

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий  
гідрометеорологічний інститут  
Кафедра метеорології та кліматології

**Кваліфікаційна робота магістра**

на тему: Багаторічна динаміка метеорологічного режиму  
Західної Антарктиди

Виконав студент 2 курсу групи МНЗ-1М  
Спеціальності 103 «Науки про Землю»  
Освітня програма  
«Метеорологія і кліматологія»  
Черній Наталія Костянтинівна

Керівник канд. геогр. наук, доцент  
Прокоф'єв Олег Милославович

Рецензент д-р геогр. наук, доцент  
Овчарук Валерія Анатоліївна

Одеса 2022

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий гідрометеорологічний інститут

Кафедра Метеорології та кліматології

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 103 “Науки про Землю”

(шифр і назва)

Освітня програма Метеорологія і кліматологія

(назва)

**ЗАТВЕРДЖУЮ**

Завідувач кафедри  
метеорології та кліматології

Прокоф'єв О.М.

“ 10 ” жовтня 2022 року

**З А В Д А Н Н Я**  
**НА КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ МАГІСТРА**

студенту(ці) Черній Наталії Костянтинівні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Багаторічна динаміка метеорологічного режиму Західної Антарктиди

Керівник роботи Прокоф'єв Олег Милославович, канд. геогр. наук, доцент,

(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом ОДЕКУ від “30” вересня 2022 року № 166-С

2. Строк подання студентом роботи 17 листопада 2022 р.

3. Вихідні дані до роботи Дослідження метеорологічного режиму Західної Антарктиди проводилося за даними, отриманими з сайту Британської Антарктичної служби. Вихідні дані представляють собою середньодобові значення приземної температури повітря за період з 1954 по 2008 рр. (на деяких станціях період спостережень зменшено у зв'язку з відсутністю даних).

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) Проаналізувати тенденції багаторічних змін приземної температури повітря досліджуваного регіону; визначити значущі періоди коливань температури повітря; визначити та проаналізувати трендові складові приземної температури повітря; розрахувати та проаналізувати амплітуди коливань температури повітря за десятирічні періоди; дослідити зв'язок між температурою повітря та глобальними кліматичними індексами за допомогою взаємного спектрального аналізу.

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

Графіки річного ходу приземної температури повітря; графіки міжрічної мінливості приземної температури повітря; гістограма і полігон значущих періодів коливань приземної температури повітря на станціях Західної Антарктиди; діаграми десятирічної зміни приземної температури повітря на станціях Західної Антарктиди; графіки статистичних оцінок взаємної спектральної щільності середньомісячної температури повітря та індексу SOI.

## 6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 10 жовтня 2022 р.

## КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Огляд літературних джерел за темою кваліфікаційної роботи.	10.10.2022 р.	78	добре
2	Формування бази даних по приземній температурі повітря та індексу ЕПДК.	11.10.2022 р. - 14.10.2022 р.	72	задовільно
3	Розрахунок та аналіз статистичних характеристик приземної температури повітря.	15.10.2022 р. - 22.10.2022 р.	80	добре
4	Розрахунок трендової складової приземної температури повітря та аналіз особливостей багаторічних змін приземної температури повітря.	23.10.2022 р. - 02.11.2022 р.	70	добре
5	<b>Рубіжна атестація</b>	<b>01.11.2022 р. - 05.11.2022 р.</b>	<b>75</b>	<b>добре</b>
6	Розрахунок амплітуди коливань приземної температури повітря, аналіз їх динаміки.	03.11.2022 р. - 07.11.2022 р.	80	добре
7	Дослідження та аналіз глобальних статистичних взаємозв'язків між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та індексу SOI за допомогою взаємного спектрального аналізу.	08.11.2022 р. - 16.11.2022 р.	70	задовільно
8	Узагальнення отриманих результатів. Оформлення остаточної електронної версії роботи та передача її на процедуру встановлення ступеня оригінальності, відсутності ознак плагіату.	17.11.2022 р.	75	задовільно
9	Перевірка роботи на плагіат, складення протоколу і висновку керівника. Підписання авторського договору.	18-20.11.2022	-	-
10	Підготовка презентаційного матеріалу.	-	-	-
	<b>Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)</b>	-	<b>75</b>	<b>добре</b>

Студент \_\_\_\_\_ Черній Н.К.  
( підпис ) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи \_\_\_\_\_ Прокоф'єв О.М.  
( підпис ) (прізвище та ініціали)

## АНОТАЦІЯ

**Тема магістерської кваліфікаційно роботи** "Багаторічна динаміка метеорологічного режиму Західної Антарктиди"

**Автор:** Черній Наталія Костянтинівна

**Актуальність.** Актуальність теми визначається необхідністю постійного моніторингу метеорологічного режиму Антарктиди та його динаміки в світлі сучасних кліматичних змін.

**Мета дослідження** – дослідження динаміки метеорологічного режиму на станціях Західної Антарктиди та її зв'язку з глобальними кліматичними індексами.

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

- розрахування статистичних характеристик приземної температури повітря у Західній Антарктиді;
- аналіз динаміки приземної температури повітря у Західній Антарктиді;
- визначення кореляційного зв'язку між SOI та приземною температурою повітря.

