

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: «Динаміка режиму опадів на півдні України»

Виконав:

студент 2 курсу гр. МЗК-19
спеціальність «103 – Науки про Землю»
Штембуляк Олександр Русланович

Керівник к.геогр.н., доцент

Волошина Олена Вікторівна

Рецензент к.геогр.н., доцент

Коваленко Людмила Борисівна

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет _____ Гідрометеорологічний інститут _____
Кафедра _____ Метеорології та кліматології _____
Рівень вищої освіти _____ магістр _____
Спеціальність _____ 103 «Науки про Землю» _____
(шифр і назва)
Освітня програма _____ Кліматологія _____

ЗАТВЕРДЖУЮ
Завідувач кафедри
_____ Прокоф'єв О.М.
"26" жовтня 2020 року

ЗАВДАННЯ

НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

_____ Штембуляку Олександрю Руслановичу _____

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи _____ Динаміка режиму опадів на півдні України _____

керівник роботи _____ Волошина Олена Вікторівна к.геогр.н., доц.,
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом закладу вищої освіти від "16" жовтня 2020 року №124-С

2. Строк подання студентом роботи _____ 7 грудня 2020 р. _____

3. Вихідні дані до роботи: багаторічні дані кліматичних довідників різних років видання та дані фактичних спостережень за опадами станції Миколаїв за період 1953-2015 рр., ресурси Internet системи. _____

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) 1) Огляд і систематизація наукової літератури за напрямком дослідження. 2) Формування архіву вихідних даних кількості опадів 1953-2015 рр. на території Миколаївської області. 3) Оцінка часового розподілу кількості опадів різного часового розв'язання; 4) Дослідження закону розподілу кількості опадів різного часового розв'язання; 5) Визначення ймовірнісних характеристик кількості опадів; 6) Визначення рівняння трендової складової змін у режимі опадів.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)
- таблиці статистичних характеристик кількості опадів для різних періодів;
- графіки розподілу фактичних та згладжених рядів сум опадів різного часового розв'язання;
- графіки кривих інтегрального розподілу кількості опадів.

6. Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв

7. Дата видачі завдання 26 жовтня 2020 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Огляд наукової літератури за темою дослідження.	26.10.2020		
	Складання теоретичної частини роботи.	03.11.2020	80	добре
2	Вибір вихідних даних з архіву та з оперативної метеорологічної інформації. Пошук додаткової інформації в мережі Internet.	10.11.2020	80	добре
	Розрахунок статистичних характеристик режиму опадів. Складання графіків розподілу опадів.	15.11.2020	70	задовільно
3	Рубіжна атестація	17.11.2020	77	добре
	Оцінка часового розподілу кількості опадів різного часового розв'язання			
4	Визначення ймовірнісних характеристик кількості опадів. Визначення рівняння трендової складової змін у режимі опадів	1.12.2020	70	задовільно
	Складання висновків. Кінцеве редагування тексту. Підготовка до захисту кваліфікаційної магістерської роботи.	12.12.2020	75	добре
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		75	добре

Студент _____ Штембуляк О.Р.
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____ Волошина О.В.
(підпис) (прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Тема магістерської кваліфікаційної роботи "Динаміка режиму опадів на півдні України"

Автор: Штембуляк Олександр Русланович

Актуальність. Актуальність теми визначається необхідністю дослідження часових змін в режимі опадів на території України в світлі сучасних кліматичних змін.

Мета дослідження – дослідження динаміки режиму опадів на півдні України у другій половині ХХ-го століття і на початку ХХІ-го століття.

Відповідно до поставленої мети було розв'язано такі **задачі**:

- розраховано статистичних характеристик кількості опадів на станції Миколаїв;
- проаналізовано динаміку режиму опадів на станції Миколаїв за різні періоди: місяці, сезони, півріччя;
- встановлено закон розподілу кількості опадів за різні періоди;
- визначені імовірнісні характеристики кількості опадів різної забезпеченості.

Об'єкт дослідження: режим опадів на півдні України.

Предмет дослідження: місячна кількість опадів на станції Миколаїв.

Методи дослідження: фізико-статистичний та кліматичний аналіз.

Наукова новизна отриманих результатів полягає в комплексному статистичному дослідженні часових особливостей режиму опадів на півдні України в умовах змін глобального клімату.

Практичне значення отриманих результатів. Застосовані принципи статистичного дослідження та одержані результати можуть бути використані для складання довгострокових прогнозів режиму опадів з урахуванням глобальної зміни клімату на півдні України.

Структура і обсяг роботи: магістерська робота в обсязі 68 сторінок складається з вступу, 4 розділів, висновків, переліку посилань з 15 джерел та одного додатка і містить 25 рисунків та 6 таблиць.

Перелік ключових слів: режим опадів, часові зміни, періодичність, тренд, закон розподілу.

ANNOTATION

Theme of master's qualification work: "Dynamics of precipitation mode in the south of Ukraine"

Author: Shtembulyak Olexander

Relevance. The relevance of the topic is determined by the need to study temporal changes in the precipitation mode in Ukraine in the light of modern climate change.

The purpose of the study - study the dynamics of precipitation in the south of Ukraine in the second half of the XX century and at the beginning of the XXI century.

The following objectives have been achieved in accordance with **the objective:**

- statistical characteristics of the amount of precipitation at the station Mykolayiv were calculated;
- the dynamics of the precipitation mode at the Mykolayiv station for different periods were analyzed: months, seasons, half-years;
- the law of distribution of precipitation for different periods is established;
- the probabilistic characteristics of the amount of precipitation of different security are determined.

Object of research: precipitation mode in the south of Ukraine.

Subject of research: monthly amount of precipitation at the station Nikolaev.

Research methods: physical-statistical and climatic analysis.

The scientific novelty of the obtained results lies in a comprehensive statistical study of the temporal features of the precipitation mode in the south of Ukraine in the conditions of global climate change.

The practical significance of the results. The applied principles of statistical research and the obtained results can be used to make long-term forecasts of the precipitation mode taking into account global climate change in the south of Ukraine.

Structure and scope of work: 69-page master's thesis consists of an introduction, 4 sections, conclusions, a list of references from 15 sources and one appendix and contains 25 pictures and 6 tables.

Keywords: precipitation mode, temporary changes, periodicity, trend, distribution law.

ЗМІСТ

	Вступ	3
1	АНТРОПОГЕННІ ЗМІНИ КЛІМАТУ	4
	1.1 Загальні положення	4
	1.2 Природні зміни клімату	6
	1.3 Антропогенні зміни клімату	10
2	ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕННЯ	13
	2.1 Особливості рельєфу і орографії	13
	2.2 Основні кліматоутворювальні фактори	15
3	ВИХІДНІ ДАНІ І МЕТОДИ ЇХ ОБРОБКИ	18
	3.1 Характеристика вихідних даних	18
	3.2 Методи визначення основних кліматичних показників	20
	3.3 Кореляційний метод дослідження зв'язку між випадковими величинами	23
	3.4 Методи дослідження закону розподілу метеорологічних величин і визначення імовірнісних характеристик клімату	30
4	ОЦІНКА ЧАСОВОЇ МІНЛИВОСТІ РЯДІВ КІЛЬКОСТІ ОПАДІВ РІЗНОГО ЧАСОВОГО РОЗРІШЕННЯ	32
	4.1 Часова мінливість кількості опадів різного часового розрішення	32
	4.2 Динаміка змін кількості опадів різного часового розрішення	34
	4.3 Імовірнісні характеристики опадів	52
	ВИСНОВКИ	59
	ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ	61
	ДОДАТОК	

Вступ

Зміни клімату, які, перш за все, проявляються в зміни температурного режиму планети Земля: відбувається глобальне потепління і трансформація поля температури. Як наслідок цих змін спостерігаємо і трансформацію поля опадів. Але якщо в питанні змін температурного режиму всі прийшли до єдиної думки про зростання температури повітря, то щодо змін опадів, як одного з показників режиму зволоження, однозначної точки зору поки не існує: в деяких регіонах Земної кулі вони значно підвищились, а в деяких – помітно зменшилися. Це призвело до появи таких катастрофічних явищ, як повені та зсуви, які порушили умови життєдіяльності та побуту багатьох мешканців Земної кулі, і не тільки в Південно-східній Азії, але і в Україні. З другого боку, зменшення кількості опадів, особливо в тепле півріччя при значному підвищенню температури повітря сприяє розповсюдженню такого надзвичайного явища, як пожежі. Тому дослідження часових змін в режимі температури і опадів саме на території України не перестає буди *актуальним*.

Метою даної роботи є дослідження динаміки часового поля опадів у Причорноморській зоні України в другій половині XX-го і на початку XXI-го століття.

Магістерська робота складається з вступу, чотирьох розділів, висновків, переліку посилань і додатків. У вступі формуються мета і задачі проекту. Перший розділ містить у собі загальну інформацію про характеристику змін клімату. Другий розділ складається з фізико-географічної характеристики району дослідження. У третьому розділі приведені загальні відомості вихідних даних і методи їх обробки. У четвертому розділі проаналізована оцінка часової мінливості рядів кількості опадів різного часового розрешення. У висновках представлені результати виконаної роботи. Перелік посилань складається з 15 джерел. У додатках наведені допоміжні матеріали.

1 АНТРОПОГЕННІ ЗМІНИ КЛІМАТУ

1.1 Загальні положення

Вплив людини на клімат почав проявлятися кілька тисяч років тому у зв'язку з розвитком землеробства. У багатьох районах для обробки землі знищувалася лісова рослинність, що призвело до збільшення швидкості вітру біля земної поверхні, деякої зміни режиму температури та вологості нижнього шару повітря, а також до зміни режиму вологості ґрунту, випаровування і річкового стоку. У порівняно сухих районах знищення лісів часто супроводжується посиленням пилових бурь і руйнуванням ґрунтового покриву, помітно змінюються природні умови на цих територіях.

Істотний вплив на опади може давати повне знищення рослинного покриву на деякій території, що неодноразово відбувалося в результаті господарської діяльності людини, такі випадки мали місце після вирубки лісів у гірських районах зі слабо розвинутим ґрунтовим покривом. Аналогічне становище виникає в деяких областях сухих степів, де природний рослинний покрив, знищений внаслідок необмеженого випасу сільськогосподарських тварин, не відновлюється, у зв'язку з цим ці області перетворюються в пустелі.

Оскільки земна поверхня без рослинного покриву сильно нагрівається сонячною радіацією, відносна вологість повітря над нею зменшується, що підвищує рівень конденсації і може зменшити кількість опадів, що випадають.

Ще одним шлях впливу діяльності людини на клімат пов'язаний із застосуванням штучного зрошення. У посушливих районах зрошення використовується протягом багатьох тисячоліть. При застосуванні зрошення різко змінюється мікроклімат зрошуваних полів. Через значне збільшення витрат тепла на випаровування знижується температура земної поверхні, що призводить до зниження температури і підвищення відносної вологості нижнього шару повітря [2].

Інші види діяльності людини в минулому не зробили помітного впливу на метеорологічний режим великих просторів, в зв'язку з цим до недавнього часу кліматичні умови на нашій планеті в основному визначалися природними факторами. Таке становище почало змінюватися в середині ХХ-го ст. із-за швидкого зростання чисельності населення і особливо через прискорення загального розвитку техніки та енергетики.

В останні роки отримані дані про те, що сучасна господарська діяльність людини впливає не лише на місцеві кліматичні умови окремих районів, але й на клімат нашої планети в цілому. Одним з головних чинників такого впливу є зміна кількості вуглекислого газу в атмосфері.

Припущення про те, що в результаті спалювання великої кількості вугілля, нафти та інших видів палива, маса вуглекислого газу в атмосфері почала збільшуватися, висловлювалося ще в першій половині минулого століття. Проте лише в 50-х роках було розпочато систематичні спостереження за атмосферою вуглекислою на ряді станцій, що дозволило кількісно оцінити зростання концентрації вуглекислоти.

Ці спостереження показали, що поряд з помітним річним ходом концентрації вуглекислоти в земній поверхні (зменшення концентрації вуглекислоти влітку у зв'язку з фотосинтезом) існує чітка тенденція зростання концентрації від року до року.

В атмосфері затримується приблизно половина вуглекислого газу, що створюється в результаті діяльності людини. Друга половина цієї кількості, мабуть, поглинається океаном і живими організмами.

Обумовлене господарською діяльністю людини збільшення концентрації вуглекислоти, могло підвищити середню глобальну температуру на поверхні Землі на $0,2^{\circ}\text{C}$. Ця величина, не є малою в порівнянні з тими коливаннями клімату, які відбувалися протягом останнього століття. Таким чином, ймовірно, що спалювання різних видів палива має певний вплив на сучасні кліматичні умови [1].

Розвиток міст, селищ, кар'єрів викликає істотні змінення мікроклімату. Сукупність міст густонаселеного промислового району впливає на клімат, а вплив забруднення атмосфери і природного середовища простежується до сотень кілометрів. Це визвано чотирма групами факторів:

- 1) прямими викидами тепла і зміненням радіаційного режиму;
- 2) викидами газів, твердих і рідких димових частинок, утворюваних головним чином за рахунок роботи промисловості, а також комунікаційних установ, транспорту;
- 3) зі зміною теплового балансу, головним чином за рахунок зменшення випаровування через малу проникність для води діяльної поверхні (тверді покриття вулиць, дахи будинків), сприяє більш швидкому стоку води, що частково може компенсуватися поливанням вулиць або штучним зрошення рослинності в пустельних районах, у меншій мірі значно більшою теплопровідністю тих же покриттів, стін будівель, дахів;
- 4) штучно створюється за рахунок міської забудови пересічності місцевості при більшій частці вертикальних поверхонь, що відрізняють міста від природного рельєфу, це призводить, зокрема, до взаємного затінення будинків улоговинними кар'єрів на фоні рівнинного рельєф [6].

