

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут

Кафедра метеорології та кліматології

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: « Дослідження баричного режиму
у регіоні Антарктичного півострова»

Виконав студент 2 курсу групи МЗК-18
спеціальності 103 – «Науки по Землю»
Сокол Дмитро Сергійович

Керівник к.геогр.н., доцент
Гончарова Людмила Дмитрівна

Рецензент к.геогр.н.
Лужбін Анатолій Михайлович

Одеса 2020

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

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.

“ 23 ” березня 2020 року _____

ЗАВДАННЯ
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Соколу Дмитру Сергійовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: «Дослідження баричного режиму
у регіоні Антарктичного півострова»

керівник роботи Гончарова Людмила Дмитрівна, к. геогр. н., доцент
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом закладу вищої освіти від 04 березня 2020 року № 23-с

2. Строк подання студентом роботи 12 травня 2020 р.

3. Вихідні дані до роботи

Середньомісячні значення атмосферного тиску на рівні моря за період 1958-1998 рр. в 224 вузлах сітки точок 2,5° на 2,5° західної частини Південної полярної області (50°-70° півд. ш.; 90°-20° зах. д.) проекту ERA-40.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити)
Побудувати та проаналізувати середні поля і поля середніх квадратичних відхилів атмосферного тиску для центральних місяців чотирьох основних сезонів року; реалізувати повну проблему власних значень матриці кореляції середньомісячного атмосферного тиску та отримати власні значення і власні вектори матриці кореляції для 11-ти (крім грудня) місяців року; визначити головні компоненти, що вичерпують більше 85% сумарної дисперсії полів, що розглядаються; дослідити статистичну структуру рядів першої головної компоненти атмосферного тиску за допомогою методики дослідження нестационарних випадкових процесів; проаналізувати тенденції в просторово-часових змінах атмосферного тиску в західній частині Південної полярної області наприкінці XX та на початку XXI століть.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)

Побудувати графіки вихідних та згладжених рядів першої головної компоненти атмосферного тиску на рівні моря за січень, лютий, березень, квітень, травень, червень, липень, серпень, вересень, жовтень та листопад. Нанести поліноміальні та лінійні тренди.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 23.03.2020 р.

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.	23.03-31.03 2020р.	80	добре
2.	Підготовка кліматичних даних до статистичної обробки.	01.04.-05.04 2020 р.	80	добре
3.	Обробка вихідних даних за допомогою графічно-розрахункових пакетів «Microsoft Office Excel», «Paint» «SKR», «Korel», «Metnew».	06.04-10.04.2020 р.	80	добре
4.	Отримання результатів реалізації алгоритму компонентного аналізу; розв'язання задачі стиску вихідної інформації.	11.04-13.04.2020 р.	80	добре
5.	Дослідити періодичну складову одинадцяти перших головних компонент (по кількості місяців року, що розглядалися) за допомогою інтегрального перетворення Фур'є.	14.04-17.04.2020 р.	80	добре
6.	За допомогою косинус-фільтра отримати, проаналізувати згладжені ряди перших головних компонент. Визначити детерміновану основу вказаних часових рядів. Побудувати відповідні графіки.	18.04-20.04.2020 р.	80	добре
Рубіжна атестація		20.04-26.04.2020 р.	80	добре
7.	Аналіз отриманих результатів.	21.04-25.04.2020 р.	80	добре
8.	Оформлення магістерської роботи.	26.04-11.05.2020 р.	80	добре
Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня за етапами)			80	добре

Студент _____
(підпис)

Сокол Д.С.
(прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____
(підпис)

Гончарова Л.Д.
(прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Тема: «Дослідження баричного режиму у регіоні Антарктичного півострова».

Автор: Сокол Дмитро Сергійович.

Актуальність проведеного дослідження визначається необхідністю постійного моніторингу метеорологічного режиму Південної полярної області, де розташована Українська антарктична станція «Академік Вернадський», та його динаміки в світі сучасних кліматичних змін.

Метою даного дослідження є комплексний фізико-статистичний аналіз просторово-часових змін баричного режиму в західній частині Південної полярної області наприкінці ХХ-го та на початку ХХІ-го століть.

Відповідно до поставленої мети розв'язано наступні **задачі**:

- побудовані та проаналізовані середні поля і поля середніх квадратичних відхилів атмосферного тиску для центральних місяців чотирьох основних сезонів року;
- реалізована повна проблема власних значень матриці кореляції середньомісячного атмосферного тиску та отримані власні значення і власні вектори матриці кореляції для 11-ти (крім грудня) місяців року;
- отримані головні компоненти, що вичерпують більше 85% сумарної дисперсії полів, що розглядаються;
- визначена статистична структура рядів першої головної компоненти атмосферного тиску за допомогою методики дослідження нестационарних випадкових процесів та проаналізовані тенденції в просторово-часових змінах атмосферного тиску в Західній Антарктиді.

Предмет дослідження: середньомісячні значення атмосферного тиску на рівні моря за період 1958-1998 рр. проекту ERA-40.

Об'єктом дослідження є просторово-часові зміни баричного режиму в регіоні Антарктичного півострова.

Методи дослідження: компонентний аналіз, методи дослідження нестационарних випадкових функцій.

Наукова новизна отриманих результатів полягає в комплексному статистичному дослідженні просторово-часових особливостей баричного режиму в регіоні Антарктичного півострова в умовах змін глобального клімату.

Практичне значення отриманих результатів. Застосовані принципи статистичного дослідження та одержані результати можуть бути використані при вивченні змін глобального клімату, а також при розробці фізико-статистичних моделей довгострокових прогнозів погоди для Південної півкулі.

Магістерська кваліфікаційна робота в обсязі 93 сторінок складається з вступу, п'яти розділів, висновків, переліку посилань з 53 джерел, 1 додатку, містить 35 рисунків та 3 таблиці.

Ключові слова: атмосферний тиск, головні компоненти, детермінована основа, глобальний клімат.

ANNOTATION

Theme: "Exploring the Bar Regime in the Antarctic Peninsula".

Author: Sokol Dmytro.

The relevance of the study is determined by the need for constant monitoring of the meteorological regime of the South polar region, where the Ukrainian Antarctic Station "Academician Vernadsky" is located, and its dynamics in the world of modern climate change.

The purpose of this study is a comprehensive physico-statistical analysis of the spatial-temporal changes of the bar regime in the region of the South Polar region at the end of the XXth and the beginning of the XXI centuries.

According to the goal, the following tasks were **solved**:

- constructed and analyzed average and mean square deviations of atmospheric pressure for the central months of the four major seasons of the year;

- the complete problem of eigenvalues of the correlation matrix of the average monthly atmospheric pressure is realized and the eigenvalues and eigenvectors of the correlation matrix are obtained for the 11th (except December) months of the year;

- obtained the main components, which exhaust more than 85% of the total dispersion of the fields under consideration;

- the statistical structure of the series of the first major component of atmospheric pressure was determined by the method of investigation of non-stationary random processes and the tendencies in the space-time changes of atmospheric pressure in the Western Antarctica are analyzed.

The subject of the study: the average monthly value of atmospheric pressure at sea level for the period 1958-1998 of the ERA-40 project.

Object of research is to determine the spatial and temporal changes of the barricial regime in the Antarctic Peninsula region.

Methods of research: component analysis, methods of investigation of non-stationary random functions.

The scientific novelty of these results is a comprehensive statistical study of the spatial and temporal features of the barricial regime in the Antarctic Peninsula in the face of global climate change.

The practical significance of the obtained results. The principles of statistical research applied and the results obtained can be used in the study of global climate change, as well as in the development of physical and statistical models of long-term weather forecasts for the Southern Hemisphere.

The 93-page master's qualification consists of an introduction, five sections, conclusions, a list of links from 53 sources, 1 appendix, contains 35 figures and 3 tables.

Keywords: atmospheric pressure, major components, deterministic basis, global climate.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	7
1 МІСЦЕ АНТАРКТИЧНОЇ ОБЛАСТІ В ЗАГАЛЬНОПЛАНЕТАРНІЙ КЛІМАТИЧНІЙ СИСТЕМІ ЗЕМЛІ..	11
1.1 Географічні особливості Південної полярної області	11
1.2 Температурний режим та циркуляційні процеси у південних полярних широтах	22
1.3 Клімат Західної Антарктиди та напрями його дослідження українськими вченими.....	32
2 СУЧАСНІ КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ В ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ПІВДЕННОЇ ПОЛЯРНОЇ ОБЛАСТІ.....	37
2.1 Зміни кліматичного стану Антарктиди	37
2.2 Особливості багаторічних баричних полів в районі дослідження	40
2.3 Багаторічна мінливість полів атмосферного тиску в районі.....	43
3 ПАРАМЕТРИЗАЦІЯ КЛІМАТИЧНИХ ПОЛІВ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ В РАЙОНІ ЗАХІДНОЇ АНТАРКТИДИ	46
3.1 Основні теоретичні положення щодо розкладання полів метеорологічних об'єктів по природних ортогональних функціях	46
3.2 Розв'язання задачі стиску вихідної інформації про кліматичні поля атмосферного тиску в районі дослідження	51
4 СТАТИСТИЧНА СТРУКТУРА ГОЛОВНИХ КОМПОНЕНТ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ	54
4.1 Виявлення періодичностей у випадковому процесі за допомогою інтегрального перетворення Фур'є	54
4.2 Структура періодичних складових часових рядів головних компонент атмосферного тиску.....	57
5 ТЕНДЕНЦІЇ В ЗМІНАХ БАРИЧНОГО РЕЖИМУ В РАЙОНІ АНТАРКТИЧНОГО ПІВОСТРОВА НАПРИКІНЦІ XX ТА НА ПОЧАТКУ XXI СТОЛІТЬ.....	61
5.1 Основні теоретичні положення щодо методики згладжування часових рядів нестационарних випадкових процесів	61

5.2	Статистична структура детермінованої основи головних компонент атмосферного тиску	65
	ВИСНОВКИ.....	73
	ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	77
	ДОДАТОК А Вихідний ряд та детермінована основа першої головної компоненти атмосферного тиску на рівні моря в західній частині Південної полярної області (січень-листопад).....	82

ВСТУП

З огляду на те, що в даний час проблема зміни клімату знаходиться на вищому рівні глобальних викликів XXI століття і пріоритетів міжнародної політики багатьох країн світу, вона розглядається як одна з ключових складових національної безпеки в довгостроковій перспективі.

Серед різноманітних проблем сучасної метеорології особливе місце належить циркуляції атмосфери над високими широтами Південної півкулі, яка до останнього часу залишалася «білою плямою» на загальній схемі повітряних течій Землі. Цілком очевидні відмінності географії Південного і Північного полярних районів не дозволяють розглядати циркуляцію над Південним географічним полюсом по аналогії з такою над Північним полюсом.

Антарктида – найхолодніший материк на Землі. Вона впливає на зміну багатьох метеорологічних параметрів інших материків, на коливання рівня Світового океану, на виникнення як поверхневих, так і глибинних океанічних течій. Тому Антарктика має важливе значення у формуванні атмосферних процесів усєї нашої планети. Вона розташована в її високоширотному поясі – чутливому «камертоні» сонячно-земних зв'язків. Основним транспортним енергетичним агентом є потоки заряджених частинок від Сонця (сонячний вітер), які переносять гігантську енергію на орбіту Землі. Найенергійніші з них пробивають магнітну броню – магнітосферу, розповсюджуються у верхній атмосфері, викликають магнітні бурі, феєричні полярні сяйва, електромагнітні випромінювання. Дослідження фізиків, геофізиків, екологів спрямовані на вивчення й прогнозування саме цих процесів, стимульованих енерговиділенням в атмосферу ззовні від Сонця до Землі, та їх впливу на навколишнє середовище.

Антарктида – це найзагадковіший і найсуворіший материк Земної кулі. Це єдиний континент, позбавлений промислової активності – викидів хімічних речовин та теплової енергії, радіовипромінювання тощо. Тут немає штучних джерел потужного електромагнітного випромінювання – електростанцій, ліній електропередач, радіо та телепередавачів, немає локальної грозової активності. Однак парадокс у тому, що глобальними природними хвилепровідними каналами в електромагнітний клімат Антарктиди «закидаються» випромінювання з промислово розвинутих частин Земної кулі практично по всій смузі радіочастот. Дослідження в Антарктиді дозволять також з'ясувати,

який вплив техногенні викиди енергії в одних регіонах нашої планети створюють метеорологічні та кліматичні зміни в інших районах Земної кулі.

Метою даної кваліфікаційної роботи є комплексний фізико-статистичний аналіз просторово-часових змін баричного режиму в західній частині Південної полярної області наприкінці ХХ-го та на початку ХХІ-го століть.

Актуальність теми проведеного дослідження визначається необхідністю постійного моніторингу метеорологічного режиму Південної полярної області, де розташована Українська антарктична станція «Академік Вернадський», та його динаміки в світі сучасних кліматичних змін.

Техніко-економічне обґрунтування доводить, що робота виконана на рівні кращих світових аналогів з використанням сучасних моделей та статистичних методів дослідження.

Предмет дослідження – середньомісячні значення атмосферного тиску на рівні моря за період 1958-1998 рр. проекту ERA-40.

Об'єкт дослідження – просторово-часові зміни баричного режиму в регіоні Антарктичного півострова.

Основними задачами наукового дослідження є:

- підготувати базу даних про атмосферний тиск у вузлах регулярної сітки точок сектору Південної півкулі, що розглядається;
- отримати багаторічні значення атмосферного тиску на рівні моря в 224-х вузлах регулярної сітки точок західної частини Південної полярної області;
- побудувати та проаналізувати середні поля і поля середніх квадратичних відхилів атмосферного тиску для центральних місяців чотирьох основних сезонів року;
- реалізувати повну проблему власних значень матриці кореляції середньомісячного атмосферного тиску та отримати власні значення і власні вектори матриці кореляції для 11-ти (крім грудня) місяців року;
- провести розкладання полів атмосферного тиску в базисі ортонормованих власних векторів та отримати головні компоненти, що вичерпують більше 85% сумарної дисперсії полів, що розглядаються;
- дослідити статистичну структуру рядів першої головної компоненти атмосферного тиску за допомогою інтегрального перетворення Фур'є та проаналізувати періодичні складові, що визначені в цих рядах з імовірністю більше 68%;

- за допомогою косинус-фільтра провести згладжування часових рядів першої головної компоненти і проаналізувати тенденції в просторово-часових змінах атмосферного тиску в Західній Антарктиді наприкінці ХХ та на початку ХХІ століть.

Дослідження баричного режиму вказаної області проводилося за даними проекту ERA-40 Європейського Центру середньострокових прогнозів погоди (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) Рідінг, Великобританія. Вихідні дані представляють собою середньомісячні значення атмосферного тиску на рівні моря в вузлах регулярної мережі $2,5^\circ$ на $2,5^\circ$ в секторі Південної полярної області, а саме: 50° - 70° півд. ш.; 90° - 20° зах. д.

Реалізація перелічених задач наукового дослідження проводилася за допомогою методів багатовимірного статистичного аналізу та методів дослідження нестационарних випадкових процесів. Поля були задані значеннями атмосферного тиску на рівні моря в 224 вузлах регулярної сітки точок західної частини Південної полярної області.

Магістерська кваліфікаційна робота складається з вступу, 5-ти розділів, висновків, переліку посилань з 53 найменувань та додатків. Загальний обсяг роботи 95 сторінок друкованого тексту, включаючи 35 рисунків, 3 таблиці та 2 додатки.

У першому розділі дається огляд літературних джерел щодо загальної циркуляції атмосфери полярних широт у тропосфері та стратосфері, а також описуються географічні особливості району дослідження.

У другому розділі роботи розглядаються сучасні кліматичні зміни в районі Західної Південної полярної області та представлені багаторічні середні поля та поля середніх квадратичних відхилів атмосферного тиску на рівні моря для центральних місяців чотирьох сезонів року.

Третій розділ присвячено викладенню основних положень відносно розкладання метеорологічних об'єктів по природних ортогональних функціях. В ньому аналізуються результати розв'язання задачі стиску вихідної інформації про поля атмосферного тиску в районі визначеного сектору Південної півкулі.

У четвертому розділі наводяться результати дослідження періодичних складових в часових рядах першої головної компоненти атмосферного тиску, отриманих за допомогою інтегрального перетворення Фур'є.

П'ятий розділ присвячено дослідженню детермінованої основи першої головної компоненти. В ньому ж представлені трендові та періодичні складові,

що виявлені в детермінованій основі часових рядів перших головних компонент атмосферного тиску в районі Західної Південної полярної області.

Для реалізації статистичного дослідження баричного режиму визначеної географічної області Південної півкулі використовувалося комп'ютерне програмне забезпечення: «Microsoft Office Excel», «Corel», «Paint», «SKR», «Metnew».

За результатами магістерської роботи була підготовлена наукова робота на тему «Особливості формування полів атмосферного тиску в районі Антарктичного півострова».

1 МІСЦЕ АНТАРКТИЧНОЇ ОБЛАСТІ В ЗАГАЛЬНОПЛАНЕТАРНІЙ КЛІМАТИЧНІЙ СИСТЕМІ ЗЕМЛІ

1.1 Географічні особливості Південної полярної області

На початку ХХІ століття вивчення полярних районів набуває важливого значення, можливо тому, що метеорологія і кліматологія саме полярних районів допоможуть зрозуміти механізм сучасних змін клімату на Земній кулі. Важлива задача – вивчити різні стани системи океан-атмосфера, а потім спробувати перенести на клімат окремих районів нашої планети результати їх впливу. Щоб отримати відомості про температурні умови, кількість опадів, вітровий режим і режим циркуляції в майбутньому, необхідно досконало вивчити сучасні умови та розібратися в суті фізичних процесів як Північної, так і Південної півкуль.

Загальна площа Антарктиди, без шельфових льодовиків, становить приблизно 13100000 км², з яких на Східну Антарктиду припадає приблизно 10400000 км², а на Західну – 2700000 км². Разом з шельфовими льодовиками Антарктичний континент займає площу більше ніж 14120000 км², тобто, виявляється, за розмірами п'ятим континентом Світу, більшим, ніж Європа чи Австралія [24, 29, 38].

Антарктичний континент розташований несиметрично відносно Південного географічного полюсу. Практично весь він розташовується в межах Південного полярного кола, лише частина Землі Грейама в Західній півкулі та кілька невеликих виступів узбережжя Землі Уїлкса і Землі Сндербі в Східній півкулі виходять за його межі. Разом з цим, якщо в Східній півкулі суша всюди простягається до 70-ї паралелі або навіть північніше, то в Західній півкулі вона в двох місцях має глибокі вклинення морів на південь до меж широти 85° (море і шельф Росса) і широти 78° (море Уедделла). Значна частина перерахованих вклинь морів в антарктичну сушу представляє собою протягом року крижану поверхню шельфів, серед яких найбільший і найбільш відомий шельф Росса, що покриває всю південну половину поверхні моря однойменної назви аж до паралелі 78° [29, 38].

Практично вся поверхня Антарктичного континенту в зазначених межах, як вони виглядають на звичайних географічних картах (рис. 1.1), покрита льодом або снігом. Протягом року навколо континенту знаходяться поля

пакових льодів, влітку та восени рухливих, що перемежуються з ділянками чистої водної поверхні океану, взимку і навесні покритих молодим льодом. Особливо помітно це сезонне збільшення льодів навколо Антарктиди у Західній півкулі, в морях Уедделла, Беллінсгаузена, Амундсена і Росса, замерзаючих до вересня в середньому до 65-ї паралелі. Хоча у західній половині Антарктиди на північ від узбережжя немає землі, але на кордоні цих двох акваторій, розташовані витягнуті назустріч один одному в меридіональному напрямку, вузькі гористі території Південноамериканського і Антарктичного континентів, що розділяються протокою Дрейка тисячокілометрової ширини [24].



Рисунок 1.1 – Карта району дослідження у Південній полярній області

Цієї відстані недостатньо, щоб звести нанівець взаємний вплив сусідніх континентів, який проявляється тут завдяки динамічному та термічному ефектам на циркуляцію атмосфери в цьому географічному районі [4].

Вплив Південноамериканського континенту відчувається в Західній Антарктиці не тільки в районі Землі Грейама, а й значно південніше, над Землею Елсуерта і на узбережжі моря Беллінсгаузена. Оскільки відносна близькість двох континентів є тільки в одному-єдиному на всю Антарктику районі, то безпосереднім результатом такої особливості географічного положення двох гористих ділянок суші, що стоять на шляху західної повітряної течії нижньої тропосфери в Південній півкулі, є, частіше, ніж де-небудь ще в Антарктиці, порушення зональності в розвитку атмосферних процесів саме в цьому районі. Але масштаби цих порушень зазвичай виявляються такими, що їх вплив відчувається далеко за межами не тільки Землі Грейама і Землі Елсуерта, але навіть у Східній Антарктиці та в районі Південного географічного полюса. У Східній Антарктиці, де берегова лінія континенту менш складна, а місцями її горизонти нагадують виписану дугу кола, льодів навколо узбережжя менше і сезонна різниця в ширині льодового пояса, що примикає до основної суші, не дуже велика. Ці обставини в певній мірі зменшують природну асиметричність Антарктичного континенту, особливо в холодну половину року. В кінці зими або восени загальна площа континенту і оточуючих його льодових полів в Антарктиці зростає до 20-24 млн. км², але 3/4 цього збільшення поверхні льодів припадає на Західну Антарктику і 1/4 – на Східну [24, 29].

Не менш важлива, ніж просторова протяжність Антарктичного континенту, друга його характерна особливість – віддаленість від інших континентів або великих островів Південної півкулі.

У західній половині континенту рельєф найбільш складний; тут високі гірські ланцюги змінюються невеликими плато і широкими, схожими на улоговини зниженнями місцевості, спрямованими до двох основних морів цього району – моря Росса та моря Уедделла. Остання обставина має велике значення для оцінки умов циклонічної діяльності над західною і східною частинами Антарктичного континенту. Висота окремих вершин у Західній Антарктиді більше 6000 м. Поряд з цим тут є рівні, що тягнуться на тисячі кілометрів, простори шельфових льодовиків, позбавлених значних гірських височин, з переважною висотою поверхні до 200 м над рівнем моря [36].

Вказані відмінності в рельєфі західної і східної частин Антарктичного континенту мають важливе значення у формуванні умов циркуляції у нижній половині тропосфери, які є неоднаковими для цих двох частин континенту.

Вже один факт існування в центральній частині Антарктиди площ, що піднімаються більш ніж на 3500 м над рівнем моря, визначає труднощі вивчення атмосферних процесів цього району звичайними методами картографування погоди, послідовного розкриття сезонних і неперіодичних її коливань, з'ясування середніх місячних, сезонних і типових характеристик. Навіть карта баричної топографії поверхні 700 гПа не може вважатися для Антарктиди показовою, оскільки висота місцевості в центральних районах континенту на 1000 м перевищує середню висоту цієї поверхні [29].

Високе розташування над рівнем моря континенту в цілому та його купола над центральною внутрішньою областю, що примикає до навколополюсного плато, позначається не тільки на режимі повітряних течій самих шарів атмосфери, але й на положенні й висоті тропопаузи і навіть на температурному режимі нижньої стратосфери над Антарктикою.

Не можна ігнорувати і таку деталь в географії Антарктики, як абсолютне переважання на суші сніжної або крижаної поверхні й зовсім рідкісні оголення корінних материкових порід, що зазвичай зустрічаються або на крутих схилах високих гір, або в районах-унікумах, які отримали назву «оазисів» [34].

Термін «крижаний континент» як найкраще відповідає природі Антарктиди і полегшує розуміння простої та в той же час зовні виглядає парадоксом істини, який полягає в тому, що, не дивлячись на великі суми сонячної радіації, які отримує поверхня континенту влітку, радіаційний баланс тут для більшості внутрішньоконтинентальних районів від'ємний майже весь рік. На прибережних, найбільш північних станціях, він буває додатним лише кілька місяців в розпалі літа. Снігова або крижана поверхня Антарктичного континенту, завдяки своїй високій відбивній здатності та довгохвильовому випромінюванню протягом року, випромінює в атмосферу більше тепла, ніж отримує його від Сонця, неба і хмар [7, 26, 27, 34, 38].

Таким чином, найбільш характерна риса радіаційного балансу для крижаного або снігового покриву Антарктичного континенту – збереження майже протягом усього року від'ємних значень. Звичайно для прибережних станцій, розташованих в більш низьких широтах, картина буде дещо іншою; тут

у літні місяці радіаційний баланс буде величиною додатною, але в цілому за рік він все одно має від'ємні значення [29].

Особливе місце в радіаційному балансі підстильної поверхні в Антарктиді належить довгохвильовому випромінюванню, на частку якого припадає близько однієї чверті всіх втрат тепла; ефективне випромінювання виявляється мінімальним в зимові місяці, коли температура снігової поверхні дуже низька і коли існує потужна приземна інверсія температури, що запобігає надмірному вихолодженню снігової поверхні за рахунок довгохвильового випромінювання. Теплове випромінювання атмосфери частково компенсує втрати тепла за рахунок випромінювання снігової поверхні. У хмарні дні взимку можуть бути навіть випадки, коли випромінювання атмосфери перевищує випромінювання земної поверхні і радіаційний баланс стає додатним. За деякими дослідженнями інтенсивність охолодження приземного повітря різко уповільнюється при досягненні значення так званої критичної температури -33° , що у внутрішніх континентальних районах Антарктики спостерігається цілий рік, навіть влітку [29, 34].

Антарктичні води, часто в літературі іменуються Південним океаном – це великі простори південних частин Тихого, Атлантичного та Індійського океанів, що омивають Антарктику і мають на півночі цілком певну, чітко виражену межу, відому під назвою «зона Антарктичної конвергенції». На півдні, біля узбережжя Антарктики, кожен з трьох океанів має різні, за площею і глибиною, проникнення в континентальну сушу затоки, звані морями. Тихий океан утворює моря Росса, Амундсена і Беллінсгаузена; Атлантичний – Уедделла; Індійський – Дейвіса і Дюрвіля. Природного кордону між перерахованими антарктичними морями і власне океанами не існує [10, 11, 24, 35, 38, 50].

Від антарктичного узбережжя на північ на 1000, а місцями на 2000 км простягається відносно однорідний поверхневий шар води, що відрізняється низькою температурою і малими значеннями солоності. Цей шар має потужність від 100 до 250 м.

Північна межа цього шару антарктичних поверхневих вод і є зона антарктичної конвергенції, де спостерігається занурення холодних антарктичних вод під шар відносно теплих, менш щільних, субантарктичних вод. Різниця в значеннях температури води по обидві сторони від зони

конвергенції становить $1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 10 миль; взимку вона менша, влітку більша і в різних районах змінюється від $2,8$ до $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Сама зона антарктичної конвергенції також від сезону до сезону дещо змінює своє положення, зміщуючись влітку на південь, а взимку на північ, але ці сезонні зміщення зони конвергенції невеликі та не перевищують одного градуса за широтою. В Атлантичному та Індійському океанах зона конвергенції лежить близько 50° півд. ш., а в Тихому океані – між 55° і 62° півд. ш. Слід відзначити велику постійність температури води на поверхні океану в зоні конвергенції: найвищі значення температури відзначаються в лютому – від $4,3$ до $5,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, а найнижчі – у жовтні, від $1,6$ до $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Південніше зони антарктичної конвергенції температура води поступово знижується, досягаючи 0° або близьких до нього значень на межі льодів або біля антарктичного узбережжя.

Цікавим є розподіл поверхневих течій в антарктичних морях, що відбивають, як відомо, напрямок пануючих над цими акваторіями вітрів. Біля узбережжя континенту відзначається стійке перенесення води зі сходу на захід, або так звана течія східних вітрів, відповідна Південній периферії поясу зниженого тиску. У деяких районах біля узбережжя морські течії мають явно виражені риси циклонічної циркуляції; до їх числа належать моря Уедделла, Беллінсгаузена і західна частина Індійського океану в районі Землі Ендербі. Північна межа східних вітрів у середньому розташована біля паралелі 66° або трохи північніше, де проходить зона дивергенції, що розділяє східну течію антарктичних вод від західної, що панує в більш низьких широтах.

Західна течія охоплює широкий пояс антарктичних вод від широт 65° - 62° до зони конвергенції. Її швидкості вивчені поки що недостатньо; вони невеликі, близько 1 вузла. Максимальних значень (до 2 вузлів) вони досягають в протоці Дрейка [4, 16, 18, 29, 44, 45, 48].

Напрямок морських течій в антарктичних водах є показником переміщення льодів. Останні дрейфують навколо континенту в вигляді двох поясів, що рухаються в протилежних напрямках, відповідно до напрямку основних морських течій. Між цими поясами льодів іноді в зоні антарктичної дивергенції існують ділянки чистої води або в ідеалізованому вигляді «кільцева ополонка». Північна межа рухомих льодів змінює своє положення протягом року більш ніж на 1000 км. На північ від зони антарктичної конвергенції спостерігається течія західних вітрів субантарктичних вод, що тягнуться до широт 40° - 35° , де лежить нова зона конвергенції, так звана зона субтропічної

конвергенції. Температура води підвищується між зонами антарктичної та субтропічної збіжності приблизно від 5 до 15 °С. Сезонні зміни температури води на поверхні океану на північ від зони антарктичної конвергенції також малі, різниця між найтеплішим і найхолоднішим місяцями року становить від 1 до 3°. Таким чином, підстильна поверхня океанів навколо Антарктики аж до середніх широт має постійний температурний режим з невеликою річною амплітудою температури.

Взагалі, Антарктичні води відрізняються низькою температурою; вони отримують менше тепла від Сонця, ніж ті ж широти Північної півкулі: сумарна радіація за літні місяці в період з грудня по лютий становить над океаном тільки 70-75% порівняно з Північною півкулею на тих же широтах ($142 \cdot 10^4$ кДж/м² хв. проти $168 \cdot 10^4$ кДж/м² хв. для широти 60°). Це пояснюється значною хмарністю над Південним океаном [4, 20, 22, 23, 28, 31, 39].

Рідкісні острова, що зустрічаються в антарктичних водах, відрізняються холодним вологим кліматом, позбавлені деревної рослинності, на них ростуть лише мохи, лишайники і лугова трава, в той час як на тих же широтах у Північній півкулі в достатку є тайгові ліси [2, 7, 8].

