

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та
аспірантської підготовки
Кафедра метеорології та кліматології

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: Дослідження умов формування снігового покриву
на території України

Виконав студент 2 курсу групи МНЗ- 61к
спеціальності 103 - “Науки по Землю”
Костяков Андрій Миколайович

Керівник к.геогр.н., доцент
Недострелова Лариса Василівна

Рецензент к.геогр.н., доцент
Барсукова Олена Анатоліївна

Одеса 2018

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та аспірантської підготовки
Кафедра метеорології та кліматології
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 103 «Науки про Землю»
(шифр і назва)
Освітня програма Кліматологія

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри Івус Г.П.

“23” березня 2018 року

З А В Д А Н Н Я
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Костякову Андрію Миколайовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Дослідження умов формування снігового покриву на території України
керівник роботи Недострелова Лариса Василівна, кандидат географічних наук
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)
затверджені наказом закладу вищої освіти 02 листопада 2017 р. № 321-С
2. Строк подання студентом роботи 01 червня 2018 року
3. Вихідні дані до роботи дані щоденних спостережень за сніговим покривом на метеорологічних станціях Одеської, Миколаївської, Херсонської, Вінницької та Кіровоградської областей.
4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) Розрахунок та аналіз статистичних характеристик розподілу висоти снігового покриву на території Одеської, Миколаївської, Херсонської, Вінницької та Кіровоградської областей. Побудова карт просторового розподілу статистичних характеристик снігового покриву. Виявлення та аналіз синоптичних умов утворення снігового покриву в регіоні дослідження.
5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень.)

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 23 березня 2018 року**КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН**

№ з/п	Назва етапів магістерської роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Вивчення літературних джерел за темою магістерської роботи	23 березня – 31 березня 2018 р	75	добре
2.	Підготовка даних метеорологічних спостережень до обробки	1 квітня – 10 квітня 2018 р.	80	добре
3.	Обробка даних метеорологічних спостережень за допомогою графічно-розрахункового пакету «EXCEL»	11 квітня – 15 квітня 2018 р.	80	добре
4.	Отримання та аналіз статистичних параметрів розподілу снігового покриву за даними висоти на станціях Одеської, Миколаївської, Херсонської, Вінницької та Кіровоградської областей	16 квітня – 20 квітня 2018 р.	75	добре
5.	Побудова карт просторового розподілу статистичних характеристик снігового покриву	21 квітня – 30 квітня 2018 р.	75	добре
6.	Рубіжна атестація	30.04 – 06.05.2018	75	добре
7.	Підготовка матеріалів для огляду синоптичних умов утворення снігового покриву	7 травня – 10 травня 2018 р.	80	добре
8.	Аналіз отриманих результатів	11 травня – 20 травня 2018 р.	75	добре
9.	Оформлення магістерської роботи	травень 2018 р.	75	добре
10.	Підготовка комп'ютерної презентації та доповіді до захисту магістерської роботи	травень 2018 р.	80	добре
11.	Попередній захист магістерської роботи	червень 2018 р.		
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)			

Студент

_____ Костяков А.М.
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи

_____ Недострелова Л.В.
(підпис) (прізвище та ініціали)

Анотація

Тема: «Дослідження умов формування снігового покриву на території України»

Автор: Костяков А.М.

Актуальність. Протягом останніх десятиліть сніг, і в особливості снігові замети, завдали величезних збитків більшості міст. Все частіше ми розглядаємо сніг як небажану і дорогу заваду. Труднощі, пов'язані зі снігом, приймаються як непорушний фактор середовища проживання людини, а впливу снігу на господарство або його величезної цінності як природного ресурсу приділяється мало уваги. Сніг активно впливає на суспільство та економіку в багатьох куточках світу. Своєчасне та правильне регулювання його має велике значення для сільського господарства, економіки та екології.

Метою даної роботи є дослідження особливостей формування снігового покриву на території України.

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

- зроблено аналіз статистичних характеристик висоти снігового покриву;
- побудовано карти просторового розподілу статистичних характеристик висоти снігового покриву;
- виявлено синоптичні умови утворення снігового покриву.

Об'єкт дослідження – висота снігового покриву.

Предмет дослідження – статистичні характеристики снігового покриву.

Методи дослідження – фізико-статистичний та синоптичний аналіз.

Наукова новизна отриманих результатів.

В даній роботі *вперше* для території України:

- побудовано карти просторового розподілу статистичних характеристик висоти снігового покриву для території південної та південно-західної України за період 1996-2007 роки;
- виявлено синоптичні умови утворення снігового покриву на території півдня України за період 1996-2007 роки.

Практичне значення отриманих результатів. Розподіл статистичних показників снігового покриву може використовуватись для прогнозування врожайності сільськогосподарських культур.

Магістерська робота в обсязі 45 сторінок складається з 4 розділів, висновків, переліку посилань з 29 джерел, одного додатка, містить 9 таблиць та 5 рисунків.

Ключові слова: висота снігового покриву, статистичні характеристики, картографування, синоптичні умови.

Summary

Theme: "Investigation of conditions for the formation of snow cover in the territory of Ukraine"

Author: Kostyakov A.M.

Urgency of the issue Over the past decades, snow, and in particular snow sheds, have caused enormous damage to most cities. We increasingly see the snow as an undesirable and expensive obstacle. Difficulties associated with snow are taken as an indispensable factor in the habitat of man, and the impact of snow on the economy or its tremendous value as a natural resource is paid little attention. Snow has an impact on society and the economy in many parts of the world. Its timely and proper regulation is of great importance for agriculture, economics and ecology.

Aim of this study is a study of the characteristics of the formation of snow cover in Ukraine.

According to aim assigned **such tasks** are solved:

- analysis of statistical characteristics of snow cover height;
- maps of the spatial distribution of statistical characteristics of snow cover height were constructed;
- synoptic conditions of formation of snow cover are revealed.

Object of scientific research snow cover height.

Subject of scientific research statistical characteristics snow.

Methods of scientific research physic-statistical and synoptic analysis.

Scientific novelty of results obtained.

In this study for the Ukraine for the first time

- maps of the spatial distribution of statistical characteristics of snow cover height for the territory of southern and southwestern Ukraine for the period of 1996-2007;
- the synoptic conditions of formation of snow cover in southern Ukraine for the period of 1996-2007 were revealed.

Practical importance of results obtained. The distribution of statistical indicators of snow cover can be used to predict crop yields.

The master thesis of 45 pages consists of 4 chapters, conclusions, bibliography of 29 sources, one application, contains 9 tables and 5 drawings.

Keywords: snow cover height, statistical characteristics, mapping, synoptic conditions.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	7
1 УМОВИ ФОРМУВАННЯ СНІГОВОГО ПОКРИВУ.....	9
1.1 Мінливість снігового покриву.....	9
1.2 Вплив снігового покриву на формування клімату.....	13
2 ПОРЯДОК СПОСТЕРЕЖЕНЬ ЗА СНІГОВИМ ПОКРИВОМ.....	18
3 КАРТОГРАФУВАННЯ СТАТИСТИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК РОЗПОДІЛУ СНІГОВОГО ПОКРИВУ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ.....	20
3.1 Характеристики гідрометеорологічної інформації.....	19
3.2 Оцінки моментів розподілу випадкових величин.....	25
3.3 Статистична структура розподілу снігового покриву на станціях південної та південно-західної України.....	30
3.4 Картографування статистичних характеристик снігового покриву на території південної та південно-західної України	35
4 СИНОПТИЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ СНІГОВОГО ПОКРИВУ НА ТЕРИТОРІЇ ПІВДЕННОЇ УКРАЇНИ.....	42
4.1 Типізація синоптичних ситуацій для України.....	42
4.2 Аналіз синоптичних умов формування снігового покриву на території південної України.....	45
ВИСНОВКИ.....	51
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	54
ДОДАТОК А.....	57

ВСТУП

Протягом останніх десятиліть сніг, і в особливості снігові замети, завдали величезних збитків більшості північних міст. Міста, розташовані в областях, для яких характерні сильні снігопади, звичайно готуються до них. Проте, коли фактичні характеристики снігопадів перевищують значення, що лежать в основі різних програм та робіт, наприклад, по снігоочищенню та будівництву, виникають труднощі. При випаданні снігу на земну поверхню змінюється її рельєф, текстура, схильність до ерозії і, що найважливіше, альbedo. Поверхня, покрита сухим чистим снігом, відбиває 80% сонячної радіації. Для порівняння можна навести значення альbedo поверхонь, покритих луговою і лісовою рослинністю, які становлять відповідно 15-30 і 15-18%. Танення снігу служить причиною весняних повеней і обумовлює більшу частину стоку в горах. Талі води переповнюють водойми і болота, інфільтруються в ґрунт і заповнюють запаси ґрунтових вод. У аридних районах вони використовуються для зволоження ґрунтів і створення запасів вологи для потреб сільського господарства. Природне регулювання снігового покриву відбувається внаслідок вітрового переносу снігу: сніг видаляється з відкритих місць і відкладається на захищених ділянках. Потужний сніговий покрив звичайно сприяє отриманню доброго врожаю [1].

Сніг – одне з найпоширеніших явищ природи, що активно впливає на суспільство та економіку в багатьох куточках світу. Визнаючи красу снігового покриву і його корисність для ентузіастів зимового спорту, все ж таки частіше ми розглядаємо сніг як небажану і дорогу заваду. Труднощі, пов'язані зі снігом, приймаються як непорушний фактор середовища проживання людини, а впливу снігу на господарство або його величезної цінності як природного ресурсу приділяється мало уваги. Вплив снігу на суспільство багатогранний і включає в себе складні фізичні, соціальні, економічні та психологічні аспекти. Товщина, щільність, вологість і міцність снігового покриву є основними

фізичними параметрами, що враховуються при використанні снігу та боротьби з ним. Товщина снігового покриву і тривалість його залягання мають соціальне і економічне значення і впливають на навколишнє середовище. Господарство у вищій ступені вразливе, коли сильний вітер, низькі температури і крижаний дощ супроводжуються або слідує за важкими снігопадами. Крім того, важливо, в який час вибухнула снігова буря. Наприклад, до найбільш неприємних наслідків може призвести буря в години пік або в період збирання врожаю [1]. Найбільшу небезпеку представляють хуртовини. Особливо небезпечне поєднання сильних вітрів, низької температури і поганої видимості. Завірюхи особливо небезпечні у безлісних районах, де немає дерев, здатні створити вітрову тінь. Міські центри особливо чутливі до рясних снігопадів, і це необхідно враховувати при плануванні міст. У міру зростання міст і агломерацій неухильно підвищується їх незахищеність від снігових буревіїв. Таким чином, випадання снігу має великий вплив на клімат, фауну і флору, енергообмін між поверхнею Землі і атмосферою. Сніговий покрив впливає на енергетичний і водний баланс поверхні Землі, так що правильне регулювання його має велике значення для сільського господарства, економіки в цілому та екології.

1 УМОВИ ФОРМУВАННЯ СНІГОВОГО ПОКРИВУ

1.1 Мінливість снігового покриву

Сніговий покрив утворюється в результаті акумуляції снігу на ґрунті в процесі відкладення твердих опадів (сніжинки, льодяний дощ, іній і ожеледь), випадання дощу, коли велика частина опадів згодом замерзає, а також відкладення домішок. Структура, стратиграфія і геометричні характеристики снігового покриву вкрай мінливі в просторі і в часі. Така мінливість обумовлена безліччю факторів: великим розмаїттям метеорологічних умов під час випадання опадів і відразу після сніговідкладень (зокрема, характеристик вітру, температури і вологості повітря); характером і частотою метелевих процесів в період сніговідкладень; метеорологічними умовами в періоди між снігопадами (в цьому випадку радіаційний обмін визначає зміну структури, щільності та оптичних властивостей снігового покриву, а вітрова діяльність може сприяти виникненню процесів сальтації і перевідкладення снігу, і також зміни його щільності і структури); характером процесів метаморфізму і абляції, які визначають зміну фізичних характеристик снігового покриву в порівнянні з характеристиками снігу, що випав; поверхневим рельєфом, фізико-географічними умовами і рослинним покривом.

Просторова мінливість снігового покриву зазвичай розглядається в трьох масштабах.

1. Макромасштаб, або регіональний масштаб: простору площею до 10^6 км² з відстанню між ізолініями характеристик від 10^4 до 10^5 м, в залежності від широти, висоти над рівнем моря і орографії; в цьому випадку істотну роль грають динамічні метеорологічні чинники, такі як наявність стоячих хвиль, напрям орографічних перешкод потоків повітря і т. п.

