.

У випадку станції Чернігів, на відміну від Одеси, такої широкої смуги вейвлет-перетворення не зафіксовано, хоча й спостерігаються поодинокі значущі осередки з періодом також 2–3 роки. Нетривалі зони значущої вейвлет-енергії з періодом 2–2,5 роки для Ужгороду спостерігаються лише на початку досліджуваного часового проміжку, а коливальні процеси також переважно перебували в протифазі.

Цікаві результати отримані для Луганська, незважаючи на те, що серед всіх пунктів дослідження Луганськ за територіальним розташуванням найбільш віддалений від центрів низькочастотної мінливості. Проте і для цього пункту виділено декілька досить тривалих значущих ділянок неперервного вейвлет-перетворення. З періодом в середньому 32 місяці протягом 1952–1970 рр. фіксується наявність тісного зв'язку між індексами ПАК та SPEI. При цьому коливання відбуваються синфазно. Протягом 1970–1985 рр. індекси,

перебуваючи в протифазі, демонструють значущу вейвлет-енергію з періодом 32–50 місяців.

Для індексів ПАК та SPEI24 отримані подібні результати. Виключення становлять лише періоди, з якими відзначаються зони значущої вейвлет-енергії, що збільшуються в середньому до 3–5 років (Додаток Г, рис.Г.1).

Неперервне перехресне вейвлет-перетворення індексу посухи та структури телеконекції Східна Атлантика зображено на рис. 5.2. В даному випадку, на відміну від ПАК, фіксуються лише поодинокі нетривалі періоди тісного зв'язку між вказаними індексами. Для більшості регіонів вони відзначаються в першій половині періоду дослідження. Практично для всіх пунктів, за виключенням Ужгороду, коливання відбуваються синфазно з періодом 3–4 роки.

Зони наявності тісного зв'язку між змінами індексу СА та індексу посухи SPEI24 також спостерігаються з періодом 3–5 років. Але, для Чернігова, Одеси та Ужгороду протягом 1960-х–1980-х років фіксувалась ще одна зона значущого вейвлет-зв'язку з періодом ~10 років (Додаток Г, рис.Г.2).

Для порівняння на рис 5.3 представлений сумісний аналіз частотно-часових рядів індексів посух в пунктах дослідження та індексів режиму кліматичного коливання Скандинавія. Проте, якщо проаналізувати отримані результати, то слід зауважити, що стверджувати про наявність тісного зв'язку між посухами в Україні та коливаннями в структурі телеконекції Скандинавія не можна. Оскільки вагомих осередків значущої вейвлет-енергії між індексами SPEI12 та СК не встановлено. При цьому структура Скандинавія хоча й територіально більш наближена до України, ніж, наприклад, Північноатлантичне коливання, проте динаміка процесів в СК має значно меншу потужність, ніж ПАК. Подібна ситуація спостерігається й для SPEI24 (Додаток Г, рис.Г.3). Проте треба відзначити, що лише в Одесі і для SPEI12, і для SPEI24 фіксується зона значного вейвлет-перетворення між індексами посухи та СК з періодом 8–10 років з другої половини 1970-х років і до початку (SPEI24) або до кінця (SPEI12) 1990-х років.

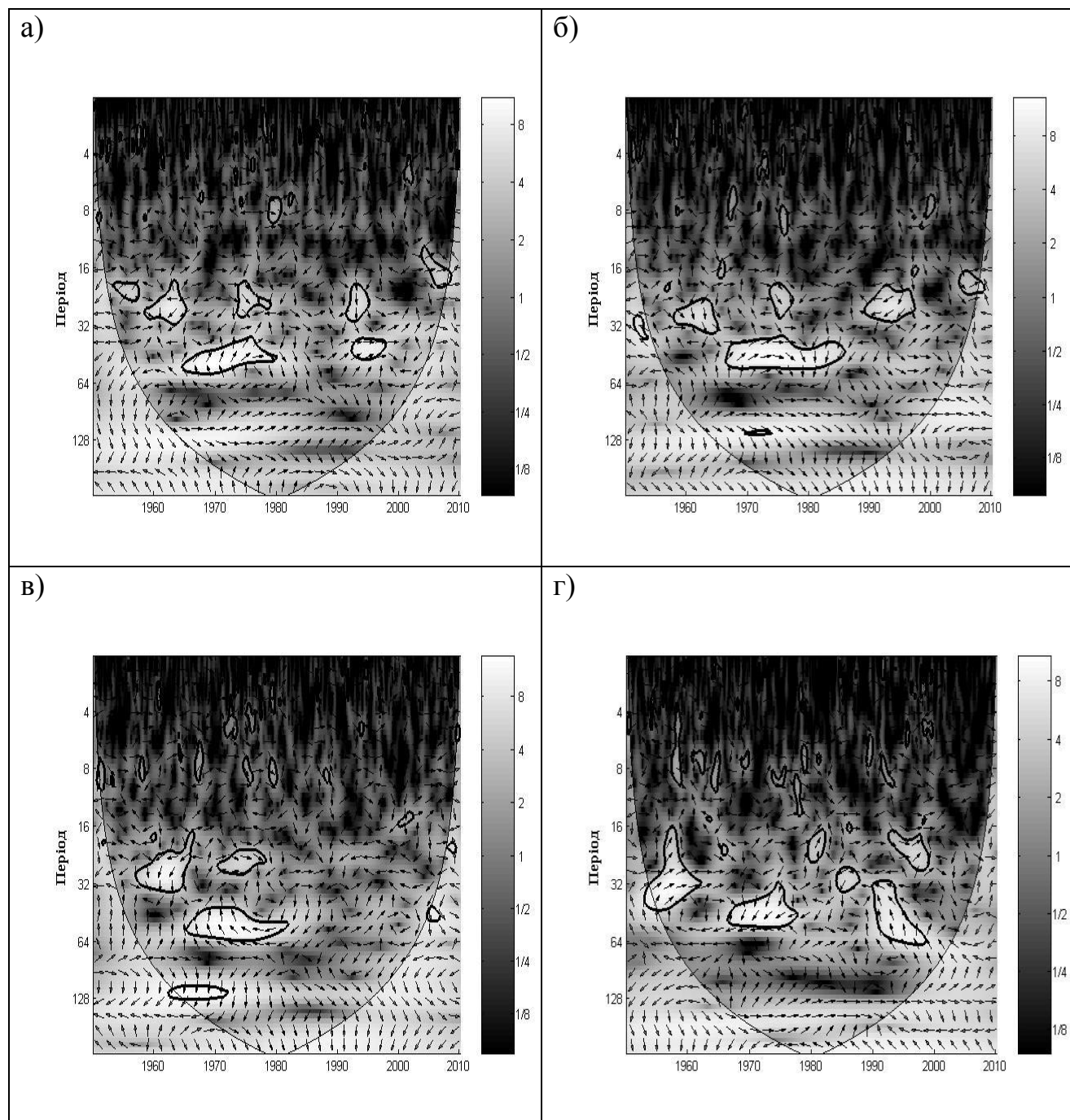


Рис. 5.2. Перехресне вейвлет-перетворення індексів СА та SPEI12 в м. Чернігів (а), м. Одеса (б), м. Ужгород (в), м. Луганськ (г), протягом 1951–2010 рр.

Останнім аналізувався зв'язок змін індексів структури телеконекції Східної Атлантики/Західної Росії та частотно-часового розподілу індексів посух на території України (рис. 5.4).

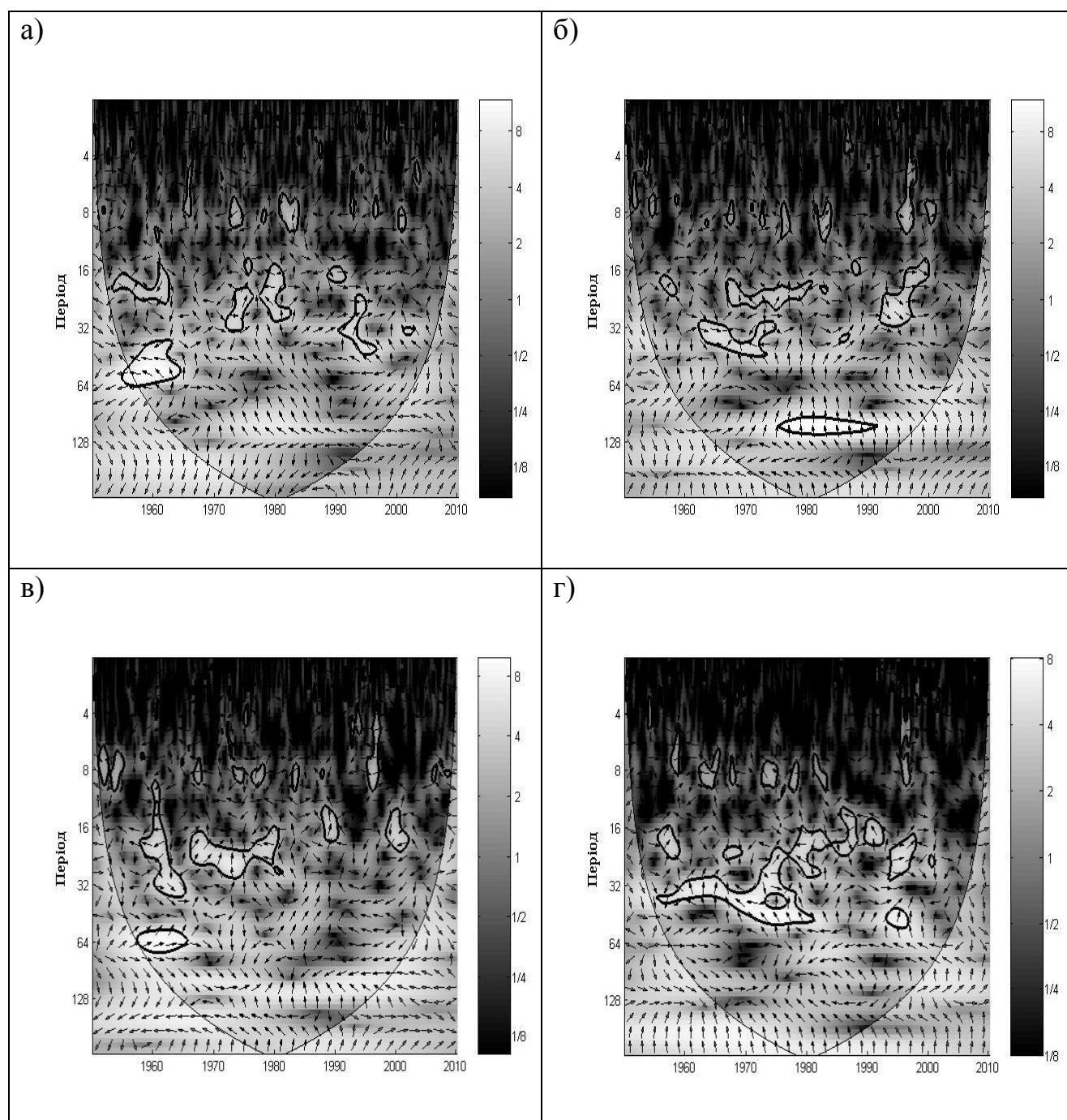


Рис. 5.3. Перехресне вейвлет-перетворення індексів СК та SPEI12 в м. Чернігів (а), м. Одеса (б), м. Ужгород (в), м. Луганськ (г), протягом 1951–2010 рр.

Як і попередній режим великомасштабних кліматичних коливань, що розглядався, САЗР, очевидно, не має вагомого впливу на формування посух в Україні.

Аналіз мінливості індексів посухи та САЗР, виконаний за допомогою неперервного вейвлет-перетворення, показав, що хоча для всіх пунктів спостереження й фіксуються зони значущої вейвлет-енергії, проте вони в деякій мірі мають “хаотичний” характер розподілу, що не дає змогу виявити певні структурні особливості наявності зв’язку в коливальних процесах зазначених індексів. Таким чином, можна виділити лише деякі зони тісного зв’язку між цими процесами. Так, наприклад, для Чернігова та Ужгороду ділянка значущого перехресного вейвлет-перетворення з періодом ~ 5 років спостерігається протягом 1960–1970 рр. В той час в Одесі та Луганську значущий зв’язок фіксується з періодом в середньому 36 місяців протягом 1970–80-х років.

Відносно кращі результати виявлені для індексів SPEI24 САЗР (Додаток Г, рис.Г.4). Зазначені вищі зони значущої вейвлет-енергії спостерігаються й для цього масштабу часу. Проте в Одесі та Луганську ділянки тісного сумісно зв’язку між змінами індексів посухи та САЗР з періодом $\sim 5\text{--}6$ років спостерігається в кінці періоду дослідження.

Таким чином, аналізуючи результати частотно-часового розподілу індексів посухи в різних регіонах України та індексів основних структур телеконекції Північної Атлантики, можна стверджувати, що значущий найбільш тривалий зв’язок був виявлений між змінами розподілу нормованого індексу посухи в Україні та Північноатлантичним коливанням як основним режимом кліматичної мінливості Євроатлантичного сектору. При цьому найбільш вагомі осередки значущої вейвлет-енергії виявлені для Одеси. Тому, доцільним є більш детально розглянути мінливість ПАК протягом досліджуваного періоду 1951–2010 рр.

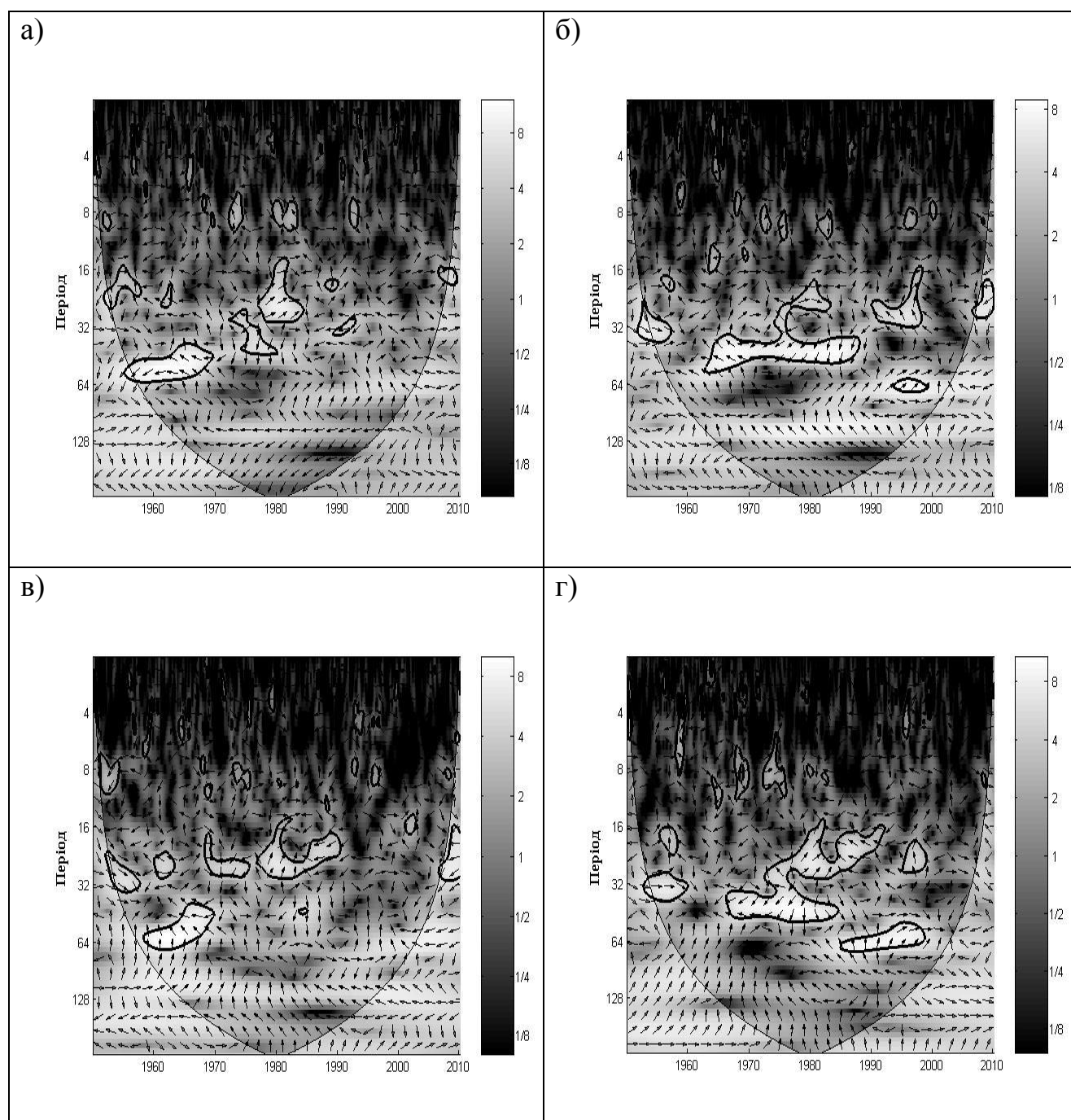


Рис. 5.4. Перехресне вейвлет-перетворення індексів САЗР та SPEI12 в м. Чернігів (а), м. Одеса (б), м. Ужгород (в), м. Луганськ (г), протягом 1951–2010 рр.

5.2. Переважаюча фаза Північноатлантичного колювання в періоди формування посух

За допомогою методів чисельного аналізу, а саме вейвлет-перетворення, встановлено, що Північноатлантичне колювання є одним з найважливіших режимів великомасштабної циркуляції атмосфери, який має тісний зв'язок з умовами формування посух в Україні. ПАК спостерігається в усі сезони року і проявляється на масштабах від декількох діб до декількох сторіч. Як зазначалось раніше, сутність ПАК полягає в перерозподілі атмосферних мас між Арктикою та субтропічною Атлантикою, при цьому перехід з однієї фази ПАК в іншу викликає великі зміни в полі вітру, переносах тепла і вологи, в інтенсивності, кількості і траєкторіях так званих шторм-треків (циклонів).

Тому, в першу чергу розглянемо розподіл індексів Північноатлантичного колювання протягом 1951–2010 рр. (рис. 5.5). При цьому для вивчення часової мінливості індексу ПАК проаналізуємо нормалізовані середньосезонні (з грудня по березень) значення вказаного показника, оскільки Північноатлантичне колювання та його вплив на погодні умови Європи є найбільш активним саме в зимові місяці. Результати багатьох досліджень показують, що зимові індекси відображають просторову структуру ПАК для всього року [122].

Встановлено, що починаючи з 1950-х років в основному переважала від'ємна фаза ПАК. Позитивні значення індексу фіксувались лише в окремі роки. Максимальні від'ємні значення індексу ПАК зареєстровані наприкінці 1960-х–на початку 1970-х років. Відомо, що за від'ємної фази ПАК спостерігається позитивна аномалія приземного тиску і геопотенціалу в Ісландському мінімумі і негативна аномалія в Азорському максимумі. Також відбувається зсув траєкторій циклонів на південь [123]. Якщо розглядати розподіл індексів посух в цей час (див. п. 4.2), то вони практично для всіх

пунктів спостереження демонструють наявність нормальних та відносно вологих кліматичних умов, тобто SPEI приймає додатні значення. В кінці 1960-х–на початку 1970-х, коли фіксується максимальне від’ємне значення індексу ПАК, в усіх пунктах, крім Луганська, відзначається інтенсивний вологий період. Таким чином, панування від’ємної фази ПАК та зміщення на південь Європейського сектору траєкторій циклонів пояснює наявність достатньо вологих кліматичних умов на більшій частині території України.

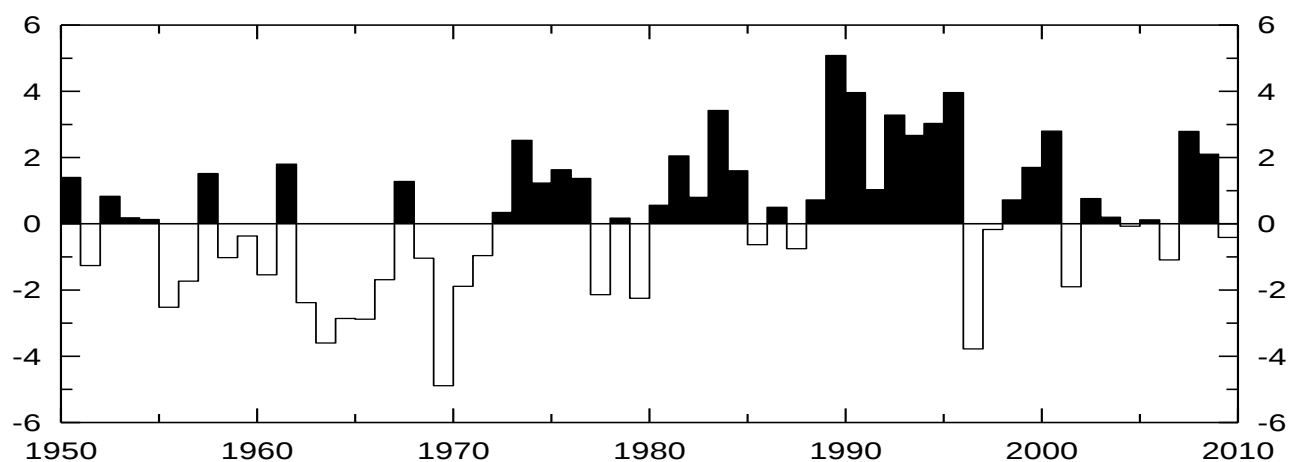


Рис. 5.5. Сезонний (грудень-березень) розподіл індексу ПАК протягом 1951–2010 рр.

Далі спостерігається тривалий проміжок часу (з 1972 р. по 1976 р.) з додатними значеннями індексу ПАК. Позитивна фаза Північноатлантичного коливання супроводжується негативною аномалією приземного тиску і геопотенціалу в Ісландському мінімумі і позитивною аномалією в Азорському максимумі. Відбувається зсув траєкторій циклонів на північ на 200-400 км щодо їх середнього положення [123]. В даному випадку, цей період в розподілі посух проявляється в наявності інтенсивної посухи абсолютно у всіх пунктах спостережень. А аналіз неперервного вейвлет-перетворення, розглянутий

раніше, також демонструє наявність значущого зв'язку між індексами ПАК та SPEI, які перебувають в протифазі.

Кінець 1970-х відзначився зміною фази та переважанням негативних показників. В той час часовий розподіл нормованих індексів SPEI демонструє наявність вологого періоду.

Однак вагомих змін індекс ПАК зазнає лише з 1980-х років. З цього часу і до кінця періоду дослідження переважає в основному позитивна фаза Північноатлантичного коливання, а це співпадає з початком періоду глобального потепління, збільшенням кількості й інтенсивності посух та загальним пануванням посушливих умов практично у всіх регіонах України, окрім Луганська, де стійкі посушливі умови були встановлені лише після 2005 р. Цікавий випадок, що ще раз підтверджує зв'язок умов формування посух в Україні з фазовим станом ПАК, зафіксований в 1996 р., коли на фоні загального панування позитивної фази ПАК протягом нетривалого періоду часу спостерігались негативні індекси ПАК. В цей час в часовому розподілі SPEI12 також при стійкому переважанні посушливих умов в усіх пунктах фіксувався нетривалий період з додатними значення нормованого індексу, що свідчать про наявність вологих умов (див. також [124]).

Для більш детального аналізу зв'язку Північноатлантичного коливання та індексу посухи SPEI й виявлення переважаючої фази ПАК, під впливом якої формуються посухи в Україні, були побудовані гістограми повторюваності різних градацій індексу SPEI з масштабом часу 12 місяців окремо для негативної та позитивної фази для чотирьох пунктів дослідження. При цьому слід зазначити, що гістограми показують повторюваність різних градацій SPEI12, якщо індекс ПАК $> 0,5$ або індекс ПАК $< -0,5$.

Аналізуючи результати обчислення для Чернігова (рис. 5.6), встановлено, що у випадку негативної фази ПАК спостерігається чітке переважання додатних величин індексу SPEI12. Очевидно, що для обох фаз найбільша повторюваність SPEI відзначається для відносно нормальних кліматичних

умов, тобто показники нормованого індексу близькі до 0. Що стосується позитивної фази ПАК, в Чернігові не відзначається значного переважання від'ємних показників індексу посухи, а спостерігаються як посушливі, так і вологі умови.

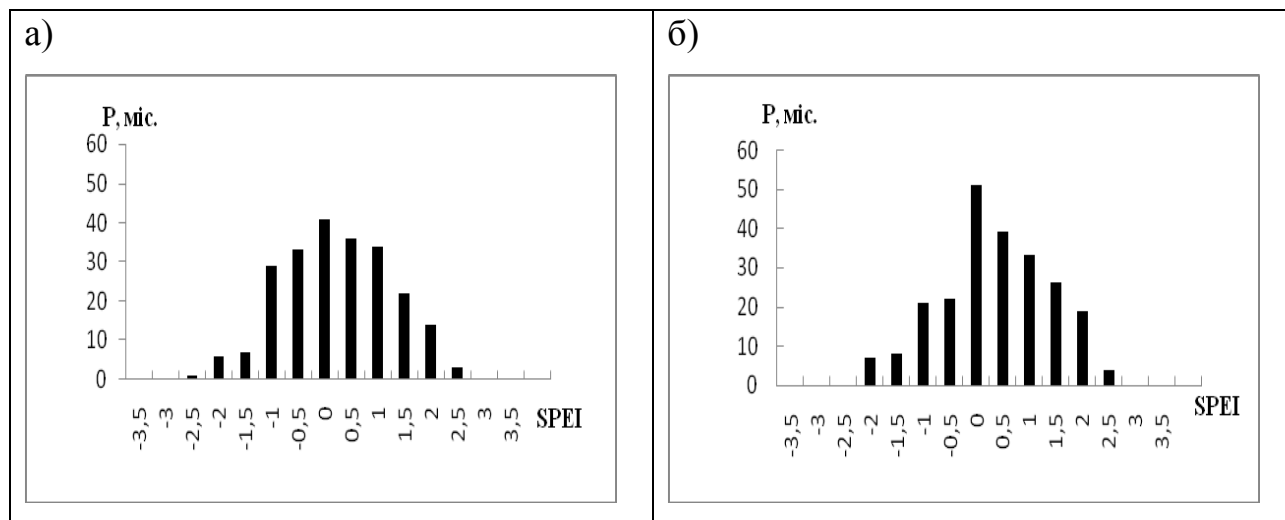


Рис. 5.6. Повторюваність посух (SPEI12) залежно від фази ПАК в Чернігові (а – позитивна фаза; б – негативна фаза)

Далі подібний аналіз був виконаний для Одеси (рис. 5.7). В даному пункті при позитивній фазі Північноатлантичного коливання простежується вагоме переважання від'ємних значень індексу SPEI, що свідчить про наявність посушливих умов або посух. Абсолютно протилежна ситуація відзначається у випадку негативної фази ПАК. Оскільки рис. 5.7б показує, що фіксується значне зміщення в сторону додатних значень індексу посухи SPEI, що характеризує вологі кліматичні умови. Цікавим також є той факт, що в Одесі при пануванні позитивної фази ПАК найбільшу повторюваність серед усіх градацій мають інтенсивні посухи, хоча в інших пунктах частіше всього спостерігаються помірні посухи.

На рис. 5.8 представлені результати обчислення повторюваності різних градацій індексу SPEI в залежності від фазового стану Північноатлантичного колювання в Ужгороді.

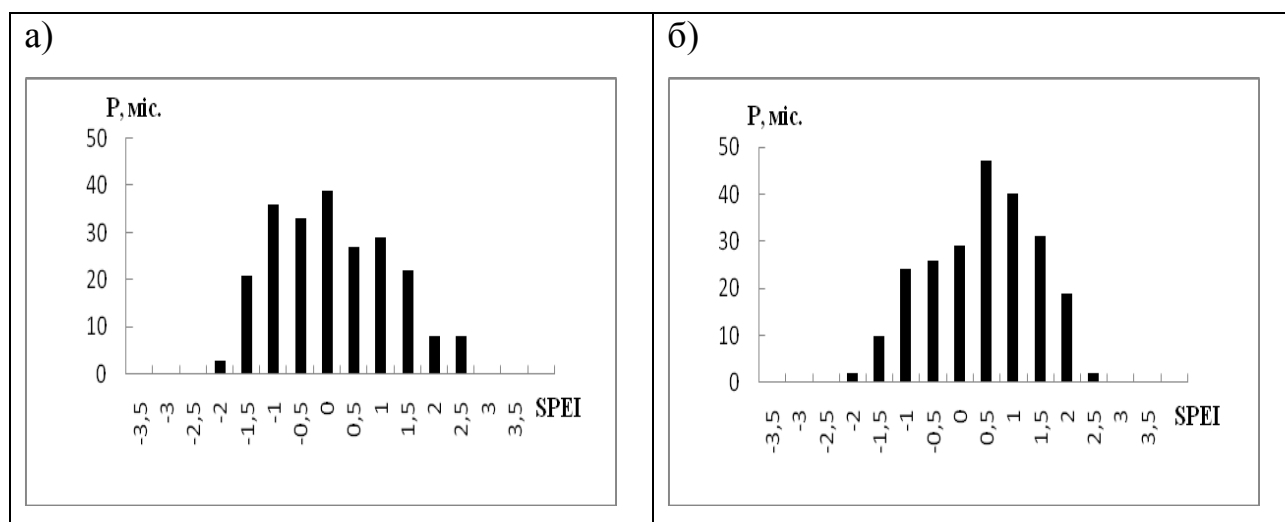


Рис. 5.7. Повторюваність посух (SPEI12) залежно від фази ПАК в Одесі
(а – позитивна фаза; б – негативна фаза)

Встановлено, що в Ужгороді повторюваність SPEI12 для $ПАК > 0,5$ та $ПАК < -0,5$ за своїм розподілом суттєво не відрізняється від, отриманих для Одеси. Також найбільш часто посухи різних градацій формувались в даному пункті при пануванні в атмосфері Північної Атлантики позитивних показників ПАК, а з негативними величинами пов'язане переважання вологих умов.

Останнім пунктом дослідження є Луганськ. Як і в попередніх дослідженнях зв'язку процесів ПАК та розподілом індексу посухи, для Луганську отримані результати на даному етапі роботи певною мірою відрізняються від інших пунктів. Можна стверджувати, що повторюваність індексів SPEI12 при негативній фазі ПАК також демонструє переважання вологих умов, проте чіткого панування посушливих випадків протягом позитивної фази не зафіксовано (рис. 5.9).

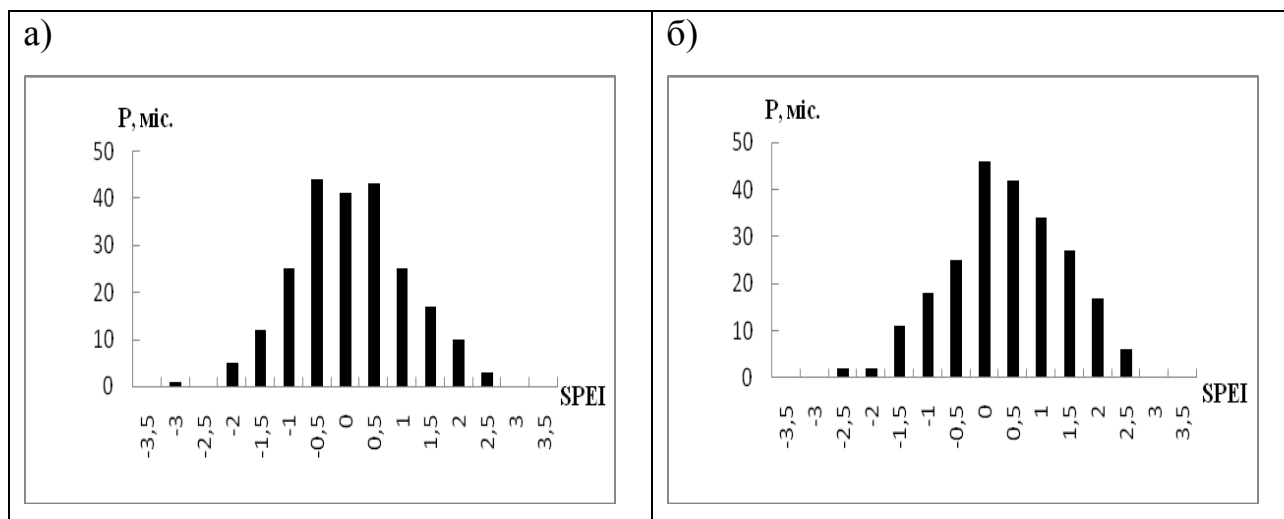


Рис. 5.8. Повторюваність посух (SPEI12) залежно від фази ПАК в Ужгороді (а – позитивна фаза; б – негативна фаза)

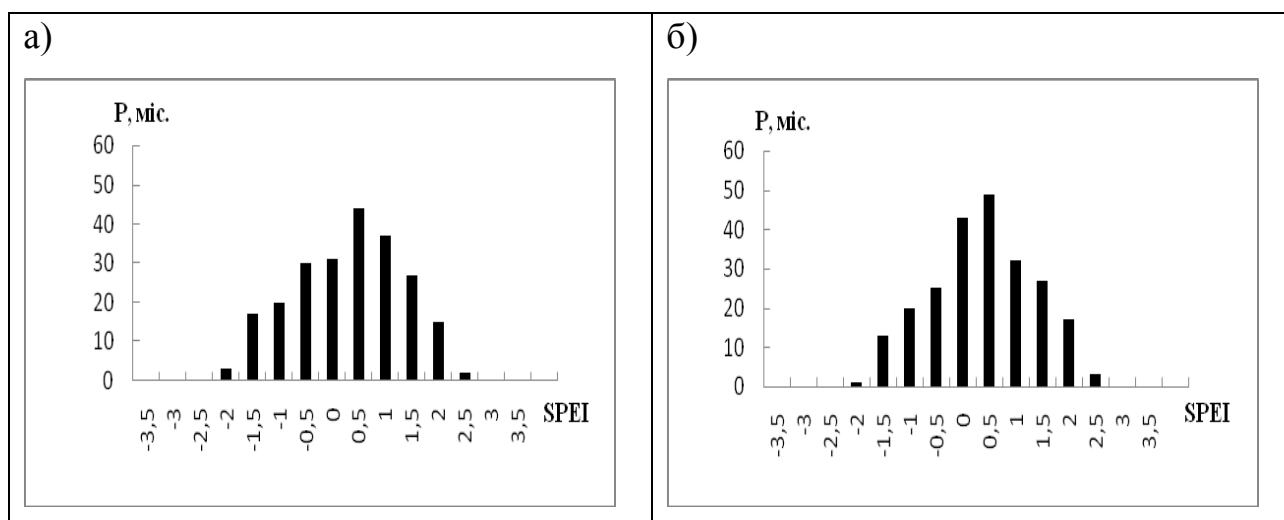


Рис. 5.9. Повторюваність посух (SPEI12) залежно від фази ПАК в Луганську (а – позитивна фаза; б – негативна фаза)

Таким чином, можна відзначити, що коли спостерігається інтенсивне збільшення кількості та екстремальності посух в Україні в атмосфері Північної Атлантики переважала позитивна фаза Північноатлантичного колювання. Часовий розподіл індексу ПАК практично повністю узгоджується з мінливістю

індексу посухи в різних пунктах спостереження, за виключенням Луганську, де вплив ПАК на умови формування посух є неоднозначним.

5.3. Висновки до розділу 5

Застосування перехресного вейвлет-перетворення дало можливість виявити наявність значущих зв'язків між посухами в Україні та основними режимами кліматичних коливань в Євроатлантичному секторі. З'ясовано, що найбільший вплив на формування посух в Україні чинить Північноатлантичне коливання. Тісний зв'язок між індексами ПАК та SPEI відзначений з періодом коливань 2–3 роки. При цьому серед всіх пунктів дослідження найбільш тривалі зони значущої вейвлет-енергії спостерігаються в Одесі. Очевидно, що найменший вплив ПАК фіксується в Чернігові, що можна пояснити розташуванням пункту в перехідній зоні між процесами, пов'язаними з Північноатлантичним коливанням. Також виявлено, що коливальні процеси в більшості були протифазними.

Встановлено, що при переважанні позитивної фази ПАК відбувається зсув траєкторії переміщення циклонів на північ, тим часом на півдні Європейського континенту створюються умови для формування посушливих умов. Це підтверджують і результати розподілу індексу посухи SPEI₁₂ для різних градацій. Загалом, можна відзначити, що починаючи з 1980-х років в атмосфері Північної Атлантики панувала позитивна фаза ПАК, що пояснює збільшення кількості та інтенсивності посух в Україні в останні десятиріччя.

Тож, отримані результати свідчать про вагомий вплив Північноатлантичного коливання на просторово-часовий розподіл посух в Україні, в основному за рахунок визначення траєкторій переміщення циклонів помірних широт та перерозподілу вологих та сухих повітряних мас.

ВИСНОВКИ

Зміни клімату, що відбуваються протягом останніх декількох десятиріч, переважно проявляються в збільшенні кількості та екстремальності небезпечних природних явищ, в тому числі посух. Результати теоретичних та практичних досліджень, що отримані внаслідок великої кількості наукових експериментів, підтверджують наявність впливу основних структур кліматичної мінливості в Північній Атлантиці на синоптичні умови Євроатлантичного сектору в цілому, та України, зокрема. Проте, на нашу думку, важливо вивчати вплив різних структур телеконекції не лише на синоптичні процеси того чи іншого регіону в загальному вигляді, а і встановити їх зв'язок з умовами формування певних природних явищ, в даному випадку посух, з метою їх передбачення з максимальною завчасністю. Тому, саме дослідженню регіональних особливостей просторово-часового розподілу посух в Україні та їх зв'язку з великомасштабними атмосферними процесами присвячена дисертаційна робота, аналіз результатів якої дозволив зробити наступні висновки

1. З метою детального вивчення мінливості посух як за часом, так і в просторі, доцільніше використовувати сучасні індекси посухи, які враховують не лише дефіцит опадів, а і температурні аномалії, обумовлені змінами регіонального та глобального клімату. Застосування у роботі стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування дозволило за рахунок його багатомасштабності проаналізувати одночасно всі типи посух з зазначенням їх категорії інтенсивності.

