

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий  
гідрометеорологічний інститут  
Кафедра метеорології та  
кліматології

**Кваліфікаційна робота магістра**

на тему: «Динаміка режиму опадів північного Причорномор'я в  
теплий період року»

Виконав студент 2 курсу групи  
МЗМ-20 Спеціальності 103 «Науки  
про Землю»  
Освітня програма  
«Метеорологія і кліматологія»  
Ткачук Дмитро Миколайович

Керівник к. геогр.н., доцент  
Волошина Олена Вікторівна

Рецензент к. геогр. н., доцент  
Вольвач Оксана Василівна



## АНОТАЦІЯ

**Тема кваліфікаційної роботи магістра** «Динаміка режиму опадів північного Причорномор'я в теплий період року»

**Автор:** Ткачук Дмитро Миколайович

**Актуальність** дослідження тимчасових змін у режимі опадів у Причорноморській зоні України обумовлена проблемою зміни та коливання клімату, які призводять до негативних наслідків для економіки та умов проживання людини.

**Мета дослідження** – опис і аналіз режиму опадів у північному Причорномор'ї у теплий період року у другій половині ХХ-го століття і на початку ХХІ-го століття.

**Об'єкт дослідження:** часова мінливість кількості опадів різного часового розрешення.

**Предмет дослідження:** ряди місячних сум опадів на станції Одеса. У роботі використані дані кількості опадів у м. Одеса за період 1953-2016 рр..

**Методи дослідження:** фізико-статистичний та кліматичний аналіз.

**Наукова новизна** зводиться до оцінки тенденцій кліматичних коливань та прогнозу клімату в майбутньому.

**Практичне значення отриманих результатів:** зрозуміти основні властивості рядів місячних сум опадів, а саме мінливість і характеристики періодичних і не періодичних коливань. Знання цих властивостей допомагає розв'язати основну задачу – передбачити поведінку часового ряду, що важливо при дослідженні характеру зміни клімату і окремих його складових.

**Структура й обсяг роботи.** Представлена робота складається із вступу, трьох розділів, висновків, списку використаної літератури та додатків. Роботу викладено на 63 сторінках. Список використаної літератури містить 13 джерел.

**Ключові слова:** кількість опадів, динаміка зміни, місячні суми опадів, тренд, тенденції змін, південь України.

## SUMMARY

**The topic of the qualification work of the master** "Dynamics of the precipitation regime of the northern Black Sea coast in the warm period of the year"

**Author:** Tkachuk Dmitry Nikolaevich

**The relevance** of the study of temporary changes in precipitation in the Black Sea zone of Ukraine is due to the problem of climate change and fluctuations that lead to negative consequences for the economy and living conditions.

**The study aims** to describe and analyze the precipitation regime in the northern Black Sea coast during the warm period of the year in the second half of the XX century and at the beginning of the XXI century.

**The object of research:** temporal variability of precipitation of different temporal resolutions.

**The subject of research:** series of monthly amounts of precipitation at Odessa station. The paper uses the amount of precipitation in Odessa for the period 1953-2016.

**Research methods:** physical-statistical and climatic analysis.

**The scientific novelty** is reduced to the assessment of trends in climate fluctuations and climate forecasting in the future.

**The practical significance** of the results obtained: to understand the basic properties of series of monthly precipitation amounts, namely the variability and characteristics of periodic and non-periodic fluctuations. Knowledge of these properties helps to solve the main task - to predict the behavior of the time series, which is important when studying the nature of climate change and its individual components.

**Structure and scope of work.** The presented work consists of an introduction, three chapters, conclusions, a list of references, and appendices. The work is presented on 63 pages, and the list of used literature contains 13 sources.

**Keywords:** precipitation, dynamics of change, monthly precipitation amounts, trend, trends, south of Ukraine.

## ЗМІСТ

ВСТУП	6
1. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЗМІН КЛІМАТУ УКРАЇНИ	8
1.1 Загальні характеристики змін клімату Землі	8
1.2 Загальна характеристика змін клімату України	14
2 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕННЯ	17
2.1 Особливості рельєфу і орографії	17
2.2 Основні кліматоутворювальні фактори	20
3. ОЦІНКА ТИМЧАСОВОЇ СТРУКТУРИ РЯДІВ КІЛЬКОСТІ ОПАДІВ РІЗНОГО ТИМЧАСОВОГО ДОЗВОЛУ	24
3.1 Характеристика вихідних даних і методи їх обробки	24
3.1.1 Методи визначення основних статистичних показників	25
3.1.2 Кореляційний метод дослідження зв'язку між випадковими величинами	28
3.1.3 Основні кліматичні характеристики опадів північного Причорногмор'я	33
3.2 Часова мінливість річних сум опадів і за тепле півріччя	35
3.3 Часова мінливість сезонних і місячних сум опадів	43
3.4 Дослідження трендової складової часових рядів річних, сезонних і місячних сум опадів	51
3.5 Імовірнісні характеристики опадів	53
ВИСНОВКИ	60
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ	62

## ВСТУП

Вивчення найбільш загостреної проблеми сучасності, а саме, проблеми змін клімату передбачає розгляд, поперед усе, характер змін температурного режиму планети Земля. Всі вчені прийшли до єдиної думки про його потепління. Але сьогодні існує багато сценаріїв його подальших змін, які повинні визначити спрямованість економічного розвитку різних країн світу. За самим оптимістичним сценарієм у найближче століття температура повітря на планеті підвищиться на 1,5-2,0°C. За самим же песимістичним – майже на 6,0°C. Середня температура у світі за 2020 рік склала близько +14,9 градусів за Цельсієм. Це на 1,2 градуси вище за усереднений показник з 1850 по 1900 рік. Останні шість років (з 2015-го) стали найспекотнішими за всю історію спостережень [1].

Однак клімат визначається не тільки температурним режимом, але й режимом зволоження, вивчення характеру змін якого сьогодні займаються, за звичай, на регіональному рівні. Ці питання для території України розглядаються в роботах В.М. Волощука, М.Б. Барабаш та інших вчених.

Південь України належить до району з нестійким режимом зволоження. Кількість опадів тут змінюються від року до року в значних межах, перевищуючи 50%. Тому, маючи у своєму розпорядженні дані за опадами на станції Одеса, обсерваторія нами було взято за мету проаналізувати ці зміни протягом минулого та на початку поточного століть у самому південному регіоні України. Це передбачало:

- оцінку часової мінливості сум опадів різного часового розв'язання;
- встановлення трендової складової часового ряду сум опадів різного часового розв'язання;

Для рішення вказаних питань використовувались деякі методи математичної статистики, які дозволяють виявити характер часової мінливості опадів за період досліджень, встановлення спрямованості цих змін.

# 1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЗМІН КЛІМАТУ УКРАЇНИ

## 1.1 Загальні характеристики змін клімату Землі

Проблема зміни клімату, що проявляється перш за все, в зміні температурного режиму планета Земля, та пов'язані з цим погодні і кліматичні аномалії є одним з найважливіших питань ХХІ-го століття. Глобальні зміни клімату є загрозою в планетарному масштабі. Зазначимо, що спектри коливань температури, а також спектри інших метеорологічних величин дозволяють класифікувати атмосферні процеси за їх періодами. Ці коливання при кліматичному осередненні згладжуються, а отримані кліматичні середні характеристики самі відчують коливання, описувані частиною спектру. Серед них можна виділити наступні:

- Льодовикові періоди тривалістю в десятки тисяч років;
- Міжвікові коливання з періодами у декілька століть або кілька десятків століть;
- Внутрішньовікові коливання, яскравим прикладом яких можна вважати потепління в першій половині ХХ-го століття.

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

Результати інструментальних спостережень і матеріали палеогеографічних реконструкцій свідчать, що клімат Землі як планети значно змінювався. За останній мільйон років встановлено близько 10 льодовикових та міжльодовикових періодів. Понад 6 тис. років тому зафіксовано кліматичний оптимум, температура якого перевищувала сучасну

на 1-2° С. У IX-XI-х ст. також переважали аналогічні умови. За свідченням літопису, в ті часу на широтах центральної України було так тепло, що досягав виноград та росли теплолюбні рослини південних широт. З кінця XV-го до середини XIX-го ст. клімат змінився на прохолодніший, у зв'язку з чим цей період отримав назву „малого льодовикового” (температура в Україні була на 1,2-1,5 °С нижча від сучасної). Природні флуктуації будуть продовжуватися і в майбутньому.

Супутникові дані свідчать, що впродовж XX сторіччя у Північній півкулі змінилась не лише температура повітря. Площа морського льоду у весняно-літній сезон скоротилась на 10-15%, зменшилась площа снігового покриву, у середніх широтах відбулось танення льодовиків, і з'явилися деякі риси зміни кліматичних зон. Кількість атмосферних опадів на початок XXI-го сторіччя, у порівнянні з кінцем XIX-го сторіччя, збільшилась на 8-10% за столітній період у більшості районів високих та середніх широт Північної півкулі. При цьому у другій половині сторіччя дещо збільшилась повторюваність сильних опадів. По території Земної кулі зміна опадів не однозначна. Так у багатьох районах спостерігається їх зменшення [4, 5]. Через це виникає необхідність вивчення регіональних особливостей режиму зволоження при глобальному потеплінні клімату. Клімат України достатньо чутливий до змін глобального клімату. Це підтверджується одноманітністю багаторічного ходу аномалії глобальної та регіональної температури повітря. Але підвищення температури повітря в Україні відбувається більш швидкими темпами. Тому вивчення сучасного клімату України і клімату найближчого майбутнього є важливим і необхідним [4, 5, 7].

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



- у 40 х роках ХХ-го ст. закінчилося потепління у Північній півкулі, яке розпочалося на початку століття;
- до 70-х років тривав процес відносно незначних коливань клімату;
- у середині 70-х років у Північній півкулі потепління поновлюється з більшою інтенсивністю, ніж у попередні роки і продовжується до теперішнього часу. Максимальні додатні аномалії глобальної температури повітря характерні для останнього десятиріччя [1,4].

З кінця ХІХ-го до початку ХХІ-го ст. відбулося підвищення глобальної температури повітря у середньому на  $0,6^{\circ}\text{C}$ , а поза тропічними широтами – на  $0,8^{\circ}\text{C}$ . За окремі десятиріччя підвищення глобальної температури повітря у середньому становить  $0,046^{\circ}\text{C}$ , за останні 30 років воно подвоїлось. Потеплінню планети передувала значна зміна складу атмосферного повітря – інтенсивно зростав вміст газів які утворюють парниковий ефект, джерелом яких значною мірою є антропогенна діяльність: вуглекислого газу на 25-30 %, метану – у два рази, закису азоту – на 10 % та інших малих домішок, які посилюють природну парникову дію. На думку багатьох вчених, якщо не вжити заходів, спрямованих на зменшення промислових викидів парникових газів, то у ХХІ-го ст. потепління буде посилюватися.

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

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

Зміни температурного режиму і режиму зволоження погоджуються зі змінами атмосферної циркуляції в Атлантико-Європейському регіоні, до

якого відноситься Україна. Територія України більш, ніж раніше, почала відчувати вплив Атлантики і Середземного моря.

Дослідження, які проводяться групою вчених під керівництвом В.Ф.Мартазінової [7], дозволили виявити, що часова неоднорідність в ході глобальної температури повітря, про яку говорилось вище, обумовлена деякими змінами в характері великомасштабної атмосферної циркуляції за останні 100 років. Розглянувши поля середнього місячного атмосферного приземного тиску Північної півкулі за періоди 1881-1940, 1951-1980 и 1980-1995 років з різними глобальними температурними режимами, вони встановили, що зміни циркуляції атмосфери пов'язані зі зміною характеру центрів дії атмосфери.

Період первинного глобального потепління припадає на 1881-1940 рр. У холодний період року особливості циркуляції атмосфери визначалися положенням Ісландського мінімуму, центр якого з тиском 995 гПа знаходився на  $30^{\circ}$  зх .д. і  $60^{\circ}$  півн. ш. Його область поширювалася на південь над Атлантикою до  $40^{\circ}$  півн. ш. і охоплювала Скандинавський півострів, а також область підвищеного тиску над південною частиною Атлантики, що вузькою смугою проходила південною територією Європи і з'єднувалася з виступом Сибірського максимуму.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Значні перетворення відбувалися і в полі геопотенціалу на середньому рівні атмосфери [6].

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

## 1.2 Загальна характеристика змін клімату України

Динаміка клімату України, як регіонального, значною мірою уособлює характерні риси змін глобального клімату: він чутливий до змін глобального клімату, що підтверджується одноманітністю багаторічного ходу аномалій глобального і регіонального клімату. Дослідження, проведені вченими країни за даними метеорологічних спостережень на ряді метеорологічних станцій України протягом двадцятого століття, дозволив встановити ефект сезонно-географічного вирівнювання кліматичного поля приземних температур під впливом глобального потепління. За цей період потепліли, головним чином, північні регіони України в холодне півріччя. При цьому це потепління майже вдвічі більше відносно глобального рівня, який практично співпадає з середнім для всієї території України. Найбільш інтенсивне збільшується температура повітря в окремі місяці (січень, лютий, березень) в Поліссі і Лісостепу. Середня місячна температура місяців теплого півріччя або практично не змінилась, або трохи знизилась. Спостерігається зменшення річної амплітуди температури повітря, що підтверджує гіпотезу про можливе зменшення континентальності клімату України [4,5].

Змінам клімату в Україні присвячено не так багато робіт. Наприклад, найбільш вагомими результатами містяться у монографії «Клімат України» [4]. У цій роботі розглянуто деякі теоретичні питання, зроблено спробу побудови сценаріїв клімату майбутнього. Ці сценарії враховують в основному температурний режим повітря. Що стосується опадів, то їх кліматологічна характеристика вивчена значно менше, ніж температури, і в літературних джерелах присутні лише результати досліджень, які базуються на метеорологічній інформації до 1990 року і частіше на неоднорідному емпіричному матеріалі.

Середня річна кількість атмосферних опадів в Україні складає приблизно 600 мм/рік, що приблизно на 1/3 менше відносно зонального рівня для широтної зони, в якій знаходиться її територія. До зони надмірного

зволоження тут належать північні і північно-східні райони Полісся і Карпати. Південні регіони, особливо південно-західні області і степовий Крим, знаходяться в зоні недостатнього зволоження.