1.2 Природні зміни клімату

В останні роки проблема клімату отримала, нарешті, чітке фізико-математичне формулювання, як проблема статистичної гідродинаміки атмосфери в її взаємодії з океаном і континентами: «Клімат – це статистичний ансамбль станів, які проходить система океан-суша-атмосфера за період часу кілька десятиліть». Ця система отримала назву кліматична система, яка в більш розгорнутому виді складається з атмосфери, гідросфери, літосфери, кріосфери і біосфери. Якщо поняття погоди, під яким зазвичай розуміють

миттєвий стан атмосфери і який характеризується набором значень метеорологічних елементів у цьому місці й у даний момент, поширюється на океан і сушу, то тоді погоду можна визначити як миттєвий стан системи океан-суша-атмосфера. Цей стан характеризується набором глобальних полів цілого ряду характеристик морської води, атмосферного повітря, поверхні Землі і верхнього шару ґрунту. На поверхні Землі необхідно знати потоки тепла і термодинамічно активні домішки (перш за все випаровування і опади), наявність сніжного і льодового покривів та їх товщину, для суші, крім цього, характер рослинності, вологість ґрунту, стік вологи [2].

Фізичні механізми, що визначають зовнішній вплив на кліматичну систему, а також основні взаємодії між ланками кліматичної системи, називають кліматоутворювальними факторами. Їх можна розділити на дві групи. До першої з них, слід віднести зовнішні кліматоутворювальні фактори. Вони обумовлюють енергетичний вплив на кліматичну систему. Другу групу складають фактори, що характеризують властивості самої кліматичної системи. Це внутрішні кліматоутворювальні фактори.

Зовнішні чинники, у свою чергу, можна розділити на дві групи. У першу включають астрономічні фактори – світимість Сонця, положення орбіти Землі в Сонячній системі і характеристики орбітального руху Землі, нахил його осі обертання до площі орбіти і швидкість обертання навколо осі. Від цих факторів залежить, по-перше, розподіл сонячної енергії, що надходить на верхню границю атмосфери Землі, по-друге, гравітаційний вплив Сонця та інших планет Сонячної системи, а також Місяця. Останнє, змінюючись у часі, створює припливи і відливи, коливання характеристик орбітального руху і власного обертання Землі, що призводить до коливань енергії, що надходить від Сонця на верхню границю атмосфери. Певну роль відіграє і зовнішнє магнітне поле. Друга група кліматоутворюючих чинників включає в себе так звані геофізичні чинники, пов'язані з властивостями Землі як планети. Деякі з них впливають на кліматичну систему в цілому (в кожній її точці), інші

визначають умови (потоки властивостей і субстанцій) на нижній границі. До цих факторів належать розміри і маса планети, швидкість обертання навколо осі, власне гравітаційне і магнітне поля, внутрішні джерела тепла, властивості поверхні планети, які визначають її взаємозв'язок з атмосферою [5].

Істотним кліматоутворюючим фактором даної групи є швидкість обертання Землі навколо осі. Від швидкості обертання залежить відхилення форми землі від кулястої, вона впливає на гравітаційне поле. Внаслідок обертання Землі багато метеорологічних елементів відчують добові коливання завдяки зміні припливу сонячного тепла. Температура повітря, що нагрівається від підстильної поверхні, змінюється з деяким запізненням по відношенню до зміни інсоляції. Добові коливання атмосферного тиску відбуваються в основному в результаті атмосферних припливів, також пов'язаних з добовим рухом Землі. Добові зміни інших метеорологічних величин, таких як вологість, хмарність, вітер пов'язані з добовими коливаннями основних величин.

Іншим важливим фактором, є неоднорідність властивостей підстильної поверхні. Підстильна поверхня входить в систему, якою визначено поняття клімату, але її стан робить істотний вплив на іншу складову атмосферу, по відношенню до якої підстильну поверхню можна розглядати як нижню границю.

Відмінності у властивостях поверхні океанів і суші призводять до такого явища, як циркумконтинентальність, тобто зміна кліматичних характеристик у напрямку, поперечному кордонів материків. Особливо яскраво це виявляється над масивними і ізольованими блоками суші, тобто з віддаленням вглиб материка посилюється континентальність клімату, збільшуються річні і добові амплітуди температури повітря, зменшується відносна вологість і хмарність влітку і в день, зменшується кількість опадів, а їх випадіння стає нерегулярним.

Таким чином, розподіл океанів і материків, які володіють настільки різними властивостями, що визначають потоки імпульсу, тепла і термодинамічне активних домішок, істотним чином впливають на клімат Землі, викликаючи відхилення від широтної зональності, роблячи його більш м'яким, або більш континентальним [2].

Клімат Землі залежить від характеристик кожної з ланок кліматичної системи, і в першу чергу від характеристик атмосфери і гідросфери. Головними метеорологічними кліматоутворювальними факторами є маса і хімічний склад атмосфери.

Маса атмосфери визначає її механічну і теплову інерцію, її можливості як теплоносія, здатного передавати тепло від нагрітих областей до охолоджених. Без атмосфери на Землі існував би "місячний" клімат, тобто клімат променистої рівноваги.

Атмосферне повітря являє собою суміш газів, одні з яких мають майже постійну концентрацію, інші – змінну. Крім того, в атмосфері містяться різні рідкі й тверді аерозолі, які також мають істотне значення у формуванні клімату [5].

Основними складовими атмосфери є азот, кисень та аргон. Хімічний склад атмосфери залишається постійним приблизно до 100 км, вище починає діяти гравітаційне розподілення газів і відносний вміст більш легких газів збільшується.

Для клімату особливо важливі змінні за змістом термодинамічне активних домішок. Яскравий приклад термодинамічне – активних домішок - вода в атмосфері. Водяна пара вносить відчутний внесок у щільність повітря і стратифікацію атмосфери. Вона здатна конденсуватися (або сублимувати) на наявних в атмосфері частинках (ядрах), утворюючи хмари і тумани, а також виділяючи велику кількість тепла. Водяна пара, і особливо хмарність, різко впливають на потоки короткохвильового і довгохвильового випромінювання в атмосфері. Водяна пара обумовлює і парниковий ефект, тобто здатність

атмосфери пропускати сонячну радіацію і поглинати теплове випромінювання підстильної поверхні. Завдяки цьому температура в атмосфері зростає з глибиною. В хмарах може мати місце колоїдна нестійкість, що викликає коагуляцію хмарних частинок і випадіння опадів.

Іншою важливою термодинамічно активною домішкою є вуглекислий газ, або двоокис вуглецю. Він вносить істотний внесок у парниковий ефект, поглинаючи і перевипромінюючи енергію довгохвильової радіації.

Вплив твердих штучних і природних аерозолів, що містяться в атмосфері ще не досить добре вивчено. Джерелами твердих аерозолів на Землі є пустелі та напівпустелі, області активної вулканічної діяльності, а також промисловорозвинуті райони [2].

1.3 Антропогенні зміни клімату

Вплив людини на клімат почав проявлятися кілька тисяч років тому у зв'язку з розвитком землеробства. У багатьох районах для обробки землі знищувалася лісова рослинність, що призвело до збільшення швидкості вітру біля земної поверхні, деякої зміни режиму температури та вологості нижнього шару повітря, а також до зміни режиму вологості ґрунту, випаровування і річкового стоку. У порівняно сухих районах знищення лісів часто супроводжується посиленням пилових бурь і руйнуванням ґрунтового покриву, помітно змінюються природні умови на цих територіях.

Істотний вплив на опади може давати повне знищення рослинного покриву на деякій території, що неодноразово відбувалося в результаті господарської діяльності людини, такі випадки мали місце після вирубки лісів у гірських районах зі слабо розвинутим ґрунтовим покривом. Аналогічне становище виникає в деяких областях сухих степів, де природний рослинний

покрив, знищений внаслідок необмеженого випасу сільськогосподарських тварин, не відновлюється, у зв'язку з цим ці області перетворюються в пустелі.

Оскільки земна поверхня без рослинного покриву сильно нагрівається сонячною радіацією, відносна вологість повітря над нею зменшується, що підвищує рівень конденсації і може зменшити кількість опадів, що випадають.

Ще одним шлях впливу діяльності людини на клімат пов'язаний із застосуванням штучного зрошення. У посушливих районах зрошення використовується протягом багатьох тисячоліть. При застосуванні зрошення різко змінюється мікроклімат зрошуваних полів. Через значне збільшення витрат тепла на випаровування знижується температура земної поверхні, що призводить до зниження температури і підвищення відносної вологості нижнього шару повітря.

Інші види діяльності людини в минулому не зробили помітного впливу на метеорологічний режим великих просторів, в зв'язку з цим до недавнього часу кліматичні умови на нашій планеті в основному визначалися природними факторами. Таке становище почало змінюватися в середині ХХ ст. із-за швидкого зростання чисельності населення і особливо через прискорення загального розвитку техніки та енергетики.

В останні роки отримані дані про те, що сучасна господарська діяльність людини впливає не лише на місцеві кліматичні умови окремих районів, але й на клімат нашої планети в цілому. Одним з головних чинників такого впливу є зміна кількості вуглекислого газу в атмосфері [6].

Припущення про те, що в результаті спалювання великої кількості вугілля, нафти та інших видів палива, маса вуглекислого газу в атмосфері почала збільшуватися, висловлювалося ще в першій половині минулого століття. Проте лише в 50-х роках було розпочато систематичні спостереження за атмосферною вуглекислою на ряді станцій, що дозволило кількісно оцінити зростання концентрації вуглекислоти.

Ці спостереження показали, що поряд з помітним річним ходом концентрації вуглекислоти в земній поверхні (зменшення концентрації

вуглекислоти влітку у зв'язку з фотосинтезом) існує чітка тенденція зростання концентрації від року до року.

В атмосфері затримується приблизно половина вуглекислого газу, що створюється в результаті діяльності людини. Друга половина цієї кількості, мабуть, поглинається океаном і живими організмами.

Обумовлене господарською діяльністю людини збільшення концентрації вуглекислоти, могло підвищити середню глобальну температуру на поверхні Землі на $0,2^{\circ}\text{C}$. Ця величина, не є малою в порівнянні з тими коливаннями клімату, які відбувалися протягом останнього століття. Таким чином, ймовірно, що спалювання різних видів палива має певний вплив на сучасні кліматичні умови.

Розвиток міст, селищ, кар'єрів викликає істотні змінення мікроклімату. Сукупність міст густонаселеного промислового району впливає на клімат, а вплив забруднення атмосфери і природного середовища простежується до сотень кілометрів. Це визвано чотирма групами факторів:

- 1) прямими викидами тепла і зміненням радіаційного режиму;
- 2) викидами газів, твердих і рідких димових частинок, утворених головним чином за рахунок роботи промисловості, а також комунікаційних установ, транспорту;
- 3) зі зміною теплового балансу, головним чином за рахунок зменшення випаровування через малу проникність для води діяльної поверхні (тверді покриття вулиць, дахи будинків), сприяє більш швидкому стоку води, що частково може компенсуватися поливанням вулиць або штучним зрошення рослинності в пустельних районах, у меншій мірі значно більшою теплопровідністю тих же покриттів, стін будівель, дахів;
- 4) штучно створюється за рахунок міської забудови пересічності місцевості при більшій частці вертикальних поверхонь, що відрізняють міста від природного рельєфу, це призводить, зокрема, до взаємного затінення будинків улоговинними кар'єрів на фоні рівнинного рельєфу [6].

2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕННЯ

2.1 Особливості рельєфу і орографії

Основний об'єкт дослідження в роботі – режим опадів на території Миколаївської області. 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.

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 пониженнях – 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 [3-9].

Миколаївська область розміщена на півдні України, в басейні нижньої течії річки Південний Буг. На півночі вона межує з Кіровоградською, на північному сході – з Дніпропетровською, на сході і південному сході – з Херсонською, на південному заході, заході і північному заході – з Одеською областями. На півдні область омивається водами Чорного моря. За особливістю природних умов область розташована в межах двох фізико-географічних зон лісостепової (Кривоозерський і західна половина Первомайського району) і степової (решта території). Площа області – 24,6 тис.км².

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 Миколаївської 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 Миколаїва 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/м², що говорить про значні її енергетичні ресурси. В зимові місяці вона не перевищує 460 мДж/м², суттєво збільшується до червня-липня (до 1500 мДж/м²).

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/м²; взимку він від'ємний (– 80 мДж/м²). Влітку він досягає свого максимуму – до 1200 мДж/м² на крайньому півдні. В перехідні сезони радіаційний баланс суттєво відрізняється: восени він майже втричі менше, ніж весною, що визначається рядом астрономічних факторів [6].

Має місце яскраво виражений річний хід прямої сонячної радіації з максимумом у липні і мінімумом в грудні. Прихід тепла навесні 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 в першу 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 досліджуваною 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 [8].

Влітку земна поверхня в південних районах сильно прогрівається. Розташування більш холодного Чорного моря сприяє збільшенню термічних і баричних градієнтів і сприяє 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 переміщаються 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 [9].

3. ВИХІДНІ ДАНІ І МЕТОДИ ЇХ ОБРОБКИ

3.1 Характеристика вихідних даних

Для вирішення поставлених у роботи завдань використовувалися дані спостережень за опадами на станції Миколаїв. При цьому, беручи до уваги мету роботи, використовувалася інформація про кількість опадів різного часового розрішення: рік, періоди, сезони, місяці. Період дослідження складав 63 років, з 1953 по 2015 роки.

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.

У якості вихідних даних були розглянуті також багаторічні характеристики опадів, які отримані з двох кліматичних довідників різних років видання (1969 і 2002 роки), що знаходяться в даний час в розпорядженні дослідників. Це дозволило проаналізувати просторовий розподіл по півдню України річної, періодної, сезонної і місячної кількості опадів і зробити деякі висновки про режим зволоження досліджуваної території. Зіставлення багаторічної кількості опадів за різні періоди осереднення (до 1865 і після 1961 років) ще раз дало можливість оцінити тенденцію часової мінливості режиму зволоження України в другій половині ХХ-го століття. Дані спостережень за роки 1991-2015рр. дозволили скласти уявлення про зміну режиму опадів на початку ХХІ-го століття.