2. Мезомасштаб, або локальний (в межах регіонів) масштаб: характерна відстань між ізолініями від 10^2 до 10^3 м; перерозподіл снігового покриву відбувається в результаті лавинної або вітрової діяльності, а акумуляція снігу залежить від висоти над рівнем моря, ухилу і інших характеристик місцевості, густоти рослинного покриву, видів деревної і трав'янистості рослинності, її висоти і інших геометричних розмірів.

3. Мікромасштаб: характерне відстань між ізолініями від 10 до 10^2 м, в межах яких відбуваються значні зміни акумуляції, перш за все в залежності від шорсткості поверхні, що впливає на механізм транспортування снігу [1].

Сніговий покрив утворюється в результаті снігопадів і має характеристики, різко відмінні від тих, що спостерігалися в момент випадіння снігу. Температура в момент сніговідкладання впливає на вологість, твердість і структуру свіжого снігу і отже, на його стійкість при вітровому дефляції. Вплив температури чітко проявляється на гірських схилах, де збільшення товщини снігового покриву може бути прямо пов'язано з пониженням температури при зростанні абсолютної висоти. Акумуляція і абляція снігового покриву залежать головним чином від атмосферних умов і стану земної поверхні. Визначальними атмосферними процесами служать випадання опадів, їх відкладення, конденсація, турбулентний тепло - і волого обмін, радіаційний баланс і рух повітряних мас. Вимагають обліку також особливості рельєфу, впливають на хід атмосферних процесів і створення вітрової тіні.

До числа основних факторів, що визначають характеристики снігового покриву, входять форма рельєфу і експозиція поверхні з різними тепловими властивостями і шорсткістю. У районах поширення сніжного покриву найбільша товщина снігу характерна для підвітряного боку відкритих водних просторів і навітряних схилів, де снігонакопичення відбувається найбільш інтенсивно. Найменша товщина снігу наголошується на невеликій висоті на підвітряних південних схилах, на яких найбільш імовірні втрати снігу на танення. У разі пересіченій місцевості вплив вітру призводить до вкрай неоднорідному розподілу товщини снігового покриву. Вологий сніг, досить

важкий і зазвичай не схильний до метелевого переносу, випадає при температурі повітря близько $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Випадання такого снігу часто спостерігається при проходженні повітряних мас над великими водними просторами. В континентальних областях, що характеризують переважанням низьких негативних температур, сніг, що випав, зазвичай сухий і легкий. Шорсткість підстилаючої поверхні впливає на профіль швидкості вітру. Опір тертя повітряних мас на підстильну поверхню обумовлює турбулентність вітрового потоку поблизу поверхні, що відбивається на процесах снігонакоплення. Вітровий потік переміщує також зерна снігу, змінюючи їх форму і властивості, і перемітає їх у вигляді заметів або надувів снігу більшої щільності, ніж початковий сніг. Приміром, Чеч [2] показав, що сніг, що випав щільністю 36 і 56 кг/м^3 через 24 години в результаті вітрової діяльності набував щільність 176 кг/м^3 . Такі результати отримав Грей та ін. [3] для прерій: в результаті хуртовинних процесів за 24 години щільність снігу збільшилася від 45 до 230 кг/м^3 . Ущільнення снігу відбувається найчастіше в результаті вітрової діяльності, однак на нього впливають і такі процеси, як конденсація, танення та ін. У числі фізико-географічних чинників, що роблять істотний вплив на варіації снігового покриву, необхідно відзначити висоту над рівнем моря, ухил, експозицію, шорсткість, а також оптичні і термічні властивості підстилаючої поверхні.

У гірських районах абсолютна висота зазвичай вважається визначальним чинником у процесі розподілу сніжного покриву. Часто на окремих ділянках місцевості в певному висотному інтервалі може бути виявлена лінійна залежність між акумуляцією снігу і абсолютними висотами. Можливість використання знайдених залежностей для інших районів вкрай сумнівна, оскільки вплив висоти самої по собі досить невизначено і проявляється у зміні клімату та характеристик схилу. В ході одного з досліджень в штаті Колорадо вимірювання проводилися в межах обраного висотного інтервалу протягом трьох послідовних років. Наведені дані свідчать про значні розбіжності в збільшенні снігозапасів як між різними регіонами, так і в межах одного

регіону. Мейман [1] вказує, що в ряді робіт були покращені кореляційні характеристики при врахуванні інших факторів рельєфу. Однак, як вважають Пек та ін. [1] коректна інтерпретація розподілу та акумуляції снігового покриву повинна ґрунтуватися на врахуванні кліматичних факторів і всього комплексу метеорологічних умов у момент снігонакопичення. В якості прикладу можна навести залежність зниження температури зі збільшенням висоти і відповідним зменшенням втрат на танення. Слід також враховувати, що абсолютна вологість повітря, необхідна для випадання опадів, із збільшенням висоти зменшується. У такому випадку висновок про те, що спостережуване збільшення акумуляції снігу з висотою обумовлено спільним впливом висоти і характеристик схилу на ефективність механізму осадко накопичення, представляється досить спірним.

Щільність снігового покриву цікавить науковців не менше, ніж його товщина. Сторр та Голдінг [1] виявили лінійну залежність між водним еквівалентом шару снігу і його товщиною для басейну річки Мармот в провінції Альберта. Грант і Рі [4] відзначають значні варіації щільності снігового покриву на гірських перевалах у центральній частині Скелястих гір у штаті Колорадо. Збільшення щільності снігу з зменшенням висоти пояснюється відносно великою повторюваністю і значною кількістю паморозі на крижаних кристалах.

Інтенсивність опадів орографічного походження залежить головним чином від ухилу місцевості та характеристик вітрового потоку і меншою мірою від абсолютних висот. Інакше кажучи, інтенсивність опадів з насиченою водяною парою повітряної маси прямо пропорційна швидкості підйому повітряної маси і залежить від швидкості вітру і крутизни схил Рі і Грант [4] запропонували загальне математичне вираз, що описує інтенсивність снігопадів орографічного походження в гірських районах і враховує великомасштабний підйом повітряних мас, конвекцію і орографічний підйом, рух мас повітря над гірськими хребтами. Орографічний компонент залежить від градієнта вологості, вертикального компонента швидкості (функції ухилу і

часу), щільності повітряної маси, інтенсивності опадів і висоти над рівнем моря. Аналіз даних за зимовий період для штату Колорадо свідчить про те, що середня багаторічна кількість опадів в точці добре корелюється з топографічними ухилами снігозатримуючої перешкоди, розташованої в 20 км з навітряного боку від точки. Для розрахунку схил розбивався на 30-градусні сектори, для яких оцінювалася відносна частота днів з опадами, середній для поверхні 700 гПа градієнт вологості і розрахункова середня потенційна потужність осадкоутворюючої хмарності на рівні 725 гПа. Кореляція між вимірними зимовими опадами і розрахунковими орографічними опадами була дещо поліпшена (з 0,82 до 0,90) в результаті обліку зменшення кількості водяної пари в процесі осадко ви падаючої вздовж перешкод з навітряного боку від тієї ділянки. Було з'ясовано, що середня багаторічна кількість опадів слабо корелюється з абсолютною висотою станцій.

1.2 Вплив снігового покриву на формування клімату

Вплив снігового покриву на клімат проявляється при його взаємодії з енергетичним режимом атмосфери. Розглянемо потік тепла до одиничного обсягу повітря, що тягнеться від земної поверхні до верхньої межі атмосфери. На зміну внутрішньої енергії цього обсягу впливають наступні процеси: поглинання короткохвильового радіації атмосферою і поверхнею Землі, довгохвильове випромінювання Землі в простір і енергообмін з навколишньою атмосферою і шарами лежать нижче земної поверхні. На 20° півн. ш. система Земля-атмосфера отримує більше енергії за рахунок поглинання короткохвильової радіації (285 Вт/м^2), ніж втрачає за рахунок довгохвильового випромінювання (242 Вт/м^2). Велика частина енергії, що надходить розсіюється в атмосфері внаслідок адвекції. Із збільшенням широти втрати за рахунок довгохвильового випромінювання зменшуються, але в той же час

надходження за рахунок поглинання короткохвильової радіації скорочується набагато швидше, що і призводить до негативних значень енергетичного балансу атмосфери. Цей дефіцит компенсується головним чином перенесенням тепла в атмосфері по напрямку до полюсів. Наприклад, перенесення тепла до 80° с. ш., являє собою істотне джерело енергії: середнє багаторічне значення добового потоку одно $107,6 \text{ Вт/м}^2$, тоді як короткохвильове поглинання атмосферою і земною поверхнею становить тут тільки $62,5 \text{ Вт/м}^2$. Таке ж становище має місце в південній півкулі. Полярні потоки енергії роблять серйозний вплив на глобальну циркуляцію і, отже, глобальний клімат [1].

Середня річна кількість сонячної енергії, що досягає поверхні Землі, приблизно втричі перевищує енергію поглинену атмосферою. Поглинання сонячної радіації земною поверхнею залежить насамперед від альbedo поверхні. Альbedo снігового покриву змінюється залежно від тривалості періоду залягання снігу і ряду інших факторів, але воно завжди значно вище, ніж альbedo більшості інших природних поверхонь. Через сезонних змін просторового розподілу сніжного покриву альbedo земної поверхні відчуває сезонні коливання. Значення альbedo поверхні Північноамериканського континенту в середині зими і літа порівнюються.

Високі значення альbedo, обумовлені наявністю стійкого снігового покриву, служать причиною того, що в більш високих широтах земної поверхнею поглинається менша кількість сонячної радіації. Сніговий покрив із-за низької теплопровідності різко зменшує теплообмін між землею і атмосферою, що істотно впливає на температурний режим ґрунту. Однак, оскільки тепловий потік з поверхонь, вільних від снігу, зазвичай невеликий порівняно з іншими компонентами рівняння відбивні властивості снігу більше, ніж ізоляційні, впливають на енергетичний баланс атмосфери. Виняток з цього загального правила є випадок, коли у високих широтах над вкритою льодом водою висхідний тепловий потік, що проходить через сніговий покрив, виявляється єдиним джерелом енергії в зимові місяці, коли інсоляція мала або

відсутня зовсім. У січні над Північним Льодовитим океаном приблизно чверть всієї енергії, одержуваної атмосферою, надходить з цього джерела.

Для снігового покриву характерна просторова мінливість всіх його властивостей (товщини, щільності, температури, твердості) – це характерна особливість снігового покриву, яка докорінно пов'язана з умовами життя в засніжених районах. Причиною такої мінливості служать макро-, мезо- та мікромасштабні процеси, зумовлені особливостями великомасштабної циркуляції, рельєфу, рослинного покриву і ін.

У межах одного кліматичного району сніг з року в рік акумулюється певним, характерним для конкретних ландшафтних умов чином. При цьому рослинний покрив, контролюючи просторову мінливість снігового покриву, у свою чергу сам реагує на цю мінливість. Як приклад можна навести випадок, коли сніг падає на нерівну вільну від снігу поверхню з низькою рідкісною рослинністю. Цей сніг перерозподіляється, заповнюючи западини і відкладаючись на підвітряних ділянках, залишаючи оголеними відкриті ділянки. При подальшому снігопаді сніг розподіляється вже за умов більш гладкої поверхні. Таким чином відбувається згладжування ландшафту до тих пір, поки сніг не стане переноситися на величезні відстані перш, ніж почне акумулюватися. Зі сказаного можна зробити висновок про те, що характерний початковий порядок розподілу снігового покриву і характерні зміни його в часі можуть бути передбачені. При подібному характері твердих опадів відмінності в рельєфі, рослинному покриві, метеорологічних умовах обумовлюють відмінності в характері розподілу снігового покриву; вплив різних типів лісів на акумуляцію снігу добре відомо.

Тимчасова мінливість снігового покриву в значній мірі визначає його властивості, які роблять сніг специфічною частиною навколишнього середовища в холодних районах. Механічні зміни дуже часто відбуваються в процесі відкладення, а метаморфічні процеси є в основному результатом змін температурного режиму снігового покриву [1].