Аналіз змін атмосферних опадів в Україні під впливом глобального потепління за період з 1900 по 2000 рр., проведений вченими України [1,2,3], встановив, що річна кількість опадів в цілому по території України змінювалась неоднозначно. В окремих регіонах спостерігається збільшення кількості опадів майже на 40 мм, в інших вона залишається в межах норми, або зменшується. Дослідження Волощука В. М. [1] дозволили виявити тенденцію вирівнювання кліматичного поля атмосферних опадів по її території. Встановлено, що незначне потепління (до 1,0-1,5°C) призводить до зростання на 10-15% річної кількості опадів в південно – західних регіонах і їх зниженню на 5-10%. – в північно-східних регіонах, що сприятливе для сільськогосподарського виробництва.

Цей ефект можна сформулювати наступним чином:

- в тих регіонах України, де річна кількість атмосферних опадів була мала, їх річна сума за останні 100 років значно зросла;
- в тих регіонах України, де річна кількість атмосферних опадів була велика, їх річна сума за останні 100 років зменшилась.

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

В роботі Барабаш М.Б. і Гребенюк Н.П. [2] була вивчена часова динаміка змін температури повітря, опадів та інших метеорологічних величин в Україні на протязі ХХ-го століття ( за період з 1881 по 2000 рр.). В результаті чого були зроблені такі висновки.

З кінця ІХХ-го століття і до початку ХХІ-го століття спостерігалось підвищення глобальної температури Земної кулі на 0,6°C. До 1970 року середня швидкість збільшення температури склала 0,05°C, за 10 років, в

останнє десятиріччя вона збільшилася вдвічі. Кількість атмосферних опадів в ХХ-го столітті збільшилася на 0,050-1,0% за десятиріччя в більшості районів високих і середніх широт Північної півкулі.

Основною причиною глобального потепління можливо є посилення природного парникового ефекту атмосфери парниковими газами (вуглекислого газу, метану, окису азоту та іншими домішками антропогенного походження).

Клімат України, за дослідженнями Українського науково-дослідницького гідрометеорологічного інституту, формується в основному під впливом глобального клімату, що підтверджується багаторічним ходом аномалій глобальної температури та регіональної температури і температури повітря Північної півкулі.

Менш дослідженні зміни в режимі опадів. В період з 1900-2000 роки річна кількість опадів в цілому по території України змінювалися неодноразово. По окремих регіонах відмічається збільшення кількості опадів майже на 40 мм.

Зміни температурного режиму і режиму зволоження в Україні узгоджується зі зміною характеру атмосферної циркуляції в Атлантико-Європейському регіоні, до якого належить Україна. Територія України більше, ніж раніше, почала відчувати вплив Атлантики і Середземноморського моря.

## 2 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕННЯ

### 2.1 Особливості рельєфу і орографії

Основний об'єкт дослідження в магістерській роботі – режим опадів на станції Одеса, обсерваторія. Головна задача полягає в оцінці динаміки змін режиму зволоження територій, що досліджуються. Режим опадів, їх розподіл по території визначається не тільки циркуляційними факторами, про які буде наведено нижче, але й характером підстильної поверхні, її орографічними особливостями.

В загальному випадку фактори, що призводять до опадоутворення дуже різноманітні, але їх можна розділити на дві групи: внутрішні та зовнішні. До внутрішніх факторів відносяться процеси, які безпосередньо обумовлюють формування опадів різного виду, тобто мікрофізична будова, вертикальна потужність хмар, швидкість падіння частинок та ін. Оскільки ці процеси, у свою чергу, є результатом дії інших більш крупномасштабних процесів, назвемо їх зовнішніми факторами.

Зовнішні фактори виникнення опадів можна розділити на загальні (генеральні), регіональні та локальні. До загальних, перш за все, відносяться висхідні потоки повітря, що обумовлені характером глобальної циркуляції і, в основному, пов'язані з циклонами, фронтами та термодинамічною нестійкістю атмосфери. Орографічний ефект, як відомо, може бути як регіонального, так і локального характеру.

Локальний вплив на випадіння опадів спричиняють міста і цей вплив має дуже складний характер. З одного боку, орографічний ефект, який пов'язаний з різким збільшенням шорсткості, а з іншого – тепловий та механічний ефекти. Тепловий вплив особливо суттєвим є в холодний період та проявляється у посиленні конвективної діяльності, що призводить до утворення опадів. Механічний вплив обумовлено викидами в атмосферу різних твердих домішок, частинки яких є ядрами конденсації. Зрозуміло, що



чим більше домішок викидається в атмосферу, тим більш значним є його вплив на випадіння опадів.

До інших зовнішніх факторів утворення опадів відносяться вологовміст атмосфери, випаровування з підстильної поверхні та горизонтальний градієнт температури повітря над сушею. Відомо, що збільшення вологовмісту та сумарного випаровування призводить до збільшення кількості опадів, які випали. При від'ємному градієнті температури спостерігається вихолодження водяної пари, яка в результаті адвекції надходить з океану. За умови додатного горизонтального градієнта температури з віддаленням від океану збільшується вологоємність атмосфери і в процесі опадоутворення виникає запираючий ефект, який найбільш чітко проявляється в областях з недостатньою вологістю.

Південна частина України (Одеська, Миколаївська, Херсонська області і рівнинна частина Криму) відносяться до районів недостатнього зволоження. Тут відмічається зменшення опадів у напрямі на південь. На узбережжях ще менше опадів. Це пов'язано з бризовою циркуляцією.

Великий вплив на розподіл опадів мають висота місця, форма рельєфу, наявність лісових масивів, водойм і річкових долин. Вплив рельєфу, лісової та водної поверхні пов'язано з підйомом і опусканням повітряних мас над елементами рельєфу і зміною турбулентності повітряного потоку в залежності від шорсткості підстильної поверхні. Як правило, на піднесених ділянках опади збільшуються, а в понижених – зменшуються. Максимум опадів звичайно приходиться на навітряних схилах, височинах, або на вершині гори. Вплив навітряного схилу поширюється і на прилеглу рівнину. З підвітряного боку височин і гір спостерігається, навпаки, зменшення кількості опадів.

Південні райони України, що досліджуються, відрізняються порівняно однорідним рельєфом. Вони зайняті Причорноморською та Приазовською низовинами. Через Перекопський перешийок вони з'єднуються з Північно-Кримською рівниною. Найбільшої висоти Причорноморська і Приазовська

низовини досягають на півночі (160м), куди входять відроги Придніпровської височини. І тільки на північному заході на границі з Молдовою займає відріг Волино-Подільської височини. Сама поверхня Причорноморської низовини розчленована незначно, яри та балки зустрічаються рідко. Характерною особливістю рельєфу Причорноморсько-Азовської низовини є наявність великих плоскодонних знижень округлої форми. На рівнинних ділянках зустрічаються окремі височини [4,5,8].

Одеська область – найбільш своєрідний у фізико-географічному відношенні регіон півдня України. Протяжність її території вздовж меридіану складає майже 3°. На півночі вона сягає 48,3° півн.ш, на півдні – 45,5° півд.ш., що відповідає розташуванню центральних степових районів Криму.

До основних факторів, що формують і створюють рельєф узбережжя Одеси, відносять зсуви і абразія. Ці два фактори у взаємодії викликають швидкий наступ моря на суходіл. Море просувається в бік суші в середньому на 1 м на рік, але цей наступ нерівномірний на різних ділянках. В результаті активних зсувних переміщень майже по всьому узбережжю утворилася зсувна тераса, ширина якої від 8 до 280м.

Гирла річок, що впадають у Чорне та Азовське моря, являють собою великі лимани, що утворилися в результаті їхнього затоплення морем. Частина лиманів відгороджена від моря невисокими пересипами і перетворилися на солоні озера. Деякі лимани відкриті і з'єднані з морем вузькими протоками.

Зазначимо, що певний вплив на режим опадів Одеської області вносить наявність водного басейну Чорного моря, яке омиває південно-східні райони. Крім того, циркуляційні процеси на півдні значно ослаблені в порівнянні з північними районами. Все це обумовлює різноманітні умови хмарності, а звідси і режим опадів в районі дослідження.

За ландшафтної класифікації кліматів Берга Л.С., клімат Одеси належить до клімату степів, для якого характерне переважання літніх опадів, досить тепла зима і спекотне літо.

## 2.2 Основні кліматоутворювальні фактори

Основні риси клімату формуються не тільки за рахунок фізико-географічних умов, до яких відносяться широта, близькість водних об'єктів (океану і морів), рельєф, але й під впливом таких кліматоутворювальних чинників, як сонячна радіація і загальна циркуляція атмосфери. Ці фактори знаходяться в тісному взаємозв'язку і взаємозалежності.

Крайнє південне положення досліджуваної території визначає сприятливий радіаційний режим. Сумарна радіація за рік тут досягає 5000 мДж/м<sup>2</sup>, що говорить про значні її енергетичні ресурси. В зимові місяці вона не перевищує 460 мДж/м<sup>2</sup>, суттєво збільшується до червня-липня (до 1500 мДж/м<sup>2</sup>).

Більш повне уявлення про кліматичне значення радіаційних факторів дає радіаційний баланс підстильної поверхні, від якого залежать процеси нагрівання і охолодження повітря, трансформація повітряних мас. В цілому, за рік, на півдні України радіаційний баланс може досягати 1900 мДж/м<sup>2</sup>; взимку він від'ємний (- 80 мДж/м<sup>2</sup>). Влітку він досягає свого максимуму - до 1200 мДж/м<sup>2</sup> на крайньому півдні. В перехідні сезони радіаційний баланс суттєво відрізняється: восени він майже втричі менше, ніж весною, що визначається рядом астрономічних факторів.

Мас місце яскраво виражений річний хід прямої сонячної радіації з максимумом у липні і мінімумом в грудні. Прихід тепла навесні в Одесі перевищує осінній майже в 2 рази, хоча весна холодніше осені (середня температура весною 8,3 °С, восени 11,0 °С). Це пояснюється тим, що навесні дуже велика витрата тепла на танення снігу, на прогрівання охолоджених за зиму верхніх шарів ґрунту і води в морі.

Взимку, коли східна циркуляція виражена слабо і західний відріг Сибірського антициклону виступає не так далеко на захід по периферії відбувається винос теплих і вологих мас повітря з півдня. Все це приводить до випадання значної кількості опадів, що перевищують норму.

Зазвичай атмосферні процеси весняного періоду характеризуються посиленням впливу Азорського антициклону. Його відроги і окремі ядра поступово поширюються на Європейський континент. Над Україною вони представлені у вигляді відрогів, орієнтованих із заходу на схід. Зазначені процеси часто обумовлюють теплу сонячну погоду без опадів. Повторюваність північно-західних циклонів навесні зменшується, південні і південно-західні циклони виходять на західні райони досліджуваної території. У другу половину сезону спостерігається ослаблення міжширотного обміну над півднем східної Європи. Повторюваність циклонів зменшується, посилюється відріг Азовського антициклону. За рахунок прогріву земної поверхні підвищується температура повітря. У травні на фронтах оклюзії починаються зливи, розвивається грозова діяльність. В результаті погодні умови, особливо впершу половину весни, відрізняються великою різноманітністю і мінливістю. Весна на досліджуваній території характеризується різкими переходами від потепління до похолодання.

Літній сезон на півдні України характеризується високою інтенсивністю сонячної радіації і слабкою адвекцією. Помітний вплив робить також підстильна поверхня. Влітку значний розвиток одержує Азорський антициклон, поступово поширюється на схід, завдяки чому над досліджуваної територією встановлюється північно-західний потік морського повітря помірних широт.

Для літнього сезону в південних районах характерним є ослаблення циклонічної діяльності, внаслідок близькості субтропічної області високого тиску. Загальна кількість циклонів на півдні України помітно зменшується на початку літа. Області низького тиску представлені переважно слабо вираженими циклонами, що переміщуються із заходу на схід. Іноді на цю територію виходять південно-західні циклони, приносячи сюди вологі середземноморські повітряні маси. Висотна фронтальна зона піднімається на північ, розташовуючись над центральними і північними районами Східної

Європи, тому північно-західні атлантичні циклони влітку проникають на південь України дуже рідко.

Влітку земна поверхня в південних районах сильно прогрівається. Розташування більш холодного Чорного моря сприяє збільшенню термічних і баричних градієнтів і формуванню циклонів. Південно-східні циклони, що виникають тут, в літні місяці спостерігаються на півдні України найбільш часто.

В цілому погодні умови літнього сезону відрізняються значним підвищенням температури повітря, частою повторюваністю ясних днів, збільшенням інтенсивності опадів та активної грозової діяльності. Літні процеси тривають до середини серпня, а потім характер циркуляції змінюється.

Атмосферні процеси восени подібні з весняними, тільки розвиваються вони в зворотному напрямку. На початку сезону Азорський антициклон слабшає. Повторюваність відрогів підвищеного тиску, орієнтованих із заходу, зменшується. Перша половина осені відрізняється переважанням циклонів в районі Ісландії. У цей час тут переважно суха тепла погода без опадів.

Протягом осіннього сезону Азорський кліматичний антициклон значно слабшає. Замість нього з жовтня-листопада починає розвиватися Сибірський антициклон. У його систему також входять антициклони, які переміщуються із заходу. Одночасно в другу половину осені, внаслідок збільшення контрастів температури між сушею і морем, посилюється циклонічна діяльність, зростає повторюваність південних і західних циклонів. Вони приносять на південь України вологе повітря з Атлантики і Середземного моря, обумовлюючи на більшій частині, досліджуваної території, похмуру з дощами погоду [7].

Опади відносяться до найбільш мінливих метеорологічних величин, як у просторі, так і за часом. В різних районах України вони істотно відрізняються за

кількістю, характером розподілу, річним ходом, інтенсивністю, тривалістю і т. ін. Процес їх утворення настільки різноманітний, а фактори утворення такі мінливі та складні для кількісного опису, що до тепер розрахування опадів в моделях загальної циркуляції атмосфери та клімату залишаються найбільш слабким місцем.