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.

3.2 Методи визначення основних кліматичних показників

При статистичних дослідженнях метеорологічного режиму зазвичай вважається, що часовий ряд, який спостерігається, є реалізацією випадкового процесу, що відображає характерні зміни однієї або декількох

метеорологічних величин. Суть кліматологічної обробки при цьому полягає в тому, щоб на підставі аналізу наявного часового ряду отримати основні імовірності закономірності, характері для всього процесу. Для того щоб при обробці та аналізі кліматологічних рядів можна було скористуватися методами, розробленими в математичній статистиці та теорії випадкових функцій, використовуються деякі апіорні відомості про структуру досліджуваного процесу [3].

По-перше, часто передбачається, що досліджуваний випадковий процес є стаціонарним. Не зупиняючись докладно на характеристиці стаціонарних випадкових процесів, зауважимо, що розрізняють сувору стаціонарність і локальну стаціонарність. У більшості кліматологічних додатків, пов'язаних з отриманням статистичних характеристик часових рядів, користуються поняттям локальної стаціонарності. У цьому випадку молодші моменти (середнє значення, дисперсія) не змінюються в часі в межах інтервалу спостережень, а коваріаційна функція залежить від різниці моментів часу, для яких вона обчислюється.

По-друге, при отриманні імовірнісних характеристик досліджуваного процесу вважається, що даний процес є ергодичним. Властивість ергодичності означає, що надійні статистичні характеристики процесу можуть бути отримані всього, за однією його реалізацією. Гіпотеза ергодичності широко використовується в кліматологічних дослідженнях, так як кліматологічний ряд можна розглядати як одну-єдину реалізацію, яка відображає зміни клімату Землі в спостережуваний період [5,12].

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:

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

З огляду на те, що статистичні характеристики окремих метеовеличин 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(ν), центральні (μ) і основні моменти(r).

Вираз для початкового моменту l -того порядку має вигляд:

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

Для центрального моменту:

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

Для основного моменту:

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

Центральні моменти μ зазвичай розраховуються по формулі (3.1), а використовують формули зв'язку центральних моментів з початковими. Наведемо формули для моментів 2-4-го порядків (центральный момент першого порядку завжди дорівнює нулю):

$$\hat{\mu}_2 = \hat{v}_2 - \hat{v}_1^2, \quad (3.4)$$

$$\hat{\mu}_3 = \hat{v}_3 - 3\hat{v}_2\hat{v}_1 + 2\hat{v}_1^3, \quad (3.5)$$

$$\hat{\mu}_4 = \hat{v}_4 - 4\hat{v}_1\hat{v}_3 + 6\hat{v}_1^2\hat{v}_2 - 3\hat{v}_1^4. \quad (3.6)$$

На практиці використовують тільки моменти перших чотирьох порядків. Найбільше з них використовують v_1, μ_2, r_3, r_4 , так як вони однозначно пов'язані з основними кліматичними показниками. Зіставлення формул для розрахунку моментів і кліматичних показників дозволяє прийти до висновку, що початковий першого порядку виражає середнє арифметичне, корінь квадратний з центрального моменту другого порядку є середнє квадратичне відхилення, основний момент третього порядку виражає асиметрію:

$$\hat{v}_1 = \bar{x}, \quad (3.7)$$

$$\hat{r}_3 = As, \quad (3.8)$$

$$E = \hat{r}_4 - 3. \quad (3.9)$$

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

Незміщеність 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.

Спроможність 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.

3.3 Кореляційний метод дослідження зв'язку між випадковими величинами

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

Дійсно, у природі досить часто виникають ситуації, коли між деякими двома випадковими величинами проявляються статистичні зв'язки. Їх використовують для розв'язання різноманітних наукових і практичних задач. Безумовно, такі зв'язки існують і між гідрометеорологічними величинами, які можна розглядати як випадкові величини, незважаючи на те, що їх змінення обумовлені певними фізичними закономірностями. Така їх властивість пов'язана з тим, що зв'язки між випадковими величинами спричиняються взаємодією багатьох факторів і у нас нема, як правило, достатніх знань про те, який саме зв'язок, або зв'язки, обумовили змінення цієї величини у термін її вимірювання. Більше того, у деяких випадках ще є відсутніми повні уявлення про причинно-наслідкові залежності у природних явищах, що спричиняють

гідрометеорологічні процеси. Деяка міра невизначеності має місце, коли йдеться про майбутній стан атмосфери чи об'єктів гідросфери, тобто про гідрометеорологічне прогнозування.

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[12].

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

$$m_{y/x} = f(x), \quad (3.10)$$

$$\bar{y}(x) = \hat{f}(x). \quad (3.11)$$

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. Що стосується форми кореляційного зв'язку між двома гідрометеорологічними величинами, то найбільш часто реалізуються зв'язки, що характеризуються:

– лінійним рівнянням регресії:

$$\bar{y}(x) = ax + b, \quad (3.12)$$

де a і b – коефіцієнти регресії;

– параболічним рівнянням регресії:

$$\bar{y}(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2; \quad (3.13)$$

– показниковим рівнянням регресії:

$$\bar{y}(x) = ab^{cx}; \quad (3.14)$$

частинним випадком якого є експоненціальне рівняння регресії:

$$\bar{y}(x) = ae^{bx}; \quad (3.15)$$

- гіперболічним рівнянням регресії:

$$\bar{y}(x) = \frac{a}{x^b}. \quad (3.16)$$

Кореляційний 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} .

Маючи на увазі, що між більшістю метеорологічних величин існує саме лінійний зв'язок, розглянемо порядок розрахунку і оцінки статистичної значущості коефіцієнта кореляції.

На основі статистичних сукупностей коефіцієнта кореляції можна визначити за формулою:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n \cdot S_x \cdot S_y}. \quad (3.17)$$

Він може приймати значення із множини

$$-1 \leq r_{xy} \leq 1. \quad (3.18)$$

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 ρ_{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 Стюдента за формулою:

$$t = \frac{|r_{xy}|}{\sigma_r}, \quad (3.19)$$

де

$$\sigma_r = \frac{1 - r_{xy}^2}{\sqrt{n - 1}}. \quad (3.20)$$

порівнюємо його значення з $t > t_{кр}(\alpha, \nu)$ знаходимо за таблиця розподілу критерія Стюдента 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 при його статистичному значущість. Цей висновок дозволив перейти до побудови рівнянь лінійної регресії. Рівняння лінійної регресії виду

$$m_{y/x} = \alpha x + \beta. \quad (3.21)$$

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. Цей метод дає систему неоднорідних алгебраїчних рівнянь, яких називають нормальними:

$$\begin{cases} a \sum_{i=1}^n x_i^2 + b \sum_{i=1}^n x_i = \sum_{i=1}^n x_i y_i; \\ a \sum_{i=1}^n x_i + bn = \sum_{i=1}^n y_i. \end{cases} \quad (3.22)$$

Розв'язання цієї системи рівнянь призводить до таких формул відносно шуканих коефіцієнтів лінійного рівняння регресії:

$$a = r_{xy} \frac{S_y}{S_x}; \quad (3.23)$$

$$b = \bar{y} - a\bar{x}. \quad (3.24)$$

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 Стьюдента, аналогічно тому, як це проводилося для коефіцієнта кореляції. При цьому:

$$t = \frac{|a|}{\sigma_a}, \quad (3.25)$$

$$t = \frac{|b|}{\sigma_b}. \quad (3.26)$$

Стандартні відхилення коефіцієнтів регресії σ_a і σ_b дорівнюють:

$$\sigma_a = \frac{S_y}{S_x \sqrt{n}}, \quad (3.27)$$

$$\sigma_b = \frac{S_y}{\sqrt{n}} \left[1 + \frac{1}{C_{V_x}^2} \right]^{1/2}, \quad (3.28)$$

де

$$C_{V_x} = \frac{S_x}{|\bar{x}|} \text{ – коефіцієнт варіації.} \quad (3.29)$$

Висновок про статистичну незначущість того чи іншого коефіцієнта регресії роблять у тому випадку, коли виявляється, що $t < t_{кр}(\alpha, \nu)$. У протилежному випадку, тобто, якщо $t > t_{кр}(\alpha, \nu)$, відповідний коефіцієнт регресії на рівні значущості α 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.

3.4 Методи дослідження закону розподілу метеорологічних величин і визначення імовірнісних характеристик клімату

Вимоги практики не обмежуються середніми значеннями випадкових величин інколи необхідна інформація про відхилення її від середнього рівня і визначення ймовірності таких відхилень. Теоретично цю задачу вирішують за допомогою закону розподілу випадкових величин, який є всеосяжною її характеристикою.

Законом розподілення випадкової величини називають всіляку відповідність між значеннями випадковими і їх ймовірностями.

В більшості випадків закони розподілення гідрометеорологічних величин неможливо визначити апріорно, тільки шляхом аналізу відомих фізичних характеристик. Тип розподілення і цього параметри визначаються шляхом статистичної обробки експериментальних даних. Найбільш розповсюдженим являється метод згрупування даних, тобто вивчення особливостей статистичної структури гідрометеорологічних величин базується на інформації, в якості якої виступають статистичні ряди (вибірки), які сформовані по результатам вимірів і спостережень.

Згрупований ряд, як емпіричний розділ відображає властивості генеральної сукупності. В зв'язку з цим, основним етапом статистичного аналізу гідрометеорологічної інформації є підбір закону розподілу по даним статистичної сукупності. Ця задача вирішується шляхом апроксимації емпіричного розподілу таким теоретичним законом, який би в певному сенсі найкращим чином відповідав би емпіричному розподілу. Однак, як би добре, на основі відомих властивостей закону розподілу, не була підібрана теоретична крива будь-якого розподілу між нею і емпіричним розподілом неминучі деякі розбіжності. Тому обов'язково після розрахунків теоретичних частот проводять перевірку гіпотези про міру розходження між емпіричними і теоретичними частотами. Розходження між цими частотами можуть носити,

як випадковий характер, так і можуть бути статистично значимими. Останнє вказує на те, що підібрана теоретична крива не відповідає даному емпіричному розподілу. Щоб знайти відповіді на ці питання, використовують так названі «критерії згоди». І тільки після використання цих критеріїв можна зробити висновок про успішність апроксимації статистичного розподілу теоретичним законом.

Тому процес дослідження закону розподілу складається з таких етапів:

- на основі зовнішнього вигляду емпіричного розподілу, який має вигляд гістограми чи полігону, і з урахуванням статистичних оцінок моментів і додаткових статистик, формують гіпотезу про закон розподілу;
- на основі статистичної сукупності знаходять оцінки параметрів вибраного теоретичного розподілу і відповідні їм статистики;
- розраховують теоретичні інтервальні частоти для випадкової величини яка досліджується;
- роблять оцінку розходження між емпіричними і теоретичними частотами, за допомогою деяких критеріїв.

Зазвичай, розраховують не менше двох різних критеріїв згоди. Часто користуються критерієм згоди χ^2 Пірсона і λ Колмогорова.

Підібравши закон розподілення для статистичного ряду (вибірки), можна розрахувати імовірність того, що випадкова величина, знаходиться в заданому інтервалі чи імовірність того, що випадкова величина прийме значення менше (більше) якогось конкретного числа.

На практиці (особливо якщо закон розподілу встановити не вдалося) розрахунок ймовірнісних характеристик може бути виконаний за допомогою емпіричних кривих інтегрального розподілу, побудованих гістограмними або розрахунковими методами [5,12].

4. ОЦІНКА ЧАСОВОЇ МІНЛИВОСТІ РЯДІВ КІЛЬКОСТІ ОПАДІВ РІЗНОГО ЧАСОВОГО РОЗРІШЕННЯ

4.1 Часова мінливість кількості опадів різного часового розрішення

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.

Для дослідження часової мінливості рядів кількості опадів різного тимчасового дозволу необхідно знання оцінок основних статистичних характеристик їх розподілу. В роботі для проведення аналізу часової мінливості рядів кількості опадів використовувалися дані спостережень на станції Миколаїв за період з 1953 по 2015 рр.

Встановлено, що багаторічна середня (X_{cp}) за вказаний період дослідження річної кількості опадів склала для Миколаєва 471,6 мм (Табл. 4.1). Середня багаторічна їх сум за холодне півріччя дорівнює 213,9 мм, за тепле півріччя – 264,7 мм. Це свідчить про те, що внесок теплого півріччя в загальну річну кількість опадів переважає. А якщо проаналізувати за минулими сезонами, то багаторічна середня кількість опадів влітку найбільше і становить – 155,9 мм.

Протягом холодного півріччя в багаторічних місячних сумах опадів відмічається деяка різниця: найменша місячна їх кількість характерна для жовтня 27,9 мм, більш значні вони в вересні 39,6 мм.

Протягом теплого півріччя в багаторічних місячних сумах опадів відмічається деяка різниця: найменша місячна їх кількість характерна для березня 27,4 мм, більш значні вони в червні 61,9 мм. (Табл. 4.1)

Про часову мінливість складових вихідного ряду, тобто про відхилення суми опадів кожного року відносно середньої багаторічної, дозволяє говорити середнє квадратичне відхилення. Але за абсолютною величиною середнього квадратичного відхилення при різних середніх значеннях порівнюваних рядів зіставляють їх мінливість важко. В цьому випадку більш показовою характеристикою мінливості рядів являється коефіцієнт мінливості (C_v), який являє собою відношення значення середнього квадратичного відхилення ряду до його середнього арифметичного значення [3].