Субантарктичні води між двома зонами конвергенції субтропічної та антарктичної – добре відомі морякам своїми сильними західними вітрами, що дали назву широтам, в яких вони спостерігаються, – «ревучі сорокові» та «свистячі п'ятдесяті». Ці широти припадають на північну периферію смуги активної циклонічної діяльності, що розвивається на полярному фронті Південної півкулі, а також на район високих значень горизонтальних градієнтів тиску на південній околиці океанічних субтропічних максимумів [25, 29, 46].

Над субантарктичними акваторіями відбуваються постійні зустрічі взаємодіючих між собою, різних за своїми характеристиками і походженням, повітряних мас, якими є холодні маси з Антарктики та теплі з субтропічних широт океанів. Це визначає активність атмосферних фронтів і циклонічної діяльності над цими широтами, частоту та інтенсивність штормів, велику повторюваність хмарної дощової та вітряної погоди. Майже повна відсутність континентальної суші або значних островів позбавляє ці широти літнього тепла, що надходить в атмосферу з нагрітої поверхні континентів, над якими формуються маси теплого континентального повітря, які практично не зустрічаються в субантарктичних широтах. Це одна з найбільш істотних рис

Субантарктики – географічного району, циркуляційні умови над яким безпосередньо впливають на атмосферні процеси в Антарктиці.

Трансформація повітря над Антарктидою протікає як процес охолодження більш теплих повітряних мас, що надходять на її поверхню з північної акваторії океанів. Відмінності між сезонами року існують при цьому тільки в інтенсивності процесу охолодження. Цей вагомий фактор циркуляції атмосфери у високих широтах Південної півкулі, значення якого вимагає уваги до проблеми теплового і водного балансу Антарктиди в цілому [5, 6, 10, 14, 19].

Важливо підкреслити ще й таку особливість географічного ландшафту Антарктики, як майже повна відсутність будь-якої рослинності на континенті та надзвичайна бідність її на всіх найближчих островах. Ботаніки нараховують в Антарктиці близько 670 видів нижчих рослин, але основну масу їх (400 видів) складають лишайники і мохи (близько 70 видів). Тільки три види квіткових виявлено на найтепліших ділянках суші в Антарктиці (острова і північний край Землі Грейама): два злаки класу однодольних і одна дводольна рослина сімейства гвоздикових. В Антарктиці рослинний покрив, як деталь підстильної поверхні, відсутня повністю [8, 24, 29, 36, 38].

Процеси існування Антарктичного льодовикового щита забезпечують в напрямку від центру льодяного покриву до його кромки зменшення прямої та сумарної радіації, збільшення поглиненої радіації, зростання значень радіаційного балансу (від від'ємних значень), підвищення температури повітря, збільшення вологовмісту повітря і збільшення випаровування та конденсації.

Як відомо, умови акумуляції визначаються режимом твердих гравітаційних опадів, які на більшій частині Антарктиди дорівнюють акумуляції. Крім того, в суму акумуляції входять наростаючі опади, кількість яких коливається в значних межах (від 6-10 до 50%) від загальної суми, в залежності від ступеня океанічності клімату та вологовмісту повітряних мас [1, 9, 21, 29, 30, 44].

За даними [10, 11] наростаючі опади в районі Антарктичного півострова склали наприкінці ХХ-го століття до 50% загальної суми опадів, а в глибинних районах континенту – не більш 10% [28, 29].

Відомо, що зміни річного балансу маси льодовика тісно пов'язані з кліматом, та, перш за все, зі змінами атмосферної циркуляції та аномаліями опадів і температури повітря. При цьому не завжди вдається виділити чіткі закономірності. Наприклад, підвищення середньорічної температури повітря

збільшує абляцію та відповідно зменшує річний баланс маси. Однак при цьому може збільшуватись кількість твердих опадів, що призведе до збільшення балансу. Такі випадки спостерігались на льодовиках в південній частині Норвегії та в найбільш зволжених районах Альп. Для Антарктиди зміни річного балансу маси льодовикового покриву завжди пов'язані зі змінами атмосферної циркуляції та аномаліями опадів і температури повітря.

Іншими словами, існує взаємозв'язок зледеніння з атмосферою, сушею та океаном. Найбільш мінлива атмосфера. З нею пов'язані сезонні зміни розмірів і форми льодовиків, циклічні короткочасні та більш тривалі коливання льодовиків. Є багато факторів, які вказують на ритмічний характер коливань льодовиків, пов'язаний з сонячними циклами. Ці цикли й пов'язані з ними кліматичні коливання впливають на інтенсивність наступання та відступання льодовиків, причому спостерігається істотна інерція в проявленні впливу атмосфери на коливання льодовиків, що часто ускладнює встановлення взаємозв'язку поведінки льодовиків з коливаннями клімату. Крім цього, труднощі виникають внаслідок накладення коливань з різними кліматичними періодами [2, 9-11, 17, 25, 32, 33, 40].

Зафіксований, пов'язаний з сонячною радіацією, цикл змін клімату з періодом 2,5 тис. років, що вплинув на поведінку багатьох льодовиків. У відповідності з ним холодні фази були 7,8; 5,3; 2,8 тис. та 300 років тому. При цьому не всі фази проявлялись однаково. В період 8-5 тис. років тому середні температури повітря були вище сучасних, що сприяло зменшенню зледеніння.

5-3 тис. років тому спостерігалось зниження глобальних температур та збільшення зледеніння. X-XII ст. нашої ери характеризувалися відносно теплим кліматом (цей період іноді називають другим кліматичним оптимумом голоцену). В цей та подальший час спостерігалися короткочасні коливання зледеніння з 11-, 22-, 35- та 80-річними циклами, які вплинули на інтенсивність наступання льодовиків під час малого льодовикового періоду та на інтенсивність відступання льодовиків в останньому сторіччі [3, 41].

Ідея автоколивань зледеніння в системі земна поверхня-атмосфера, як основного механізму чергування льодовикових епох, була висловлена в 1930 р. капітаном далекого плавання Е.С. Гернетом. Згідно запропонованої ним теорії, розповсюдження льодовиків не обов'язково повинне бути пов'язане зі змінам клімату під впливом якихось зовнішніх причин, а самі льодовики в ході свого розвитку можуть змінювати клімат. Збільшення площі зледеніння призводить

до зменшення кількості тепла, яке отримує Земля в наслідок збільшення альбедо на покритих снігом та льодом територіях, що викликає зниження температури земної поверхні та повітря і сприяє подальшому розширенню зледеніння, поки не почне відчуватися дефіцит атмосферної вологи, яка забезпечує живлення льодовиків. Е.С. Гернет стверджував, що льодовикові явища в планетарному масштабі є частковий перехід Землі зі стану без льоду в стан зледенілий та що лід, розповсюдившись на Землі, сам в собі містить причину свого збереження [8].

Враховуючи, що основним джерелом живлення льодовикового щиту Антарктиди є опади, особливо важливим є питання моніторингу кількості опадів в Південній полярній зоні. Наростаючі опади за своєю абсолютною величиною приблизно дорівнюють возгонці (випаровуванню) снігу при від'ємних, а тим паче додатних температурах повітря (без переходу через рідку фазу). Тому, при розрахунках водно-льодового балансу, вони врівноважуються.

Просторовий розподіл опадів, практично рівний акумуляції, представлений на рис. 1.2. Аналіз швидкості акумуляції снігу показав плямистість в розподілі даної характеристики [30]. На півночі Антарктичного півострова випадає від 2000 до 3000 мм, в центрі материка – до 35-50 мм, на узбережжі опадів випадає від 500-600 до 900-1000 мм за рік, на шельфових льодовиках – від 250 до 400 мм за рік [1, 2, 9]. На умови акумуляції суттєво впливає режим вітру та заметілевий перенос снігу, особливо інтенсивний на схилах Антарктичного льодовикового щита, поблизу узбережжя.

В умовах суттєвого розчленування рельєфу, наприклад, в районі Антарктичного півострова, відкладення та перерозподіл опадів на вивідних льодовиках залежать від місцевих вітрів, особливо теплих вітрів Тихоокеанського узбережжя, які характеризуються значною кількістю опадів (в тому числі рідких) та найбільш м'яким та вологим океанічним кліматом [9, 36].

В результаті узагальнених кількісних оцінок основних показників гляціальних та гляціокліматичних процесів і режиму антарктичного льодовикового покриву встановлено, що протягом плейстоцену зледеніння Антарктиди змінювалось тільки в сторону аградації [4, 10].

Зафіксована у XX та на початку XXI-го століть зміна кромки льодовикового щита, яка притаманна його сучасному режиму, коливається біля

деякого середнього положення в місцях розвитку шельфових та крупних вивідних льодовиків.

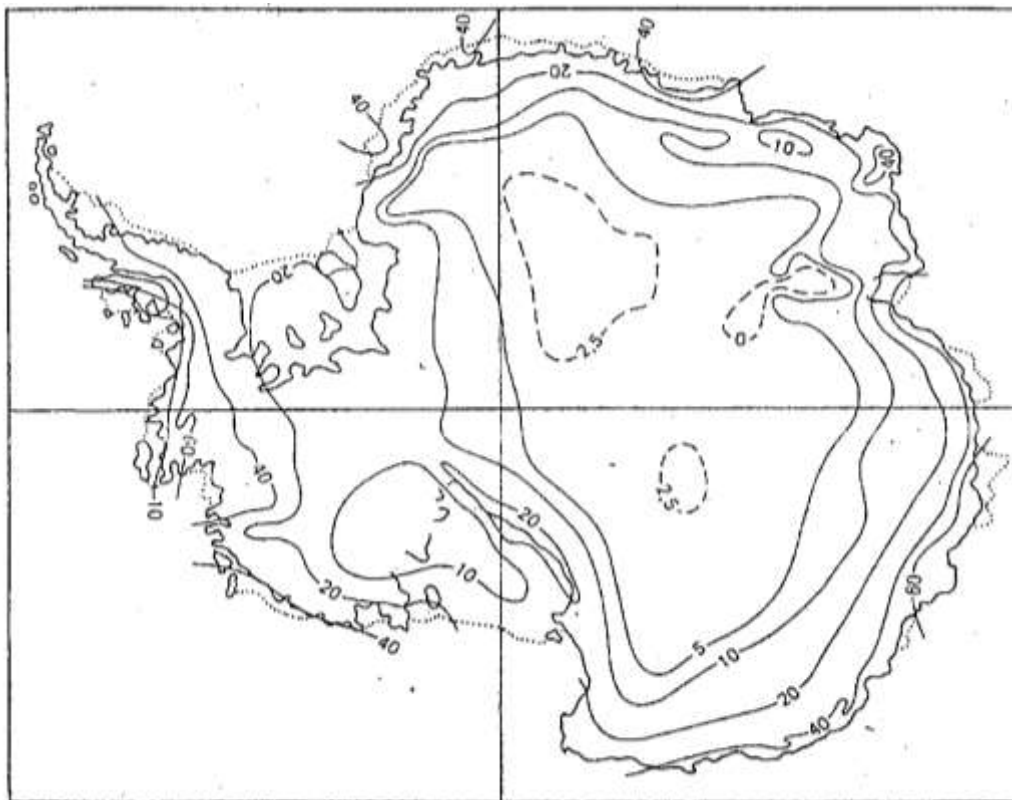


Рисунок 1.2 – Швидкість акумуляції снігу, г/см² за рік [30]

З короткого огляду географічних особливостей Південної полярної області видно, наскільки своєрідний цей регіон, якою суттєво відмінною від арктичного полярного басейну повинна бути циркуляція атмосфери в Антарктиці під впливом цього величезного крижаного масиву, що тягнеться на площі більш ніж 10 млн. км² і здіймається до меж середньої тропосфери. Антарктичний континент є не тільки джерелом холоду весь рік, а й надає охолоджуючий вплив на атмосферу, на висотах, які в інших географічних районах практично вільні від безпосереднього впливу земної поверхні. Масштаби охолоджуючого впливу Антарктики не йдуть у жодне порівняння з тим, що відомо в інших районах. Їй належить виняткова роль у формуванні умов циркуляції земної атмосфери не тільки в Південній, а й у Північній півкулі Землі.

1.2 Температурний режим та циркуляційні процеси у південних полярних широтах

Своєрідність Антарктичного континенту полягає не тільки в тому, що він служить постійним охолоджувачем повітряних мас Південної півкулі, а також в ролі гігантського акумулятора вологи, що залишається на його поверхні у вигляді кристалічних опадів. Незмінний протягом року напрямок горизонтального градієнту температури в тропосфері сприяє меридіональній формі циркуляції атмосфери, що особливо чітко проявляється в зимовий час, коли градієнти температури досягають максимальних значень. За рахунок цього здійснюються глибокі меридіональні прориви холодних мас континентального антарктичного повітря на північ, в помірні широти, а теплих морських повітряних мас – на південь, у внутрішні континентальні райони.

Західна половина континенту виявляється приблизно на 15° теплішою, ніж східна. Але в обох частинах Антарктиди приземний шар повітря влітку і взимку відрізняється виключно низькими значеннями температури (-24°C у січні, -60°C у липні), що в інших географічних районах не спостерігається. В таких умовах процес трансформації повітря над континентом характеризується не тільки охолодженням, а й безперервним випадінням опадів, що відбувається як при наявності хмар, так і при їх відсутності. Процес накопичення опадів в Антарктиді триває й зараз, як і тисячу років тому [1, 9].

В оцінках ролі континенту в формуванні атмосферних процесів над Антарктикою виходять з передумови незмінності обрисів, площі, висоти та великих деталей рельєфу Антарктиди. Хоча в дійсності льодовий баланс континенту невідомий, масштаби снігопереносу в окремих районах Антарктиди, також як і масштаби обламування льодовиків на узбережжі та утворення айсбергів, такі, що їх не можна ігнорувати навіть при вивченні макропроцесів.

Структура рельєфу Західної Антарктиди має важливу, з точки зору оцінки умов циркуляції атмосфери, особливість: розподіл висот і розташування хребтів в цьому районі сприяє руху циклонів через континент з моря Росса в море Уедделла, орографічному стаціонуванні циклонів над східною половиною моря Беллінсгаузена і проникненню їх в море Уедделла або в середню частину Землі Грейама, або через Землю Едіт Ронне. Майже в однаковій мірі сприятливі умови для виходу циклонів з моря Уедделла на приполюсному плато або в район

грабена – зниження між морями Росса і Уедделла. З іншого боку, менш сприятливі умови для циклонів над морем Амундсена, оточеним з трьох сторін горами висотою понад 3000 м і які не мають на півдні істотного зниження рельєфу [5, 25, 29 44, 46, 47].

Є щось спільне в розташуванні морів Росса і Уедделла – це однаково глибоке вклинення в межі антарктичного континенту з акваторій Тихого та Атлантичного океанів: на заході обох морів, з навітряного боку по відношенню до переважаючих вітрів тропосфери, знаходяться високі ділянки суші, що простягаються далеко в океан (Земля Вікторії і Земля Грейама). Важлива відмінність в розташуванні морів полягає в тому, що: на північ від Землі Грейама на відстані 1000 км (на півдні Американського континенту) знаходяться гори Патагонії. Обидва моря відносяться до Західної Антарктики, точніше знаходяться за умовами циркуляції в одній системі повітряних течій та баричних утворень, характерних саме для Західної Антарктики.

Велике значення в механізмі повітрообміну Південної півкулі мають гребні антарктичного антициклону, що виникають в тилкових частинах стаціонарних депресій при потужних вторгненнях антарктичних повітряних мас на північ. Над великими просторами Південного океану існує взаємодія між активністю субтропічних максимумів та полярного антициклону. Полярний антициклон через свої меридіонально витягнуті гребні в нижній тропосфері служить постійним джерелом живлення для субтропічних максимумів. Відповідно до розподілу стаціонарних депресій біля антарктичного узбережжя можна назвати і райони, характерні для вторгнення холодного повітря з антарктичного континенту на північ: Земля Вікторії, Земля Елсуерта, Земля Грейама, Земля Ендербі. Земля Мері Берд – типовий район переважання теплої адвекції з півночі [5, 18, 25].

Будучи низьким утворенням, континентальний антициклон своїм центром розташовується приблизно над центральним районом континенту, в східній його частині, на широті 85° , тобто близько Полюса недоступності. Поширення антициклону по площі на середніх картах найчастіше обмежене межами східної половини континенту; над океанами і західною частиною Антарктиди на рівні 700 і 500 гПа розташовуються депресії, які кільцем оточують антициклон. Серед депресій нижньої тропосфери виділяються своєю стійкістю циклони над морями Росса та Уедделла, а також біля східного узбережжя Землі Королеви Мод і в затоці Маккензі. Нерідко між циклонами над

морями Росса і Уедделла в Західній Антарктиці на середніх картах виявляється гребінь високого тиску з боку Тихого океану, спрямований своєю віссю через західну частину моря Беллінсгаузена на Землю Елсуерта [29].

Зазначений розподіл баричних центрів у нижній тропосфері обумовлює існування стійкої системи повітряних течій або пануючих вітрів. Ці вітри забезпечують відтік холодних мас повітря з внутрішніх районів континенту до узбережжя в приземному шарі та надходження більш теплого повітря з океанів і узбережжя у внутрішні райони на більш високих рівнях, у середній та верхній тропосфері. Спостереження за вітром майже на всіх берегових станціях Антарктиди показують переважання південно-східних вітрів в самому нижньому шарі та вітрів західного напрямку з деякою північною складовою вище рівня 500 гПа. Залежно від розташування станцій відносно антициклону рівень ослаблення східних вітрів у подальшій зміні напрямку їх на протилежний буває різним; найчастіше зникнення вітрів східного напрямку спостерігається на узбережжі в шарі між поверхнями 850 і 700 гПа. Вітри в середній тропосфері на антарктичному узбережжі відрізняються нестійкістю напрямків [29].

Відповідно до переважаючих в нижній тропосфері вітрів знаходиться і температурний режим на цих висотах над різними районами антарктичного узбережжя та континенту [6, 14, 16, 19].

Крім широти місця, велику роль відіграє і напрямок, звідки надходять повітряні маси в кожний конкретний район. Станції, розташовані на одній широті, можуть відрізнятися одна від одної в середньому місячному значенні температури на кілька градусів.

Постійне переважання низьких температур у тропосферному повітрі в антициклоні над Антарктичним континентом і система циркуляції, при якій відносно тепле повітря з океанів надходить на континент у верхніх шарах і переміщується з континенту в нижніх, обумовлюють створення умов для безперервного процесу сублімації та випадіння кристалічних опадів у центральній частині антициклону незалежно від наявності хмар. У центрі антициклону хмар в два-три рази менше, ніж на периферії.

Над Західною Антарктикою в нижній тропосфері переважає циклонічна форма циркуляції, яка представлена кількома депресіями, в тому числі й майже постійно існуючими над морями Росса та Уедделла [29].

Над Антарктикою в межах тропосфери в міру віддалення від поверхні землі спостерігається дедалі помітніше посилення циклонічності, яка біля верхньої межі тропосфери повністю витісняє антициклональну форму циркуляції, формуючи єдиний циклонічний вихор з центром над більш холодною частиною континенту, тобто над районом, де в нижній тропосфері панує зазвичай континентальний антициклон.

Середні місячні карти баричної топографії для Антарктики показують, що в переважній більшості випадків перехід від однієї форми циркуляції до іншої відбувається приблизно на рівні поверхні 300 гПа, влітку трохи нижче цього рівня, взимку – трохи вище. В окремі місяці депресія у верхній тропосфері не встигає стати одноцентровою, але це майже завжди досягається на наступному рівні 200 гПа, часто виявляється вже за межами тропосфери, тобто в нижній стратосфері.

Таким чином, циклонічний вихор з верхньої тропосфери поширюється в стратосферу. Однак умови його існування в стратосфері відрізняються від тих, які спостерігалися в нижній атмосфері. Якщо в тропосфері приполюсне плато та Антарктичний континент в цілому цілий рік залишаються джерелом холоду і горизонтальний градієнт температури тут весь час залишається незмінним по напрямку, то в стратосфері картина інша: влітку вище тропопаузи повітря над Антарктидою тепліше, ніж над помірними широтами, хоча взимку в стратосфері, як і біля поверхні землі, над приполюсним плато спостерігаються мінімально низькі температури [29].

Відповідно до зазначених особливостей розподілу температури в стратосфері в різні сезони року змінюється і режим циркуляції над Антарктикою. Взимку та в перехідні сезони року циклонічний вихор отримує розвиток до великих висот (25-30 км). У літні місяці висотна депресія над Антарктикою не поширюється вгору вище 15 км. У всі сезони року на рівні поверхонь 300 і 200 гПа циркуляція атмосфери в Антарктиді хоча й носить яскраво виражений циклонічний характер, але аж ніяк не являє собою простий механізм з постійним західно-східним перенесенням різної інтенсивності в залежності від сезону року або від значень горизонтальних градієнтів температури. Навіть середні місячні карти виявляють помітні відхилення від геометрично правильної конфігурації циклонічного вихору в нижній атмосфері

над Антарктикою, що свідчать про велику питому вагу меридіональних порушень зональної циркуляції в цьому географічному районі.

Вже відзначалася істотна різниця в Антарктиці в температурному режимі стратосфери та тропосфери, для яких тропопауза служить природним розділенням. Існування тропопаузи, як перехідного шару між двома частинами атмосфери над Антарктикою, пов'язано з рядом особливостей, що виділяють цей географічний район серед інших районів нашої планети, включаючи Арктику. До таких особливостей належить її загальне більш високе положення над рівнем моря; її більш низька температура, ніж над відповідними широтами в центральній Арктиці; зворотний по відношенню до помірних широт річний хід висоти і температури; велика амплітуда та швидкість епізодичних змін положення тропопаузи, багато років була предметом дискусії вчених, як здатність «зникати», ставати не виявленою в окремі дні й навіть періоди в зимову пору року або «розщеплюватися», ставати багат шаровою [29].

Питання блокування в Південній півкулі, пов'язані з аномаліями дивергенції у верхній тропосфері, вивчали: Ф. Хав'єр, К. Стефен Ж. та інші. Досліджувалися аномалії дивергенції та тенденції дивергенції (на рівні 250 гПа) до і в період блокування над Південною півкулею з метою встановлення зв'язку між реакцією верхньої тропосфери на конвекцію в тропіках та процесом блокування в помірних широтах [47].

За даними NCEP-NCAR за 1972-1999 рр. було вибрано 14 випадків блокування. Блокуюча система повинна була мати протяжність 20° за довготою і тривалість 5 або більше днів. Процес блокування оцінювався по різниці висоти на двох широтах. Встановлено, що максимум активності блокування спостерігався між 160° сх. д. та 75° зах. д. Аналізувалися повторюваності блокування для кожної фази ЕНЮК, а в червні-липні для холодної фази. Осереднені аномалії дивергенції вищі в регіоні виникнення блокування і в області, що розташована вгору по потоку в помірних широтах. Для діагнозу локального розвитку дивергенції в період, що передує виникненню блокування, використовувалося повне рівняння тенденції дивергенції. Показано, що зміна дивергенції в помірних широтах в районі блокування збуджується в основному горизонтальною адвекцією, агеострофічним відносним вихором та нелінійними членами. В області вгору по потоку від зони блокування агеострофічний відносний вихор має найбільший внесок. У тропіках зміни дивергенції визначаються головним чином горизонтальною адвекцією. Кореляція тенденції

дивергенції з індексом блокування дає підставу припустити, що агеострофічний вихор має локальну завихореність, викликаючи блокування [47].

Дані систематичних експедиційних спостережень дозволили метеорологам не тільки встановити наявність поясу низького тиску навколо Антарктиди, але й намітити всередині цього поясу ряд баричних областей високого і низького тиску, що чергуються між собою (кліматичних циклонів і гребнів високого тиску).

В якому б баричному утворенні (кліматичному циклоні або антициклоні) не розташовувалася прибережна станція, середні місячні величини тиску на ній виявляються набагато нижче середньомісячних величин тиску на станціях, розташованих, наприклад, в зоні Ісландського або Алеутського мінімуму [6].

Як видно з рис. 1.3 та рис. 1.4, від основного напрямку руху циклонів відокремлюються відгалуження в бік Антарктиди, які збігаються з областями кліматичних циклонів.

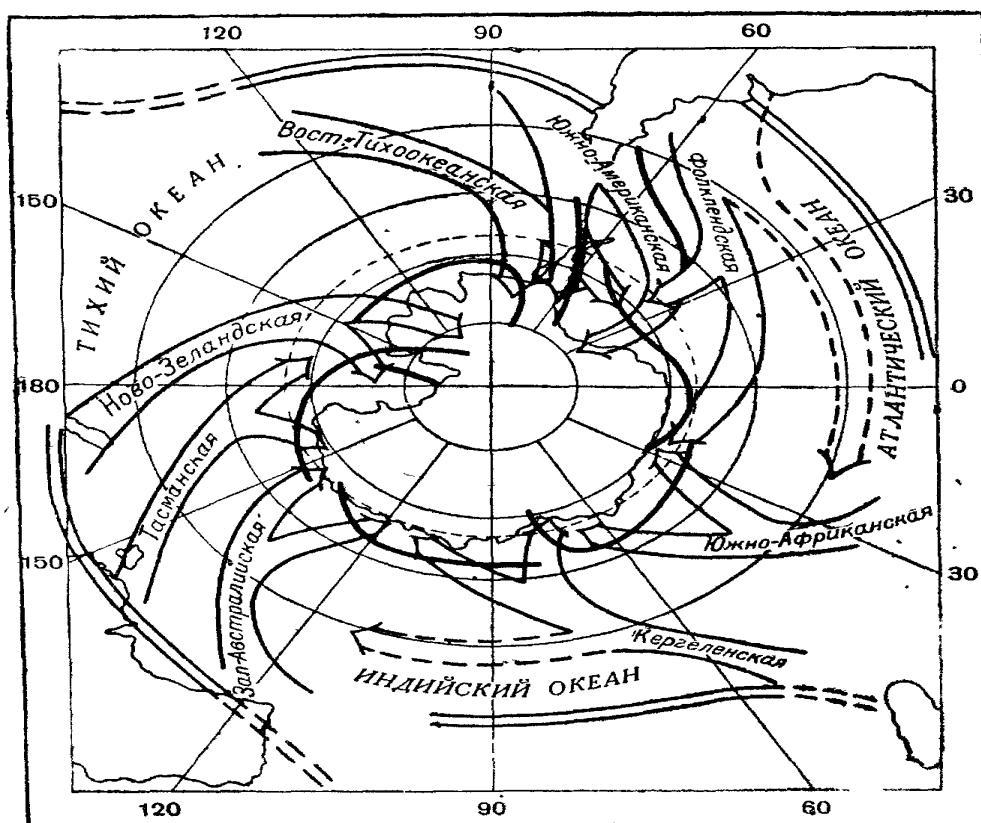
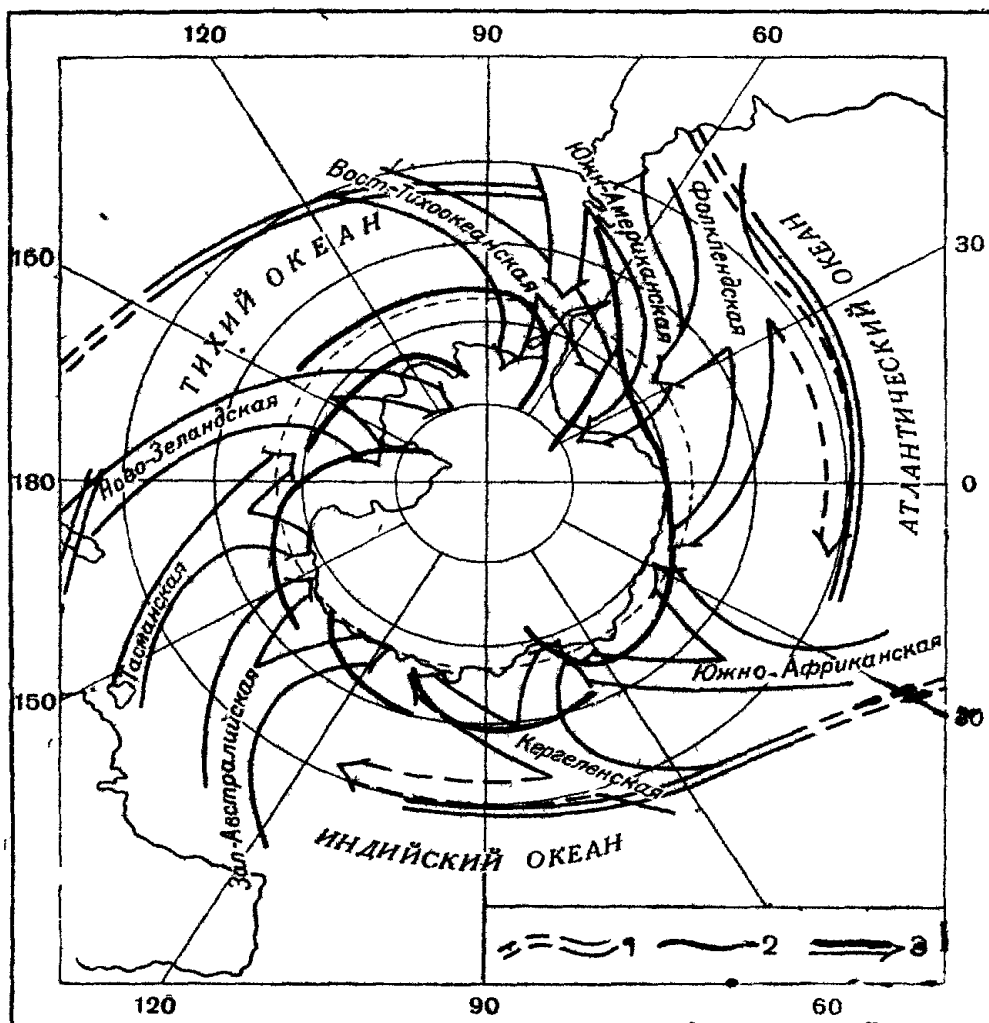


Рисунок 1.3 – Шляхи переміщення циклонів (зимовий період) в Антарктиці (за П.Д. Остапенко) [29]

Таким чином, пояс низького тиску навколо Антарктиди виявляється єдиною зоною, де середні значення атмосферного тиску на рівні моря є

найнижчими на Земній кулі. Всі інші зони зниженого тиску на Землі (екваторіальна зона і області низького тиску на південь від Ісландії та Аляски) мають більш високий тиск, ніж субантарктична зона. В середньому за рік атмосферний тиск біля узбережжя Антарктиди дорівнює 980-990 гПа (рис. 1.5), тоді як в екваторіальній зоні воно становить 1010 гПа, а в центрі Ісландського мінімуму – близько 1000 гПа.