2. Просторовий розподіл посух на території України відрізняється регіональною неоднорідністю. Відмінності в повторюваності посух виявлені як для різних типів, так і категорій посух для періодів стабілізації та інтенсивного збільшення температури повітря.

3. Встановлено, що в Україні найбільш часто спостерігаються атмосферні посухи з масштабами часу 1 місяць, а повторюваність помірних посух перевищує частоту виникнення інтенсивних та екстремальних. Також виявлено, що зі збільшенням масштабу часу індексу SPEI, тривалість та суворість посух також збільшується.

4. Однією з найбільш характерних особливостей просторової мінливості посух є зміна регіональної локалізації осередків всіх характеристик посух в останнє тридцятиріччя, які в переважній більшості формувались над південно-західними регіонами України, в той час як на початку періоду дослідження під найбільшим впливом посух перебували північно-східні райони.

5. Підтверджений вплив глобальних та регіональних змін клімату на часовий розподіл посух в Україні. Оскільки в більшості регіонів різкі зміни часового ходу індексу SPEI відзначаються на початку 1980-х років, після яких фіксується вагоме переважання посушливих умов, яке, очевидно, буде продовжуватись і в наступне тридцятиріччя.

6. На прикладі р. Південний Буг показано, що існує певний зв'язок між часовими змінами індексу атмосферної посухи та мінливістю річного стоку, що підтверджує можливість використання стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування для дослідження впливу мінливості метеорологічних характеристик на стан водності річок. Але при цьому необхідно обчислювати індекси SPEI з великими масштабами часу, від 24 місяців і більше, щоб врахувати не умови зволоження в окремі місяці, а режим зволоження в попередній, достатньо тривалий період.

7. Великомасштабні атмосферні процеси в Північній Атлантиці певним чином впливають на синоптичні умови, а відповідно й умови формування посух, в Україні. На кількісному рівні за допомогою перехресного вейвлет-перетворення встановлено, що Північноатлантичне коливання є найвагомішою структурою низькочастотної кліматичної мінливості, яка визначає умови виникнення та розподілу посух в Україні. При цьому найбільш значущий

зв'язок між процесами, пов'язаними з ПАК, та посухами відзначений для південних регіонів України.

8. Посухи в Україні формуються у періоди, коли часові ряди ПАК та індексу SPEI перебувають у протифазі. Виявлено, що індекс посухи приймає від'ємні значення, що є показником наявності посух, при стійкому пануванні в атмосфері Північної Атлантики позитивної фази ПАК, яка проявляється в зміщенні траєкторій руху циклонів на північ та перерозподілі вологих та сухих повітряних мас.

Одержані у дисертаційній роботі результати ґрунтуються на використанні достатньо великого обсягу гідрометеорологічних даних, застосуванні класичних та більш сучасних методик дослідження, що дозволяє використовувати отримані результати для подальшого удосконалення методів прогнозу небезпечних природних явищ та загалом систем середньострокового та довгострокового прогнозу погоди.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Climate Change 2007: The Physical Science Basis / S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen [et al.] // Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. – Cambridge University Press, 2007. – 996 p.
2. Climate Change 2013: The Physical Science Basis / T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor [et al.] // Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. – Cambridge University Press, 2013. – 1535 p.
3. Morice C. P. Interannual variations in precipitation: Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set / Colin P. Morice, John J. Kennedy, Nick A. Rayner, Phil D. Jones // Journal of Geophysical Research–Atmospheres. – 2012. – Vol. 117, No. 8. – D08101.
4. Шикломанов И. А. Проблемы изучения формирования и оценки изменений водных ресурсов и водообеспеченности России / И. А. Шикломанов, В. Ю. Георгиевский, В. И. Бабкин, Ж. А. Балонишникова // Метеорология и гидрология. – 2010. – №. 1. – С. 23-33.
5. St. Jacques J.-M. Increasing winter baseflow and mean annual streamflow from possible permafrost thawing in the Northwest Territories, Canada / Jeannine-Marie St. Jacques, David J. Sauchyn // Geophysical Research Letters. – 2009. – Vol. 36, No. 1. – L01401.
6. Smith L. C. Rising minimum daily flows in northern Eurasian rivers suggest a growing influence of groundwater in the high-latitude water cycle / Laurence C. Smith, Tamlin M. Pavelsky, Glen M. MacDonald [et al.] // Journal of Geophysical Research. – 2007. – Vol. 112, No. 4. – G04S47.

7. Stahl K. Streamflow trends in Europe: Evidence from a dataset of nearnatural catchments / K. Stahl, H. Hisdal, J. Hannaford, L. M. Tallaksen [et al.] // *Hydrology and Earth System Sciences*. – 2010. – Vol. 14. – P. 2367-2382.
8. Stahl K. Filling the white space on maps of European runoff trends: Estimates from a multi-model ensemble / K. Stahl, L. M. Tallaksen, J. Hannaford, H. A. J. van Lanen // *Hydrology and Earth System Sciences*. – 2012. – Vol. 16. – P. 2005-2032.
9. Wild M. Combined surface solar brightening and increasing greenhouse effect support recent intensification of the global landbased hydrological cycle / Martin Wild, Jürgen Grieser, Christoph Schär // *Geophysical Research Letters*. – 2008. – Vol. 35, No. 17. – L17706.
10. Jung M. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply / Martin Jung, Markus Reichstein, Philippe Ciais, Sonia I. Seneviratne [et al.] // *Nature*. – 2010. – Vol. 467, No. 7318. – P. 951-954.
11. Wang K. C. Evidence for decadal variation in global terrestrial evapotranspiration between 1982 and 2002: 2. Results / Kaicun Wang, Robert E. Dickinson, Martin Wild, Shunlin Liang // *Journal of Geophysical Research–Atmospheres*. – 2010. – Vol. 115, No. 20. – D20113.
12. Винников К.Я. Чувствительность климата / К.Я. Винников. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 224 с.
13. Врублевская А.А. Статистическая оценка поля температуры и осадков с целью выделения климатически однородных регионов на территории Украины / А.А. Врублевская, О.П. Гордейчук, Н.К. Миротворская // *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. – 2001. – Вип. 44. – С. 3-9.
14. Кліматичний кадастр України (електронна версія) / Державна гідрометеорологічна служба [та ін.]. – Київ: Б.в. – 2006.
15. Guide to Climatological Practices / World Meteorological Organization // Second edition. – Geneva, 1983. – No. 100. – 190 p.

16. Fan Y. A global monthly land surface air temperature analysis for 1948–present / Yun Fan, Huug van den Dool // *Journal of Geophysical Research*. – 2008. – Vol. 113, No.1. – D01103.
17. Fan Y. Climate Prediction Center global monthly soil moisture data set at 0.5° resolution for 1948 to present / Yun Fan, Huug van den Dool // *Journal of Geophysical Research*. – 2004. – Vol. 109, No.10. – D10102.
18. Полонский А.Б. Совместное влияние основных режимов изменчивости в системе Океан-Атмосфера в Атлантико-Европейском секторе на температурные аномалии в Украине и Азово-Черноморском регионе в зимний период / А.Б. Полонский, И.А. Кибальчич // *Геополітика і екогеодинаміка регіонів*. – 2014. – Т. 10. – Вип. 1. – С. 329-334.
19. Barnston A.G. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns / Anthony G. Barnston, Robert E. Livezey // *Journal of Monthly Weather Review*. – 1987. – Vol. 115, No. 6. – P. 1083-1126.
20. Walker G.T. World weather / G.T. Walker, E.W. Bliss // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 1928. – Vol. 54, No. 226. – P. 79-87.
21. Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан / Е.С. Нестеров. – М.: Триада, 2013. – 144 с.
22. Смирнов Н.П. Североатлантическое колебание и климат / Н.П. Смирнов, В.Н. Воробьев, С.Ю. Качанов. – СПб: РГГМУ, 1998. – 121 с.
23. Hurrell J.W. Atlantic climate variability and predictability: A CLIVAR perspective / J.W. Hurrell, M. Visbeck, A. Busalacchi, R.A. Clarke [et al.] // *Journal of Climate*. – 2006. – Vol. 19, No. 20. – P. 5100-5121.
24. Hurrell J.W. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on northern hemisphere temperature / J.W. Hurrell // *Geophysical Research Letters*. – 1996. – Vol. 23, No. 6. – P. 665-668.
25. Visbeck M. North Atlantic Oscillation [Электронный ресурс] / Martin Visbeck // Режим доступа: <http://www.climatesnack.com/>

26. Bueh C. Scandinavian pattern and its climatic impact / Cholaw Bueh, Hisashi Nakamura // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2007. – Vol. 133. – P. 2117-2131.
27. Клімат України / За ред. В.М. Липінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. – К.: Вид. Раєвського, 2003. – 343 с.
28. Dracup J. A. On the statistical characteristics of drought events / John A. Dracup, Kil Seong Lee, Edwin G. Paulson // Water Resources Research. – 1980. – Vol. 16, Iss. 2. – P. 289-296.
29. Wilhite D.A. Understanding: the drought phenomenon: the role of definitions / Donald A. Wilhite, Michael H. Glantz // Water International. – 1985. – Vol. 10, No. 3. – P. 11-27.
30. Drought and countries affected by drought during 1974–1985 / World Meteorological Organization // Report on WMO. – Geneva, 1986. – 118 p.
31. United Nations Convention to combat drought and desertification in countries experiencing serious droughts and/or desertification, particularly in Africa. Paris / UN Secretariat General, 1994.
32. Guidelines: Land evaluation for rainfed agriculture / Food and Agriculture Organization // FAO Soils Bulletin. – 1983. – No. 52. – 237 p.
33. Schneider S.H. Encyclopaedia of Climate and Weather / S.H. Schneider. – New York: Oxford University Press, 1996. – 468 p.
34. Gumbel E.J. Statistical forecast of droughts / E.J. Gumbel // Hydrological Sciences Journal. – 1963. – Vol. 8, No. 1. – P. 5-23.
35. Palmer W. C. Meteorological droughts / W. C. Palmer // Research Paper. – 1965. – No. 1. – 58 p.
36. Хромов С.П. Метеорологический словарь / С.П. Хромов, Л.И. Мамонтова. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 567 с.
37. Chang F.C. Meteorological conditions during heat waves and droughts in the United States great plains / Fong-Chiau Chang, John M. Wallace // Monthly Weather Review. – 1987. – Vol. 115, No. 7. – P. 1253-1269.

38. Mishra A.K. A review of drought concepts / Ashok K. Mishra, Vijay P. Singh // Journal of Hydrology. – 2010. – Vol. 391, No. 1. – P. 202-216.
39. Meteorological drought – Policy statement / American Meteorological Society // Bulletin of the American Meteorological Society. – 1997. – Vol. 78, No. 1. – P. 847–849.
40. Хлебникова Е.И. Засухи / Е.И. Хлебникова, Т.В.Павлова, Н.А. Сперанская // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / Под. ред. С. М. Семенов. – М.: Росгидромет, 2012. – С. 126-164.
41. Алпатыев А.М. Влагообороты в природе и их преобразование / А.М. Алпатыев – Л: Гидрометеиздат, 1969. – 322 с.
42. Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай / под ред. А.И. Руденко. – Л.: Гидрометеиздат, 1958. – 205 с/
43. Каменькова Н.Г. К вопросу об изучении весенне-летних засух Европейской территории СССР / Н.Г. Каменькова // Труды ГГО. – 1964. – Вып. 164. – С. 44-53/
44. Важов В.И. Повторяемость засух на Русской равнине в историческую эпоху / В.И. Важов // Изв. Крымского отд. Географического общества СССР. – 1961. – Вып. 7. – С. 13-24.
45. Бова Н.В. Об агрометеорологическом показателе засушливости юго-востока СССР / Н.В. Бова // Социалистическое зерновое хозяйство. – 1941. – №3. – С. 14-17.
46. Глух И.С. Циркуляционные условия, подготавливающие развитие засушливых и влажных вегетационных периодов / И.С. Глух // Гидроклиматический режим лесостепной и степной зон СССР в засушливые и влажные годы / Под ред. Б. Л. Дзердзеевский – М.: Изд-во СССР, 1960. – С. 102-111.
47. Зверева Е.П. К прогнозу засухи на Европейской территории СССР / Е.П. Зверева, Н.И. Зверев // Труды ГМЦ СССР. – 1983. – Вып. 257. – С. 5-8.

48. Мультановский Б.П. Влияние центров действия атмосферы на погоду Европейской России в теплое время года. Засухи / Б.П. Мультановский // Геофизический сборник. – 1915. – Т. 2. – С. 73-97.
49. Мультановский Б.П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды / Б.П. Мультановский. – М.: Изд-во ЦУЕГМС, 1933. – 139 с.
50. Захарова Н.М. О возможности прогноза избытка осадков в летних синоптических сезонах / Н.М. Захарова // Труды ГМЦ СССР. – 1977. – Вып. 187. – С. 7-19.
51. Пагава С.Т. Способ прогноза засушливых сезонов / С.Т. Пагава, Н.М. Захарова // Труды ГМЦ СССР. – 1974. – Вып. 150. – С. 3-22.
52. Кац А.Л. Аэросиноптическая характеристика засушливых сезонов полугодия на Европейской территории СССР / А.Л. Кац // Труды ЦИП. – 1948. – Вып. 148. – С. 53-101.
53. Педь Д.А. О показателе засухи и избыточного увлажнения / Д.А. Педь // Труды ГМЦ СССР. – 1975. – Вып. 156. – С. 19-38.
54. Педь Д.А. Об особенностях погоды при атмосферной засухе и избыточном увлажнении / Д.А. Педь // Труды ГМЦ СССР. – 1978. – Вып. 195. – С. 18-26.
55. Педь Д.А. О связи урожая зерновых культур с показателями атмосферной засушливости / Д.А. Педь // Труды ГМЦ СССР. – 1979. – Вып. 213. – С. 66-81.
56. Шушевская Г.М. О значительных аномалиях температуры воздуха в сезоне предзимья / Г.М. Шушевская // Труды ГМЦ СССР. – 1978. – Вып. 202. – С. 89-94.
57. Sharma T.C. Challenges in drought research: some perspectives and future directions / T.C. Sharma // Hydrological Sciences Journal. – 2002. – Vol. 47, No. 1. – P. 19-30.
58. Будыко М.И. Испарение в естественных условиях / М.И. Будыко. – Л.: Гидрометеиздат, 1948. – 136 с.

59. Нестеров В.Г. Засухи и борьба с ними / В.Г. Нестеров, С.А. Максимов. – М.: Наука, 1958.
60. Давыдов Н.И. О критериях засушливости и методах прогноза засух / Н.И. Давыдов // Труды ГМИЦ СССР. – 1985. – Вып. 261. – С.20-33.
61. Селянинов Г.Т. Происхождение и динамика засух / Г.Т. Селянинов // Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай / Под ред. А.И.Руденко. Л.: Гидрометеиздат, 1958. – С. 5-30.
62. Thornthwaite C.W. An approach toward a rational classification of climate / C.W. Thornthwaite // Geographical Review. – 1948. – Vol. 38, Iss. 1. – P. 55-94.
63. Alley W. M. The Palmer Drought Severity Index: Limitations and assumptions / William M. Alley // Journal of Applied Meteorology. – 1984. – Vol. 23, No. 7. – P. 1100-1109.
64. Penman H. L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass / H. L. Penman // Journal of Proceedings of the Royal Society A. – 1948. – Vol. 193, No. 1032. – P. 120-146.
65. Wells N. A self-calibrating Palmer Drought Severity Index / Nathan Wells, Steve Goddard, Michael J. Hayes // Journal of Climate. – 2004. – Vol. 17, No. 12. – P. 2335-2351.
66. McKee T.B. The relationship of drought frequency and duration to time scales / Thomas B. McKee, Nolan J. Doesken, John Kleist // Proceedings of Eighth Conference on Applied Climatology. – Anaheim, 1993. – P. 179–184.
67. Chang T. J. A proposed method for drought monitoring / Tiao J. Chang, Xenia A. Kleopa // Journal of the American Water Resources Association. – 1991. – Vol. 27, No. 2. – P. 275-281.
68. Vicente-Serrano S.M. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index / Sergio M. Vicente-Serrano, Santiago Beguería, Juan I. López-Moreno // Journal of Climate. – 2010. – Vol. 23, No. 7. – P. 1696-1718.

69. Abramopoulos F. Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration / F. Abramopoulos, C. Rosenzweig, B. Choudhury // *Journal of Climate*. – 1988. – Vol. 1, No. 9. – P. 921-941.
70. Woodall W.H., Adams B.M. The statistical design of CUSUM charts / William H. Woodall, Benjamin M. Adams // *Quality Engineering* – 1993. – Vol. 5, No. 4. – P. 559-570.
71. Muhammad H. New approximation of ARL in CUSUM control chart / H. Muhammad, H. Abid, J. Nasir, A. Muhammad // *Journal of Marketing and Management*. – 2012. – Vol. 2, No.2. – P. 73-81.
72. Taylor W. Change-Point Analyzer 2.0 shareware program [Електронний ресурс] / W. Taylor // Режим доступу: <http://www.variation.com/cpa/>.
73. Романова Г. В. Вплив атмосферних процесів Північної Атлантики на синоптичну ситуацію над Україною : автореф. дис. канд. геогр. наук: 11.00.09 / Г. В. Романова. – Одеса : Б.В., 2011. – 19 с.
74. Школьный Є.П. Обработка та аналіз гідрометеорологічної інформації: підручник / Є.П. Школьный, І.Д. Лоева., Л.Д. Гончарова. – К.: Міносвіти України, 1999. – 600 с.
75. Jolliffe I.T. Principal component analysis / I.T. Jolliffe. – 2nd ed. – New York: Springer-Verlag, 2002. – 487 p.
76. von Storch H. Statistical analysis in climate research / Hans von Storch, Francis W. Zwiers. – Cambridge: Cambridge University Press, 1999. – 484 p.
77. Grossmann A. Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape / A. Grossmann, J. Morlet // *Journal of Mathematical Analysis*. – 1984. – Vol. 15, No. 4. – P. 723-736.
78. Khokhlov V.N. Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis / V.N. Khokhlov, A.V. Glushkov, I.A. Tsenenko // *Nonlinear Processes in Geophysics*. – 2004. – Vol. 11, No. 3. – P. 295-301.

79. Loboda N.S. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation / Nataliya S. Loboda, Alexander V. Glushkov, Valery N. Khokhlov, L. Lovett // *Journal of Hydrology*. – 2006. – Vol. 322, No. 1-4. – P. 14-24.
80. Labat D. Cross wavelet analyses of annual continental freshwater discharge and selected climate indices / David Labat // *Journal of Hydrology*. – 2010. – Vol. 385, No. 1-4. – P. 269-278.
81. Хохлов В.Н. Вейвлет-анализ синоптических процессов над Северной Атлантикой и Украиной / В.Н. Хохлов, А.В. Романова, Меньшова Ю.В. // *Вісник Одеського державного екологічного університету*. – 2007. – Вип. 4. – С. 135-145.
82. Torrence C. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system / Christopher Torrence, Peter J. Webster // *Journal of Climate*. – 1999. – Vol. 12, No. 8. – P. 2679-2690.
83. Grinsted A. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series / A. Grinsted, J.C. Moore, S. Jevrejeva // *Nonlinear Processes in Geophysics*. – 2004. – Vol. 11, No. 5/6. – P. 561-566.
84. Torrence C. A practical guide to wavelet analysis / Christopher Torrence, Gilbert P. Compo // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 1998. – Vol. 79, No. 1. – P. 61-78.
85. Farge M. Wavelet transforms and their application to turbulence / Marie Farge // *Annual Review of Fluid Mechanics*. – 1992. – Vol. 24. – P. 395-457.
86. Яковлев А.Н. Введение в вейвлет-преобразование: учебное пособие / А.Н. Яковлев. – Новосибирск: Изд-во НГТУ, 2003. – 104 с.
87. Нажмудінова О.М. Деякі аспекти формування інтенсивних посушливих явищ влітку 2010 р. над Східною Європою / О.М. Нажмудінова, Н.С. Єрмоленко // *Український гідрометеорологічний журнал*. – 2011. – № 9. – С. 79-84.

88. Monthly precipitation reconstruction at spatial resolution of 0.5 degree [Електронний ресурс] / Climate Prediction Center [et al.] // Режим доступу: ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/50yr/gauge/0.5deg/format_bin_lnx/.
89. Monthly global surface air temperature data set at 0.5 degree from 1948-present [Електронний ресурс] / Climate Prediction Center [et al.] // Режим доступу: ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd51yf/GHCN_CAMS/data/grib/.
90. Хохлов В.М. Просторово-часова мінливість посух в Східноєвропейському секторі в умовах глобальних змін клімату / В.М. Хохлов, Н.С. Єрмоленко // Український гідрометеорологічний журнал. – 2012. – № 11. – С. 128-134.
91. Єрмоленко Н.С. Порівняння просторово-часових характеристик посух в Україні на початку та наприкінці 20 сторіччя / Н.С. Єрмоленко, В.М. Хохлов // Український гідрометеорологічний журнал. – 2012. – № 10. – С. 65-72.
92. Єрмоленко Н.С. Аналіз кількісних характеристик посух в Україні / Н.С. Єрмоленко // Вестник ГМЦ ЧАМ. – 2013. – № 1(15). – С. 79-88.
93. Івус Г.П. Визначення просторово-часового розподілу екстремальних посух в Україні в різні періоди / Г.П. Івус, Н.С. Єрмоленко // Вестник ГМЦ ЧАМ. – 2012. – № 1(14). – С. 30-39.
94. Дронов С.В. Многомерный статистический анализ: учебное пособие / С.В. Дронов. – Барнаул: Изд-во Алт. гос. ун-та, 2003. – 213 с.
95. Hsieh W. W. Nonlinear multivariate and time series analysis by neural network methods / William W. Hsieh // Reviews of Geophysics. – 2004. – Vol. 42, No. 1. – RG1003.
96. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України / За ред. С.М. Степаненко, А.М. Польовий, Є.П. Школьник [та ін.]. – О.: Екологія, 2011. – 694 с.
97. ENSEMBLES project [Електронний ресурс] // Режим доступу: <http://ensemblesrt3.dmi.dk>.

98. Kiel J.T. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3) / J. T. Kiehl, J. J. Hack, G. B. Bonan [et al.] // NCAR Tech. Rep. –1996. – 152 p.
99. Achberger C. Performance of the Rossby Centre regional atmospheric model in Southern Sweden: comparison of simulated and observed precipitation / C. Achberger, M.-L. Linderson, D. Chen // Theoretical and Applied Climatology. – 2003. – Vol. 76, No. 3. – P. 219-234.
100. Pal J.S. Regional Climate Modeling for the Developing World: The ICTP RegCM3 and RegCNET / Jeremy S. Pal [et al.] // Bulletin of The American Meteorological Society. – 2007. – Vol. 88, No. 9. – P. 1395-1409.
101. Seth A. RegCM3 regional climatologies using reanalysis and ECHAM global model driving fields / Anji Seth [et al.] // Climate Dynamics. – 2006. – Vol. 28, No. 5. – P. 461-480.
102. Danish Meteorological Institute [Электронный ресурс] // Режим доступа: <http://www.dmi.dk/>.
103. Samuelsson P. The Rossby centre regional climate model RCA3: Model description and performance / Patrick Samuelsson, Colin G. Jones, Ulrika Willén [et al.] // Tellus A. – 2011. – Vol. 63. – P. 4-23.
104. Jacob D. A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin / D. Jacob // Meteorology and Atmospheric Physics. – 2001. – Vol. 77, No. 1. – P. 61-73.
105. Consortium on regional climatology and adaptation to climate change [Электронный ресурс] // Режим доступа: <http://www.ouranos.ca/en/>.
106. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change / N. Nakićenović [et al.] // Special Report on Emission Scenarios. – Cambridge University Press, 2000. – 599 p.
107. Гопченко Е.Д. Гидрология с основами мелиорации / Е.Д. Гопченко, А.В. Гушля. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 301 с.

108. Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г. Общая гидрология / Л.К. Давыдов, А.А. Дмитриева, Н.Г. Конкина. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 462 с.
109. Вишневський В.І. Річки і водойми України. Стан і використання / В.І. Вишневський – К: Віпол, 2000. – 376 с.
110. Yermolenko N. Using standardized precipitation evapotranspiration index to assess low flows in Southern Buh river / N. Yermolenko, V. Khokhlov // International Journal of Research in Earth and Environmental Sciences. – 2014. – Vol. 2, No. 6. – P. 1-6.
111. Ефимов В.А. К вопросу о формировании весенних засух на Украине / В.А. Ефимов, Г.П. Ивус, Е.Н. Нажмудинова // Метеорология, климатология и гидрология. – 2008. – Вып. 50 – С. 64-69.
112. Синоптико - климатическая характеристика процессов блокирования в атмосфере. Обзорная информация / Под ред. Н.А. Иванова, Л.В. Гришкина // Труды ВИИГМИ-МЦД. – 1989. – Вып.2. – 53 с.
113. Glushkov A.V. Using meteorological data for reconstruction of annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova - Southwest Ukraine region / Nataliya S. Loboda, Alexander V. Glushkov, Valeriy N. Khokhlov // Atmospheric Research. – 2005. – Vol. 77, No. 1 – P. 100-113.
114. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation / Nataliya S. Loboda, Alexander V. Glushkov, Valery N. Khokhlov, L. Lovett // Journal of Hydrology. – 2006. – Vol. 322, No. 1. – P. 14-24.
115. Хохлов В.Н. Вейвлет-анализ синоптических процессов над Северной Атлантикой и Украиной / В.Н. Хохлов, А.В. Романова, Меньшова Ю.В. // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2007. – Вип. 4. – С. 135-145.

116. Лобода Н.С. Оценка влияния атмосферных процессов Северной Атлантики на формирование полей годового стока рек Украины / Н.С. Лобода // Український гідрометеорологічний журнал. – 2008. – № 3. – С. 167-177.
117. Школьный Е. П. Исследование откликов климатических характеристик на территории Украины на процессы в системе «атмосфера–океан» в Северной Атлантике / Е.П. Школьный, Э.Н. Серга, Е.А. Хохолькова // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2002. – Вип. 46. – С. 13-24.
118. Бардин М.Ю. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период / М.Ю. Бардин, А.Б. Полонский // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2005. – Т. 41, № 2. – С. 3-13.
119. Нестеров Е. С. О фазах Североатлантического колебания / Е. С. Нестеров // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 1. – С. 64-74.
120. Полонский А. Б. О влиянии Североатлантического и Южного колебаний на изменчивость температуры воздуха в Европейско-Средиземноморском регионе / А. Б. Полонский, Д. В. Башарин // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38, № 1. – С. 135-145.
121. Northern Hemisphere teleconnection patterns [Електронний ресурс] / Climate Prediction Center // Режим доступу:
<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>.
122. Rodwell M.J. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate / M.J. Rodwell, D.P. Rowell, C.K. Folland // Nature. – 1999. – Vol. 398, No. 6725. – P. 320-323.
123. Lau N. - C. Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation patterns / Ngar-Cheung Lau // Journal of the Atmospheric Sciences. – 1988. – Vol. 45, No. 19. – P. 2718-2743.
124. Єрмоленко Н.С. Вплив Північноатлантичного коливання на посухи в Україні в умовах сучасних кліматичних змін / Н.С. Єрмоленко // Український гідрометеорологічний журнал. – 2014. – № 15. – С. 43-51.

Додаток А

Розподіл середньорічної температури повітря та річної суми опадів в Україні

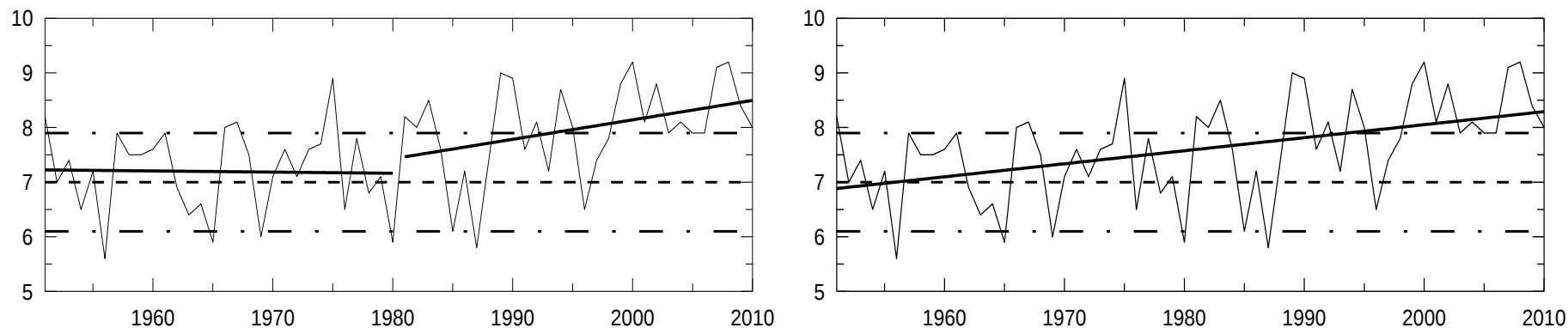


Рис. А.1. Середньорічна температура повітря (°C) в м. Рівне (КОР №1). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

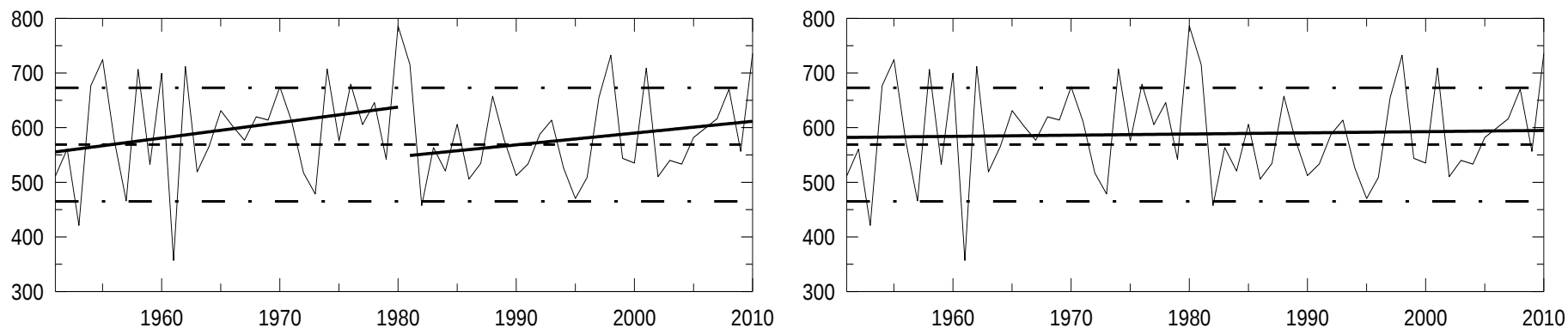


Рис. А.2. Річна сума опадів (мм) в м. Рівне (КОР №1). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

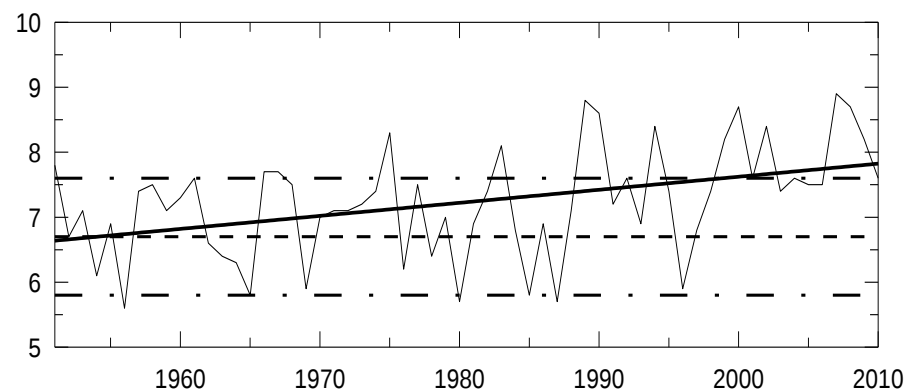
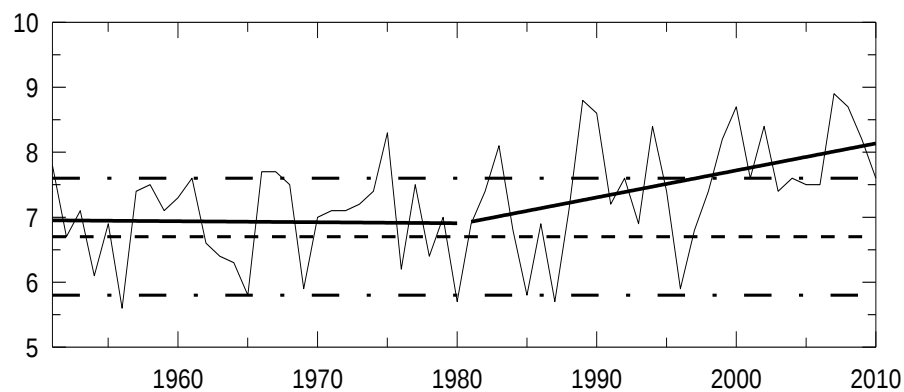


Рис. А.3. Середньорічна температура повітря (°C) в м. Тернопіль (КОР №2). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

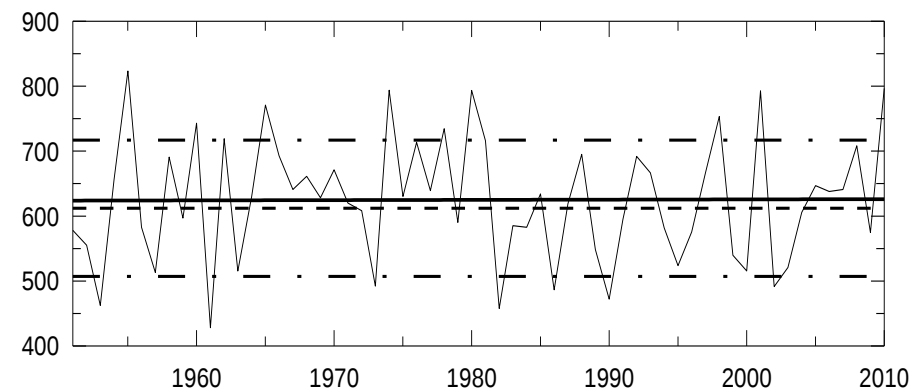
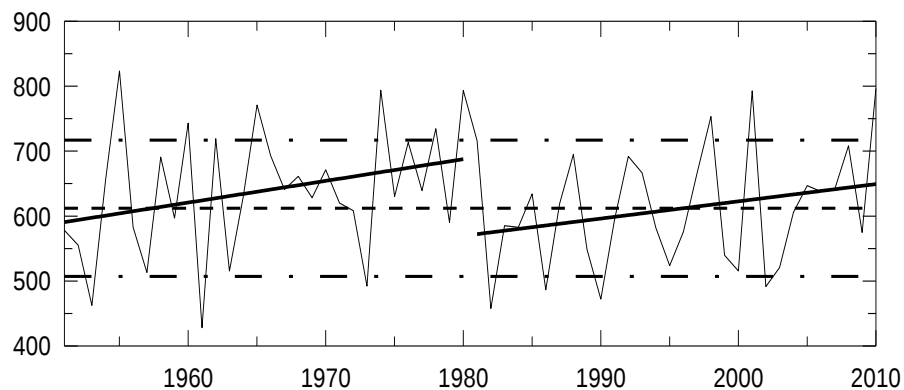


Рис. А.4. Річна сума опадів (мм) в м. Тернопіль (КОР №2). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

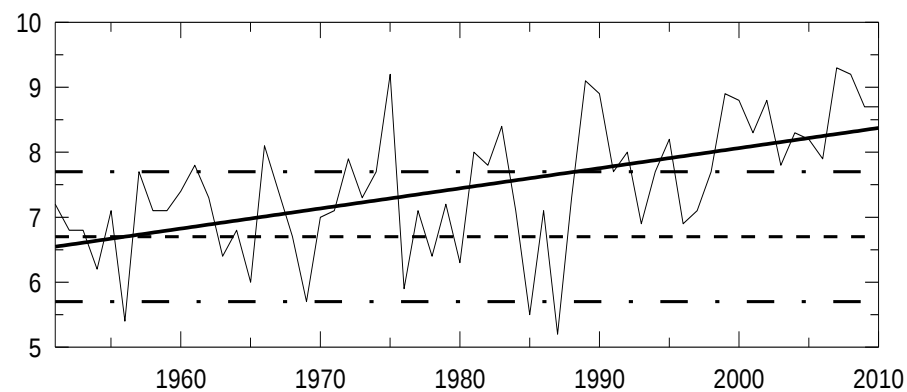
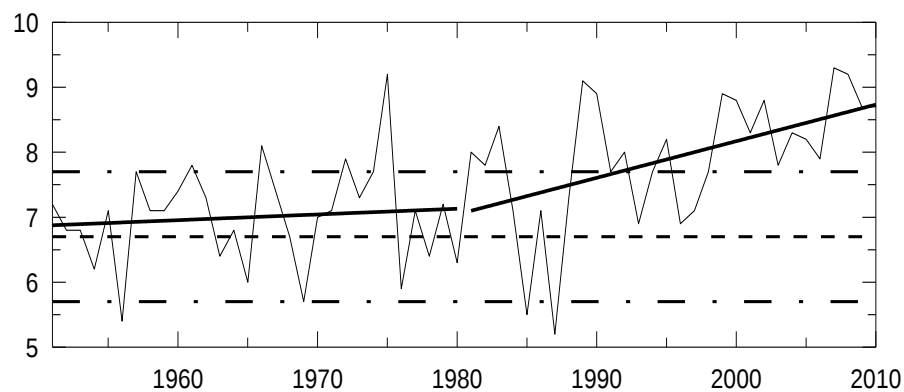


Рис. А.5. Середньорічна температура повітря (°C) в м. Чернігів (КОР №3). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