Випадіння опадів тісно пов'язане з вологообміном. Останній зазвичай характеризується коефіцієнтом вологообігу, який представляє собою відношення загальної кількості опадів, що випали на даній території, до кількості опадів, що утворилися з водяної пари, яка надходить ззовні. Для України він становить 1,0 -1,1, тобто тут опади в основному адвективні і лише 3-4% їх утворюються з водяної пари місцевого походження.

### **3 ОЦІНКА ТИМЧАСОВОЇ СТРУКТУРИ РЯДІВ КІЛЬКОСТІ ОПАДІВ РІЗНОГО ТИМЧАСОВОГО ДОЗВОЛУ**

#### **3.1 Характеристика вихідних даних і методи їх обробки**

Для вирішення поставлених у магістерській роботі завдань використовувалися дані про місячні суми опадів в районі Одеси за період з 1953 по 2016 роки. На їх основі сформовані ряди сум опадів різного часового розв'язання: за рік, півріччя та сезони.

Часовий ряд – це перелік значень випадкової перемінної в залежності від часу. За звичай часовий інтервал між спостереженнями випадкової величини постійний. У випадках метеорологічних часових рядів цей інтервал може простиратися від малих часток секунду (для вивчення турбулентності) до тисячі років (для вивчення коливань клімату).

Зазначимо, що в деяких вихідних рядах були відсутні дані спостережень, що ускладнює аналіз часового розподілу кількості опадів. Для відбудови цих даних і складання неперервного часового ряду в роботі використано метод аналізу кореляційного зв'язку між двома випадковими величинами. Це, по-перше, дозволило побудувати рівняння регресії, які відбивають зв'язок між кількістю опадів окремих станцій території, що досліджується, а по-друге, встановити вираз для трендової складової процесу змін режиму опадів.

При дослідженні режиму опадів слід приймати до уваги, що в рядах спостережень за опадами, принаймні, два рази відбулося велике масове порушення однорідності. Перше порушення відноситься до 1930-х років, коли станції переносилися на відкрите місце, репрезентативне для більшої частини метеорологічних величин, але не для опадів, особливо твердих.

Друге порушення визначено тим, що в 1952-1954 роках, на мережі станції перейшли до нового приладу – опадоміру із захистом Третьякова, який замінив дощомір із захистом Ніфера.

Перше порушення усунуто під час створення кліматичних довідників методом побудови кореляційних графіків на сусідніх станціях (переносної і реперної). Для усунення другого порушення були визначені поправки на підставі ряду паралельних спостережень по дощоміру і опадоміру. Вони залежать від виду опадів, типу захищеності місця розташування встановлення приладу, швидкості вітру і мають фізико-географічну диференціацію. З урахуванням перерахованих факторів для окремих регіонів були розраховані поправочні коефіцієнти, які представлені у додатку до довідника «Атмосферні опади». Коефіцієнти відносяться тільки до твердих опадів, а змішані опади виправляються на половину його значення.

Введення опадоміру зменшило, але не усунуло, недооблік опадів і тому було розроблено ще декілька видів поправок до вимірюваних опадоміром опадів. Це вітровий коефіцієнт і хуртовинна поправка, правка «на змочування» і поправка «на випаровування». Використаний в роботі матеріал в основному виправлений з урахуванням всіх розглянутих поправок.

В магістерській роботі викладено результати оцінки змін у режимі опадів, проведених на основі кліматологічних і статистичних методів з використанням даних кількості опадів різного часового розв'язання (рік, півріччя, сезони, місяці) за період 64 років (1953-2016 рр.) на станції Одеса, обсерваторія.

### **3.1.1 Методи визначення основних статистичних показників**

Задача статистичного аналізу часового ряду складається з того, щоб зрозуміти основні його властивості, а саме мінливість і характеристики його періодичних і не періодичних коливань. Знання цих властивостей допомагає



розв'язати основну задачу – передбачити поведінку часового ряду, що важливо при дослідженні характеру зміни клімату і окремих його складових.

Дослідження часової мінливості кількості опадів різного часового розрішення потребує оцінку основних статистичних характеристик їх розподілу

У процесі кліматологічної обробки вдається отримати надійні характеристики генеральної сукупності на основі вибірових даних. Якщо вибірка досить велика, то характеристики її стійкі, тобто не змінюються при перерахунку по ряду, до якого додається ще кілька років. При вирішенні конкретних завдань, пов'язаних з описом метеорологічного режиму, зазвичай використовують такі статистичні характеристики процесів:

- 1) повторюваність і емпіричну функцію розподілу значень метеовеличин;
- 2) числові характеристики розподілів, перш за все чотири центральні моменти
- 3) екстремальні характеристики метеорологічних величин і явищ.

З огляду на те, що статистичні характеристики окремих метеорологічних величин і метеорологічних комплексів використовуються для опису клімату та його можливих змін, їх прийнято називати кліматичними показниками. Статистичні характеристики можна оцінити за допомогою методів моментів. Розрізняють початкові ( $\nu$ ), центральні ( $\mu$ ) і основні моменти ( $r$ ).

На практиці використовують тільки моменти перших чотирьох порядків. Найбільше з них використовують  $\nu_1$ ,  $\mu_2$ ,  $r_3$  і  $r_4$ , так як вони однозначно пов'язані з основними кліматичними показниками.

Нас, перш за все, цікавлять *початковий момент першого ступеню*, який визначає генеральну середню, оцінкою якої є середня арифметична вибіркового ряду

$$\hat{\nu}_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k \tilde{x}_i^1 m_i, \quad (3.1)$$

центральний момент другого ступеню, тобто дисперсія, яка є показником мінливості випадкової величини, що складає ряд. Її оцінка розраховується за формулою:

$$\hat{\mu}_l = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^l m_i, \quad (3.2)$$

Основні моменти третього і четвертого ступеню дозволяють оцінити характер розподілу випадкової величин. Їх розраховують за формулою:

$$\hat{r}_l = \frac{\hat{\mu}_l}{S_x^l}. \quad (3.3)$$

При цьому  $\hat{r}_3 = A_x$  (показник асиметрії), а  $r_4$  дозволяє визначити показник ексцесу  $E = \hat{r}_4 - 3$ .

Про надійність оцінок і ступеня їх відповідності істинним значенням можна судити по деяких фундаментальних властивостях оцінок, серед яких основними є *незсуненість*, *ефективність* та *спроможність* (*умотивованість*).

*Незсуненість* оцінки. Оцінка є незміщеною, якщо різниця між математичним очікуванням оцінюваної характеристики та її істинним значенням дорівнює нулю. В іншому випадку оцінка називається зміщеною. Якщо значення зсуву прагне до нуля при нескінченному зростанні обсягу вибірки, то оцінка називається асимптотично незміщеною.

*Ефективність*. Точність оцінки деякої характеристики можна кількісно визначити за допомогою середньоквадратичної помилки. Ця величина є середнім квадратом різниці між оцінкою і істинним значенням.

Далеко не завжди вдається задовольнити всім перерахованим вимогам. Тому в кожному конкретному випадку вибір тієї чи іншої оцінки визначається

практичними міркуваннями, економічністю розрахунків, необхідною точністю і т. д.

*Умотивованість* оцінки означає, що при достатньо великому обсязі вибірки відхилення оцінки від істинного значення, з якою завгодно великою імовірністю, менше будь-якої наперед заданої величини. Таким чином, властивість спроможності характеризує поведінку оцінки при прагненні обсягу вибірки до нескінченності, тобто є асимптотичною властивістю.

### **3.1.2 Кореляційний метод дослідження зв'язку між випадковими величинами**

Для рішення деяких питань, що поставлені в дипломному проєкті, використовувались методи дослідження, що базуються на вивченні зв'язків, які існують між різними гідрометеорологічними величинами.

Залежність між двома випадковими величинами може бути функціональною або стохастичною.

Функціональною залежністю між двома випадковими величинами називається така залежність, коли можливому значенню однієї випадкової величини відповідає тільки одне значення другої.

Стохастичним називають такий зв'язок між випадковими величинами, коли змінення однієї з них приводить до змінення закону розподілу другої.

Якщо при змінненні однієї з випадкових величин змінюється умовне математичне сподівання другої, то такий зв'язок між цими випадковими величинами називається кореляційним.

Кореляційну залежність можна трактувати як функціональну залежність умовного математичного сподівання однієї випадкової величини від значення другої:

$$m_{y/x} = f(x), \quad (3.4)$$

$$\bar{y}(x) = \hat{f}(x). \quad (3.5)$$

Функцію  $f(x)$  називають функцією регресії величини  $Y$  на  $X$ . Рівняння (3.12) називається рівнянням регресії. Графік цієї функції називають лінією регресії.

Кореляційні зв'язки між випадковими величинами характеризуються формою та тісністю. В дослідженні трендової складової процесу передбачалась наявність лінійного зв'язку, яку можна надати – лінійним рівнянням регресії:

$$\bar{y}(x) = ax + b, \quad (3.6)$$

де  $a$  і  $b$  - коефіцієнти регресії.

Кореляційний лінійний зв'язок може бути прямим і оберненим. Якщо при збільшенні однієї випадкової величини відбувається збільшення другої, то такий зв'язок називають прямим. Коли збільшенню однієї випадкової величини відповідає зменшення другої, то це свідчить про обернений зв'язок між цими випадковими величинами.

Уявлення про тісноту та форму кореляційного зв'язку між величинами  $X$  і  $Y$  можна отримати, побудувавши відповідний кореляційний графік на площині в координатах  $(x, y)$ . Якщо точки  $(x_i, y_i)$  тісно групуються біля деякої осередненої лінії, то це свідчить про те, що кореляційний зв'язок є тісним. Чим більшим є розкид точок на графіку, тим слабшим є кореляційний зв'язок. Але таке уявлення про тісноту кореляційного зв'язку є якісним. Для уявлення про кількісну міру тісноти кореляційного зв'язку використовують кореляційне відношення. У випадку, якщо має місце лінійна залежність для оцінки тісноти зв'язку використовується коефіцієнт кореляції  $r_{xy}$ .

На основі статистичних сукупностей коефіцієнта кореляції можна визначити за формулою:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n \cdot S_x \cdot S_y}. \quad (3.7)$$

Він може приймати значення із множини

$$-1 \leq r_{xy} \leq 1. \quad (3.8)$$

Додатні значення коефіцієнта кореляції ( $r_{xy} > 0$ ) позначають наявність прямого лінійного зв'язку між випадковими величинами  $X$  і  $Y$ , від'ємні його значення ( $r_{xy} < 0$ ) – обернений лінійний зв'язок між ними. Чим більшим є модуль коефіцієнта кореляції  $|r_{xy}|$ , тим більш тісним є лінійний кореляційний зв'язок між випадковими величинами, і навпаки. Якщо  $r_{xy} = 0$ , то це означає, що лінійний кореляційний зв'язок між величинами  $X$  і  $Y$  – відсутній. Іншими словами, коефіцієнта кореляції характеризує ступінь наближення кореляційного зв'язку між випадковими величинами  $X$  і  $Y$  до лінійної функціональної залежності.

Для побудови рівняння регресії, яке з заданою ймовірністю описувало кореляційну залежність між випадковими величинами, що розглядаються, необхідно оцінити статистичну значущість  $r_{xy}$ .

Приймаючи до уваги, що генеральний коефіцієнт кореляції  $\rho_{xy}$  підпорядковується нормальному закону розподілу, для визначення статистичної його оцінки  $r_{xy}$  використовується критерій Стюдента  $t$ . Є два шляхи виконання цієї роботи в залежності від об'єкту  $n$  вихідних вибірок. При наявності ( $n < 50$ ), що спостерігається в нашій роботі, використовувався наступний порядок перевірки.

Зміст  $H_0$  гіпотези полягав в тому, що коефіцієнт кореляції є статистично незначущим ( $\rho_{xy} = 0$ ) альтернативна гіпотеза  $H_1$  зводилась до того, що він статистично значущий ( $\rho_{xy} \neq 0$ ).

Розраховувавши критерій Стьюдента за формулою:

$$t = \frac{|r_{xy}|}{\sigma_r}, \quad (3.9)$$

де

$$\sigma_r = \frac{1 - r_{xy}^2}{\sqrt{n - 1}}. \quad (3.10)$$

порівнюємо його значення з  $t > t_{кр}(\alpha, \nu)$  знаходимо за таблиця розподілу критерія Стьюдента на основі  $\alpha = 0.05$ , а  $\nu = n - 1$ . В нашому випадку (при  $n > 50$ )  $t_{кр} = 2.0$  і для всіх рядів він був значно меншим за  $t$ , що розраховується за вибірками, тобто  $t > t_{кр}(\alpha, \nu)$ . Це дозволило відхилити нульову гіпотезу про незначущість  $r_{xy}$  і прийняти альтернативну гіпотезу про його статистично значущість. Цей висновок дозволив перейти до побудови рівнянь лінійної регресії.

Рівняння лінійної регресії виду

$$m_{y/x} = ax + b. \quad (3.11)$$

дозволяє побудувати на основі статистичних сукупностей його регресійну модель  $\bar{y}(x) = ax + b$ . Причому, коефіцієнти регресії  $a$  і  $b$  є статистичними оцінками коефіцієнтів генерального рівняння регресії:  $\hat{\alpha} = a$  і  $\hat{\beta} = b$ .

Ці оцінки можна знайти за допомогою метода найменших квадратів.

Визначені таким чином формули для розрахунку коефіцієнтів лінійного рівняння регресії мають вигляд:

$$a = r_{xy} \frac{S_y}{S_x} ; \quad (3.12)$$

$$b = \bar{y} - a\bar{x} . \quad (3.13)$$

Перевірка гіпотези про статистичну значущість здобутих коефіцієнтів  $a$  і  $b$  дає змогу отримати відповідь щодо вірогідності побудованої лінійної регресійної моделі.