1 – полярний фронт; 2 – антарктичний фронт;
3 – меридіональні траєкторії циклонів

Рисунок 1.4 – Шляхи переміщення циклонів (літній період) в Антарктиці (за П.Д. Остапенко) [29]

Тиск біля узбережжя Антарктиди на всіх станціях має чітко виражений річний хід з двома максимумами (взимку і влітку) та двома мінімумами (в перехідні сезони), пов'язаними, також, з характером загальної циркуляції атмосфери над Антарктидою, так як саме в перехідні сезони на широтах 55-70° спостерігається найбільша повторюваність циклонічної діяльності [18, 25, 29].

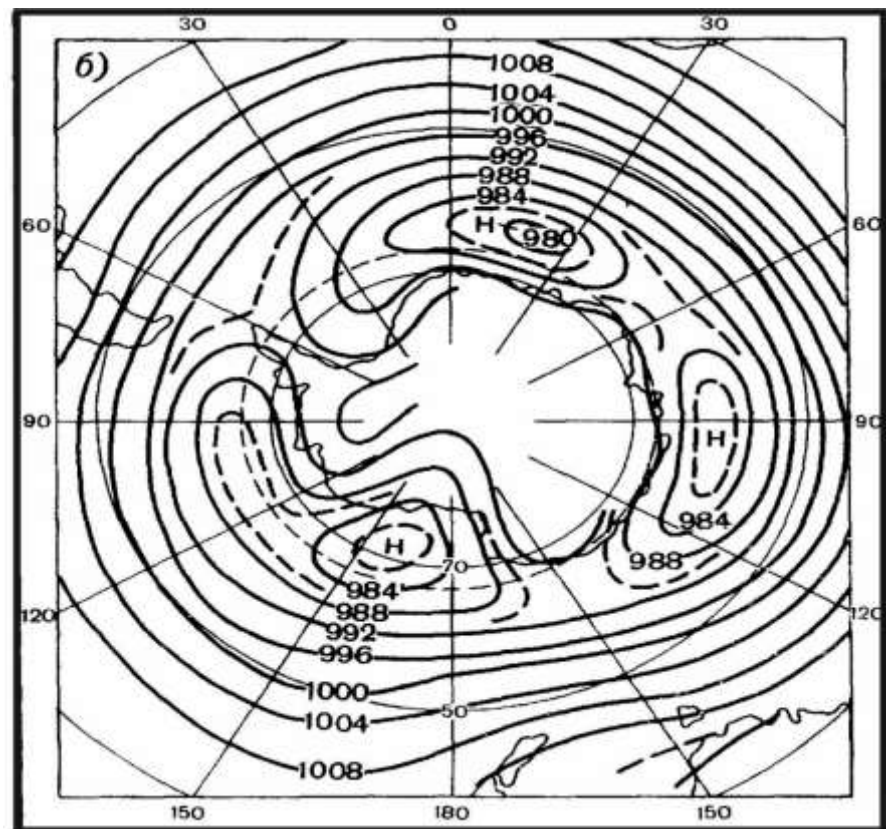
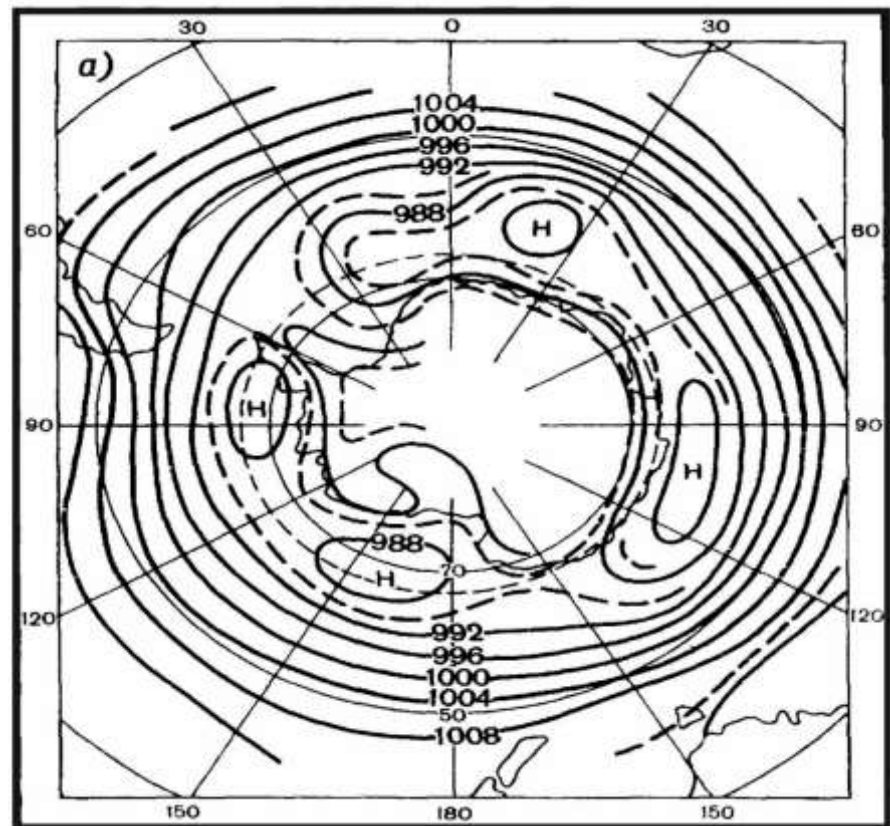


Рисунок 1.5 – Середній тиск на рівні моря в січні (а) та липні (б) [29]

Найнижчі значення тиску в субантарктичній зоні відзначалися на рівні 940-945 гПа, а найбільш високі – 1020-1030 гПа. Таким чином, амплітуда коливань тиску в цій зоні досягає майже 100 гПа [18].

Однією з характерних особливостей атмосферного тиску в прибережній зоні є порівняно слабкий його зв'язок з іншими елементами погоди. Майже всіма експедиціями, які зимували на узбережжі Антарктиди, зазначалося, що, в той час, коли всі ознаки погоди свідчать про наближення циклону, тиск повітря на станції при цьому не тільки не падає, а часом навіть підвищується.

Середній тиск біля поверхні землі в Східній Антарктиді менше 700 гПа, а над самими піднесеними частинами центрального плато навіть менше 600 гПа. Тому першим стандартним рівнем тиску, який може представляти вільну атмосферу всього материка, є рівень 500 гПа (рис. 1.6 та рис. 1.7).

Точніше кажучи, саме в Західній Антарктиді часто зустрічаються адвекція теплого повітря і додатні вертикальні рухи, про що свідчить аналіз вертикального градієнта температури.

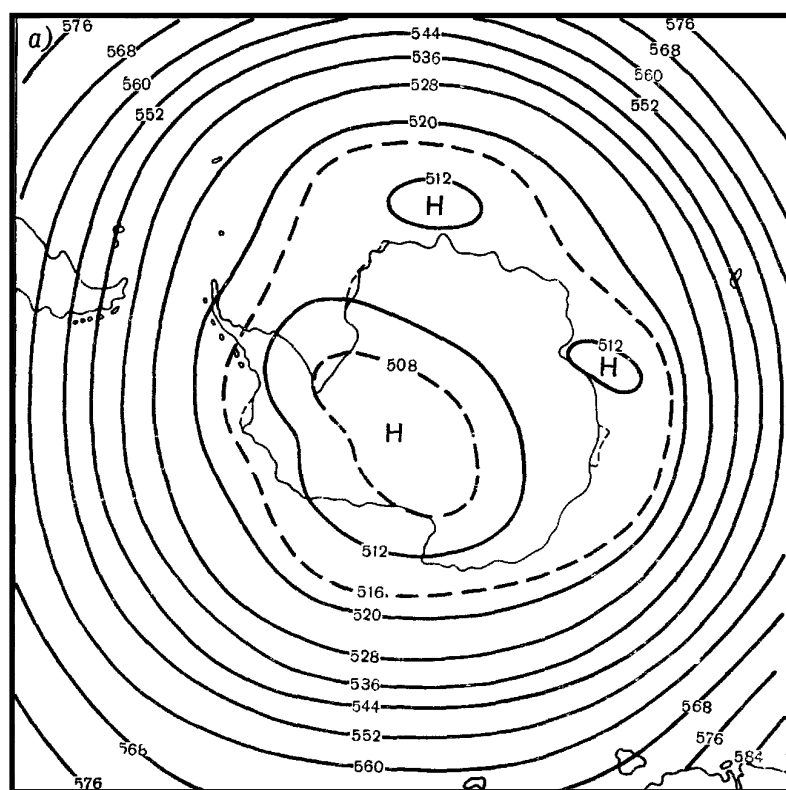


Рисунок 1.6 – Середня висота поверхні 500 гПа у січні

Протилежні умови – холодна адвекція та осідання переважають у Східній Антарктиді, зокрема в секторі між 120 та 170° сх. д.

Наприклад, у широтному поясі $75-80^\circ$ півд. ш. на рівні 200 гПа, у Елсуерт ($77,7^\circ$ півд. ш.) і Халлі-Бей ($75,5^\circ$ півд. ш.) в зимові місяці температура нижче, ніж на ст. Літл-Америка ($78,3^\circ$ півд. ш.) і навіть на ст. Берд (80° півд. ш.).

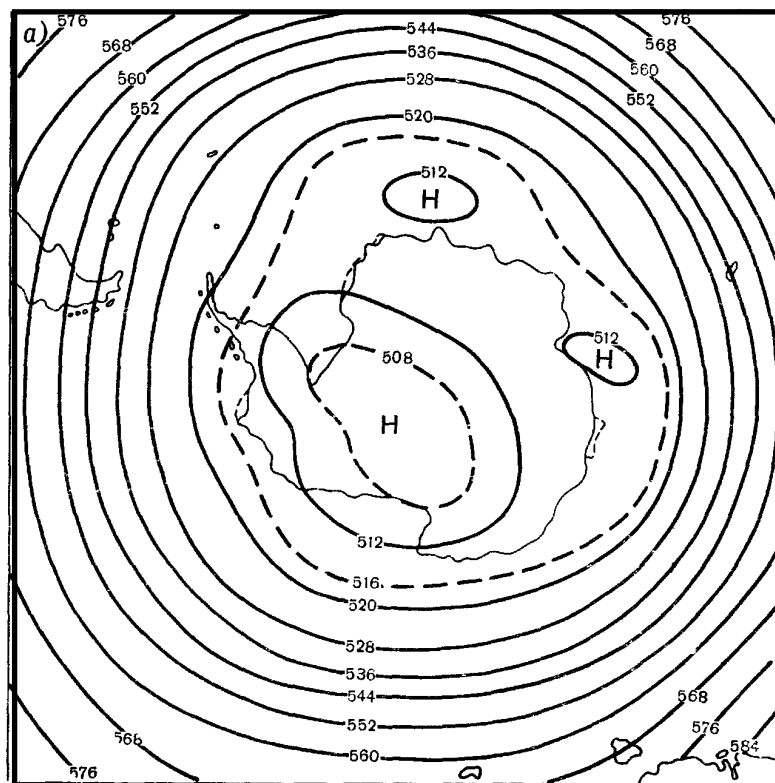


Рисунок 1.7 – Середня висота поверхні 500 гПа у липні

У дещо спрощеному вигляді можна представити наступну схему: відносно теплі та вологі маси повітря, що йдуть з північно-західного сектора в Західну Антарктиду, піднімаються і охолоджуються в процесі руху через цю частину материка. Потім на схід від моря Уедделла вони повільно опускаються та поступово включаються в циркуляцію нижньої тропосфери, що проходить над високим плато [18].

В усіх шарах певні сезонні коливання відбиваються на основному полі вихору, яке в тропосфері та нижній стратосфері завжди є циклонічним, а вище 20 км у літні місяці переходить у тепле антициклонічне.

Річна крива середнього тиску між 40 та 50° півд. ш. має два максимуми протягом місяців рівнодення, тоді як у полярних районах близько 70° півд. ш. максимуми з'являються під час сонцестояння. Це призводить до помітного піврічного коливання меридіонального градієнта тиску [18].

1.3 Клімат Західної Антарктиди та напрями його дослідження українськими вченими

Глобальними проблемами людства, ключовим місцем для вирішення яких є Антарктика, можна віднести наступні: озONOVA дірка, глобальні зміни клімату, вплив Сонця на стан навколосемного середовища – «космічна погода», забезпечення людства продуктами харчування (криль та морепродукти), адаптація тваринного та рослинного світу до змін середовища – генноміка та багато інших [7, 11, 26, 27, 36, 40, 42, 43, 49, 53].

При вивченні метеорологічного режиму Антарктиди та її клімату в цілому доводиться користуватися тільки матеріалами антарктичних станцій з коротким рядом спостережень, долучаючи при цьому навіть станції з надкороткими рядами. Оскільки таких даних недостатньо, доводиться використовувати ряд непрямих ознак і певних фізичних закономірностей, які в Антарктиді, завдяки особливостям її місцеположення, однорідності підстильної поверхні та іншим фізико-географічним умовам досить добре виявляються. Аналогічні закономірності можна було використовувати при оцінці характеристик хмарності та опадів в центральних областях Антарктиди і т. п.

Найближчі довгорядні станції віддалені від Антарктиди на тисячі кілометрів і знаходяться в абсолютно інших кліматичних умовах. Зв'язків між середньомісячними характеристиками метеорологічних елементів на цих станціях та станціях Антарктиди майже немає, тому для отримання характеристик клімату Антарктиди не можна користуватися звичними методами кліматологічної обробки, приводячи короткі ряди спостережень до довгих.

Але навіть за наявності ряду стійких закономірностей необхідно було знати мінливість того або іншого метеорологічного параметру в часі та просторі, для чого слід мати хоча б короткий ряд систематичних метеорологічних спостережень.

Дослідження показали, що клімат прибережної зони Антарктиди не відрізняється однорідністю. В цій зоні можна виділити три кліматичні підзони:

- а) райони узбережжя, схильні до впливу стічних вітрів;
- б) райони узбережжя, що знаходяться зовні впливу стоку (льодовикові шельфи, припай і т. п.);
- в) антарктичні оазиси та інші вільні від льоду ділянки суші (гірські системи, прибережні острови і т. п.).

Температурний режим по всій зоні приблизно однаковий. Середньорічні температури повітря коливаються від -10 , -11 °С на широті Полярного кола до -17 °, -20 °С і нижче для більш високих широт. Середні температури найхолоднішого періоду змінюються відповідно від -18 °, -20 °С до -25 °, -35 °С і навіть -40 °С, а середні температури найтеплішого місяця близькі до 0 °С.

У Західній Антарктиді внаслідок більш пологого схилу і значно менших висот над рівнем моря (за винятком гірських районів) річні ізотерми виявляються більш розрідженими. От чому середні річні температури на одних і тих же широтах в Східній Антарктиді виявляються набагато нижчі, ніж в Західній. Так, наприклад, річна ізотерма -30 ° в Східній Антарктиді проходить по широті приблизно $65-67$ °, тоді як на Землі Елсуорта в Західній Антарктиді ця ж ізотерма проходить по широті приблизно 80 ° і навіть $83-84$ °. Таким чином, температурний режим над Східною Антарктидою виявляється більш суворим, ніж над Західною.

Вітровий режим, режим опадів, вологості повітря, температури підстильної поверхні і т.п. дуже різні. Найсуворішими в кліматичному відношенні є райони узбережжя, схильні до впливу стокових вітрів. Це, мабуть, «найбурхливіші» райони на Землі. Навіть середньорічні швидкості вітру тут складають $12-15$ м/с і більше, а максимальні швидкості перевищують 60 м/с. Кількість днів зі штормами – більше 250 , а з ураганом – більше 30 днів за рік. Повітря внаслідок адіабатичного нагрівання під час стоку тут дуже сухе, тому

режим вологості повітря близький до режиму відносної вологості в пустелях. Клімат цих районів можна характеризувати як клімат холодних крижаних пустель з частими завірюхами, штормовими та ураганними вітрами [40, 51, 52].

Клімат районів, що знаходяться в зоні впливу стокових вітрів, більш м'який і вологий. Тут випадають найбільші (для Антарктиди) кількості опадів – до 700 мм і більше; часто спостерігається відлига, повітря вологе. Сильні вітри пов'язані з проходженням циклонів, тому їх середньорічна швидкість дещо більша, ніж в глибині материка.

Місцевий клімат антарктичних оазисів відрізняється рядом особливостей. Влітку тут унаслідок нагрівання підстильної поверхні максимальні температури на поверхні ґрунту можуть досягати +30 °С, а повітря +10 °С. Повітря дуже сухе – як в пустелях. У теплий період добре виражена місцева циркуляція схилів. Зима тут на 2-3 °С тепліша, ніж зовні оазису.

Аргентинські острови, на яких розміщена перша Українська станція «Академік Вернадський» (65°15' півд. ш. ; 64°15' зах. д.), за Антарктичною лоцією, знаходяться за 5 миль від Антарктичного півострова, берега Грейама. Тут з 17 листопада 1995 року і розпочала свою першу в історії України зимівлю команда Української Антарктичної експедиції. Спочатку в п'ятьох на станції Фарадей, а потім, коли 6 лютого ввечері був спущений британський «Юніон Джек» та підняли Український прапор, уже в повному складі дванадцять зимівників почали дослідження Антарктиди.

Станція розміщена на острові Галіндез, найвища точка якого – пагорб Вузол висотою 51 метр, вкритий сніжно-льодовою шапкою. Цей пагорб часто використовується для спостереження за станом льоду в околицях станції та на нього можна піднятися практично з будь-якого напрямку.

За даними Британської антарктичної служби наукова база на Аргентинських островах під крилом Антарктичного півострова з'явилася вперше в часи Британської експедиції на Землю Грейама в 1934 році, а з 1947 року тут проводяться неперервні наукові дослідження. Це найстаріша станція,

постійно працююча на Антарктичному півострові, де Україна продовжила розвивати наукові дослідження в цьому районі.

Хоча з довідки про клімат станції не зафіксовано дуже низьких «антарктичних» температур (найхолодніший місяць взимку $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, але «влітку» біля $0\text{ }^{\circ}\text{C}$), проте сніг тут йде 250 днів на рік, а Сонце світить всього 30.

Сучасні глобальні зміни клімату, що відбуваються у доквіллі, поява озонової дірки, все більш переконливо свідчать про те, що зміни стимульовані техногенною діяльністю людства. Прикладом таких глобальних процесів є викиди хімічних речовин, що зменшують щільність озонового шару, виробничі вибухи, старту космічних ракет.

Існує багато теорій щодо пояснення тих чи інших явищ техногенного походження. Експериментальні дані, які отримуються на станції «Академік Вернадський», дозволять зрозуміти поведінку складових атмосфери Землі, починаючи з самої поверхні до висот іоносфери. У зв'язку з витонченням стратосферного озонового шару, яке спричиняє зростання ультрафіолетової радіації (УФ) у біосфері, прямі вимірювання та розробка адекватних моделей з урахуванням різноманітних факторів, що впливають на проникнення біологічно активної УФ радіації, відносяться сьогодні до актуальних екологічних проблем. Вивчення цілодобових варіацій вмісту озону важливе для розуміння всіх механізмів його утворення та підтримання балансу. З огляду на зміни клімату, особливо в районі Антарктичного півострова, дослідження впливу атмосферних гравітаційних та планетарних хвиль на утворення озонової діри є ще однією цікавою проблемою, що вирішують вчені УАЦ та інститутів НАН України, що співпрацюють з Центром.

В УАЦ розпочато також роботи з побудови сучасної географічної інформаційної системи (ГІС) регіону Антарктичного півострова, прилеглого до Української антарктичної станції. Проведено картографування архіпелагу Аргентинських островів з метою отримання базових даних для ГІС. Дослідження виконуються з метою підтримки геологічних, екологічних та

геодезичних досліджень, моніторингу параметрів малих льодовиків як індикаторів довгострокових змін клімату. Технологія ГІС є найсучаснішою методикою аналізу та відображення просторово-розподілених даних наукових та прикладних досліджень.

Згідно з останніми даними Британської антарктичної служби, район станції «Академік Вернадський» – це ключове місце для досліджень фізики Антарктичної озонної дірки. Наявність значних сезонних варіацій загального вмісту озону, його весняні флуктуації та нестабільність є дуже унікальною й зручною умовою, щоб отримувати статистично вірогідний матеріал як для селекції можливих взаємозв'язків, так і для аналізу можливих механізмів, відповідальних за формування озонної дірки. З цією проблемою також пов'язана задача пошуку та дослідження індикаторів регіональних кліматичних змін в системі гідросфера-гляціосфера-тропосфера-стратосфера-іоносфера в районі Антарктичного півострова та їх взаємовпливу.

Щоб визначити та дослідити процеси, які є індикаторами змін клімату в районі Антарктичного півострова, та визначити можливості прогнозу їх динаміки у майбутньому, проводиться порівняльний аналіз гідрометеорологічних, озонних та іоносферних спостережень на станції «Академік Вернадський» та інших наукових станціях Антарктичного півострова.

2 СУЧАСНІ КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ В ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ПІВДЕННОЇ ПОЛЯРНОЇ ОБЛАСТІ

2.1 Зміни кліматичного стану Антарктиди

Наприкінці ХХ-го та на початку ХХІ-го століть широко та детально науковцями всього світу обговорюються та прогнозуються зміни кліматичного стану Антарктики [16, 36, 42-45].

Останні дані відносно змін розміру та об'єму льодяного панцира Антарктиди свідчать, що тільки льодовий покрив Антарктичного півострова в теперішній час демонструє відповідну реакцію на зміни клімату. Наявні свідчення про суттєве зменшення площі цього покриття у Західній Антарктиці, особливо в районі моря Амундсена [45]. Дослідження, які ґрунтуються на дистанційному зондуванні, не представляють однозначних свідчень відносно балансу маси Східноантарктичного льодового щита. Одні дослідники повідомляють про скорочення крайової зони зледеніння [44], у той же час інші не відмічають суттєвих змін [40, 41].

Таким чином, льодовиковий щит Антарктиди продовжує залишатися найкрупнішим та унікальнішим скупченням природного льоду на нашій планеті, яке зародилося в результаті стійкого похолодання клімату 25-26 млн. років тому. За минулий геологічний час утворився могутній льодовиковий купол з максимальною товщиною в центральній частині – 4800 м та об'ємом – від 25 до 30 млн. км³. Утворившись та не зменшуючись за час свого існування антарктичний льодовиковий покрив завдяки своїм розмірам та запасам холоду сам став могутнім кліматоутворювальним фактором, який визначає радіаційні, метеорологічні, циркуляційно-синоптичні умови не тільки в межах Південної полярної області, але й усієї Планети, оскільки є на сьогодні зоною інтенсивного стоку енергії (при альбедо підстильної снігової поверхні до 90-95%) у Світовий простір.

Іншими словами, Антарктичний льодовиковий купол є планетарним холодильником та відповідно могутнім центром дії атмосфери, який визначає багато рис баричної топографії, циркуляції повітряних мас у Південній полярній області та особливості температурно-вологісного режиму не лише

тропосфери, а й нижньої стратосфери з характерним інверсійним розподілом температури в шарі до 80 км.

З інших важливих рис клімату Антарктичного півострова слід відзначити наявність озонової діри, яка регулярно активізується протягом весняного сезону (вересень-листопад) [25, 53].

На численних архіпелагах та островах берегової зони Антарктичного півострова функціонують численні земні та морські екосистеми, причому умови їх існування в значній мірі залежать від кліматичного режиму.

Клімат та погодні умови Антарктичного півострова визначаються взаємодією між теплою і вологою тихоокеанською та холодною сухою повітряними масами материка Антарктиди, а також умовами зледеніння і наявністю гірської системи на Антарктичному півострові та особливістю океанічної циркуляції, яка визначає коливання морського льоду.

Північна частина Антарктичного півострова (Земля Грейама) відноситься до кліматичного району з помірним кліматом (в межах Антарктики), з переважно помірним вітром та високою вологістю [25].

Головним фактором формування полів температури повітря та опадів є макромасштабна циркуляція, але місцеві умови (гірська система Антарктичного півострова, контраст океан-лід-континент) також відіграють важливу роль у формуванні погодних умов. Наявність зледеніння на східному узбережжі та відсутність на західному зумовлює відхилення регіональних ізотерм від квазізональної орієнтації, з посиленням градієнтів у вузькій зоні, майже паралельно гірській системі Антарктичного півострова. Наявність морського льоду взимку, як правило, посилює цей контраст.

Важливо відзначити, що в плані тенденцій клімату, Антарктичний півострів контрастує з даними континентальної та Східної Антарктиди: там середні річні температури практично не змінюються або спостерігаються слабкі від'ємні тренди в окремі місяці. Це пов'язано зі специфічним фізико-географічним положенням Антарктичного півострова, а саме з його значною меридіональною протяжністю, наявністю гірської системи, зледеніння та морів з різними термічними характеристиками. В умовах відносно м'яких кліматичних умов на архіпелагах та островах берегової зони Антарктичного півострова функціонують численні екосистеми, які вкрай чутливі до будь-яких змін клімату [25].

Антарктичний півострів розташований в межах макромасштабної циркумполярної циркуляції в атмосфері та океані. Значна протяжність на північ гірської системи Антарктичного півострова призводить до посилення меридіонального контрасту поля температури повітря, формуванню зонального кліматичного контрасту, а також до формування регіональної циркуляції в океані та тропосфері, яка відбивається на режимі погоди.

Орографічний контраст посилюється неоднорідним розподілом зледеніння, особливо наявністю шельфового льодовика Ларсена на східному узбережжі. З урахуванням специфічного розподілу морського льоду, такі риси регіональної орографії були підставою для визначення Антарктичного півострова як гляціокліматичної лінії розділу [1]. Різноманітність орографічних умов в цьому районі призводить до того, що дані конкретної станції репрезентативні тільки для обмеженого району. Це означає, що існують певні труднощі в порівнянні даних навіть з близько розташованими станціями.

Так, в районі станції «Академік Вернадський», яка розташована на відстані 8-10 км від західного узбережжя Антарктичного півострова, меридіональна орієнтація берегової лінії значною мірою формує режим повітряних потоків (уздовж берегової лінії). З іншого боку, наявність гірської системи (середня висота плато до 2000 м поблизу станції, а висоти окремих гір – до 2800 м) відповідає за формування мезомасштабних циркуляцій у вигляді фенових вітрів, а близькість покривного зледеніння на півострові призводить до формування стокових вітрів місцевого масштабу [14, 25].

Зафіксована у XX та на початку XXI століть зміна кромки льодовикового щита, яка притаманна його сучасному режиму, коливається біля деякого середнього положення в місцях розвитку шельфових та крупних вивідних льодовиків.

Сучасні кліматичні зміни, які проявляються в потеплінні, будуть мати наслідки для антарктичної атмосфери у вигляді збільшення температури повітря та його вологовмісту. Як наслідок, збільшення вологовмісту повітря призведе до збільшення кількості опадів над Антарктидою. Наступним етапом кліматичних змін буде зростання прихідної частини мас балансу Антарктичного льодовикового щита за рахунок випадання та акумуляції гравітаційних і наростаючих опадів, що в свою чергу призведе до збільшення швидкості витрат льодовикового матеріалу в процесі його сповзання з берега в море та відколу великих айсбергів [1, 9, 10, 19, 25, 40, 42-45, 47, 50, 52].

2.2 Особливості багаторічних баричних полів в районі дослідження

В силу перерахованих рис, материк Антарктида представляє собою важливу структурну ланку кліматичної системи Землі з усіма особливостями балансу тепла, вологи та масоенергообміну з суміжними океанічними просторами. Без перебільшення Антарктида відіграє роль кліматичного фактору планетарного масштабу, який потребує нових досліджень з залученням сучасних фізико-статистичних методів та глобальних систем даних.

У цьому підрозділі аналізуються просторово-часові зміни баричного режиму в районі Західної Південної полярної області.

Дослідження формування полів атмосферного тиску у регіоні Антарктичного півострова проводилося за даними проекту ERA-40 Європейського Центру середньострокових прогнозів погоди (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) Рідінг, Великобританія.

Вихідні дані представляють собою середньомісячні значення атмосферного тиску на рівні моря у 224 вузлах регулярної мережі $2,5^\circ$ на $2,5^\circ$ в секторі Південної полярної області: 50° - 70° півд. ш.; 90° - 20° зах. д. (рис. 1.1).

Для 12 місяців періоду 1958-1998 рр. у вузлах регулярної мережі отримані середньомісячні значення атмосферного тиску, які в подальшому були осереднені за весь період для виявлення характерних особливостей багаторічного розподілу атмосферного тиску досліджуваного регіону.

На рис. 2.1-2.4 в якості прикладів представлені кліматичні поля атмосферного тиску на рівні моря для центральних місяців чотирьох сезонів року.

Аналіз цих рисунків вказує на те, що над морями Уедделла і Беллінсгаузена чітко виражені два центри зниженого тиску Південної полярної області, а також слабо виражений гребінь, який знаходиться у безпосередній близькості до північної частини Антарктичного півострова та взаємодіє з циклонами, що в цілому визначають як степінь меридіонального перетворення, так і напрямок переважаючого переносу повітряних мас в район станції «Академік Вернадський». У жовтні (рис. 2.4) фіксується незначне зміщення двох центрів низького тиску у більш високі широти (приблизно до 65° півд. ш.).