Сніговий покрив, що залягає на земній поверхні, містить безліч включень. Крім пилу, сніговий покрив може містити досить токсичні елементи, що забруднюють навколишнє середовище. Як показують дослідження, концентрація свинцю в снігу, що випав, останнім часом збільшується. Таке збільшення концентрації викликане глобальним забрудненням атмосфери в результаті використання тетраетилсвинцю як добавки до бензину. У міських районах локальні концентрації свинцю в сніговому покриві можуть сягати дуже великих значень поблизу основних автострад. Снігоочищення сприяє збільшенню концентрації свинцю в річках, якщо сніг скидається в річку або тала вода стікає або просочується в напрямку водотоків. Свинець погано розчиняється у воді при його реакції з солями, які використовують при очищенні вулиць. Крім забруднюючих речовин, що випадають на поверхню снігового покриву, сніг містить велику кількість домішок, що потрапляють в нього в процесі випадання твердих опадів. У число домішок входять аерозольні частинки природного походження, а також промислові аерозольні викиди. Такі аерозолі можуть захоплюватися падаючими сніжинками, в результаті чого в сніговому покриві на великих територіях суттєво зростають концентрації свинцю і цинку - металів, особливо токсичних для флори і фауни водойм. Гази також адсорбуються на поверхні снігових кристалів. На особливу увагу заслуговують двоокис сірки і окис азоту - при їх окисленні в атмосфері утворюються сірчана і азотна кислоти. Висока концентрація сірки в сніговому покриві пояснюється промисловим забрудненням. Висока концентрація промислових відходів на відстані сотень кілометрів від джерел забруднення може бути обумовлена перенесенням забруднюючих речовин по повітрю при певних метеорологічних умовах і їх відкладенням в процесі випадання снігу. При появі снігового покриву в нього також потрапляють радіоактивні елементи, такі як стронцій і тритій. Присутні в снігу радіоактивні елементи зазвичай не є небезпечними, до того ж вони становлять великий інтерес для вивчення процесів, що відбуваються в сніговому покриві. В снігу накопичуються різноманітні частинки, які

потрапляють в нього з атмосфери: пилок, спори і спорові види бактерій. Велика частина з цих організмів залишається інертною, проте деякі водорості, грибки і мікроби пристосовуються до існування в снігу [1].

Отже, дослідження характеру залягання та параметрів розподілу снігового покриву є важливим аспектом в оцінці забруднення літосфери, гідросфери, атмосфери і в цілому біосфери.

2 ПОРЯДОК СПОСТЕРЕЖЕНЬ ЗА СНІГОВИМ ПОКРИВОМ

Щоденні спостереження за сніговим покривом повинні проводитися за будь-яких погодних умов в строк, найближчий до 8 г зимового часу, відповідно до порядку проведення спостережень на станції [5]. Сніговий покрив є шаром снігу на поверхні землі, який утворюється в результаті випадання опадів.

Таблиця 2.1 – Характер залягання снігового покриття

Цифра коду	Залягання снігового покриття
0	Рівномірний сніговий покрив на замерзлому ґрунті
1	Рівномірний сніговий покрив на ґрунті, що відтанув
2	Рівномірний сніговий покрив, стан ґрунту невідомо
3	Нерівномірний сніговий покрив на замерзлому ґрунті
4	Нерівномірний сніговий покрив на ґрунті, що відтанув
5	Нерівномірний сніговий покрив, стан ґрунту невідомо
6	Дуже нерівномірний сніговий покрив на замерзлому ґрунті
7	Дуже нерівномірний сніговий покрив на ґрунті, що відтанув
8	Дуже нерівномірний сніговий покрив, стан ґрунту невідомо
9	Сніговий покрив з проталинами

Спостереження за сніговим покривом складаються з щоденних спостережень за зміною снігового покриття і періодичних снігозйомок. При

щоденних спостереженнях за сніговим покривом визначають: ступінь покриття околиці станції сніговим покривом (бал); характер залягання снігового покриву на місцевості (табл. 2.1); структуру снігу; висоту снігового покриву на метеорологічному майданчику або на вибраній ділянці поблизу станції (см). Ступінь покриття снігом околиці станції, характер залягання снігового покриву і структура снігу оцінюються спостерігачем при візуальному огляді околиці станції відповідно до прийнятих шкал. Висота снігового покриву визначається на підставі вимірювань відстані від поверхні землі до поверхні снігового покриву [5].

Ступінь покриття станції сніговим покривом оцінюється в балах за 10-балльною шкалою. За відсутності снігу на поверхні ґрунту ступінь покриття не оцінюється. Забраковане значення кодується знаком «-». При ступені покриття околиці 6 балів і більш визначається характер залягання снігового покриву (табл. 2.1). Забраковане значення кодується одним знаком «-».

При ступені покриття околиці станції снігом менше 6 балів кодується знаком «/». Щоденні вимірювання висоти снігового покриву відбуваються по трьох снігомірних рейках, які встановлюються на метеорологічному майданчику. Якщо висота снігового покриву біля рейки $< 0,5$ см, то кодується цифра 0; відсутність снігу біля будь-якої з рейок за наявності снігу в околиці станції кодується знаком «/». Забраковане значення кодується знаком «-» [5].

3 КАРТОГРАФУВАННЯ СТАТИСТИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК РОЗПОДІЛУ СՆІГОВОГО ПОКРИВУ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

3.1 Характеристики гідрометеорологічної інформації

Ясно, що емпіричні дослідження в гідрометеорологічних науках мають першорядне значення. На їх основі встановлюються закономірності, які притаманні певним характеристикам атмосфери чи гідросфери. Емпіричні дані є критеріями істинності закономірностей, рівнянь гідродинаміки, особливостей атмосферних чи гідрологічних процесів та тому інше. Особливості об'єктів, що досліджуються, і методів дослідження підкреслюють важливість систем збирання і накопичення гідрометеорологічної інформації та систем забезпечення доступу до неї багатьох користувачів.

Фізичні параметри стану атмосфери та гідросфери Землі складають гідрометеорологічну інформацію. Знання комплексу відповідних статистичних алгоритмів та вміння правильно їх використовувати при аналізі цієї інформації допоможе рішенню актуальних питань утворення, змінення та прогнозування гідрометеорологічних процесів.

Таким чином, гідрометеорологічна інформація має важливі особливості, які обумовлюються характером процесів, що спостерігаються в цих сферах Землі [6, 7, 8, 9, 10]. Перша з них полягає у тому, що процеси в океані чи атмосфері мають просторові й часові масштаби, які набагато перевищують можливості окремої людини по збиранню та узагальненню інформації про їх стан. Тому дані про процеси в оточуючому середовищі, що збираються з різних регіонів Землі та за тривалі періоди часу, мають надзвичайну цінність для дослідників. Друга особливість обумовлюється тим, що в науках про Землю, особливо гідрометеорологічних, є дуже обмежені можливості проведення активного експерименту з природними об'єктами. Отже, аналіз

накопичених даних стає головним джерелом досліджень і єдиним засобом перевірки теоретичних висновків та отриманих закономірностей.

Збирання даних про атмосферу і гідросферу здійснюється, по-перше, з метою оперативного доведення інформації до підрозділів гідрометеорологічної служби, які займаються обслуговуванням різних галузей господарства (прогнози погоди, штормові попередження, тощо) і, по-друге, для накопичення, з метою узагальнювання даних про гідрометеорологічний режим та наукових досліджень.

Значення сукупності гідрометеорологічних величин у даний момент часу визначається станом атмосфери та гідросфери, який обумовлюється дією комплексу фізичних причин. Взагалі кажучи, основні гідрометеорологічні величини є неперервні величини. Це, наприклад, атмосферний тиск, температура і густина повітря, гігromетричні характеристики, швидкість вітру; густина, температура, солоність, швидкість руху води океану тощо. В деяких вимірювальних системах втілюється безперервна реєстрація значень тих чи інших фізичних величин. Але в більшості випадків гідрометеорологічні величини вимірюються на світовій мережі метеорологічних чи гідрологічних станцій та постів через деякі проміжки часу, що встановлюються Всесвітньою Метеорологічною організацією (ВМО) чи особистою програмою досліджень.

Гідрометеорологічні дані – це кількісні характеристики стану атмосфери і гідросфери. Внаслідок значної мінливості у просторі і за часом фізичних параметрів атмосфери і гідросфери, для спостереження за їх станом з метою вивчення закономірностей процесів, що відбуваються, і, найголовніше, з метою їх прогнозування необхідні численні вимірювання стану цих середовищ. Відомо, що основним джерелом гідрометеорологічної інформації є результати термінових і спеціальних метеорологічних та гідрологічних спостережень і вимірювань, дані аерологічного зондування атмосфери, дані експедиційних досліджень і тому інше.

Треба зауважити, що і у випадку безперервної реєстрації Гідрометеорологічної інформації на тих чи інших носіях перед статистичною

обробкою цієї інформації доводиться виконувати її дискретизацію (квантування). Цей процес зводиться до складання рядів значень гідрометеорологічної величини у визначені інтервали часу. Гідрометеорологічні ряди можуть складатися не тільки з величин безпосередньо вимірних. Їх членами можуть бути і величини, які отримані в результаті узагальнювання первинних вимірювань чи спостережень.

Таким чином, ряди гідрометеорологічних величин складаються з членів, кожний з яких є результатом чи безпосереднього вимірювання або спостереження, чи узагальнювання спостережень за деякий інтервал часу конкретного року.

Обробка і аналіз систем випадкових величин проводиться за допомогою спеціально розробленого апарату досліджень, що складає методи математичної статистики. Тому гідрометеорологічна інформація повинна задовольняти вимогам, котрі пред'являються до статистичної інформації [6, 7, 8, 9, 10]. Кожний фізичний параметр атмосфери чи гідросфери залежить один від одного, а також від зовнішніх впливів і випадковим чином змінюється за часом та у просторі, утворюючи випадкові поля або послідовності.

Важливою властивістю ряду гідрометеорологічних величин, що визначає його вид, є характеристика цих величин. Такими характеристиками можуть бути: безпосередні значення гідрометеорологічних величин, кількість днів і випадків з атмосферними явищами, їх тривалість, інтенсивність тощо.

Однією з важливих ознак рядів є інтервал дискретності. Як правило, ряди гідрометеорологічних величин є еквідистантними, тобто члени рядів визначаються через який-небудь заданий інтервал часу (година, доба, місяць, рік тощо). В деяких випадках при розв'язуванні конкретних задач ряди можуть формуватися із членів, що розташовані на різних відстанях одне від одного.

Гідрометеорологічні величини можуть бути скалярними або векторними. В останньому випадку ряд являє собою два або більше (в загальному випадку - N) рядів синхронних скалярних характеристик метеорологічної величини.

Ще однією важливою характеристикою ряду гідрометеорологічних величин є його об'єм. Під терміном об'єм сукупності випадкових величин розуміють кількість членів, що складають цю сукупність.

Отже для гідрометеорологічних досліджень, а також безпосереднього застосування метеорологічної інформації в різних галузях господарства, формується велика множина сукупностей гідрометеорологічних величин, які розрізняються однією або декількома ознаками, а саме:

- інтервалом дискретності;
- об'ємом сукупності (вибірки);
- характеристикою випадкових величин - членів ряду.

Коли кажуть про статистичні сукупності, то мають на увазі дві категорії:

- статистичний ряд (вибірка);
- генеральна сукупність.

Статистичний ряд (вибірка) - обмежена кількість випадкових величин, здобутих випадковим чином із генеральної сукупності. Тому статистичні ряди називають вибірками з генеральної сукупності.

Термін «генеральна сукупність» визначає необмежену кількість незалежних випадкових величин, які підпорядковуються одному закону розподілу. Властивості випадкових величин, які представляються генеральною сукупністю, визначаються параметрами цієї випадкової величини.

Значення параметра генеральної сукупності, здобуте на основі вибірки, є статистичною оцінкою цього параметра, яку позначають символом « $\hat{\theta}$ ».

Перш за все, кожний ряд повинний бути однорідним. Це означає, що всі члени ряду з визначеною імовірністю повинні належати до однієї генеральної сукупності, тобто підпорядковуватися визначеному закону розподілу.

В дійсності, в деяких випадках в гідрометеорологічних рядах містяться члени, які не задовольняють сформульованій вимозі. Їх називають «викидами». «Викиди», як правило, виникають тоді, коли спостерігаються аномальні погодні або кліматичні умови.

Наступною вимогою до рядів гідрометеорологічних величин є незв'язність їх членів. Це означає, що статистична залежність між ними повинна бути відсутньою. Прийняття чи не прийняття цієї вимоги залежить від характеру задачі, що розв'язується. Якщо йдеться про статистичну оцінку моментів випадкових величин, то вихідні ряди повинні бути незв'язними, оскільки методи статистичного оцінювання параметрів спираються на теорему теорії ймовірностей, які, як правило, ставлять вимогу про незалежність випадкових величин.

Найбільш часто сукупності випадкових величин зображуються у двох видах: у виді простого статистичного ряду і у виді згрупованого статистичного ряду.

Метеорологічні (або гідрологічні) ряди необхідно подавати у найбільш зручному для аналізу вигляді в залежності від задачі, що розв'язується.

Первинною формою запису вихідних даних є простий статистичний ряд, в якому дані розташовуються в тій послідовності, як вони були отримані в результаті спостережень. Такий ряд об'ємом її має вид :

$$X: x_1, x_2, \dots, x_n.$$

Ранжируванням називають ряд, у якому члени ряду розташовуються у порядку їх збільшення або зменшення.

Згрупованим статистичним рядом називають сукупність значень випадкової величини на серединах часткових інтервалів (градацій) і відповідних інтервальних частот:

$$x_1; x_2; \dots; x_{k-1}; x_k$$

$$m_1; m_2; \dots; m_{k-1}; m_k$$

Інтервальні частоти - це відносні частоти випадкової величини.