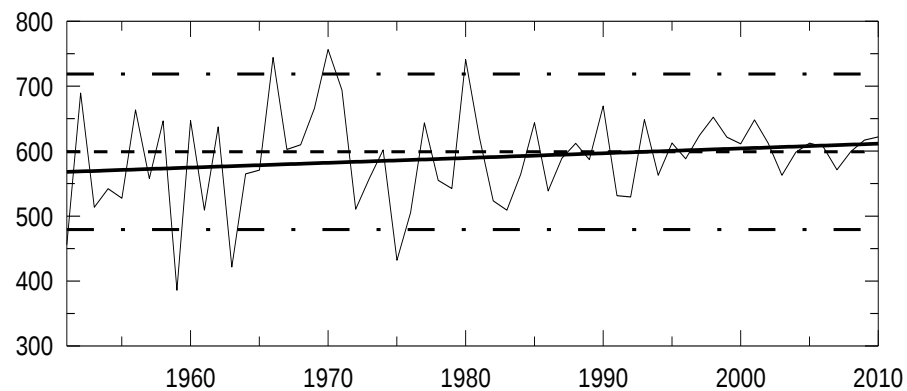
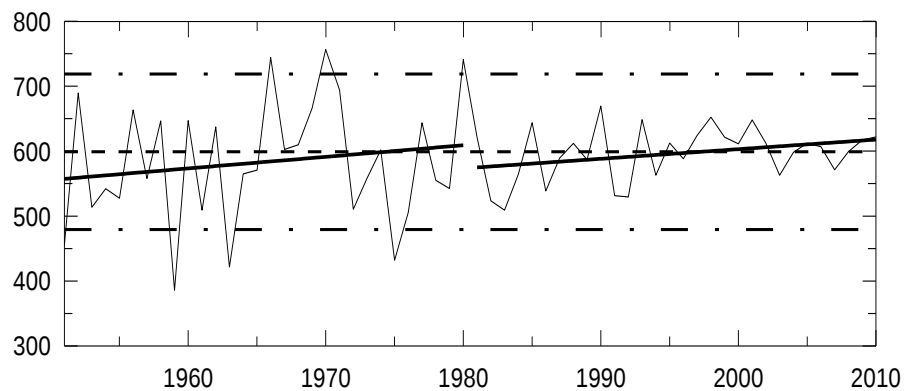


Рис. А.6. Річна сума опадів (мм) в м. Чернігів (КОР №3). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

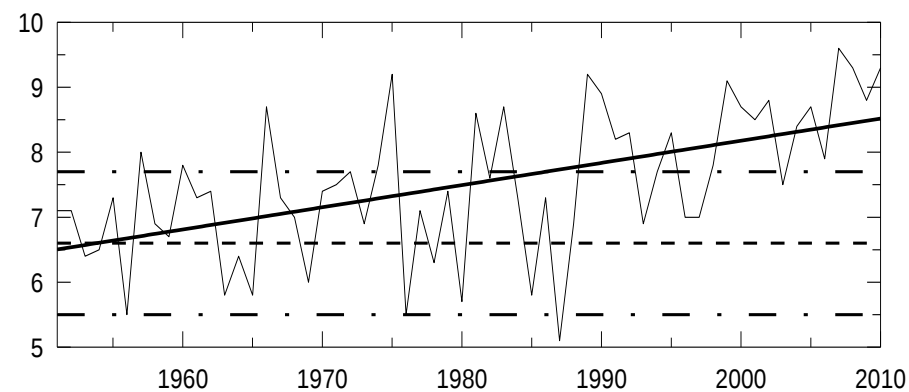
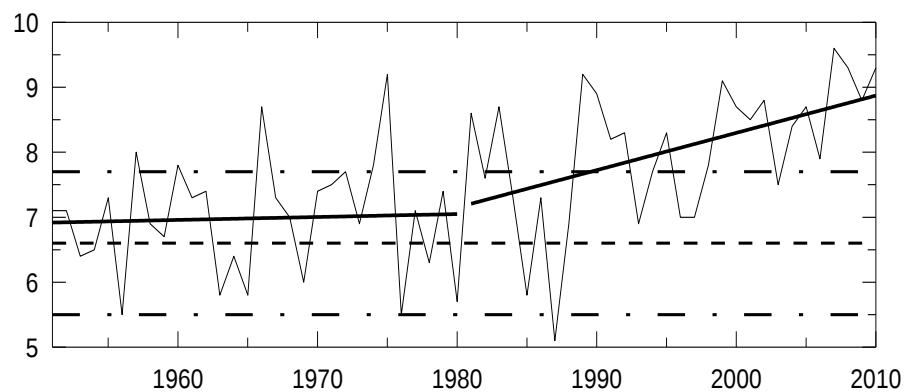


Рис. А.7. Середньорічна температура повітря (°C) в м. Суми (КОР №4). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

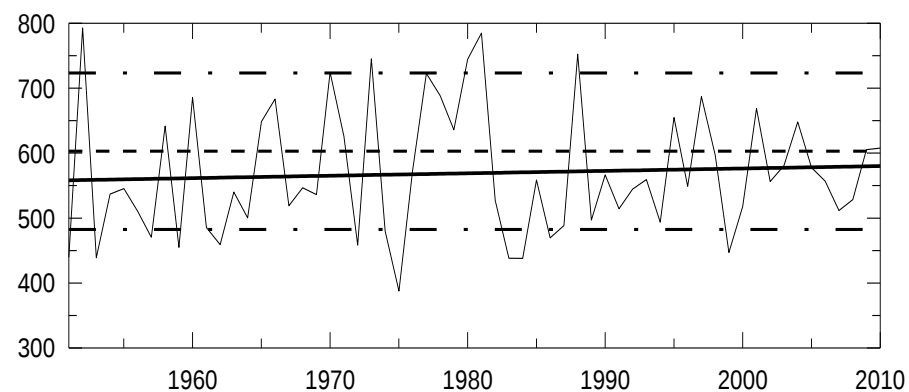
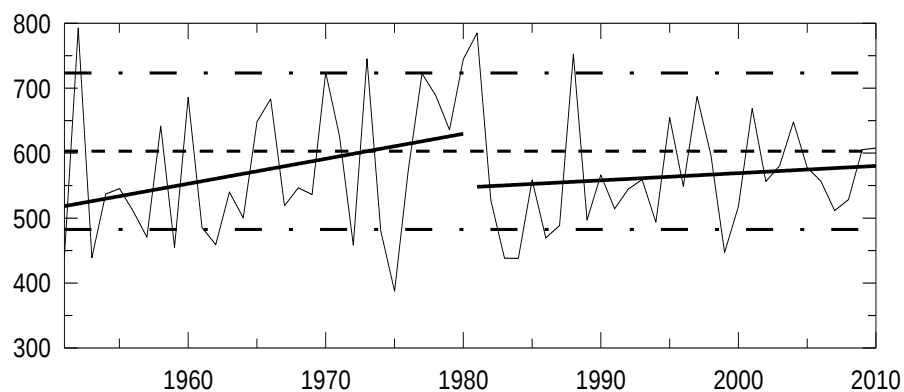


Рис. А.8. Річна сума опадів (мм) в м. Суми (КОР №4). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

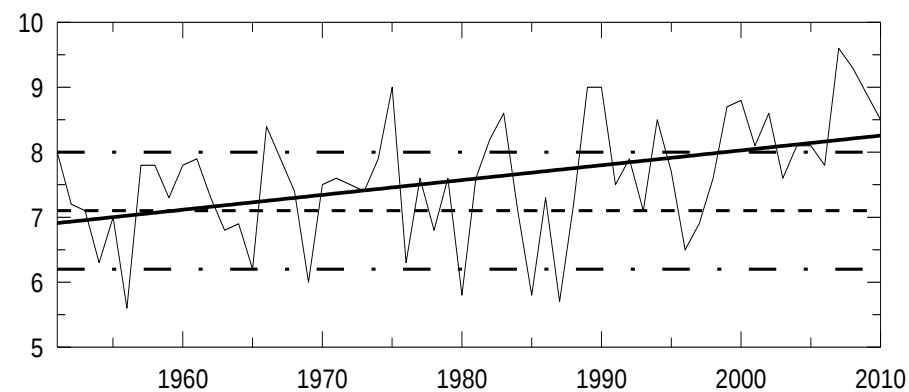
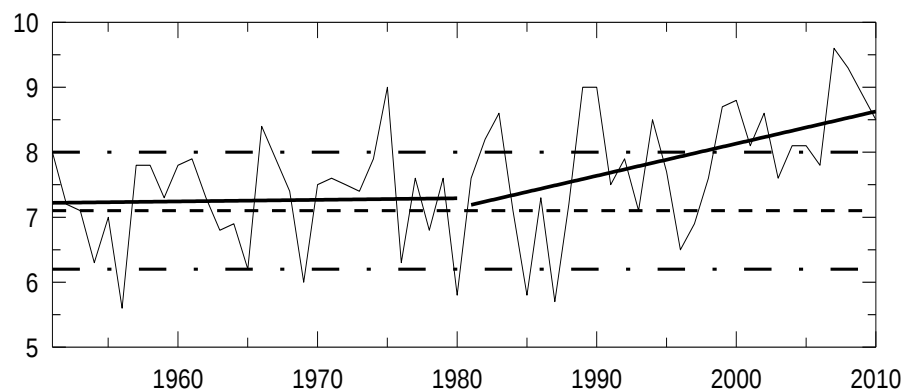


Рис. А.9. Середньорічна температура повітря (°C) в м. Вінниця (КОР №5). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

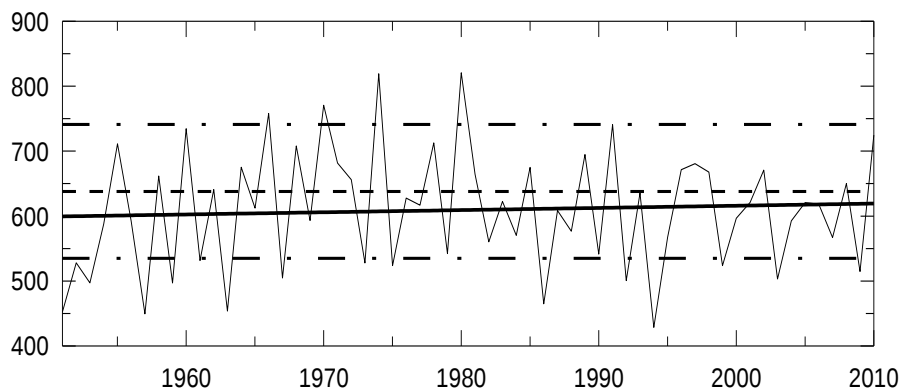
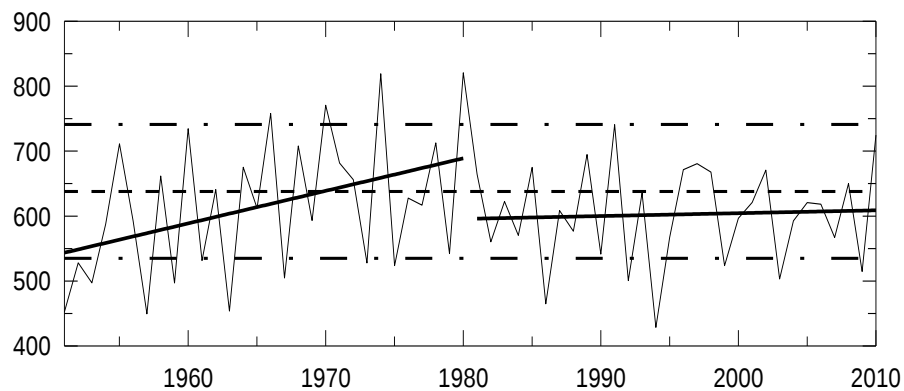


Рис. А.10. Річна сума опадів (мм) в м. Вінниця (КОР №5). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

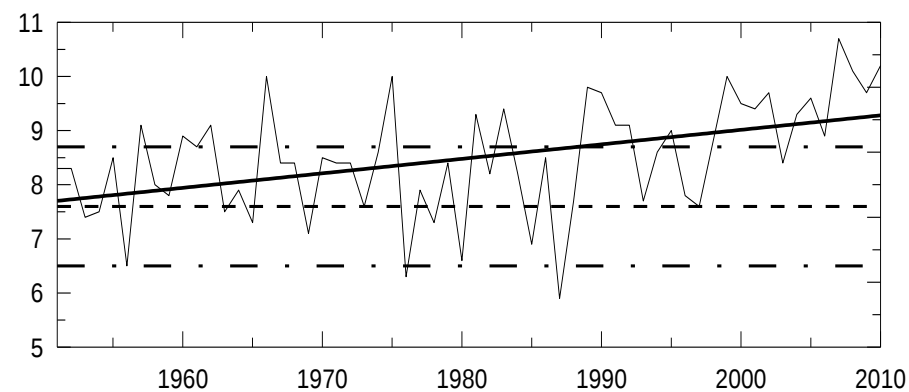
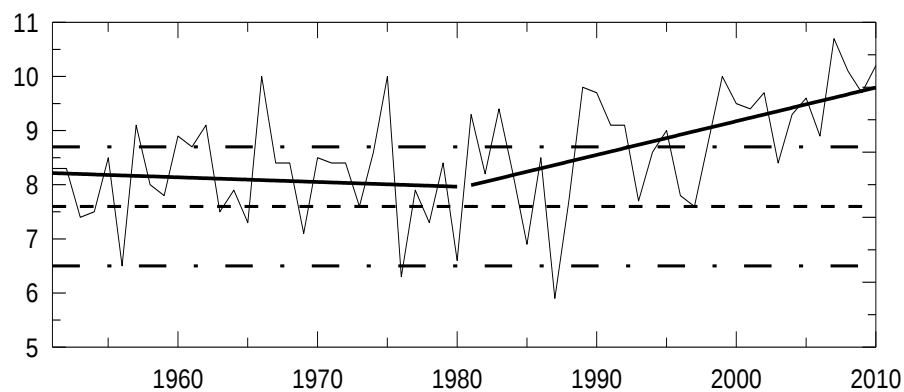


Рис. А.11. Середньорічна температура повітря (°C) в м. Полтава (КОР №6). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

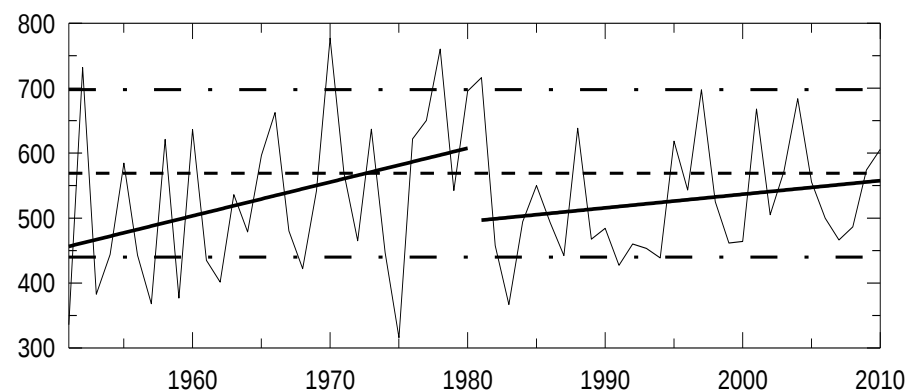
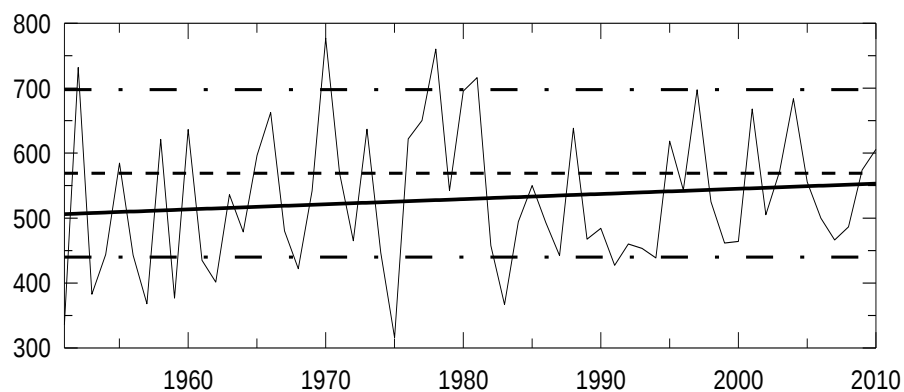


Рис. А.12. Річна сума опадів (мм) в м. Полтава (КОР №6). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

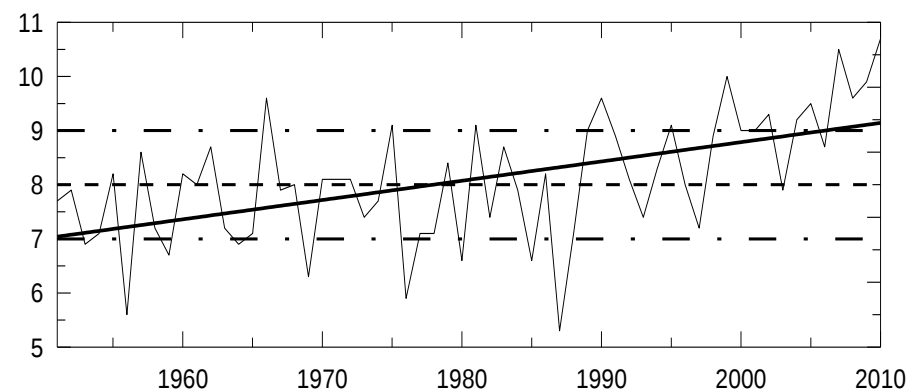
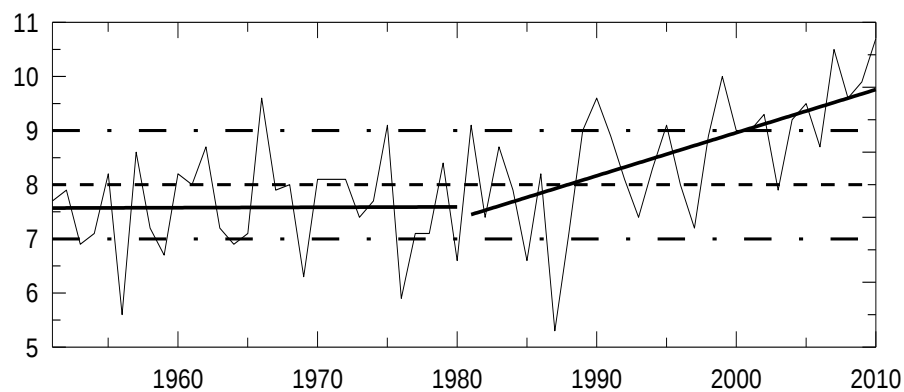


Рис. А.13. Середньорічна температура повітря (°C) в м. Донецьк (КОР №7). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

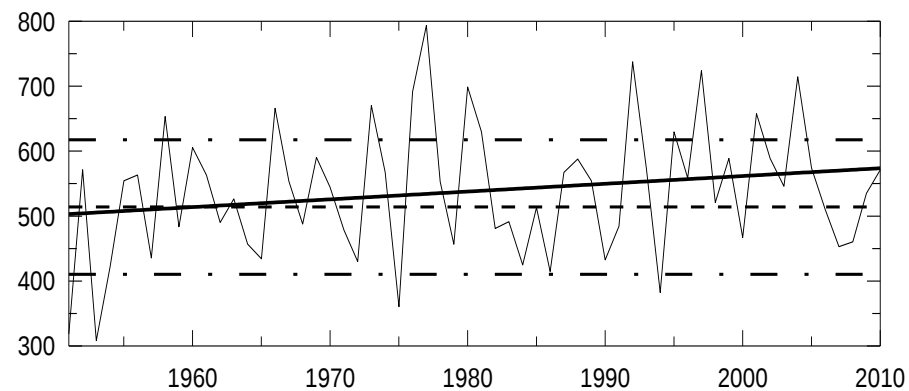
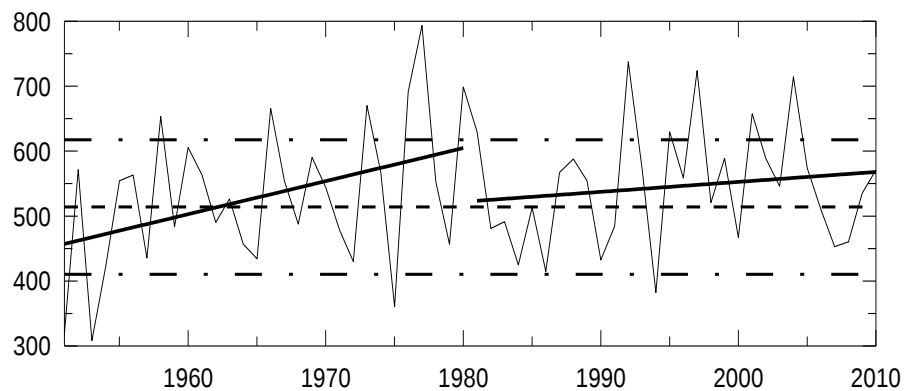


Рис. А.14. Річна сума опадів (мм) в м. Донецьк (КОР №7). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

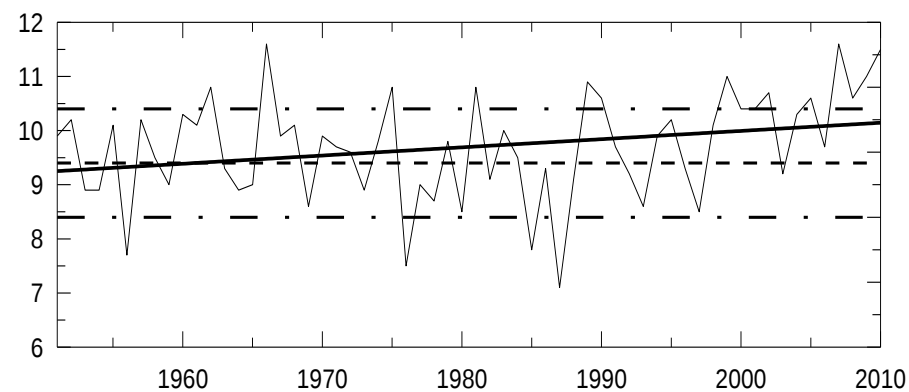
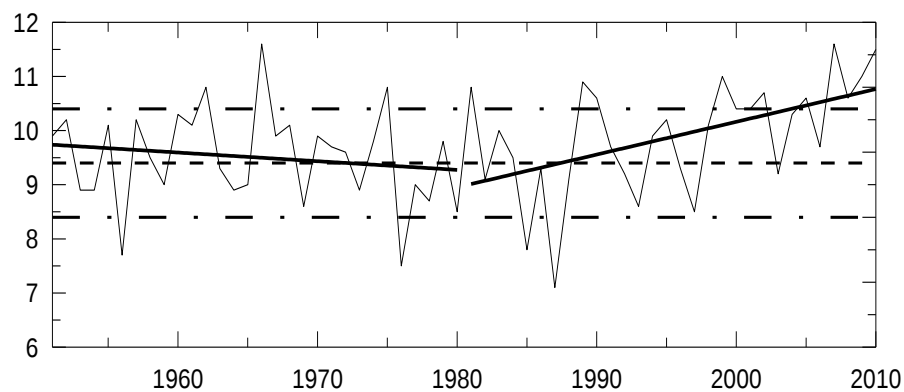


Рис. А.15. Середньорічна температура повітря (°C) в м. Запоріжжя (КОР №8). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

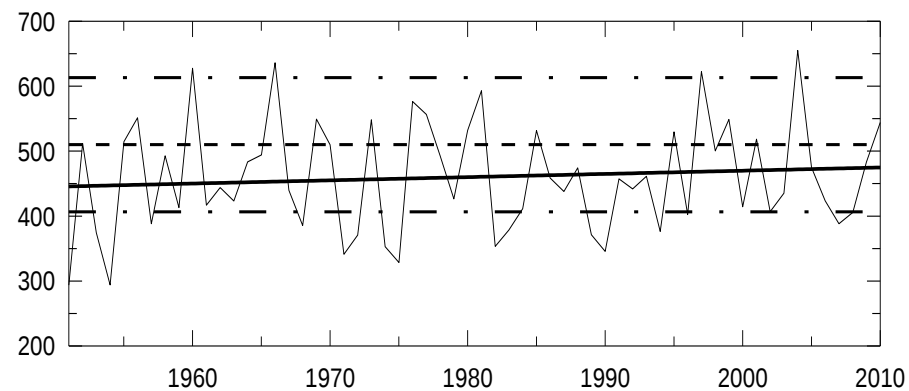
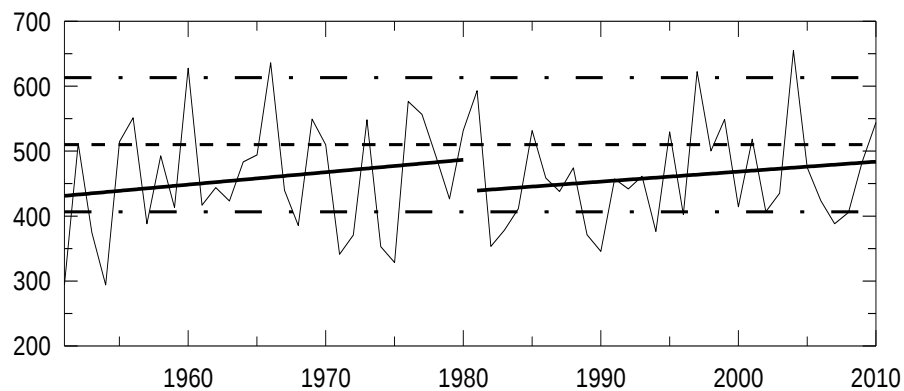


Рис. А.16. Річна сума опадів (мм) в м. Запоріжжя (КОР №8). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

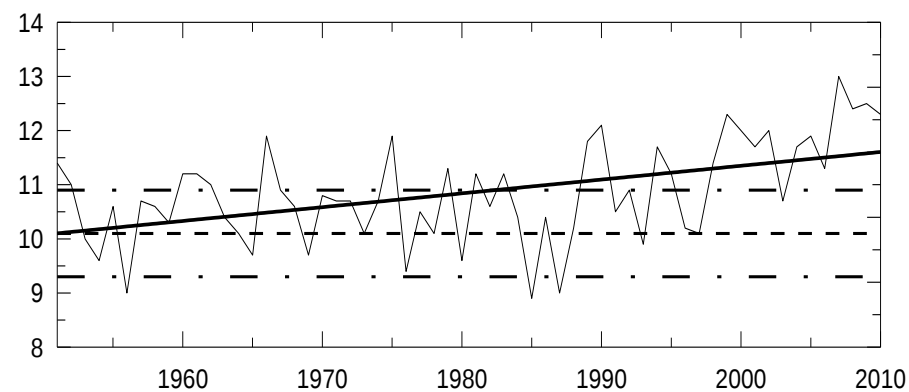
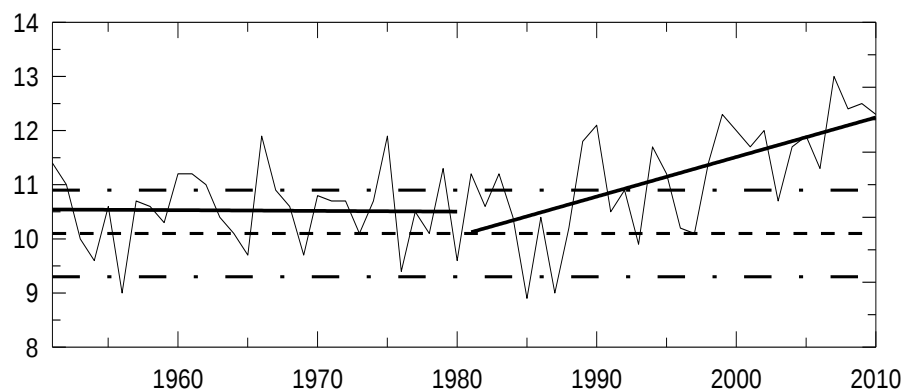


Рис. А.17. Середньорічна температура повітря (°C) в м. Одеса (КОР №9). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

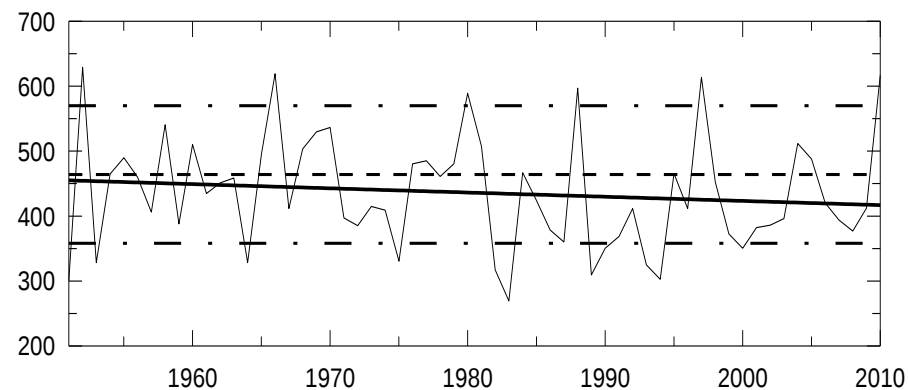
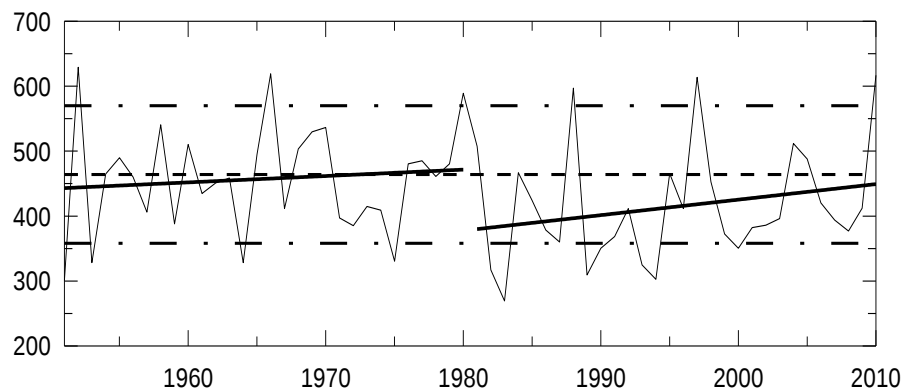


Рис. А.18. Річна сума опадів (мм) в м. Одеса (КОР №9). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

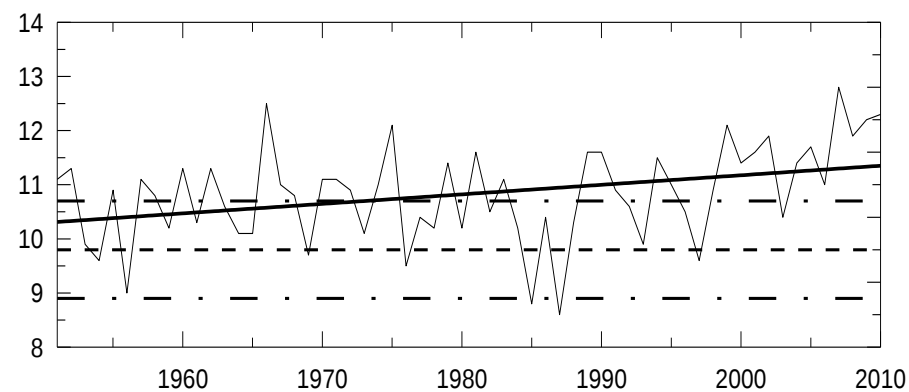
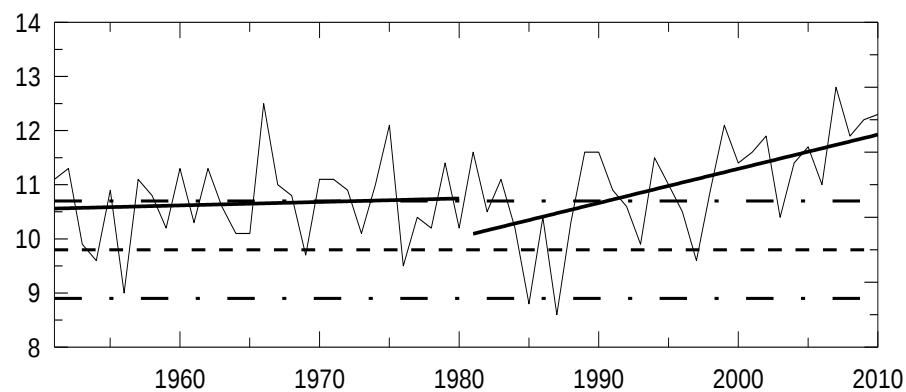


Рис. А.19. Середньорічна температура повітря (°C) в м. Херсон (КОР №10). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

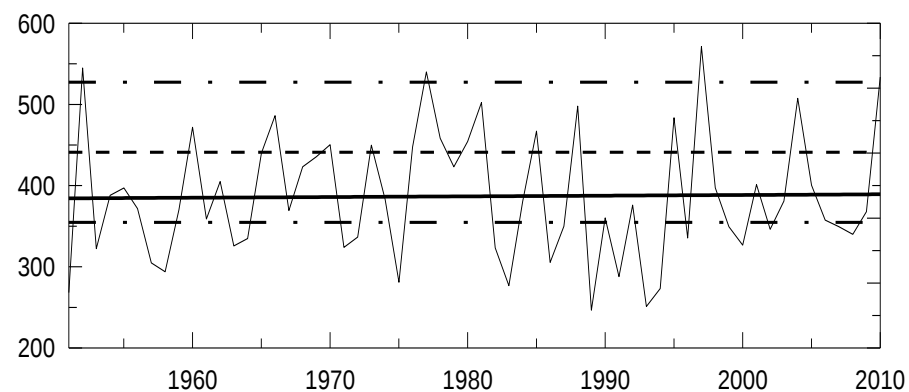
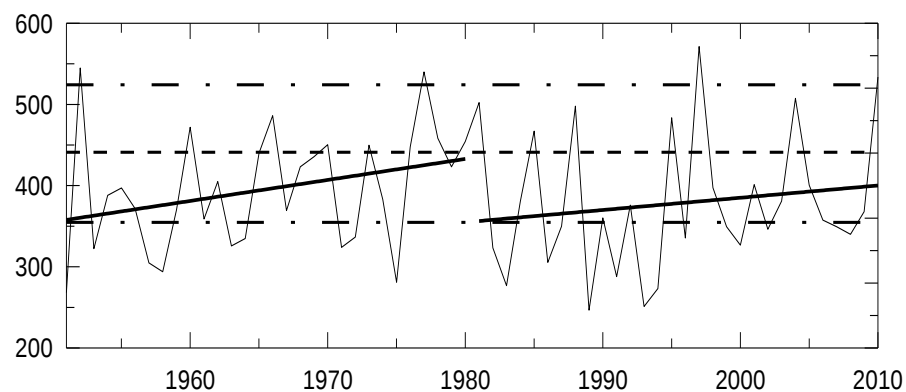


Рис. А.20. Річна сума опадів (мм) в м. Херсон (КОР №10). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

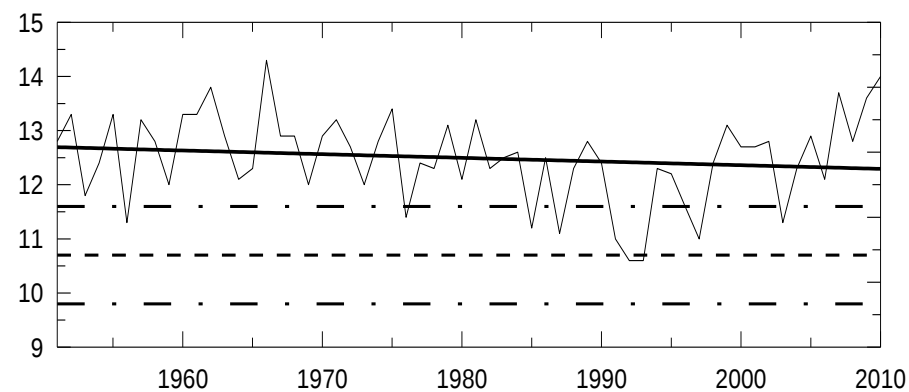
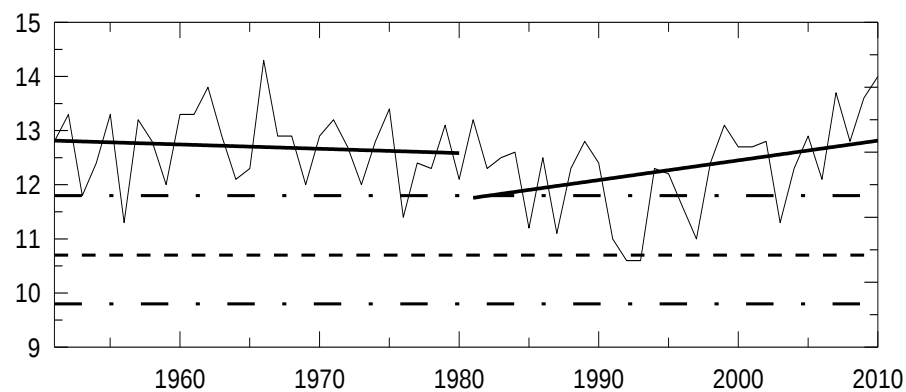


Рис. А.21. Середньорічна температура повітря (°C) в м. Джанкой (КОР №11). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

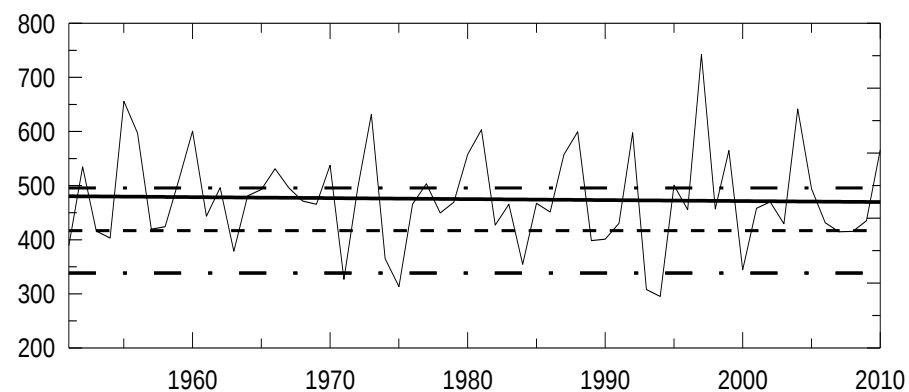
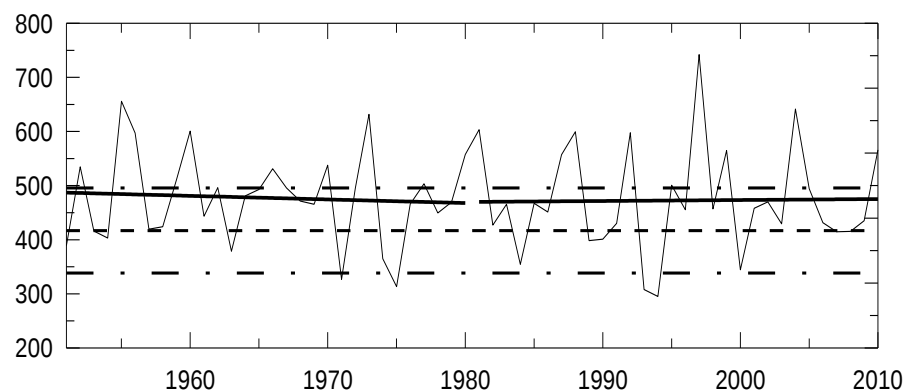