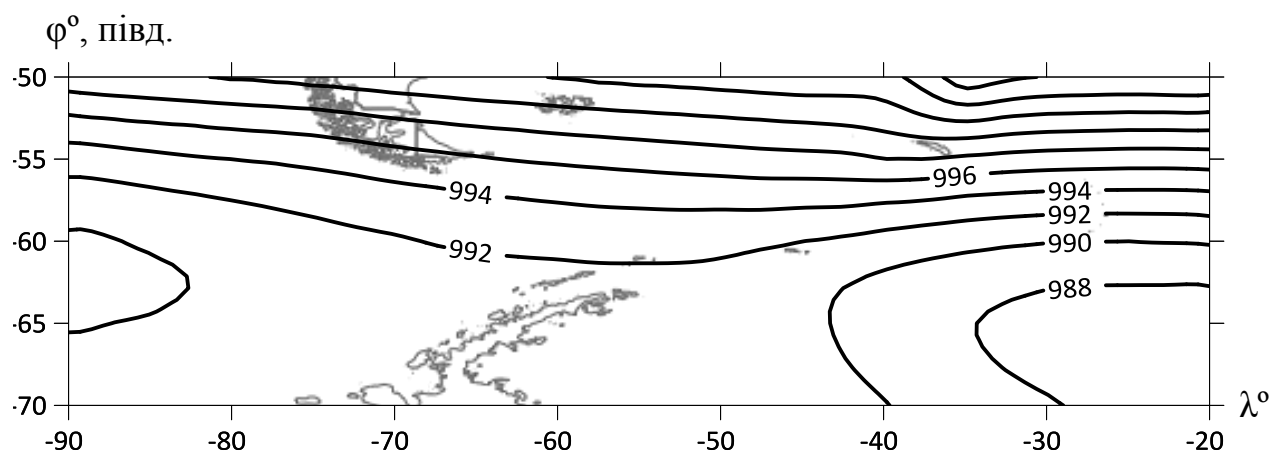


Рисунок 2.1 – Середнє поле атмосферного тиску на рівні моря (січень)

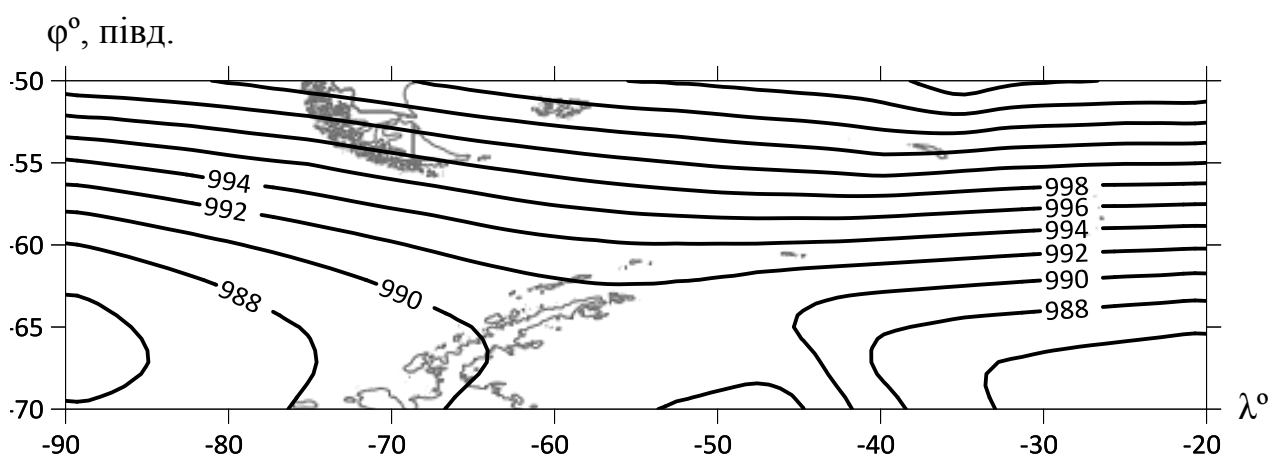


Рисунок 2.2 – Середнє поле атмосферного тиску на рівні моря (квітень)

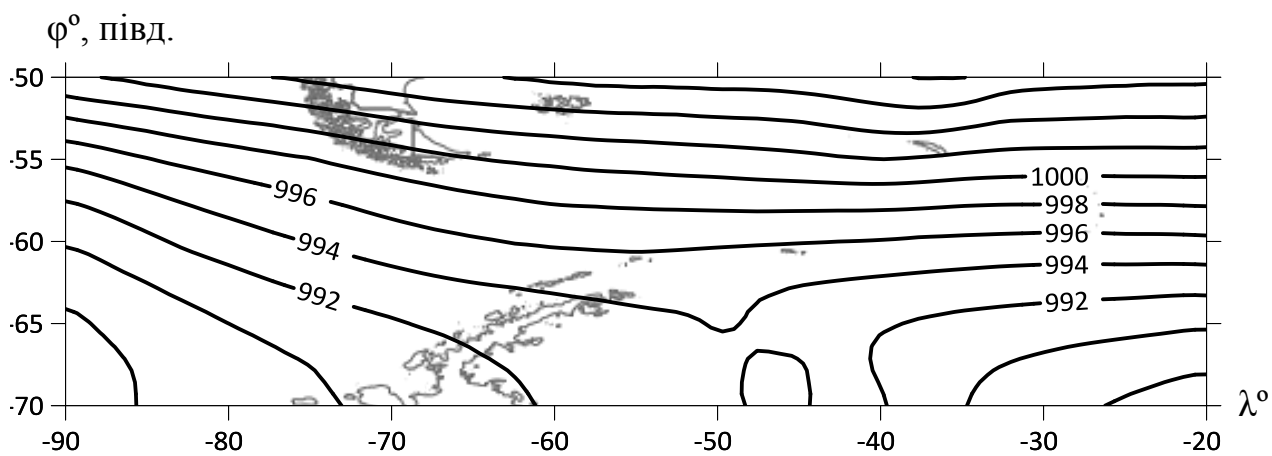


Рисунок 2.3 – Середнє поле атмосферного тиску на рівні моря (липень)

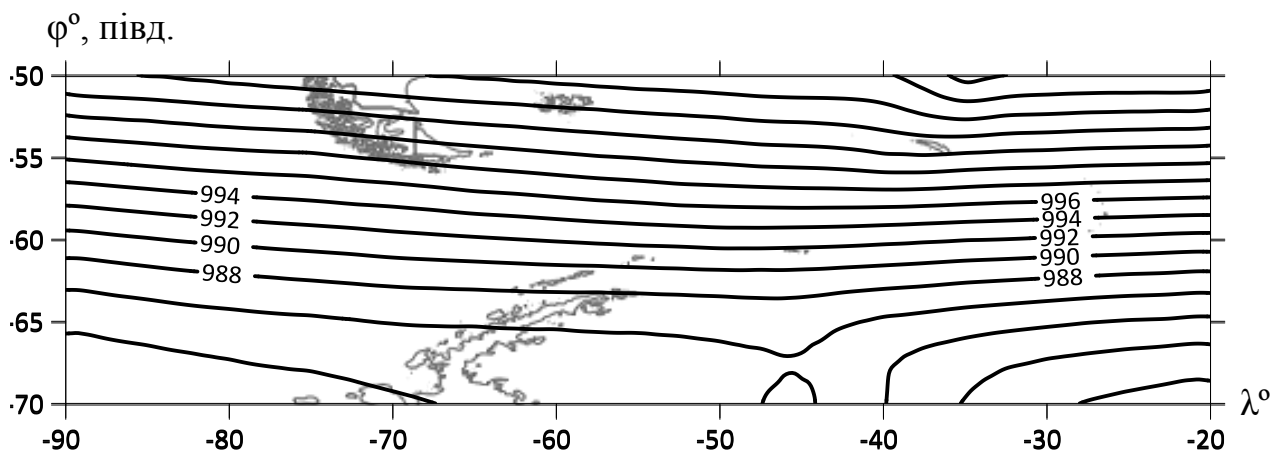


Рисунок 2.4 – Середнє поле атмосферного тиску на рівні моря (жовтень)

Конфігурація ізобар у північній частині досліджуваного регіону має квазіширотний вигляд. В зоні 50°-60° півд. ш. спостерігається незмінний протягом року напрямок горизонтального градієнта температури у тропосфері, що добре узгоджується зі структурою ізобар.

Рельєф Західної Антарктиди має важливу, з точки зору оцінки умов циркуляції атмосфери, особливість: розподіл висот та розташування хребтів в цьому районі сприяє руху циклонів з моря Росса в море Уедделла, орографічному стаціонуванню циклонів над східною половиною моря Беллінсгаузена і проникненню їх в море Уедделла або в середню частину Землі Грейама, або через Землю Едіт Ронне.

Таким чином, пояс низького тиску навколо Антарктиди (60°-70° півд. ш.) виявляється єдиною зоною, де середні значення атмосферного тиску на рівні моря є найнижчими на Земній кулі.

Як випливає з представлених рис. 2.1-2.4, найнижчі значення середнього поля атмосферного тиску в досліджуваному регіоні відзначалися у жовтні (980 гПа), у квітні вони становили 986 гПа, а в основні сезони року (січень, липень) – 988 гПа. Найбільш високі значення – 1006-1010 гПа.

Таким чином, амплітуда коливань середнього тиску в цій зоні змінювалася від 18 гПа у січні (рис. 2.1) до 30 гПа у жовтні (рис. 2.4).

Аналіз середніх полів атмосферного тиску на рівні моря вказує на те, що найвищі горизонтальні баричні градієнти спостерігаються у перехідні сезони року (квітень, жовтень). Саме у перехідні сезони на широтах 55°-70° Південної полярної області спостерігається найбільша повторюваність циклонічної діяльності.

2.3 Багаторічна мінливість полів атмосферного тиску в районі дослідження

Антарктичний півострів розташований в межах макромасштабної циркумполярної циркуляції в атмосфері та океані.

Поля середніх квадратичних відхилів, як відомо, характеризують мінливість випадкових процесів [12, 13, 37].

Такі поля були побудовані для центральних місяців чотирьох сезонів року. В якості прикладів на рис. 2.5-2.8 представлені поля середніх квадратичних відхилів для січня, липня, квітня та жовтня.

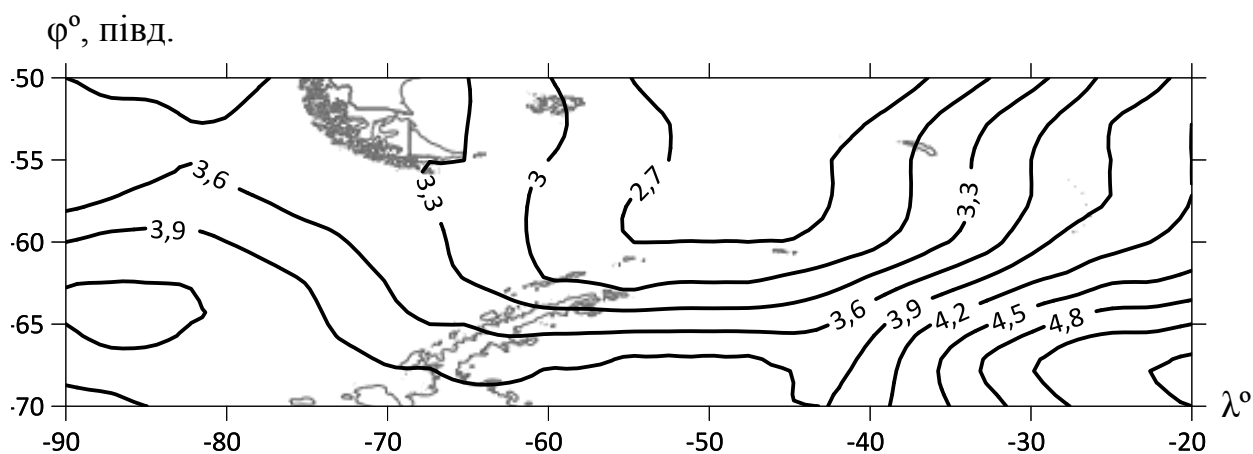


Рисунок 2.5 – Поле середніх квадратичних відхилів атмосферного тиску на рівні моря (січень)

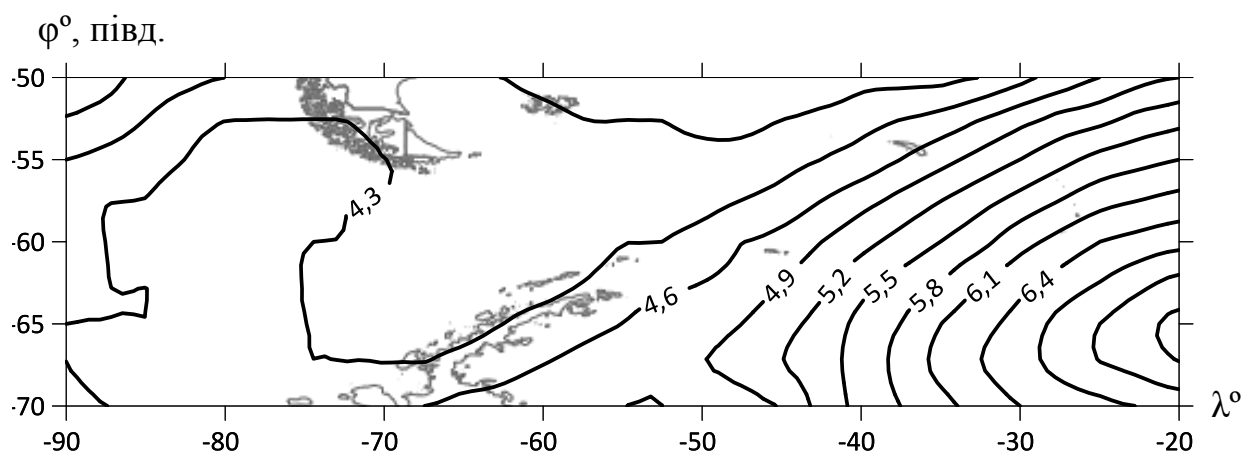


Рисунок 2.6 – Поле середніх квадратичних відхилів атмосферного тиску на рівні моря (липень)

Як впливає з рис. 2.5, влітку спостерігається добре виражена область максимальної мінливості цього сезону, яка розташована над морем Уедделла (сектор 50° - 70° півд. ш.; 20° - 45° зах. д.). У цій зоні середні квадратичні відхилення досягають значень до 5,4 гПа. Слід зазначити, що над морем Беллінсгаузена (сектор 60° - 70° півд. ш.; 75° - 90° зах. д.) поля атмосферного тиску також характеризуються досить високою мінливістю (до 4,5 гПа), однак більш високі значення спостерігаються над морем Уедделла. У центральній частині регіону, що досліджується, влітку спостерігається область мінімальних значень середніх квадратичних відхилів атмосферного тиску (2,7 гПа), яка може бути пов'язана з відносною (у порівнянні з зимовим сезоном) стабільністю західно-східного перенесення в цю пору року.

Взимку (рис. 2.6) структура ізолій середніх квадратичних відхилів різко відрізняється від структури літнього сезону. По-перше, спостерігається більш висока мінливість атмосферного тиску, практично у 2 рази, але область максимальних значень також розташована над морем Уедделла. По-друге, на більшій частині території від 50° до 65° півд. ш. поле середніх квадратичних відхилів має квазіширотний характер. Взимку мінімальні значення середніх квадратичних відхилів (3,5 гПа) характерні для південних районів Тихого океану на широтах 50° - 55° в його західному довготному секторі 80° - 90° .

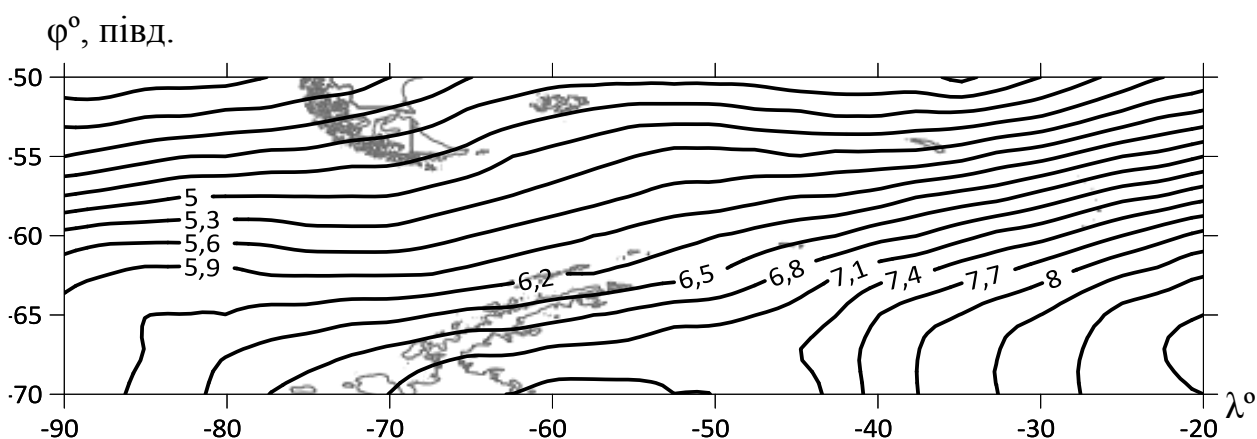


Рисунок 2.7 – Поле середніх квадратичних відхилів атмосферного тиску на рівні моря (квітень)

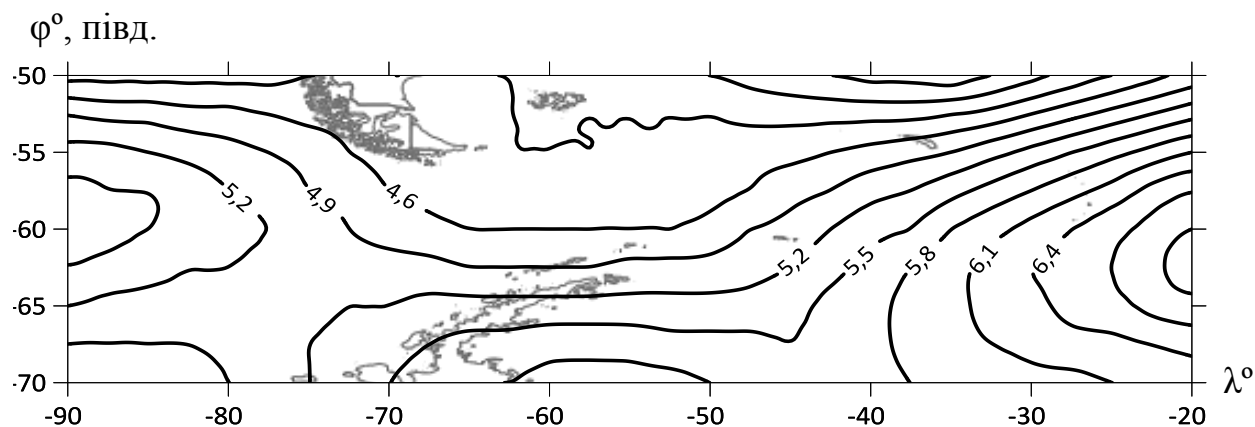


Рисунок 2.8 – Поле середніх квадратичних відхилів атмосферного тиску на рівні моря (жовтень)

У квітні (рис. 2.7) та у жовтні (рис. 2.8) поля середніх квадратичних відхилів мають подібний вигляд. Восени та навесні над морем Уедделла зафіксовані максимальні значення середніх квадратичних відхилів – 7,0-7,3 гПа, а в секторі 50°-70° півд. ш.; 50°-90° зах. д. (а це центральні та крайні західні області регіону) спостерігається помірна мінливість атмосферного тиску на рівні моря. Середні квадратичні відхилення восени (рис. 2.7) складають 4,0-4,3 гПа, але навесні (рис. 2.8) вони дещо перевищують ці значення і змінюються над морем Беллінсгаузена від 4,3 гПа до 5,5 гПа.

Таким чином, середня багаторічна мінливість атмосферного тиску на рівні моря має свої особливості як у просторовому, так і у річному ході, які необхідно враховувати при дослідженні особливостей макромасштабної атмосферної циркуляції у Західній Південній полярній області.

3 ПАРАМЕТРИЗАЦІЯ КЛІМАТИЧНИХ ПОЛІВ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ В РАЙОНІ ЗАХІДНОЇ АНТАРКТИДИ

3.1 Основні теоретичні положення щодо розкладання полів метеорологічних об'єктів по природних ортогональних функціях

Протягом останніх років розробляються та удосконалюються статистичні методи довгострокових прогнозів погоди, в основі яких використовуються математичні об'єкти. Одним з таких методів є компонентний аналіз, який використовує матриці коваріацій та кореляцій при розв'язанні повної проблеми власних значень, що потім ефективно дозволяє параметризувати метеорологічні процеси та будувати статистичні моделі прогнозів метеорологічних величин та явищ [13,37].

За допомогою компонентного аналізу є можливість ліквідувати значні обмеження, а саме велику розосередженість вихідної інформації, яка ускладнює прийняття заключення про майбутній стан атмосферних процесів, а також розв'язувати задачі стиску та фільтрації вихідної інформації.

Як відомо, поля метеорологічних величин, що будуть розглядатися, формуються під впливом атмосферних процесів різних масштабів.

Компонентний аналіз дає змогу здійснити параметризацію кліматичних полів, тобто виразити їх за допомогою декількох некорельованих параметрів, які лінійно зв'язані з компонентами випадкового вектора і утримують основну інформацію про поля, що досліджуються. В основі розв'язання задачі стиску вихідної інформації лежить лінійне ортогональне перетворення вихідного поля (3.1) в базисі власних векторів матриці кореляції [13,37]

$$\Delta X_j = \begin{pmatrix} \Delta X_{1j} \\ \Delta X_{2j} \\ \dots \\ \Delta X_{ij} \\ \dots \\ \Delta X_{nj} \end{pmatrix}, \quad i = \overline{1, n}. \quad (3.1)$$

Отже, першим етапом цієї задачі є визначення власних векторів матриці кореляції. Для цього використовували матричне рівняння повної проблеми власних значень вигляду

$$R_x W_i = \lambda_i W_i, \quad (3.2)$$

де R_x – 224- вимірна матриця кореляції,
 λ_i – власне значення матриці кореляції,
 W_i – i -тий ортонормований власний вектор.

В прикладній математиці розроблені чисельні методи, які значно спрощують розв'язання повної проблеми власних значень (наприклад, метод Якобі – метод обертань).

Розв'язання повної проблеми власних значень дає змогу отримати власні значення (λ_i) та власні вектори (W_i) матриці кореляції.

Власні значення матриці кореляції розташовуються у порядку їх зменшення

$$\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > \dots > \lambda_n. \quad (3.3)$$

Властивість ортогональності власних векторів дає можливість розглядати сукупність власних векторів як базис n - вимірного евклідового простору R^n та шукати розкладання вектора ΔX_j чи (X_j) у цьому базисі.

Вектор ΔX_j являє собою метеорологічний об'єкт, в нашому випадку це поля атмосферного тиску на рівні моря. Необхідно здійснити розклад вектора ΔX_j у деякому ортогональному базисі таким чином, щоб отримати вектор меншого розміру, в котрому би залишалися всі основні фізичні властивості вихідного вектора, тобто поля.

Відповідне лінійне перетворення в матричній формі має вигляд

$$W' \Delta X_j = Z_j, \quad (3.4)$$

де

$$Z_j = \begin{pmatrix} Z_{1j} \\ Z_{2j} \\ Z_{3j} \\ \dots \\ Z_{ij} \\ \dots \\ Z_{nj} \end{pmatrix}, \quad i = 1, \bar{n}. \quad (3.5)$$

Оскільки базис власних векторів є ортогональним, то компоненти Z_{ij} вектора Z_j є лінійно незалежними. Вектор Z_j називається вектором ортогональних компонент. Відомо, що дисперсія $\sigma_{z_i}^2$ i -тої складової вектора ортогональної компоненти визначається рівнянням

$$\sigma_{z_i}^2 = \lambda_i. \quad (3.6)$$

Це означає, що i -те власне значення матриці кореляції є дисперсією i -тої ортогональної компоненти розкладання метеорологічних полів у базисі власних векторів.

Згідно зі співвідношенням (3.3), маємо:

$$\sigma_{z_1}^2 > \sigma_{z_2}^2 > \dots > \sigma_{z_n}^2. \quad (3.7)$$

Крім того, власні значення мають ще одну важливу властивість [2, 27]: сума всіх власних значень матриці коваріації дорівнює сумі дисперсій вихідних метеорологічних полів

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = t_r K_x = \sum_{i=1}^n \sigma_{x_i}^2. \quad (3.8)$$

$t_r K_x$ – це сума всіх елементів головної діагоналі матриці K_x , тобто сума дисперсій метеорологічної величини в n точках поля. Ця величина називається сумарною дисперсією поля. А остання розподіляється таким чином, що найбільша її частина являє собою дисперсію першої ортогональної компоненти

(перше власне значення). Зі збільшенням номеру ортогональної компоненти доля сумарної дисперсії, що їй належить, зменшується.

Отже, чим більшим є масштаб атмосферного процесу, під дією якого формуються поля метеорологічних величин, тим більша дисперсія їм притаманна [2, 27]. Тому $\sigma_{z_1}^2$ відбиває властивості полів найбільшого масштабу, $\sigma_{z_2}^2$ – полів меншого масштабу і т.п. Ця властивість власних значень дає можливість отримати важливу інформацію про структуру досліджуваних метеорологічних об'єктів і, як наслідок, властивостей метеорологічних процесів, що їх зумовлюють.

Оскільки власні значення λ_i ($i = \overline{1, n}$) дорівнюють дисперсіям ортогональних компонент метеорологічних полів, то рівняння (3.8) можна переписати так:

$$\sum_{i=1}^n \sigma_{z_i}^2 = \sum_{i=1}^n \sigma_{x_i}^2. \quad (3.9)$$

Але дисперсії метеорологічної величини у точках поля не упорядковані, тобто можуть мати різні значення, у той час коли дисперсії ортогональних компонент розташовані чітко у порядку зменшення, як це зазначається нерівністю (3.7). Причому вони мають властивість швидкої збіжності.

Необхідно визначити, яку суму дисперсій перших ортогональних компонент, тобто проєкцій метеорологічних полів у базисі власних векторів треба взяти, щоб вичерпати задану частку від сумарної дисперсії метеорологічного поля.

Як було показано вище, декілька перших власних значень матриці коваріації (чи кореляції) завжди складають більшу частину сумарної дисперсії поля. Це означає, що основні властивості полів вичерпуються відповідною кількістю перших q ортогональних компонент.

Ортогональні компоненти, сума дисперсій яких вичерпує більшу частку сумарної дисперсії вихідних метеорологічних полів, називаються головними компонентами. Саме вони містять найбільш суттєву інформацію про структуру метеорологічного об'єкта, що підлягає дослідженню.

Щоб визначити кількість головних компонент, треба, відповідно до сенсу

поставленої задачі, визначити частку η_q сумарної дисперсії метеорологічного поля (або вектора предиктора). Ця частка визначається рівнянням

$$\eta_q = \frac{\sum_{i=1}^q \sigma_{z_i}^2}{\sum_{i=1}^n \sigma_{x_i}^2} = \frac{\sum_{i=1}^q \lambda_i}{\sum_{i=1}^n \lambda_i} = \frac{\sum_{i=1}^q \lambda_i}{t_r K_x} \cdot 100\% . \quad (3.10)$$

Число q , при якому $\eta_q \geq \eta$ (η задається дослідником) і визначає ту кількість головних компонент вектора (3.5), котрі містять найбільш важливу інформацію про статистичну структуру метеорологічних полів.

Отже, ми можемо тепер замість n -вимірний вихідного вектора використати q -вимірний вектор головних компонент, яких у цьому векторі лише декілька ($q \ll n$). Тоді останні $(n - q)$ ортогональних компонент відносяться до дрібномасштабних збурень та різних похибок, які містяться у вихідній інформації.

Визначивши кількість головних компонент гідрометеорологічних характеристик, можна вирішити задачу стиску вихідної інформації (значне зменшення її об'єму при умові збереження фізичного сенсу).

Очевидно, ми досягнемо поставленої мети, якщо сформуємо вектор головних компонент для j -го поля, дисперсії яких вичерпують задану частку від сумарної дисперсії вихідних полів за рівністю (3.10), а інші ортогональні компоненти обнулюємо.

В даній роботі компонентний аналіз був застосований до часових рядів атмосферного тиску на рівні моря, взятих за 11 місяців періоду 1958-1998 рр. Використана регулярна мережа в 224 вузлах сітки точок Західної Південної полярної області. Нижче наводяться результати використання компонентного аналізу.

3.2 Розв'язання задачі стиску вихідної інформації про кліматичні поля атмосферного тиску в районі дослідження

Для реалізації алгоритму компонентного аналізу та розв'язання задачі стиску вихідної інформації про поля атмосферного тиску на рівні моря в районі дослідження була використана комп'ютерна програма «METNEW».

На першому етапі були отримані n -вимірні матриці кореляції середньомісячного атмосферного тиску на рівні моря 224-го порядку для літніх (січень, лютий), осінніх (березень, квітень, травень), зимових (червень, липень, серпень) та весняних (вересень, жовтень, листопад) місяців.

Використовуючи матричне рівняння (3.2), була розв'язана повна проблема власних значень за допомогою 11-ти отриманих матриць кореляцій перелічених місяців року.

Результат реалізації проблеми власних значень дозволив отримати власні значення та власні вектори матриць кореляцій, які у подальшому були залучені для параметризації вихідних випадкових полів атмосферного тиску.

Оскільки власні значення дорівнюють дисперсіям ортогональних компонент метеорологічних полів, а дисперсії випадкових величин у 224-х точках поля не упорядковані, тобто можуть мати різні значення, у той час, коли дисперсії ортогональних компонент розташовані (як було показано у підр. 3.1) чітко у порядку їх зменшення.

Реалізація лінійного перетворення (3.4) дозволила сформувати часові ряди ортогональних компонент. Отримавши для кожного місяця 224 ортогональні компоненти, було визначено, яку суму дисперсій перших ортогональних компонент, тобто проєкцій баричних полів у базисі власних векторів треба взяти, щоб вичерпати більше 85% від загальної сумарної дисперсії кожного з 11-ти полів, що розглядалися.

Як було показано вище, основні властивості випадкових полів вичерпуються відповідною кількістю перших ортогональних компонент, тобто визначеною кількістю головних компонент.