Згруповані ряди часто зображуються за допомогою діаграм. Використовуються дві форми діаграм: гістограма і полігон.

Гістограма - це система прямокутників, основою яких є довжина часткового інтервалу C , а висота - дорівнює відповідній інтервальній частоті (або частоті).

Якщо всі k точок $(x_i, p_i$ або $x_i, m_i)$ нанести в системі координат та з'єднати їх відрізками прямої, то ламана, яка отримана при цьому, називається полігоном розподілу.

3.2 Оцінки моментів розподілу випадкових величин

З теорії ймовірностей відомо, що властивості випадкових величин можуть характеризуватися початковими (ν), центральними (μ) та основними (r) моментами різних порядків (l) [6, 7].

В гідрометеорологічних дослідженнях, як правило, використовуються перелічені моменти перших чотирьох порядків, які, як буде показано пізніше, відбивають фізичні властивості процесів, що досліджуються.

Початковий момент l -того порядку для неперервної випадкової величини X визначається таким чином :

$$\nu_l = \int_{-\infty}^{\infty} x^l f(x) dx, \quad (3.1)$$

де $f(x)$ – щільність ймовірності випадкової величини.

На основі цього визначення отримаємо метод, за допомогою якого можна знайти статистичну оцінку l .

Як впливає з формули (3.1), випадкова величина X визначена на інтервалі $(-\infty, \infty)$. Інтервал же значень випадкової величини, що визначається вибіркою $X : X_1, X_2, X_3, \dots, X_N$, є обмеженим $[X_{\min}, X_{\max}]$.

Таким чином, статистична оцінка l -того початкового моменту дорівнює:

$$\hat{\nu}_1 = \sum_{i=1}^k x_i^1 \hat{p}_i, \quad (3.2)$$

або, оскільки $\hat{p}_i = \frac{m_i}{n}$;

$$\hat{\nu}_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k x_i^1 m_i \quad (3.3)$$

де m_i - емпірична частота i -того інтервалу, n - об'єм вибірки.

Із теорії ймовірностей відомо, що

$$\nu_1 = \int_{-\infty}^{\infty} x f(x) dx = m_x \quad (3.4)$$

є математичне сподівання випадкової величини X . Знайдемо оцінку першого початкового моменту.

$$\hat{\nu}_1 = \hat{m}_x = \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k x_i^1 m_i. \quad (3.5)$$

Очевидно, вона є середнім значенням величини. Отже, середнє значення є статистичною оцінкою математичного сподівання випадкової величини X .

За означенням центральний момент l -того порядку визначається рівнянням

$$\mu_l = \int_{-\infty}^{\infty} (x - m_x)^l f(x) dx. \quad (3.6)$$

Аналогічним чином можна прийти до формули, яка дає змогу отримати на основі вибірки випадкової величини X статистичні оцінки центрального моменту l -того порядку

$$\hat{\mu}_l = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})^l \hat{p}_i \quad (3.7)$$

або

$$\hat{\mu}_l = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})^l m_i \quad (3.8)$$

Очевидно, центральний момент першого порядку дорівнює нулю. Таке ж значення має його оцінка $\mu_l = 0$. Як відомо,

$$\mu_2 = \int_{-\infty}^{\infty} (x - m_x)^2 f(x) dx = \sigma_x^2 \quad (3.9)$$

є дисперсією випадкової величини X . Отже оцінка його

$$\hat{\mu}_2 = \hat{\sigma}_x^2 = \sum_{i=1}^k (\mathcal{X}_i - \bar{x})^2 \hat{p}_i \quad (3.10)$$

або

$$\hat{\mu}_2 = \hat{\sigma}_x^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k (\mathcal{X}_i - \bar{x})^2 m_i \quad (3.11)$$

є оцінкою дисперсії: $\hat{\mu}_2 = \hat{\sigma}_x^2$; а $\hat{\sigma}_x = \sqrt{\hat{\sigma}_x^2}$ називається оцінкою середнього квадратичного відхилу.

За означенням основним моментом l - того центрального моменту до l -того ступеня середнього квадратичного відхилу:

$$r_l = \frac{\mu_l}{\sigma_x^l}. \quad (3.12)$$

Як правило, оскільки $r_1 = 0$, а $r_2 = 1$, використання основних моментів обмежується лише третім та четвертим (r_3 і r_4). Ці моменти дають важливу інформацію про характер розподілу випадкових величин. Третій основний

момент відбиває характер асиметрії кривої розподілу. Тому його називають коефіцієнтом асиметрії: $r_3 = A_s$. При $r_3 = 0$, крива розподілу є симетричною відносно центру розподілу. Як відомо, гауссовий (нормальний) розподіл є симетричним відносно мат сподівання і для нього $r_3 = 0$.

Крім асиметрії крива розподілу характеризується сплюснутістю або витягнутістю, тобто коефіцієнтом ексцесу E . Коефіцієнт ексцесу має такий зв'язок з четвертим основним моментом:

$$E = \hat{r}_4 - 3 \quad (3.13)$$

Для нормального розподілу $r_4 = 3$ і $E=0$. При $E > 0$ крива розподілу є вигнутою, при $E < 0$ - сплюснутою .

Для розрахунку статистичних оцінок третього та четвертого основних моментів використовуються формули:

$$\hat{r}_3 = \frac{\hat{\mu}_3}{S_x^3}, \quad (3.14)$$

$$\hat{r}_4 = \frac{\hat{\mu}_4}{S_x^4}. \quad (3.15)$$

Оцінка дисперсії випадкової величини, котра отримується за допомогою формул (3.10) та (3.11) при $l = 2$ не є незсуненою. Для того щоб отримати незсунену оцінку дисперсії треба помножити оцінку другого

центрального моменту μ_2 на множник Бесселя $\frac{n}{n-1}$. Тобто незсунена оцінка дисперсії, позначимо її S_x^2 , дорівнює:

$$S_x^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})^2 m_i \quad (3.16)$$

або

$$S_x^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2, \quad (3.17)$$

якщо оцінка дисперсії знаходиться без попереднього групування інформації.

Середнє квадратичне відхилення розраховується за формулою

$$S_x = \sqrt{S_x^2}. \quad (3.18)$$

3.3 Статистична структура розподілу снігового покриву на станціях південної та південно-західної України

В дослідженні використовувалися дані щоденних спостережень за сніговим покривом на станціях Вінницької, Кіровоградської, Миколаївської, Одеської та Херсонської областей.

Було розраховано наступні статистичні параметри: максимальна та мінімальна висоти, середня висота (X_{cp}), середній квадратичний відхил (S_x),

асиметричність (As), ексцес (E). Результати дослідження представлено в таблицях 3.1-3.5.

Найбільша максимальна висота снігового покриву в Вінницькій області спостерігалась на станції Вінниця складає – 66 см, найменша максимальна висота на станції Могилів-Подільський – 37 см (табл. 3.1). Найбільша середня висота спостерігається на станції Вінниця – 13 см найменша середня висота на станції Могилів-Подільський – 8 см. Найбільший середній квадратичний відхил спостерігався на станції Вінниця – 15 см, найменший середній квадратичний відхил спостерігався на станції Білопілля, який складає – 8 см. Найбільша асиметричність на станції Могилів-Подільський – 1,59, найменше значення асиметрії на станції Хмельник – 1,01. Найбільший ексцес спостерігається на станції Знам'янка – 2,79 , найменший на станції Хмельник – 0,03.

Таблиця 3.1 - Статистичні параметри розподілу снігового покриву на станціях Вінницької області

№	Станція	min	max	X_{cp}	Sx	As	E
1	Білопілля	0	43	11	8	1,06	1,69
2	Вінниця	0	66	13	15	1,48	1,35
3	Гайсин	0	45	9	9	1,16	0,90
4	Жмеринка	0	61	11	11	1,21	0,88
5	Могилів- Подільський	0	37	8	9	1,49	1,49
6	Хмельник	0	44	11	10	1,01	0,03

Найбільша максимальна висота снігового покриву в Кіровоградській області спостерігалась на станції Новомиргород, складає – 70 см, найменша максимальна висота на станціях Кіровоград та Гайворон – 39 см (табл. 3.2). Найбільша середня висота спостерігається на станції Бобринець – 13 см, найменша середня висота на станції Світловодськ – 6 см. Найбільший середній квадратичний відхил спостерігався на станції Бобринець – 11 см, найменший середній квадратичний відхил спостерігався на станції Світловодськ, який складає – 6 см. Найбільша асиметричність на станції Долинська – 1,87, найменше значення асиметрії на станції Бобринець – 0,56. Найбільший ексцес спостерігається на станції Долинська – 4,99, найменший на станції Бобринець – -0,89.

Таблиця 3.2 - Статистичні параметри розподілу снігового покриву на станціях Кіровоградської області

№	Станція	min	max	X_{cp}	S_x	A_s	E
1	Світловодськ	0	43	6	6	1,69	3,77
2	Новомиргород	0	70	12	10	0,95	0,92
3	Знам'янка	0	50	11	11	1,59	2,79
4	Кіровоград	0	39	9	9	1,27	1,19
5	Гайворон	0	39	9	7	1,38	2,22
6	Помошна	0	46	9	9	1,23	0,92
7	Бобринець	0	42	13	11	0,56	-0,89
8	Долинська	0	59	8	8	1,87	4,99

Найбільша максимальна висота снігового покриву в Миколаївській області спостерігалась на станції Баштанка, складає – 61 см, найменша максимальна висота на станції Вознесенськ – 17 см (табл. 3.3). Найбільша середня висота спостерігається на станції Баштанка – 9 см, найменша середня висота на станції Миколаїв – 5 см. Найбільший середній квадратичний відхил спостерігався на станції Баштанка – 9 см, найменший середній квадратичний відхил спостерігався на станції Миколаїв, який складає – 5 см. Найбільша асиметричність на станції Олександрівка – 1,25, найменше значення асиметрії на станція Очаків – 0,87. Найбільший ексцес спостерігається на станції Вознесенськ – 1,71, найменший на станції Очаків – -0,12.

Таблиця 3.3 - Статистичні параметри розподілу снігового покриву на станціях Миколаївської області

№	Станція	min	max	X_{cp}	S_x	A_s	E
1	Олександрівка	0	31	7	7	1,25	1,33
2	Очаків	0	26	8	6	0,87	-0,12
3	Миколаїв	0	24	5	5	1,19	1,23
4	Баштанка	0	61	9	9	1,18	1,28
5	Вознесенськ	0	17	7	7	1,07	1,71
6	Первомайськ	0	34	8	7	1,10	0,68

Найбільша максимальна висота снігового покриву в Одеській області спостерігалась на станції Любашівка, складає – 59 см, найменша максимальна висота на станції Білгород-Дністровський – 17 см (табл. 3.4). Найбільша середня висота спостерігається на станції Любашівка – 11 см, найменша середня висота на станції Білгород-Дністровський – 3 см. Найбільший середній квадратичний відхил спостерігався на станції Любашівка – 10 см, найменший середній квадратичний відхил спостерігався на станціях Білгород-

Дністровський, який складає – 4 см. Найбільша асиметричність на станції Вилкове – 2,67, найменше значення асиметрії на станції Роздільна – 1,14. Найбільший ексцес спостерігається на станції Вилкове – 9,13, найменший на станції Роздільна – 0,34.

Таблиця 3.4 - Статистичні параметри розподілу снігового покриву на станціях Одеської області

№	Станція	min	max	X_{cp}	Sx	As	E
1	Білгород-Дністровський	0	17	3	4	1,39	1,05
2	Болград	0	27	6	6	1,43	1,55
3	Вилкове	0	25	3	4	2,67	9,13
4	Затишшя	0	43	8	9	1,54	2,27
5	Ізмаїл	0	27	5	5	1,28	2,00
6	Чорноморськ	0	21	4	5	1,22	1,08
7	Любашівка	0	59	11	10	1,43	3,33
8	Одеса	0	30	4	5	1,63	3,60
9	Роздільна	0	30	7	7	1,14	0,34
10	Сарата	0	19	4	4	1,31	1,43
11	Сербка	0	38	7	7	1,28	1,88

Найбільша максимальна висота снігового покриву в Херсонській області спостерігалась на станції Херсон, складає – 42 см, найменша максимальна висота на станції Генічеськ – 16 см (табл. 3.5). Найбільша середня висота спостерігається на станції Херсон – 7 см, найменша середня висота на станції Каховка – 4 см. Найбільший середній квадратичний відхил спостерігався на станціях Херсон – 9 см, найменший середній квадратичний відхил спостерігався на станції Стрілкове, який складає – 4 см. Найбільша

асиметричність на станції Сірогози – 2,06, найменше значення асиметрії на станції Генічеськ – 1,03. Найбільший ексцес спостерігається на станції Бехтери – 9,13, найменший на станції Генічеськ – 0,43.