Гіпотези про статистичну значущість коефіцієнтів побудованої моделі лінійної регресії перевіряють за допомогою критерію Стюдента, аналогічно тому, як це проводилося для коефіцієнта кореляції. При цьому:

$$t = \frac{|a|}{\sigma_a} , \quad (3.14)$$

$$t = \frac{|b|}{\sigma_b} . \quad (3.15)$$

Стандартні відхилення коефіцієнтів регресії  $\sigma_a$  і  $\sigma_b$  дорівнюють:

$$\sigma_a = \frac{S_y}{S_x \sqrt{n}} , \quad (3.16)$$

$$\sigma_b = \frac{S_y}{\sqrt{n}} \left[ 1 + \frac{1}{C_{V_x}^2} \right]^{1/2} , \quad (3.17)$$

де

$$C_{V_x} = \frac{S_x}{|\bar{x}|} - \text{коефіцієнт варіації}. \quad (3.18)$$

Висновок про статистичну незначущість того чи іншого коефіцієнта регресії роблять у тому випадку, коли виявляється, що  $t < t_{kp}(\alpha, \nu)$ . У

протилежному випадку, тобто, якщо  $t > t_{кр}(\alpha, \nu)$ , відповідний коефіцієнт регресії на рівні значущості  $\alpha$  є статистично значущим. А це дає підстави виразити кореляційний зв'язок між двома випадковими величинами  $X$  та  $Y$  лінійним рівнянням регресії  $\bar{y}(x) = ax + b$ .

Таким чином, задача дослідника полягає у тому, щоб здобути рівняння регресії, яке б з заданою ймовірністю описувало кореляційну залежність між випадковими величинами, що розглядаються. І починати дослідження треба з побудови кореляційного графіка.

### 3.1.3 Основні кліматичні характеристики опадів північного Причорномор'я

Нижче викладено результати оцінки цих змін, проведених на основі кліматологічних і статистичних методів з використанням даних кількості опадів різного часового розв'язання (рік, півріччя, сезони, місяці) за період 64 років (1953-2016 рр) на станції Одеса, обсерваторія.

Дослідження часової мінливості кількості опадів різного часового розв'язання передбачає оцінку основних статистичних характеристик їх розподілення, тобто визначення основних кліматичних показників рядів, що вивчаються. Розраховані за даними фактичних спостережень періоду з 1953 по 2016 рр., вони представлені в таблиці 3.1.

Встановлено, що багаторічна середня ( $X_{cp}$ ) за вказаний період дослідження річна кількість опадів, яку називають «нормою», склала 502,3 мм. Середня багаторічна їх сума за холодне і тепле півріччя дорівнює відповідно 255,5 і 246,8 мм. Наприклад у період з 1953 по 2008рр. це значення були 191,9 і 212,9 мм відповідно. Протягом холодного півріччя в багаторічних місячних сумах опадів відмічається деяка різниця: найменша місячна їх кількість характерна для жовтня і складає 35,3 мм, більш значні



вони в січні (46,9 мм). Майже немає розбіжності у режимі опадів в сезонах холодного півріччя: за зиму їх випадає на 5,3 мм більше, ніж восени.

В тепле півріччя найменша місячна їх кількість характерна для березня (32,6 мм), більш значні вони в липні (48,7 мм). Між сезонами теплового півріччя розбіжності значно більші, ніж між сезонами холодного півріччя: вони сягають 30,6 мм.

Таблиця 3.1 – Основні статистичні характеристики рядів кількості опадів різного часового розв'язання (мм)

Часове розв'язання	Статистичні характеристики				
	$X_{\text{cp}}$	$X_{\text{min}}$	$X_{\text{max}}$	$\sigma_x$	$C_v, \%$
Рік	502.3	246,5.0	1208,4	162.6	32
Хол.півріччя	255.5	68.6	686.6	112.2	44
Тепле півріччя	246,8	112,2	521,8	88.1	36
Зима	130.4	18.0	344.0	70.4	54
Весна	108,1	23.0	242.0	51.0	47
Літо	138,7	40,8.0	334,7	60,8	44
Осінь	125.1	11.0	476.5	74.2	59
I	46.9	1.0	155.8	36.0	77
II	40.1	2.0	135.8	30.0	75
III	32,6	1.0	102.8	24,0	74
IV	33,7	0.1	137.7	25.4	75
V	41,8	3,9	134.5	29.0	69
VI	48.7	2.0	155.9	29,8	61
VII	51,0	2.0	156.2	40,7	80
VIII	39,0	1.0	150.5	36,2	93
IX	44.5	0.6	166.6	41.1	92
X	35.3	3.0	268.3	40.3	-
XI	37.0	0.0	150.0	28.7	78
XII	45.3	0.1	119.0	31.8	70

Протягом року найбільш вологим є літній сезон (138,7 мм), доля якого в сумі опадів за тепле півріччя перевищує 56%. Найбільш сухою в Одесі буває весна з багаторічною сумою близько 108,1 мм. Серед місяців року найбільшими місячними нормами відрізняється липень, менш за все зазвичай їх буває у березні та квітні.

Судження про часову мінливість складових вихідного ряду, тобто про відхилення сум опадів кожного року від багаторічної норми, дозволяє скласти середній квадратичний відхил  $\sigma_x$ . Однак за абсолютною величиною  $\sigma_x$  при різних середніх значеннях вихідних рядів зіставляти їх мінливість складно. В цьому випадку більш показною характеристикою мінливості рядів буде коефіцієнт мінливості ( $C_v$ ), який представляє собою відношення значення середнього квадратичного відхилення до його середнього арифметичного значення.

Відомо, що для режиму опадів у цілому притаманна значна мінливість кількості опадів різного часового розв'язання. Встановлено, що найбільша стійкість характерна для рядів річної кількості опадів: коефіцієнт мінливості складає 26%. Ряди кількості опадів у цілому для теплого і холодного півріччя мають майже однакову мінливість і складають відповідно 36-44%. Більш мінливі ряди кількості опадів за сезонами. (44-59%), тобто середній відхил від норми кожного сезону складає майже половину цієї норми (табл. 3.1).

Рядам місячних сум опадів як в теплий, так і в холодний періоди притаманна ще більша мінливість, про що також свідчать значення коефіцієнта мінливості ( $C_v$ ). Так в місяці перехідних сезонів його величина може перевищувати 70%, а у жовтні сягає навіть більше 100%, тобто коливання кількості опадів від року до року можуть сягати величин близьких до норми. Більш стійкий режим опадів протягом періоду дослідження був у червні (61%).

### **3.2 Часова мінливість річних сум опадів і за тепле півріччя**

Аналіз часового розподілу кількості опадів за інтервал часу, що досліджується, попередньо проводився за їх річними сумами. Наведений на рис. 3.1 графік розподілу фактичних значень річних сум підтверджує виявлену раніше їх помітну мінливість не тільки від року до року, але й від

одного періоду років до другого. Так, при багаторічній середній сумі опадів, яка складала 502,3 мм, в окремі роки їх кількість перевищувала 600-650 мм: це роки 1966, 1970, 1988 і 1997, а в **2010** році річна сума опадів досягла максимуму і склала 1208,4 мм. Однак мали місце і роки, коли ця сума була менш ніж 300-350 мм. Це 1953, 1964, 1975, 1987, 1989 і 1992 рр. Мінімальна сума опадів припадає на 1983 р. и склала тільки 246,5 мм.

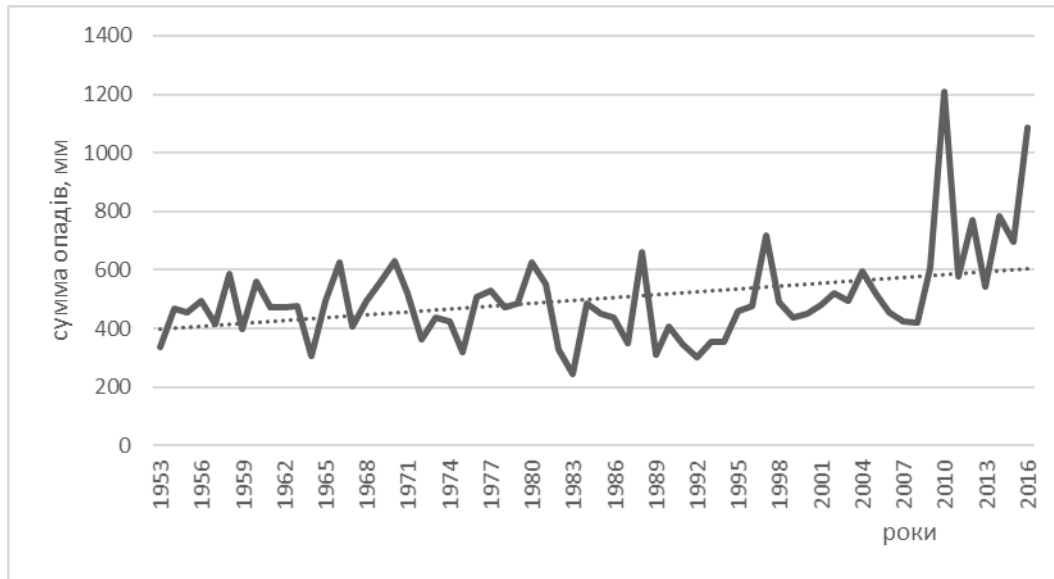


Рисунок 3.1 – Часовий розподіл фактичної річної кількості опадів. м. Одеса

Узагальнюючи попереднє відзначимо, що для рядів кількості опадів усіх місяців і сезонів характерна їх значна часова мінливість, що взагалі притаманне режиму опадів: середній квадратичний відхил для сезонів сягає 50% норми, а для місяців  $C_v$  може перевищувати 90%.

Значний розкид даних від року до року ускладнює оцінку динаміку процесу, що досліджується. І це природньо, тому що будь-який часовий ряд метеорологічних величин  $x(t)$ , як правило, складається з суперпозиції трьох компонент:  $x_1(t)$  – детермінована основа процесу,  $x_2(t)$  – випадкова корельована складова і  $x_3(t)$  – випадкова не корельована складова типу «білий шум»:

$$x(t) = x_1(t) + x_2(t) + x_3(t).$$

Детермінована основа в свою чергу складається з трендів і довгоперіодних коливань, які відбивають (в залежності від періоду усереднення величин, що складають часовий ряд) хід процесу (віковий, річний, сезонний або добовий) [9].

Тобто характер змін у часі метеорологічної величини, що досліджується, найбільш чітко простежується за його детермінованою основою. Для її виділення можуть бути використані різні операції **згладження**: за допомогою простої ковзкої середньої або більш теоретично обґрунтованих методів згладження.

З метою виявлення періодичностей, характерних для часових рядів кількості опадів різного часового розв'язання, виконано дослідження періодичностей, які заховані у випадкових часових рядах. Цей етап роботи реалізовано за допомогою мови програмування СІ SHARP. В програмі передбачається: виявлення за допомогою перетворення Фур'є періодичностей процесу та їх аналіз, виділення детермінованої основи процесу шляхом експоненціального згладження за допомогою тригонометричного фільтра з врахуванням періодичності процесу і його початкової фази, перетворення нестационарного ряду до квазістационарного та інше.

У результаті перетворення Фур'є отримана залежність амплітудних коливань від частоти, яка називається амплітудно-частотною характеристикою часового ряду. Для виключення випадкових піків амплітуд проводиться згладження амплітудно-частотної характеристики за допомогою фільтра Т'юкке. В табл. 3.2 представлені характеристики статистично значущих амплітуд деяких часових послідовностей. В якості прикладу приводиться періодограма (амплітудно-частотна характеристика) часового ряду річної кількості опадів.

Встановлено, що в усіх часових рядах, що досліджуються, мають місце 2-3 статистично значущих амплітуди, яким в ряду річних опадів відповідають періоди коливань в 9 років. В рядах меншого часового розв'язання таким амплітудам відповідають періоди коливань в 2, 7, 11 років. Найменші періоди коливань виявлені в літній сезон (близько трьох років), а найбільші періоди можливі в травні та липні – 12 років).

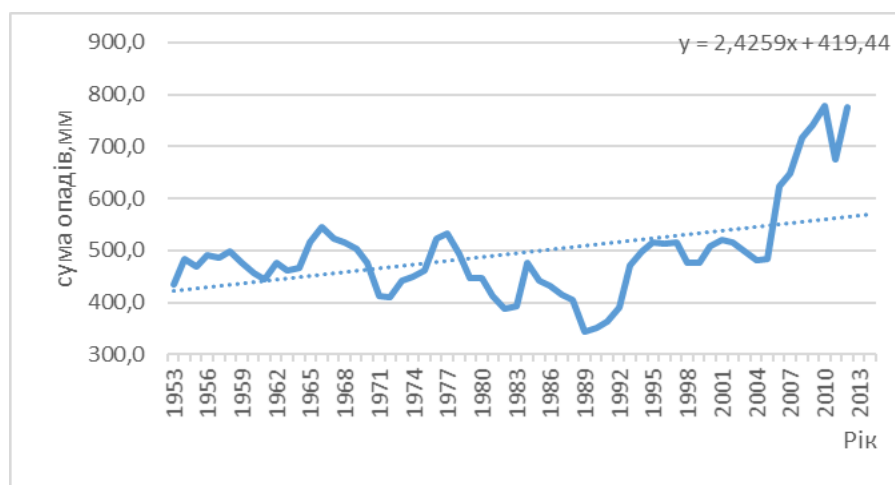
Для визначення основних закономірностей часового розподілу кількості опадів різного часового розв'язання і встановлення характеру змін в режимі опадів за 64 річний період (1953-2016 рр) і виділення детермінованої основи проведено за допомогою найпростішого статистичного фільтру: фільтруючою функцією являлась ковзна середня з рівною вагою, яка розраховується шляхом підсумовування  $n$  послідовних величин часового ряду і поділенням отриманої суми на  $n$ .