Таблиця 4.1 – Основні статистичні характеристики рядів кількості опадів різного часового розв'язання (мм)

Часове розв'язання	Статистичні характеристики									
	$X_{\text{ср}}$	X_{min}	X_{max}	$X_{\text{max}} - X_{\text{min}}$	σ_x	$C_v, \%$	As	E	Mo	Me
Миколаїв										
Рік	472	257	991	734	117	25	1,49	5,15	473	453
Хол.півр.	214	86	446	360	71	33	1,06	2,32	162	204
Тепле півр	265	116	564	448	101	38	1,23	1,69	331	243
Зима	110	20	270	250	57	52	0,85	0,70	85	98
Весна	111	29	232	203	47	42	0,59	0,08	70	106
Літо	156	34	454	420	86	55	1,76	3,42	161	131
Осінь	104	19	191	172	43	41	0,19	-0,59	102	102

Відомо, що для режиму опадів в цілому притаманна значна мінливість кількості опадів різного часового розрішення. Встановлено, що найбільша стійкість характерна для рядів річної кількості опадів – коефіцієнт мінливості не перевищує 25%. Досить стабільні ряди сум опадів за холодний період – 33%. Ряди кількості опадів за теплий період вже відрізняються більшою мінливістю. Так, для теплого періоду коефіцієнт мінливості складає вже – 38%. Більш мінливі ряди кількості опадів за сезонами. Середній відхил від

норми кожного сезону складає майже половину цієї норми (41-55%). Коефіцієнт асиметрії у всіх періодах позитивний, що вказує на лівосторонній асиметрію. Коефіцієнт ексцесу в більшості випадків позитивний і тільки навесні близький до нуля, восени негативний.

4.2 Динаміка змін кількості опадів різного часового розрішення

Значний розкид даних від року до року ускладнює оцінку динаміки цього процесу. І це природно, тому що будь-який часовий ряд метеорологічної величини $X(t)$, як правило, складається з суперпозиції трьох компонент: $X_1(t)$ – детермінована основа процесу, $X_2(t)$ – випадкова корельована складова і $X_3(t)$ – випадково не корельована складова типу «білий шум»:

$$X(t) = X_1(t) + X_2(t) + X_3(t) \quad (4.1)$$

Детермінована основа в свою чергу складається із трендів і дліноперіодних коливань, які відображають (в залежності від періоду осереднення величин, що складають часовий ряд), хід процесу (віковий, річний, сезонний або добовий).

Тобто характер зміни процесу в часі досліджуваної метеорологічної величини найбільш чітко простежується по детермінованій основі процесу. Для її виділення можуть бути використані різні операції згладжування: за допомогою простого згладжування середньої або більш теоретично обґрунтованих методів згладжування.

В роботі для встановлення деяких закономірностей у часовому розподілі опадів було використано 10-ти річне осереднення їх річних сум, яке дозволило згладити вихідний часовий ряд, виключивши властиві йому моменти випадковості. Аналіз отриманих матеріалів дозволив встановити, що в рядах

річних сум опадів добре спостерігається різні за тривалістю періоди з більш високим і більш низьким фоном опадів [3].

Періоди цих коливань різні за часовим масштабом від (2 до 20 років), що добре ілюструють графіки ковзких 10-річних середніх. Вони дозволяють свідчити про те, що режиму опадів у досліджуваному районі притаманне чітко виражене коливання (Рис. 4.1, 4.2).

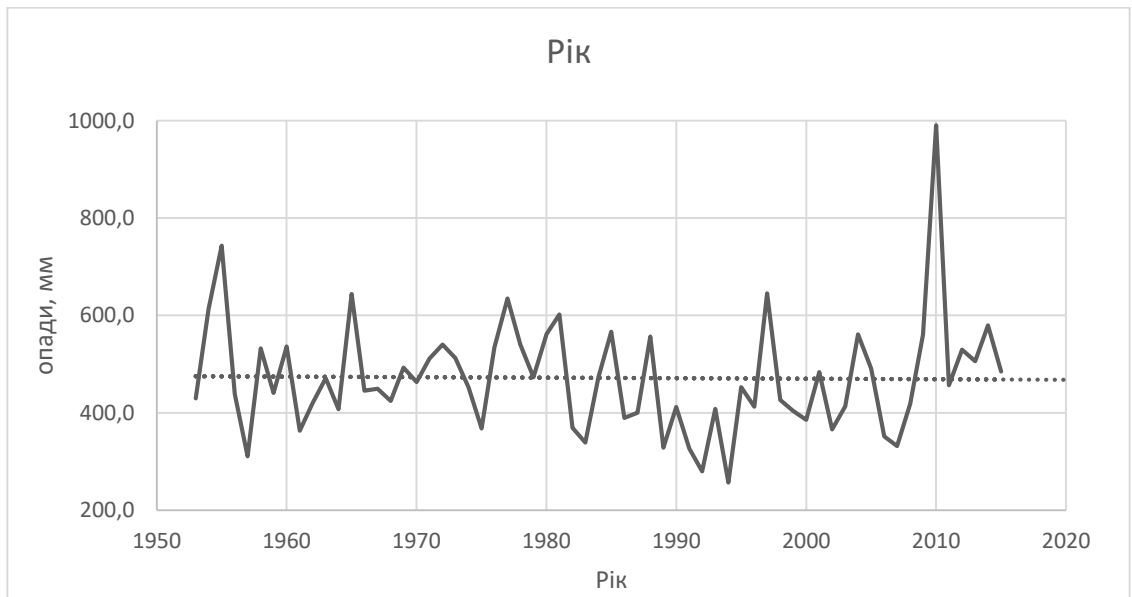


Рисунок 4.1 – Графік фактичного розподілу річних сум опадів.
м. Миколаїв

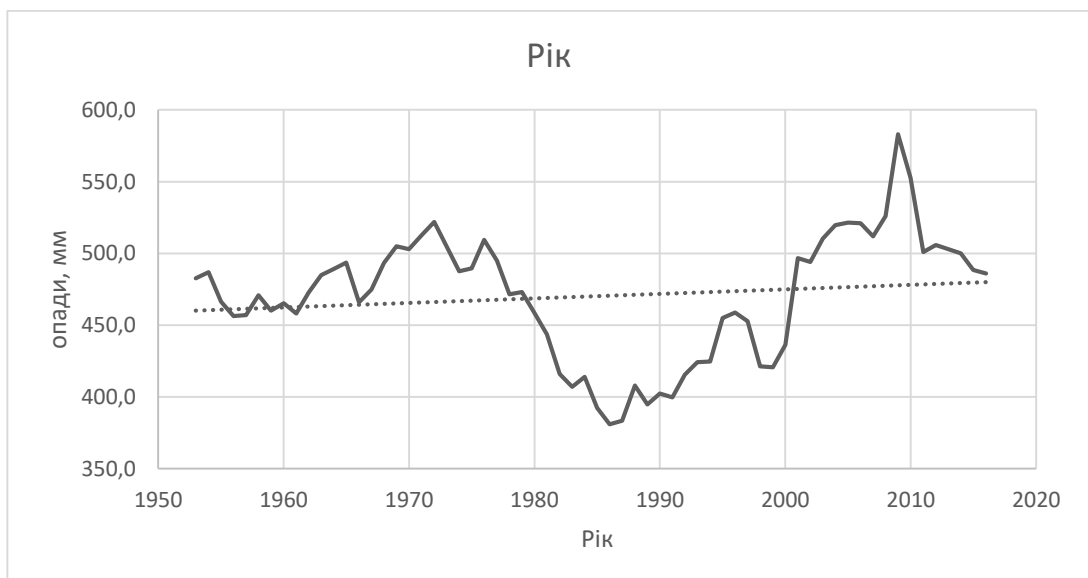


Рисунок 4.2 – Графік згладжених рядів річних сум опадів. м. Миколаїв

Якщо в якості середнього рівня для всіх аналізуємих рядів розглядати середню за роки з 1953 по 2015 рік, то для першої половини цього періоду тривалістю в 20 років характерним є збільшення річної кількості опадів на станції Миколаїв. Для наступного двадцятирічного періоду переважним було зменшення опадів зі значним відхиленням від середнього рівня до 90-х років. Починаючи з 1995 року спостерігаємо знову тенденцію їх збільшення майже до 2010 року, після цього намітилася тенденція зниження кількості опадів до кінця періоду дослідження.

Слід зазначити, що розглянуті ряди річної кількості опадів мають не тільки різні періоди коливань, але і їх амплітуди також різняться. Останні можуть коливатись від величини близьких до норми, а також до значно вищих або нижчих за норму. На станції Миколаїв при загальній тенденції їх збільшенні в останньому періоді на межі століть річна їх сума в середньому залишалася нижче норми.

Відомо, що річні суми опадів зручно використовувати для оцінки загальної тенденції їх зміни на значних часових відрізках, наприклад, за століття, але по них важко судити про процес цих змін у річному розрізі, тобто в окремі півріччя, сезони і місяці. Для оцінки вкладу в загальний характер змін режиму опадів їх змін в теплий і холодний періоди розглянуті окремо опади за півріччя.

Аналіз часового розподілу опадів по періодам базувався на поділенні року за календарними ознаками. Це дозволило в наступному перейти до аналізу режиму опадів окремих сезонів. Усі суми опадів відповідного часового розрішення для Миколаєва представлені в Додатку А (табл. А.1).

Виконавши аналіз часового розподілу опадів холодного півріччя, можна зробити висновки, що спостерігається коливальний процес навколо середнього значення.

За графіком фактичних сум кількості опадів за холодний період виділити закономірності зміни так само складно, як і за графіком річних сум кількості опадів (Рис. 4.3). Набагато простіше це зробити за графіком згладжених рядів кількості опадів за холодну півріччя (Рис. 4.4).



Рисунок 4.3 – Графік фактичного розподілу сум опадів за холодний період. м. Миколаїв



Рисунок 4.4 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів за холодний період. м. Миколаїв

Для Миколаєва простежується чотири періоди з підвищеним рівнем опадів (з 1956 до 1960, 1970 до 1979, 1991 до 1995, 1999 до 2008 року). У другому і третьому виділеному періоді суми опадів не значно перевищували норму і коливалися в межах 200-215 мм, у першому періоді межі цих змін були дещо вище і склали 210-240 мм, однак найбільш виразним є останній період, коли максимальна кількість опадів досягла 282 мм.

Проаналізувавши часовий розподіл сум опадів за рік і холодне півріччя, спробуємо оцінити для них внесок сезонів і місяців вказаних змін.

Подальший аналіз часового розподілу сум опадів всіх місяців холодного півріччя дозволив виявити роль кожного з них у формуванні особливостей розподілу опадів, як по сезону, так і за півріччя в цілому (Рисунок 4.5-4.12).

Часовий розподіл опадів восени має однаковий напрямок в порівнянні з холодним періодом. На графіку явно видно часове розподілення, яке має чітко виражений коливальний характер, з поступовим збільшенням до кінця досліджуваного періоду, як амплітуди, так і тривалості періодів з опадами вище і нижче норми. Норма для осені складає для Миколаєва – 104,1 мм.

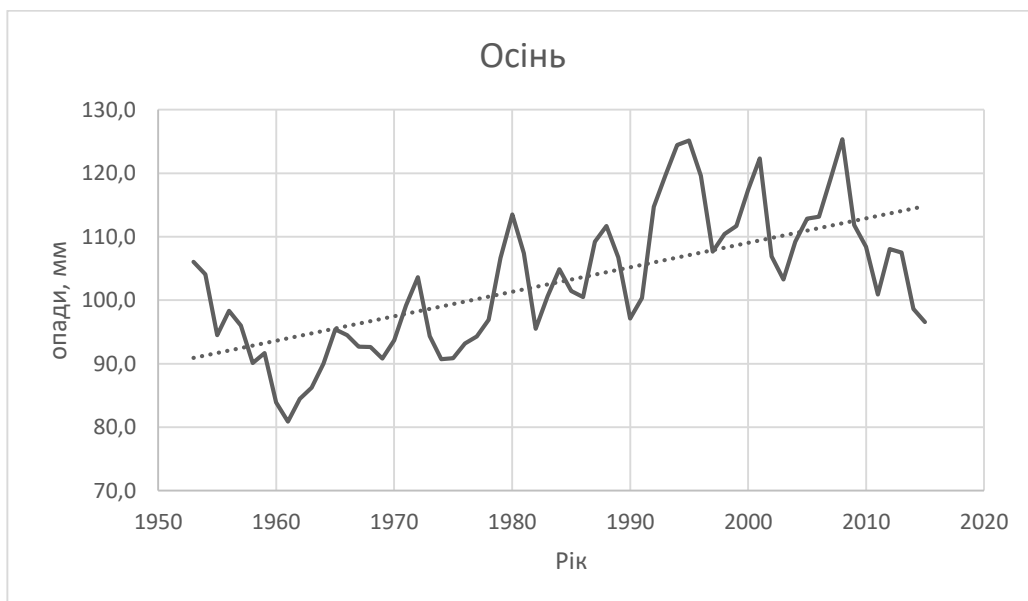


Рисунок 4.5 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Осінь. Миколаїв.

Аналіз графіків згладжених сум опадів за вересень-листопад показує, що найбільш мінливим є вересень, як по тривалості періодів підвищення і зниження кількості опадів, так і по амплітуді – максимальний перепад становить відносно норми 25-30 мм, при цьому спостерігається тенденція на підвищення кількості опадів до кінця розглянутого періоду і різниця становить 12 мм. Норма для вересня складає – 39,6 мм (Рис. 4.6).