Таблиця 3.5 - Статистичні параметри розподілу снігового покриву на станціях Херсонської області

№	Станція	min	max	X_{cp}	S_x	A_s	E
1	Херсон	0	42	7	9	1,95	3,02
2	Стрілкове	0	18	4	4	1,27	1,70
3	Хорли	0	27	5	6	1,76	2,49
4	Генічеськ	0	16	4	4	1,03	0,43
5	Бехтери	0	32	4	5	2,79	9,13
6	Асканія-Нова	0	25	4	5	1,52	1,68
7	Каховка	0	23	4	5	1,98	4,04
8	Сірогози	0	40	6	9	2,06	3,37

3.4 Картографування статистичних характеристик снігового покриву на території південної та південно-західної України

В дослідженнях використовувалися дані щоденних спостережень за сніговим покривом на метеорологічних станціях Кіровоградської, Вінницької, Херсонської, Миколаївської та Одеської областей за період з 1996 по 2007 роки. За даними про розподіл середньої висоти сніжного покриву на станціях було розраховано статистичні характеристики: середнє арифметичне значення (\bar{X} , см), середній квадратичний відхил (S_x , см), коефіцієнт асиметрії (A_s) та коефіцієнт ексцесу (E), а також визначені мінімальні (min) та максимальні

(max) значення. За результатами розрахунків було побудовано карти просторового розподілу статистичних параметрів снігового покриву. Результати представлено на рисунках 3.1-3.5.

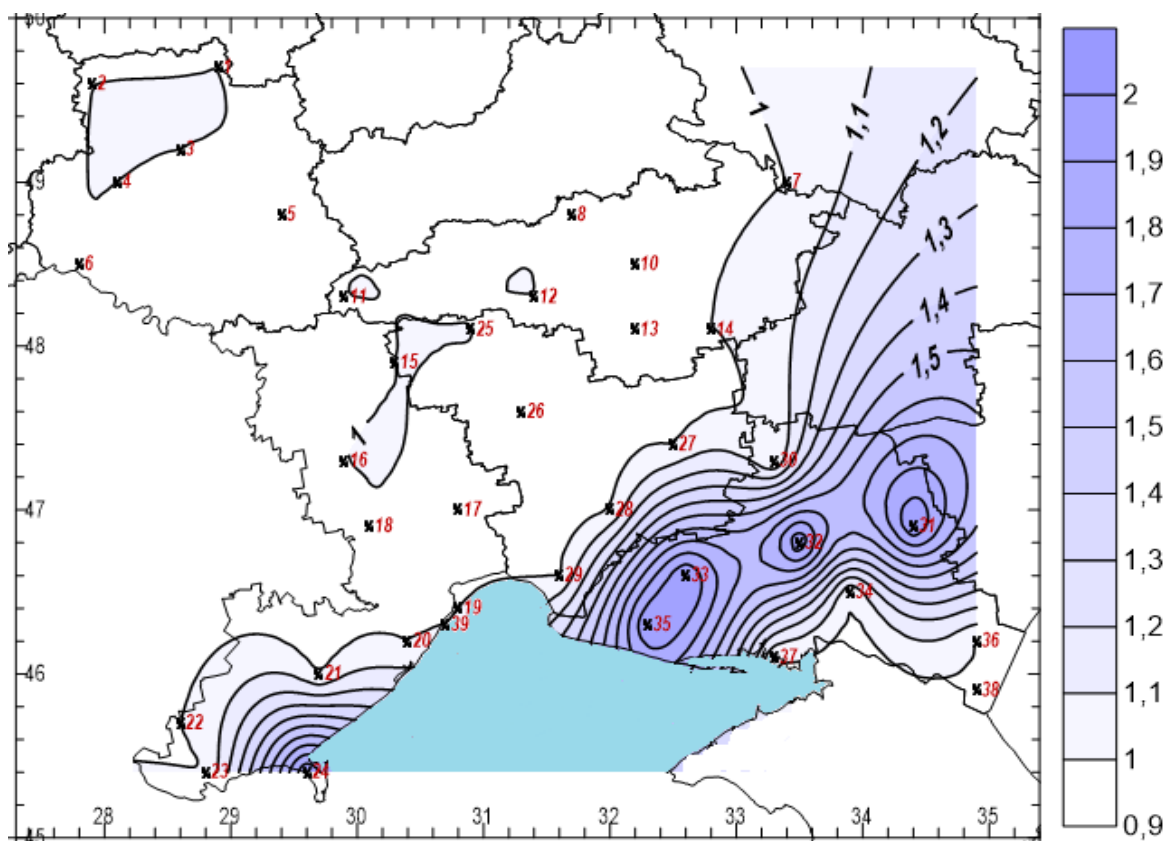


Рис. 3.1 – Просторовий розподіл асиметрії висоти снігового покриву:

1-Білопілля, 2-Хмельник, 3-Вінниця, 4-Жмеринка, 5-Гайсин, 6-Могилів-Подільський, 7-Світловодськ, 8-Новомиргород, 9-Знам'янка, 10-Кіровоград, 11-Гайворон, 12-Помошна, 13-Бобринець, 14-Долинська, 15-Любашівка, 16-Затишся, 17-Сербка, 18-Роздільна, 19-Одеса, 20-Б-Дністровський, 21-Сарата, 22-Болград, 23-Ізмаїл, 24-Вілкове, 25-Первомайськ, 26-Вознесенськ, 27-Баштанка, 28-Миколаїв, 29-Очаків, 30-Олександрівка, 31-Сірогози, 32-Каховка, 33-Херсон, 34-Асканія, 35-Бехтери, 36-Генічеськ, 37-Хорли, 38-Стрілкове, 39-Чорноморськ

На рис. 3.1 побудовано просторовий розподіл коефіцієнта асиметрії висоти снігового покриву. З карти видно, що на всій території дослідження

асиметрія має додатні значення. В районах Одеської та Миколаївської області простежується її широтній розподіл, зі сходу Миколаївської області до району Кіровоградської області спостерігається більш меридіональний розподіл. Максимальне значення асиметрії спостерігається в районі станції Бехтери (35) Херсонської області і складає 2,79. Окремі осередки відносно великої додатної асиметрії спостерігались на півночі Одеської та Вінницької і на північному сході Миколаївської областей.

На рис. 3.2 побудовано просторовий розподіл середнього квадратичного відхилення висоти снігового покриву.

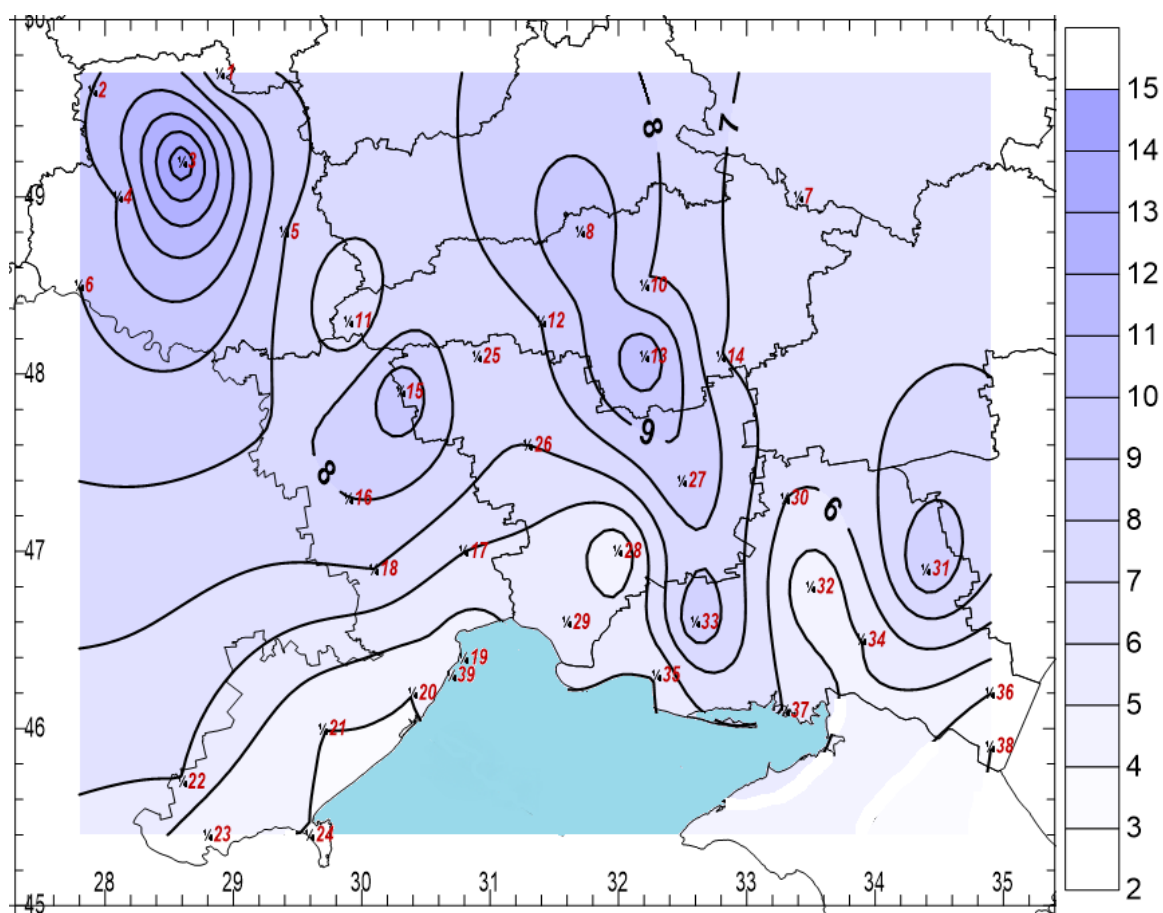


Рис. 3.2 – Просторовий розподіл середнього квадратичного відхилення висоти снігового покриву (назви станцій зазначено на рис. 3.1)

З побудованої карти видно, що по всій досліджуваній території середній квадратичний відхил є додатнім. Вздовж узбережжя пролягає широтний розподіл даного статистичного показника. На території Вінницької, Кіровоградської та східної частини Херсонської областей має місце меридіональний розподіл середнього квадратичного відхилення. Максимальне значення статистичного параметра спостерігається в Вінницькій області на станції Вінниця (3), яке дорівнює 15,23. Найменший середній квадратичний відхил спостерігається в Херсонській області на станції Стрілкове (38) і складає 3,51.

На рис. 3.3 наведено просторовий розподіл коефіцієнта ексцесу висоти снігового покриву.

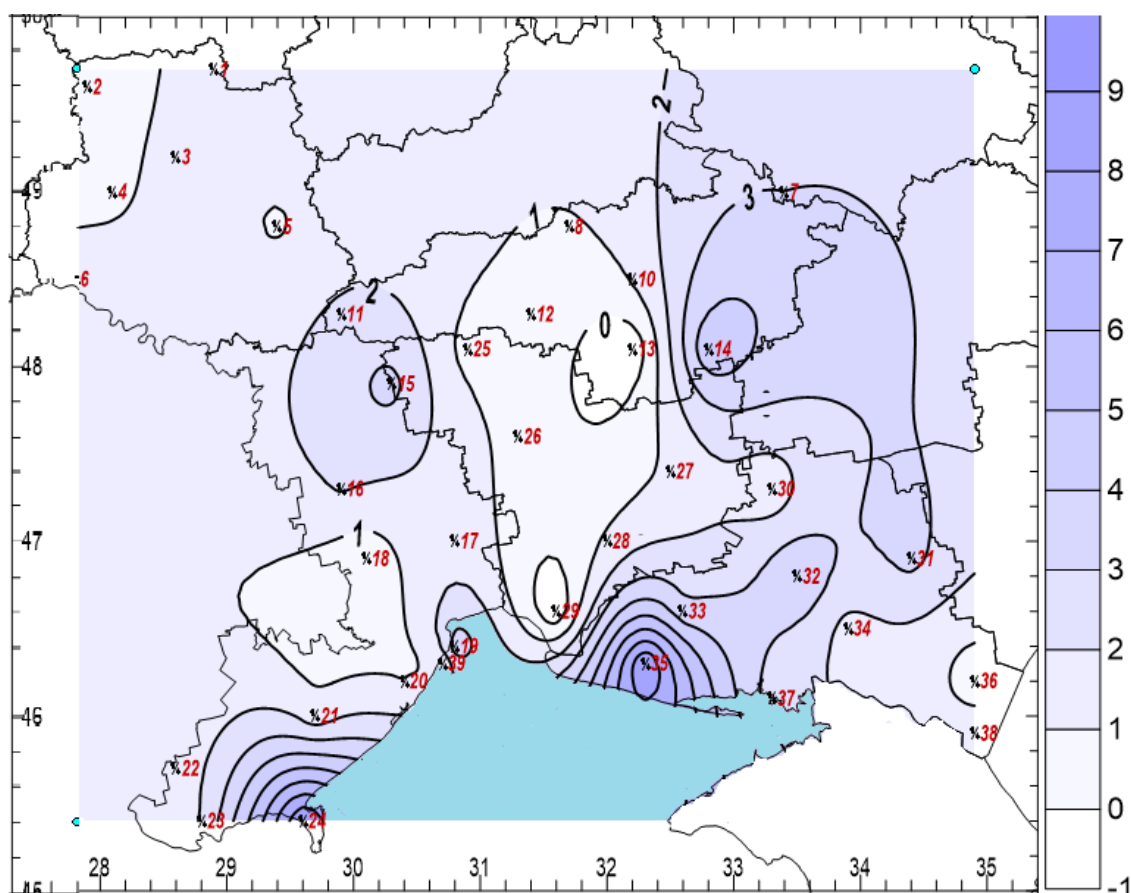


Рис. 3.3 – Просторовий розподіл коефіцієнта ексцесу
(назви станцій зазначено на рис. 3.1)