Ці головні компоненти і є результатом параметризації об'єктів, що досліджуються і дозволили описати особливості баричного режиму всього Південного регіону Західної півкулі.

В табл. 3.1 наводяться власні значення матриці кореляції середньомісячного атмосферного тиску на рівні моря, сумарна частка яких складає більше 85% сумарної дисперсії вказаних полів.

Таблиця 3.1– Власні значення матриці кореляції атмосферного тиску на рівні моря в регіоні Антарктичного півострова

Місяць	Власні значення λ_i ($i=\overline{1,4}$); %								$\sum_{i=1}^{3(4)} \lambda_i$ (%)
	λ_1		λ_2		λ_3		λ_4		
	знач.	%	знач.	%	знач.	%	знач.	%	
01	101,16	38,8	79,19	30,3	47,73	18,3			87,4
02	95,34	36,5	76,67	29,4	58,81	22,5			88,4
03	116,02	44,5	66,78	25,6	43,84	16,8			86,9
04	125,00	47,9	56,09	21,5	46,64	17,9			87,3
05	114,99	45,1	55,32	21,7	40,55	15,9	15,95	6,3	89,0
06	145,89	57,2	49,08	19,2	27,73	10,9			87,3
07	137,32	52,6	60,43	23,2	39,13	15,0			90,8
08	145,24	57,0	48,19	18,9	36,36	14,3			90,2
09	104,82	41,1	92,46	36,3	30,09	11,8			89,2
10	123,06	47,2	67,46	25,9	47,44	18,2			91,3
11	129,51	50,8	62,42	24,5	35,33	13,9			89,2

Аналіз власних значень матриці кореляції атмосферного тиску на рівні моря вказує на те, що для опису баричного режиму Західної Південної полярної області треба взяти для 10 місяців (крім травня) три власні значення, три власні вектори і три головні компоненти (для травня відповідно 4), які будуть характеризувати більше 85% сумарної дисперсії полів атмосферного тиску.

Таким чином, була реалізована задача стиску вихідної інформації про поля атмосферного тиску на рівні моря у визначеному секторі Південної півкулі, які можна описати трьома (а у травні чотирма) головними компонентами.

Отримані нові змінні, що називаються головними компонентами, мають самостійне значення, оскільки «несуть у собі» важливе смислове (фізичне)

навантаження. Їх можна включати до складу потенційних предикторів при побудові прогностичних моделей, що спрощує структуру та збільшує їх вірогідність.

Оскільки в роботі розглядаються макромасштабні атмосферні процеси у визначеному секторі Південної півкулі, у наступних розділах буде розглянута статистична структура часових рядів 11-ти перших головних компонент середньомісячного атмосферного тиску на рівні моря.

4 СТАТИСТИЧНА СТРУКТУРА ГОЛОВНИХ КОМПОНЕНТ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ

4.1 Виявлення періодичностей у випадковому процесі за допомогою інтегрального перетворення Фур'є

Як показали чисельні дослідження, часові ряди метеорологічних величин утримують «приховані» періодичні компоненти, обумовлені хвильовою природою атмосферних процесів.

Використання даного методу дає можливість отримати частоти, амплітуди та початкові фази періодичних компонент, «прихованих» у часовій послідовності [12, 37].

Так, часовий ряд $X(t)$, заданий на інтервалі $t \in [-\tau, \tau]$, можна розглядати як кусково-гладку функцію часу. Таку функцію у відповідності до теореми Діріхле можна виразити суперпозицією простих гармонік

$$X(t) = \sum_{k=0}^{\infty} A_k \sin(\omega_k t + \varphi_k), \quad (4.1)$$

де A_k - амплітуда k - тої гармоніки, ω_k - її частота, φ_k - початкова фаза.

Рівність (4.1) може бути переписаною таким чином

$$X(t) = \sum_{k=0}^{\infty} [a_k \cos \omega_k t + b_k \sin \omega_k t], \quad (4.2)$$

якщо позначити

$$a_k = A_k \sin \omega_k, \quad (4.3)$$

$$b_k = A_k \cos \omega_k. \quad (4.4)$$

Як свідчать формули (4.3) та (4.4), початкова фаза розраховується за допомогою рівняння

$$\omega_k = \arctg \frac{a_k}{b_k}. \quad (4.5)$$

Для кусково-гладкої функції $X(t)$, заданої на нескінченному інтервалі, справедливим є перетворення Фур'є

$$F(i\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \cdot e^{-i\omega t} dt, \quad (4.6)$$

де $i = \sqrt{-1}$ - уявна одиниця.

Але часові ряди гідрометеорологічних величин визначені на обмеженому інтервалі і можуть бути апроксимовані таким чином

$$X(t) = \begin{cases} x(t), & \text{за умови } t \in [-\tau, \tau]; \\ 0, & |t| > \tau. \end{cases} \quad (4.7)$$

Для такої функції перетворення Фур'є має вигляд

$$F_{\tau}(i\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} X(t) \cdot e^{-i\omega t} dt. \quad (4.8)$$

Якщо впровадити відому формулу Ейлера, то інтеграл (4.8) приймає таку форму

$$F_{\tau}(i\omega) = U(\omega) - iV(\omega), \quad (4.9)$$

де

$$U(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} X(t) \cos \omega t dt, \quad (4.10)$$

$$V(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} X(t) \sin \omega t dt. \quad (4.11)$$

Рівності (4.10) та (4.11) є відповідно косинус- і синус-перетворення Фур'є функції $X(t)$, що апроксимована виразом (4.7). Якщо частоти гармонічних компонент, які утримуються в $X(t)$, не є близькими, то $U(\omega)$ і $V(\omega)$ мають вигляд кривих з різко вираженими піками в точках $\omega = \omega_k$. Висота піків приблизно дорівнює амплітудам парної (a_k) і непарної (b_k) складових

періодичного коливання з частотою ω_k , «прихованого» в процесі $X(t)$. На тих самих частотах ω_k будуть спостерігатися піки амплітуд $A_k = A(\omega_k)$, оскільки $a_k \approx U(\omega_k)$ і $b_k \approx V(\omega_k)$.

Амплітуду k -тої гармоніки в такому разі розраховують за формулою

$$A(\omega_k) = \left[U^2(\omega_k) + V^2(\omega_k) \right]^{\frac{1}{2}}. \quad (4.12)$$

З метою поліпшення селективних якостей перетворень Фур'є (4.10) та (4.11) в них вводять множники («вікна»), які зменшують вплив значень $X(t)$, заданих поблизу меж інтервалу визначення функції.

Отже, з врахуванням «вікна» Гіббса косинус- та синус-перетворення Фур'є описуються рівняннями (4.13) і (4.14) відповідно

$$U(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} \frac{\sin \frac{\pi t}{2\tau}}{\frac{2t}{\tau}} X(t) \cos \omega t dt, \quad (4.13)$$

$$V(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} \frac{\sin \frac{\pi t}{2\tau}}{\frac{2t}{\tau}} X(t) \sin \omega t dt. \quad (4.14)$$

Періодичності, що утримуються у випадковому процесі, визначаються по піках амплітуд $A(\omega_i)$ на періодограмі (амплітудно-частотній характеристиці). Для ліквідації малозабезпечених піків застосовують фільтр Тьюккі

$$\tilde{A}(\omega_i) = 0.25A(\omega_{i-1}) + 0.5A(\omega_i) + 0.25A(\omega_{i+1}). \quad (4.15)$$

Визначення статистично значущих періодичностей, характерних для процесу $X(t)$, ґрунтується на побудові верхньої довірчої межі для амплітуд із заданою ймовірністю за умови, що амплітуди підпорядковуються нормальному розподілу. Періоди T_k гармонік ω_k , які відповідають пікам амплітуд, що виходять за довірчу межу, ототожнюються з періодами гармонічних коливань, які утримуються у випадковому процесі $X(t)$. Для кожного з них знаходять початкову фазу

$$\varphi_k = \operatorname{arctg} \frac{U(\omega_k)}{V(\omega_k)}. \quad (4.16)$$

Початкова фаза дає можливість знайти точку h_k на осі часу, яка є початком коливання, тобто

$$h_k = \begin{cases} \frac{(\pi + \varphi_k)}{2\pi} \cdot T_k & \text{за умови } \varphi_k \leq 0; \\ \frac{\varphi_k \cdot T_k}{2\pi} & \text{за умови } \varphi_k > 0, \end{cases} \quad (4.17)$$

де φ_k - початкова фаза гармонічного коливання в радіанах, T_k - період гармонічного коливання в одиницях часу, який розраховується за формулою

$$T_k = \frac{2\pi}{\omega_k}. \quad (4.18)$$

4.2 Структура періодичних складових часових рядів головних компонент атмосферного тиску

До часових рядів перших головних компонент середньомісячного атмосферного тиску досліджуваного регіону за період 1958-1998 рр. впроваджено інтегральне перетворення Фур'є.

Алгоритм дослідження «прихованих» періодичностей у вказаних нестационарних часових рядах було реалізовано за допомогою комп'ютерної програми «SKR» та отримані такі характеристики: амплітуда k -ої гармоніки (A_k) та статистичні характеристики амплітуд гармонік (табл. 4.1), її частота (ω_k), початкова фаза (φ_k), косинус- та синус-перетворення Фур'є – $U(t)$ та $V(t)$ відповідно.

Характеристики періодичних компонент, що виявлені в часових рядах першої головної компоненти атмосферного тиску з імовірністю 68% та вище наводяться в табл. 4.2. В ній гармоніки, що визначені з імовірністю 75% представлені жирним курсивом, а з імовірністю 95% – жирним шрифтом.

Розраховані амплітуди k -ої гармоніки та їх частоти були використані для побудови амплітудно-частотних характеристик (АЧХ) випадкових процесів, що розглядалися. В якості прикладу, на рис. 4.1 представлена АЧХ першої головної компоненти атмосферного тиску у травні.

Таблиця 4.1 – Статистичні характеристики амплітуд гармонік

№ п\п	Місяць	Середня амплітуда (гПа)	Дисперсія амплітуди (гПа ²)	Середній квадратичний відхил амплітуди (гПа)
1	Січень	2,2	1,29	1,14
2	Лютий	2,8	0,50	0,70
3	Березень	3,3	0,69	0,83
4	Квітень	3,4	0,73	0,85
5	Травень	2,7	0,34	0,58
6	Червень	3,1	1,62	1,27
7	Липень	2,9	2,24	1,50
8	Серпень	3,5	0,93	0,96
9	Вересень	2,7	0,54	0,74
10	Жовтень	2,8	0,36	0,60
11	Листопад	3,4	1,41	1,19

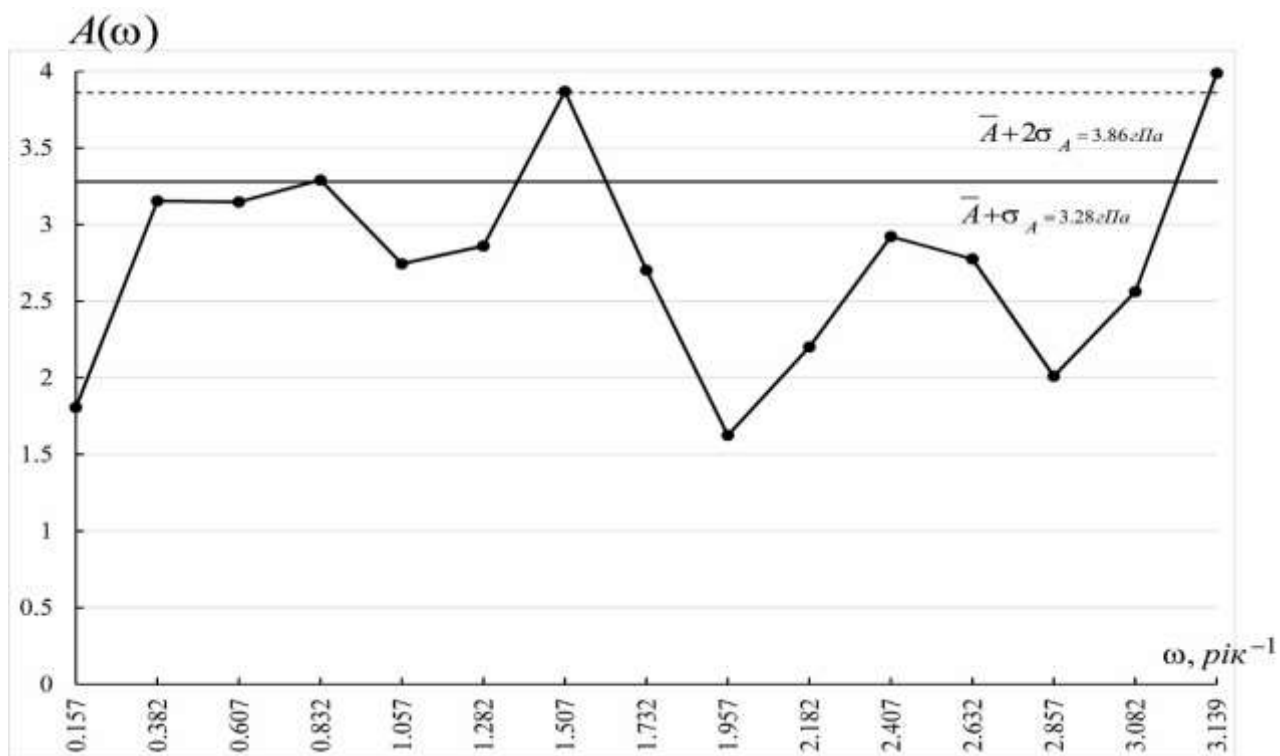


Рисунок 4.1 – Амплітудно-частотна характеристика середнього місячного атмосферного тиску (травень)

Таблиця 4.2 – Характеристики періодичних компонент, що виявлені в процесі $X(t)$ за допомогою інтегрального перетворення Фур'є

Місяць	k	ω_k , рік ⁻¹	A_k , гПа	T_k , рік	Початкова фаза (φ_k)		$U(t)$	$V(t)$
					φ_k , рад	φ_k , рік		
01	11	2,632	4,11	2,39	0,603	0,53	2,515	3,655
	13	3,082	3,34	2,04	-1,497	0,29	-4,352	0,320
02	13	3,082	4,51	2,04	-1,546	0,46	4,535	-0,110
03	1	0,382	4,12	16,40	0,165	0,43	0,860	5,155
	11	2,632	4,77	2,39	-0,431	1,03	-2,048	4,453
04	10	2,407	4,91	2,61	-1,002	0,89	4,542	-2,900
05	3	0,832	3,29	7,55	0,364	0,44	1,493	3,923
	6	1,507	3,87	4,17	0,198	0,13	1,180	5,890
	14	3,139	3,99	1,90	-0,044	0,94	-0,175	3,984
06	2	0,607	4,99	10,35	1,069	1,76	-6,107	-3,350
	7	1,732	5,46	3,63	-0,696	1,41	4,862	-5,822
07	13	3,082	6,09	2,04	1,089	0,82	-5,155	-2,694
08	1	0,382	4,60	16,40	-0,836	6,04	-3,593	3,247
	10	2,407	4,74	2,61	0,758	0,32	-3,085	-3,258
09	1	0,382	3,48	16,40	-0,501	6,91	-2,133	3,899
	5	1,282	3,93	4,90	-0,255	2,25	-1,185	4,538
10	3	0,832	3,57	7,55	0,921	1,11	3,664	2,787
	7	1,732	3,40	3,63	-0,262	1,66	1,051	-3,928
	9	2,182	3,53	2,88	-1,379	0,81	-4,118	0,798
11	9	2,182	5,14	2,88	-1,204	0,88	-4,469	1,715

Визначення статистично значущих періодичностей, характерних для перших головних компонент атмосферного тиску одинадцяти місяців року, ґрунтувалося на побудові верхньої довірчої межі для амплітуд за умови, що вони підпорядковуються нормальному закону.

Дискретність даних складає 1 рік.

Як впливає з табл. 4.2, в часових рядах першої головної компоненти середньомісячного атмосферного тиску в регіоні Антарктичного півострова з імовірністю 95% визначені дві гармоніки: це квазідворічна (лютий, травень, липень) та чотирирічна (травень); з імовірністю 75% у часових рядах, що розглядалися, визначена 5-річна гармоніка (вересень), а у червні –

квазічотирирічна; 16-ти (березень, серпень, вересень), 10-ти (червень), 8-ми (травень, жовтень), 4-річна (жовтень) та 3-річні (квітень, серпень, жовтень, листопад) коливання визначені з імовірністю 68%.

Квазідворічні гармоніки не виявлені з заданою ймовірністю тільки в рядах першої головної компоненти атмосферного тиску у весняний сезон (вересень, жовтень, листопад).

Визначені періодичні складові в рядах атмосферного тиску в районі дослідження потребують врахування при прогнозуванні макромасштабних атмосферних процесів не тільки Південної півкулі, але й у формуванні та просторово-часових змінах загальної циркуляції атмосфери всієї планети.

5 ТЕНДЕНЦІЇ В ЗМІНАХ БАРИЧНОГО РЕЖИМУ В РАЙОНІ АНТАРКТИЧНОГО ПІВОСТРОВА НАПРИКІНЦІ ХХ ТА НА ПОЧАТКУ ХХІ СТОЛІТЬ

5.1 Основні теоретичні положення щодо методики згладжування часових рядів нестационарних випадкових процесів

Більшість метеорологічних величин являють собою нестационарні випадкові процеси. Основною причиною цього є те, що під впливом різного надходження до земної поверхні кількості сонячної радіації протягом доби, сезону і року величини мають добовий, сезонний, річний хід і т. п. [4, 11, 12, 19, 22, 23, 28, 31, 32, 35].

Багаторічні змінення характеру кліматоутворювальних факторів приводять до виникнення трендів, тобто однонаправлених змін метеорологічних величин протягом тривалого часу.

Дослідження статистичної структури гідрометеорологічних характеристик ґрунтуються на послідовності їх значень у вигляді еквідистантних часових рядів. Останні можуть бути зображені як сума детермінованої $\hat{X}(t)$ і випадкової $X_3(t)$ компонент. У свою чергу, детермінована компонента складається з тренду $X_1(t)$ і періодичної компоненти $X_2(t)$, яка відбиває віковий, річний або добовий хід процесу $X(t)$ в залежності від інтервалу дискретності часового ряду [12, 37].

Отже,

$$X(t) = X_1(t) + X_2(t) + X_3(t). \quad (5.1)$$

При правильному вилученні з випадкового процесу $X(t)$ детермінованої складової $\hat{X}(t)$, випадкова компонента може розглядатися як стаціонарні випадкові прирощення.

Детермінована основа випадкового процесу вилучається шляхом фільтрації (або згладжування) вихідного часового ряду. Позначимо оператор згладжування через L і застосуємо його до рівності (5.1):

$$L[X(t)] = L[X_1(t)] + L[X_2(t)] + L[X_3(t)]. \quad (5.2)$$

Припустимо, що оператор L точно вилучає трендову компоненту, тобто

$$L[X_1(t)] = X_1(t). \quad (5.3)$$

Якщо відняти від рівності (5.1) рівність (5.2), то з урахуванням (5.3) будемо мати:

$$X(t) - L[X(t)] = X_2(t) - L[X_2(t)] + X_3(t) - L[X_3(t)]. \quad (5.4)$$

Важливим є питання про те, у якій мірі члени $L[X_2(t)]$ і $L[X_3(t)]$ можуть спотворювати справжні коливання залишкового ряду (5.4) та індукувати хибні коливання.

Одним з видів згладжування є ковзне осереднення, яке у загальному вигляді може бути зображене таким чином [12, 37]:

$$\hat{X}(t_k) = \frac{1}{n} \sum_{i=k-\frac{n}{2}}^{k+\frac{n}{2}} \alpha_i X(t_i), \quad (5.5)$$

де α_i – ваговий множник;

n – кількість точок, по яких проводиться згладжування:

$$k = 1 + \frac{n}{2}; 2 + \frac{n}{2}; \dots; N' + \frac{n}{2}; \quad N' = N(n-1); \quad N - \text{число членів ряду.}$$

Якщо в рівності (5.5) $\alpha_i = 1 \quad \forall i = \overline{1, n}$, то оператор згладжування визначає просте ковзне осереднення, в якому вага всіх точок, котрі приймають участь при розрахунках середнього значення на інтервалі $\left[k - \frac{n}{2}; k + \frac{n}{2} \right]$, однакова. Більш коректними є фільтри, що утримують тригонометричні

$$\alpha_i = 1 + \cos \frac{2\pi(k-i)}{n} \quad (5.6)$$

або експоненціальні

$$\alpha_i = \exp \left[-\frac{|k-i|}{n} \right] \quad (5.7)$$

вагові множники. Вони зменшуються по відзначених формулами (5.6) і (5.7) законах від середини інтервалу згладжування до його кінців [12, 37].

Дійсно, нехай в рівності (5.6) величина i приймає такі значення: $i = k - \frac{n}{2}$;

$$i = k; i = k + \frac{n}{2}.$$

Тоді, очевидно, α_i мають значення $\alpha_{k-\frac{n}{2}} = 0; \alpha_k = 2; \alpha_{k+\frac{n}{2}} = 0$.

Окрім виду вагового множника, результат фільтрації залежить й від кількості точок (n), по яких виконується згладжування. Вона, очевидно, визначається рівністю:

$$n = \frac{\tau}{\Delta t}, \quad (5.8)$$

де Δt – інтервал дискретності ряду.

Чим більше n , тим швидше реакція фільтра, але тим гірші його фільтруючі якості, і навпаки. Отже, задача полягає у правильному виборі періоду згладжування.

Означені вище особливості ковзного осереднення приводять до того, що при надто великому періоді згладжування з детермінованої основи $\hat{X}(t)$ процесу $X(t)$ відфільтровується визначна частина періодичної компоненти $X_2(t)$, яка переходить до випадкової компоненти $X_3(t)$. Навпаки, за умови малого періоду осереднення, частина випадкової складової процесу $X(t)$ переходить до детермінованої частини процесу, а випадкова компонента $X_3(t)$ набуває властивостей «білого шуму» [12, 37].

Для вибору періоду згладжування випадкової послідовності $X(t)$ при ковзному осередненні, треба дотримуватися таких рекомендацій. По-перше, необхідно, щоб період згладжування відповідав періодичності, яка існує в процесі $X(t)$. По-друге, значення періоду згладжування повинно відповідати періодичності, яку дослідник хоче зберегти в детермінованій складовій випадкової послідовності.

Наприклад, якщо треба у складовій $\hat{X}(t)$ зберегти річний хід метеорологічної величини $\hat{X}(t)$, а коливання з меншими періодами необхідно

відфільтрувати з вихідного часового ряду, то ковзне осереднення проводять при такому числі значень випадкової величини n , яке відповідає річному інтервалу. Тоді на виході з фільтра ми отримуємо процес, який утримує, крім трендів, коливання з періодом один рік і більше, а коливання з меншими періодами перейдуть у випадкову складову. Остання має, як правило, властивості квазістаціонарного процесу. Тому для дослідження її статистичної структури використовують методи кореляційного або спектрального аналізу [12, 37].

Важливо при побудові згладженого ряду враховувати початкову фазу коливання (h_i) тієї періодичності процесу $X(t)$, по якій проводилося згладжування часового ряду, а також величину періоду осереднення. Тобто при проведенні згладжування за допомогою тригонометричних множників не враховується k_i початкових точок та kk точок у кінці вихідного часового ряду.

Початок коливання в детермінованій основі (k_1) приходить на значення часового ряду, яке розраховується так:

$$k_1 = h_i + n/2, \quad (5.9)$$

де

h_i – початкова фаза гармонічного коливання в одиницях часу, по якому проводилося згладжування;

n – період гармонічного коливання (кількість точок), по якому проводилося згладжування.

$$h_i = \begin{cases} \frac{(\pi + \varphi_i)}{2\pi} \cdot n & \text{за умови } \varphi_i \leq 0; \\ \frac{\varphi_i \cdot n}{2\pi} & \text{за умови } \varphi_i > 0. \end{cases} \quad (5.10)$$

Початкова фаза гармонічного коливання (в радіанах), по якому проводиться згладжування, розраховується за допомогою рівняння:

$$\varphi_i = \arctg \frac{U(t)}{V(t)}, \quad (5.11)$$

де

$U(t)$ та $V(t)$ – відповідно косинус- і синус-перетворення Фур'є [12, 37].

5.2 Статистична структура детермінованої основи головних компонент атмосферного тиску

За допомогою методу, який було викладено у попередньому підрозділі, використовуючи комп'ютерну програму «SKR», були отримані згладжені ряди першої головної компоненти середньомісячного атмосферного тиску на рівні моря для 11-ти місяців року.

До випадкових рядів було застосовано ковзне осереднення (5.6) і отримана детермінована основа, яка складається, як відомо, з тренду та періодичної складової.

Багаторічні змінення характеру кліматоутворювальних факторів приводять до виникнення трендів, тобто однонаправлених змін гідрометеорологічних величин протягом тривалого часу.

Тому на наступному етапі для дослідження тенденцій в змінах баричного режиму визначеного сектору Південної півкулі була проаналізована детермінована основа першої головної компоненти атмосферного тиску.

На рис. 5.1 - 5.8 представлені вихідні ряди та детерміновані основи першої головної компоненти атмосферного тиску, які характеризують особливості баричного режиму всієї області Південної півкулі, що розглядалася.

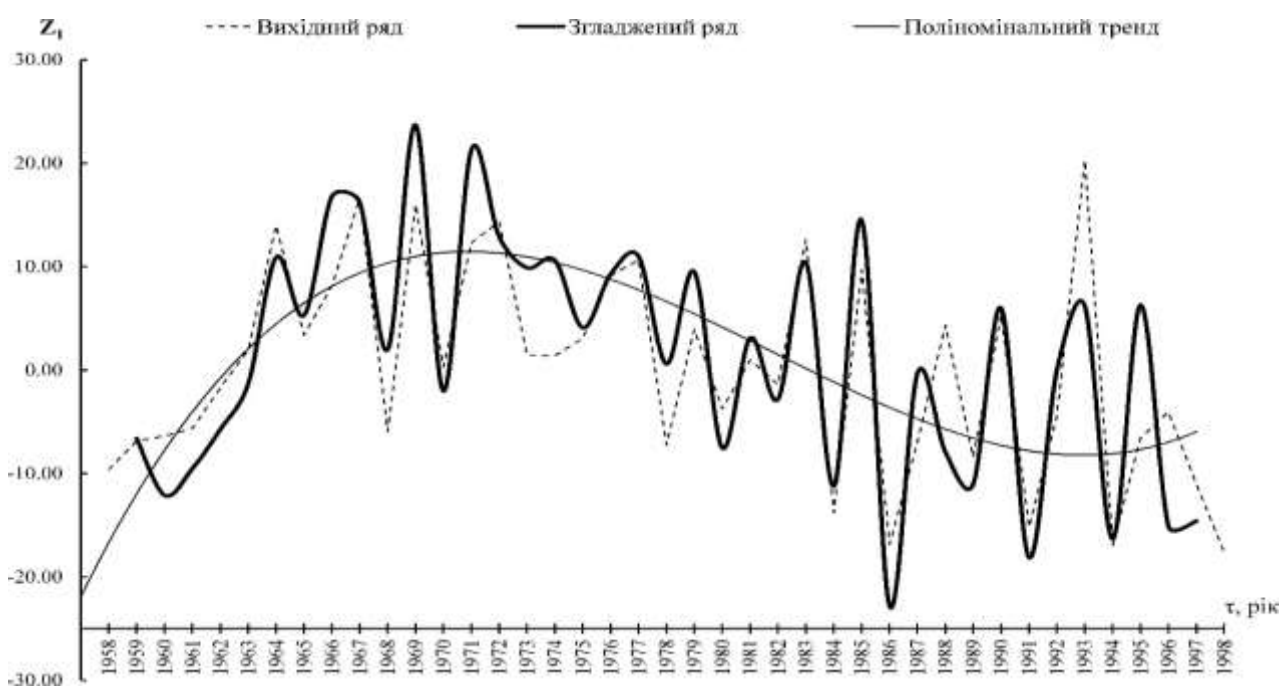


Рисунок 5.1 – Вихідний ряд та детермінована основа першої головної компоненти атмосферного тиску (січень)

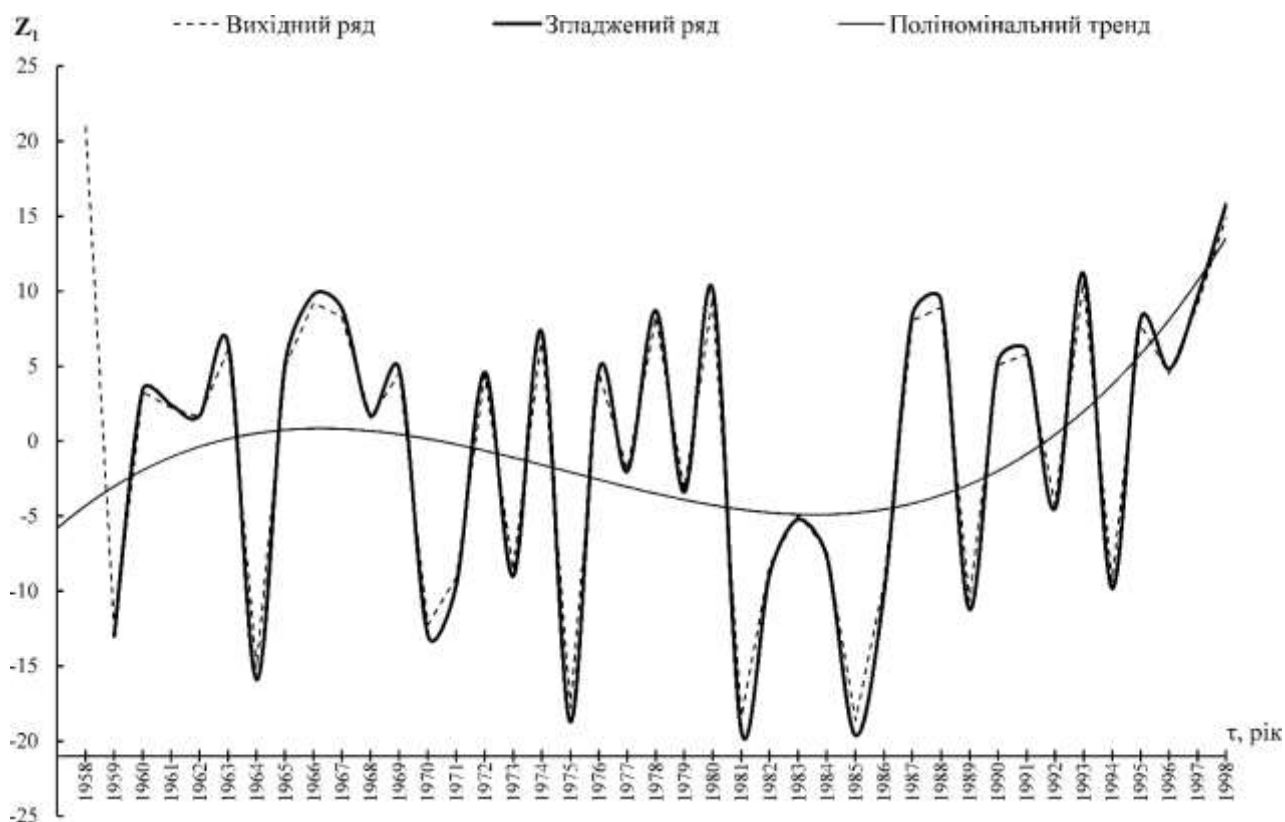


Рисунок 5.2 – Вихідний ряд та детермінована основа першої головної компоненти атмосферного тиску (лютий)

Як впливає з рис. 5.1 та рис. 5.2, влітку зміна атмосферного тиску в районі дослідження має коливальний характер, з періодом близько 30-35 років.