Рис. А.22. Річна сума опадів (мм) в м. Джанкой (КОР №11). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

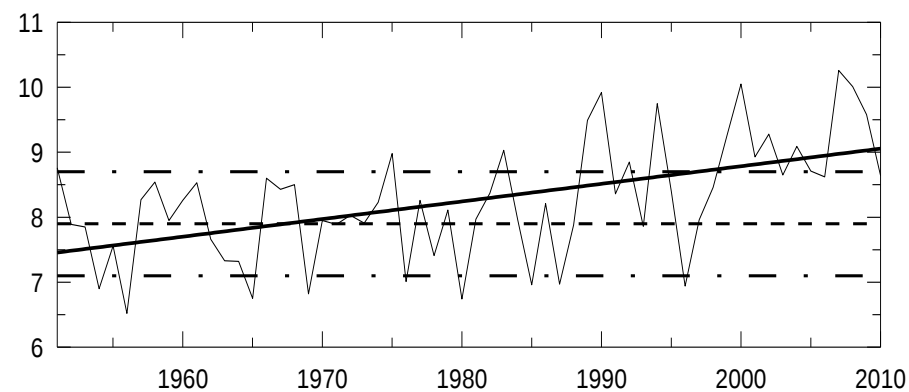
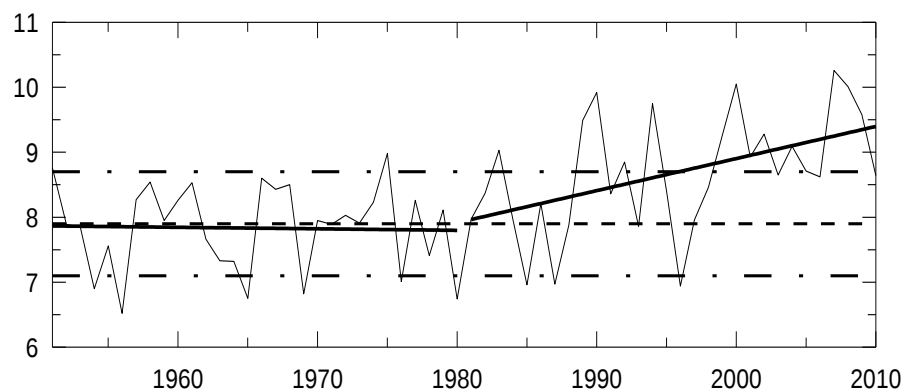


Рис. А.23. Середньорічна температура повітря (°C) в м. Чернівці (КОР №12). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

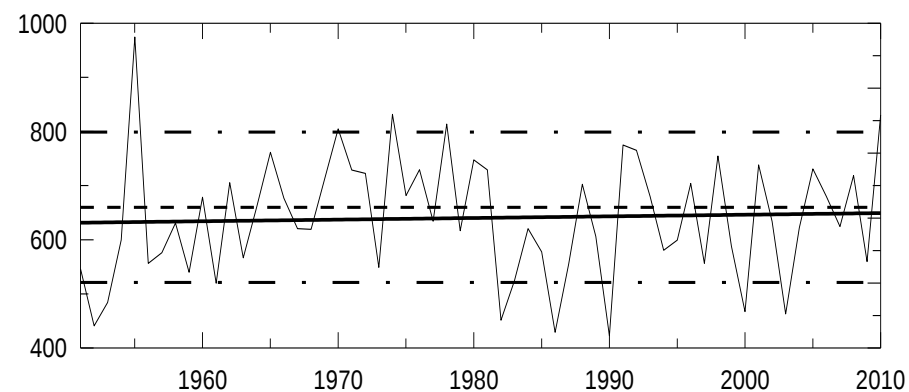
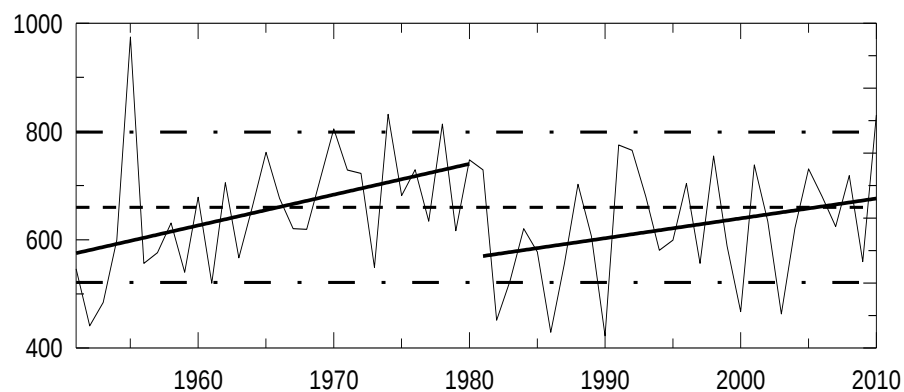
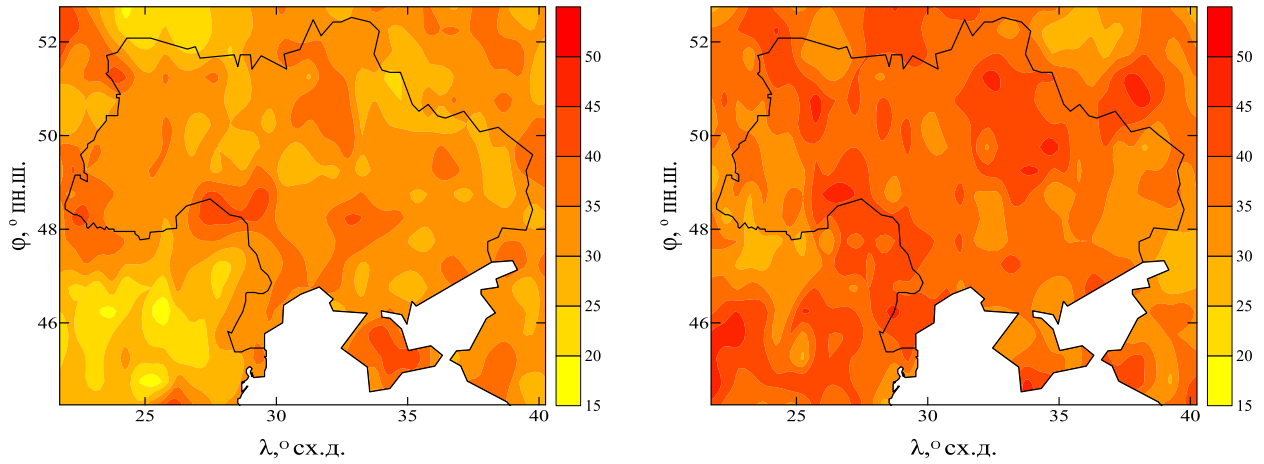


Рис. А.24. Річна сума опадів (мм) в м. Чернівці (КОР №12). Потовщені лінії – лінійні тренди за періоди 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр. (зліва) й 1951–2010 рр. (справа); штрихові лінії – кліматичні норми та стандартні відхилення.

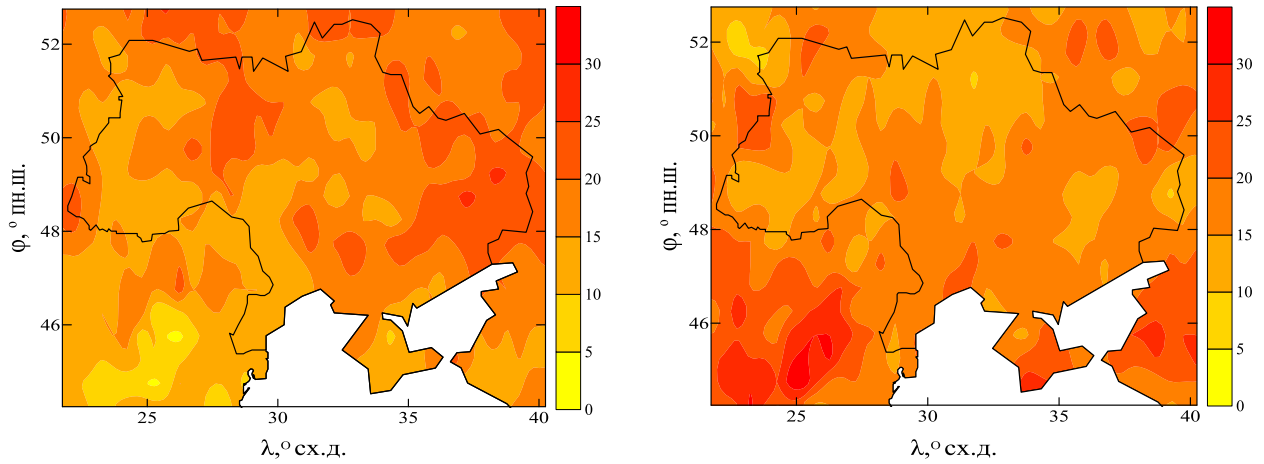
Додаток Б

Просторово-часовий розподіл основних характеристик посух в Україні

а)



б)



в)

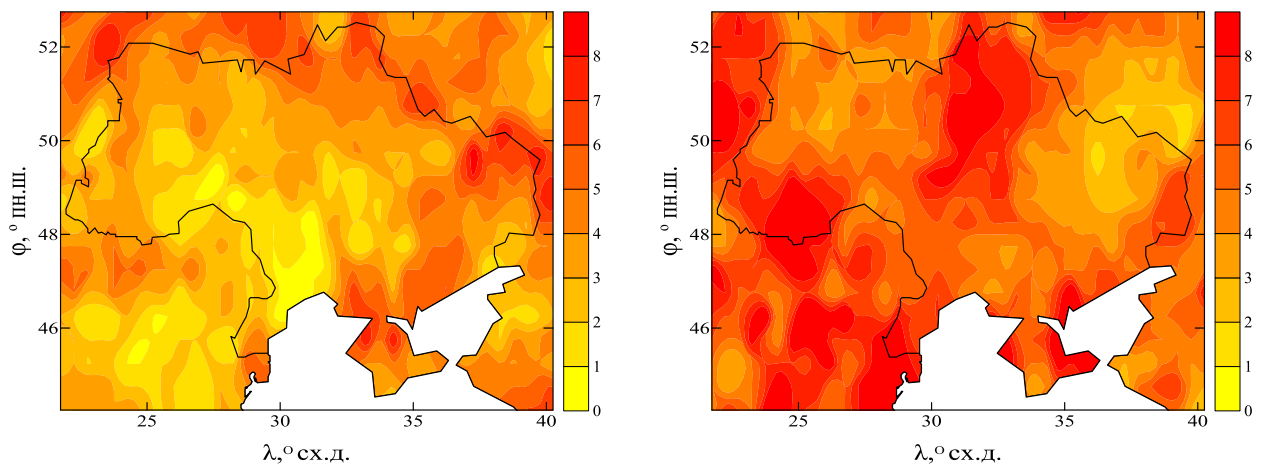
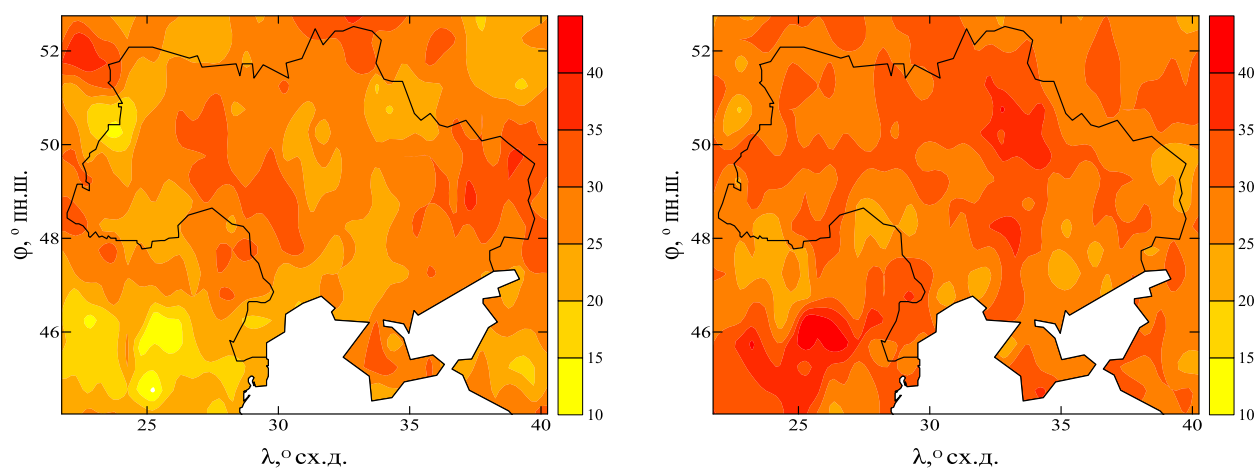
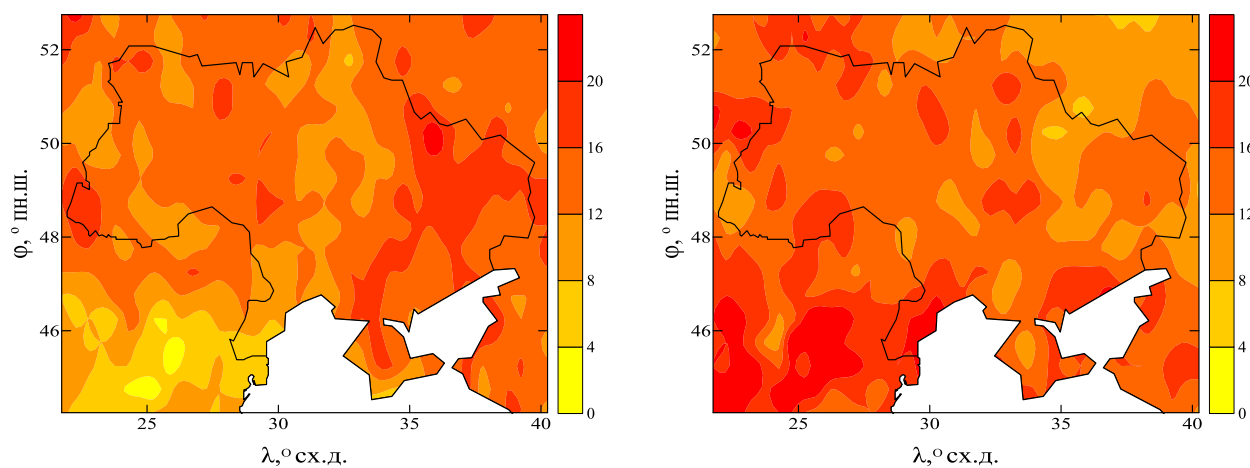


Рис. Б.1. Кількість місяців з посухою: а) помірною; б) інтенсивною; в) екстремальною з масштабом часу 1 місяць для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

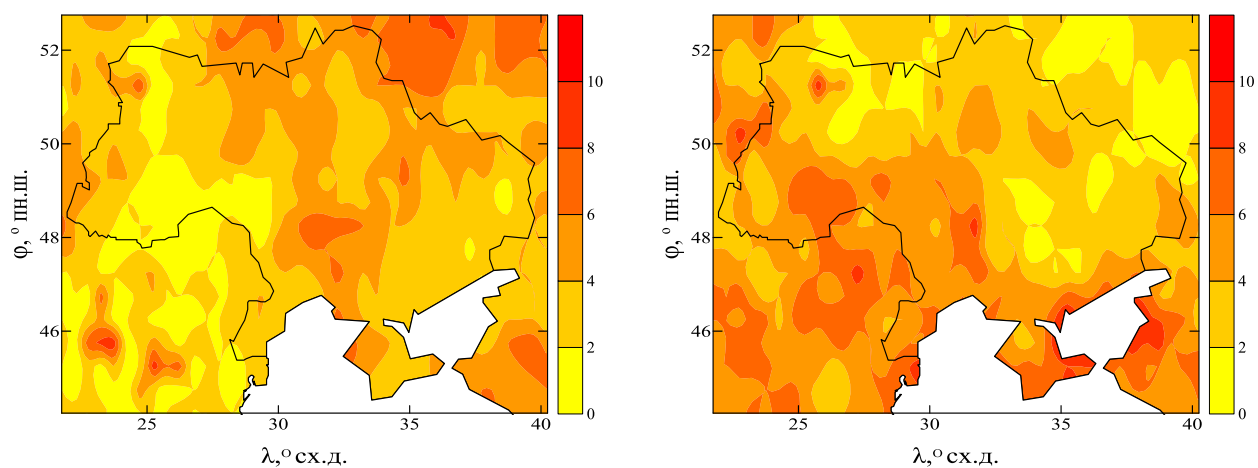
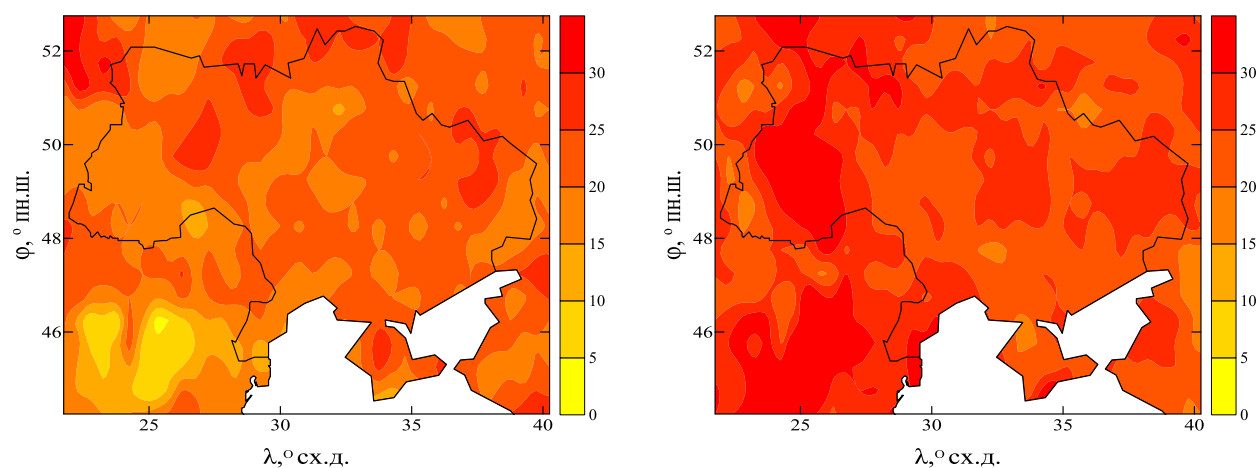
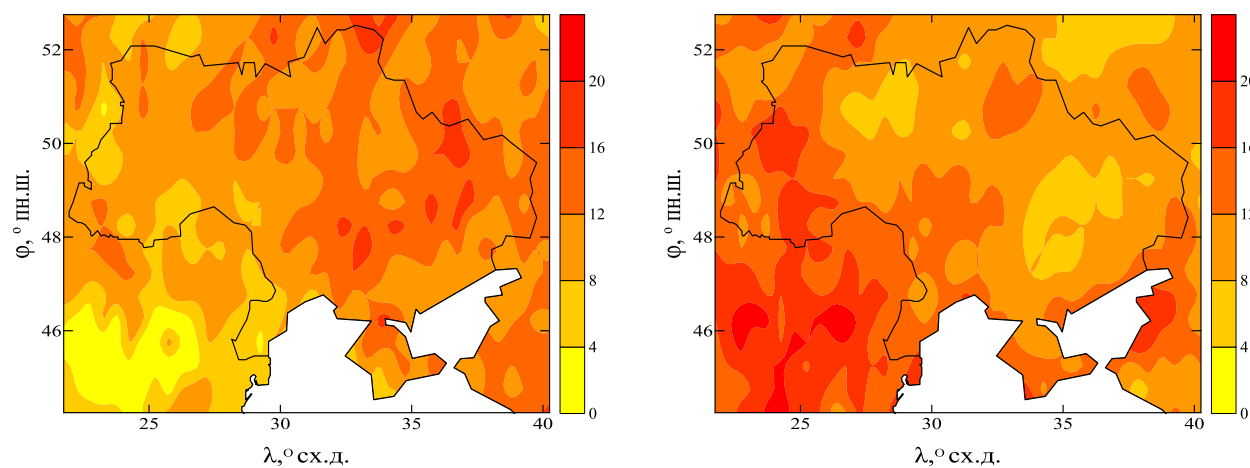


Рис. Б.2. Кількість місяців з посухою: а) помірною; б) інтенсивною; в) екстремальною з масштабом часу 3 місяці для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

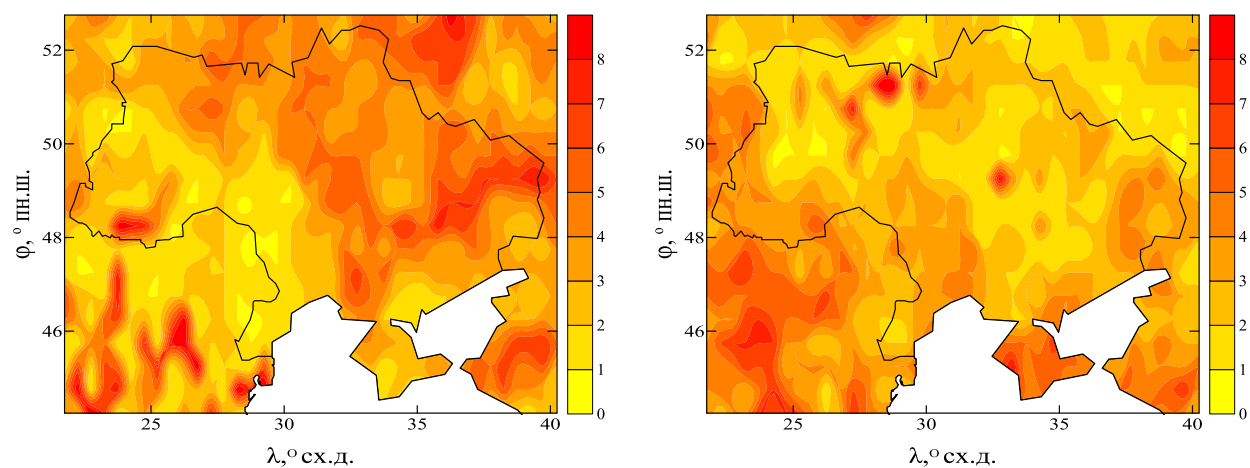
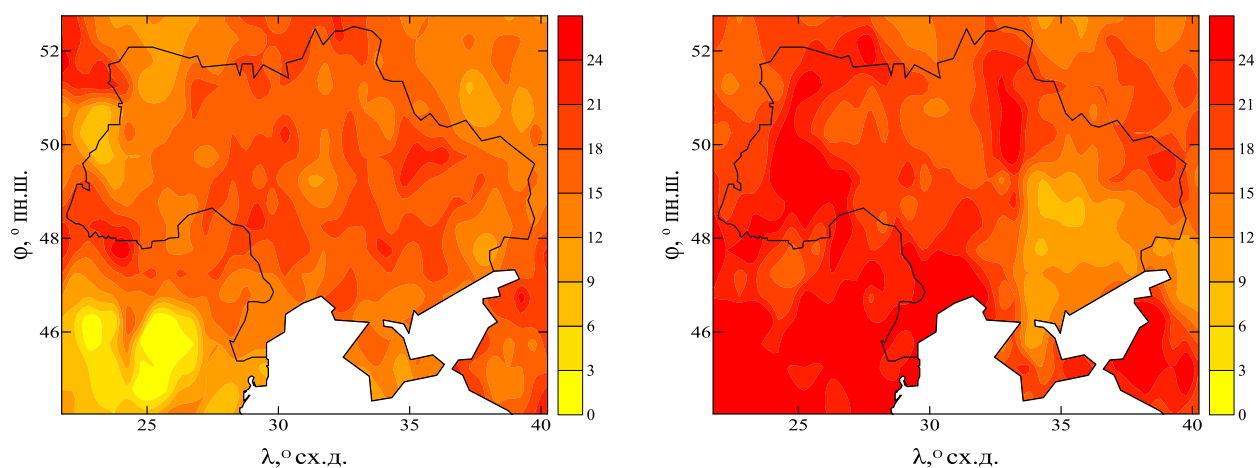
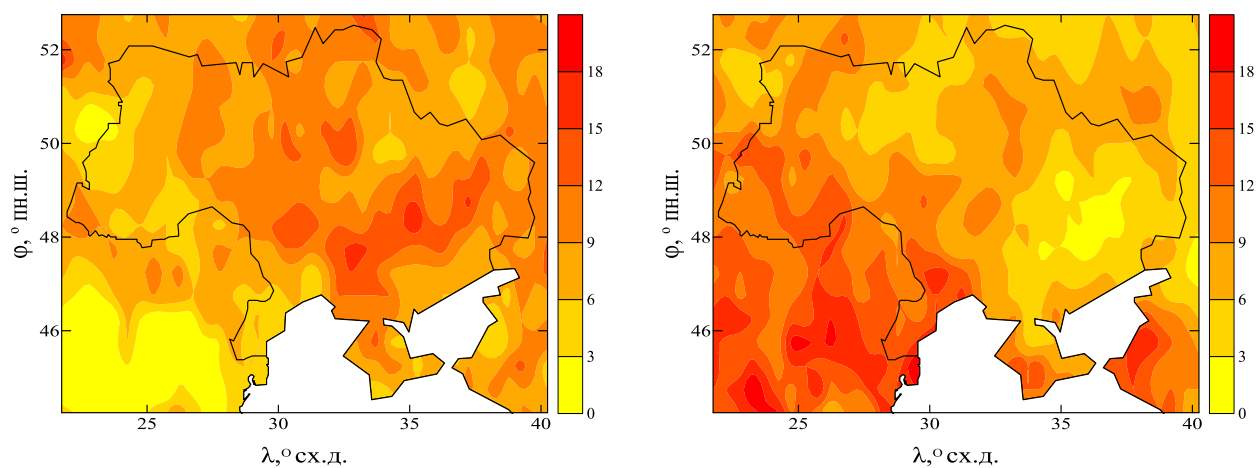


Рис. Б.3. Кількість місяців з посухою: а) помірною; б) інтенсивною; в) екстремальною з масштабом часу 6 місяців для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

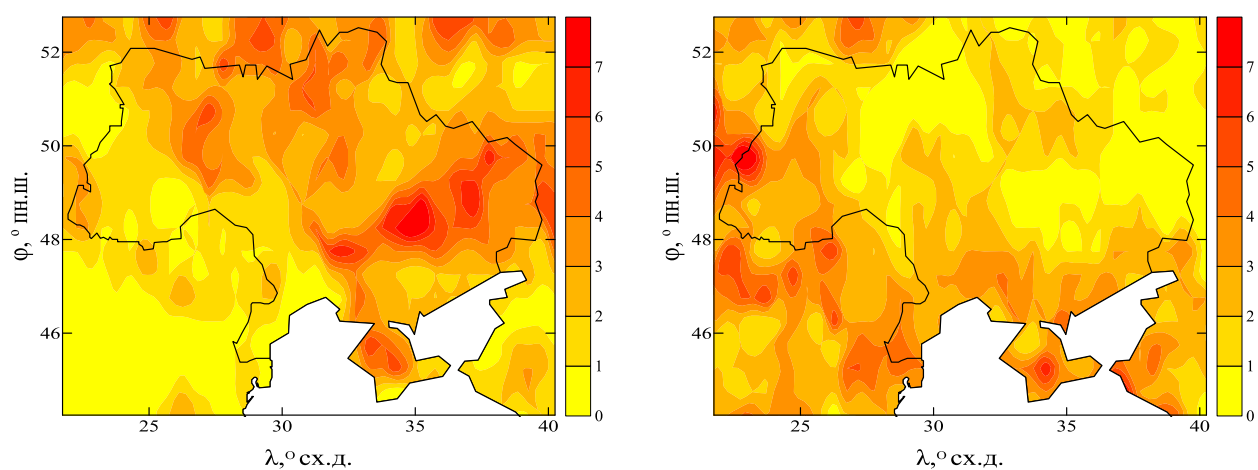
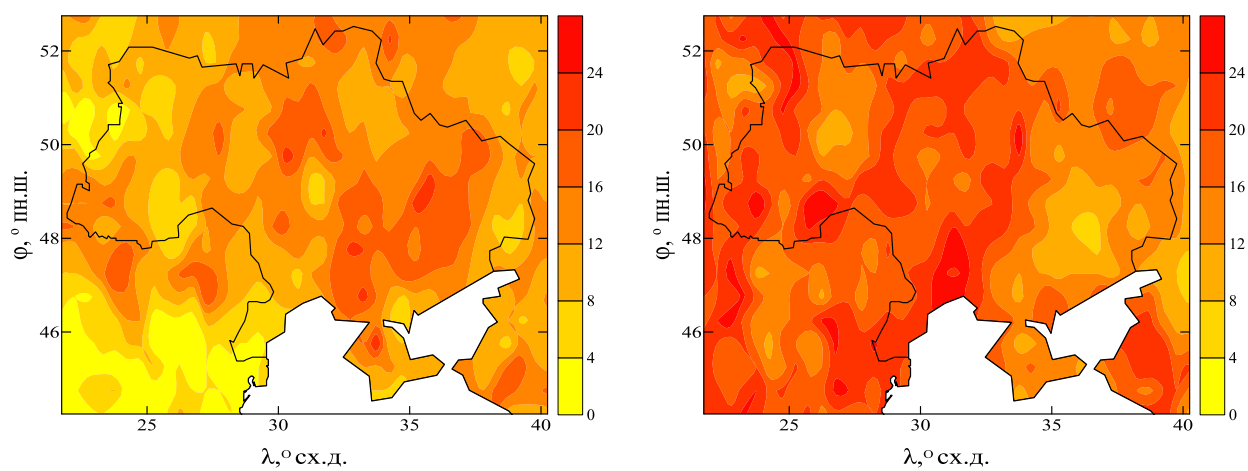
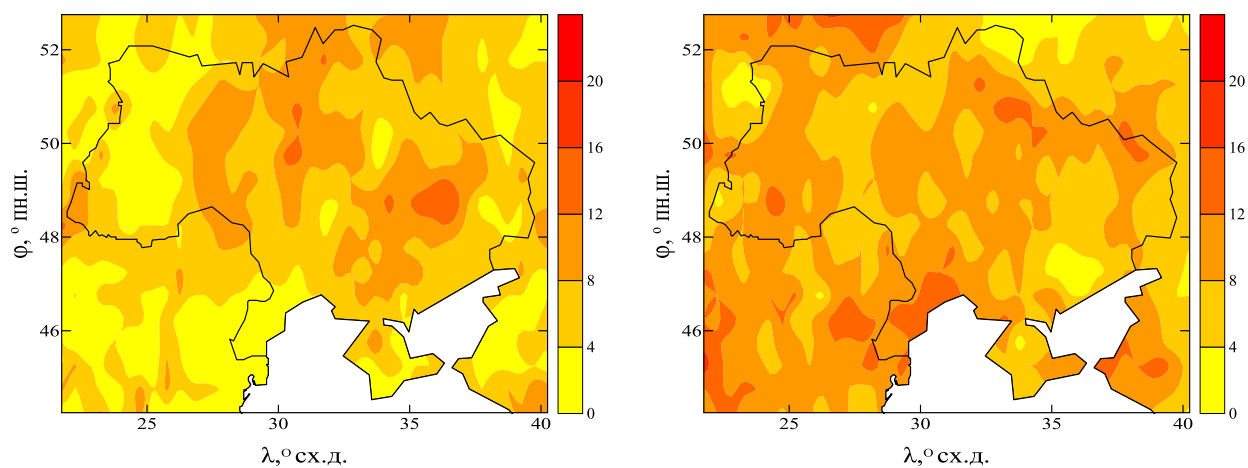


Рис. Б.4. Кількість місяців з посухою: а) помірною; б) інтенсивною; в) екстремальною з масштабом часу 12 місяців для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

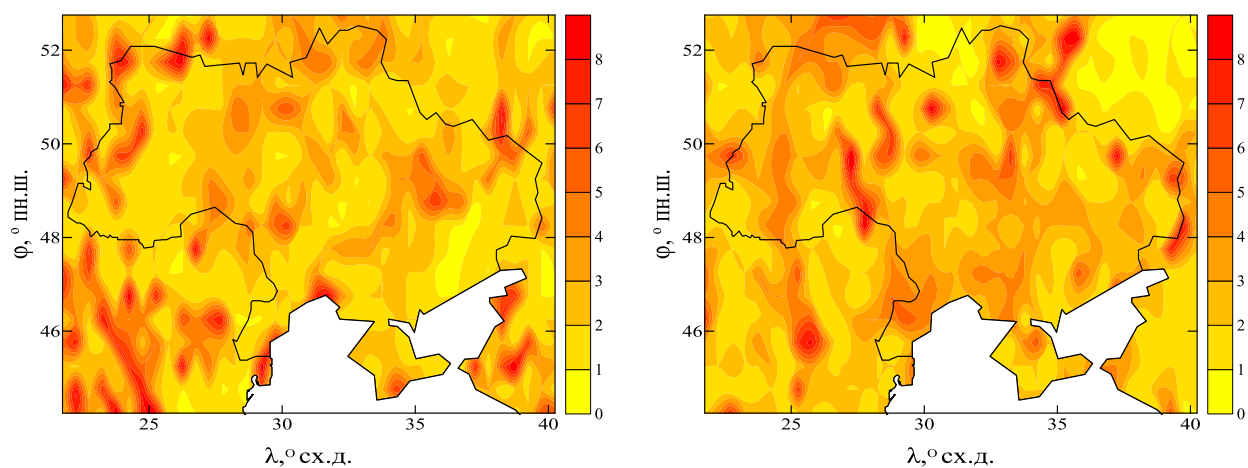
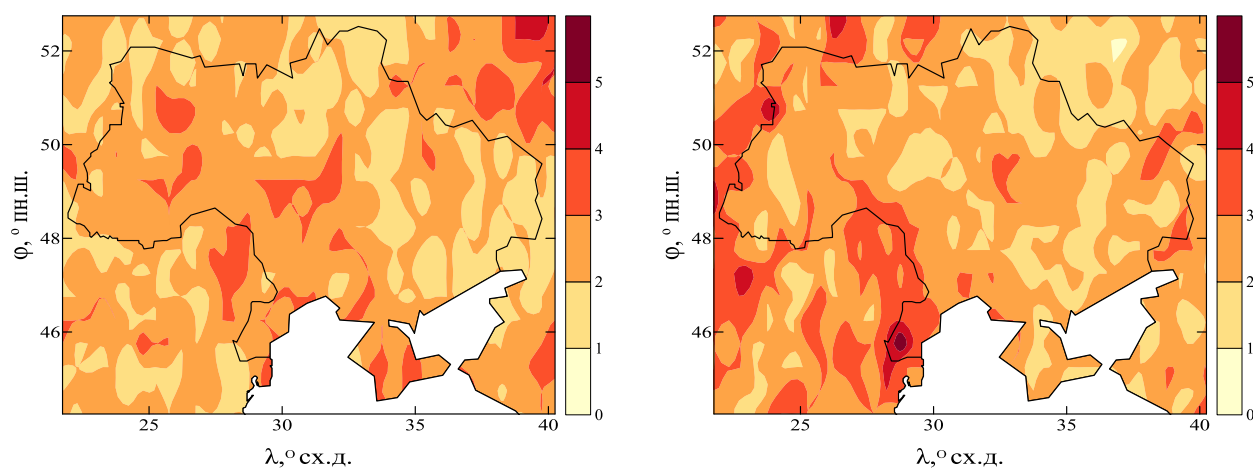
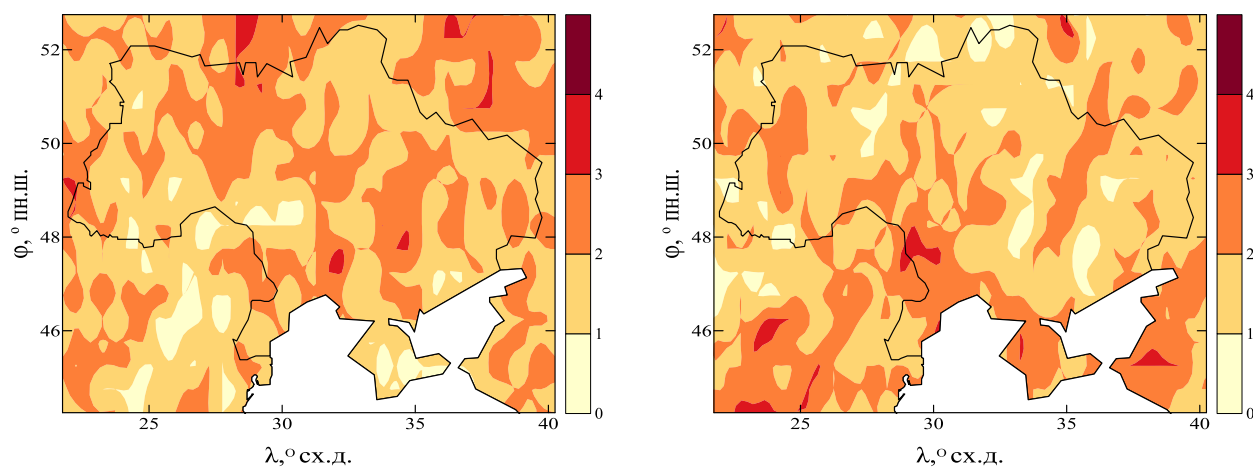