З рисунку видно, що коефіцієнт ексцесу має як додатні, так і від'ємні значення. Від'ємний ексцес спостерігається на станції Бобринець (13) Кіровоградської області і дорівнює $-0,89$, а також на станції Очаків (29) Миколаївської області і складає $-0,12$. Вздовж узбережжя пролягає широтний розподіл даного статистичного показника. Вглиб континенту коефіцієнт ексцесу має меридіональний розподіл. Максимальне значення статистичного параметра спостерігається в Одеській області на станції Вилкове (24), яке дорівнює $9,13$ та на станції Бехтери (35) Херсонської області і має таке ж значення. Найменший додатний ексцес спостерігається в Вінницькій області на станції Хмільник і складає $0,04$.

На рис. 3.4 побудовано просторовий розподіл середньої висоти снігового покриву.

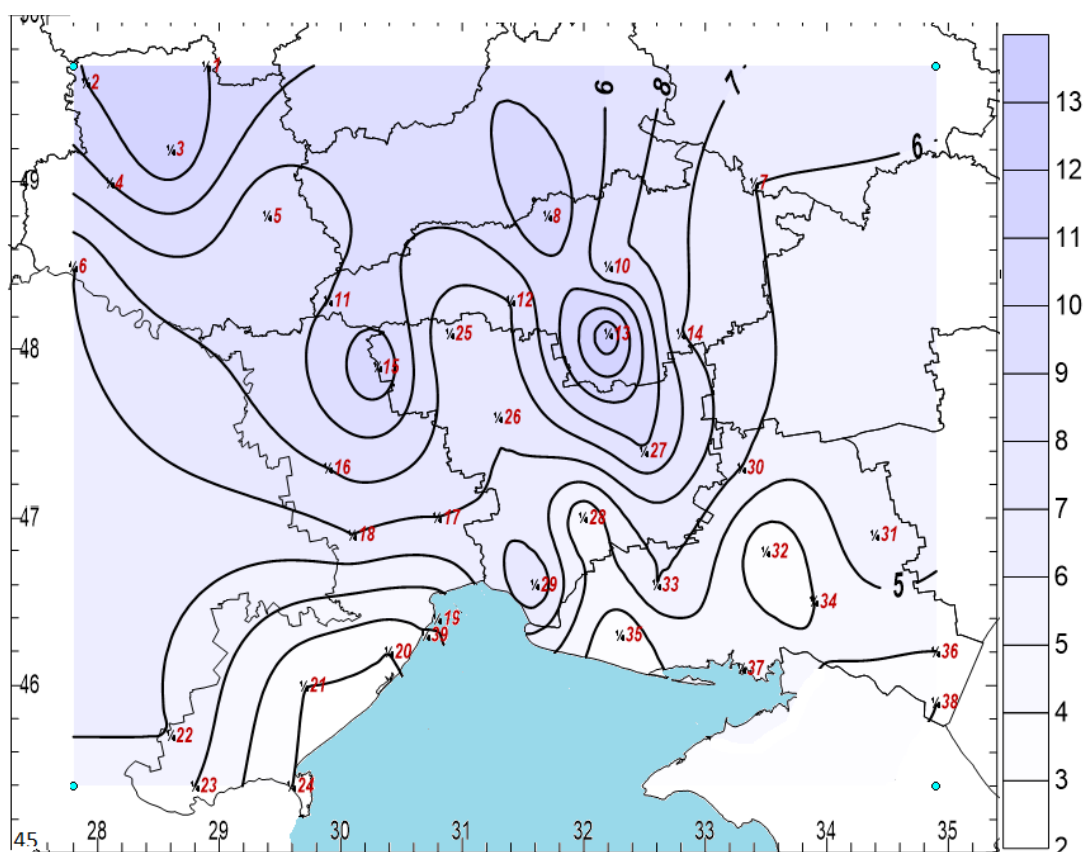


Рис. 3.4 – Просторовий розподіл середньої висоти снігового покриву
(назви станцій зазначено на рис. 3.1)

З побудованої карти видно, що просторовий розподіл середньої висоти снігового покриву має осередкову структуру. Вздовж узбережжя пролягає широтний розподіл даного статистичного показника, вглиб континенту має меридіональний розподіл. Максимальне значення статистичного параметра спостерігається в Кіровоградській області на станції Бобринець (13), яке дорівнює 13 см. Найменша середня висота снігового покриву складає 3 см і спостерігається в Херсонській області на станціях Стрілкове (38), Бехтери (35), Каховка (32) та в Одеській області на станціях Білгород-Дністровський (20), Сарата (21) і Вилкове (24).

На рис. 3.5 побудовано просторовий розподіл максимальної висоти снігового покриву.

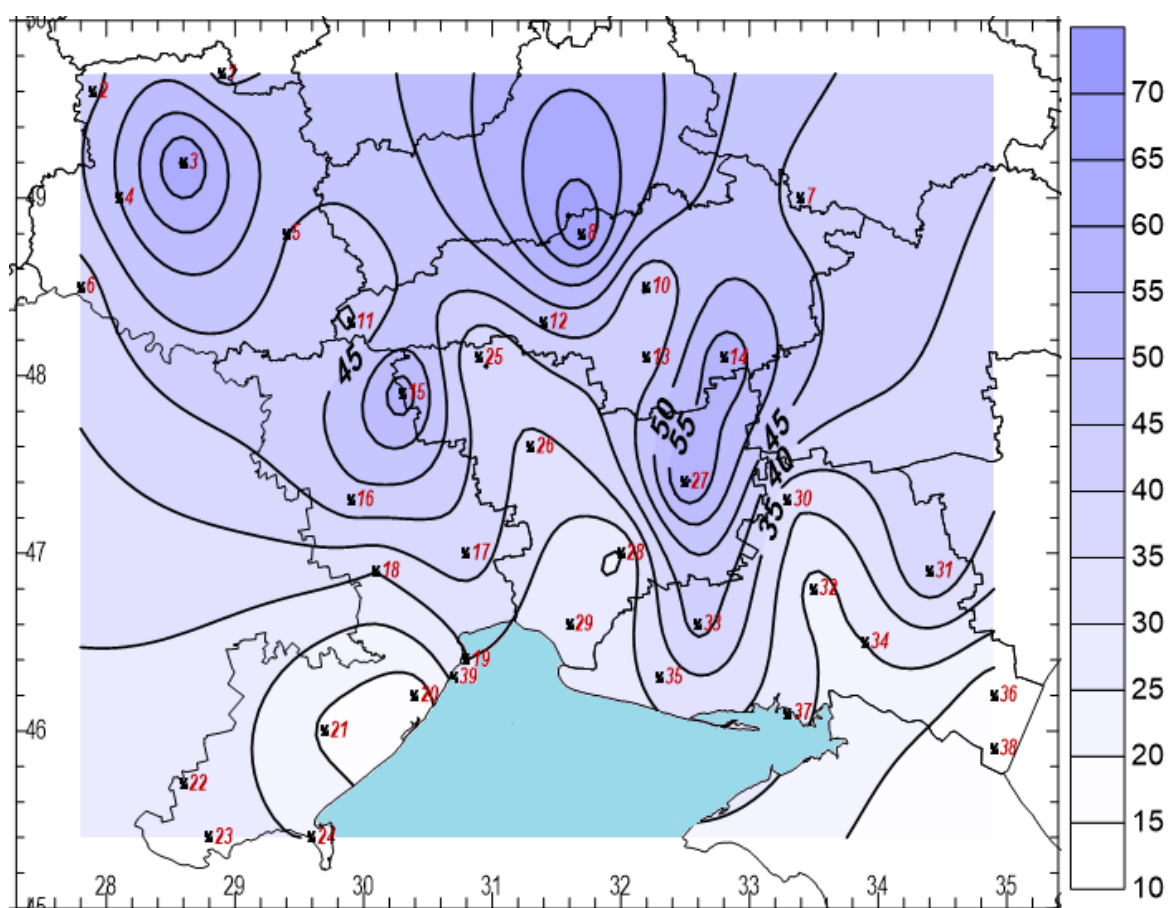


Рис. 3.5 – Просторовий розподіл максимальної висоти снігового покриву (назви станцій зазначено на рис. 3.1)

З побудованої карти видно, що просторовий розподіл максимальних значень снігового покриву має осередкову структуру, в центральних районах спостерігається меридіональний розподіл.

Максимальне значення снігового покриву спостерігається на станції Новомиргород (8) і становить 70 см. На північному заході досліджуваного регіону має місце осередок максимуму висоти снігового покриву, який складає 66 см – це станція Вінниця. Північна частина Одеської області має також осередок із значенням 59 см на станції Любашівка (15). У центрі регіону спостерігається осередок зі станціями Баштанка Миколаївської області (27) та Долинська Кіровоградської області (14) із висотами 61 та 59 см відповідно.

4 СИНОПТИЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ СНІГОВОГО ПОКРИВУ НА ТЕРИТОРІЇ ПІВДЕННОЇ УКРАЇНИ

4.1 Типізація синоптичних ситуацій для України

Україна є одним з районів зі складним характером атмосферних процесів і умов погоди. Територія держави знаходиться на стику циркуляційних систем помірних і субтропічних широт. Відомо [11, 12, 13, 14, 15, 16, 17], що на Україну часто переміщуються повітряні маси з північних районів Атлантики і арктичних морів, рідше з центральної частини Атлантичного океану і Середземного моря. Однак, найбільшу повторюваність має континентальне повітря. Воно формується над великими рівнинами материка Євразії з поступаючих сюди мас арктичного і континентального помірного повітря. При наявності малоградієнтних областей підвищеного тиску територія України може служити осередком формування континентального помірного повітря взимку, а влітку – континентального тропічного повітря [18, 19, 20, 21].

У ряді досліджень [15, 19] автори виділяють три характерні особливості циркуляції на Україні: ослаблення активності атмосферних процесів, різноманіття і складність сезонних змін атмосферної циркуляції, ослаблення циклонічної і посилення антициклонічної діяльності.

Перенесення повітряних мас на Україну відбувається при різних циркуляційних процесах. Вони відрізняються різноманіттям форм і сезонними особливостями, що значною мірою зумовлює часту зміну і складність погодних умов.

Дослідження циклонічної діяльності над територією України [18, 20] дозволили розділити всі циклони на 4 групи: пірнаючі, західні, південні, стаціонарні.

I. Пірнаючі циклони переміщуються на південь ЄЧС під низхідною гілкою ВФЗ, розташованої над Західною Європою. Чернова В.Ф. [21] всі циклони такого виду розділила на три типи.

1. Циклони переміщуються з північного заходу через Скандинавію, Прибалтику, на центральні райони і південний схід ЄЧС. Зазвичай вони зароджуються над Норвезьким морем, а потім, огинаючи гребінь антициклону над Західною Європою, зміщуються до південного сходу на центр ЄЧС. Для структури висотного поля першого виду траєкторій характерна орієнтація улоговини холодного циклону з центром над Баренцовим морем або крайньою північчю ЄЧС далеко на південь - на Чорне море.

2. При зсуві циклонів з Баренцова моря на північ і східні райони ЄЧС баричне поле характеризується наявністю висотного антициклону над півднем Скандинавії, Балтійським морем, Польщею. Область низького тиску займає Нову Землю, схід ЄЧС і Урал.