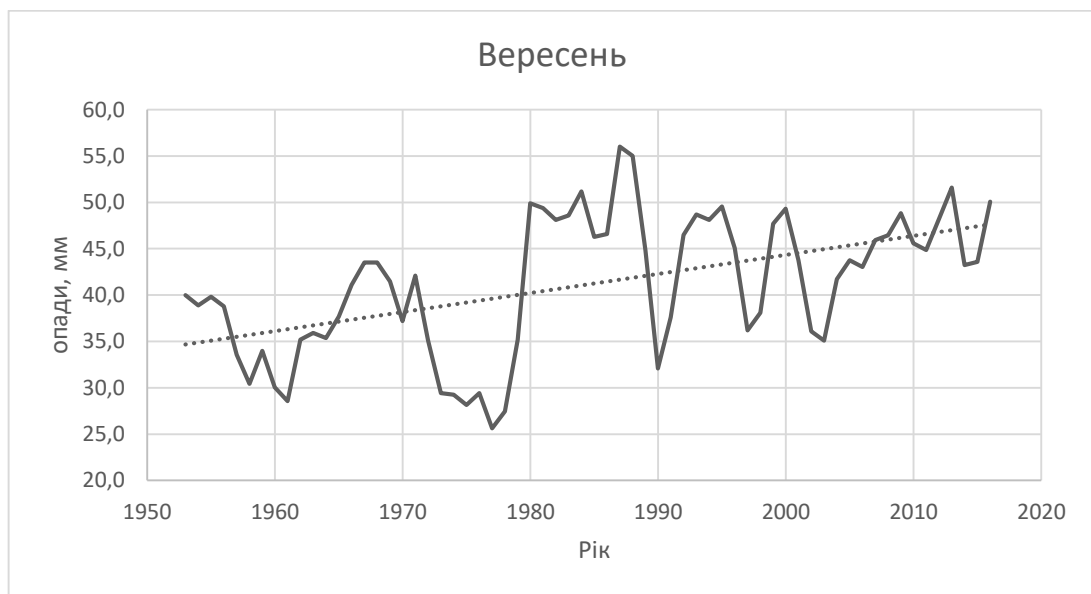


Рисунок 4.6 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Вересень. Миколаїв.



Рисунок 4.7 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Жовтень. Миколаїв.



Рисунок 4.8 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Листопад. Миколаїв.

Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів за жовтень місяць вказує на відносно постійний профіль коливального процесу з відносно різким підвищенням кількості опадів до кінця досліджуваного періоду, різниця склала 26 мм. Норма для жовтня складає – 27,9 мм (Рис. 4.7).

Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів за листопад місяць має більш тривалі періоди підвищення кількості опадів (1969-1979, 1986-1993, 2008-2015рр.) І відносно короткі та різкі періоди зниження опадів (1979-1988, 2001-2008 рр.). При цьому спостерігалось слабка тенденція зниження опадів – 1,6 мм. Норма для листопада складає – 35,4 мм (Рис. 4.8).

В часовому розподілі суми опадів в зимовий період також спостерігається чергування відрізків часу з опадами близькими до норми, значно нижче і вище за норму. Норма для зими склала відповідно – 110 мм (Рис. 4.9).

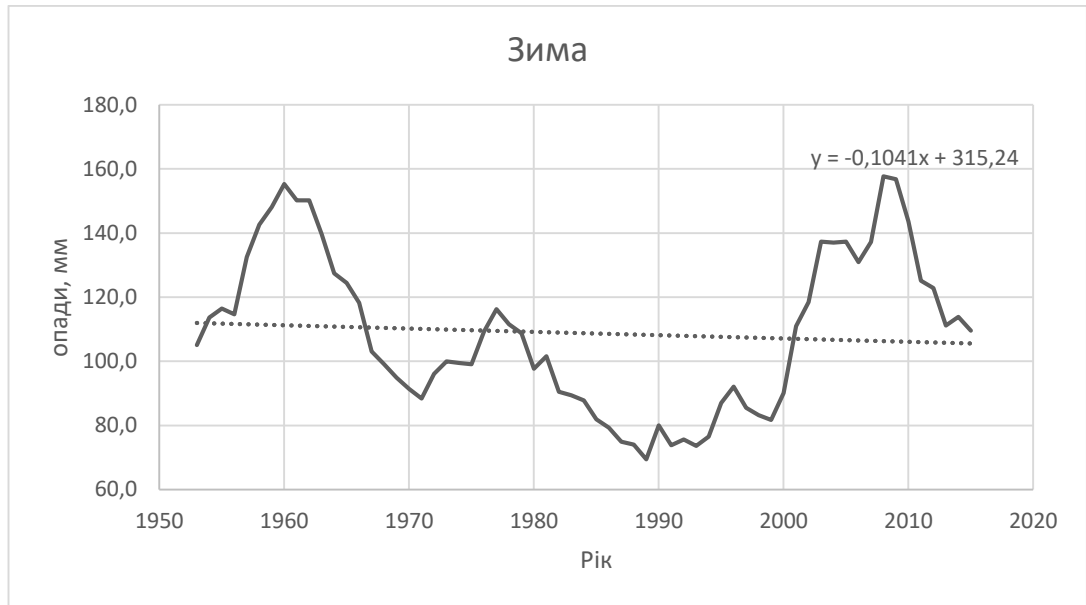


Рисунок 4.9 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Зима. Миколаїв.

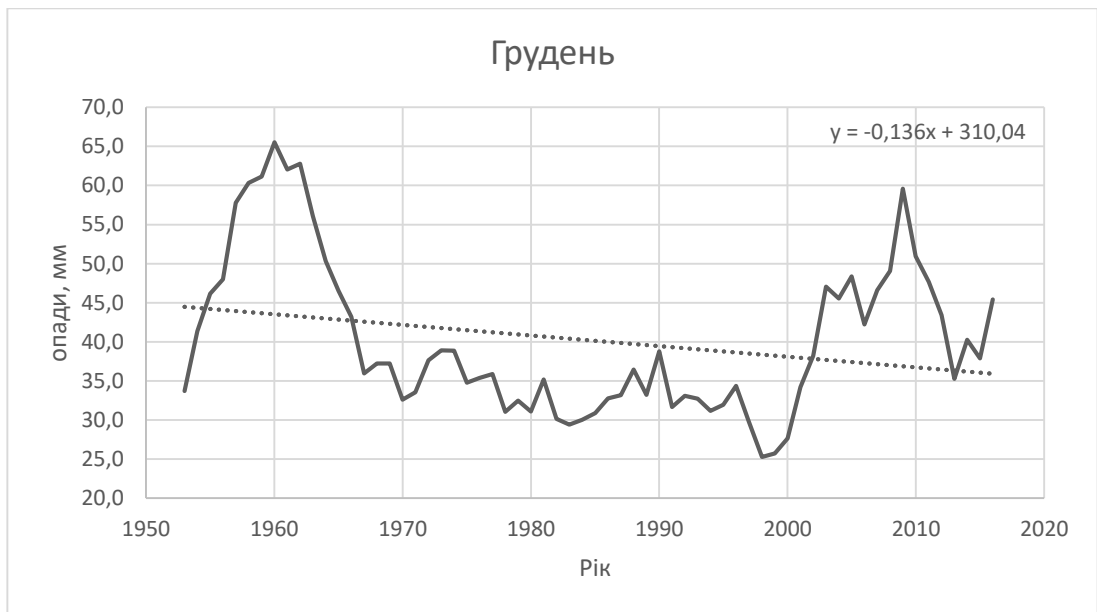


Рисунок 4.10 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Грудень. Миколаїв.

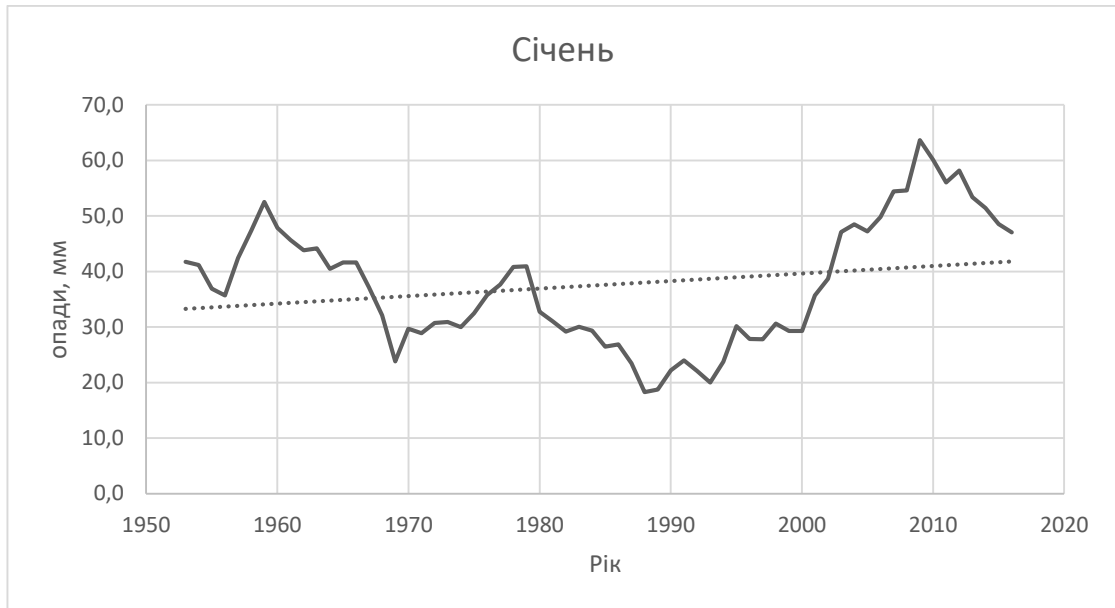


Рисунок 4.11 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Січень. Миколаїв.

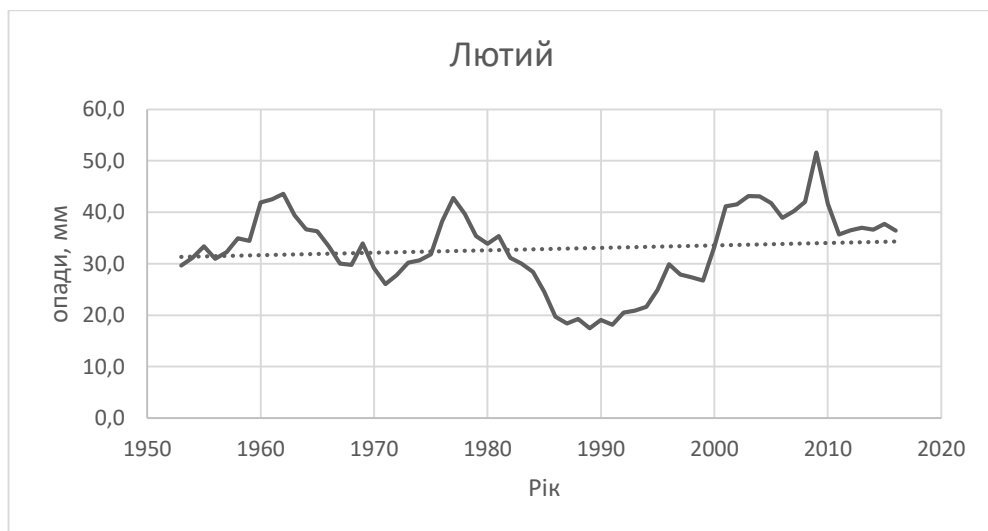


Рисунок 4.12 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Лютий. Миколаїв.

В рядах місячних сум опадів в холодний періоди ще більша мінливість, про що також свідчать значення (C_v). Так в місяці перехідних сезонів його величина може перевищувати 80%, тобто коливання кількості опадів від року до року можуть сягати величин близьких до норми. Найбільш стійкий режим опадів протягом холодного періоду в Миколаєві в лютому – 61%.

Співставлення характеру змін річної кількості опадів протягом періоду дослідження з їх змінами в тепле півріччя дозволили виявити деякі розбіжності між ними за окремими станціями.

Графіки часового розподілу фактичних сум опадів за тепле півріччя на станції Миколаїв підтверджують суттєву мінливість в рядах різного часового розрішення (Рис. 4.13).

Для Миколаєва спостерігається збіг в тенденції змін опадів за цей період з характером змін за рік та холодне півріччя. При цьому за окремими сезонами, зміни в режимі опадів відбуваються також по-різному: для весни характерне їх значне збільшення, а для літа незначне збільшення, що формує картину змін в цілому за тепле півріччя на станції. Всі наведені вище закономірності в часовому розподілі сум опадів за теплий період, весну, літа і окремі сезони більш чітко проявляються на графіках згладжених за 10-річними ковзкими середніми значеннями кількості опадів (Рис. 4.14 - 4.20).

Як бачимо, навіть на них добре виявляються значні коливання, притаманні рядам кількості опадів різного часового розрішення.



Рисунок 4.13 – Графік часового розподілу фактичних рядів сум опадів за теплий період. Миколаїв.



Рисунок 4.14 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів за теплий період. Миколаїв.

На графіку (рис.4.14) теплого півріччя чітко простежується коливальний процес зміни режиму опадів, при цьому максимальна кількість опадів спостерігалася в 1970 році – 325,2 мм, мінімальна кількість в 1987 році – 199,1 мм. Період становить 27 років. З кінця 80-х років і до 2014 року спостерігається поступове підвищення кількості опадів до максимальних значень 323,4 мм, після цього намітився спад кількості опадів в тепле півріччя. Півперіод склав 27 років. Таким чином можна зробити висновок, що в найближчі роки слід очікувати зменшення опадів в тепле півріччя.

Однак, слід зазначити, що чіткої закономірності в режимі змін місячної кількості опадів виявити важко. Якщо в Миколаєві, в весняні місяці вони більш-менш узгоджені, то в літні місяці ці тенденції різні: для червня характерно збільшення, а для липня і серпня – зменшення, при цьому в серпні більш помітне, ніж в липні, що формує картину змін в цілому за тепле півріччя на станції.