Рис. Б.5. Кількість місяців з посухою: а) помірною; б) інтенсивною; в) екстремальною з масштабом часу 24 місяці для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

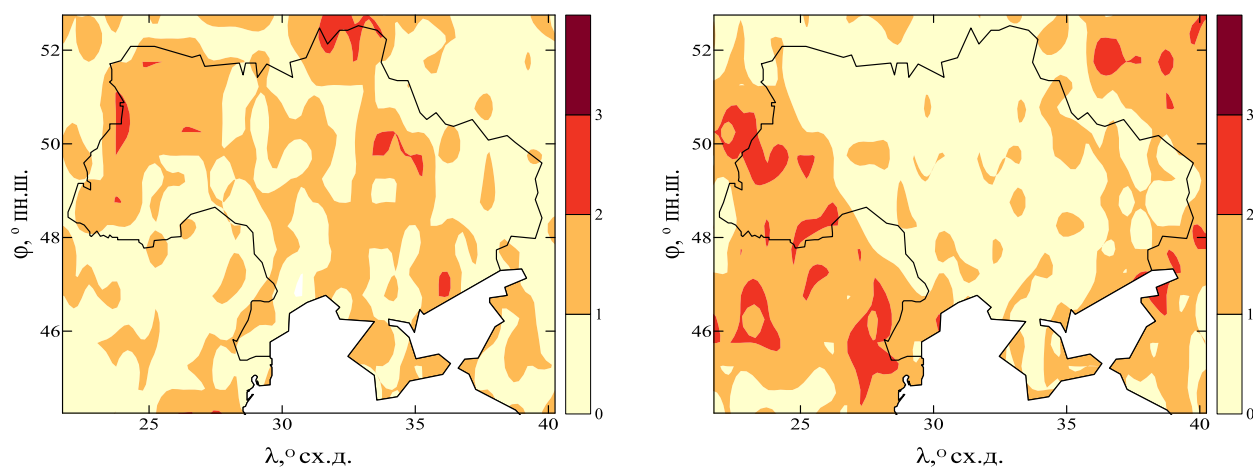
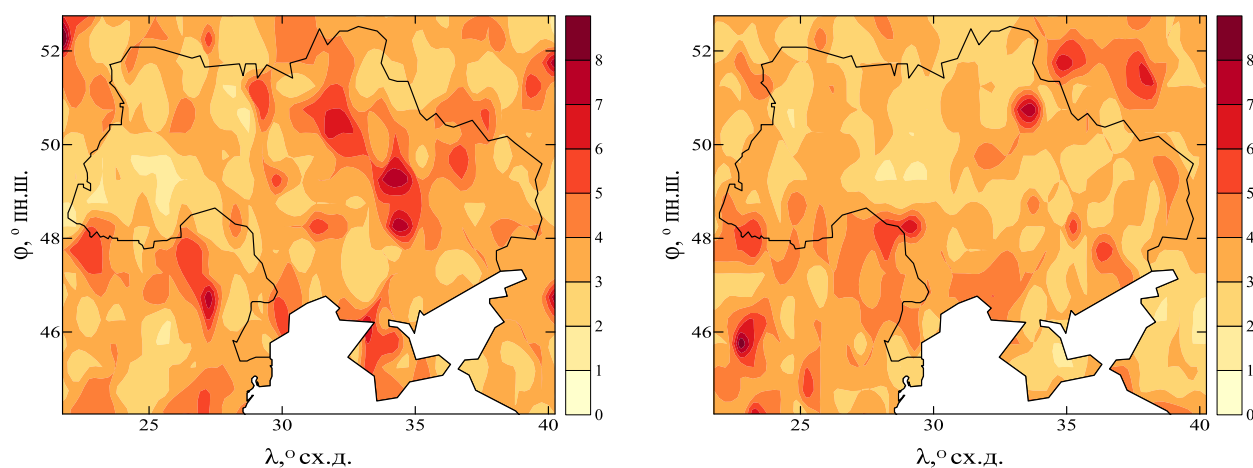
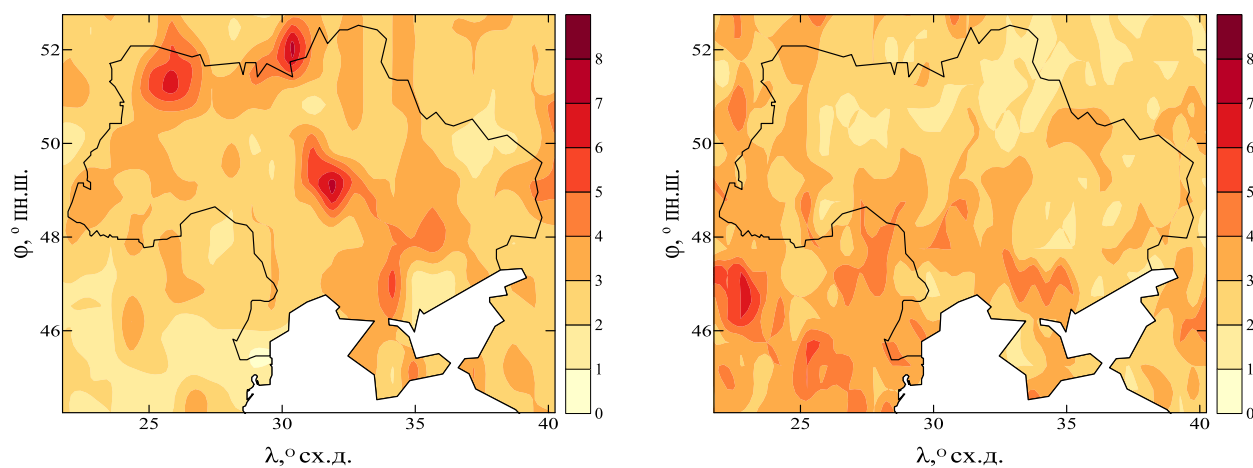


Рис. Б.6. Максимальна тривалість (міс.): а) помірних; б) інтенсивних; в) екстремальних посух з масштабом часу 1 місяць для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

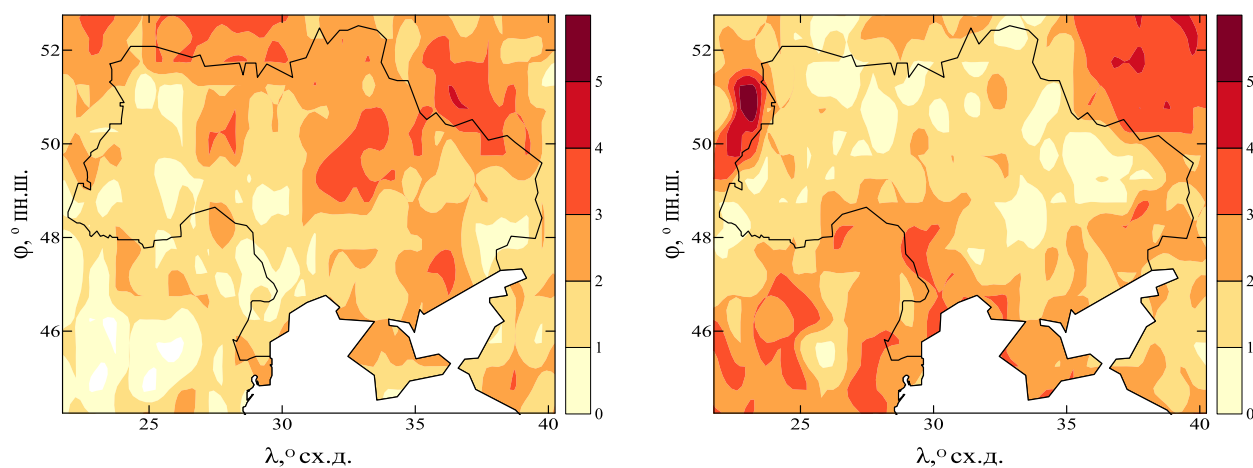
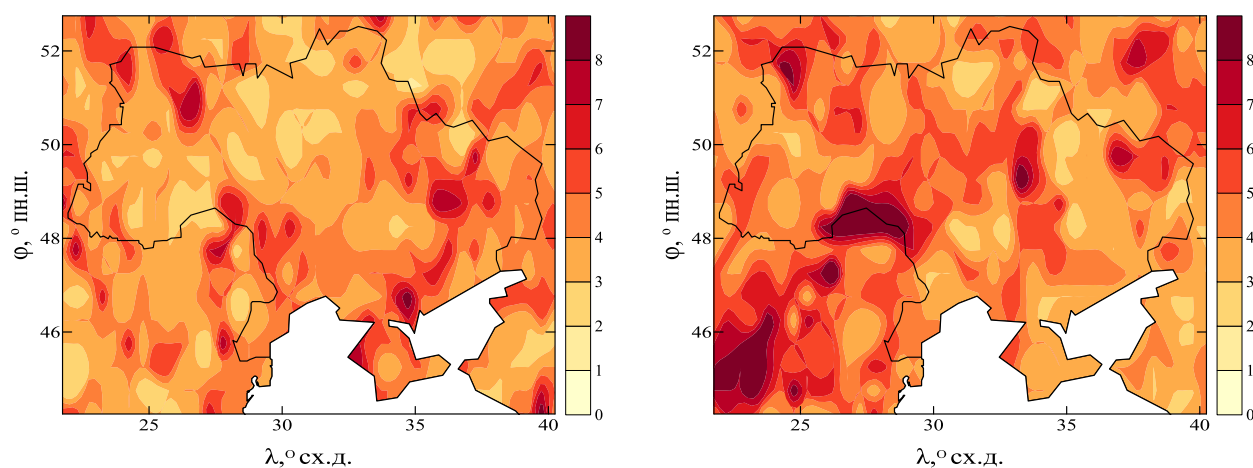
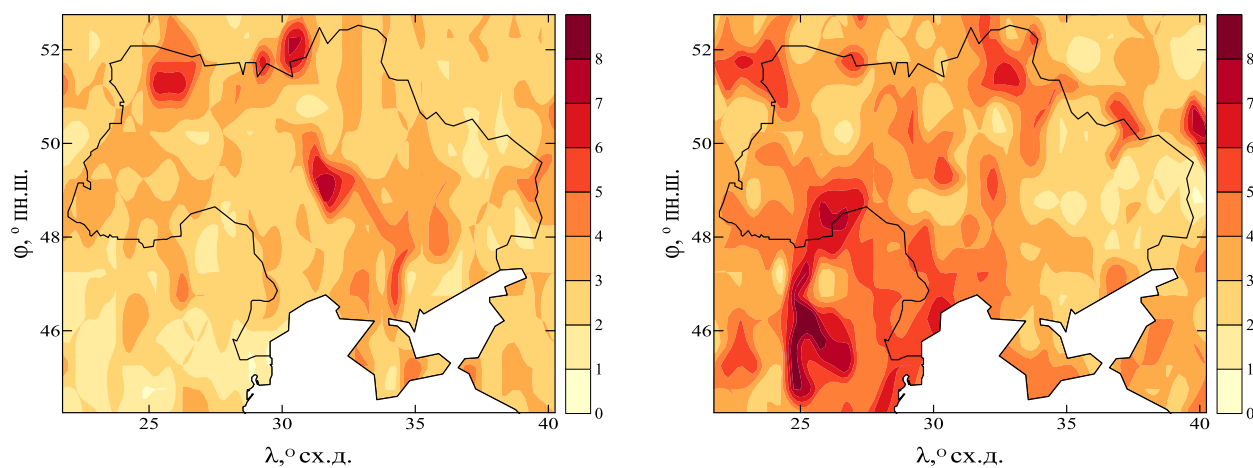


Рис. Б.7. Максимальна тривалість (міс.): а) помірних; б) інтенсивних; в) екстремальних посух з масштабом часу 3 місяці для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

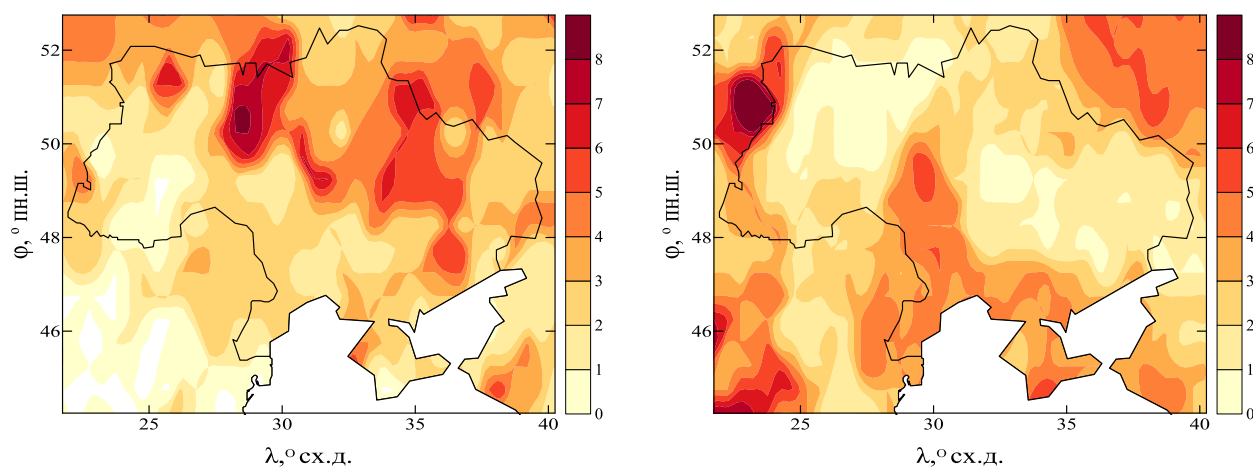
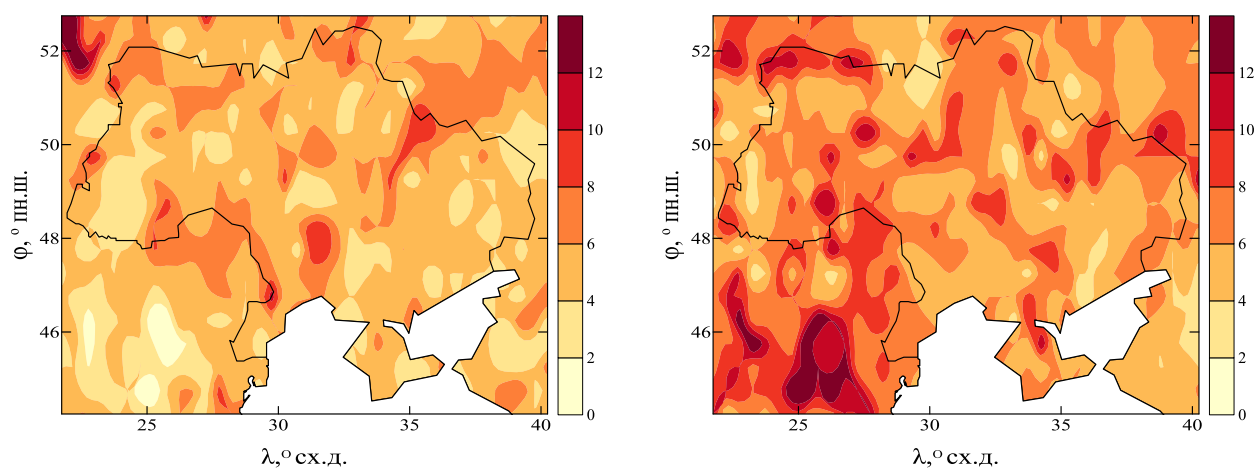
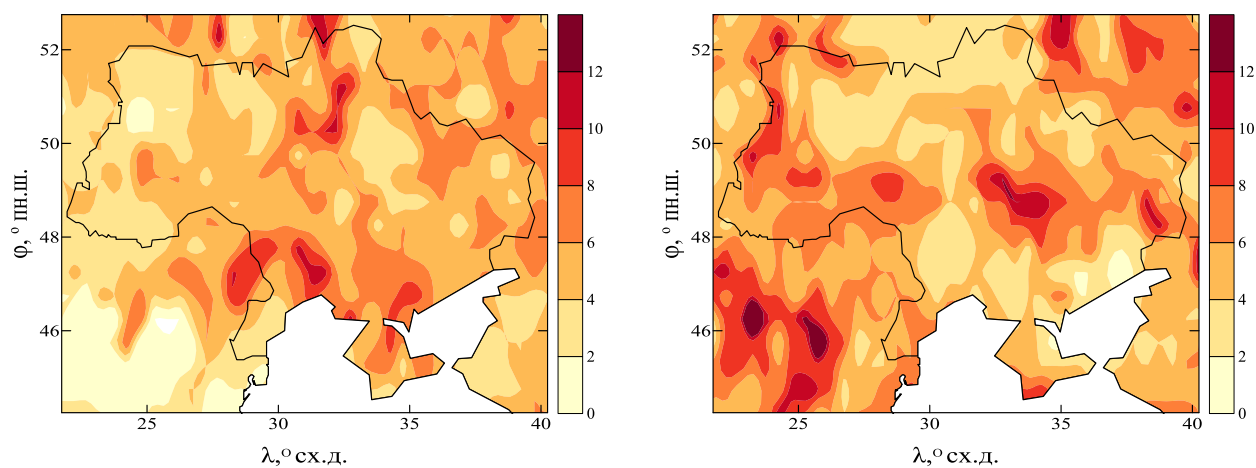


Рис. Б.8. Максимальна тривалість (міс.): а) помірних; б) інтенсивних; в) екстремальних посух з масштабом часу 6 місяців для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

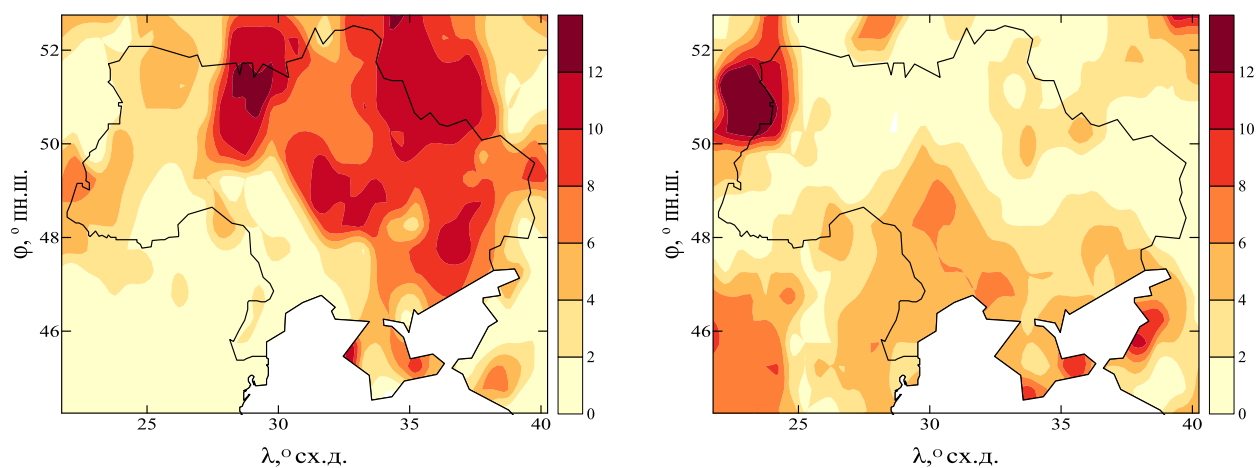
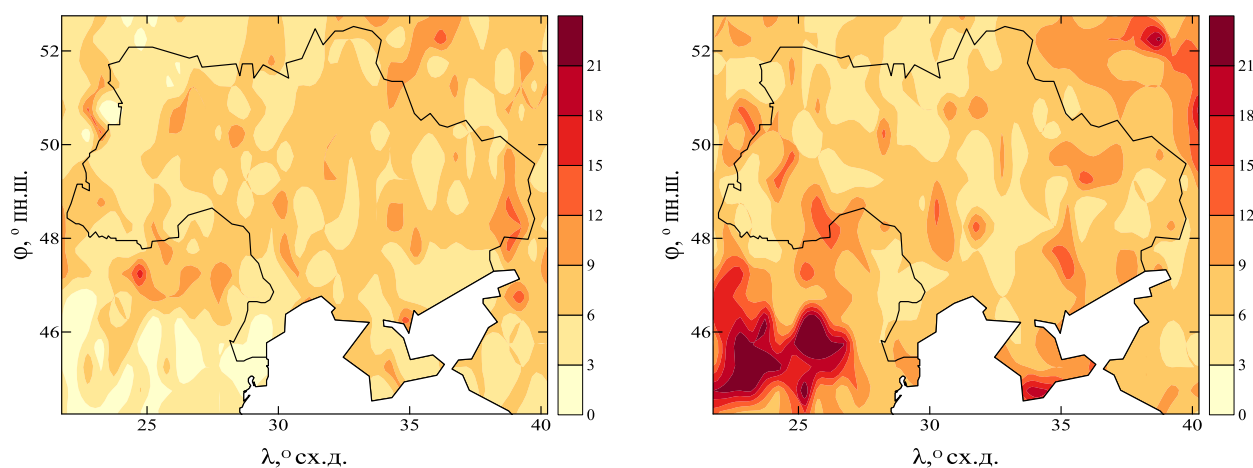
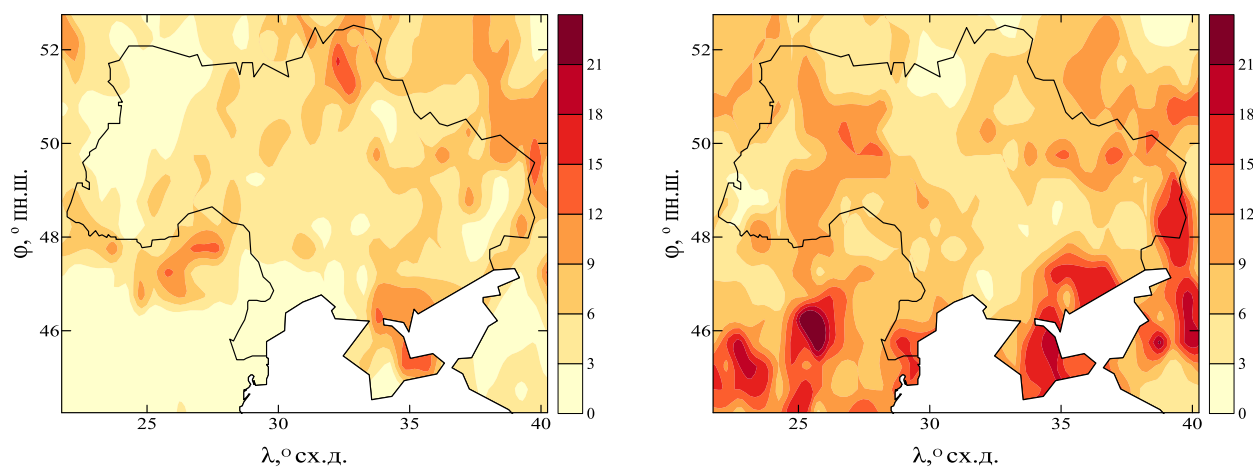


Рис. Б.9. Максимальна тривалість (міс.): а) помірних; б) інтенсивних; в) екстремальних посух з масштабом часу 12 місяців для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

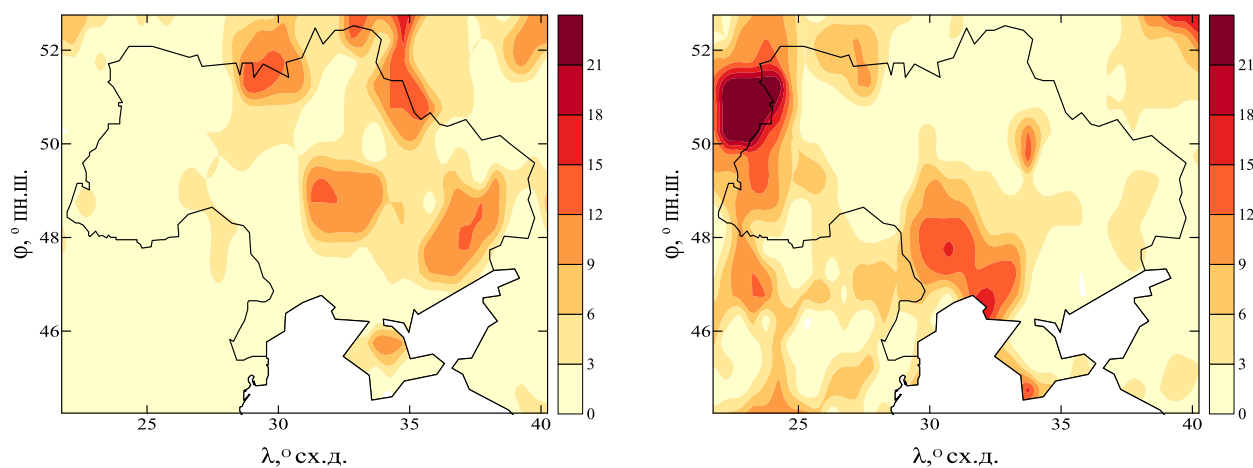
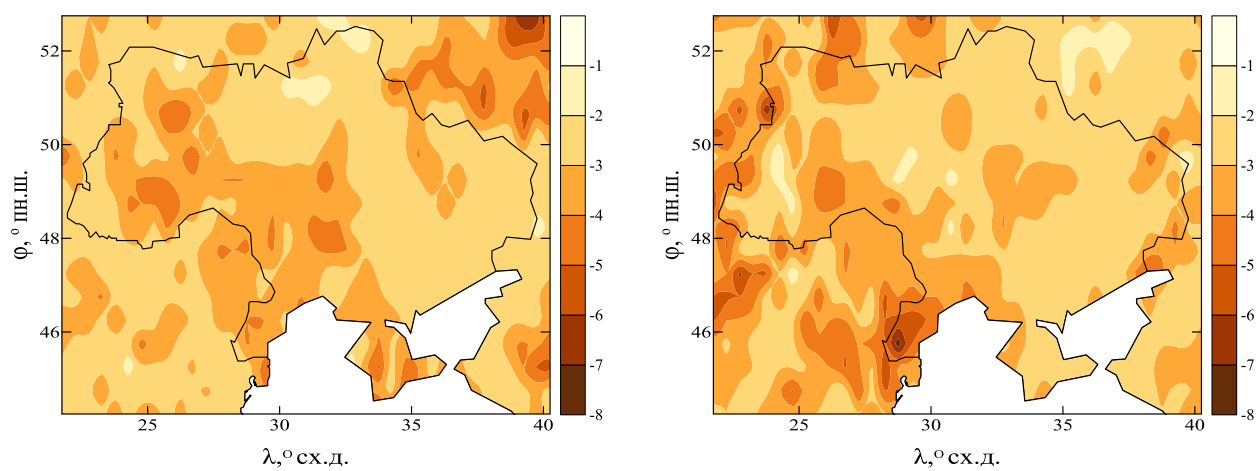
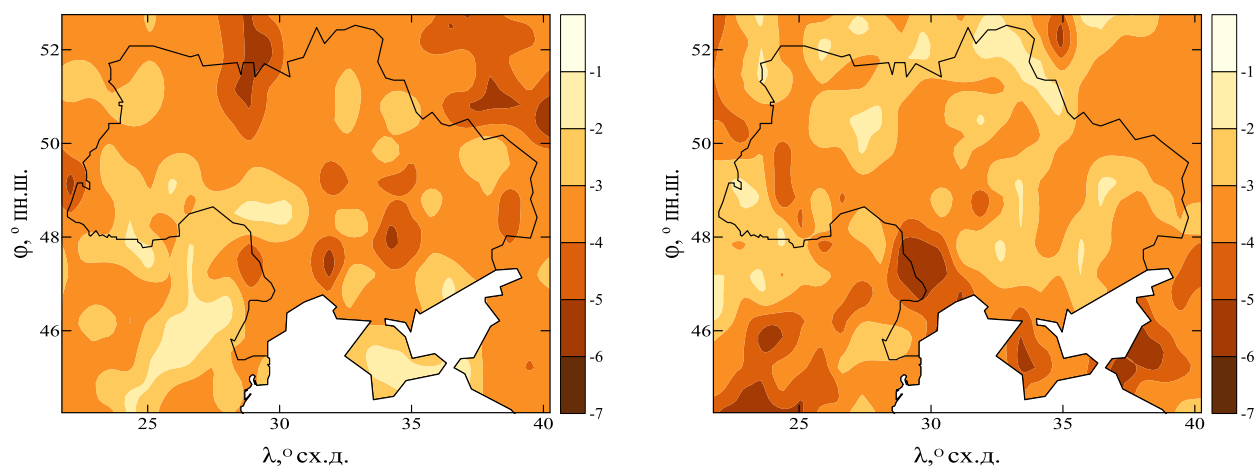


Рис. Б.10. Максимальна тривалість (міс.): а) помірних; б) інтенсивних; в) екстремальних посух з масштабом часу 24 місяці для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

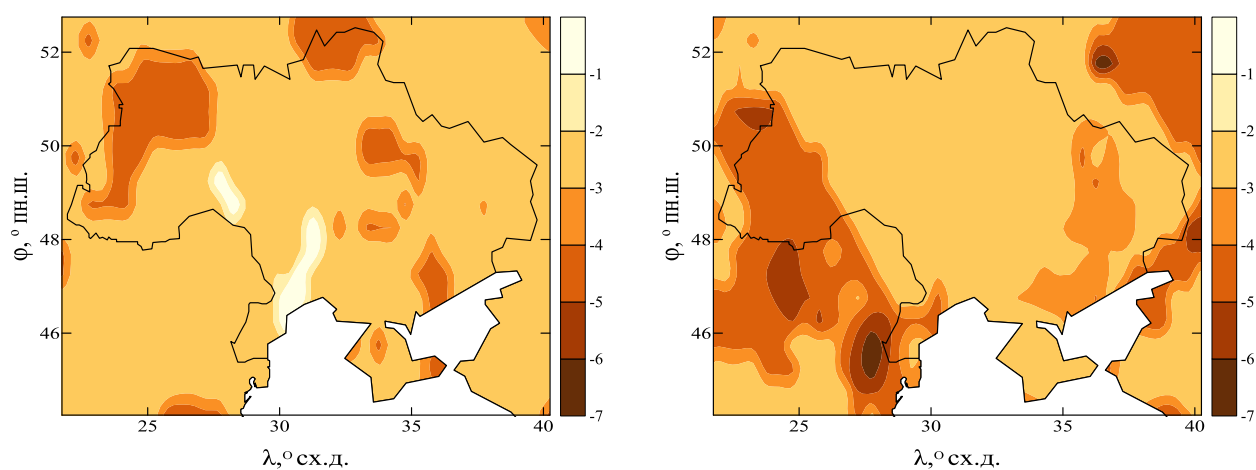
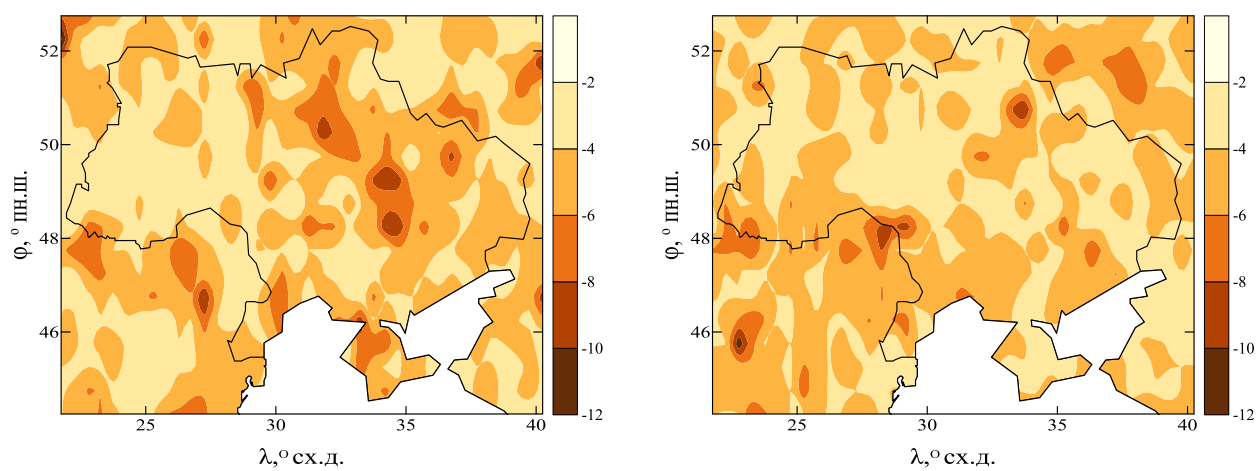
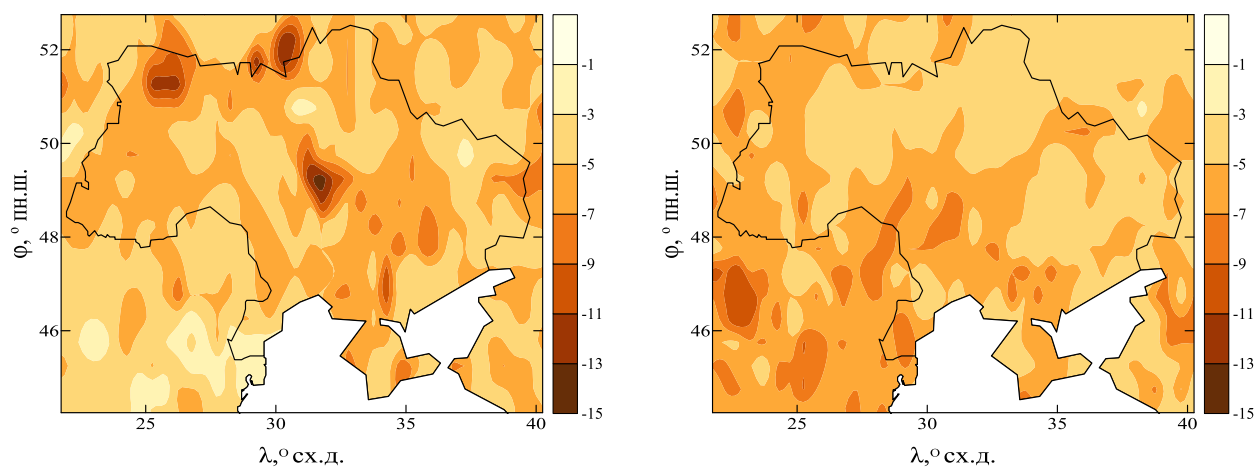


Рис. Б.11. Максимальна суворість з: а) помірною; б) інтенсивною; в) екстремальною посухою з масштабом часу 1 місяць для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

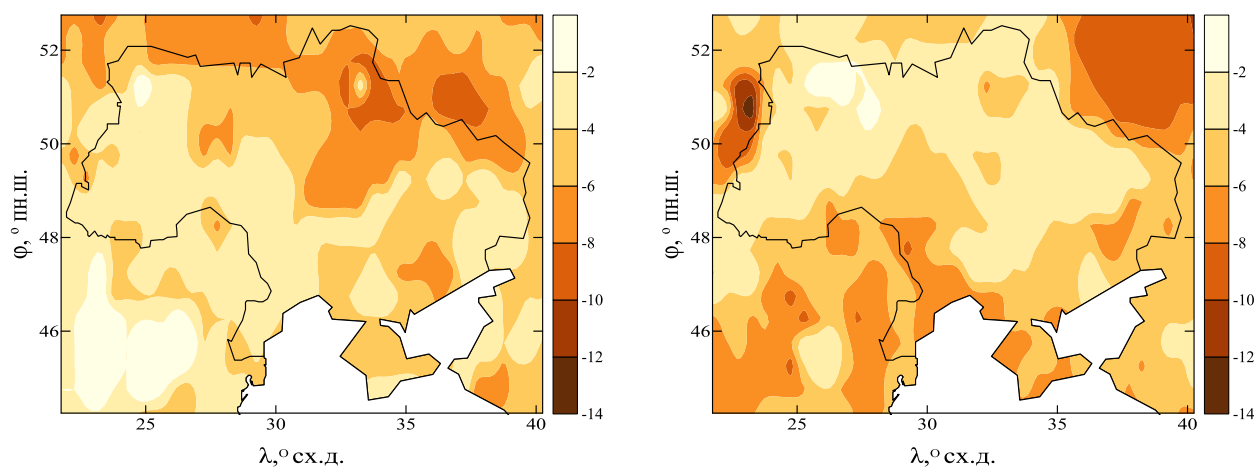
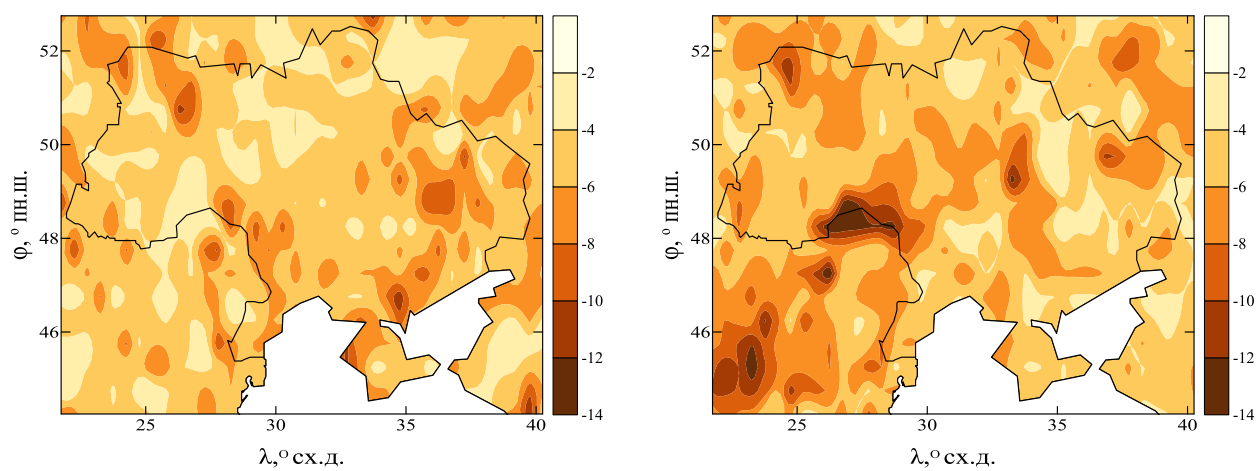
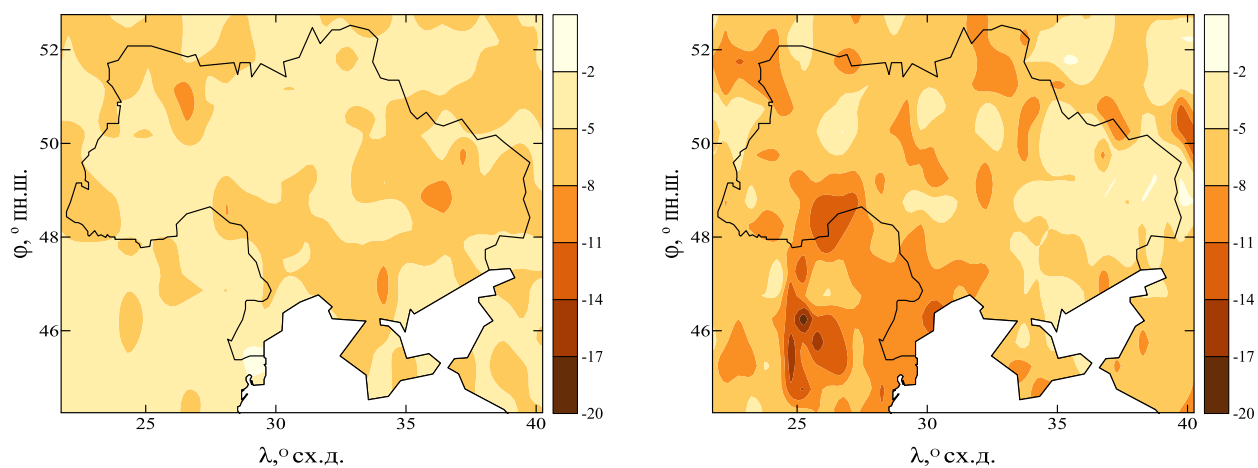