3. Циклони переміщуються з Карського моря на схід ЄЧС, при цьому висотний антициклон розташовується над північчю Скандинавії, Фінляндією, Баренцовим морем, а вісь висотної улоговини орієнтована з нижньої течії Обі на середній Урал. З пірнаючими циклонами пов'язані різкі й значні зміни погоди, що обумовлені великими швидкостями їх переміщення (30-50 км/год) і пов'язаними з ними ділянками теплих і холодних фронтів, фронтів оклюзії. Погіршення погоди зазвичай виражається в посиленні вітру, опадах, різкій зміні температури. Ці циклони над районами ЄЧС узимку часто викликають хуртовинну діяльність.

II. До західних відносяться ті циклони, які зароджуються над Північною Атлантикою і потім, відповідно до структури висотного термобаричного поля, переміщуються із заходу на схід уздовж помірних широт (близько 50°півн. ш.). Висотне баричне поле в цих випадках характеризується наявністю великої смуги зниженого тиску на півночі ЄЧС (від Прибалтики до Карського моря) і підвищеного тиску на півдні ЄЧС. ВФЗ проходить в широтному напрямку вздовж помірних широт і характеризується великими контрастами тиску і

температури. Найчастіше західні циклони приходять на ЄЧС взимку. Вони приносять вологу, посилення вітру, відлиги, тумани, ожеледь.

III. Південні циклони виникають у зоні 30-45° півн. ш., а потім переміщуються на північ - на територію Європи та Азії [22, 23, 24]. Для виникнення цих циклонів необхідно, щоб відбулося меридіональне перетворення термобаричного поля і здійснилася тривала адвекція холоду в райони Середземного моря, внаслідок чого зазвичай відбувається загострення ВФЗ. Одночасно на ЄЧС з півдня спрямований гребінь тепла. Другий гребінь орієнтований на Британські острови і Норвезьке море. Циклони виникають під передньою частиною висотної улоговини, орієнтованої з півночі Європи на Середземне, Чорне моря, Кавказ, за наявності умов для падіння тиску. На виникнення південних циклонів також впливає орографія. Вони часто утворюються з підвітряного боку південних відрогів Альп, Апеннінських гір [25, 26]. Залежно від району виникнення південні циклони отримали різні назви: середземноморські, північноафриканські, чорноморські, каспійські. Південні циклони за своїми масштабами, характером переміщення та розвитку обумовлюють значні опади, взимку - завірюхи, ожеледь, тумани; влітку - грози.

IV. Стаціонарні (малорухомі) циклони тривалий час стаціонують в певному географічному регіоні. Якщо стаціонарний циклон є великим і високим, то його називають "центральним". Більшість таких циклонів, що формуються над континентом, є центральними.

Пономаренко І. М. [27] запропонував типізацію основних шляхів переміщення антициклонів над півднем ЄЧС. Ця класифікація передбачає поділ антициклонів на 4 групи, 10 видів. Поділ на групи зроблено в залежності від напрямку ведучого потоку в тропосфері, а підрозділ на види - залежно від положення ВФЗ.

1 група. Північно-західні траєкторії. Сюди віднесені антициклони, що рухаються з північного заходу. По Мультановському Б.М. [28] основним районом їх виникнення є Північна Америка і Гренландія. Однак, близько 65%

антициклонів цієї групи, що проходять через південні райони ЄЧС, виникають також над Норвезьким морем, Центральною Європою, західними районами ЄЧС.

II група. Західні траєкторії. Антициклони цієї групи зміщуються із заходу. Раніше вважалося, що це ядра високого тиску, що відокремлюються від Азорського антициклоні. Однак, дослідження [29] показали, що 40% таких антициклонів виникають над Центральною Європою і Північним Кавказом під впливом гірських масивів.

III група. Південно-західні траєкторії. Антициклони цієї групи в основному виникають над Середньо-Дунайською низовиною або Середземним і Чорним морями при переважному впливі місцевих факторів. Переміщення їх здійснюється з південного заходу на північний схід.

IV група. Ультраполярні траєкторії. Б.П. Мультиановським були виділені 4 типи переміщення таких антициклонів в холодну пору року - з Нової Землі на Азовське море; з Нової Землі на Балкани; з Півночі Скандинавії на Італію; з Західного Сибіру на південь ЄЧС. В теплу пору - з Карського моря на Нижню Волгу та з Нової Землі на басейн Дунаю.

4.2 Аналіз синоптичних умов формування снігового покриву на території південної України

Огляд синоптичних карт за період з 1996 по 2007 роки дає можливість визначити синоптичні ситуації, які сприяють утворенню снігового покриву на території півдня України. Результати досліджень наведено в табл. 4.1-4.3.

Часовий розподіл кількості синоптичних ситуацій для Одеської області представлено в табл. 4.1. За період 1996-2007 рр. кількість синоптичних процесів для Одеської області всього становить 64 випадки. З них пірнаючих циклонів в 1996 році – 1, в зимовий період 1997-1998 рр. – 1, в 1999-2000 рр. –

2, в 2002-2003 рр. – 2, в 2004-2005 рр. – 3, в 2006-2007 рр. – 1 та наприкінці 2007 року – 1. Всього пірнаючих циклонів за період 1996-2007 рр. налічується 11 випадків.

Західних циклонів спостерігалось в 1996 р. – 1, взимку 1997-1998 рр. – 1, 1998-1999 рр. – 1, 1999-2000 рр. – 2, в зимовий період 2000-2001 рр. – 1, в 2002-2003 рр. – 3, в 2003-2004 рр. – 1, в 2004-2005 рр. – 3, в 2005-2006 рр. – 2, в 2006-2007 рр. – 1, в 2007 р. – 1. Всього західних циклонів за період 1996-2007 рр. налічується 17 випадків.

Південні циклони спостерігалися взимку 1996 р. – 4, в 1997 р. – 1, в зимовий період 1997-1998 рр. – 2, в 1998-1999 рр. – 2, в 1999-2000 рр. – 1, в 2000-2001 – 2, в 2001- 2002 рр. – 1, в 2002-2003 рр. – 7, в 2003-2004 рр. – 3, в 2004-2005 рр. – 1, в 2005-2006 рр. – 4, в 2006-2007 рр. – 1. Всього південних циклонів за період 1996-2007 рр. налічується 29 випадків.

Стаціонарні циклони спостерігалися взимку 1998-1999 рр. – 1, в зимовий період 1999-2000 рр. – 1, в 2001-2002 рр. – 1, в 2002-2003 рр. – 4. Всього стаціонарних циклонів за період 1996-2007 рр. налічується 7 випадків.

Таблиця 4.1 – Часовий розподіл кількості синоптичних процесів для Одеської області за період 1996-2007 рр.

Циклони	96п	97п	97- 98	98- 99	99- 00	00- 01	01- 02	02- 03	03- 04	04- 05	05- 06	06- 07	07к	Всього
Пірнаючі	1	-	1	-	2	-	-	2	-	3	-	1	1	11
Західні	1	-	1	1	2	1	-	3	1	3	2	1	1	17
Південні	4	1	2	2	1	2	1	7	3	1	4	1	-	29
Стаціонарні	-	-	-	1	1	-	1	4	-	-	-	-	-	7
Всього	6	1	4	4	6	3	2	16	4	7	6	3	2	64

Всього за період дослідження циклонічних процесів на території Одеської області спостерігалось: за 1996 р. – 6 випадків, за 1997 р. – 1, за зиму 1997-1998 рр. – 4, в зимовий період 1998-1999 рр. – 4, в 1999-2000 рр. – 6, в 2000-2001 рр. – 3, в 2001-2002 рр. – 2, в 2002-2003 рр. – 16, в 2003-2004 рр. – 4, в 2004-2005 рр. – 7, в 2005-2006 рр. – 6, в 2006-2007 рр. – 3, в 2007 р. – 2. Найбільша кількість синоптичних ситуацій відбулася в зимовий період 2002-2003 років и становить 16 випадків. Мінімальне значення процесів має місце взимку 2001-2002 років.

З табл. 4.1 видно, що найчастіше за період 1996-2007 рр. на території Одеської області спостерігалися південні циклони – 29 випадків. Західні циклони налічувались 17 разів, а пірнаючі – 11. Найменша кількість спостерігається для стаціонарних процесів – 7 випадків.

Часовий розподіл кількості синоптичних ситуацій для Миколаївської області наведено в табл. 4.2. За період 1996-2007 рр. кількість синоптичних процесів для Миколаївської області всього становить 48 випадків. З них пірнаючих циклонів в 1997 році – 1, в зимовий період 1997-1998 рр. – 1, в 1999-2000 рр. – 1, в 2002-2003 рр. – 2, в 2003-2004 рр. – 1, в 2004-2005 рр. – 1, з 2006-2007 рр. – 1 та наприкінці 2007 року – 1. Всього пірнаючих циклонів за період 1996-2007 рр. налічується 9 випадків.

Західних циклонів спостерігалось на початку 1997 р. – 1, взимку 1997-1998 рр. – 2, в зимовий період 1999-2000 рр. – 2, в 2000-2001 – 1, в 2002-2003 рр. – 1, в 2003-2004 рр. – 1, в 2004-2005 рр. – 3, в 2005-2006 рр. – 4. Всього західних циклонів за період дослідження 1996-2007 рр. налічується 15 випадків.

Південні циклони спостерігалися в зимовий період 1997-1998 рр. – 2, в 1998-1999 рр. – 2, в 2000-2001 рр. – 3, в 2001-2002 рр. – 2, в 2002-2003 рр. – 3, в 2003-2004 рр. – 2, в 2004-2005 рр. – 1, в 2005-2006 рр. – 2 і наприкінці 2007 р. – 1. Всього південних циклонів за період 1996-2007 рр. налічується 18 випадків.

Стаціонарні циклони спостерігалися взимку 1997-1998 рр. – 1, в зимовий період 1999-2000 рр. – 1, в 2000-2001 рр. – 1, в 2002-2003 рр. – 2, в 2003-2004 рр. – 1. Всього стаціонарних циклонів за період 1996-2007 рр. налічується 6 випадків.

Таблиця 4.2 – Часовий розподіл кількості синоптичних процесів для Миколаївської області за період 1996-2007 рр.

Циклони	96п	97п	97- 98	98- 99	99- 00	00- 01	01- 02	02- 03	03- 04	04- 05	05- 06	06- 07	07к	Всього
Пірнаючі	-	1	1	-	1	-	-	2	1	1	-	1	1	9
Західні	-	1	2	-	2	1	-	1	1	3	4	-	-	15
Південні	-	-	2	2	-	3	2	3	2	1	2	-	1	18
Стаціонарні	-	-	1	-	1	1	-	2	1	-	-	-	-	6
Всього	-	2	6	2	4	5	2	8	5	5	6	1	2	48

Всього за період дослідження циклонічних процесів на території Миколаївської області спостерігалось: за 1997 р. – 2, за зиму 1997-1998 рр. – 6, 1998-1999 рр. – 2, взимку 1999-2000 рр. – 4, в зимовий період 2000-2001 рр. – 5, в 2001-2002 рр. – 2, в 2002-2003 рр. – 8, в 2003-2004 рр. – 5, в 2004-2005 рр. – 5, в 2005-2006 рр. – 6, в 2006-2007 рр. – 1 та наприкінці 2007 р. – 2 процеси. Найбільша кількість синоптичних ситуацій відбулася в зимовий період 2002-2003 років и становить 8 випадків. Мінімальне значення процесів має місце взимку 2006-2007 років.

З табл. 4.2 видно, що найчастіше за період 1996-2007 рр. на території Миколаївської області спостерігалися південні циклони – 18 випадків. Західні

циклони налічувались 15 разів, а пірнаючі – 9. Найменша кількість спостерігається для стаціонарних процесів – 6 випадків.

Часовий розподіл кількості синоптичних ситуацій для Херсонської області представлено в табл. 4.3.

Таблиця 3 – Часовий розподіл кількості синоптичних процесів для Херсонської області за період 1996-2007 рр.

Циклони	96п	97п	97- 98	98- 99	99- 00	00- 01	01- 02	02- 03	03- 04	04- 05	05- 06	06- 07	07к	Всього
Пірнаючі	-	1	1	-	2	-	-	-	-	-	5	1	1	11
Західні	1	1	1	4	-	-	1	2	2	-	2	1	-	15
Південні	-	3	1	2	1	1	3	3	3	4	5	-	1	27
Стаціонарні	-	-	1	-	1	-	1	1	1	-	-	-	-	5
Всього	1	5	4	6	4	1	5	6	6	4	12	2	2	58

За період 1996-2007 рр. кількість синоптичних процесів для Херсонської області всього становить 58 випадків. З них пірнаючих циклонів на початку 1997 року – 1, в зимовий період 1997-1998 рр. – 1, в 1999-2000 рр. – 2, в 2005-2006 рр. – 5, в 2006-2007 рр. – 1 та наприкінці 2007 року – 1. Всього пірнаючих циклонів за період 1996-2007 рр. налічується 11 випадків.