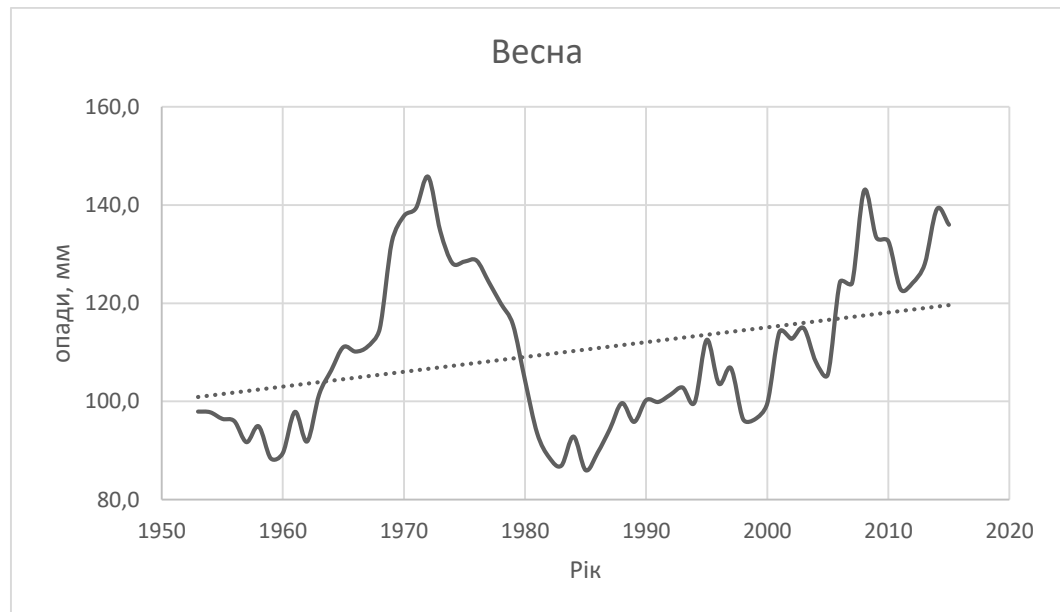


Рисунок 4.15 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Весна. Миколаїв.

Графік (рис. 4.15) весняного розподілу опадів практично повністю збігається з графіком теплового півріччя, при цьому максимальна кількість опадів спостерігалася в 1972 році – 145,7 мм, мінімальна кількість в 1985 році – 86,0 мм. Період становить 23 роки. З середини 80-х років і до 2008 року спостерігається поступове підвищення кількості опадів до максимальних значень 143,0 мм, після цього спостерігалася зменшення кількості опадів до 122,9 мм в 2011 році, потім підвищення до 139,1 мм в 2014 р. і після намітився спад кількості опадів. Півперіод склав 25 років. Таким чином можна зробити висновок, що в найближчі роки слід очікувати зменшення кількості опадів навесні. Норма для весни для Миколаєва становить – 110,7 мм.

Якщо проаналізувати режим змін опадів окремо по весняним місяцям, то можна відзначити, що в усі місяці максимальна кількість опадів спостерігається на початку XXI-го століття: в березні в 2013 р. – 42,2 мм, в квітні 2015 р. – 49,0 мм, в травні в 2009 р. – 80,3 мм, потім в 2014 р. – 74,3 мм.



Рисунок 4.16 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Березень. Миколаїв.

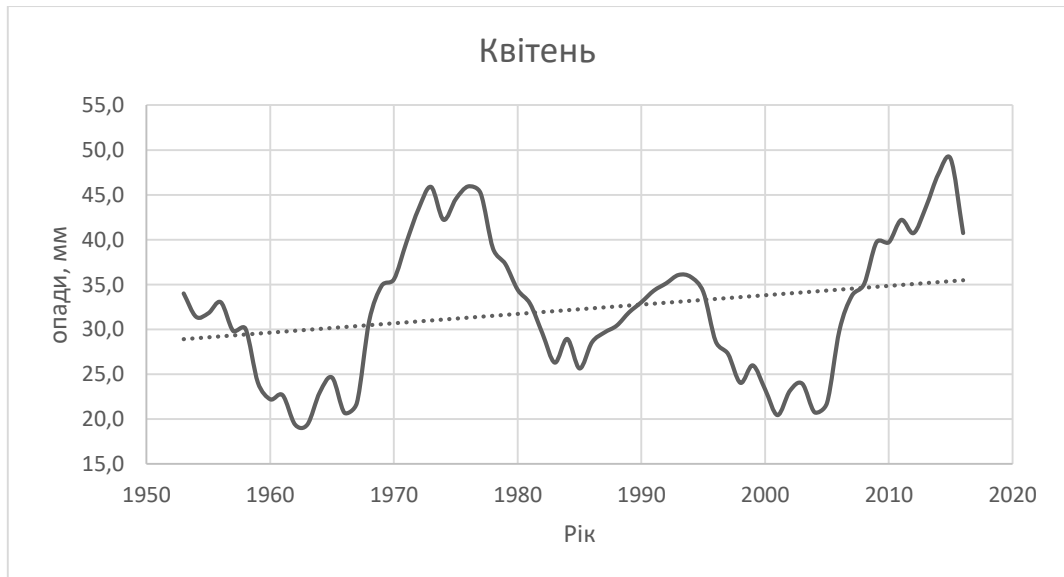


Рисунок 4.17 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Квітень. Миколаїв.

Слід зазначити, що основний внесок в весняні опади вносять опади у травні (рис.4.16-4.18)



Рисунок 4.18 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Травень. Миколаїв.

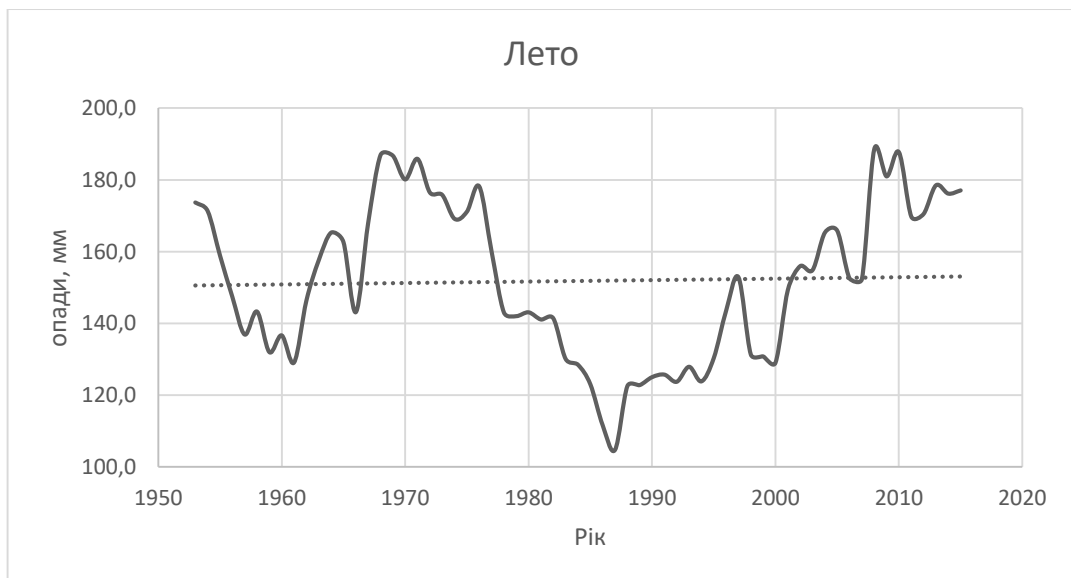


Рисунок 4.19 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Літо. Миколаїв.

Літній сезон характеризується коливаннями в якому важко виділити періоди с підвищеними і пониженими кількостями опадів. Норма для літа складає для Миколаєва 155,9 мм.

У часовому розподілі опадів влітку для Миколаєва характерні мінімальні – 104,8 мм в 1987 р. та максимальні значення кількості опадів – 186,9 мм в 1968 р. в ХХ-м столітті, а на початку ХХІ-го століття спостерігається зростання кількості опадів до максимальних значень 188,5 мм в 2008р.



Рисунок 4.20 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Червень. Миколаїв.

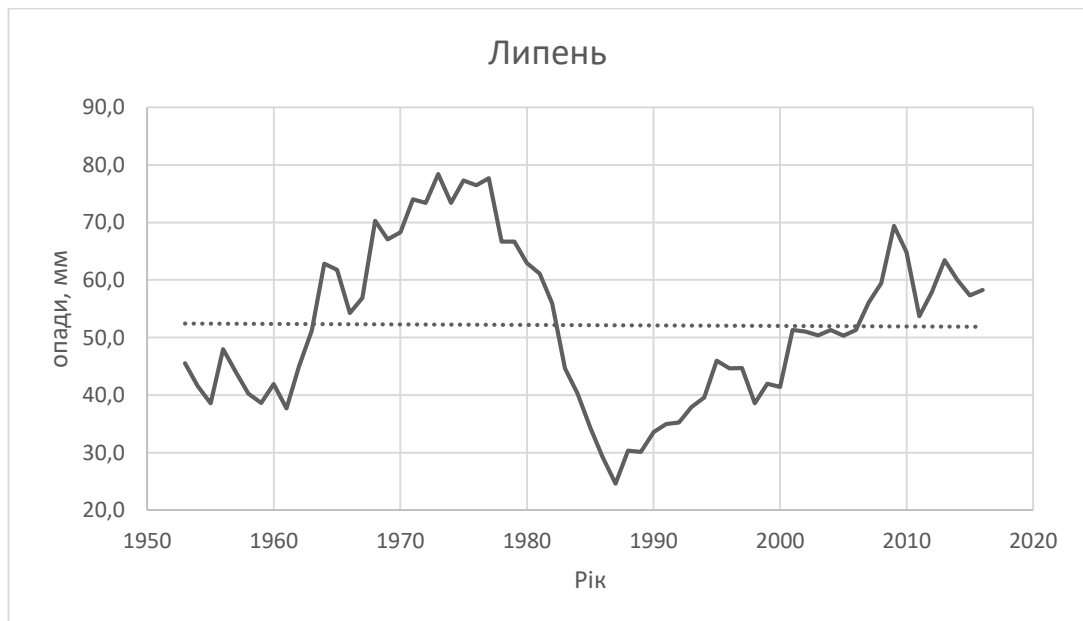


Рисунок 4.21 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Липень. Миколаїв.

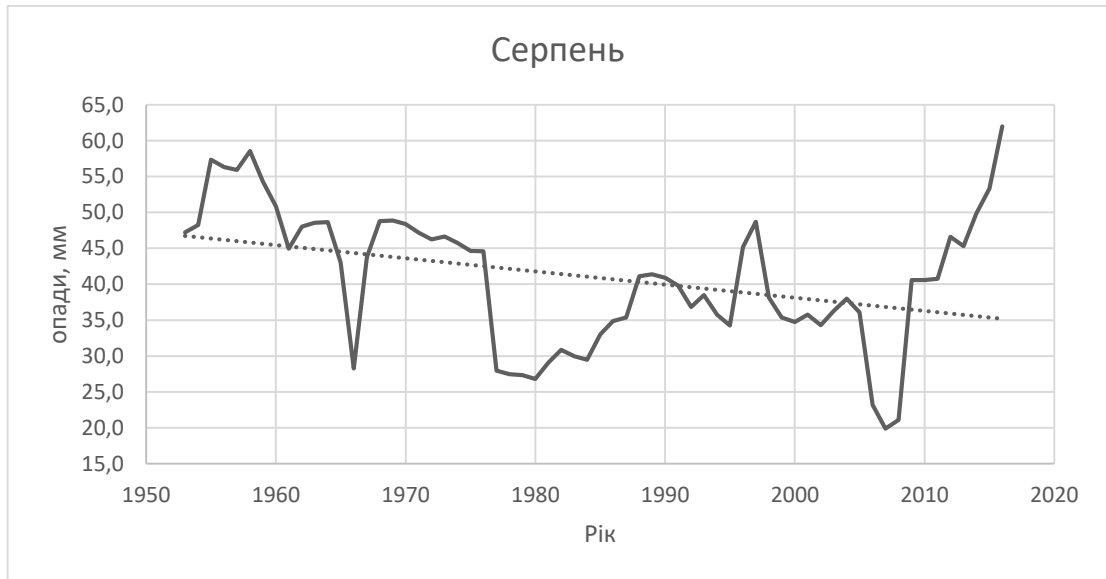


Рисунок 4.22 – Графік часового розподілу згладжених рядів сум опадів. Серпень. Миколаїв.

Всі літні місяці мають різний характер розподілу кількості опадів. Найбільш мінливий серпень – з початку періоду дослідження спостерігається зниження кількості опадів, більшу частину спостерігається кількість опадів значно менше норми, яка становить – 40,1 мм. Однак починаючи з 2007 р. спостерігається збільшення кількості опадів, яка перевищує норму – 62,0 мм на кінець періоду дослідження.

У червні графік розподілу кількості опадів протилежний порівняно з серпнем, на всьому протязі періоду дослідження спостерігається підвищення кількості опадів, починаючи з кінця ХХ-го століття перевищує норму, яка становить для червня – 61,9 мм.

Графік кількості опадів в липні повторює графік літа, тільки якщо протягом ХХ-го століття збіг більш-менш точний, то з кінця ХХ-го століття і до кінця періоду дослідження підвищення кількості опадів незначне.

Таким чином, вклад теплого півріччя в формування режиму часових змін річної кількості опадів більш складний. Так на станції Миколаїв співпадіння тенденції їх змін за період і рік підвищує роль теплого півріччя.

Таким чином, для рядів опадів різного часового розрішення притаманні помітні коливання з різними амплітудами і періодами.

В поняття «зміна клімату» входить не тільки коливання, а також тренд. Кліматична тенденція зміни клімату (тренд) характеризується рівним монотонним зростанням або зменшенням середнього значення досліджуваної величини у період спостережень.

Встановлено, що для річної кількості опадів, на станції Миколаїв проявляється часова тенденція їх змін в напрямку збільшення. Інтенсивність цих змін ледь помітно для Миколаєва таке збільшення складає майже 20 мм за 50 років, (табл. 4.2). Тенденція збільшення річних опадів обумовлена, перш за все, їх збільшенням в холодне півріччя. В холодне півріччя характер змін в сезонних, які його складають різні. Якщо восени характер змін співпадає з півріччям і сягає також на 20 мм/50 років, то взимку він зворотній, а саме спостерігається незначне зменшення сум опадів за цей сезон на 4мм/50років. Встановлений різноспрямований процес змін в часовому режимі сезонних опадів привів до помітного кількісного зменшення показника цих змін.