Рис. Б.12. Максимальна суворість з: а) помірною; б) інтенсивною; в) екстремальною посухою з масштабом часу 3 місяці для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

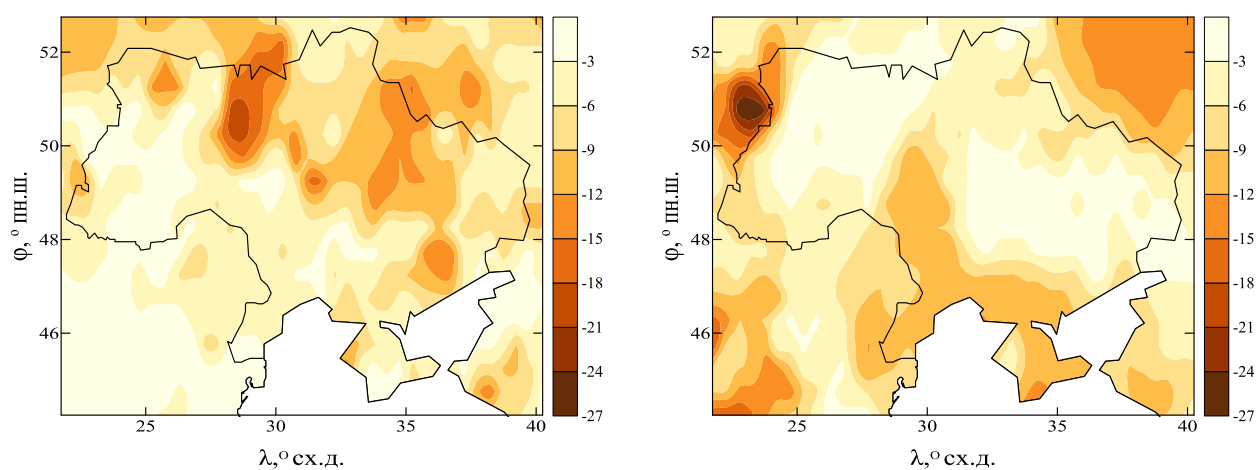
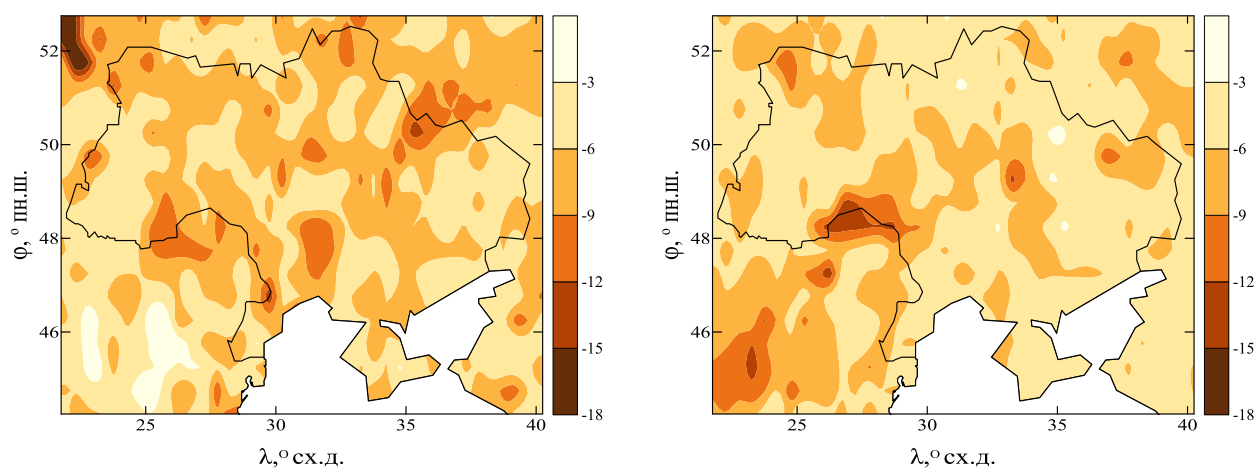
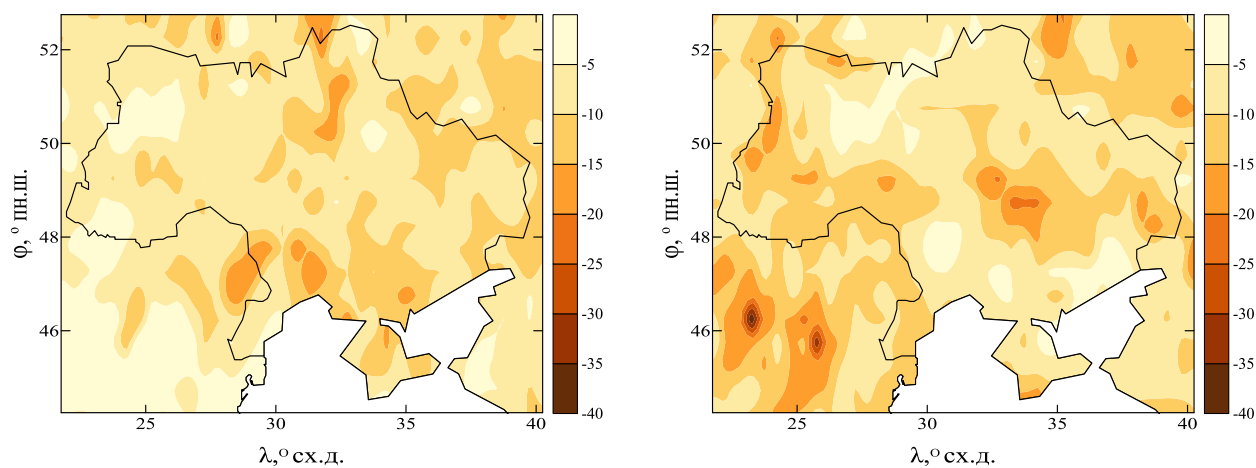


Рис. Б.13. Максимальна суворість з: а) помірною; б) інтенсивною; в) екстремальною посухою з масштабом часу 6 місяців для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

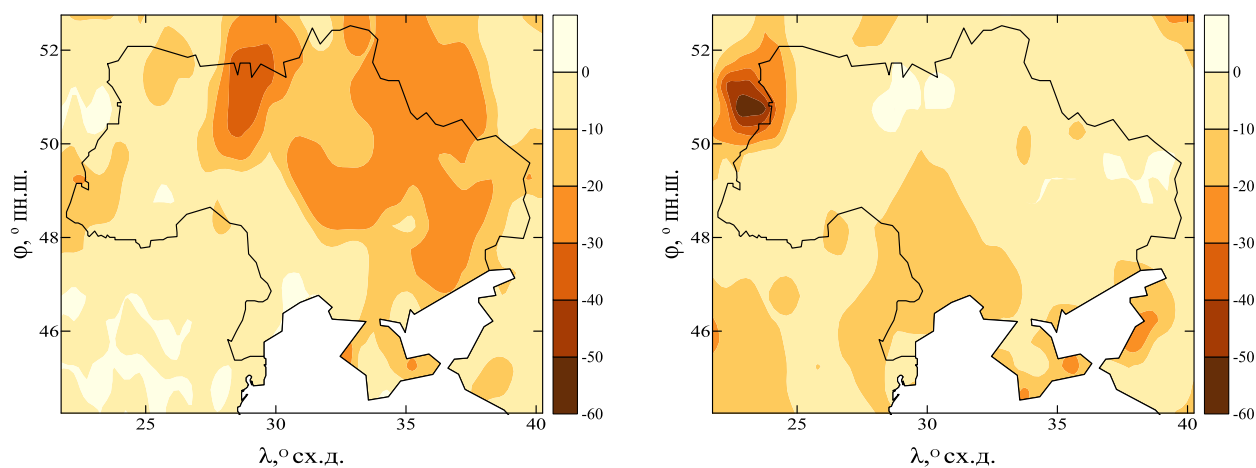
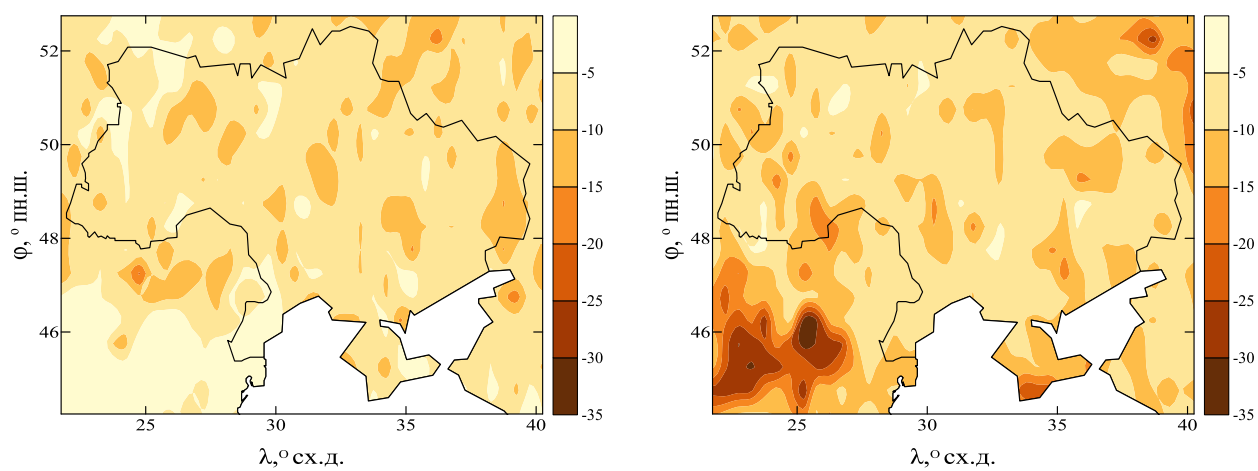
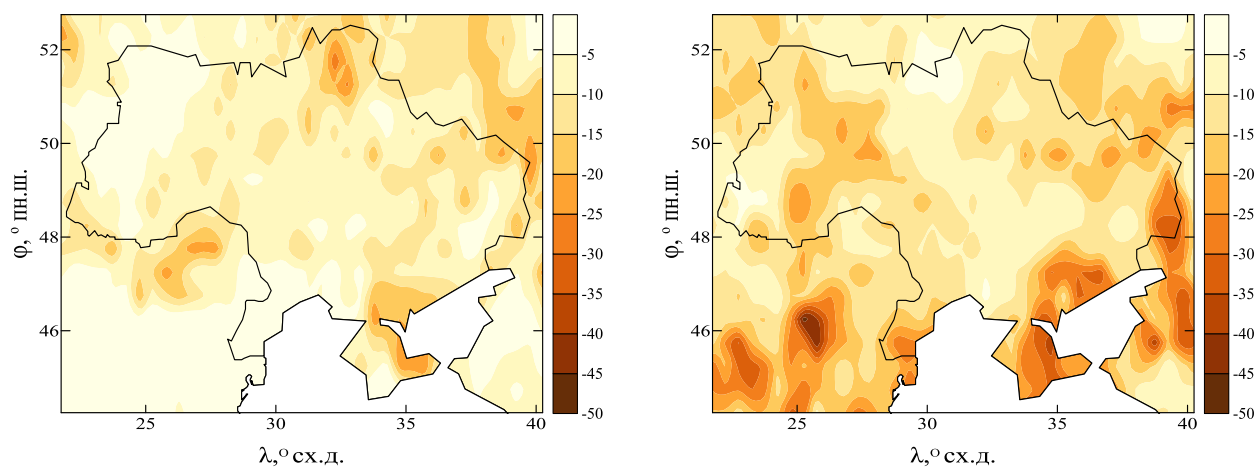


Рис. Б.14. Максимальна суворість з: а) помірною; б) інтенсивною; в) екстремальною посухою з масштабом часу 12 місяців для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

а)



б)



в)

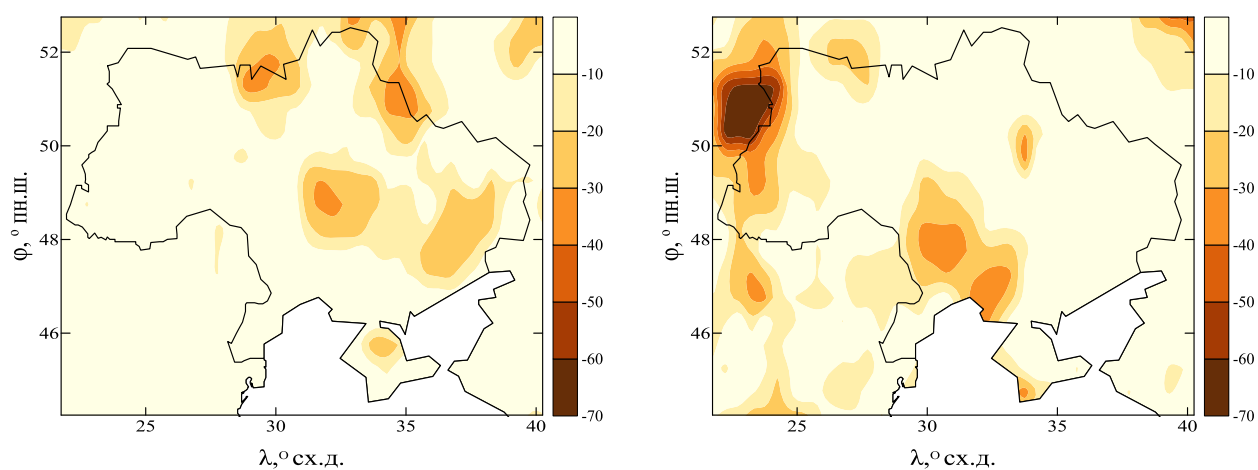


Рис. Б.15. Максимальна суворість з: а) помірною; б) інтенсивною; в) екстремальною посухою з масштабом часу 24 місяці для 1951–1980 рр. (зліва) та 1981–2010 рр. (справа).

Додаток В

Часовий розподіл індексів посухи SPEI та середніх річних витрат води на гідрологічних постах р. Південний Буг

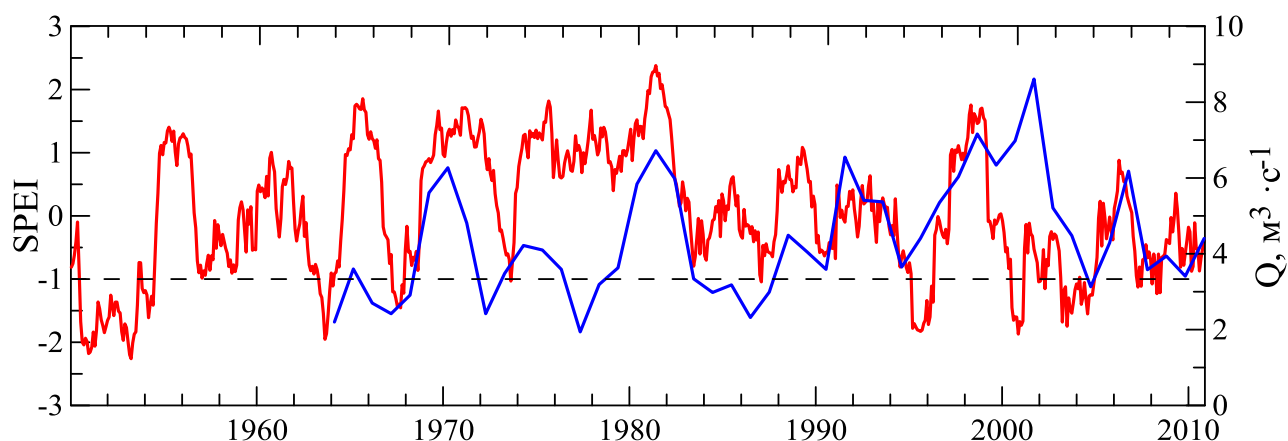


Рис. В.1. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Пирогівці.

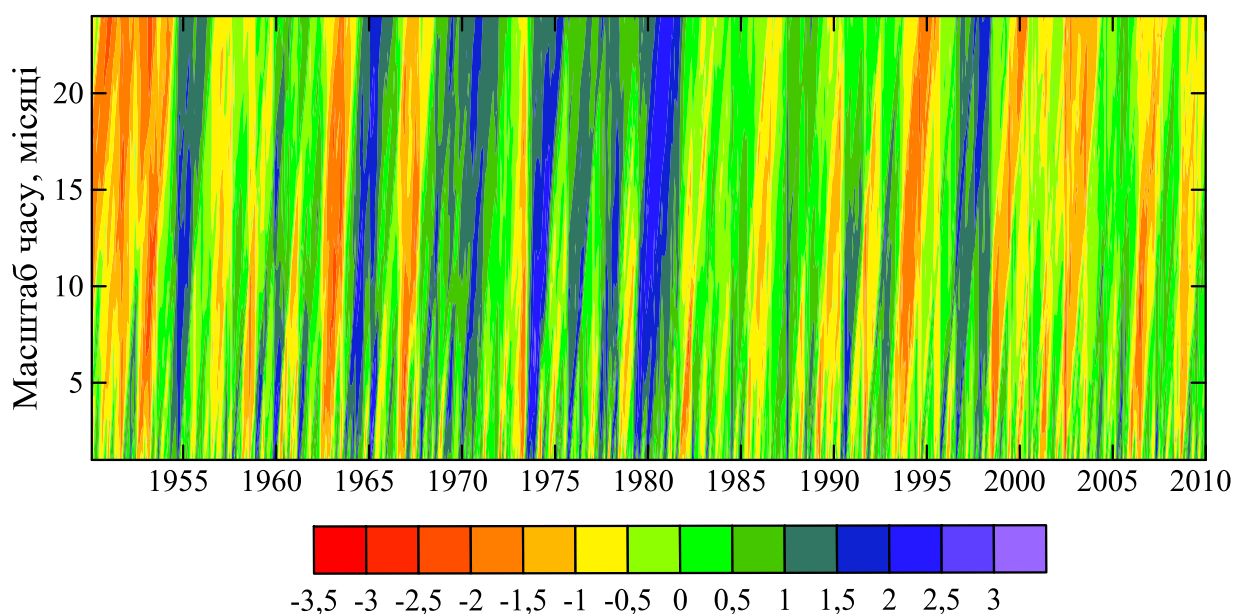


Рис. В.2. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Пирогівці в період 1951–2010 рр.

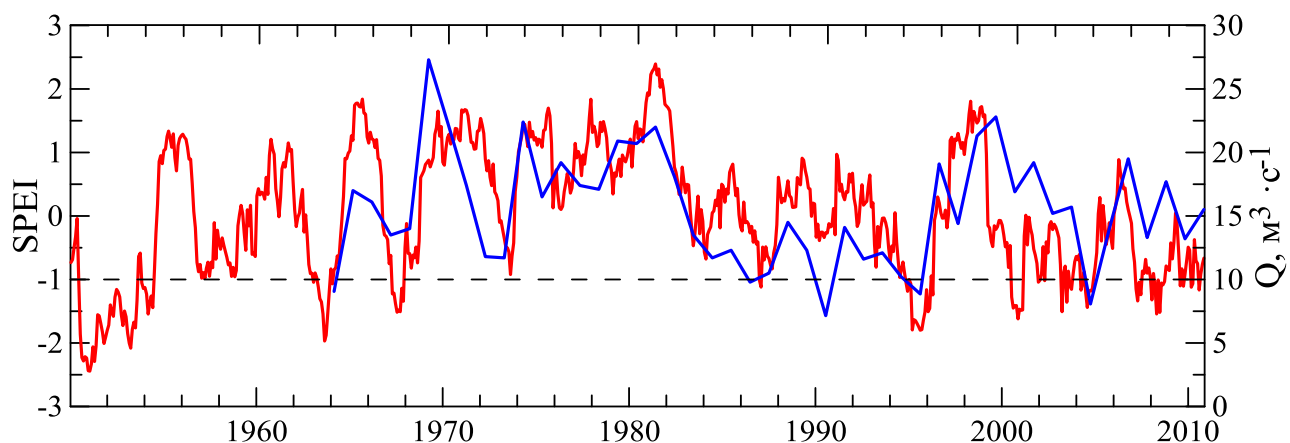


Рис. В.3. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Лелітка.

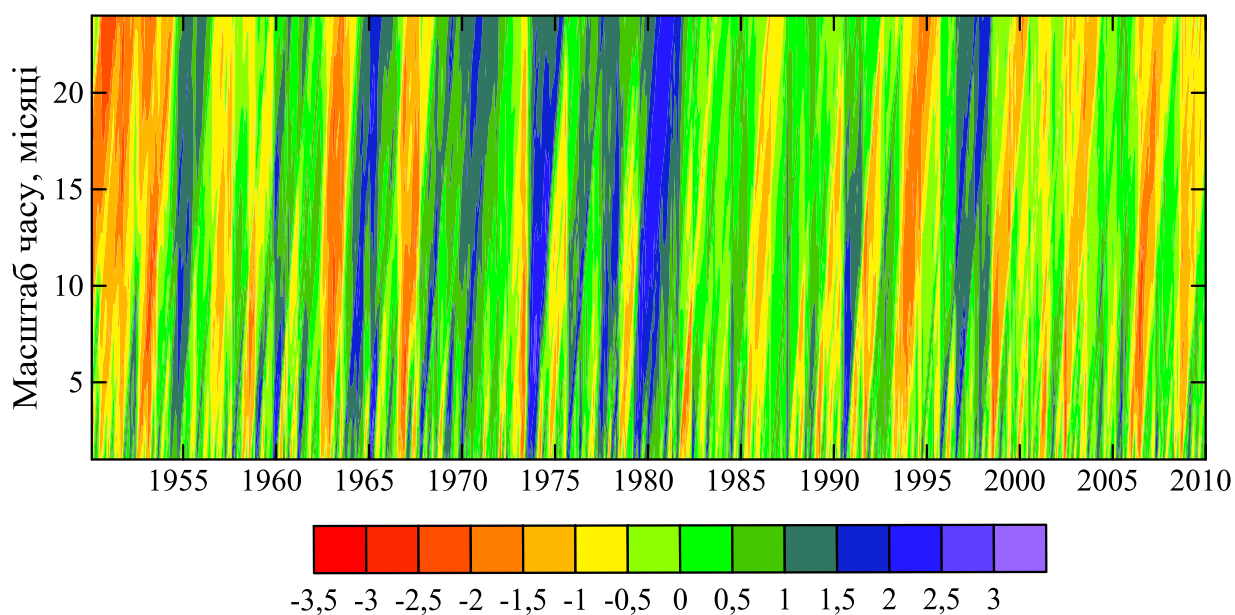


Рис. В.4. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Лелітка в період 1951–2010 рр.

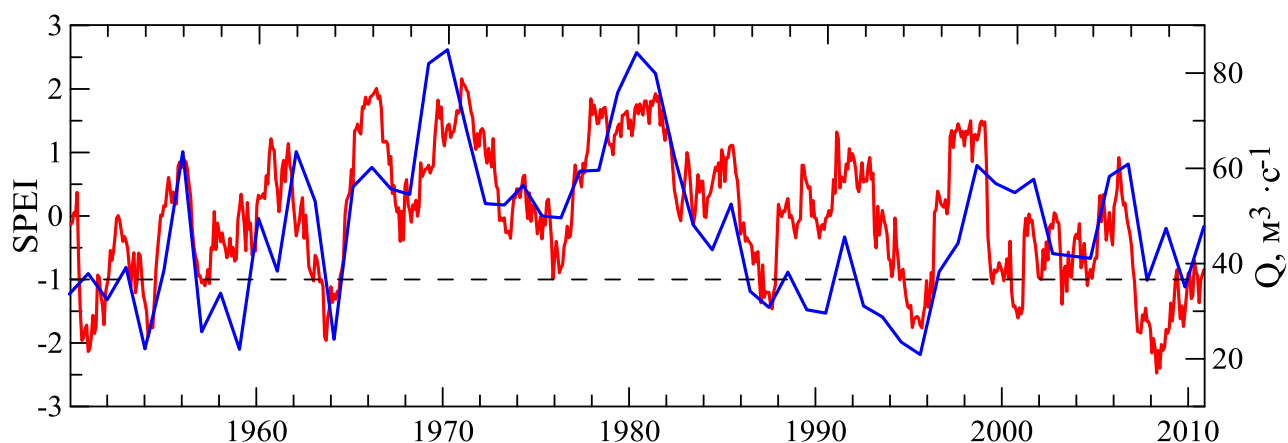


Рис. В.5. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Тростянчик.

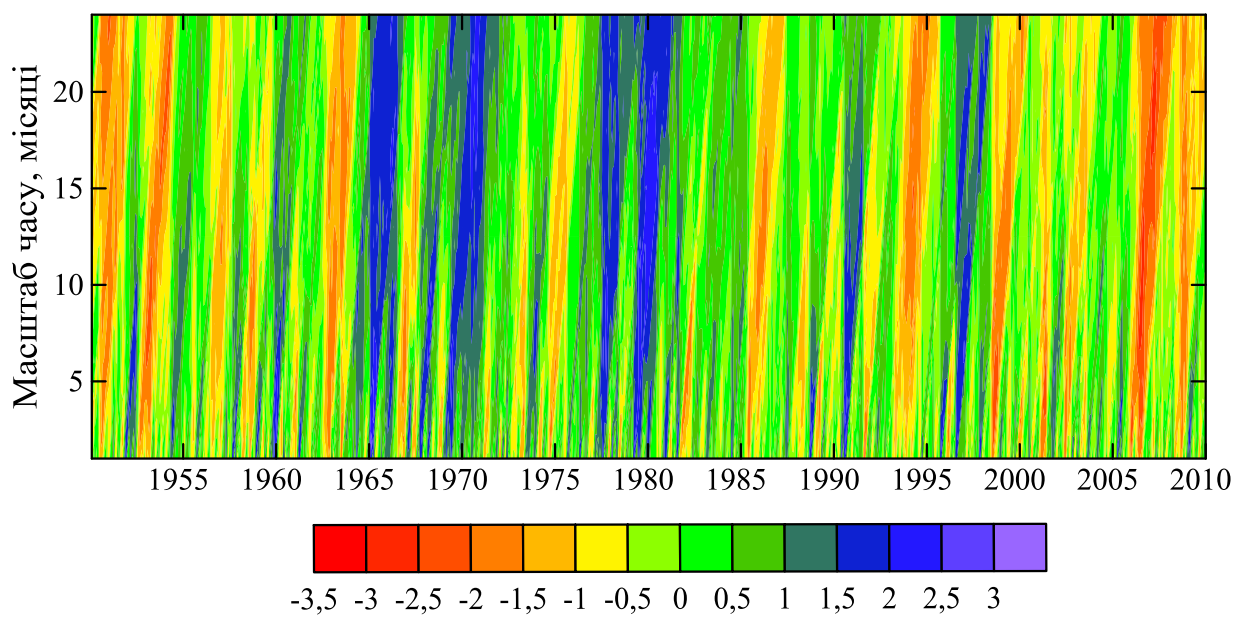


Рис. В.6. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Тростянчик в період 1951–2010 рр.

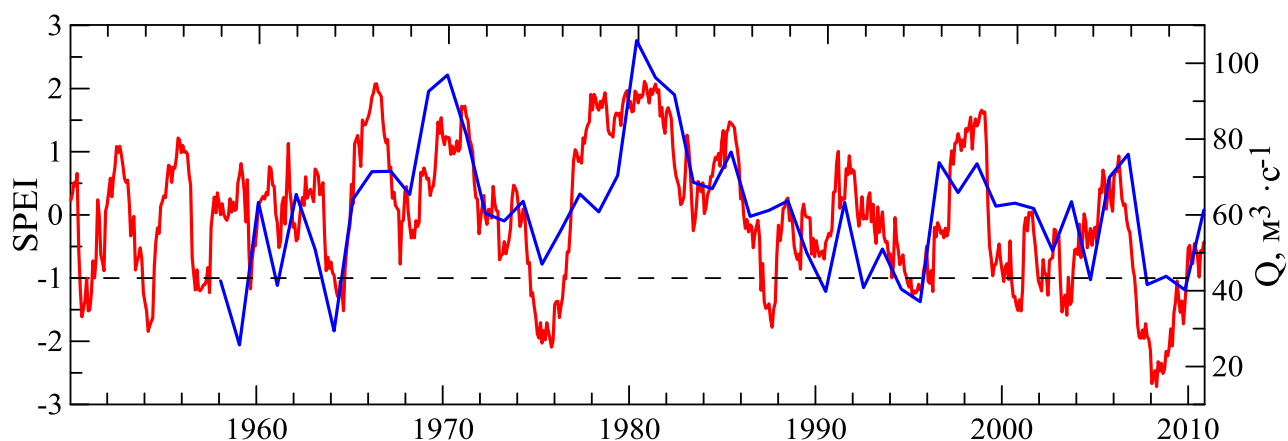


Рис. В.7. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Підгір'я.

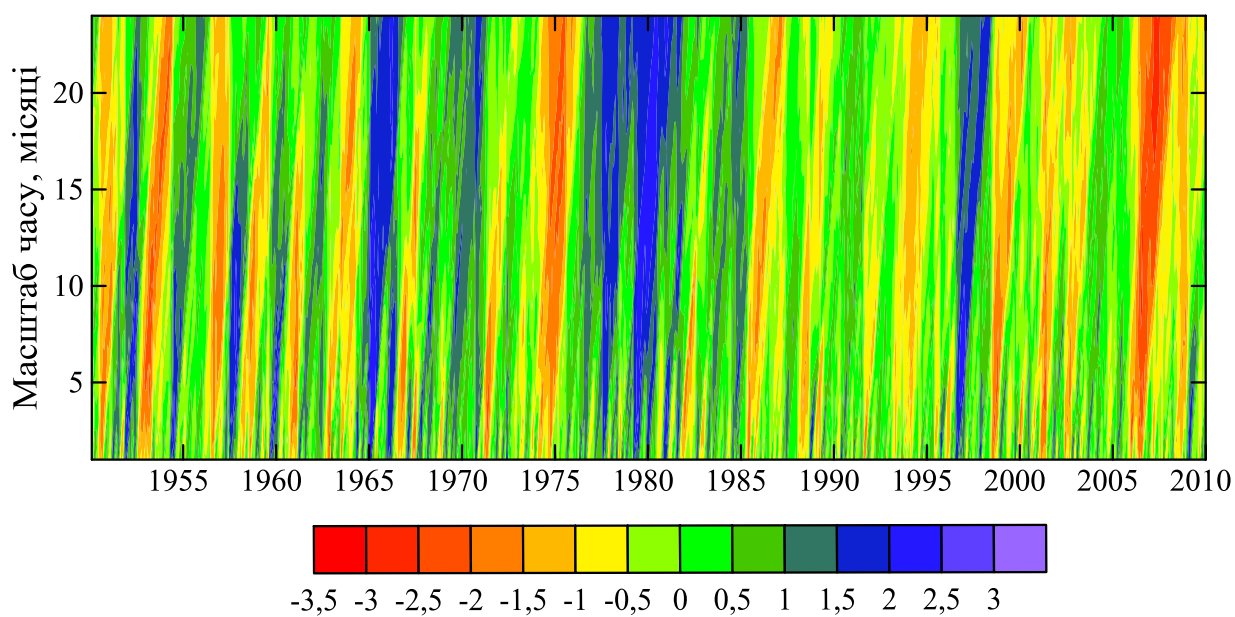


Рис. В.8. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Підгір'я в період 1951–2010 рр.

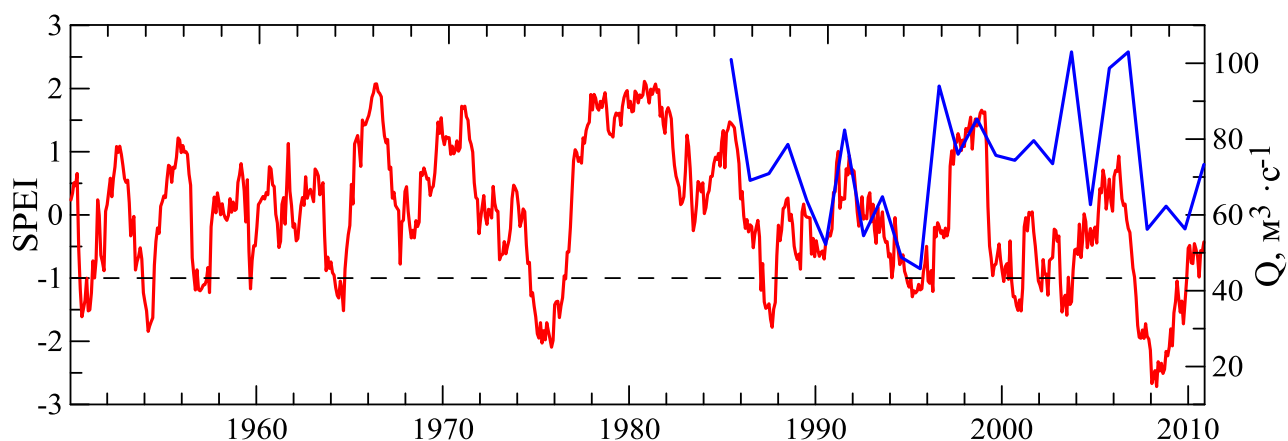


Рис. В.9. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Первомайськ.

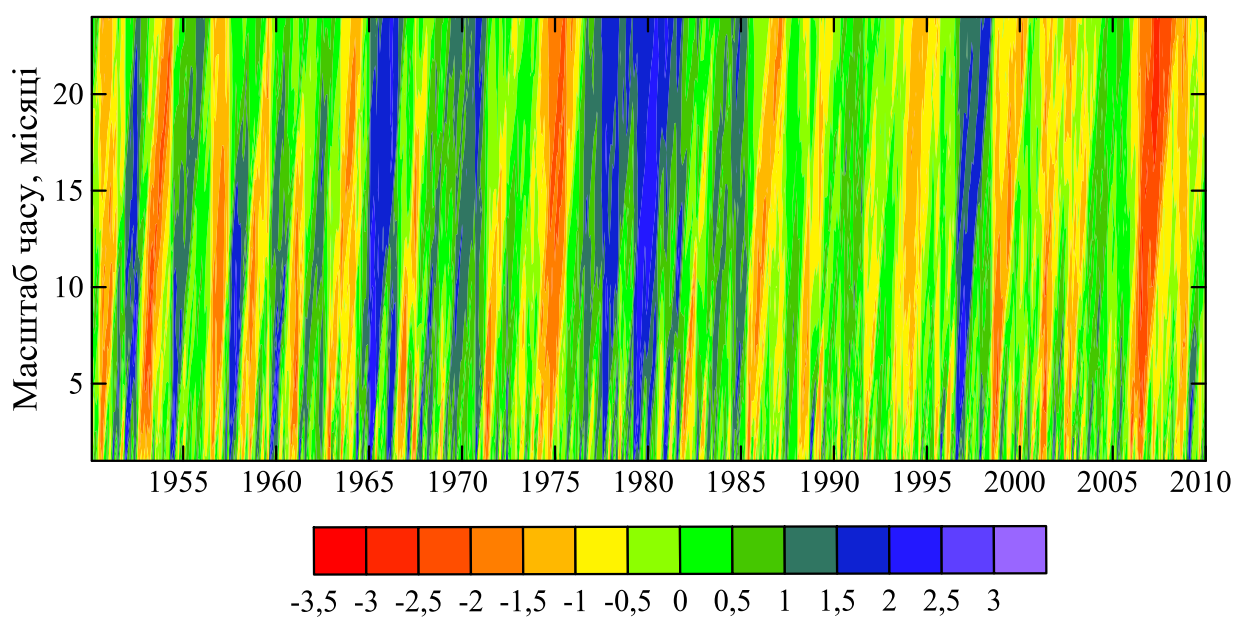


Рис. В.10. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Первомайськ в період 1951–2010 рр.