Наприкінці ХХ століття намічається чітка тенденція на зростання атмосферного тиску у січні порівняно з 1993 р. (рис. 5.1), а у лютому (рис. 5.2) – з 1983 р., яке у лютому прогнозується значно більшим (порівняно з січнем) і ця тенденція може залишитися до 2025-2030 рр.

На рис 5.3 представлені часові ряди та детерміновані основи першої головної компоненти атмосферного тиску осіннього сезону (березень, квітень).

Як впливає з рис. 5.3а, у березні, порівняно з 90-ми роками, а у квітні (рис. 5.3б) – з 80-ми роками ХХ століття в регіоні, що досліджувався, також слід очікувати зростання атмосферного тиску до 30-х років ХХІ-го століття. Статистична структура детермінованої основи першої головної компоненти атмосферного тиску у травні (рис. 5.4) має обернену тенденцію. Лінія тренду показує чітке зменшення значень атмосферного тиску у найближчі 10-20 років.

Зміна баричного режиму визначеної області взимку (червень, липень, серпень) по структурі тренду вказує на те, що тільки у червні (рис. 5.5) атмосферний тиск буде зростати (порівняно з 1989 р.), а у липні (рис. 5.6а)

зменшення атмосферного тиску спостерігається з 50-х років. У серпні (рис. 5.6б) тиск буде різко зменшуватися протягом найближчих 10-20 років порівняно з 80-ми роками ХХ-го століття.

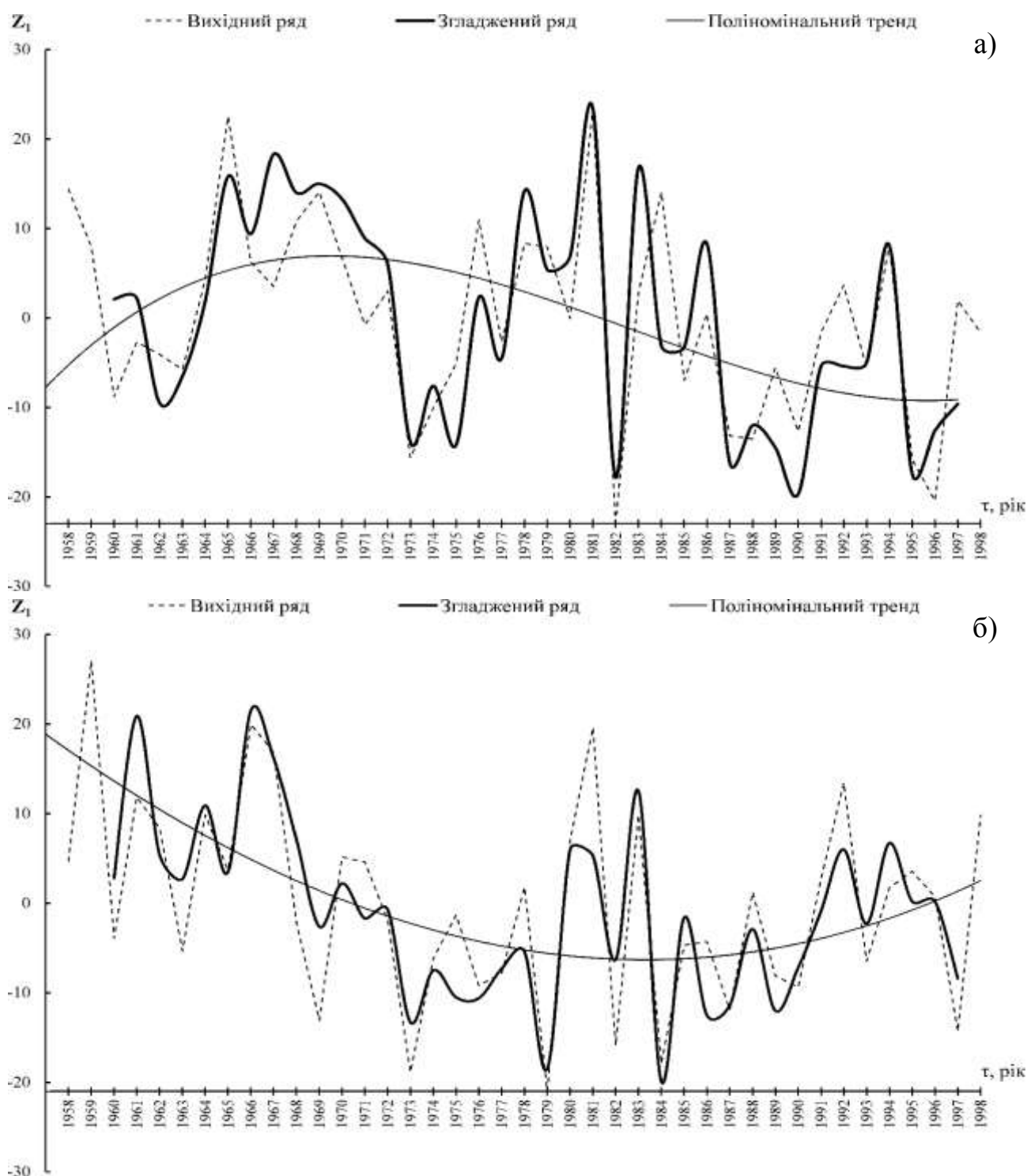


Рисунок 5.3 – Вихідний ряд та детермінована основа першої головної компоненти атмосферного тиску у березні (а) та квітні (б)

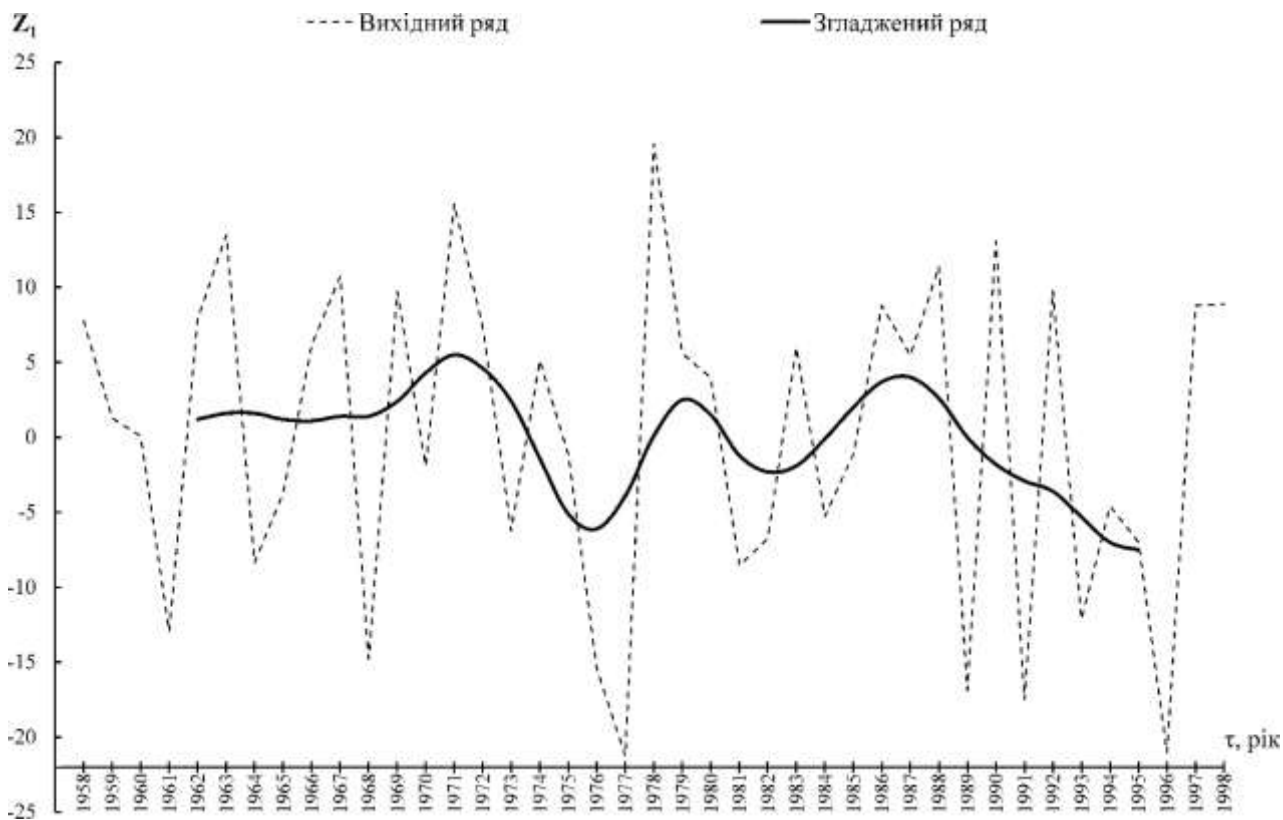


Рисунок 5.4 – Вихідний ряд та детермінована основа першої головної компоненти атмосферного тиску (травень)

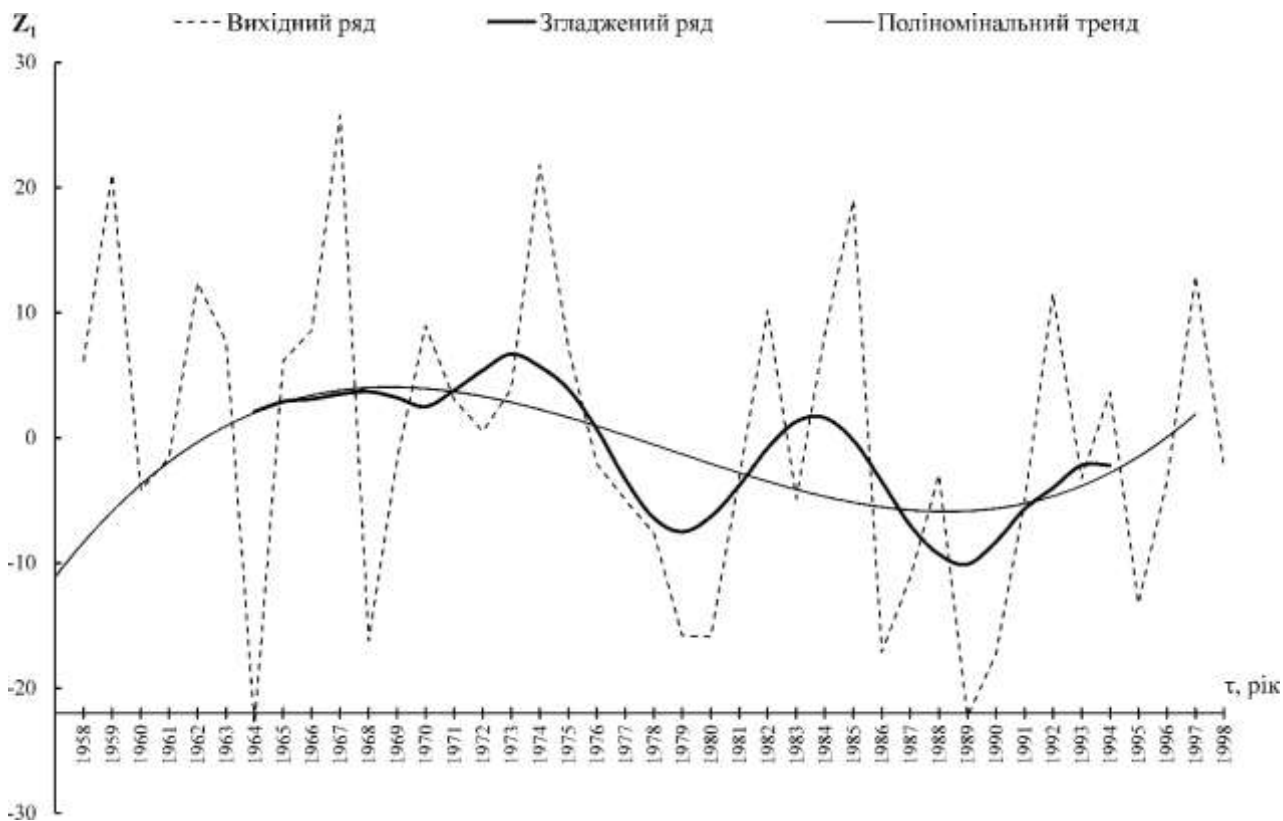


Рисунок 5.5 – Вихідний ряд та детермінована основа першої головної компоненти атмосферного тиску (червень)

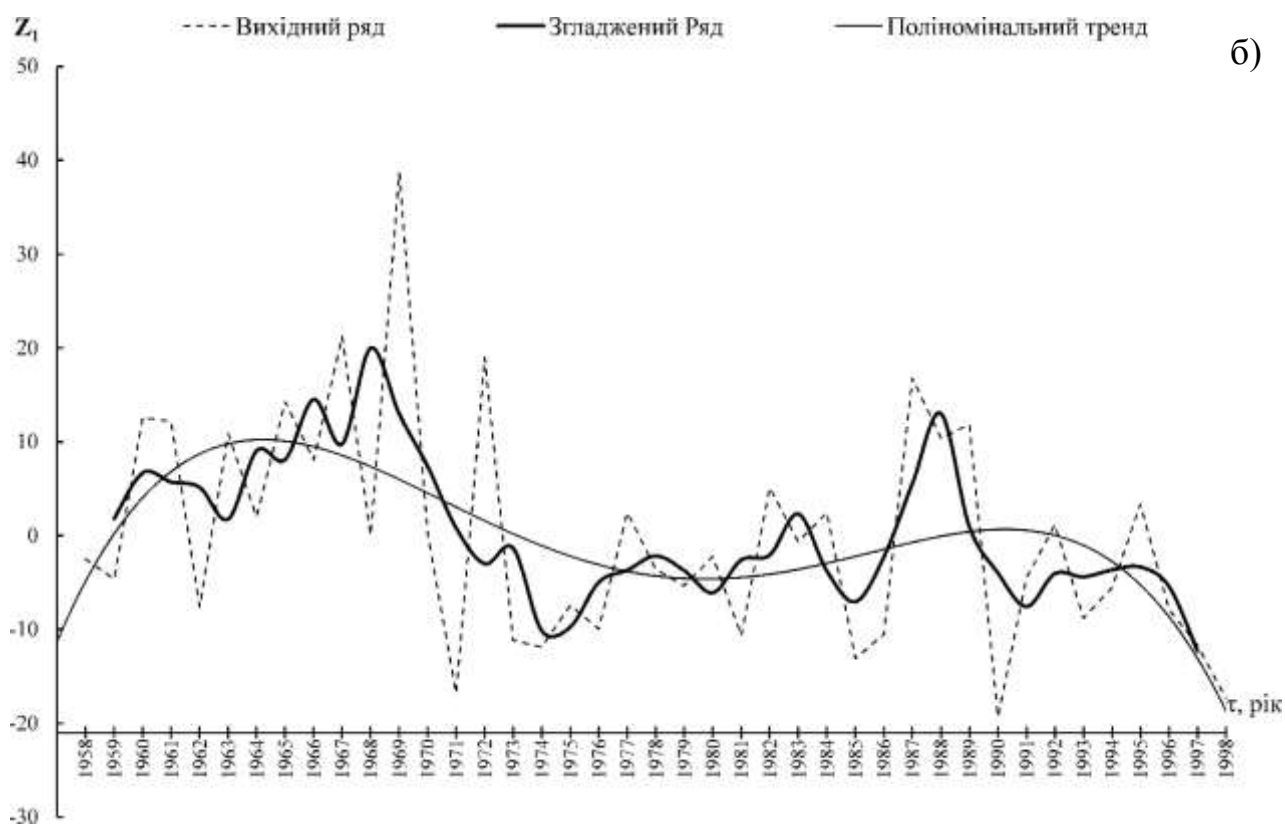
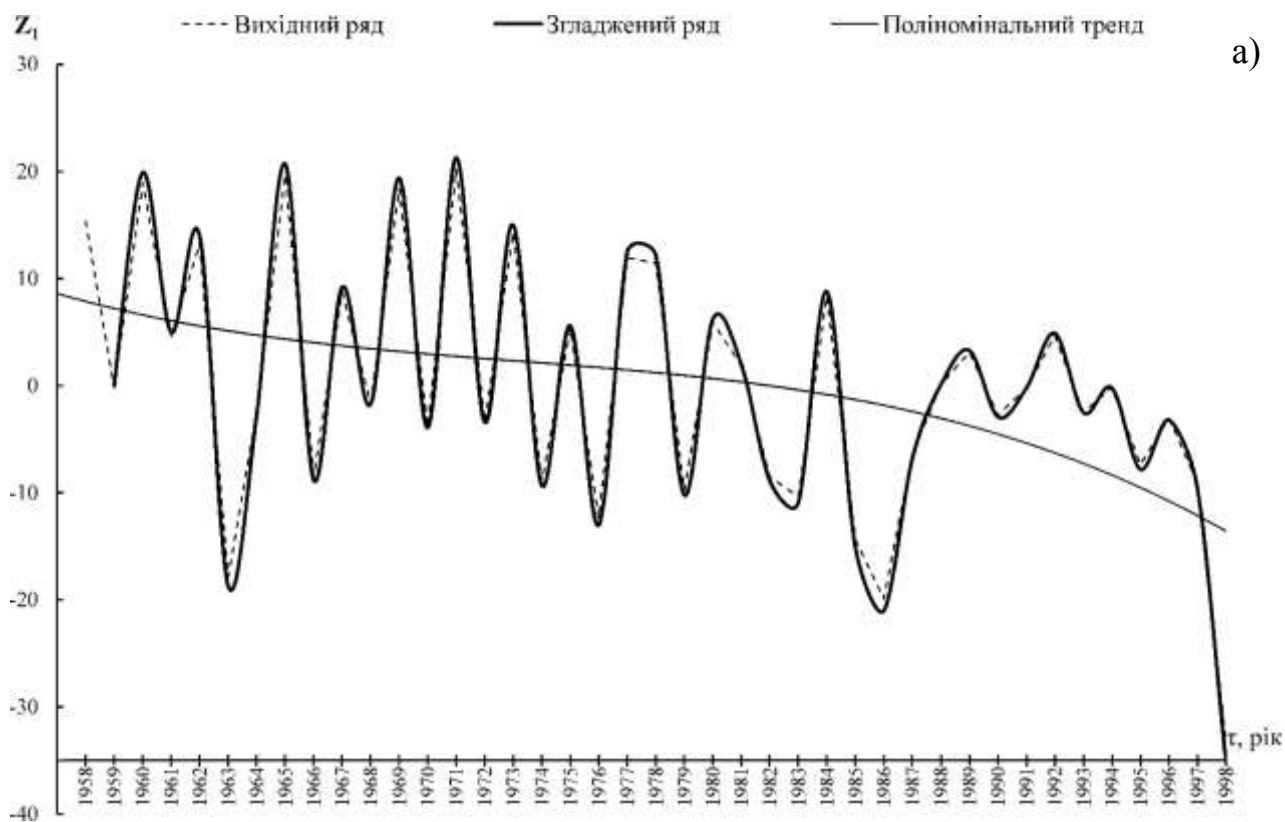


Рисунок 5.6 – Вихідний ряд та детермінована основа першої головної компоненти атмосферного тиску у липні (а) та серпні (б)

На рис. 5.7 та рис. 5.8 представлені часові ряди та детермінована основа першої головної компоненти середньомісячного атмосферного тиску Південної полярної області у весняний сезон (вересень, жовтень, листопад).

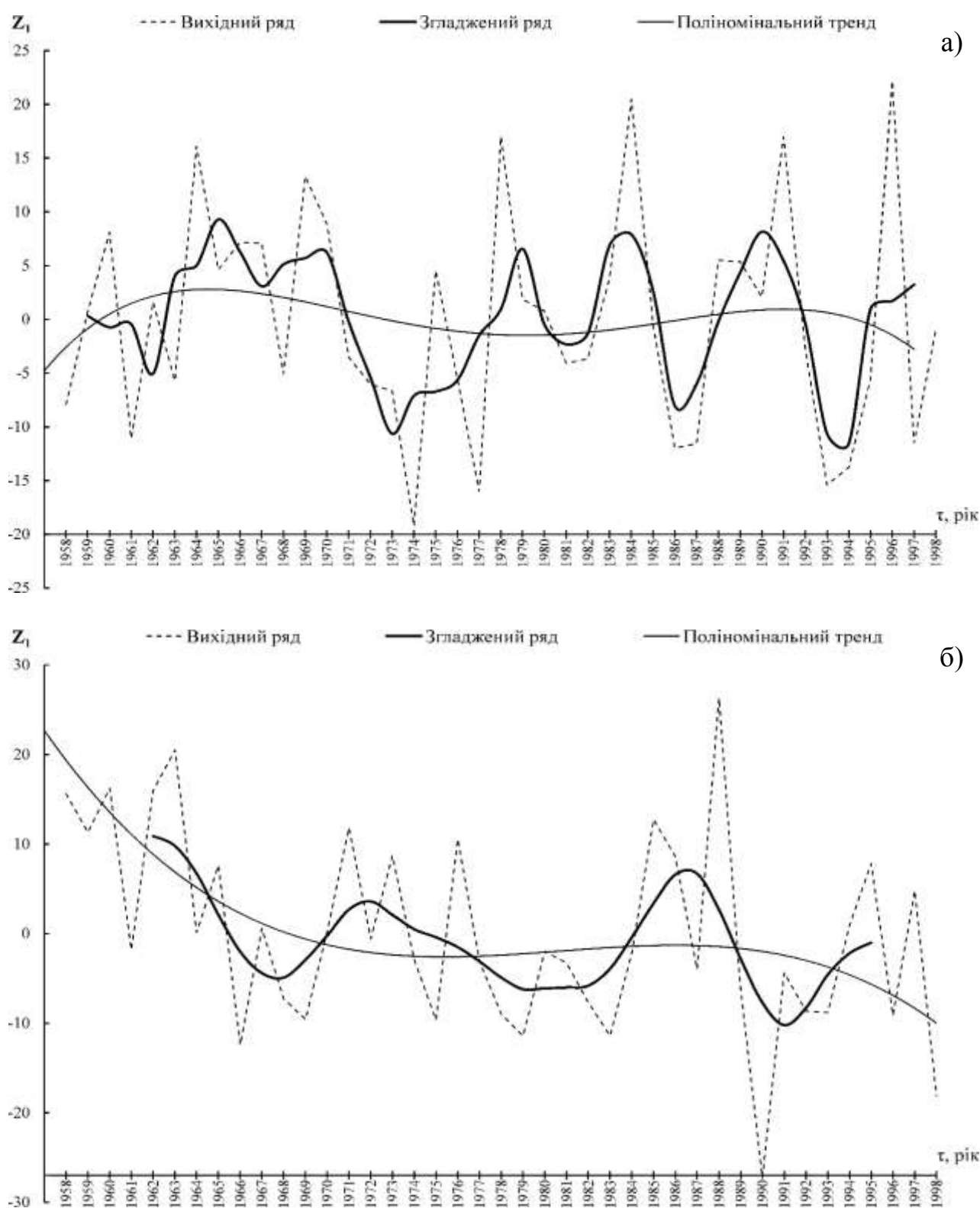


Рисунок 5.7 – Вихідний ряд та детермінована основа першої головної компоненти атмосферного тиску у вересні (а) та жовтні (б)

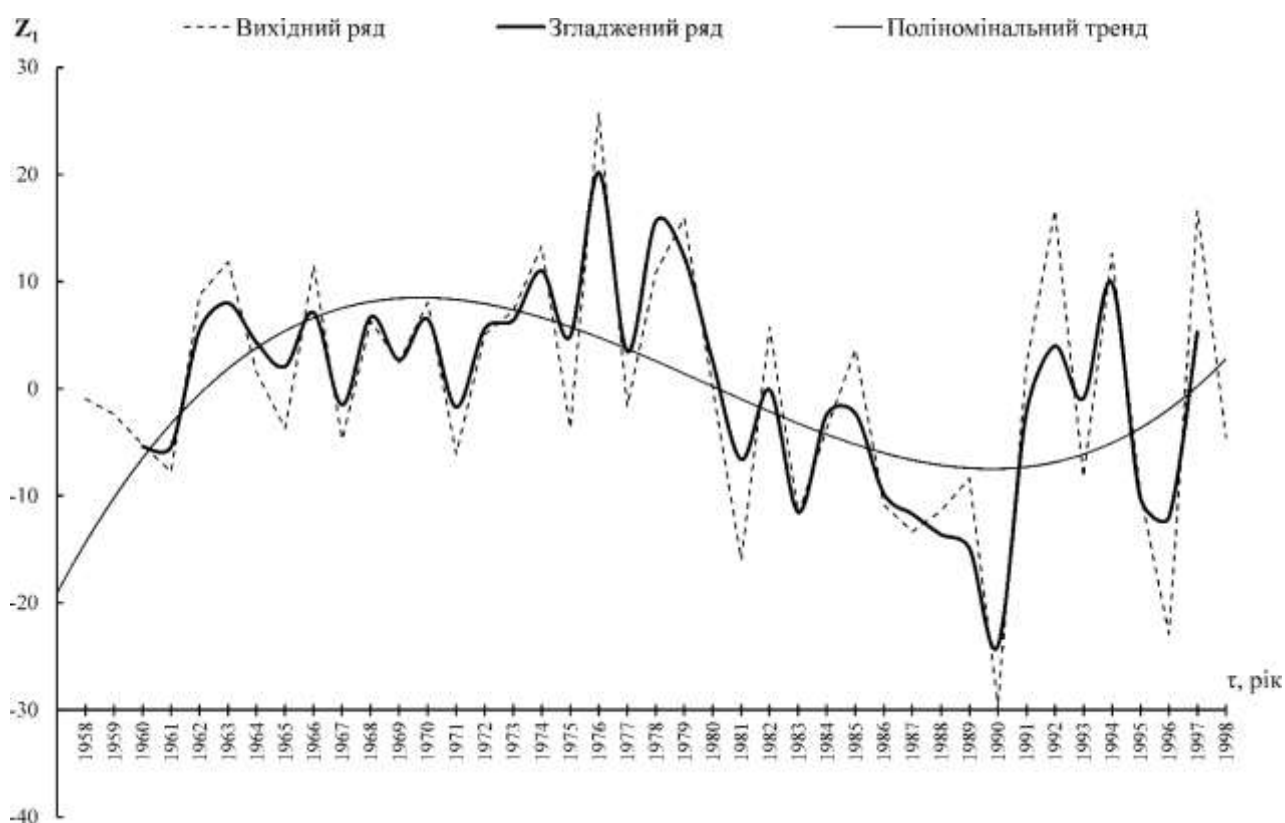


Рисунок 5.8 – Вихідний ряд та детермінована основа першої головної компоненти атмосферного тиску (листопад)

Аналіз детермінованих основ першої головної компоненти атмосферного тиску за весняний сезон дозволяє зробити висновок, що тільки у вересні (рис. 5.7а) у найближчі 10-20 років різких змін у баричному режимі вказаного регіону не передбачається. Більш того, вересень – це єдиний місяць, у якому значення атмосферного тиску знаходяться на рівні кліматичної норми.

У центральний місяць весняного сезону (рис. 5.7б) тенденція падіння атмосферного тиску, яка характерна для другої половини ХХ століття буде продовжуватися у найближчі 30 років. У листопаді, як впливає з рис. 5.8, спостерігається зростання атмосферного тиску приблизно до 30-х років ХХІ-го століття, порівняно з 1989-1990 рр.

Визначені тенденції в баричних полях атмосферного тиску липня та жовтня в Південній полярній області розпочалися у середньому наприкінці 80-х, початку 90-х років ХХ століття. Майже всі тренди мають коливальний характер, на що вказують отримані поліноміальні тренди.

Крім поліноміальних трендів проведено аналіз лінійних трендів в детермінованих основах першої головної компоненти атмосферного тиску.

На графіках в Додатку А (рис. А.1- рис. А.11) представлені вихідний, згладжений ряди та лінійний тренд для рядів першої головної компоненти атмосферного тиску 11-ти місяців року.

Аналізуючи отримані лінійні тренди за період 1958-1998 рр., можна підкреслити таку особливість, що у цей період спостерігається падіння атмосферного тиску впродовж 9 місяців, крім лютого, в якому зафіксована протилежна тенденція (зростання тиску). Лінійний тренд у вересні підкреслює незмінність атмосферного тиску протягом 40-ка років, що розглядалися, і ця тенденція буде продовжуватися.

Детермінована основа перших головних компонент атмосферного тиску в західному секторі Південної півкулі крім трендів має ще й чітко виражену періодичну складову.