Західних циклонів спостерігалось на початку 1996 року – 1 та 1997 року – 1, взимку 1997-1998 рр. – 1, в зимовий період 1998-1999 рр. – 4, в 2001-2002 рр. – 1, в 2002-2003 рр. – 2, в 2003-2004 рр. – 2, в 2005-2006 рр. – 2, в 2006-2007 рр. – 1. Всього західних циклонів за період 1996-2007 рр. налічується 15 випадків.

Південні циклони спостерігалися на початку 1997 р. – 3, в зимовий період 1997-1998 рр. – 1, взимку 1998-1999 рр. – 2, в 1999-2000 рр. – 1, в 2000-2001 – 1, в 2001- 2002 рр. – 3, в 2002-2003 рр. – 3, в 2003-2004 рр. – 3, в 2004-2005 рр. – 4, в 2005-2006 рр. – 5, наприкінці 2007 року – 1. Всього південних циклонів за період 1996-2007 рр. налічується 27 випадків.

Стаціонарні циклони спостерігалися в зимовий період 1997-1998 рр. – 1, в 1999-2000 рр. – 1, в 2001-2002 рр. – 1, в 2002-2003 рр. – 1, з 2003-2004 рр. – 1. Всього стаціонарних циклонів за період 1996-2007 рр. налічується 5 випадків.

Всього за період дослідження циклонічних процесів на території Херсонської області спостерігалось: на початку 1996 року – 1 та на початку 1997 року – 5, за 1997-1998 рр. – 4, 1998-1999 рр. – 6, взимку 1999-2000 рр. – 4, в зимовий період 2000-2001 рр. – 1, в 2001-2002 рр. – 5, в 2002-2003 рр. – 6, в 2003-2004 рр. – 6, в 2004-2005 рр. – 4, в 2005-2006 рр. – 12, в 2006-2007 рр. – 2, наприкінці 2007 року – 2. Найбільша кількість синоптичних ситуацій відбулася в зимовий період 2005-2006 років и становить 12 випадків. Мінімальне значення процесів має місце взимку 2000-2001 років.

З табл. 4.3 видно, що найчастіше за період 1996-2007 рр. на території Херсонської області спостерігалися південні циклони – 27 випадків. Західні циклони налічувались 15 разів, а пірнаючі – 11. Найменша кількість спостерігається для стаціонарних процесів – 5 випадків.

ВИСНОВКИ

В ході роботи досліджувались умови формування снігового покриву на території України. Було розраховано статистичні характеристики снігового покриву: максимальна висота, середня висота, середній квадратичний відхил, асиметричність, ексцес на станціях Вінницької, Кіровоградської, Миколаївської, Одеської та Херсонської областей. З аналізу результатів розрахунків було визначено:

- найбільша максимальна висота снігового покриву спостерігається в Кіровоградській області на станції Новомиргород і складає – 70 см, найменша максимальна висота має місце в Херсонській області на станції Генічеськ – 16 см;
- найбільша середня висота виявлена в Кіровоградській області на станції Бобринець – 13 см, найменша – в Одеській області на станції Білгород-Дністровський і становить 3 см;
- найбільший середній квадратичний відхил спостерігається в Вінницькій області на станції Вінниця – 15 см, найменший середній квадратичний відхил в Херсонській області на станції Стрілкове і складає – 4 см;
- найбільший коефіцієнт асиметрії має місце в Одеській області на станції Вилкове – 2,67, найменша асиметричність в Кіровоградській області на станції Бобринець – 0,56. На всіх станціях регіону дослідження спостерігаються додатні значення коефіцієнта асиметрії, що свідчить про правосторонню асиметрію. З цього можна зробити висновок, що модальні значення висоти снігового покриву менші, ніж її середні значення;
- найбільший ексцес спостерігається в Одеській області на станції Вилкове – 9,13, найменший має місце в Кіровоградській області на станції Бобринець – -0,89. Додатні значення коефіцієнта ексцесу характеризують витягнуту криву розподілу висоти снігового покриву, що вказує на невеликий

розкид значень висоти відносно середнього значення. Це є типовим для всіх досліджених станцій, окрім станцій Бобринець Кіровоградської області та Очаків Миколаївської області, де коефіцієнт ексцесу має від'ємне значення. Це свідчить про сплюснуту криву розподілу та про значний розкид значень відносно середньої висоти.

За даними розрахунків статистичних характеристик снігового покриву було побудовано карти їх просторового розподілу. Аналіз карт показав наступне:

- в районах Одеської та Миколаївської області простежується широтній розподіл коефіцієнта асиметрії, зі сходу Миколаївської області до району Кіровоградської області спостерігається більш меридіональна структура поля;
- вздовж узбережжя пролягає широтний розподіл середнього квадратичного відхилення. На території Вінницької, Кіровоградської та східної частини Херсонської областей має місце меридіональний розподіл даного статистичного показника;
- коефіцієнт ексцесу має як додатні, так і від'ємні значення. Від'ємний ексцес спостерігається на станції Бобринець (13) Кіровоградської області і на станції Очаків (29) Миколаївської області. Вздовж узбережжя має місце широтний розподіл ексцесу. Вглиб континенту коефіцієнт ексцесу має меридіональну структуру;
- просторовий розподіл середньої висоти снігового покриву має осередкову структуру. Вздовж узбережжя спостерігається широтний розподіл, вглиб континенту має місце меридіональний розподіл;
- просторовий розподіл максимальної висоти снігового покриву має осередкову структуру та меридіональний розподіл.

Для дослідження особливостей формування снігового покриву було проаналізовано синоптичні процеси, що спостерігалися на станціях півдня України за 1996-2007 роки. Огляд карт дав можливість визначити синоптичні умови утворення снігового покриву на півдні України:

- найбільший внесок у формування снігового покриву на території Одеської, Миколаївської та Херсонської областей роблять південні циклони, їх кількість за період дослідження найбільша на території кожної з областей;
- найменшу кількість синоптичних процесів, що аналізувалися мають стаціонарні циклони;
- найбільша кількість циклонічних утворень спостерігалася в зимові періоди 2002-2003 та 2005-2006 років.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Грей, Д. М., Мэйл, Д. Х. Снег: справочник/пер. с англ. Ленинград: Гидрометеиздат, 1986. 751 с.
2. Church J.E.1941.The melting of snow. Proc. Central Snow Cont., East Lansing, Mich., pp 21-32.
3. Grey D. M., D. I. Norum and G. E. Dyck. 1970. Densities of prairie snow-packs. Proc. 38th Annu. Meet. West. Snow Conf., pp. 24-30.
4. Rhea J. O. and L. O. Grant. 1974. Topographic influences on snowfall patterns in mountainous terrain. Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resour. Interdiscip. Symp., US Nat. Acad. Sci., Washington, D. C., pp. 182-192.
5. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам: выпуск 3, часть I под ред. Г.И. Слабкович. Ленинград: Гидрометеиздат, 1985. 301 с.
6. Школьний Є. П., Лоева І. Д., Гончарова Л. Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації. Одеса, 1999. 578 с.
7. Школьний Є. П., Гончарова Л. Д., Миротворська Н. К. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації (збірник задач і вправ): навчальний посібник. Одеса, 2000. 420 с.
8. Исаев А. А. Статистика в метеорологии и климатологии. – Москва: Изд. МГУ, 1988. 236 с.
9. Виленкин С. Д. Статистическая обработка результатов исследований случайных функций. Москва: Энергия, 1979. 312 с.
10. Недострелова Л.В. Статистичні характеристики розподілу середньої висоти снігового покриву на території Одеської області/вестник ГМЦ ЧАМ. 2009. №2(10). с. 85-88.
11. Боровская Г.А. Количественные характеристики внутренней структуры АПС для типовых синоптических ситуаций на Украине: диссертация на соискание ученой степени кандидата наук. Одесса, 1992. 210 с.

12. Бельская Н. Н. Южные циклоны и условия их перемещения на Европейскую территорию СССР: труды ЦИП, 1949, вып. 17 (44). с. 64-133.
13. Богатырь Л. Ф. Траектории циклонов на территории Украины: труды УкрНИГМИ, 1957, вып. 7. с. 15-36.
14. Бузян Т. О., Гавриленко Н. М. Некоторые сведения о циклонах, проходящих через Украину: труды УкрНИГМИ, 1976, вып. 134. с. 136-143.
15. Климат Украины/под ред. Г. Ф. Приходько, А. В. Ткаченко, В. Н. Бабиченко. Ленинград: Гидрометеиздат, 1967. 413 с.
16. Пономаренко И. Н. Барико-циркуляционный режим СССР и некоторые особенности погодных условий сезонов: труды УкрНИГМИ, 1958, вып. 12. с. 100-109.
17. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды: часть I. Ленинград: Гдрометеиздат, 1986. 702 с.
18. Чернова В. Ф. Ныряющие циклоны и струйные течения: труды ГМЦ, 1968, вып. 22. с. 17-22.
19. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды: часть II, вып. I. Ленинград: Гидрометеиздат, 1987. с. 106- 255.
20. Ромов А. И. К теории орографического циклогенеза: труды УкрНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 204. с. 3-11.
21. Чернова В. Ф. Некоторые сведения о ныряющих циклонах: труды ЦИП, 1959, вып. 83. с. 39- 44.
22. Колесникова А. П. Синоптические условия перемещения ныряющих циклонов и особенности обуславливаемых ими штормовых ветров на Чёрном море: труды ОГМИ, 1961, вып. 23. с. 47-56.
23. Цвєрава В. Г. Климатологические характеристики некоторых соотношений между реальным геострофическим ветром: труды ИЭМ, 1972, вып. 26. с. 12-25.

24. Лемешко В. Н. К прогнозу южных циклонов. Метеорология и гидрология, 1989, № 7. с. 5-21.
25. Пономаренко И. Н. Черноморская депрессия и условия перемещения южных циклонов: труды УкрНИГМИ, 1964, вып. 43. с. 17-22.
26. Ромов А. И. Об орографической эволюции циклонов, перемещающихся через Карпаты на территорию Украины: труды УкрНИГМИ, 1956, вып. 5, с. 86-117.
27. Пономаренко И.Н. Синоптические условия перемещения антициклонов по Украине и юго- востоку Европейской части СССР и их основные погодные характеристики: труды УкрНИГМИ, 1956, вып. 5. с. 186-209.
28. Мультигановский Б.П. Синоптические условия перемещения антициклонов по Украине. Москва: Наука, 1982. 320 с.
29. Кулаковская М.Ю. Синоптические условия перемещения антициклонов на юго-восток Европейской территории СССР с отрогами на Украину (холодное полугодие): труды УкрНИГМИ, 1960, вып. 21. с 30-36.

ДОДАТОК А

Довідка

кафедри метеорології та кліматології
на магістерську роботу студента гр. МНЗ–61к
факультету магістерської та аспірантської підготовки ОДЕКУ

Костякова Андрія Миколайовича

Тема магістерської роботи: «Дослідження умов формування снігового покриву
на території України»

Магістерську роботу виконано в рамках кафедральної теми «Режим
опадів по регіонах України наприкінці 20-го та на початку 21-го століть»
№ 0111U000590.

Завідуючий кафедрою
метеорології та кліматології

проф. Івус Г.П.

Таблиця А.1 – Список конференцій та публікацій

Вид наукової роботи (теми наукових робіт, автор, керівник роботи)	Кількість кредитів
Університетські та міжнародні конференції, семінари, гуртки (інші):	
V Міжнародна наукова конференція молодих вчених – 29-30 листопада 2017 р., м. Харків. Тема доповіді: «Дослідження статистичних характеристик снігового покриву в контексті забруднення навколишнього середовища»	0,75
III Міжнародна наукова конференція молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» – 21-23 березня 2018 р., м. Одеса. Тема доповіді: «Картографування статистичних параметрів розподілу снігового покриву»	0,75
Конференція молодих вчених ОДЕКУ – 3-8 травня 2018 р., м. Одеса. Тема доповіді: «Синоптичні умови формування снігового покриву на півдні України»	0,25
Друковані наукові статті: Костяков А.М., Недострелова Л.В. Аналіз статистичних параметрів снігового покриву на території України. Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей, № 1 (21), 2018, 63-75 с.	1,0
Опубліковані тези конференцій:	
Костяков А.М. Дослідження статистичних характеристик снігового покриву в контексті забруднення навколишнього середовища/Костяков А.М.// Матеріали V Міжнародної наукової конференції молодих вчених. Харків. 2017. 244-245 с.	0,25
Костяков А.М. Картографування статистичних параметрів розподілу снігового покриву /Костяков А.М.// Матеріали III Міжнародної наукової конференції молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення». Одеса. 2018. 169-170 с.	0,25
Костяков А.М. Синоптичні умови формування снігового покриву на півдні України/Костяков А.М.//Конференція молодих вчених ОДЕКУ. Одеса. 2018.	0,25
Всього	3,5