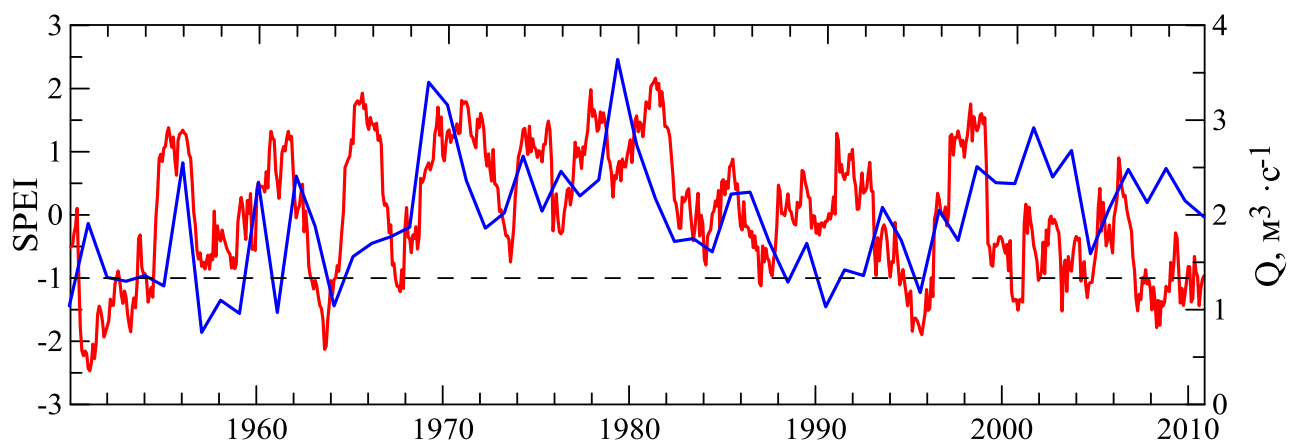


Рис. В.11. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Стара Синява.

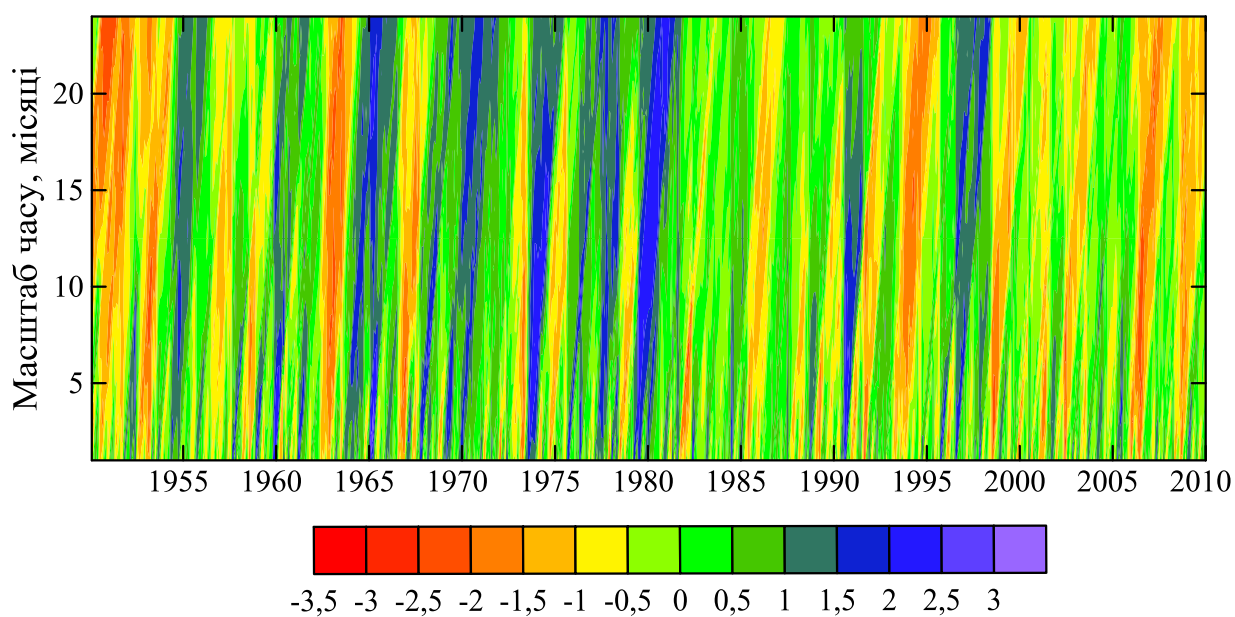


Рис. В.12. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Стара Синява в період 1951–2010 рр.

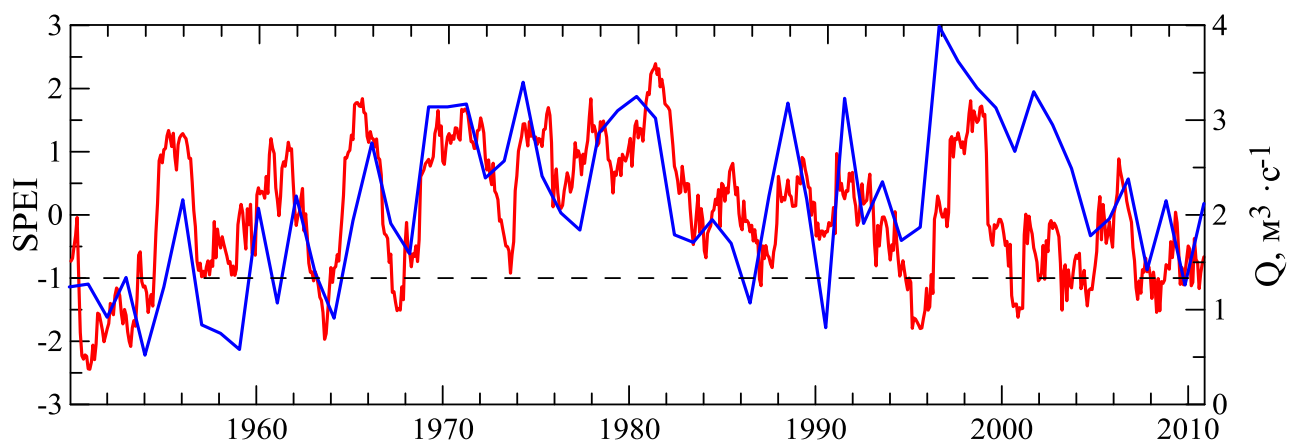


Рис. В.13. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Літин.

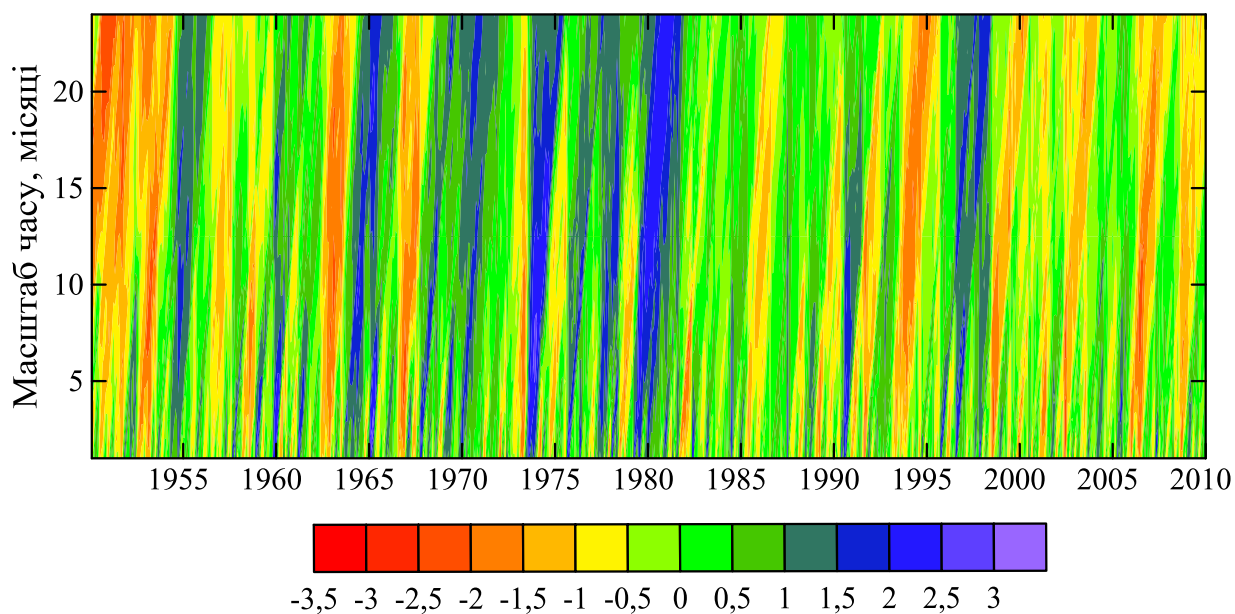


Рис. В.14. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Літин в період 1951–2010 рр.

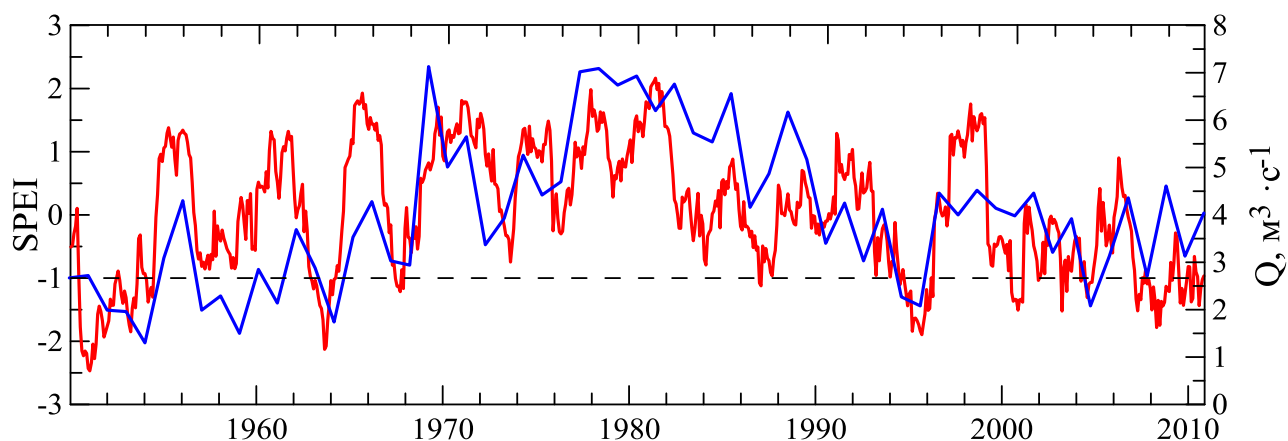


Рис. В.15. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Демидівка.

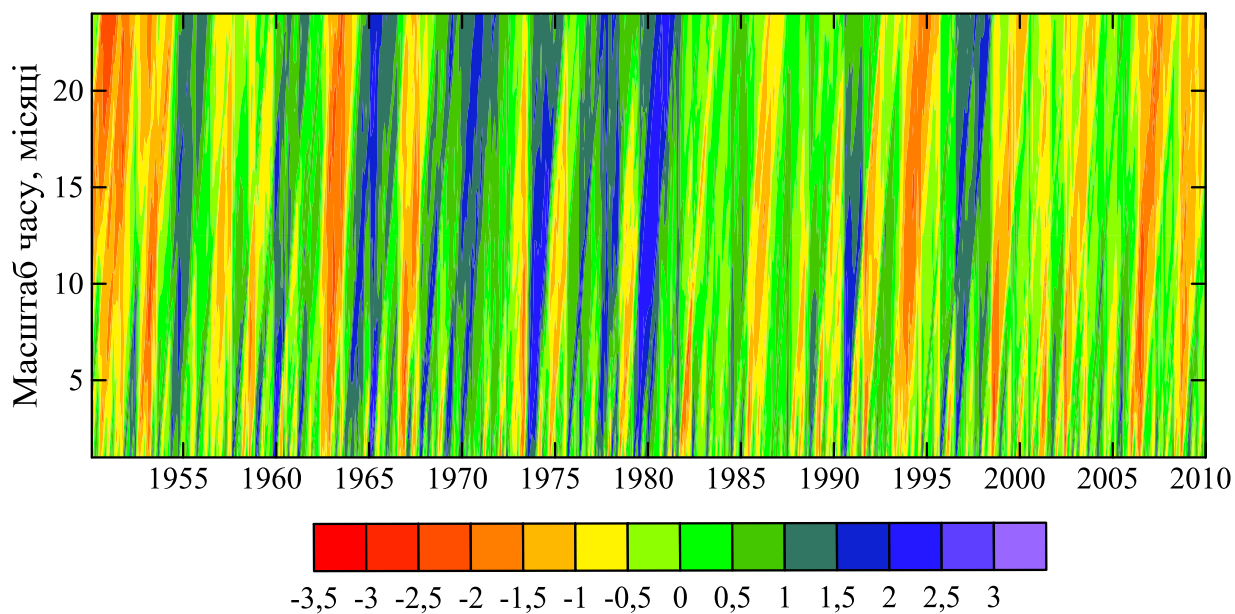


Рис. В.16. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Демидівка в період 1951–2010 рр.

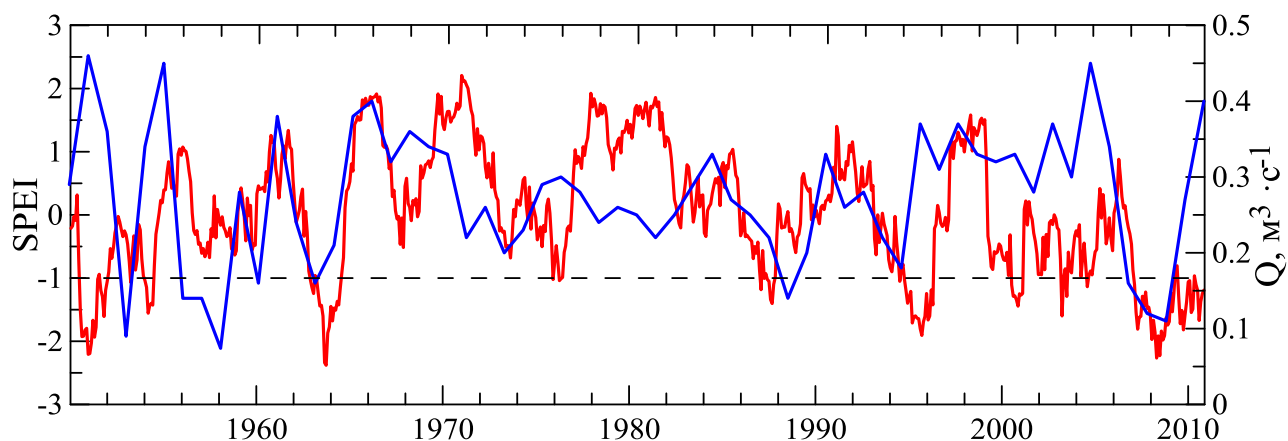


Рис. В.17. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Зозів.

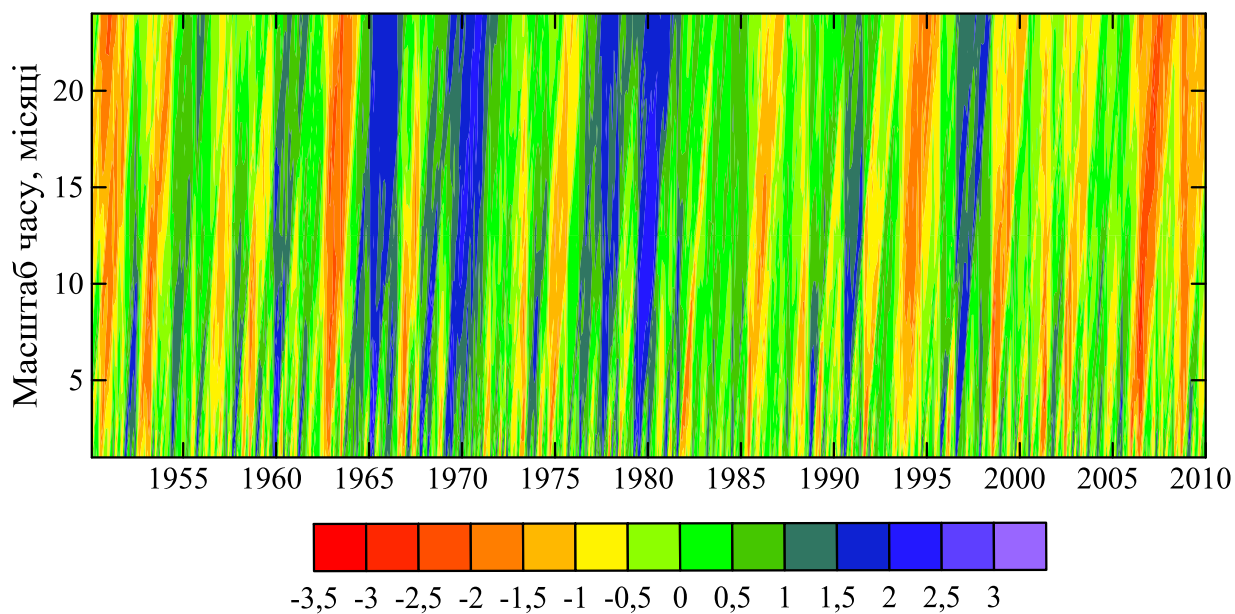


Рис. В.18. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Зозів в період 1951–2010 рр.

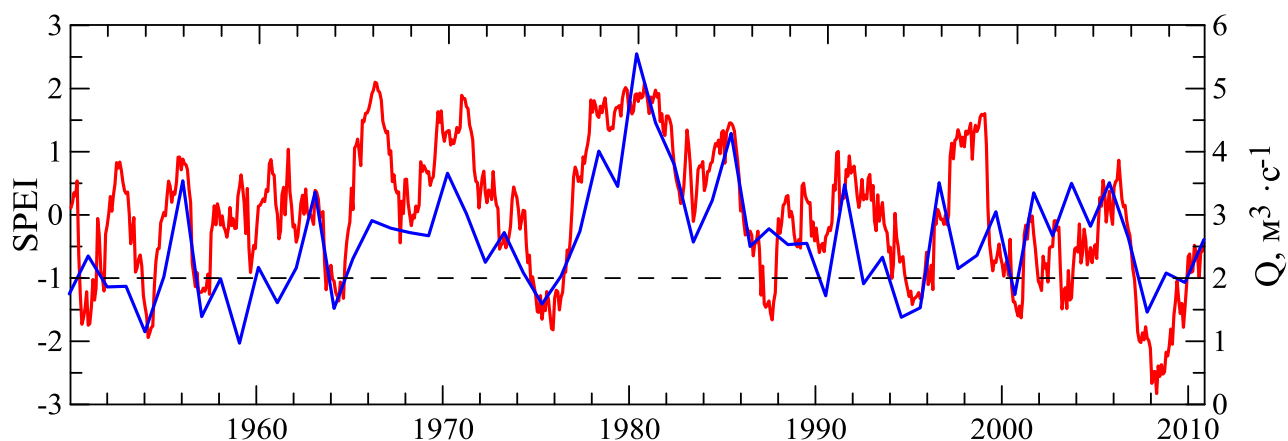


Рис. В.19. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Осички.

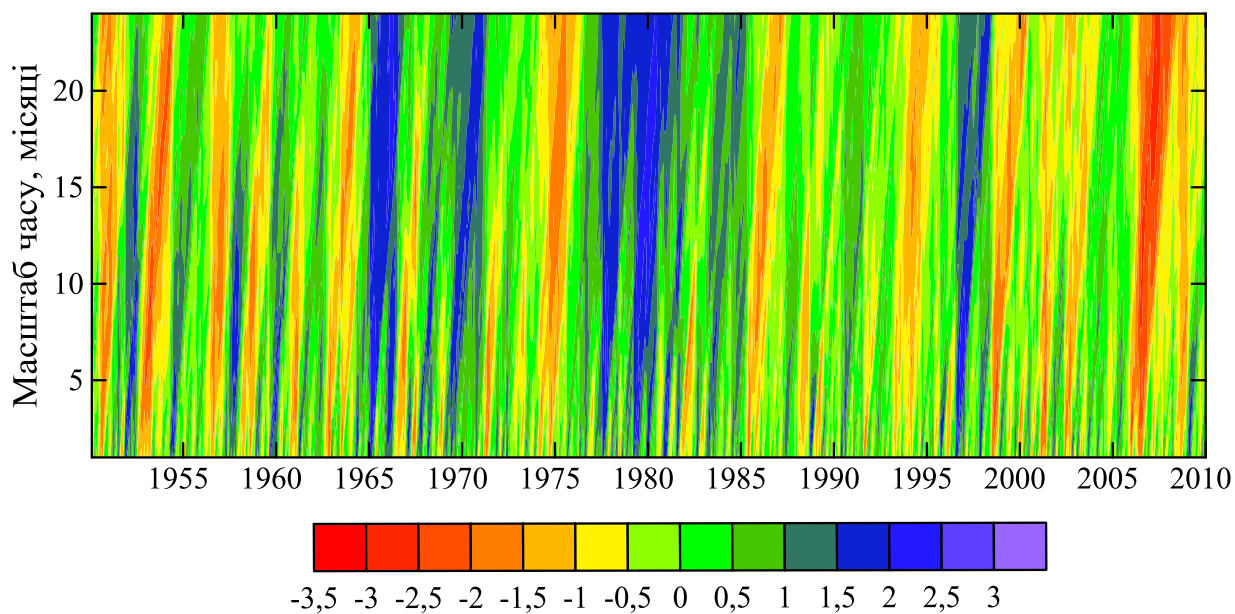


Рис. В.20. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Осички в період 1951–2010 рр.

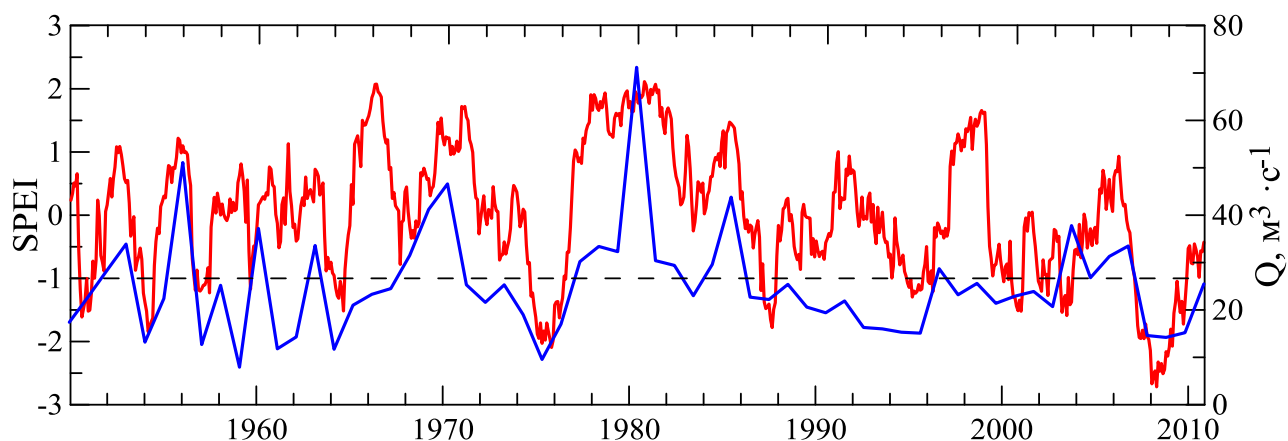


Рис. В.21. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Синюхін Брід.

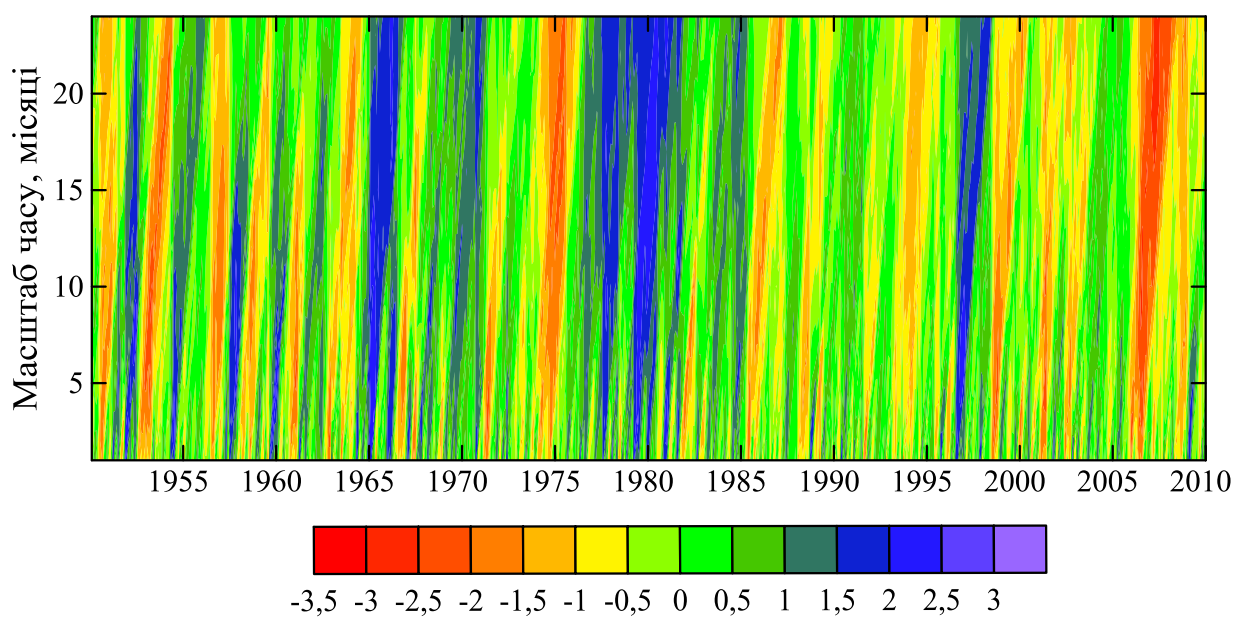


Рис. В.22. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Синюхін Брід в період 1951–2010 рр.

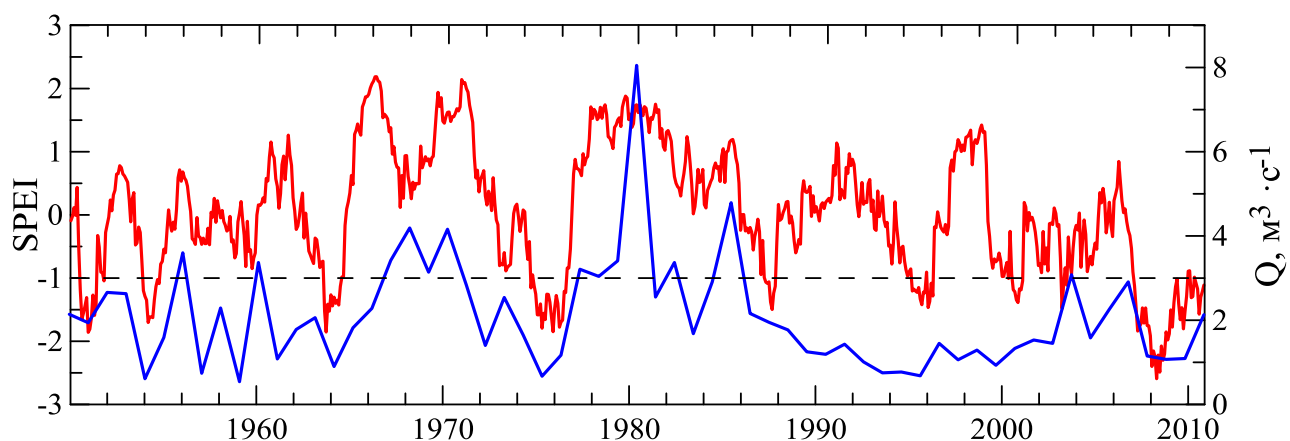


Рис. В.23. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Лисянка.

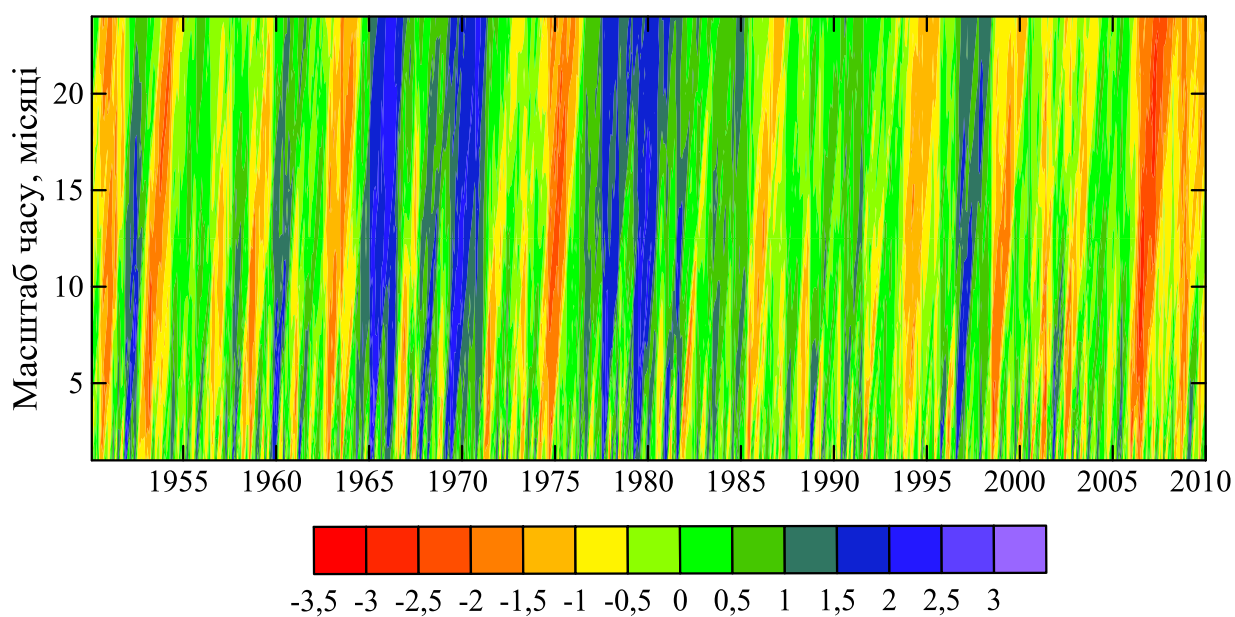


Рис. В.24. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Лисянка в період 1951–2010 рр.

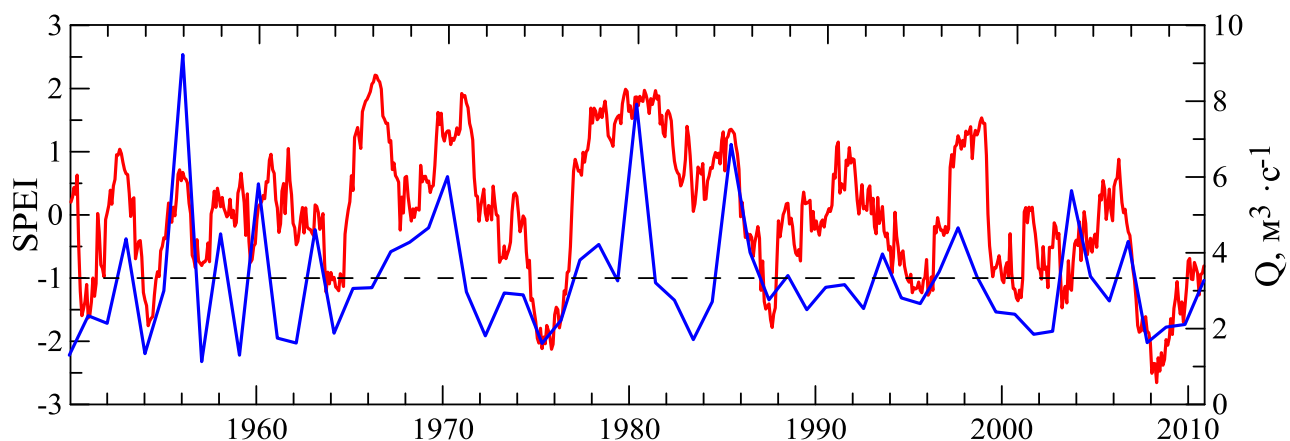


Рис. В.25. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Ямпіль.

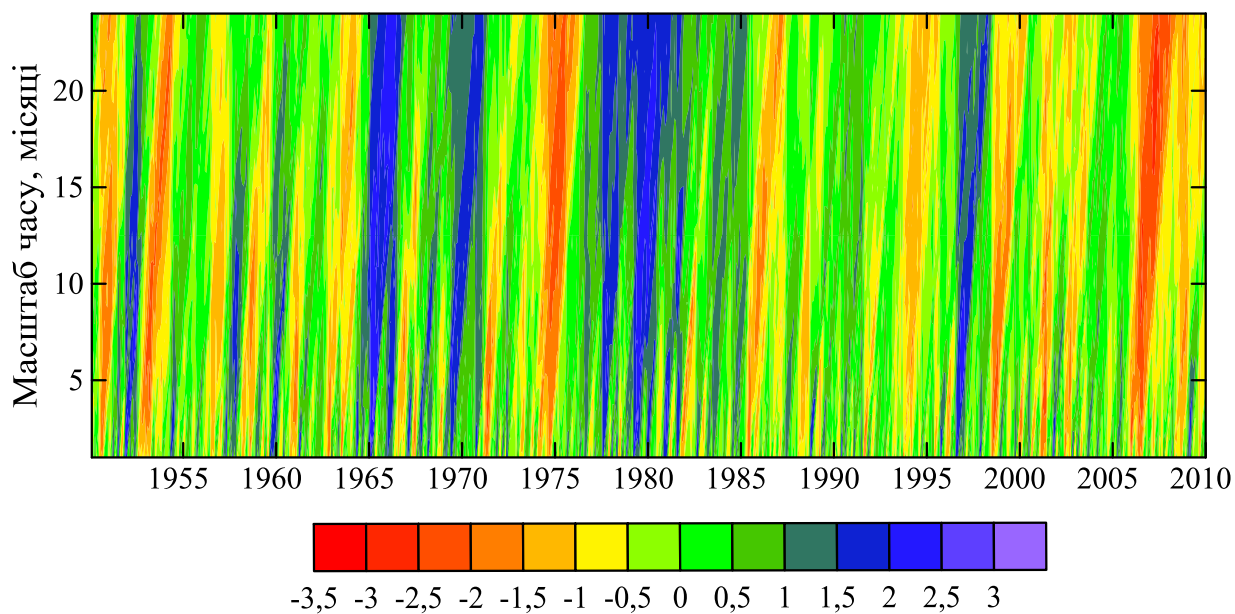


Рис. В.26. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Ямпіль в період 1951–2010 рр.

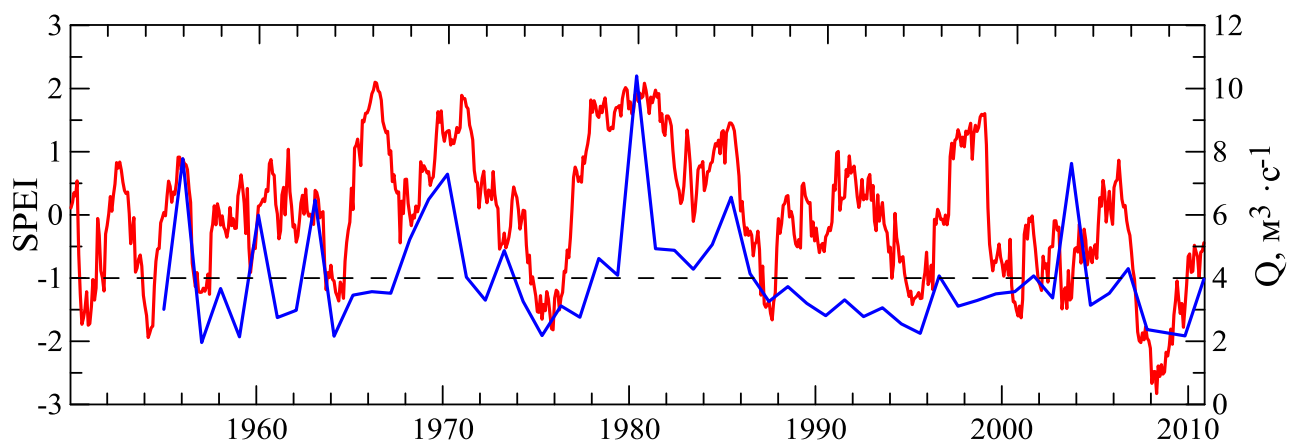


Рис. В.27. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Покотилове.

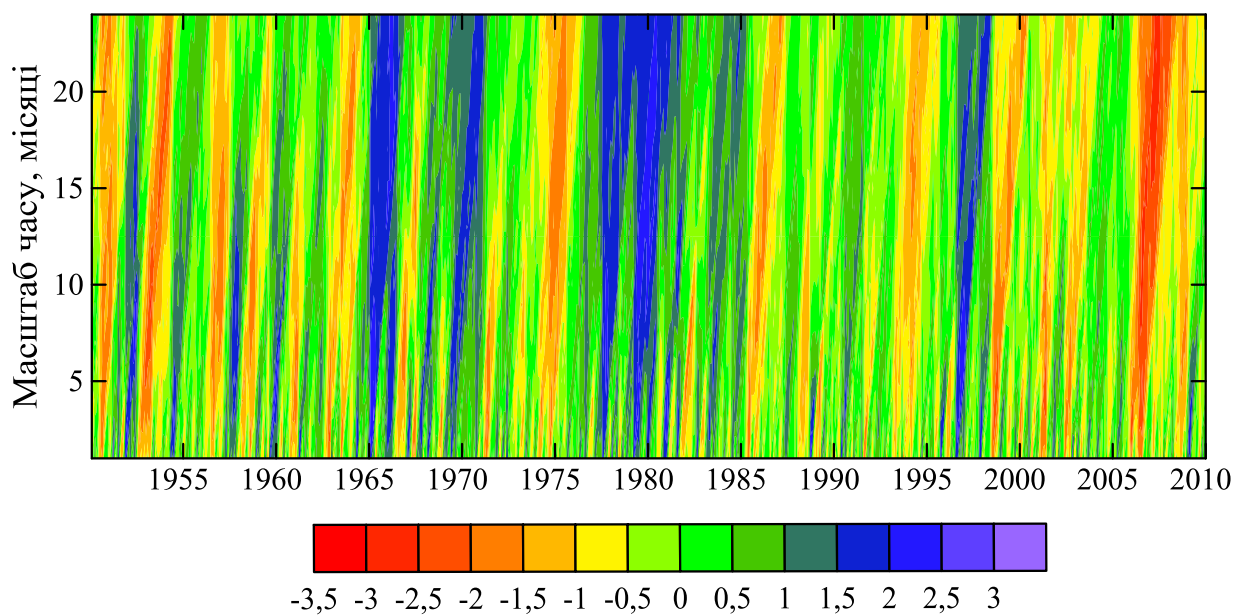


Рис. В.28. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Покотилове в період 1951–2010 рр.