Як впливає з рис. 5.1-5.8 та рис. А.1-А.11, у детермінованій основі вказаних рядів тільки у травні, червні та жовтні не визначені квазідворічні коливання атмосферного тиску. В інші місяці року вони є переважаючими. Крім того, зафіксовані трирічні (січень, лютий, березень, квітень), квазіп'ятирічні коливання, які характерні для серпня та вересня. Довгоперіодні гармоніки, періоди яких приблизно складають 8-10 років виявлені у травні, червні та жовтні.

Вказані багаторічні змінення характеру одного з внутрішніх кліматоутворювальних факторів, а саме баричного режиму, на наш погляд, можуть бути враховані в довгострокових прогнозах погоди для Південної полярної області та для вивчення змін і коливань сучасного глобального клімату.

ВИСНОВКИ

Дослідження баричного режиму в районі Антарктичного півострова, яке проведено за багаторічними даними з застосуванням фізико-статистичного підходу, свідчать про неоднозначність змін в різні пори року і в різних широтно-довготних секторах визначеної області Південної півкулі.

1. Аналіз середніх полів атмосферного тиску на рівні моря вказує на те, що протягом року над морями Уедделла і Беллінсгаузена чітко виражені два центри зниженого тиску та слабо виражений гребінь, який знаходиться у безпосередній близькості до північної частини Антарктичного півострова. Тільки у жовтні фіксується незначне зміщення центрів низького тиску у більш високі широти (до 65° півд. ш.).
2. В зоні 50°-60° півд. ш. спостерігається незмінний протягом року напрямок горизонтального градієнта температури у тропосфері, що добре узгоджується зі структурою ізобар. Їх конфігурація у північній частині досліджуваного регіону має квазіширотний вигляд.
3. Аналіз середніх полів атмосферного тиску на рівні моря вказує на те, що найвищі горизонтальні баричні градієнти спостерігаються в перехідні сезони року.
4. Пояс середнього поля низького тиску навколо Антарктиди (60°-70° півд. ш.) виявляється єдиною зоною, де середні значення атмосферного тиску на рівні моря є найнижчими на Земній кулі. У жовтні це 980 гПа, у квітні – 986 гПа, а в основні сезони року (січень, липень) – 988 гПа.
5. Амплітуда коливань середнього атмосферного тиску на рівні моря в цій зоні змінювалася від 18 гПа у січні, до 30 гПа у жовтні.
6. Влітку (січень) спостерігається добре виражена область максимальної мінливості для цього сезону (до 5,4 гПа), яка розташована над морем Уедделла (сектор: 50°-70° півд. ш.; 20°-45° зах. д.). Над морем Беллінсгаузена (60°-70° півд. ш.; 75°-90° зах. д.) зафіксована друга, менш виражена область максимальних значень середніх квадратичних відхилів (до 4,5 гПа). Область мінімальних значень середніх квадратичних відхилів (до 2,7 гПа) спостерігалась влітку у центральній частині досліджуваного сектору.
7. Взимку (липень) зафіксована найбільш висока мінливість атмосферного тиску порівняно з іншими сезонами і область максимальних значень

середніх квадратичних відхилів (до 8,9 гПа), як і влітку, розташована над морем Уедделла. Мінімальні значення середніх квадратичних відхилів (до 3,5 гПа) взимку характерні для південних районів Тихого океану на широтах 50° - 55° в його західному довготному секторі 80° - 90° .

8. У перехідні сезони (квітень, жовтень) максимальні значення середніх квадратичних відхилів (7.0-7.3 гПа) зафіксовані також над морем Уедделла, а в секторі 50° - 70° півд. ш.; 50° - 90° зах. д. (а це центральні та крайні західні області регіону) спостерігається помірна мінливість атмосферного тиску на рівні моря: 4.0-4.3 гПа восени і від 4.3 гПа до 5.5 гПа – навесні над морем Беллінсгаузена.
9. За допомогою компонентного аналізу було проведено розкладання полів середнього місячного атмосферного тиску на рівні моря по природних ортогональних функціях. Отримані 224 ортогональні компоненти, дисперсії яких розташовані чітко у порядку їх зменшення, що дозволило параметризувати поля атмосферного тиску в районі дослідження.
10. Аналіз власних значень матриці кореляції середнього місячного атмосферного тиску показав, що для опису баричного режиму Західної Південної полярної області треба взяти для всіх місяців року (крім травня) три власні значення, три власні вектори матриці кореляції та три головні компоненти, які характеризують більше 85% сумарної дисперсії полів атмосферного тиску на рівні моря. Виключенням є травень, для якого потрібно враховувати чотири перелічених показника.
11. Впровадження інтегрального перетворення Фур'є до часових рядів 11-ти перших головних компонент атмосферного тиску дало можливість визначити «приховані» в цих рядах періодичні складові, які притаманні всьому сектору Південної півкулі, що розглядався. З імовірністю 95% визначені дві гармоніки: це квазідворічна (лютий, травень, липень) та чотирирічна (травень); з імовірністю 75% – це 5-річна гармоніка (вересень) та квазічотирирічна у червні; 16-ти (березень, серпень, вересень), 10-ти (червень), 8-ми (травень, жовтень), 4-річна (жовтень) та 3-річні (квітень, серпень, жовтень, листопад) коливання визначені з імовірністю 68%.
12. Квазідворічні гармоніки не виявлені з заданою ймовірністю тільки в рядах першої головної компоненти атмосферного тиску у весняний сезон (вересень, жовтень, листопад).

13. За допомогою ковзного осереднення (косинус-фільтра), яке було застосовано до часових рядів 11-ти перших головних компонент (по кількості місяців), отримані згладжені часові ряди вказаних характеристик та визначені тренди, які дозволили спрогнозувати тенденції в змінах баричного режиму визначеного сектору Південної півкулі.
14. Характер детермінованої основи літнього сезону дозволив встановити, що зміна атмосферного тиску в районі дослідження має чітко виражений коливальний характер (з періодом близько 30-35 років). У січні, порівняно з 90-ми, а у лютому – 80-ми роками минулого століття намітилася тенденція зростання атмосферного тиску, яке у лютому прогнозується значно більшим (порівняно з січнем) до 2025-2030 рр.
15. Восени (березень, квітень, травень) характер проаналізованих поліномінальних трендів дає підстави вважати, що у березні та квітні до 30-х років XXI століття слід очікувати зростання атмосферного тиску в регіоні Антарктичного півострова порівняно з 80-90-ми роками. Травневий тренд показує на чітке зменшення атмосферного тиску у найближчі 10-20 років порівняно з 90-ми роками XX-го століття.
16. Зміна баричного режиму визначеної області взимку (червень, липень, серпень) по структурі тренду вказує на те, що тільки у червні атмосферний тиск буде зростати (порівняно з 1989 р.), а у липні зменшення атмосферного тиску спостерігається з 50-х років. У серпні тиск буде різко зменшуватися протягом найближчих 10-20 років порівняно з 80-ми роками XX-го століття.
17. Отримані тренди в рядах головних компонент атмосферного тиску весняного сезону дають підставі вважати, що тільки у вересні до 2030-2040 рр. різких змін у баричному режимі не буде спостерігатися. У жовтні збережеться падіння атмосферного тиску, що зафіксовано з 50-х років XX століття, а у листопаді – зростання атмосферного тиску (порівняно з 1989-1990 рр.) в регіоні Антарктичного півострова.
18. Аналіз лінійних трендів показує, що з другої половини XX-го століття і по теперішній час в районі дослідження відбувається падіння атмосферного тиску у січні, березні, квітні, травні, червні, липні, серпні, жовтні та листопаді; у лютому, навпаки – він зростає. Лінійний тренд у вересні підкреслює незмінність атмосферного тиску протягом 40-ка років, що розглядалися, і ця тенденція буде продовжуватися.

19. Статистична структура детермінованої основи перших головних компонент атмосферного тиску визначеного сектору Південної півкулі має чітко виражену періодичну складову. У детермінованій основі вказаних рядів тільки у травні, червні та жовтні не визначені квазідворічні коливання атмосферного тиску. В інші місяці року вони є переважаючими. З довгоперіодних коливань вдалося встановити наявність в детермінованій основі першої головної компоненти атмосферного тиску трирічні (січень, лютий, березень, квітень), квазіп'ятирічні (серпень, вересень), 8-ми, 10-ти річні коливання. Останні характерні для травня, червня та жовтня.
20. Визначені багаторічні змінення характеру баричного режиму регіону Антарктичного півострова (як одного з внутрішніх кліматоутворювальних факторів), на наш погляд, можуть бути враховані в довгострокових прогнозах погоди для Західної Антарктиди та для вивчення змін і коливань сучасного глобального клімату.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Аверьянов В.Т. Гляциоклиматология Антарктиды. / В.Т. Аверьянов. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 198 с.
2. Брезгин Н.Н. Особенности климата и современного оледенения о. Кинг-Джордж / Н.Н. Брезгин, Л.С. Говоруха // Метеорологические исследования в Антарктике. Труды II Всес. симп. – 1986. – Т4, №II. – С. 31-36.
3. Воронов П.С. Опыт реставрации ледникового щита Антарктиды эпохи максимального оледенения Земли / П.С. Воронов // ИНФ. бюлл. САЭ. – 1960. – № 23. – С. 10-24.
4. Воскресенская Е.Н., Полонский А.Б. Тренды и межгодовая изменчивость параметров крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике. // Метеорология и гидрология, 1993, № 11. – С. 73 - 80.
5. Воскресенский А.И., Чуканин К.И. Основные черты циркуляции атмосферы над Антарктидой // Сборник докладов на Всесоюзном симпозиуме по исследованию климата Антарктиды // Под ред. И.М. Долгина. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – С. 170-176.
6. Гавреленя Е. Статистические характеристики приземной температуры воздуха Антарктического полуострова / Е. Гавреленя, Воронов П.С. Опыт реставрации ледникового щита Антарктиды эпохи максимального оледенения Земли / П.С. Воронов // Инф. бюлл. САЭ–1960. – № 23.–С.10-24.
7. Герман Дж. Р.Голдберг Р.А. Солнце, погода и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 320 с.
8. Гернет Е.С. Ледяные лишай / Е.С. Гернет. – М.: Наука, 1981. – 120 с.
9. Говоруха Л.С. Гляциоклиматологическая характеристика Земли Грейама / Л.С. Говоруха // Бюлетень УАЦ. –1998. – Т. 2. – С. 70-76.
10. Гожик П.Ф. Материковая окраина индоокеанского сектора Антарктиды / Гожик П.Ф. и др. – Киев: ИГН НАН Украины, 1984. – 53 с. – (Препринт / НАН Украины, Ин-т. геолог. наук; 1984-6).
11. Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Школьний Є.П. Клімат і загальна циркуляція атмосфери: Навчальний посібник. – К.: КНТ, 2005. – 251 с.
12. Гончарова Л.Д., Школьний Є.П. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації (збірник задач і вправ): Навчальний посібник.– Одеса, 2007. – 458 с.

13. Гончарова Л.Д. Методи багатовимірного статистичного аналізу метеорологічних полів та атмосферних процесів: Навчальний посібник. – Одеськ. держ. екол-ний. ун-т. – Одеса: ТЕС, 2016.–196 с.
14. Данова Т.Е. Статистические характеристики приземной температуры воздуха прибрежных станций Антарктиды и Антарктического полуострова / Т.Е. Данова, О.М. Прокофьев // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2009. – №1. –С. 189-196.
15. Добрышман Е.М. Динамика экваториальной атмосферы.– Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 228 с.
16. Долганов Л.В. Атмосферные условия Южной полярной области. Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 173 с.
17. Дымников В.П., Филатов А.М. Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов. –Л.: Гидрометеиздат, 1980.
18. Жданов Л.А. Об атмосферной циркуляции над Антарктидой // Метеорологические исследования. – 1966. – № 11. – С. 43-125.
19. Карпішин В.Ю. Багаторічні зміни аномалій температури повітря високих широт Південної півкулі / В.Ю. Карпішин, О.М. Прокоф'єв // Матеріали VII наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. – Одеса: ОДЕКУ, 2008. – С. 90.
20. Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. / Под ред. Крутского Б.А. С.- Петербург. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 200 с.
21. Котляков В.М. Ледовый баланс Антарктиды / В.М. Котляков, К.С. Лосев, И.А. Лосева // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977. – №. 1. – С. 5-15.
22. Луценко Э. И. Годовые колебания термобарических полей в тропосфере северного и южного полушарий // Труды ордена Ленина арктического и антарктического НИИ. – Том 371. –Л.: Гидрометеиздат, 1983. –С. 34-47.
23. Луценко Э. И., Прямикова С. Н., Сарухнян Э. И., Смирнов Н. П. Полугодовые колебания термобарических полей в северном и южном полушариях // Труды ордена Ленина арктического и антарктического НИИ. – Том 371. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – С. 6-18.
24. Макаров К.К., Бардин В.И., Лебедев В.Л., Орлов А.И., Суетова И.А. География Антарктиды. – М.: Мысль, 1968. – 438 с.
25. Мартазинова В.Ф. Атмосферная циркуляция Южной полярной области и климат Антарктического полуострова / В.Ф. Мартазинова, В.Е. Тимофеев, Е.К. Иванова. – К.: АВЕРС, 2010. – 92 с.
26. Маршунова М.С. Об изменчивости солнечной радиации в Антарктиде //

- Тр. ААНИИ, 1976. –Т. 328. – С. 93-105.
27. Маршунова М.С. Режим коротковолновой радиации в Антарктиде по результатам наблюдений за 20 лет // Сборник докладов на Всесоюзном симпозиуме по исследованию климата Антарктиды // Под ред. И. М. Долгина. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – С. 11-19.
 28. Молодых В. А. Об изменениях среднемесячных температур воздуха в Северной Америке с периодом около 20-ти лет // Тр. ГГО. –1986. – Вып. 503. – С. 142-148.
 29. Остапенко П.Д. Атмосферные процессы в высоких широтах южного полушария. - М.: Изд-во академии наук СССР, 1960. – 283 с.
 30. Петров В.Н. Атмосферное питание ледникового покрова Антарктиды / В.Н. Петров. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 152 с.
 31. Полонский А. Б., Воскресенская Е. Н. Низкочастотная изменчивость меридиональных дрейфовых переносов в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 7. – С. 89-99.
 32. Полонский А.Б. О десятилетней изменчивости в системе океан-атмосфера. // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 5. – С. 55-63.
 33. Прокоф'єв О.М. Взаємний спектральний аналіз глобальних кліматичних індексів та приземної температури повітря станцій Антарктиди / О.М. Прокоф'єв // Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – Вип. 6. – С. 93-101.
 34. Русин Н.П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 448 с.
 35. Цветков А.В., Сазонов Б.И. О квазипериодических колебаниях в некоторых климатических характеристиках Азиатского региона // Труды ГГО. – 1986. – Вып. 503. – С. 148-156.
 36. Швердфегер В. Климат Антарктиды / В. Швердфегер В. // Климат полярных районов. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – С. 318-434.
 37. Школьний Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: Підручник.- К.: Міністерства освіти України, 1999. – 600 с.
 38. Энциклопедия «Кругозор». Разделы Арктика и Антарктика.
 39. Anisimov O.A. Polar regions (Arctic and Antarctic) / O.A. Anisimov [et al.] // Climate change. – Cambridge. – 2007. – V. 15. – P. 653-685.

40. Bard E. Frank M. Climate change and solar variability: what's new under the sun? / E. Bard, M. Frank // *Earth planet sci.let.* – 2007. – V.248. – P. 1-14.
41. Bartels J. Collection of geom. Planetary index Kp and denived daily index Ap and Cp / J. Bartels // *IAGA bull.* – 1962. – V.18. – P. 153-165.
42. Courtillot V. Are there connections between Earth's magnetic field and climate? / V.Courtillot, Y.Gallet, F.Fluteau, A.Genevey // *Earth planet sci.let.* – 2007. – V.253. – P. 328-339.
43. Courtillot V. Gallet Y. Fluteau F. Genevey A. Response to Comment on “Are there connections between Earth's magnetic field and climate? *Earth planet/* V.Courtillot, Y.Gallet, F.Fluteau, A.Genevey // *Sci let.*, in press. – 2008. – V. – 265. P. 308-311.
44. Davis C.H. Snowfall-driven growth in East Antarctic ice sheet mitigates recent sea-level rise / C.H. Davis [et al.] // *Science.* – 2005. – V. 308, № 5730. – P. 1898-1901.
45. Payne A.J. Recent dramatic thinning of largest West Antarctic ice stream triggered by oceans / A.J. Payne [et al.] // *Geophysical Research Letters.* – 2004. – V. 31, № 23. – P. 401.
46. Rogers J.C. Spatial variability of Antarctic temperature anomalies and their association with the Southern Hemisphere atmospheric circulation / J.C. Rogers // *Annals of the Association of American Geographers.* – 1983. – V. 73, № 4. – P. 502-518.
47. Saes de Adana F. Javier, Colucci Stephen J. (Department of Earth and Atmospheric Scienes, Cornell University, Ithaca, New York). *J.Atmos. Sci.* – 2005. – № 5. – p. 1614-1625.
48. Shepherd A. Warm ocean is eroding West Antarctic ice sheet / A. Shepherd, D. Wingham, E. Rignot // *Geophysical Research Letters.* – 2004. – V. 31, № 23. – P. 402.
49. Suzuki Kazue, Yamanouchi Takashi, Hirasava Naohiko, Yasunari Tetzuko (Department of Polar Science, The Graduate University for Advaced Studies, Kaga 1- chome, Itabashi-ku, Tokyo 173-8515). *Polar Meteorol. And Glaciol.* – 2004. – № 18. – P. 96-113.
50. Vaughan D.G. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula / D.G. Vaughan [et al.] // *Climatic change.* – 2003. – V. 60, № 3. – P. 243-274.
51. Velicogna I. Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica / I. Velicogna, J. Wahr // *Science.* – 2006. – V. 311, № 5768. – P. 1754-1756.

52. Wingham D.J. Mass balance of the Antarctic ice sheet / D.J. Wingham [et al.] // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. – 2006. – V. 364, № 1844. – P. 1627-1635.
53. Zhengqiu Z. Recent variations of Antarctic temperature, sea-ice and ozone / Z. Zhengqiu // Chinese Journal of Polar Science. – 1999. – V. 10, № 1. – P. 1-9.

Вихідний ряд та детермінована основа
першої головної компоненти
атмосферного тиску на рівні моря
в західній частині Південної полярної області
(січень-листопад).