Таблиця 4.2. – Інтенсивність змін кількості опадів за період дослідження

Часове розрішення	мм/50 років	Часове розрішення	мм/50 років
Рік	20		
Холодне півріччя	16	Тепле півріччя	18
Осінь	20	Весна	16
Вересень	10	Березень	8
Жовтень	21	Квітень	5
Листопад	-1,6	Травень	13
Зима	-4	Літо	1,6
Грудень	-8	Червень	22
Січень	7	Липень	0
Лютий	3	Серпень	-10

В місяцях кожного з сезонів характер часового розподілу опадів не завжди співпадає з сезонним часовим розподілом.

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. В таблиці 4.3, надані його значення для рядів кількості опадів різного часового розрішення, які дозволяють судити про ступінь цієї залежності (коефіцієнт кореляції коливався в межах 0,77 до -0,16).

Таблиця 4.3 – Перевірка статистичної значимості коефіцієнта кореляції для Миколаєва

часове розрішення	Фактичні дані			Осереднені по 10		
	r_{xy}	t_{ϕ}	гіпотеза	r_{xy}	t_{ϕ}	гіпотеза
Рік	-0,02	0,16	H_0	0,10	0,79	H_0
Х.П	0,08	0,67	H_0	0,21	1,68	H_0
Т.П	-0,08	0,61	H_0	0,19	1,51	H_0
Зима	-0,04	0,31	H_0	-0,08	0,61	H_0
Осінь	0,17	1,44	H_0	0,65	8,96	H_1
Весна	0,12	0,96	H_0	0,33	2,96	H_1
Літо	-0,16	1,30	H_0	0,03	0,26	H_0
Січень	-0,01	0,08	H_0	0,10	0,81	H_0
Квітень	-0,02	0,20	H_0	0,08	0,66	H_0
Липень	-0,07	0,62	H_0	-0,09	0,75	H_0
Жовтень	0,35	3,22	H_1	0,77	14,9	H_1

Перевірка статистичної значимості коефіцієнта кореляції виконана за допомогою критерія Стюдента. Встановлено, що в нашому випадку, при наявності рядів об'єму в 63 років і для рівня значущості $\alpha = 0,05$, $t_{кр.} = 2,01$, статистично значимим визначено $r_{xy} = 0,33$. Встановлено, що для більшості рядів фактичних даних він є статистично не значущий, крім жовтня. І тільки в

згладжених рядах кількості опадів для осені, весни і жовтня коефіцієнт кореляції можна вважати статистично значущим. Це, скоріше свідчить про відсутність лінійного зв'язку між розглянутими величинами протягом усього відрізка розглянутого періоду (табл. 4.4).

Таблиця 4.4 – Рівняння регресії. Миколаїв

Часове розрешення	Рівняння регресії по фактичним даним	Рівняння регресії по 10-нім середнім
Осінь		$y = 0,386x - 662,8$
Весна		$y = 0,302x - 488,5$
Жовтень	$y = 0,4297x + 14,163$	$y = 0,397x - 758,13$

Дійсно, на графіках часового розподілу кількості опадів на станції Миколаїв можна встановити лінійний зв'язок тільки на окремих різних відрізках часу різну направленість. Так, періоди з 1978 по 1990 роки притаманно зменшення річної кількості опадів, після чого протягом десятиріччя з 1991 по 2008 рік, спостерігається їх збільшення. На станції Миколаїв це збільшення призводить до зрівняння опадів з нормами. Характер наступних змін передбачити важко, але все ж спостерігається їх збільшення.

Ці зміни в річній кількості опадів визначені, перш за все, тенденцією їх змін в холодне півріччя. Але різноспрямованість цих змін в окремі сезони суттєво зменшує їх кількісні показники.

В теплому періоді, на відмінно від характеру змін опадів в холодний період, спостерігаємо протилежний характер часового розподілу опадів на станціях, що досліджуються.

Таким чином, характер часового розподілу річних кількостей опадів багато в чому визначений їх часовим режимом в холодне півріччя. При цьому внесок окремих сезонів цього періоду тут не однозначний: більш помітний вплив на формування розподілу опадів холодного періоду надає їх режим у зимовий сезон.

4.3 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 ми 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:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_x} \exp\left\{-\frac{(x - m_x)^2}{2\sigma_x^2}\right\}. \quad (4.2)$$

Для визначення типу розподілу за Пірсоном використовується параметр α :

$$\alpha = -\frac{r_3^2(S+2)^2}{16(S+1)}, \quad (4.3)$$

де

$$S = \frac{6(r_4 - r_3^2 - 1)}{3r_3^2 - 2r_4 + 6}. \quad (4.4)$$

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

Третій тип розподілу Пірсона має вигляд:

$$\tilde{m}_i = \tilde{m}_0 \left(1 + \frac{z_i}{l'} \right)^p e^{-pz_i/l'}. \quad (4.5)$$

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

$$p = \frac{4}{r_3^2} - 1 \quad (4.6)$$

$$l' = \sigma \left(\frac{2}{r_3} - \frac{r_3}{2} \right) \quad (4.7)$$

$$\tilde{m}_0 = \frac{n}{l' (e^p \Gamma(p+1))} \quad (4.8)$$

Апроксимація була виконана за даними за 63-річного періоду для рядів кількості опадів річного, періодного і сезонного розрішення.

Розрахунки теоретичних частот і оцінка їх узгодженості проведені за допомогою комплексного програмного забезпечення. Результати розрахунків представлені на рисунках 4.23.

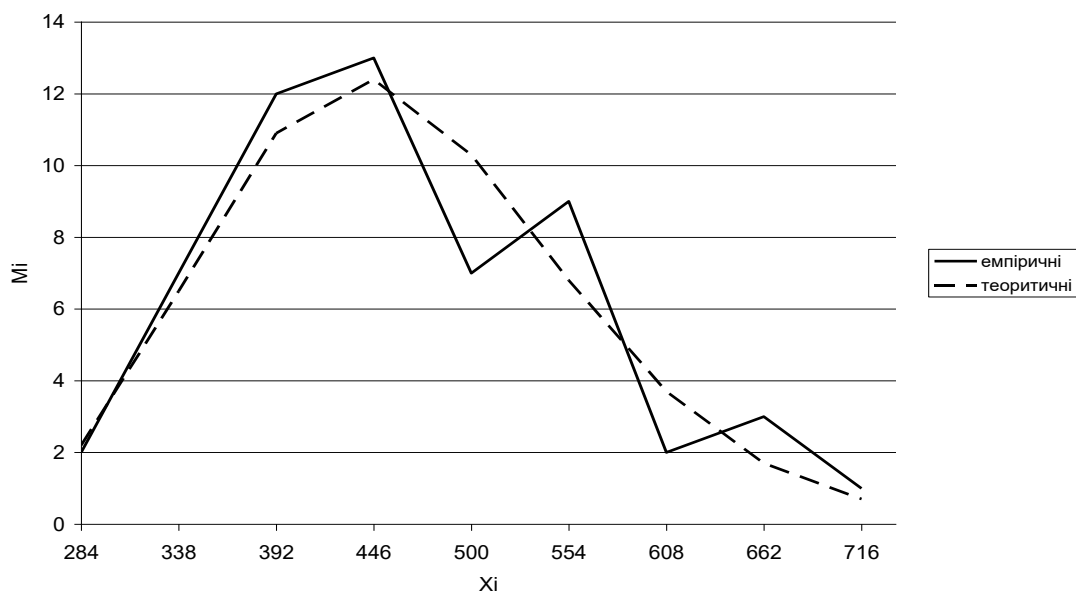


Рисунок 4.23 – Полігони розподілу емпіричних m_i (-) та теоретичних m_i (--) частот розподілу Пірсона III-го типу місячної кількості опадів. Миколаїв. Рік

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. 4.24), а також для осіннього сезону (Рис.4.25).

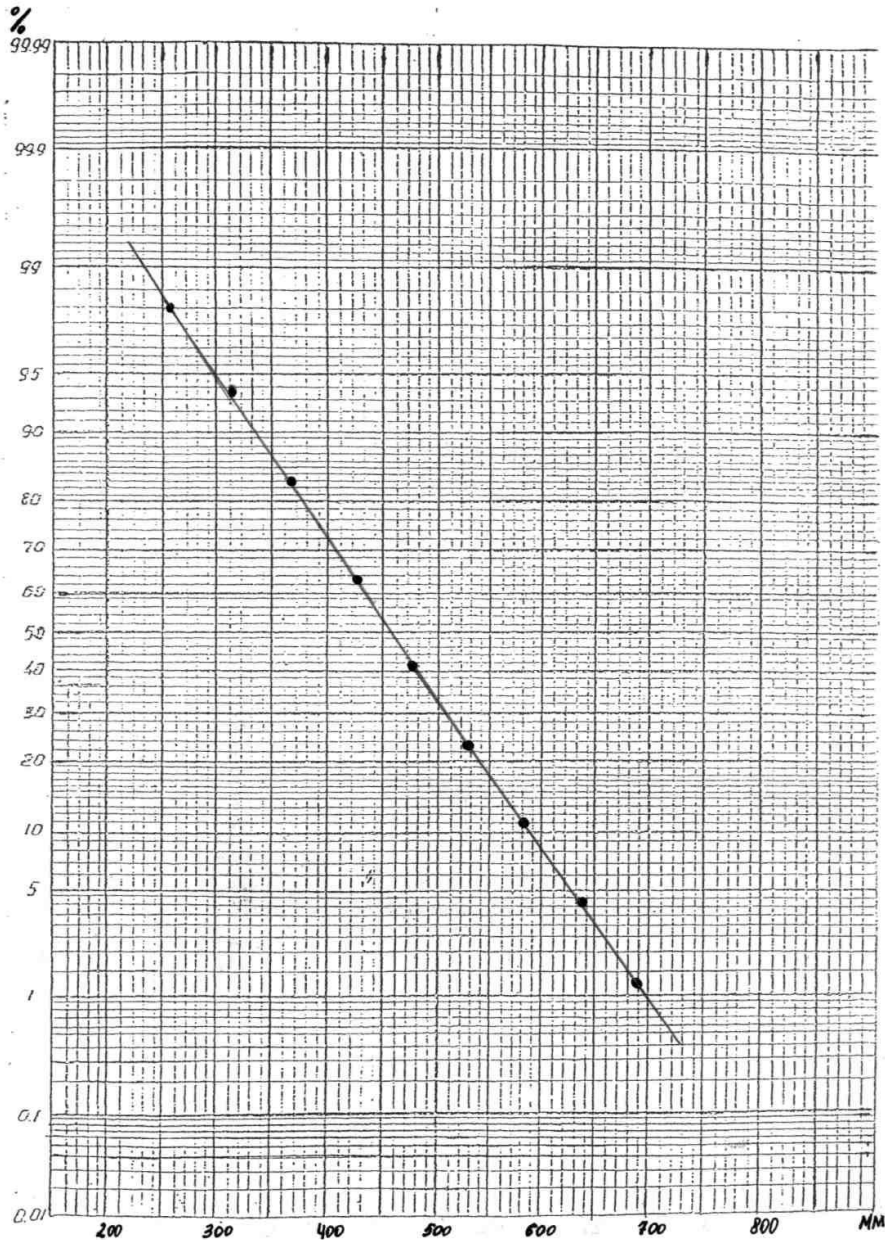


Рисунок 4.24 – Крива інтегрального розподілу кількості опадів за рік.

Пірсон III типу. Миколаїв

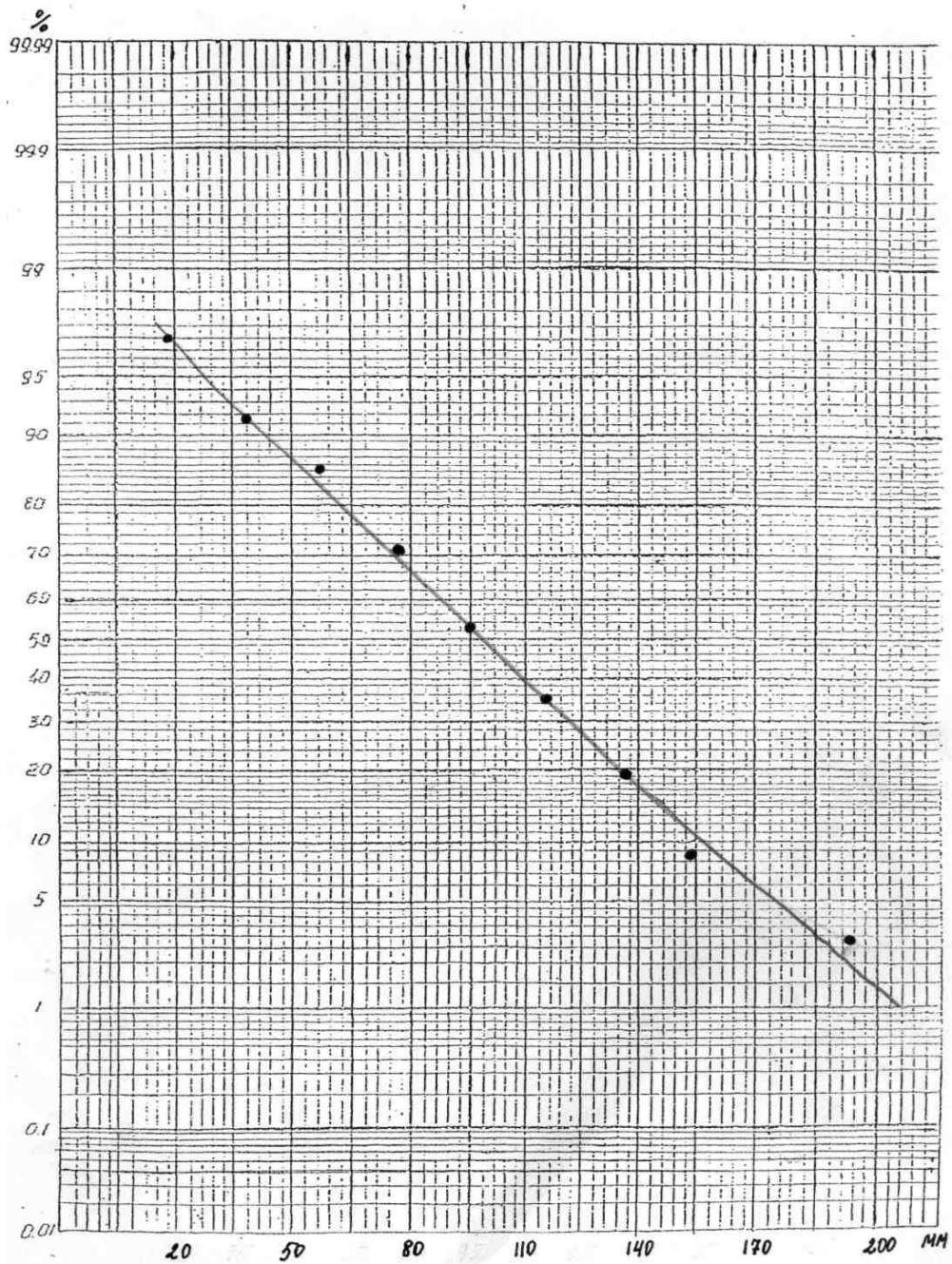


Рисунок 4.25 – Крива інтегрального розподілу кількості опадів за осінній сезон Пірсон III типу. Миколаїв

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 методом гістограм.