Таблиця 3.2 – Характеристики періодичностей часових рядів кількості опадів різного часового розділення

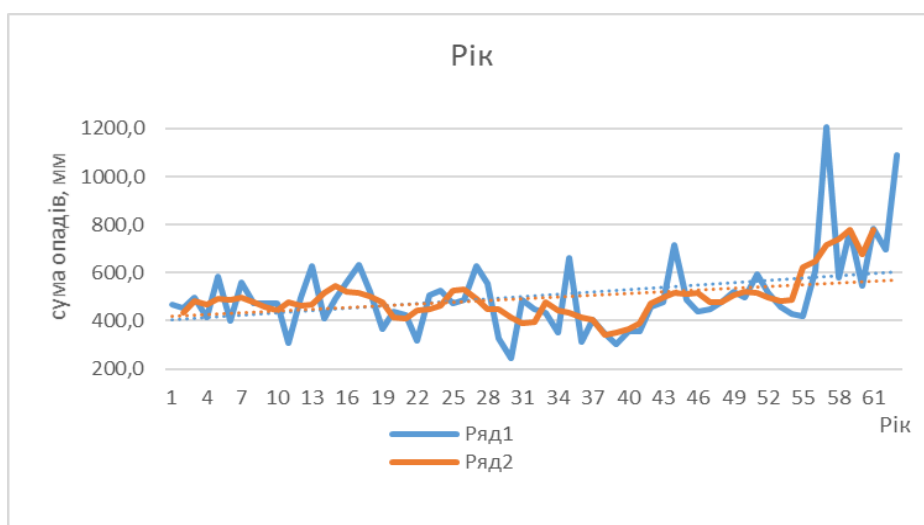
Часове розділення	A	T	$\omega$	Max, рік
Рік	61.53	9.21	0.68	1956
Тепле півріччя	29,90 28,68	2,95 2,45	2,13 2,57	1966 1969
Березень	9,94 8,50 8,52	7,60 4,46 2,44	0,83 1,41 2,57	1957 1961 1969
Квітень	8,75 9,40	2,59 2,00	2,42 3,15	1968 1973
Травень	7,72 8,27	11,70 4,46	0,53 1,41	1955 1961
Червень	8,88	2,76	2,28	1957
Липень	10,76 12,67	11,70 2,44	0,537 2,57	1955 1969
Серпень	10,39 10,92 18,35	3,70 2,76 2,00	1,70 2,28 3,15	1963 1967 1973

Широке впровадження в практику кліматологічних досліджень періодів осереднення в 5-10 років дозволило використати їх в подальшому для виділення детермінованої основи процесу. На рис. 3.2 а) надано згладжений по 5-ти ковзним середнім ряд річних сум опадів. Навіть він вказує на чітко виразний характер коливань опадів не тільки від року до року, але й від періоду до періоду: добре проглядаються різні за тривалістю

відрізки часу з більш високим і більш низьким фоном опадів. При цьому для періодів з осадками вищі за норму притаманна тривалість у 10-12 років (1961-1972, 1957-1991 роки). Період з опадами нижчими за норму є менше тривалим (до 5 років) і охоплює роки з середини ХХ-го століття до початку ХХІ-го століття (1953 до 2005 року). Слід зазначити, що сам по собі цей період є надто неоднорідним, тому що в ньому присутні коливання річних сум опадів від величин близьких до норми до значно вище за норму. В середньому тривалість таких періодів складала 10 років при помітно меншій амплітуді коливань кількості опадів. На рис.3.2 б) представлені дві криві річного ходу зміни кількості опадів – фактичні (1) та згладжені (2).



а)



б)

Рисунок 3.2 – Графік згладжених рядів річних сум опадів. м. Одеса

Зазначимо, що при загальній тенденції збільшення опадів протягом ХХ-го століття у другій половині ця тенденція уповільнюється, а на початку ХХІ-століття саме з 2008 року спостерігається різке та стрибкоподібне збільшення опадів до 2016 року.

Характер змін і коливань річної кількості опадів протягом розглянутого відрізка часу також добре ілюструє графік розподілу відхилень від норми річних сум опадів, осереднених за окремими десятиріччями: вони підкреслюють вище наведену картину їх часового розподілу (рис. 3.3).

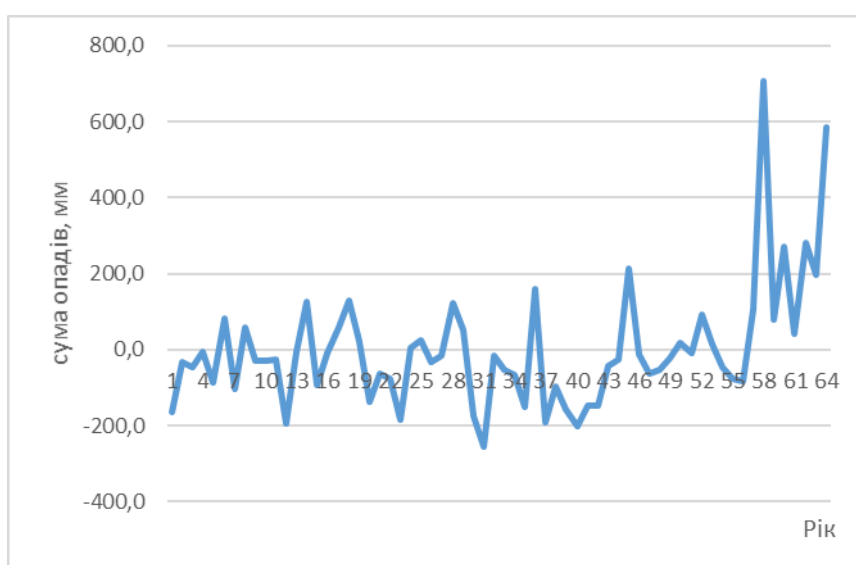


Рисунок 3.3 – Відхилення річної кількості опадів від багаторічної суми. Одеса

Кількість опадів річного розв'язання зручно використовувати для оцінки загальної тенденції їх змін на значних відрізках часу (наприклад, століття), але за них важко скласти уявлення про вклад і характер цих змін в окремі півріччя, сезони, місяці. Тому аналогічний аналіз було проведено за кількістю опадів за тепле півріччя та сезонного розв'язання.

Відомо, що в кліматології рік поділяють на теплий і холодний періоди не за температурними характеристиками, а з врахуванням переважання в місяцях року твердих або рідких опадів. І теплий період, в такому разі, включає в себе місяці з квітня по жовтень, а холодний – з листопада по

березень. У цій роботі досліджуються календарні періоди, теплий і холодний, в які входять по два сезони відповідно весна та літо, осінь та зима. Але особливе значення приділяється дослідженню теплого періоду.

Ясна річ, що зміни, які відбуваються в рядах річної кількості опадів, зумовлені характером їх змін за півріччями. Однак вклад кожного з піврічч у цей процес не однаковий.

Наведені на рис.3.4 і 3.5 графіки фактичних та згладжених часових рядів кількості опадів холодного півріччя дозволяють позначити, що часовий розподіл опадів за холодний період досить добре згоджується з розподілом їх річної кількості, хоча абсолютної синхронності не має місце.

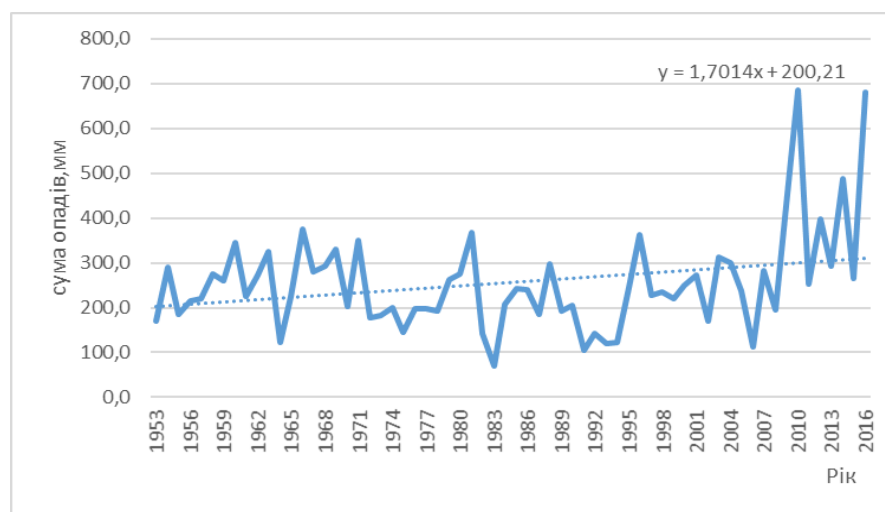


Рисунок 3.4 – Часовий ряд фактичної кількості опадів. Холодний період.

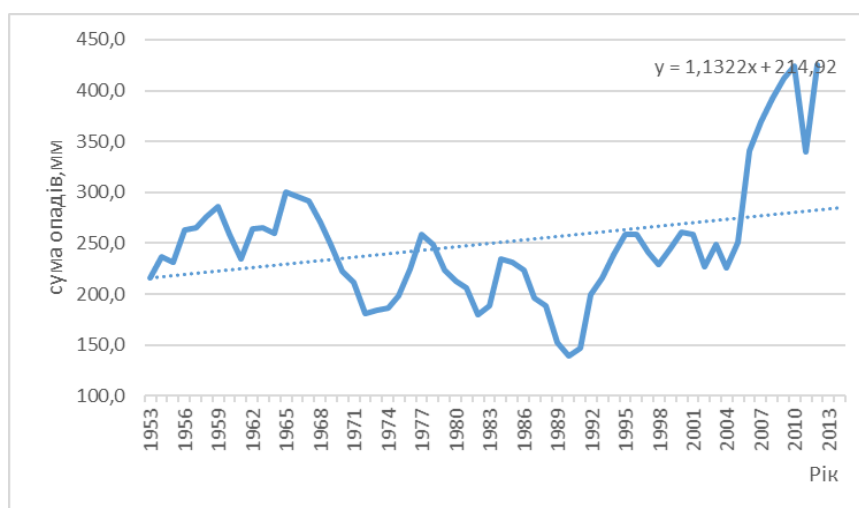


Рисунок 3.5 – Згладжений часовий ряд кількості опадів. Холодний період.



Тут, як і в розподілі річних опадів, можна виділити періоди з підвищеним щодо норми рівнем опадів (255мм), а також зі зниженим рівнем опадів. Але, що загальне у розподілі річних опадів і опадів у холодний період - це різке стрибкоподібне підвищення опадів на початку XXI-го століття, а точніше з 2008 року/

Між ними знаходиться вельми тривалий відрізок часу (50 роки), коли опади холодного періоду були близькі або нижче норми. Кількісна оцінка цієї узгодженості виконана за допомогою коефіцієнта кореляції, який склав 0,88-0,90 відповідно для 5-ти річних усереднень.

Більш складно виявити узгодженість між часовим розподілом фактичних річних опадів і їх кількістю за тепле півріччя (рис. 3.6, рис.3.7), що підтверджується і більш низьким значення коефіцієнта кореляції (0,76-0,78). Це говорить, на наш погляд, про деякі розбіжності в характері часових змін опадів холодного і теплого півріччя і їх різний вклад в часовий розподіл річних опадів протягом минулого століття та на початок нинішнього століття.

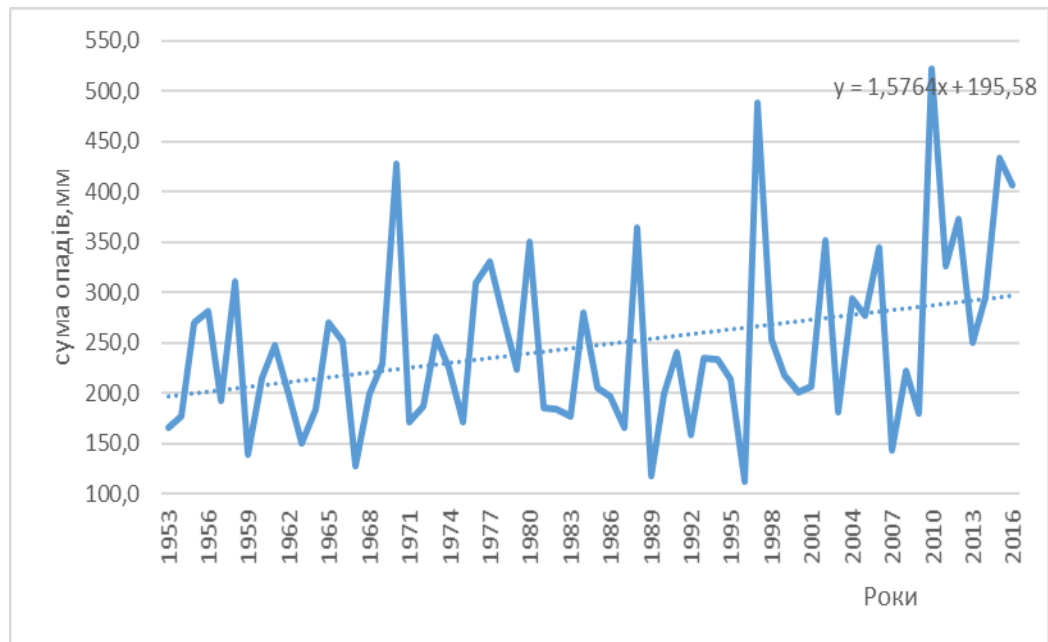


Рисунок 3.6 – Часовий ряд фактичної кількості опадів. Теплий період.

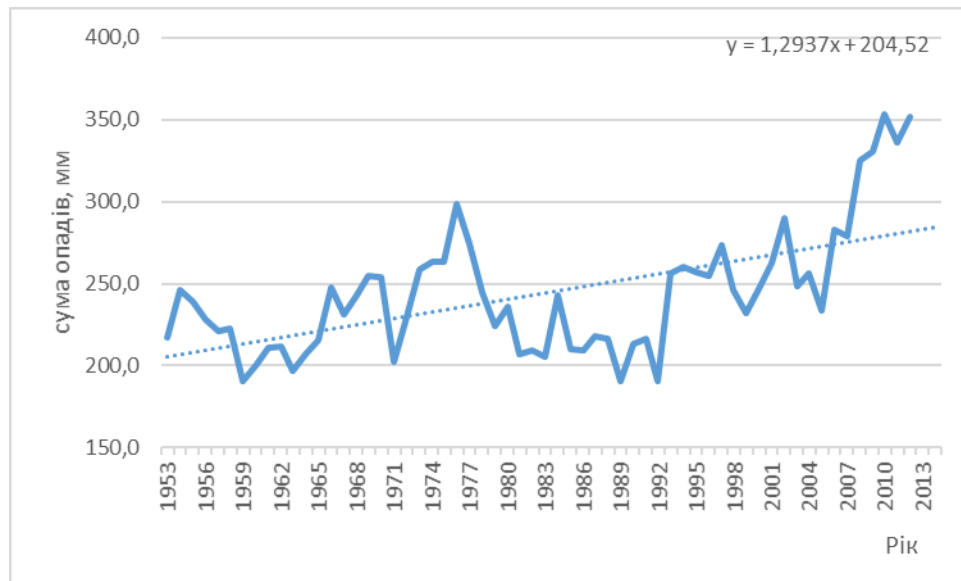


Рисунок 3.7 – Згладжений часовий ряд кількості опадів. Теплий період.