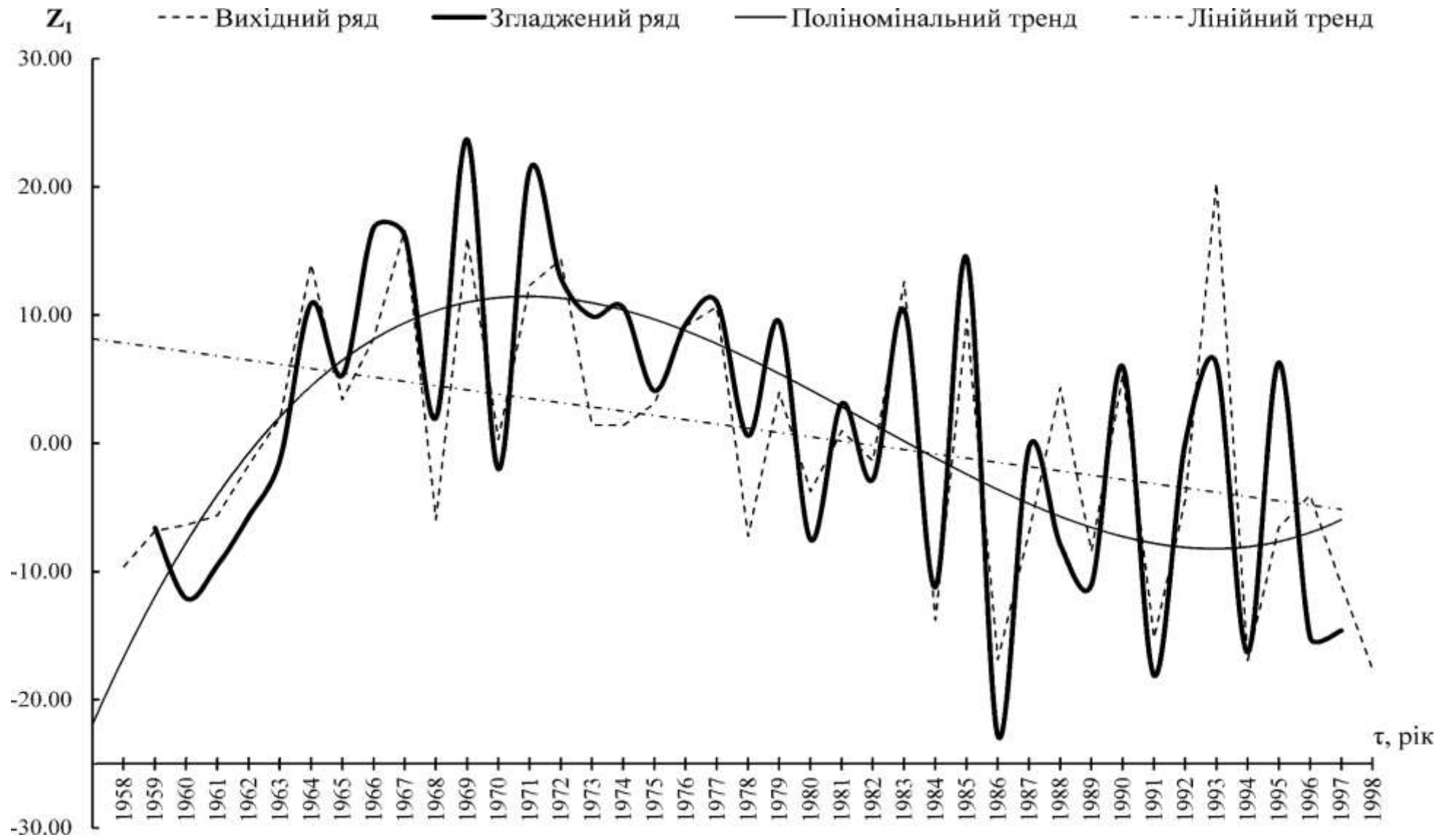


Рисунок А.1 – Січень

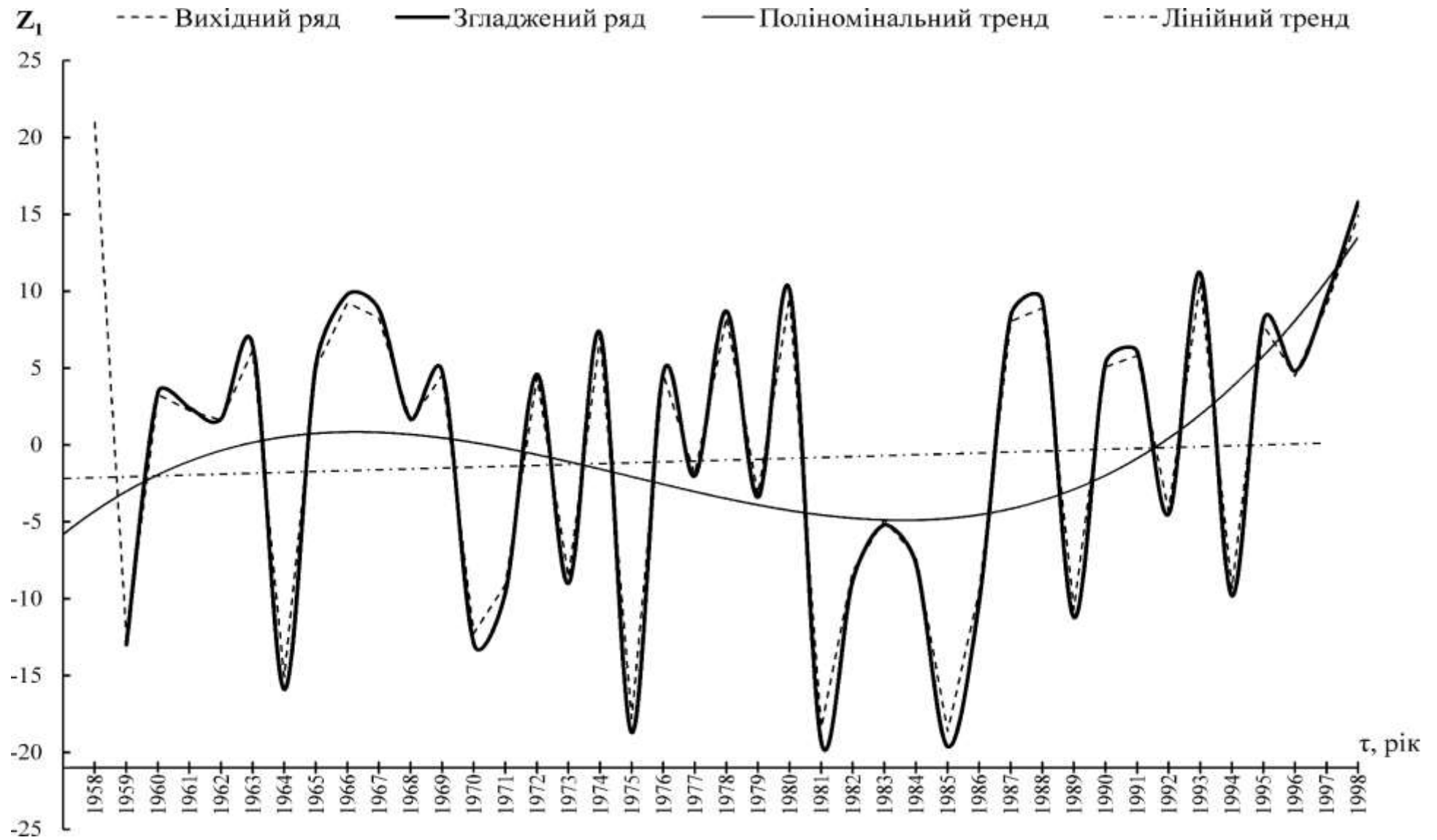


Рисунок А.2 – Лютий

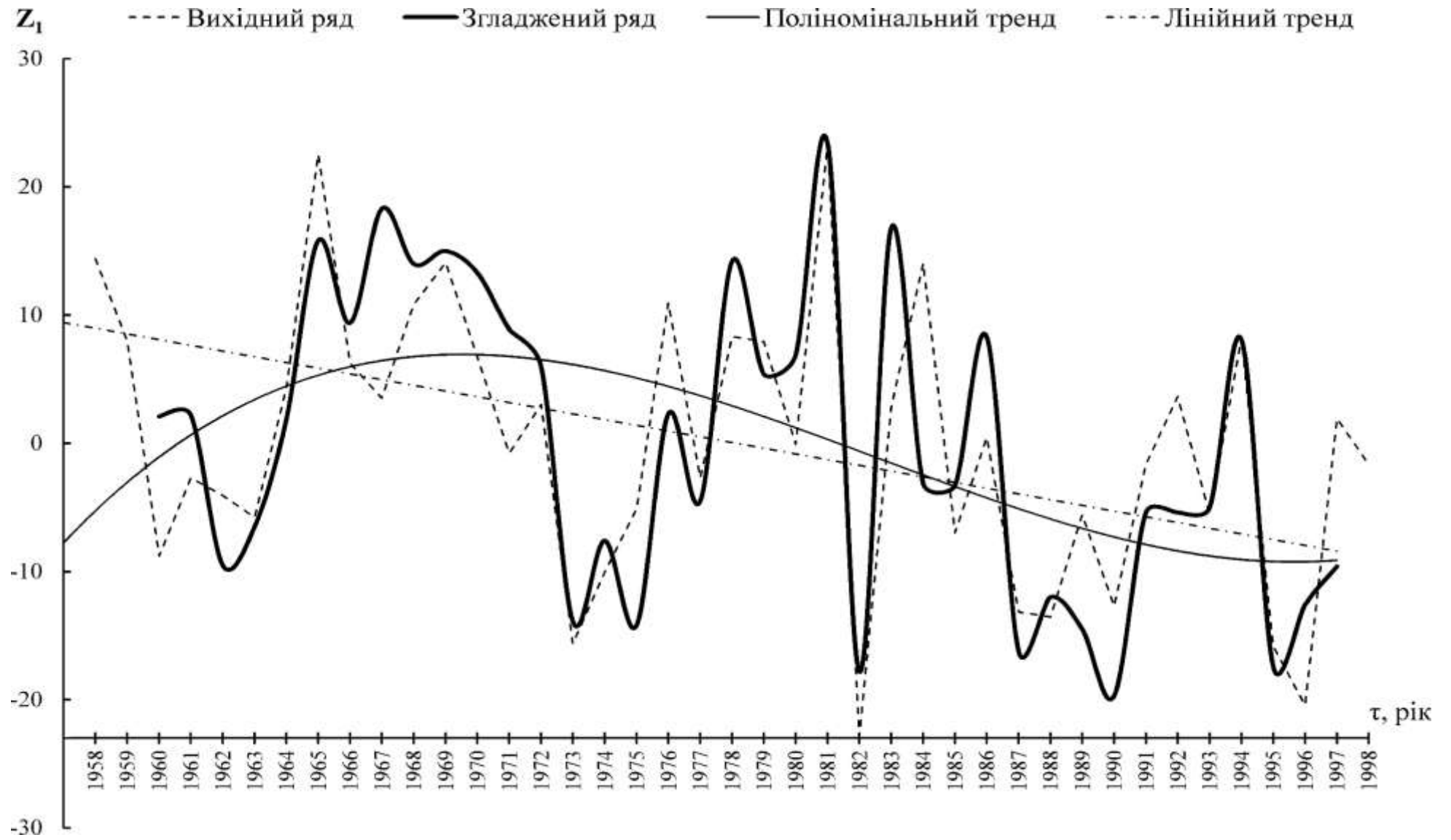


Рисунок А.3 – Березень

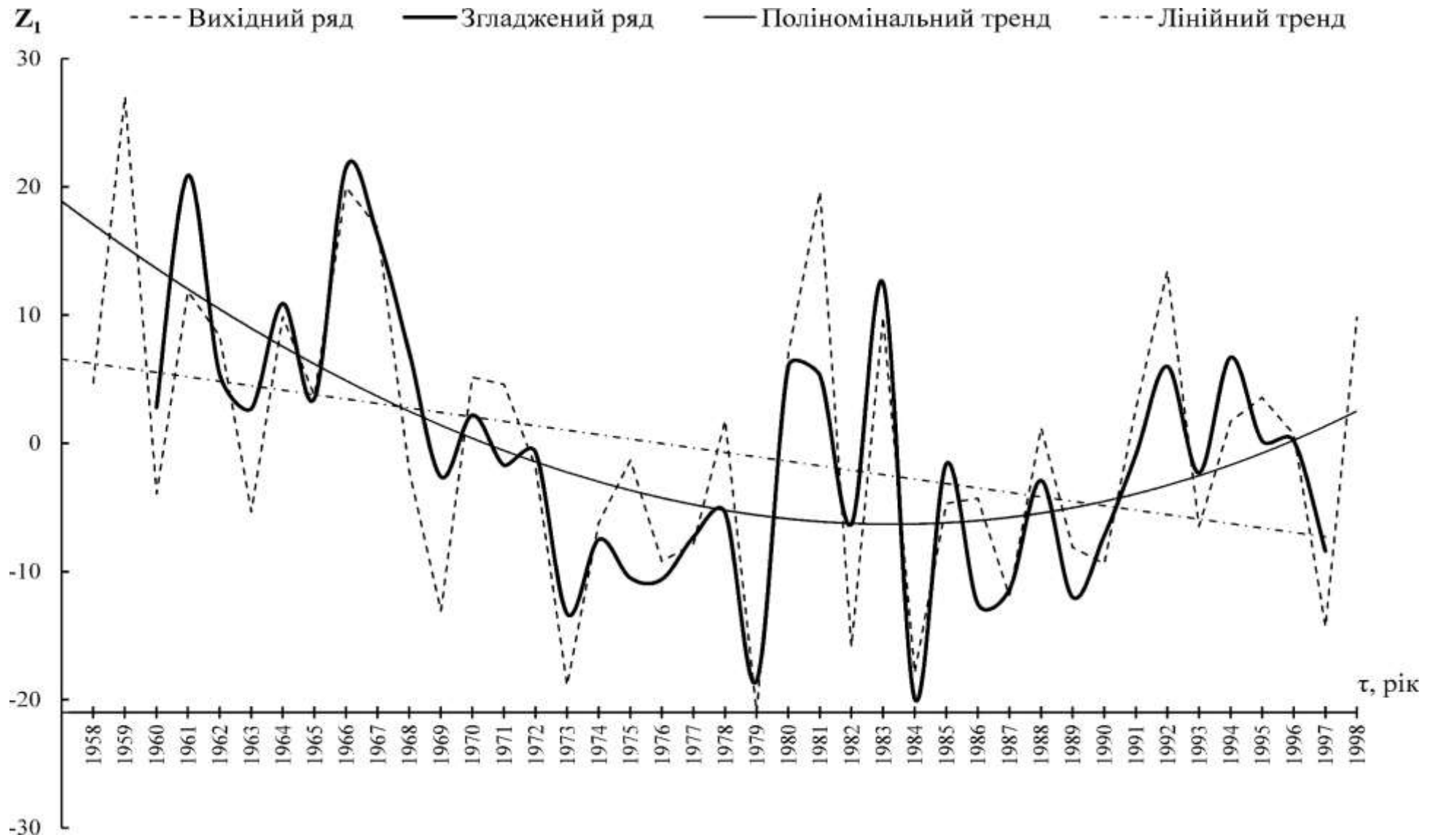


Рисунок А.4 – Квітень

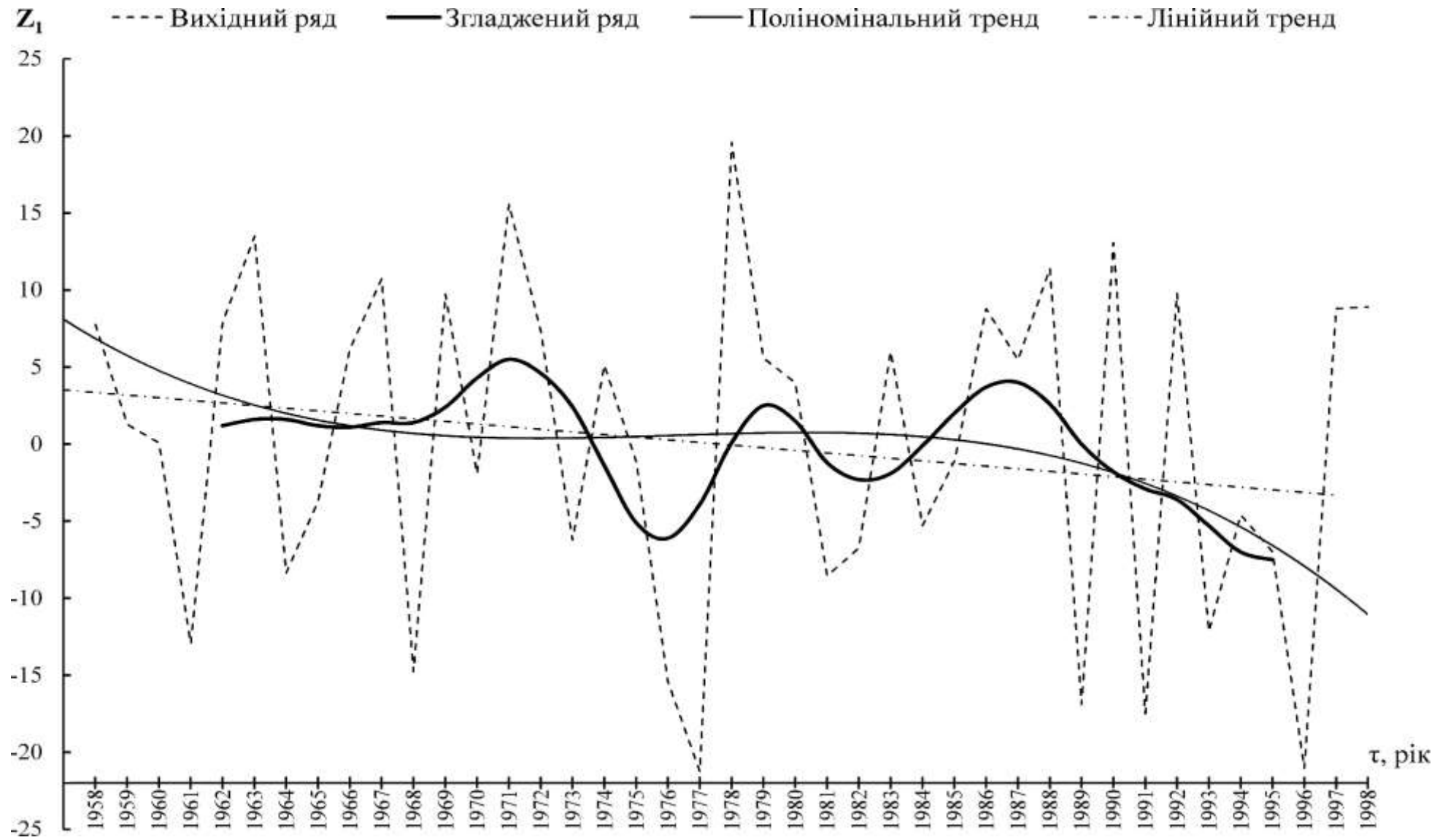


Рисунок А.5 – Травень

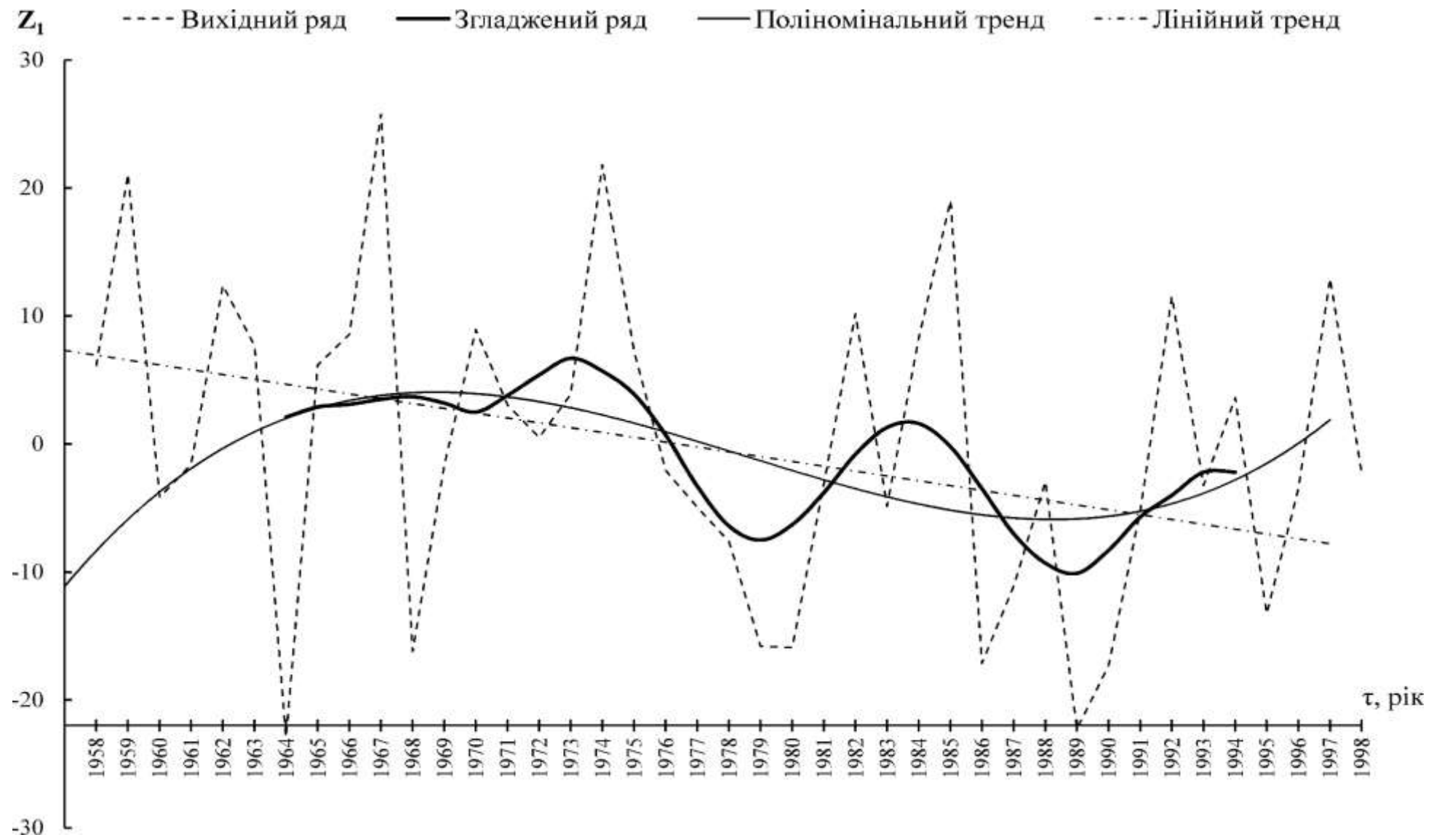


Рисунок А.6 – Червень

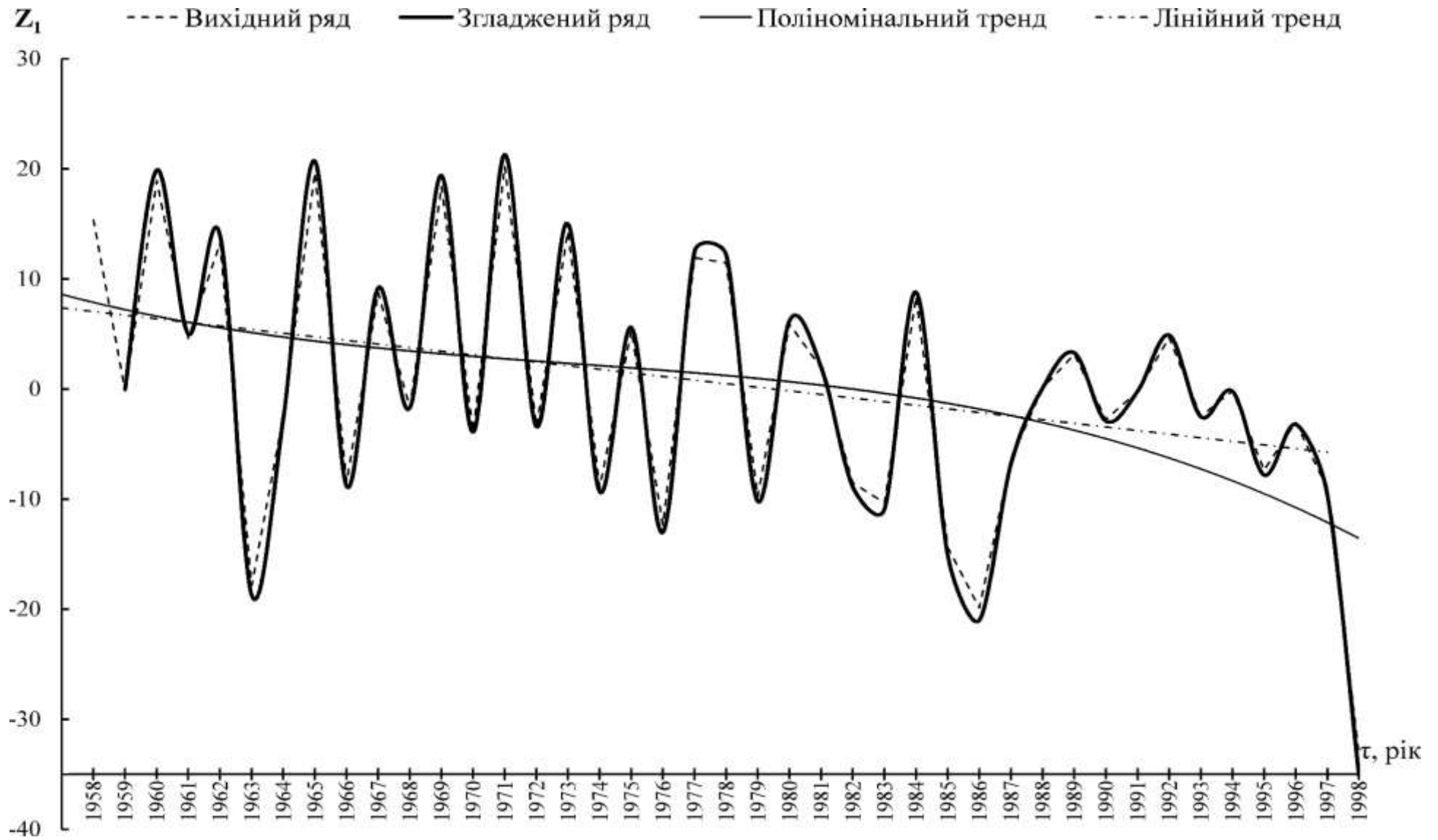


Рисунок А.7 – Липень

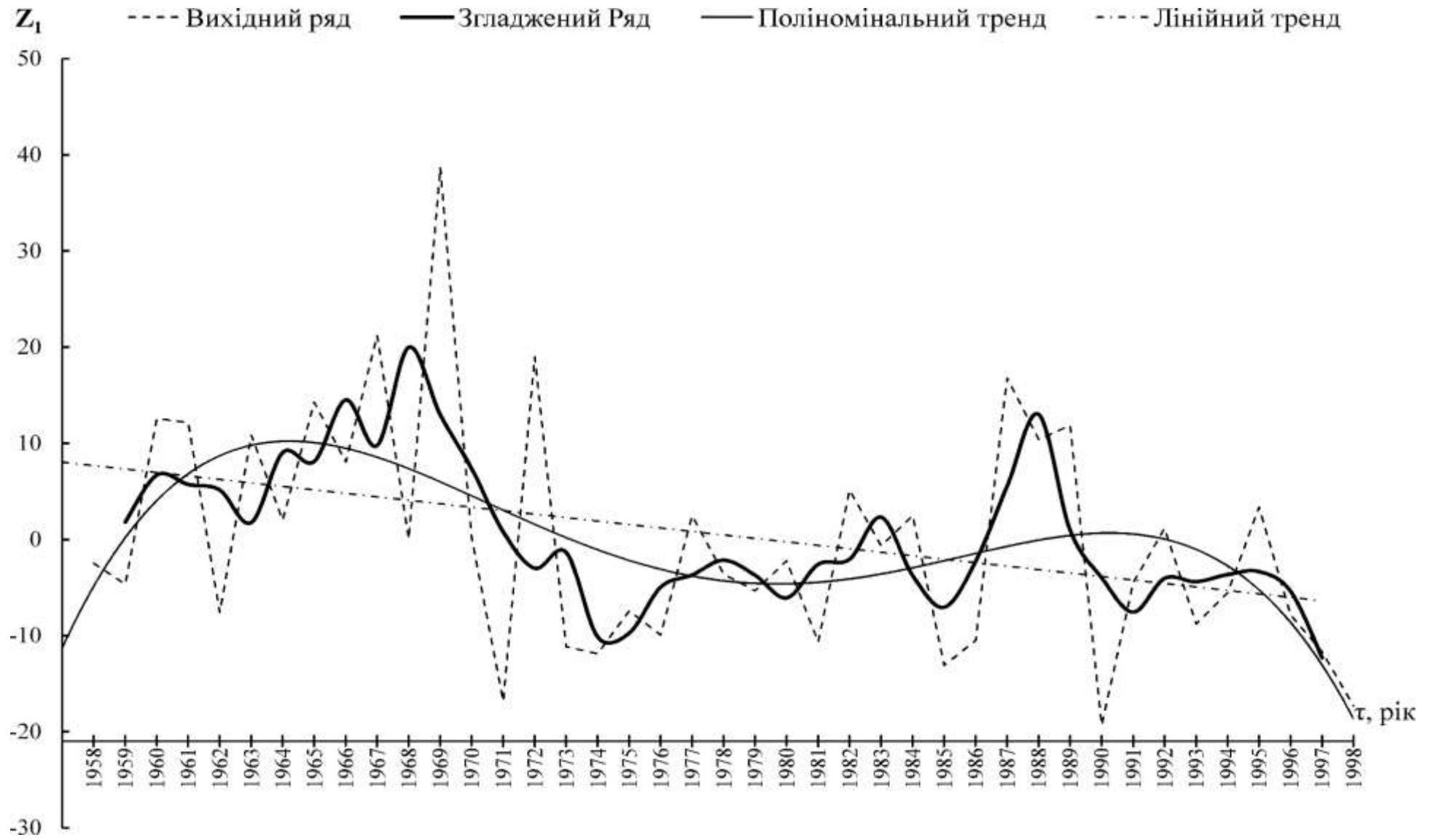


Рисунок А.8 – Серпень

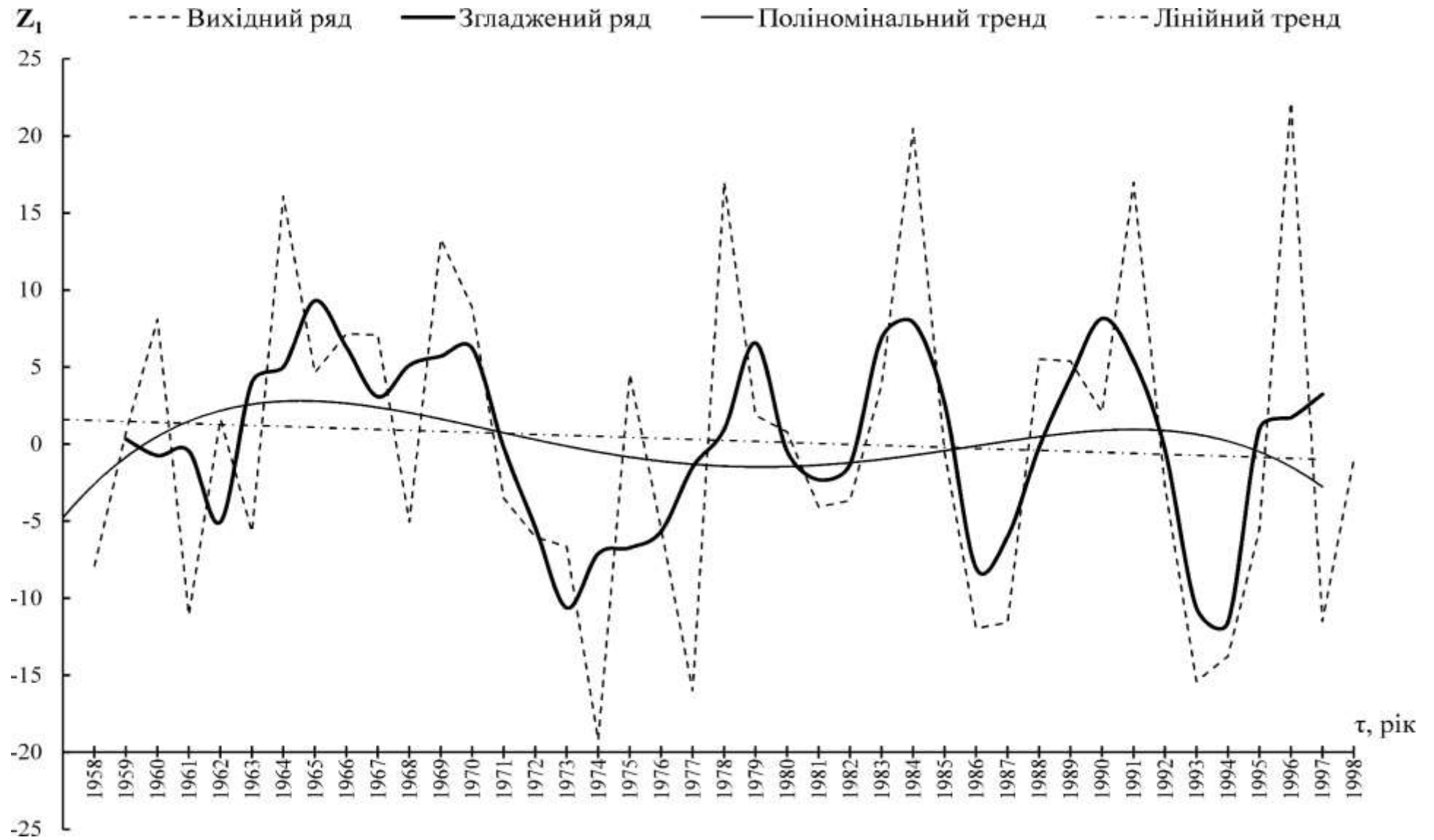


Рисунок А.9 – Вересень

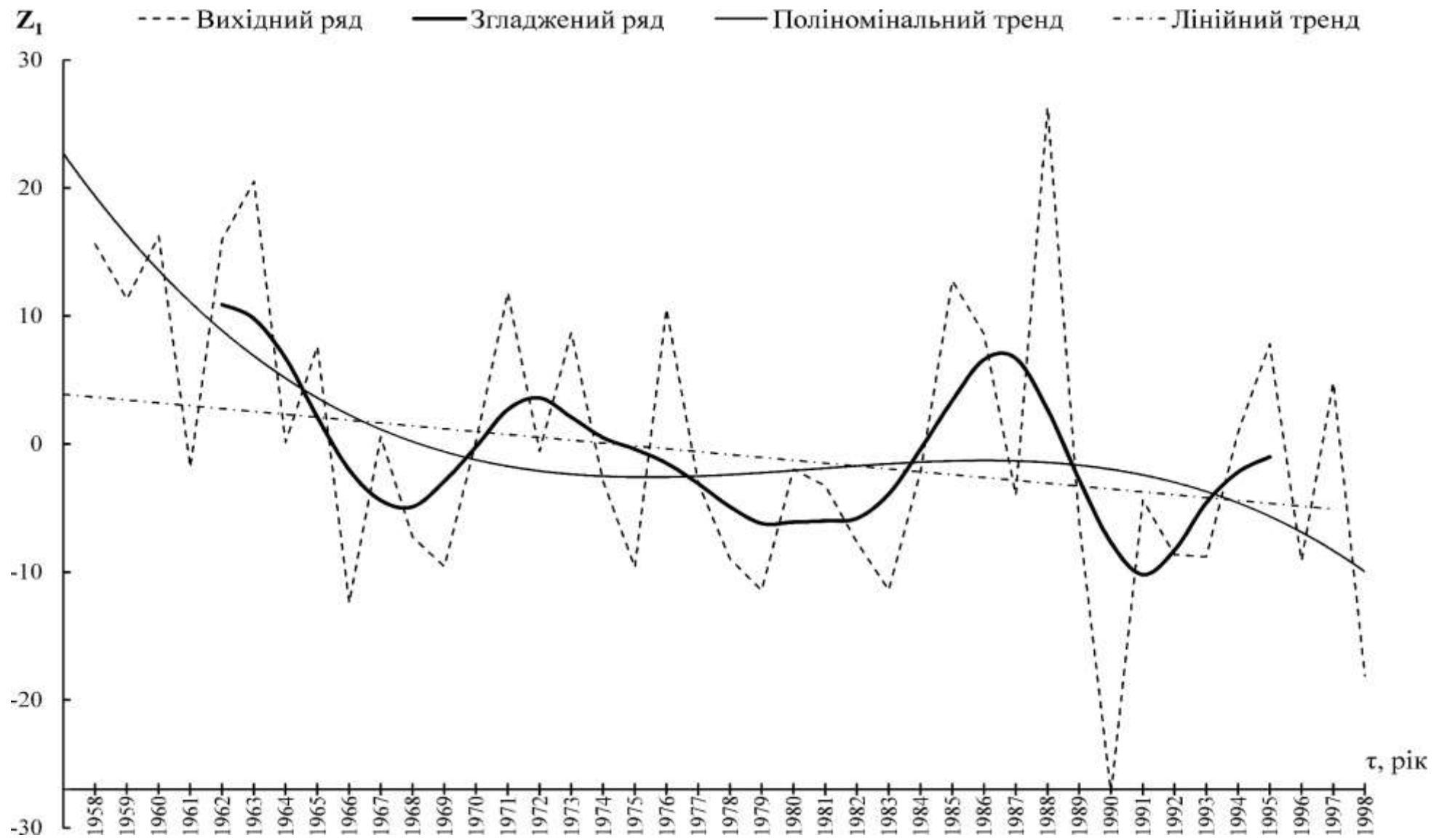


Рисунок А.10 – Жовтень

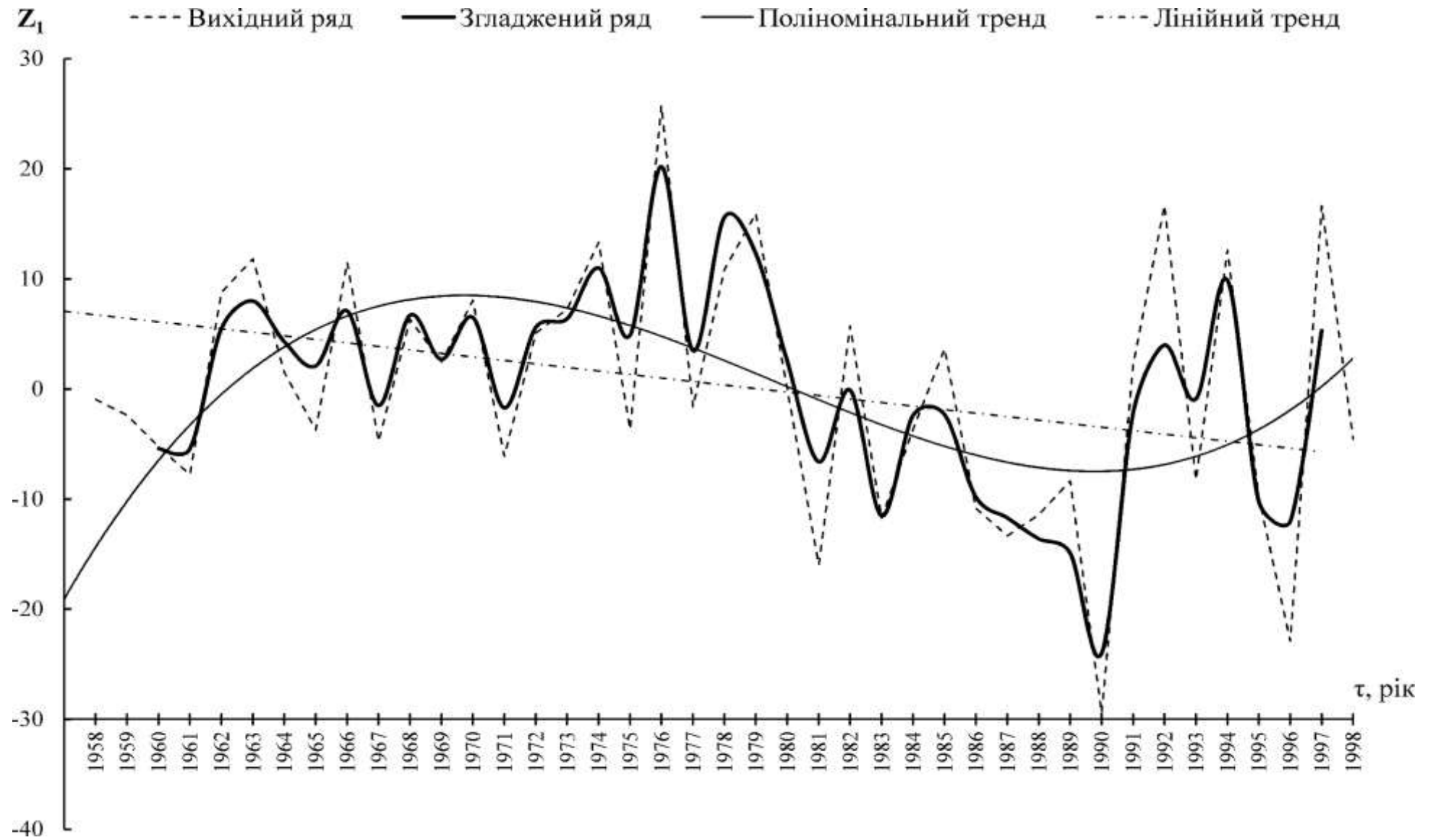


Рисунок А.11 – Листопад