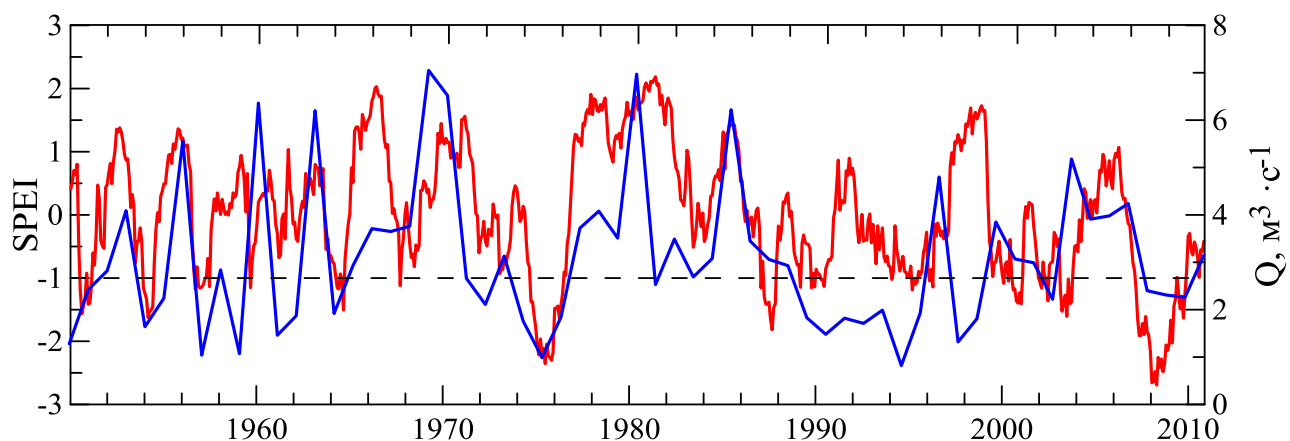


Рис. В.29. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Тарасівка.

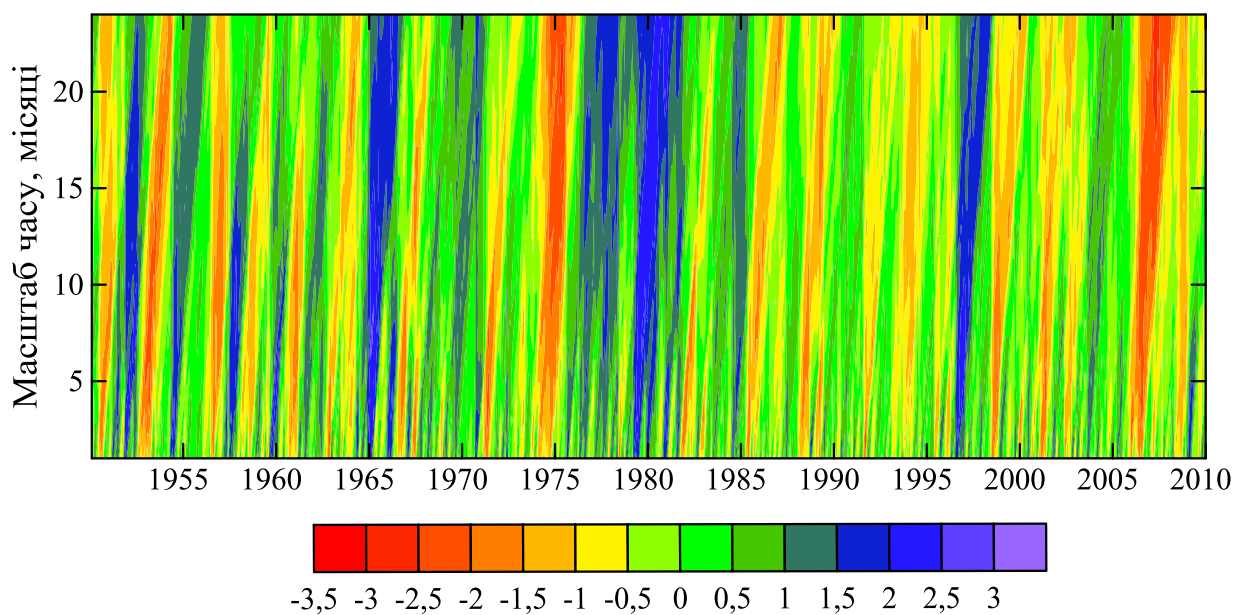


Рис. В.30. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Тарасівка в період 1951–2010 рр.

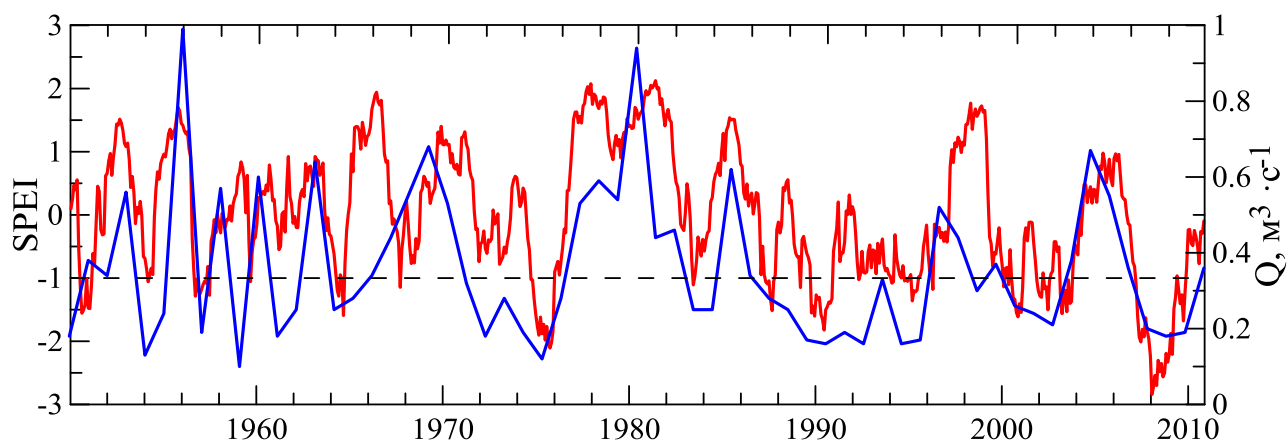


Рис. В.31. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Крива Пустош.

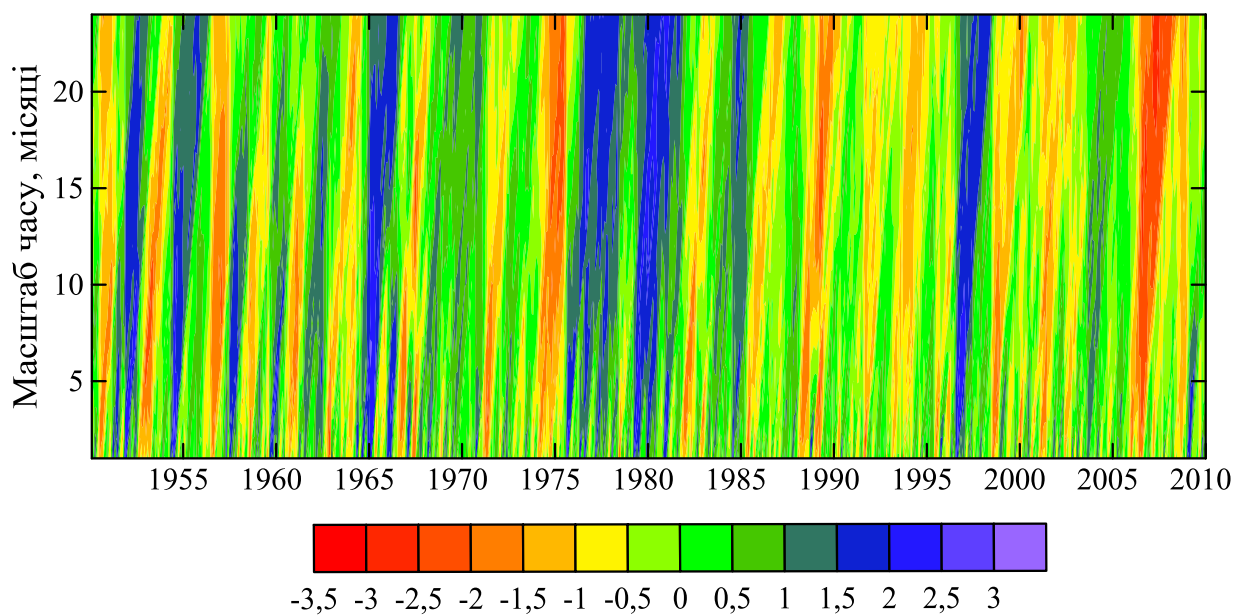


Рис. В.32. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Крива Пустош в період 1951–2010 рр.

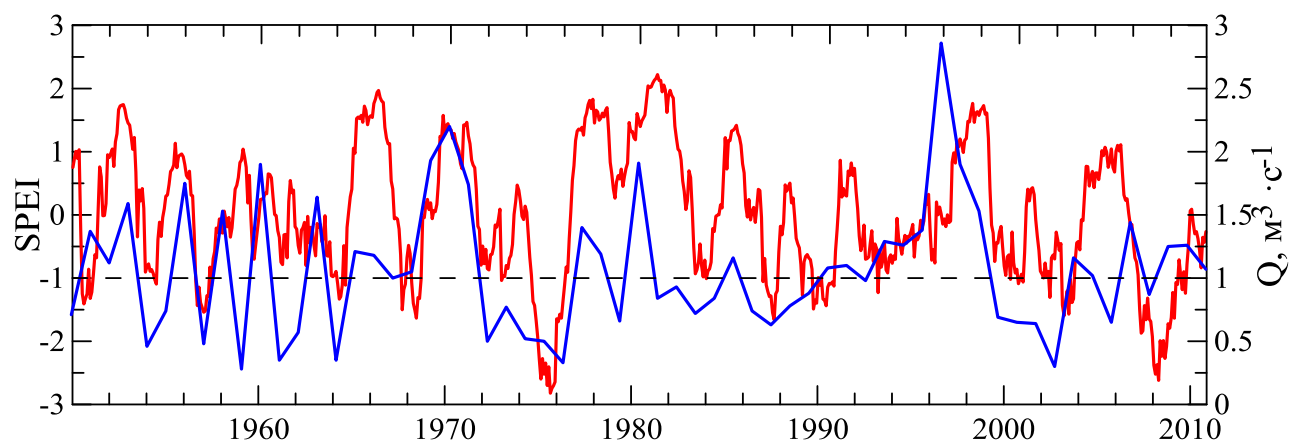


Рис. В.33. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Кіровоград.

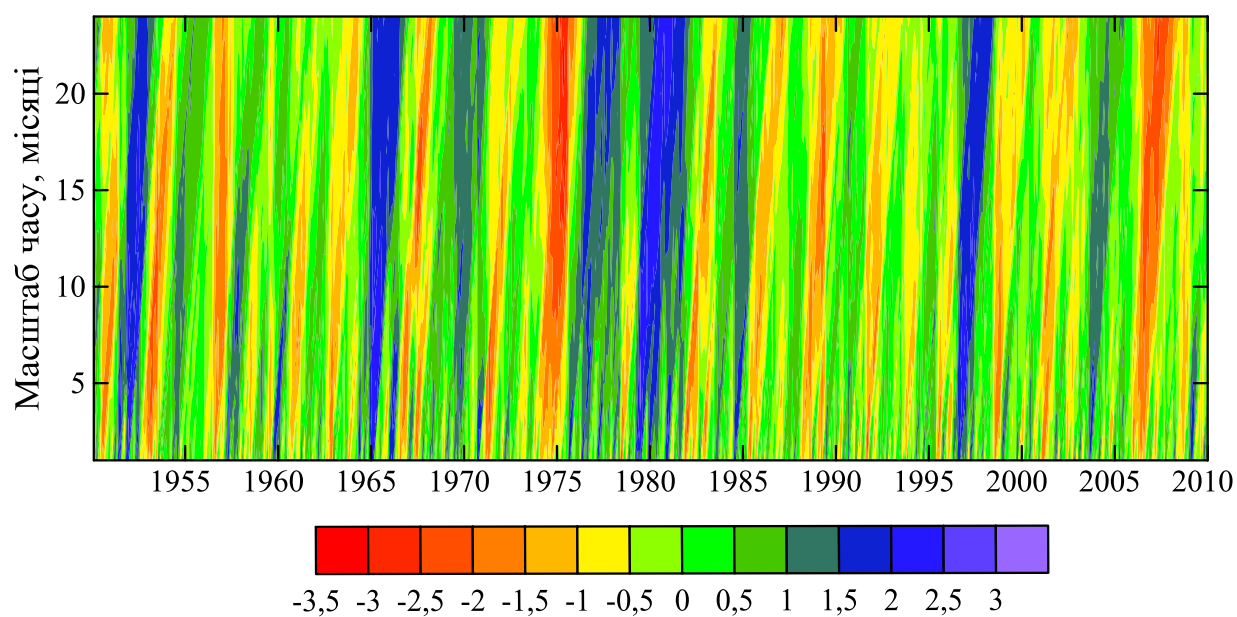


Рис. В.34. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Кіровоград в період 1951–2010 рр.

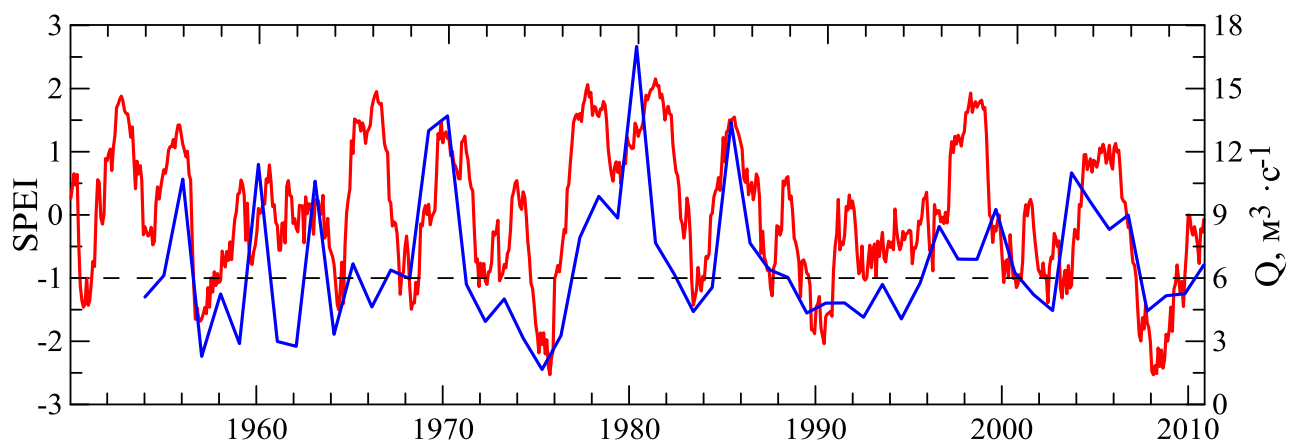


Рис. В.35. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Седнівка.

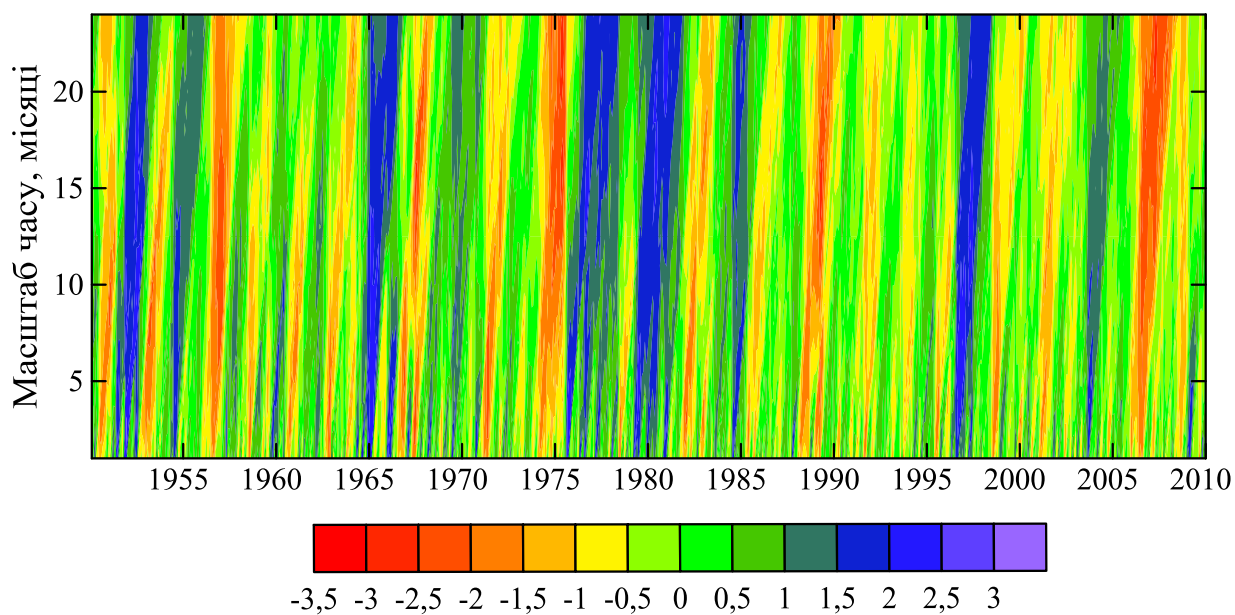


Рис. В.36. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Седнівка в період 1951–2010 рр.

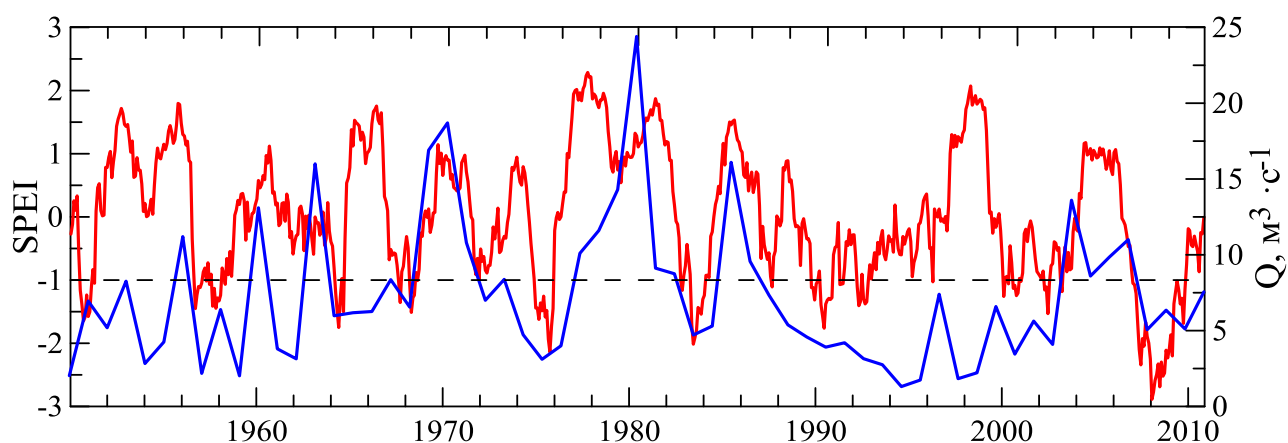


Рис. В.37. Розподіл індексу SPEI24 (—) та середньорічних витрат води Q (—) на гідрологічному посту Новогорожено.

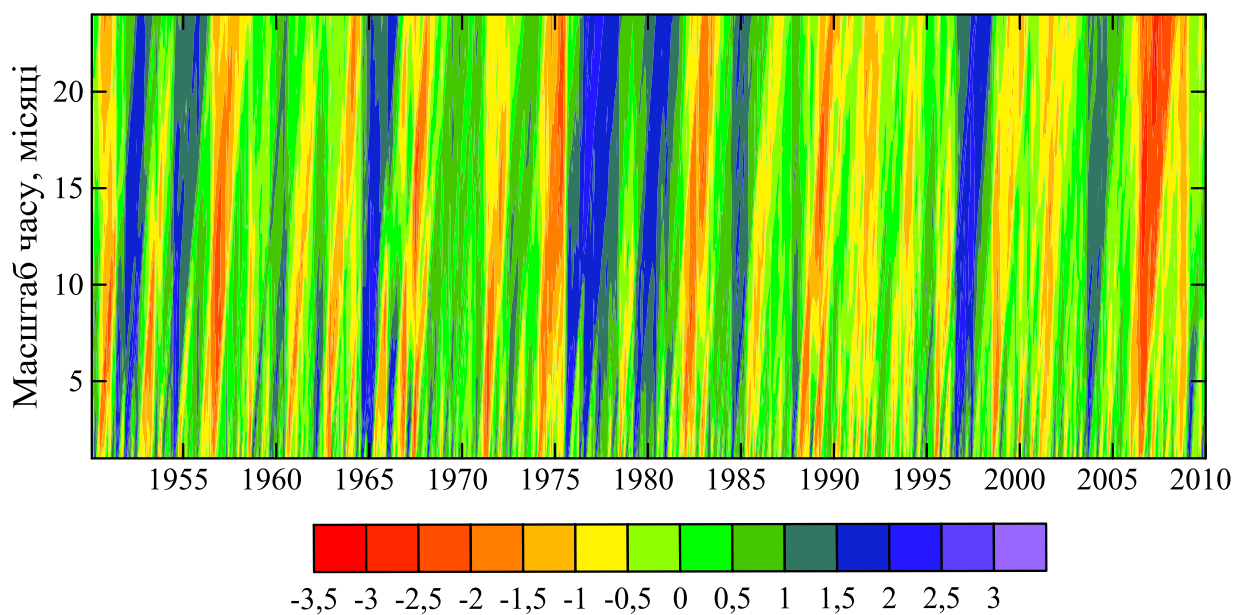


Рис. В.38. Індекс SPEI з масштабом часу від 1 до 24 місяців на гідрологічному посту Новогорожено в період 1951–2010 рр.

Додаток Г

Перехресне вейвлет-перетворення індексів основних структур телеконекції
Північної Атлантики та індексів посухи

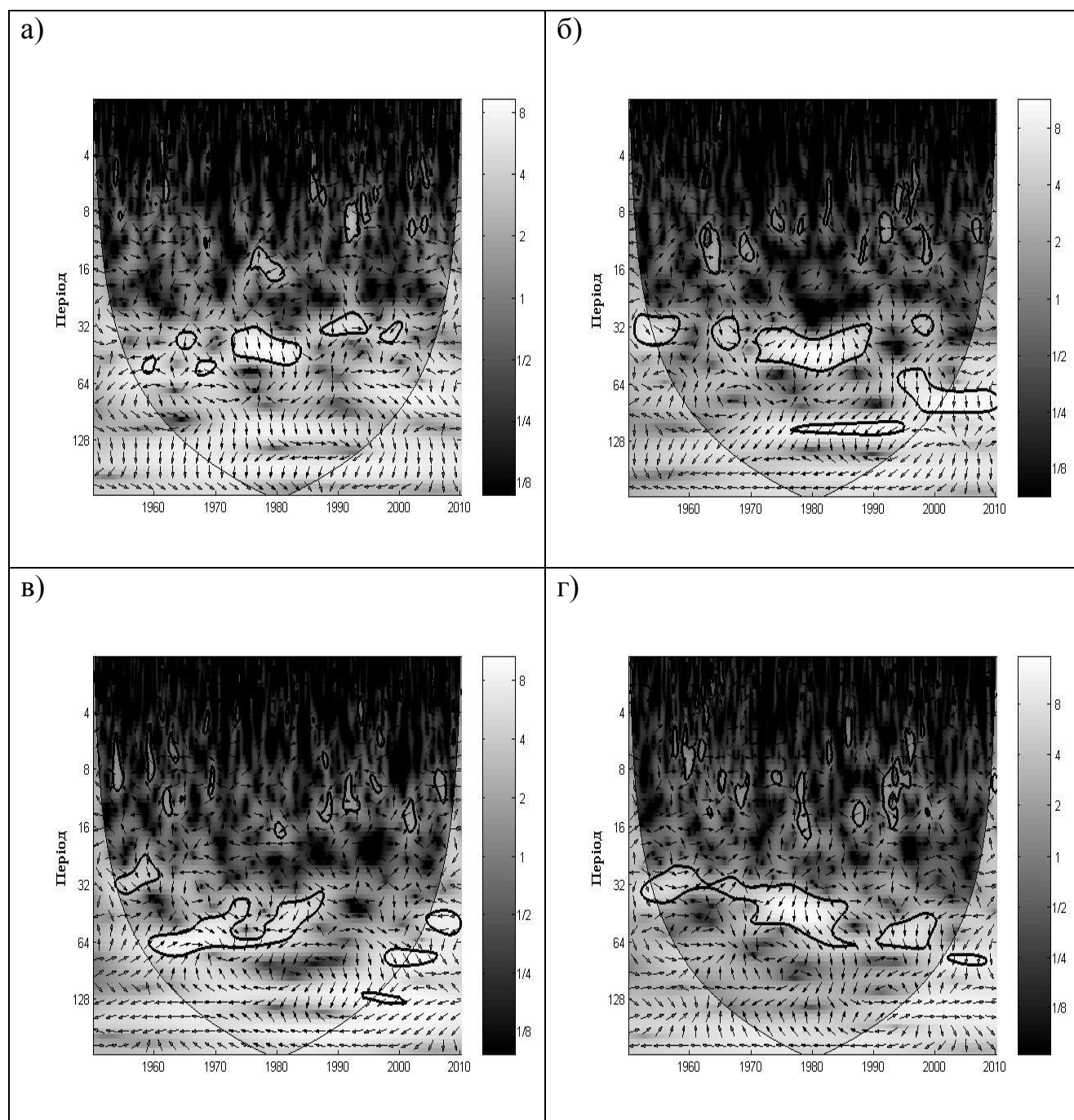


Рис. Г.1. Перехресне вейвлет-перетворення індексів ПАК та SPEI24 в м. Чернігів (а), м. Одеса (б), м. Ужгород (в), м. Луганськ (г), протягом 1951–2010 рр.

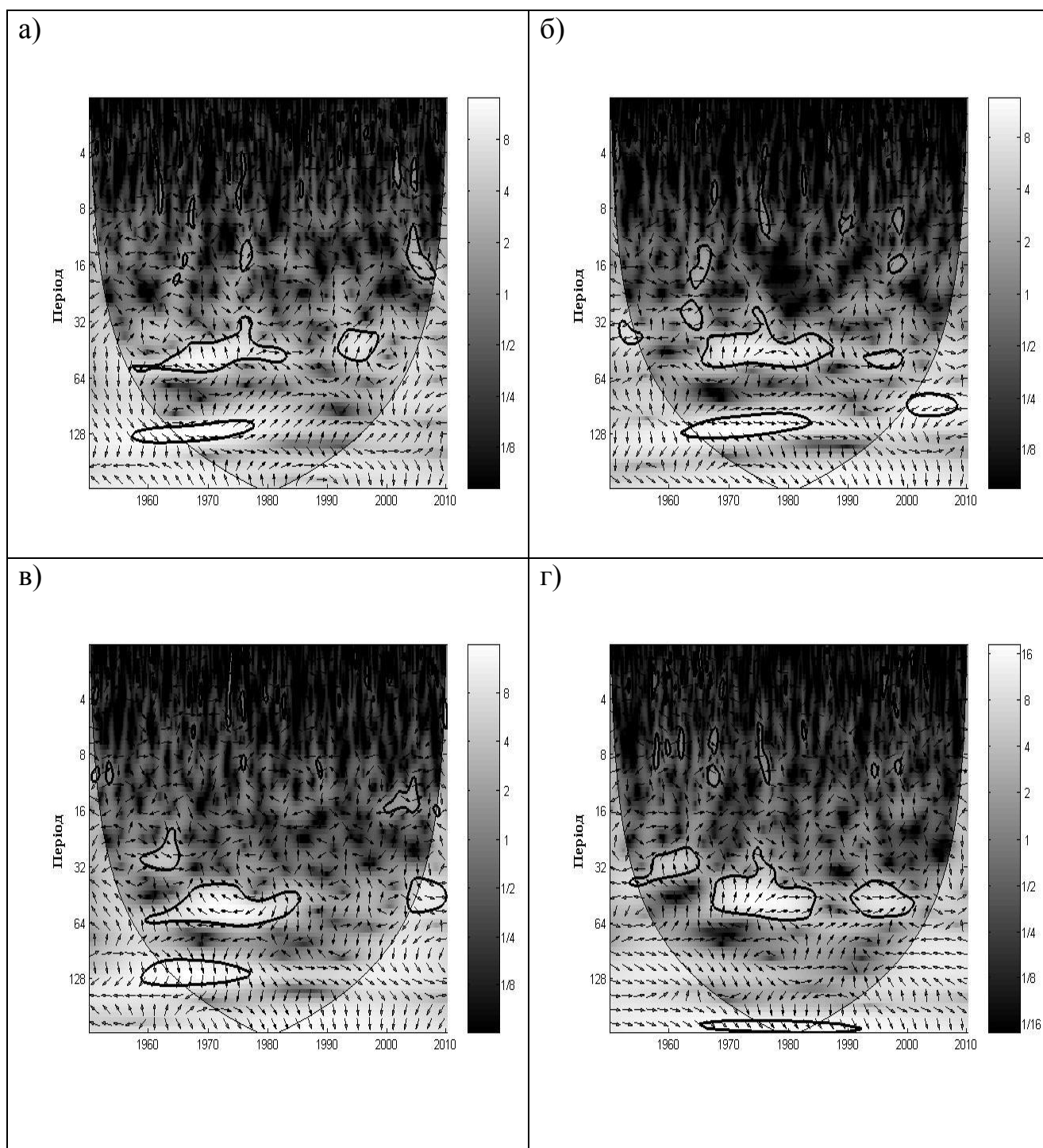


Рис. Г.2. Перехресне вейвлет-перетворення індексів СА та SPEI24 в м. Чернігів (а), м. Одеса (б), м. Ужгород (в), м. Луганськ (г), протягом 1951–2010 рр.

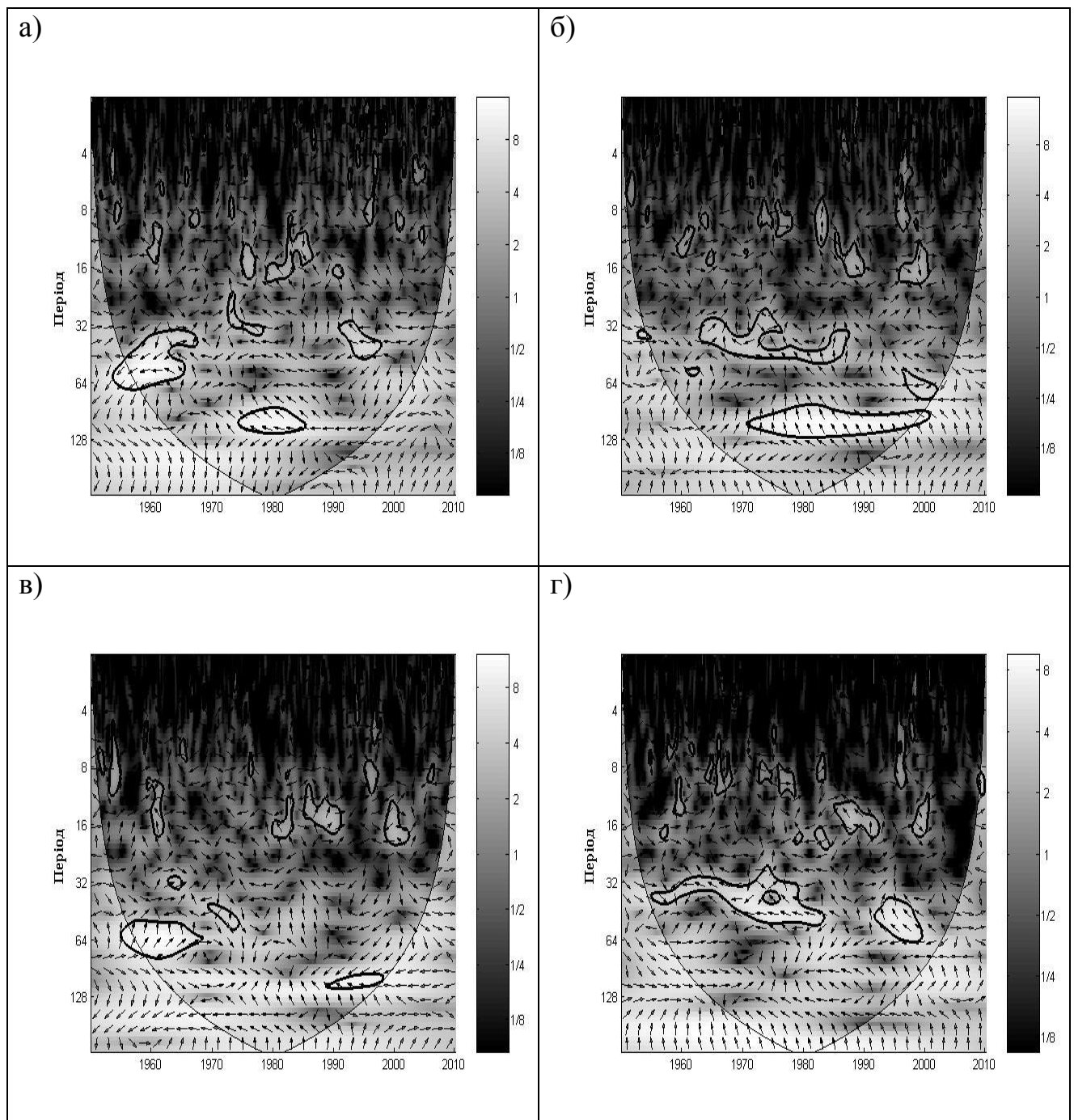


Рис. Г.3. Перехресне вейвлет-перетворення індексів СК та SPEI24 в м. Чернігів (а), м. Одеса (б), м. Ужгород (в), м. Луганськ (г), протягом 1951–2010 рр.

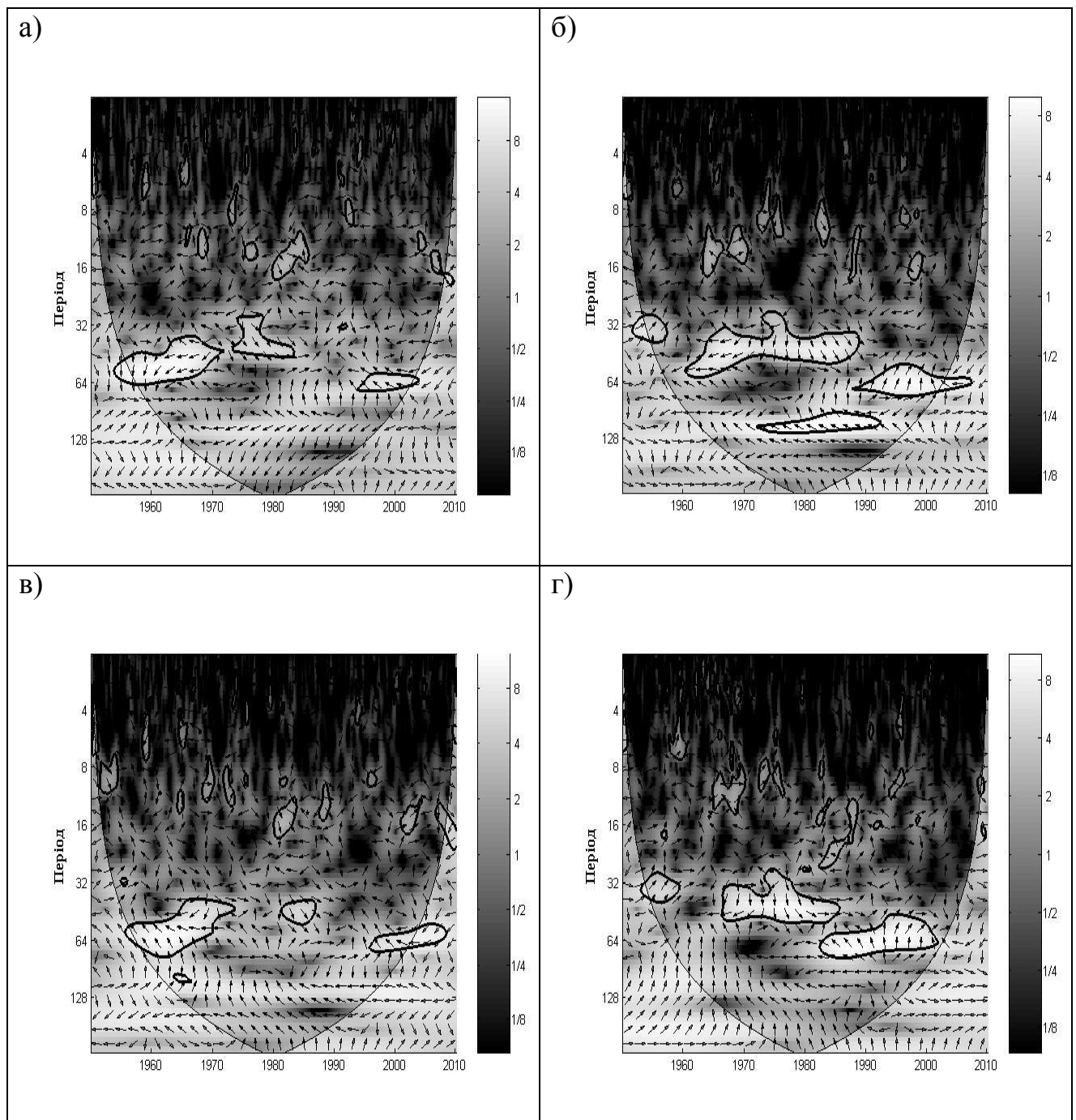


Рис. Г.4. Перехресне вейвлет-перетворення індексів САЗР та SPEI24 в м. Чернігів (а), м. Одеса (б), м. Ужгород (в), м. Луганськ (г), протягом 1951–2010 рр.