Про відсутність повної синхронності в їх часовому розподілі свідчить і графік часового розподілу 5-тирічних ковзних середніх сум опадів теплого періоду (рис.3.7): інколи вони навіть знаходяться у протифазі, тобто значним опадам в тепле півріччя відповідає їх мала кількість в холодний період і навпаки. Коефіцієнт кореляції, як показник узгодженості між ними, дорівнює 0,4.

### 3.3 Часова мінливість сезонних і місячних сум опадів

Характер змін річної кількості опадів в період, що досліджується, обумовлений не тільки їх змінами за півріччями, але й за сезонами і навіть окремими місяцями.

Для з'ясування того, який з сезонів року є визначальним у формуванні характеру часових змін річних сум опадів, методом ковзного усереднення проаналізовано часовий розподіл опадів за весну, літо, осінь, зиму (рис. 3.8).

Встановлено, що часовий розподіл опадів в холодний період визначено, головним чином, режимом їх змін у зимовий сезон. Часовий розподіл опадів восени значно відрізняється від їх розподілу взимку і в холодне півріччя. Тут має місце чітко виразний характер коливань їх кількості біля норми з поступовим збільшенням до кінця періоду дослідження цих коливань як за амплітудою, так і за тривалістю періодів з опадами вище і нижче норми. Загальна тенденція змін – це їх незначне зменшення взимку та восени наприкінці ХХ-го століття та значне підвищення на початку ХХІ-го століття.

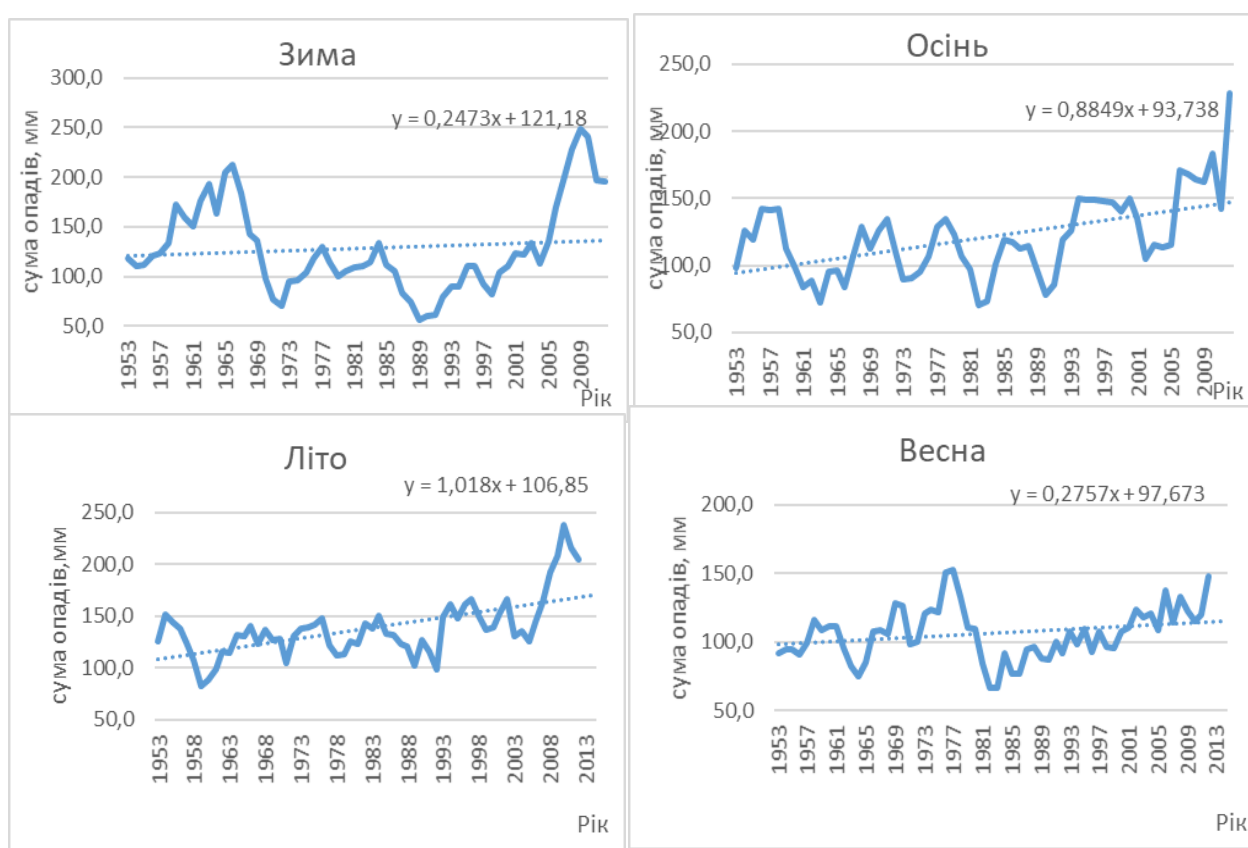


Рисунок 3.8 – Згладжені часові ряди кількості опадів за сезонами року. Одеса

Так, характер спрямованості змін опадів у зимовий період визначено, головним чином, їх режимами у грудні і січні. Грудень відрізняється найменшою мінливістю опадів серед місяців холодного півріччя (70%). Мінімальне їх значення в усі зимові місяці склало 0-2 мм, а максимальне

досягало у грудні – 119 мм, січні – 156 мм, лютому – 136 мм. Часовий розподіл опадів у січні відрізняється від розподілу у цілому за зимовий сезон. Тут можна виділити два майже однакових за тривалістю періоди, коли опади були вище і нижче за норму. Знижений фон опадів був притаманний першій половині періоду дослідження, а підвищений – другій. Але у цілому протягом сторіччя спостерігаємо підвищення кількості опадів до кінця ХХ-го століття.

Часовий розподіл сум опадів восени помітно відрізняється від їх розподілу як за зиму, так і за холодне півріччя. Часовий розподіл має чітко виразний коливальний характер з поступовим зменшення опадів до кінця періоду дослідження (як за амплітудою, так і за тривалістю періодів з опадами вище і нижче за норму). Аналіз характеру часового розподілу за місяцями сезону показав, що у вересні добре співпадає з їх розподілом за сезон. Однак переважають періоди, коли опади були близькі або незначно перевищували норму. Вони чергувалися періодами років (значно меншими за тривалістю), коли опади були набагато менші за норму.

У жовтні має місце розподіл опадів майже протилежний вересню і листопаді: починаючи з перших років ХХ-го століття вони майже до кінця століття находилося у протифазі. Не було узгодження у часовому ході опадів листопада і жовтня. Трохи краще цей зв'язок прослідковується між листопадом и вересням: загальним для них є тенденція збільшення опадів у цих місяцях в останнє десятиріччя ХХ-го століття.

В часовому розподілі опадів *весною* можна спостерігати їх найбільшу кількість в середині періоду (80-е роки ХХ-го століття), що розглядається, та не зовсім помітними коливаннями від року до року у кінці ХХ-го століття і наступним значним збільшенням на початку ХХІ-го століття.

Навесні максимальна кількість опадів склала 242,0 мм, мінімальне 23,0 мм, при цьому середнє значення (108,1 мм) було мінімальне серед усіх сезонів року. Коефіцієнт варіації дорівнює 47%.

Для *літнього* ж сезону характерні більш значні коливання опадів зі зміною їх періодичності від 8-10 років на початку періоду дослідження до 5-7 років у кінці XX-го століття та різкого збільшення на початку XXI-го століття. Але в цілому переважає тенденція їх збільшення протягом всього періоду дослідження. Влітку максимальна кількість опадів склала 334,7 мм, мінімальне 40,8 мм, при цьому середнє значення (138,7 мм) було максимальне серед усіх сезонів року. Коефіцієнт варіації дорівнює 44% і це мінімальне значення серед значень інших сезонів року.

Наступний аналіз часового розподілу місячних сум опадів усіх місяців теплої періоду дозволив з'ясувати роль кожного з них у формуванні сезонної і річної кількості опадів.

Так, березень характеризується значною мінливістю опадів: мінімум складав 1,0 мм, максимум перевищує 102,8 мм (рис. 3.9). Коефіцієнт мінливості  $C_v$  склав 74%. За сгладженим рядом розподіл опадів добре співпадає з їх розподілом за сезон, тобто майже не спостерігаємо їх зміни протягом часу. Однак тут переважають періоди, коли опади були близькі або незначно перевищували норму. Вони чергуються з періодами років, коли опади були набагато меншими за норму.

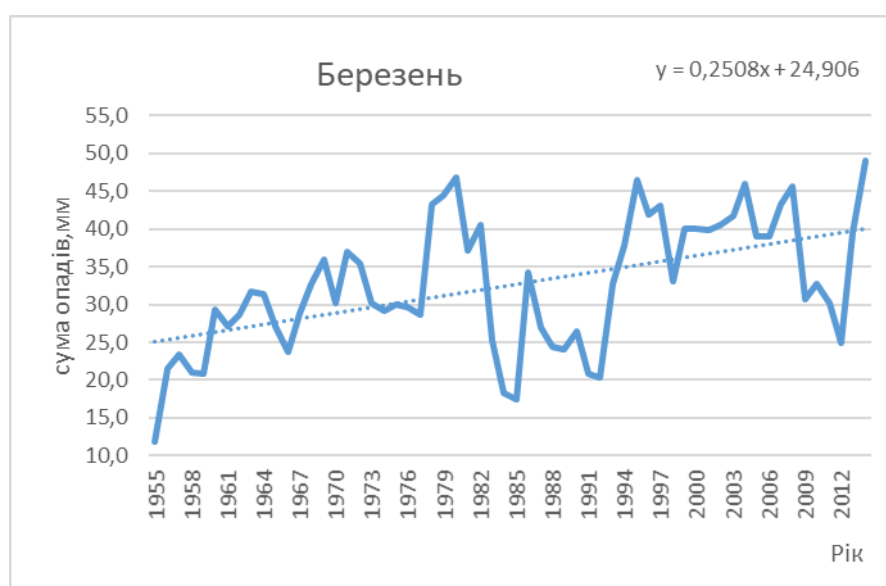


Рисунок 3.9 –Згладжений ряд сум опадів за березень. м. Одеса

У квітні для часового розподілу кількості опадів характерним є незначне зменшення опадів періоду дослідження (рис.3.10). У квітні при нормі у 34 мм опади коливалися від 0,1 мм до 137,7 мм. З 70-х по середину 90-х років минулого століття кількість опадів у квітні значно перевищували норму, спостерігалось різке зростання до максимального значення (), а потім таке ж різке падіння. Але в цілому за період дослідження для них характерним є незначне зниження опадів.

У травні спостерігається значна мінливість кількості опадів від року в рік (рис. 3.11).



Рисунок 3.10 – Згладжений ряд сум опадів за квітень. м. Одеса



Рисунок 3.11 – Згладжений ряд сум опадів за травень. м. Одеса

Для травня також характерна помітна мінливість опадів ( $C_v = 69\%$ ). Мінімум опадів дорівнював 3,9 мм, максимум сягав 134,5 мм при багаторічній нормі 41,8 мм. Але тренд майже відсутній.

Характер часових змін в місяцях літнього сезону дуже різноманітний (рис.3.12, 3.13, 3.14).



Рисунок 3.12 – Згладжений ряд сум опадів за червень. м. Одеса



Рисунок 3.13 – Згладжений ряд сум опадів за липень. м. Одеса

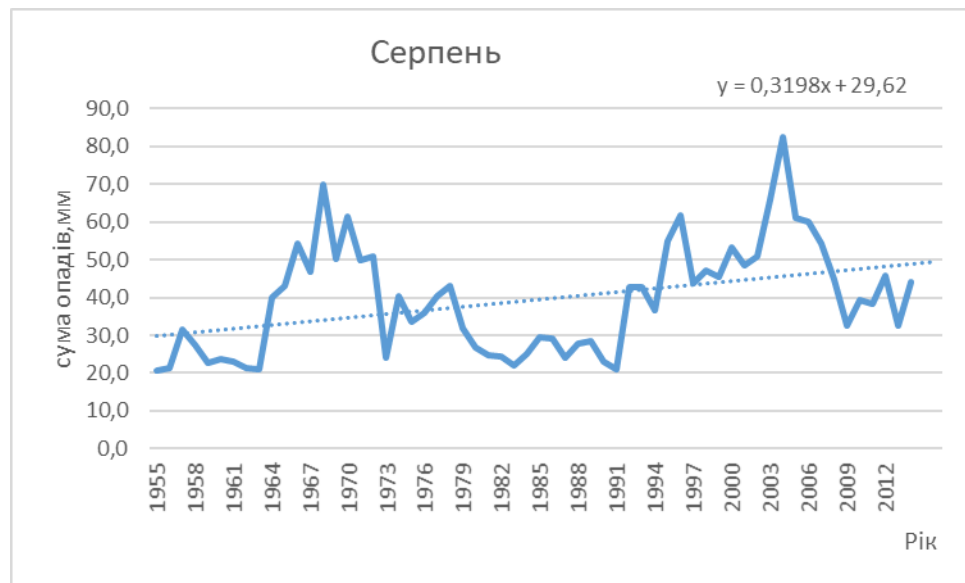


Рисунок 3.14 – Згладжений ряд сум опадів за червень. м. Одеса

Для червня характерним є збільшення кількості опадів за період дослідження (рис.3.12). У червні при нормі у 48,7 мм опади коливалися від 2,0 мм до 155,9 мм. Коефіцієнт мінливості  $C_v$  склав 61%.