Особливо це доцільно, коли в розпорядженні практика є клітчатка спрямовання, розроблені для даного теоретичного закону розподілу. Використавши клітчатка, призначені для закону Пірсона III типу було побудовано (методом гістограм) криві інтегрального розподілу, які дають можливість визначити ймовірні характеристики кількості опадів різної забезпеченості таблиця 4.5.

Таблиця 4.5 – Ймовірнісні значення (мм) сум опадів різного часового розв'язання

Періоди	X _{ср}	max	Забезпеченість (%)											min
			5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	
Миколаїв														
Рік	472	991	625	580	540	505	470	455	420	410	350	340	300	256,9
Холодний	214	446	285	265	240	225	210	200	185	175	165	135	115	86,1
Теплий	265	564	410	365	315	300	270	250	220	200	175	145	115	116,0
Весна	111	232	167	158	140	125	113	101	92	82	63	47	35	28,8
Літо	156	454	270	230	190	160	140	120	110	100	85	70	50	34,1
Осінь	104	191	176	155	134	122	110	95	86	74	62	38	17	19,3
Зима	110	270	176	158	140	125	116	104	92	80	68	44	32	20,4

Аналіз даних цієї таблиці дозволяє з'ясувати, що на станції Миколаїв при багаторічній сумі опадів за рік в 472 мм можливі екстремальні ситуації, коли вони були занадто малими або занадто великими. Так, кожні 5 років (20%) кількість опадів може перевищувати 540 мм, а кожні 10-20 років опади можуть бути вищими за 580-625 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 350 мм, а кожні 10-20 років (90-95%) – навіть менше за 300-340 мм.

В холодний період в Миколаєві кожні 5 років (20%) кількість опадів може перевищувати 240 мм, а кожні 10-20 років (10%-5%) перевищують 265-285 мм. Однак в окремі роки вона може помітно знижуватись 10-20 років (90-90%) нижче 135-115 мм.

В теплий період в Миколаєві кожні 5 років кількість опадів може перевищувати 315 мм, а кожні 10-20 років опади можуть сягати 365-410 мм. Не виключні випадки, коли кількість опадів кожні 5 років може бути 175 мм, а кожні 10-20 років нижче 145-155 мм.

Результати аналогічного аналізу проведеного за минулими сезонами представлені в таблиці 4.5. Дані таблиці дозволяють скласти уявлення і про характер коливань в сезонній кількості опадів.

ВИСНОВКИ

Аналіз часового розподілу сум опадів різного часового розрешення в районі Причорномор'я, а саме на території Миколаївської області, протягом другої половини минулого століття з використанням методів статистичного аналізу дозволив зробити наступні висновки:

1. Встановити чітко вираженої тенденції змін в режимі річних опадів складно, що зумовлено різної спрямованістю цього процесу на окремих відрізках часу. Так, за даними на станції Миколаїв з початку періоду дослідження з 1953 року до 1972 року спостерігаємо збільшення річної кількості опадів до величин незначно більших за норму, з 1976 року і до кінця 80-тих років спостерігаємо зменшення річної кількості опадів до величин значно менших за норму. З початку 90-х років відбувається зміна в знаку тренда: спостерігаємо поступово збільшення опадів майже до кінця сторіччя зі значним їх перевищенням норми після 2002 року, максимальне значення спостерігалось у 2010 році після чого намітився різкий спад в режимі річних опадів.

2. Аналогічна картина в часовому розподілі опадів зберігається в тепле і холодне півріччя:

– в холодний період для Миколаєва переважним є зменшення опадів до 90-х років, починаючи з яких намітилась тенденція їх збільшення. Але з початку XXI-го століття спостерігаємо збільшення значно вище норми і досягненням максимуму у 2010 році потім різкий спад.

– для теплого півріччя часовий розподіл опадів на станції має коливальний характер: з 1953 по 1960 року спостерігалось зниження кількості опадів, з 1961 до 1971 року – збільшення, з 1972 до 1987 року знову зниження і з 1988 до 2015 року спостерігалось поступово збільшення кількості опадів, але тільки починаючи з початку XXI-го століття це збільшення переважала норму.

3. Для сезонів, які складають тепле і холодне півріччя, характер часових змін помітно відрізняється. Так, для осені характерним є напрямок в сторону збільшення опадів, а для зими – зменшення, для весні – збільшення, а для літа – без значних змін.

Інтенсивність вказаних змін різна: більш помітне збільшення опадів відбувалось восени – 20,2 мм/50рок., меншим воно було навесні – 16,1 мм/50рок., взимку зменшення складала – 4,0мм/50рок.

4. Статистичний розподіл опадів різного часового розрешення можна апроксимувати за допомогою III закону Пірсона, що нашло підтвердження на рівні значущості 0,05. Перевірка H_0 гіпотези про відповідність статистичного розподілу теоретичному проведена за допомогою критерія χ^2 Пірсона. Це дозволило встановити можливі відхилення кількості опадів від середнього рівня, які можливі з різною періодичністю, тобто визначити їх ймовірнісні значення різної забезпеченості.

Таким чином складність характеру часового розподілу опадів в різні сезони і місяці потребує більш детальний аналіз режиму опадів з використанням різних методів дослідження.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Барабаш М.Б., Гребенюк Н.П. Зміни клімату в Україні на початку ХХ ст.//Матеріали міжнародної конференції «Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища – 2002». Одеса, 2003. – С. 37-42.
2. Волощук В.М., Бойченко С.Г., Степаненко С.М., Бортник С.Ю., Шищенко П.Г. Глобальне потепління і клімат України. – Київ: КН, 2002. – 116 с.
3. Волошина О. В. Динаміка режиму опадів в районі Причорномор'я в умовах глобального потепління. Фізична географія та геоморфологія. Вип.4(84), 2016, – 89-97с.
4. Врублевська О.О., Катеруша Г.П. Прикладна кліматологія. Конспект лекцій. – Дніпропетровськ: Економіка, 2005. – С. 131.
5. Врублевская А.А., Сапунова Ю.А., Мищенко Н.М. Динамика режима осадков на юге Украины. Метеорология, климатология и гидрология. Вып. 49, 2005, – 126-137 с.
6. Дроздов О.А. Климатология Л.: Гидрометеиздат, 1989, – 557 с.
7. Клімат України. За редакцією В.М. Липинського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко /Видавництво Раєвського. – Київ, 2003. – 343 с.
8. Кліматичні стандартні норми. Київ, 2002. – 446 с.
9. Мартазинова В.Ф., Свердлык Т.А. Крупномасштабная атмосферная циркуляция XX столетия, ее изменения и современное состояние. Труды Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института. Выпуск 246, Киев 1998, – 215 с.
10. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Вып. 10 – Л.: Гидрометеиздат, 1969 г.
11. Справочник по климату СССР. Вып.10,ч.1. – Л.: Гидрометеиздат, 1963г.
12. Швер Ц.А. Атмосферные осадки на территории СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 485 с.

- 13.Школьний Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації. – Одеса, 1999. – 600 с.
- 14.Штембуляк О.Р. Динаміка режиму опадів на півдні України в холодну півріччя // Матеріали ХІХ наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 25-29 травня 2020р. – 314 с.
- 15.<https://rp5.ua> – 25.10.2020р.

ДОДАТОК А

Таблиця А.1 – Вихідні дані кількості опадів (мм) на станції
Миколаїв (1953-2015 рр.)

Роки	зима	осінь	Холодне півріччя	весна	літо	Тепле півріччя	Рік
1953	123,0	39,0	162,0	107,0	161,0	268,0	430,0
1954	98,0	142,0	240,0	88,0	285,0	373,0	613,0
1955	106,0	73,0	179,0	110,0	454,0	564,0	743,0
1956	58,0	104,0	162,0	107,0	169,0	276,0	438,0
1957	84,0	111,0	195,0	70,0	46,0	116,0	311,0
1958	105,0	96,0	201,0	94,0	237,0	331,0	532,0
1959	99,0	155,0	254,0	89,0	98,0	187,0	441,0
1960	165,0	132,0	297,0	70,0	169,0	239,0	536,0
1961	87,1	85,6	172,7	156,7	34,1	190,8	363,5
1962	125,5	122,8	248,3	87,7	83,6	171,3	419,6
1963	208,9	19,3	228,2	105,6	137,2	242,8	471,0
1964	126,0	46,0	172,0	74,6	161,0	235,6	407,6
1965	88,4	111,5	199,9	105,2	339,1	444,3	644,2
1966	236,1	80,8	316,9	64,4	63,9	128,3	445,2
1967	185,0	52,0	237,0	102,3	109,9	212,2	449,2
1968	159,9	111,8	271,7	28,8	124,1	152,9	424,6
1969	171,0	77,3	248,3	99,6	144,6	244,2	492,5
1970	114,4	101,6	216,0	153,9	93,5	247,4	463,4
1971	86,4	121,6	208,0	96,4	206,7	303,1	511,1
1972	20,4	140,5	160,9	183,6	195,9	379,5	540,4
1973	86,8	56,9	143,7	154,6	214,0	368,6	512,3
1974	96,0	100,0	196,0	121,9	134,8	256,7	452,7
1975	26,2	102,3	128,5	96,0	143,7	239,7	368,2
1976	84,6	62,9	147,5	74,6	311,8	386,4	533,9
1977	145,5	51,6	197,1	138,4	299,4	437,8	634,9
1978	118,1	93,6	211,7	205,7	122,7	328,4	540,1
1979	136,0	106,0	242,0	152,4	78,4	230,8	472,8
1980	84,6	156,6	241,2	170,1	150,8	320,9	562,1
1981	162,7	166,0	328,7	160,0	113,1	273,1	601,8
1982	59,6	47,4	107,0	72,9	189,2	262,1	369,1
1983	81,7	20,7	102,4	89,5	147,3	236,8	339,2
1984	91,6	101,6	193,2	125,1	154,5	279,6	472,8
1985	128,8	125,5	254,3	98,0	214,3	312,3	566,6
1986	154,3	73,7	228,0	31,1	130,4	161,5	389,5
1987	97,9	77,9	175,8	94,4	129,7	224,1	399,9
1988	90,5	191,1	281,6	162,8	112,4	275,2	556,8
1989	25,7	174,8	200,5	38,6	89,0	127,6	328,1
1990	122,8	95,4	218,2	62,7	130,9	193,6	411,8

Таблиця А.1 – Вихідні дані кількості опадів (мм) на станції
Миколаїв (1953-2015 рр.)

Роки	зима	осінь	Холодне півріччя	весна	літо	Тепле півріччя	Рік
1991	52,2	47,0	99,2	110,6	116,4	227,0	326,2
1992	48,9	98,4	147,3	56,6	76,1	132,7	280,0
1993	65,2	63,2	128,4	148,7	131,0	279,7	408,1
1994	32,6	67,5	100,1	56,6	100,2	156,8	256,9
1995	103,0	116,0	219,0	134,0	100,0	234,0	453,0
1996	110,9	160,8	271,7	78,7	61,9	140,6	412,3
1997	88,3	102,5	190,8	147,3	307,3	454,6	645,4
1998	44,6	141,9	186,5	124,6	115,2	239,8	426,3
1999	131,7	78,2	209,9	82,9	111,2	194,1	404,0
2000	60,8	128,0	188,8	59,0	137,9	196,9	385,7
2001	70,9	190,6	261,5	125,3	96,5	221,8	483,3
2002	28,2	148,7	176,9	71,3	117,9	189,2	366,1
2003	94,2	110,2	204,4	118,4	90,3	208,7	413,1
2004	137,5	74,8	212,3	183,9	165,2	349,1	561,4
2005	154,0	60,3	214,3	44,8	231,7	276,5	490,8
2006	44,7	41,4	86,1	110,1	155,3	265,4	351,5
2007	65,8	130,2	196,0	43,7	92,2	135,9	331,9
2008	29,4	154,4	183,8	124,7	109,8	234,5	418,3
2009	215,7	135,9	351,6	115,1	93,6	208,7	560,3
2010	269,7	176,7	446,4	204,1	340,3	544,4	990,8
2011	145,3	36,6	181,9	111,4	163,1	274,5	456,4
2012	217,0	112,4	329,4	93,2	106,8	200,0	529,4
2013	91,7	169,7	261,4	50,1	194,6	244,7	506,1
2014	140,1	110,9	251,0	158,1	170,8	328,9	579,9
2015	90,5	63,4	153,9	232,3	98,7	331,0	484,9