У липні коливання в основному спостерігалися близько нормі, що склала 51,0 мм, максимальне значення – 156,2 мм, мінімальне значення – 2,0 мм. Коефіцієнт мінливості  $C_v$  склав 80 %. (рис.3.13).

Для серпня характерним є збільшення кількості опадів за період дослідження, але менше ніж у червні (рис.3.14). У серпні при нормі у 39,0 мм опади коливалися від 1,0 мм до 150,5 мм. Коефіцієнт мінливості  $C_v$  склав 91%, що вказує на сильну мінливість у часових рядах кількості опадів.

Таким чином, часовий розподіл річної кількості опадів протягом періоду дослідження, а саме їх збільшення, обумовлений аналогічними їх змінами в холодне півріччя і, перш за все, в зимовий сезон. Тепле півріччя не внесло вагомому вкладу у зміни річних опадів протягом сторіччя.

Дуже важливо також проаналізувати екстремальні значення кількості опадів за досліджуваний період кожного місяця та окремо за рік та тепле півріччя (таб.3.3 )



Таблиця 3.3 – Екстремальні значення кількості опадів за 1953-2016 рр..

	max	рік	min	рік
I	155,8	2016	1,0	1964
II	135,8	1969	2,0	1994
III	102,8	2015	1,0	1990,199
IV	137,3	1977	0,1	2009
V	134,5	1970	3,9	2003
VI	155,9	2011	2,0	1967
VII	156,2	2010	2,0	1953
VIII	150,5	2002	1,0	1954
IX	166,6	1971	0,6	1982
X	268,3	2016	3,0	1983
XI	119,0	1954	0,1	2011
XII	161,2	2009	0,3	2015
тепле п/р	521,8	2010	112,2	1996
рік	1208,4	2010	246,5	1983

З даних таблиці 3. чітко видно, що найбільші значення (150,5-268,3 мм) спостерігалися на початку XXI-го століття (2002-2016гг.). Так, у жовтні 2016р. спостерігалася максимальна кількість опадів 268,3 мм, хоча у березні 2015р. спостерігалосся найменше значення – 102,8 мм.

Мінімальні значення мають менший розкид мінливості, тому діапазон становить від 0,1 до 3,9 мм, і спостерігалися в основному в другій половині XX-го століття. І тільки у квітні, травні, жовтні та листопаді в 2009, 2003, 2011 та 2015 роках.

Максимальні значення як за рік, так і за тепле півріччя спостерігалися в 2010 році і склали 1208,4 мм і 521,8 мм відповідно.

Самим посушливим був 1983р., за рік випало всього 246,5 мм, а тепле півріччя було у 1996 році з кількістю опадів 112,2 мм.

### 3.4 Дослідження трендової складової часових рядів річних, сезонних і місячних сум опадів

Щоб встановити переважну тенденцію у віковому ході опадів проведена оцінка трендової характеристики процесу, як складової детермінованої основи. Тренд – це деяка кліматична тенденція, яка характеризує рівне монотонне зростання чи зменшення середнього значення величини, що досліджується, за період спостережень.

Розглядаючи суму опадів як функцію років побудовані рівняння регресії (табл.3.4), що відбивають спрямованість змін цього процесу в часі. Зазначимо, що ця оцінка виконана за фактичними даними і за згладженими рядами. Вона є орієнтовною, бо проведена у припущенні лінійного тренду.

Таблиця 3.4 – Рівняння трендової складової кількості опадів різного часового розв'язання

Часове розв'язання	Швидкість мм/64р.	Рівняння трендової складової	
		за факт. даними	за 5-тирічн. середніми
Рік	203	$y = 3,18x + 403,1$	$y = 2,43x + 417,0$
Холодне півріччя	109	$y = 1,70x + 200,2$	$y = 1,13x + 214,9$
<u>Осінь</u>	84	$y = 1,32x + 82,11$	$y = 0,88x + 93,73$
<u>Зима</u>	24	$y = 0,38x + 118,1$	$y = 0,25x + 121,18$
Тепле півріччя	101	$y = 1,58x + 195,6$	$y = 1,29x + 204,5$
<u>Весна</u>	31	$y = 0,48x + 92,5$	$y = 0,28x + 97,7$
Березень	23	$y = 0,36x + 21,0$	$y = 0,25x + 24,9$
Квітень	8	$y = 0,12x + 29,86$	$y = -0,02x + 33,13$
Травень	0	$y = 0,01x + 41,62$	$y = 0,05x + 39,6$
<u>Літо</u>	70	$y = 1,09x + 103,0$	$y = 1,02x + 106,9$
Червень	28	$y = 0,44x + 34,5$	$y = 0,52x + 32,0$
Липень	20	$y = 0,31x + 40,9$	$y = 0,18x + 45,3$
Серпень	22	$y = 0,35x + 27,6$	$y = 0,32x + 29,6$

Наведені на рисунках трендові складові дозволяють зазначити, що в усіх випадках проявляється тенденція збільшення річної кількості опадів.

Швидкість цих змін за період дослідження дуже сильно коливається за фактичними даними за рік, півріччя, сезони, місяці від 0 мм у травні місяці до 203 мм за рік.

Оцінка цієї тенденції за сумами опадів теплого і холодного півріччя вказує на те, що зміна річних опадів у часі визначається їх збільшенням у *холодне* півріччя: в цілому за період дослідження років воно сягає 109 мм за фактичними даними, і 72 мм за згладженими рядами. Це обумовлено їх помітними змінами в осінній сезон: збільшення опадами тут склало майже 84 мм. Менш значний вклад опадів зимового сезону: він склав тільки 24 мм.

Внесок в річну трендову складову опадів *теплого* півріччя так само значний, хоча і менше холодного: при такій же помітній, як і в холодне півріччя, їх мінливості від року до року, їх збільшення за період дослідження за фактичними даними склало 101 мм, а за згладженими рядами – 83 мм. Подібний аналіз, виконаний за рядами сезонних і місячних сум опадів, що також вказує на значне збільшення опадів на початок XXI-го століття – це результат їх значного збільшення влітку – 70 мм. Це зумовлено практично однаковою швидкістю цих змін у червні, у липні та серпні, збільшення кількості опадів протягом періоду дослідження склало 28 мм, 20 мм и 22 мм відповідно.

Весною трендова складова майже відсутня – 30 мм. При цьому ці зміни обумовлені тільки незначними змінами у березні – 23 мм, у квітні – 8 мм; а в травні ці зміни відсутні.

У подальшому в припущенні лінійної залежності між кількістю опадів і роками вихідного часового ряду зроблена спроба дати аналітичний вираз трендової складової процесу змін за допомогою лінійного рівняння регресії. Розглядаючи суми опадів, як функцію років, були побудовані рівняння регресії, які відображають направленість змін цього процесу в часі.

Відомо, що побудова рівняння регресії доцільна у випадку статистичної значимості коефіцієнта кореляції. Встановлено, що в нашому випадку, при наявності рядів об'єму більшим за 64 років і для рівня значущості  $\alpha = 0,05$ ,  $t_{кр.}=1,96$  статистично значимим визначено  $r_{xy} = 0,30$ . Встановлено, що для деяких рядів фактичних даних він є статистично не значущий. Це скоріше свідчить про відсутність лінійного зв'язку між розглянутими величинами протягом усього відрізка розглянутого періоду. Дійсно, на графіках часового розподілу можна встановити лінійний зв'язок тільки на окремих відрізках часу і при цьому вони могли мати різну спрямованість.

Таким чином, зміни у режимі опадів на півдні України протягом ХХ століття мали складний коливальний характер: тривалість часових періодів відхилень від норми у бік збільшення або зменшення у середньому складала 10 років. Але у цілому за ХХ століття проглядається тенденція збільшення річної кількості опадів, особливо помітна після 30 років. Воно обумовлено аналогічними змінами в холодне півріччя і, перш за все, у зимовий сезон. Вклад теплого півріччя може відсутній, а влітку має навіть зворотній характер.

### **3.5 Імовірнісні характеристики опадів**

Для повноцінного задоволення запитів практики необхідно знати не тільки середні і граничні значення досліджуваної величини, але і відомості про можливі її відхилення від середнього рівня, що мають різну періодичність або забезпеченість. Значення метеорологічних величин заданої ймовірності або забезпеченості зазвичай називають імовірнісними характеристиками.

Це важливі характеристики будь-якої величини, в тому числі і метеорологічної, тому що дають можливість оцінити ймовірність її появи в різних межах, а також вище або нижче певного значення. Такі характеристики можуть бути отримані, якщо є можливість апроксимувати ряди одним з теоретичних законів розподілу. Законом розподілу випадкової величини називають різні співвідношення між можливими значеннями випадкової величини і її ймовірностями.

Підібравши закон розподілу можемо отримати вичерпну характеристику досліджуваного випадкового процесу, а також правильно тлумачити зміст того чи іншого статистичного показника і на цій основі методичне виправдано організувати вивчення гідрометеорологічних особливостей регіону, що досліджується.

Можна сказати, що якщо до ряду будь-якої величини є можливість підібрати закон розподілу, то ми отримуємо в результаті цього про неї найбільш повну інформацію. Крім того, оцінки параметрів, отримані на основі вибірки, є достовірною її характеристикою і з певним ступенем ймовірності наближаються до параметрів генеральної сукупності.

У більшості випадків закони розподілу гідрометеорологічних величин неможливо виявити апіорно, а тільки шляхом аналізу відомих фізичних особливостей. Вид розподілу і його параметри визначаються в результаті статистичної обробки експериментальних даних, тобто безпосередніх спостережень над метеорологічною величиною.

Статистична обробка полягає у використанні методу групування величин ряду, при якому всі безліч значень випадкової величини поділяється на ряд непересічних часткових інтервалів, для яких визначається число величин, що потрапляють у відповідний інтервал. Згрупований ряд представляє собою емпіричний розподіл випадкової величини, по вигляду якого можна попередньо судити, тобто висунути гіпотезу, про закон розподілу.

Емпіричний розподіл рядів тривалості кількості опадів дає можливість зробити припущення, що вони можуть бути апроксимованого або нормальним розподілом або одним з видів кривих Пірсона.

Нормальний закон описується виразом:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_x} \exp\left\{-\frac{(x - m_x)^2}{2\sigma_x^2}\right\}. \quad (3.19)$$

Для визначення типу розподілу за Пірсоном використовується параметр  $\alpha$ :

$$\alpha = -\frac{r_3^2(S+2)^2}{16(S+1)}, \quad (3.20)$$

де

$$S = \frac{6(r_4 - r_3^2 - 1)}{3r_3^2 - 2r_4 + 6}. \quad (3.21)$$

При його значеннях в межах  $-\infty < \alpha < \infty$  може передбачати III тип розподілу Пірсона.

Третій тип розподілу Пірсона має вигляд:

$$\tilde{m}_i = \tilde{m}_0 \left(1 + \frac{z_i}{l'}\right)^p e^{-pz_i/l'}. \quad (3.22)$$

Параметри цього розподілу ( $p$ ,  $l'$ ,  $\tilde{m}_0$ ) розраховуються за формулами (4.6), (4.7), (4.8):

$$p = \frac{4}{r_3^2} - 1 \quad (3.23)$$

$$l' = \sigma \left( \frac{2}{r_3} - \frac{r_3}{2} \right) \quad (3.24)$$

$$\tilde{m}_0 = \frac{n}{l' (e^p \Gamma(p+1))} \quad (3.25)$$

Апроксимація була виконана за даними за 64-річного періоду для рядів кількості опадів річного, періодного і сезонного розрішення.

Розрахунки теоретичних частот і оцінка їх узгодженості проведені за допомогою комплексного програмного забезпечення. Приклад оцінки цієї узгодженості надано в таблиці 3.5 і на рис. 3.23, 3.24.

Таблиця 3.5 – Розрахунки критерію Пірсона  $\chi^2$  на основі вибірки місячної кількості опадів. Одеса. Рік

$M_i$	$M_i$	$M_i - M_i$	$(M_i - M_i)$	$(M_i - M_i) / M_i$
8	5,467	2,53	6,42	1,17
5	8,388	-3,39	11,48	1,37
11	11,838	-0,84	0,70	0,06
17	12,035	4,96	24,65	2,05
6	9,105	-3,10	9,64	1,06
9	8,528	0,47	0,22	0,03

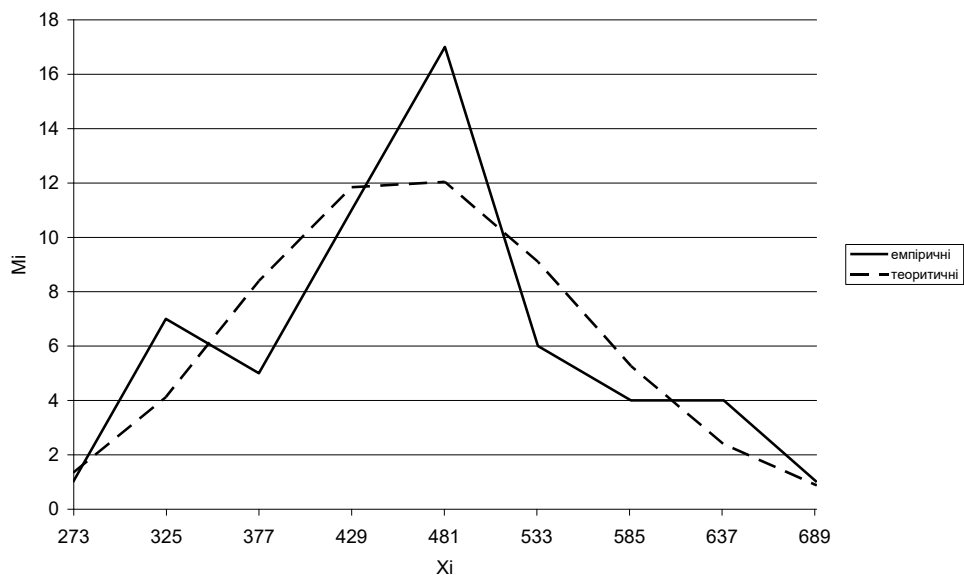


Рисунок 3.23 – Полігони розподілу емпіричних  $m_i$  (-) та теоретичних  $m_i$  (--) частот розподілу Пірсона III-го типу місячної кількості опадів. Одеса. Рік

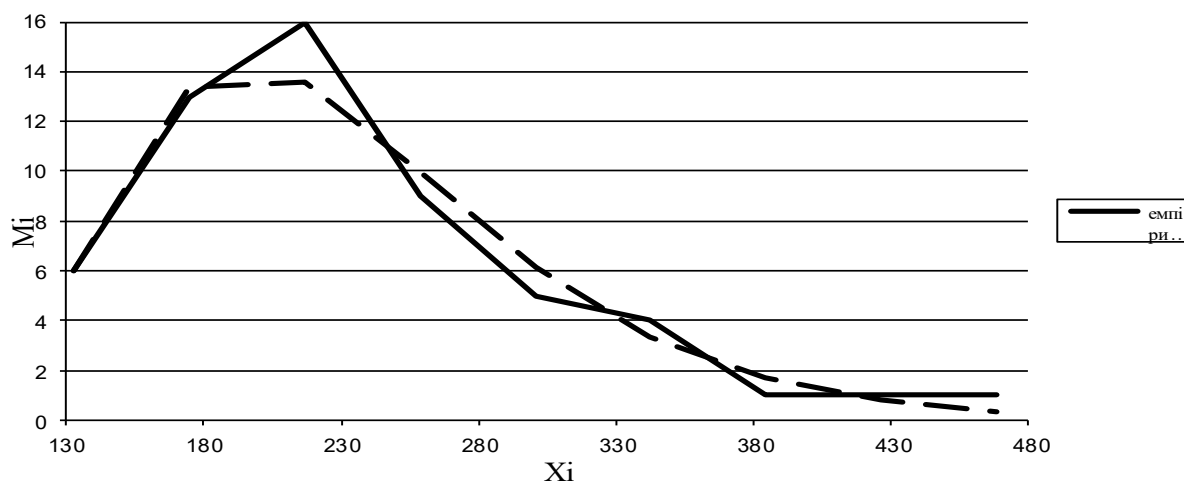


Рисунок 3.24 – Полігони розподілу емпіричних  $m_i$  (-) та теоретичних  $m_i$  (--) частот розподілу Пірсона III-го типу місячної кількості опадів. Теплий період. Одеса

На основі розрахункових теоретичних частот визначені диференційні повторюваності і розраховані інтегральні повторюваності, які були використані для побудови кривої інтегрального розподілу (кривої забезпеченості) річної кількості опадів (Рис. 3.25).

Тобто, визначення імовірнісних характеристик зводяться до встановлення закону розподілу досліджуваної величини. На практиці ця робота виконується з допомогою емпіричних кривих інтегрального розподілу, побудованих розрахунковим або гістограмним методом.

Особливо це доцільно, коли в розпорядженні практика є клітчатка спрямовання, розроблені для даного теоретичного закону розподілу. Використавши клітчатку, призначені для закону Пірсона III типу було побудовано (гістограмним методом) криві інтегрального розподілу, які дають можливість визначити ймовірні характеристики кількості опадів різної забезпеченості таблиця 3.6.



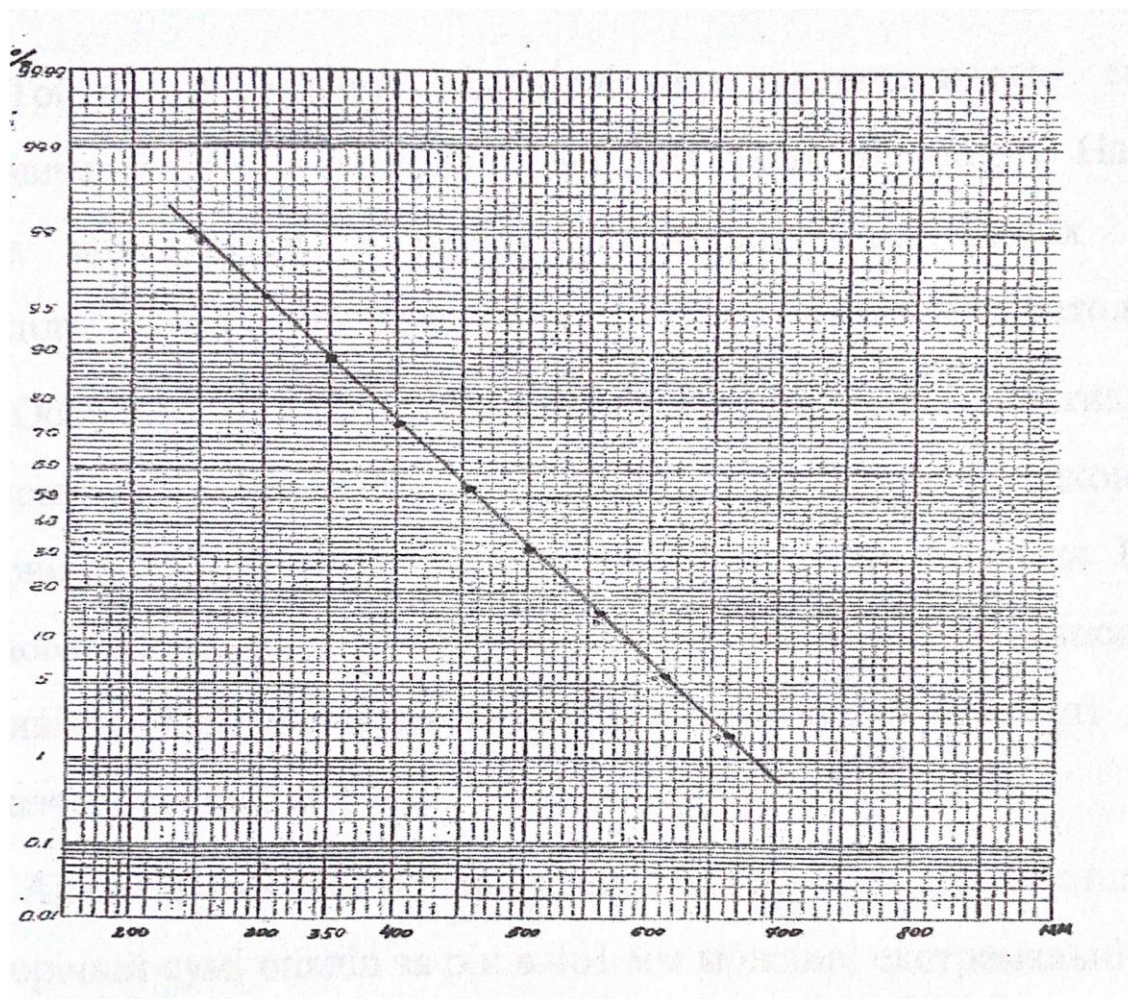


Рисунок 3.24 – Крива інтегрального розподілу кількості опадів за рік. Пірсон III типу. Одеса

Таблиця 3.6 – Ймовірнісні значення (мм) сум опадів різного часового розв'язання

Періоди	$X_{\text{ср}}$	max	Забезпеченість (%)											min
			5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	
Одеса														
Рік	502	716,0	610	580	540	505	480	455	440	400	380	350	310	246,5
Теплий	232	489,2	364	322	280	262	238	226	202	190	172	124	136	112,2
Весна	116	209,8	173	134	128	125	107	101	86	80	65	41	32	23,0
Літо	103	334,7	230	200	170	150	130	119	110	95	80	70	58	40,8

Аналіз даних цієї таблиці дозволяє з'ясувати, що на станції Одеса при багаторічній сумі опадів за рік в 502 мм можливі екстремальні ситуації, коли вони були занадто малими або занадто великими. Так, кожні 5 років (20%)

тут кількість опадів може перевищувати 540 мм, а кожні 10 - 20 років опади можуть бути вищими за 580 - 610 мм.

Однак, можливі і ситуації, коли кількість опадів може бути нижчою за її середнє значення. Так кожні 5 років (80%) вони можуть бути менше за 380 мм, а кожні 10 – 20 років (90-95%) – навіть менше за 240 – 350 мм.

В теплий період в Одесі кожні 5 років кількість опадів може перевищувати 280 мм, а кожні 10 – 20 років опади можуть сягати 322 – 364 мм. Не виключні випадки, коли кількість опадів кожні 5 років може бути 175 мм, а кожні 10 – 20 років нижче 124 – 136 мм.

## ВИСНОВКИ

Аналіз часових рядів сум опадів різного часового розв'язання в районі Одеси, розташованого в регіоні з нестійким режимом зволоження, на базі даних за 64 років з використанням різних методів дослідження дозволив зробити наступні висновки:

- режиму опадів в районі дослідження притаманні чітко виражені коливання не тільки від року до року, але й від одного періоду років до іншого. Тут виявлені різні за тривалістю відрізки часу з більш високим і більш низьким (у порівнянні з нормою) фоном опадів;

- проаналізовано ряди кількості опадів різного тимчасового рішення за період 64 роки та оцінено періодичність їх коливань. Визначено тенденцію зміни річних опадів та внесок у формування характеру цих змін опадів окремих піврічч, сезонів та місяців.

- встановлено, що у всіх досліджуваних часових рядах мають місце 2-3 статистично значущі амплітуди, яким у ряді річних опадів відповідають періоди коливань у 9 років. У лавах меншого тимчасового рішення таким амплітудам відповідають періоди коливань 2, 7, 11 років. Найменші періоди коливань виявлені у літній сезон (близько трьох років), а найбільші періоди можливі у травні та липні – 12 років).

- для річних опадів характерно поступове збільшення кількості від величин, що перевищують норму до 60-70 років ХХ-го століття. Надалі, до кінця ХХ-го століття спостерігається тенденцію їх зменшення при загальному перевищенні норми за кількістю; з наступним помітнішим зростанням на початку ХХІ-го століття

- характер часового розподілу кількості опадів в холодне півріччя достатньо добре узгоджується з розподілом, який виявлено в річних сумах опадів: Їх поступове, але стійке зростання починається з середини 50-х до середини 60-х років ХХ-го століття. У це дуже неоднорідне десятиліття опади були значно вищими за норму. Звідси остаточно століття позначається

тенденція їх зменшення. Але загалом століття переважає тренд збільшення опадів від середини остаточно століття; як і у річному ході опадів на початку XXI-го століття спостерігається різкий стрибок кількості опадів.

- складніше визначається узгодженість між годинним розподілом фактичних річних опадів та їх кількістю за тепле півріччя, що підтверджується і нижчим значенням коефіцієнта кореляції (0,76-0,78). Це вказує на розбіжності у характері тимчасових змін опадів холодного та теплого півроку та їх різний внесок у часовий розподіл річних опадів упродовж минулого століття та на початок нинішнього сторіччя.

- відсутність повної синхронності у часовому розподілу опадів за півріччями (інколи вони навіть протифазні) говорить про більш складний характер впливу змін опадів в тепле півріччя на розподіл річних опадів;

- характер тимчасових змін опадів у весняний та літній сезони різний: незначне їх збільшення має місце навесні, і різкіше збільшення опадів спостерігається до кінця досліджуваного періоду влітку.

- оцінка трендової складової процесу вказує на загальну тенденцію збільшення річної кількості опадів протягом XX-го та на початку-го століть. Швидкість цих змін у період дослідження становила за фактичними даними протягом року - 203 мм. Ці зміни обумовлені, головним чином, аналогічними змінами в холодне півріччя при швидкості змін 109 мм, основний внесок зміни кількості опадів восени - 84мм за 64 роки, тоді як взимку швидкість зміни становить всього 24мм. Швидкість зміни кількості опадів за тепле півріччя становила 101 мм за період дослідження, основний внесок у ці зміни внесла швидкість зміни літніх опадів, що склала 70 мм, тоді як навесні зміни відбувалися повільніше – 31 мм за період дослідження.

Таким чином, у магістерській роботі підтвердилася думка щодо тенденції збільшення річної кількості опадів за останнє століття та на початку нинішнього століття у південному регіоні України. Воно зумовлене, насамперед, збільшенням кількості опадів у холодне півріччя, зокрема в осінній сезон; для теплого півріччя і особливо весняного сезону ця тенденція проявляється слабо.

## ПЕРЕЛИК ПОСІЛАНЬ

1. Волощук В.М., Бойченко С.Г., Степаненко С.М., Бортник С.Ю., Шищенко П.Г. Глобальне потепління і клімат України. – Київ: КНУ, 2002. – 116 с.
2. Барабаш М.Б., Гребенюк Н.П. Зміни клімату в Україні на початку ХХІ ст. // Матеріали міжнародної конференції “Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища – 2002”. – Одеса, 2003. – С. 37-42.
3. Барабаш М.Б. Дослідження змін та коливань опадів на рубежі ХХ і ХХІ ст. в умовах потепління глобального клімату / М.Б. Барабаш, Т.В. Корж, О.Г. Татарчук // Наук. праці УкрНДГМІ. – Вип. 253. – К.: Ніка-Центр. – 2004. – С. 92-102.
4. Клімат України. За ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. 5. Київ: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
6. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє десятиріччя (1986–2005 рр.) /За ред. В.М.Ліпінського, В.І.Осадчого, В.М.Бабіченко. – К.: Ніка–Центр, 2006. – 312 с.
7. Климат и опасные гидрометеорологические явления Крыма //Под ред. Логвинова К.Т., Барабаш М.Б.Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 317 с
8. Мартазінова В. Ф., Свердлик Т. О. Зміни великомасштабної атмосферної циркуляції повітря протягом ХХ ст. та її вплив на погодні умови і регіональну циркуляцію повітря в Україні / // Укр. геогр. журн. - 2001. - № 2. – С. 28-34.
9. Врублевська О.О., Катеруша Г.П. Прикладна кліматологія. Конспект лекцій. – Дніпропетровськ: «Економіка», 2005. – 131 с.
- 10.Школьний Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації. – Одеса, 1999. – 600 с.

11. Врублевська О.О., Катеруша Г.П., Миротворська Н.К. Кліматологічна обробка окремих метеорологічних величин. Одеса: ТЕС, 2004. – 150 с.
12. URL: <https://public.wmo.int/ru/media> (дата звернення 01.12.2021)
13. URL: <https://www.dw.com/ru/globalnoe-poteplenie-prosto-kapriz-prirody-faktcheking-dw/a-58082188> (дата звернення 10.12.2021)