**Об'єкт дослідження:** метеорологічний режим Західної Антарктиди.

**Предмет дослідження:** середньомісячні значення приземної температури повітря, отримані за допомогою радіозондування атмосфери на станціях Західної Антарктиди.

**Методи дослідження:** методи багатовимірної статистичного аналізу, методи дослідження випадкових функцій, кореляційний аналіз.

**Наукова новизна отриманих результатів** полягає в комплексному статистичному дослідженні просторово-часових особливостей метеорологічного режиму Західної Антарктиди 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.

**Структура і обсяг роботи:** магістерська робота в обсязі 72 сторінок складається з вступу, 3 розділів, висновків, переліку посилань з 11 джерел і містить 33 рисунки та 12 таблиць.

**Перелік ключових слів:** приземна температура повітря, Західна Антарктида, аномалії, SOI, взаємний спектральний аналіз.

## ANNOTATION

**Theme of the master's qualification work** "Long-term dynamics of the meteorological regime of Western Antarctica"

**Author:** Cherney Nataliya

**Relevance.** The relevance of the topic is determined by the need for constant monitoring of the meteorological regime of Antarctica and its dynamics in the light of modern climate changes.

**The purpose of the study** – analysis of the dynamics of the meteorological regime at stations in Western Antarctica and its connection with global climate indices.

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

- calculation of statistical characteristics of surface air temperature in Western Antarctica;

- analysis of surface air temperature dynamics in Western Antarctica;

- determining the correlation between SOI and surface air temperature.

**Object of study:** meteorological regime of Western Antarctica.

**Subject of study:** average monthly values of the surface air temperature, obtained with the help of radio sounding of the atmosphere at stations in Western Antarctica.

**Research methods:** methods of multivariate statistical analysis, methods of studying random functions, correlation analysis.

**The scientific novelty of the obtained results** consists in a comprehensive statistical study of the spatio-temporal features of the meteorological regime of Western Antarctica under conditions of global climate change.

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

**Structure and scope of work:** the master's thesis in the amount of 72 pages consists of an introduction, 3 chapters, a list of references from 11 sources and contains 33 figures and 12 tables.

**List of keywords:** surface air temperature, Western Antarctica, anomalies, SOI, mutual spectral analysis.

## ЗМІСТ

ВСТУП .....	6
1 МЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ ТА КЛІМАТ АНТАРКТИДИ .....	8
1.1 Фізико-географічна характеристика досліджуваної території.....	8
1.2 Водяні простори Антарктики і Субантарктики .....	16
1.3 Температура повітря та підстильної поверхні Антарктиди .....	18
2 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ ЗАХІДНОЇ АНТАРКТИДИ.....	28
2.1 Характеристика вихідної інформації.....	28
2.2 Багаторічні зміни приземної температури станцій Західної Антарктиди .....	29
2.3 Порівняльний аналіз температурних характеристик станцій Західної Антарктиди.....	37
2.4 Десятирічні зміни приземної температури повітря станцій Західної Антарктиди.....	43
2.4.1 Берегова зона Антарктиди .....	44
2.4.2 Зона шельфового льоду.....	45
3 ЗВ'ЯЗОК ПРИЗЕМНОЇ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ НА СТАНЦІЯХ ЗАХІДНОЇ АНТАРКТИДИ З ІНДЕКСОМ SOI .....	50
3.1 Взаємний спектральний аналіз двох випадкових процесів.....	50
3.2 Взаємний спектральний аналіз між приземною температурою повітря станцій Антарктиди та SOI.....	56
3.3 Взаємозв'язок середньомісячних значень температури повітря на станціях Антарктиди та SOI.....	66
ВИСНОВКИ.....	69
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	72

## ВСТУП

В кваліфікаційній роботі магістра на тему: «Багаторічна динаміка метеорологічного режиму Західної Антарктиди» надається загальна характеристика температурного режиму прибережних станцій Західної Антарктиди, а також проводиться дослідження взаємозв'язку середньомісячних значень температури повітря на станціях Західної Антарктиди та SOI.

У наш час вивчення полярних районів набуває величезного значення, ймовірно, що метеорологія і кліматологія саме полярних районів допоможуть зрозуміти механізм зміни клімату на нашій планеті.

Кліматичні зміни в значній мірі впливають на стан природного середовища, суспільства і економіки. В даний час в різних країнах розробляються таблиці індикаторів, які можуть бути використані для відстеження (моніторингу) кліматичних змін на території країни і віддзеркалення впливу цих змін на навколишнє середовище, більш того, у ряді країн вже розроблені документи, що містять індикатори стійкого розвитку держави, що включають і індикатори кліматичної мінливості.

Значення глобальних кліматичних індексів розраховуються по певним методикам і їх значення (історичні і оперативні) представлені на WEB сайтах провідних світових кліматичних центрів.

Індекс, який використовується в роботі – SOI є стандартизованою різницею нормалізованих середньомісячних аномалій тиску на станціях Таїті і Дарвін. Він використовується для ідентифікації явища ЕПДК.

В якості матеріалу дослідження для кваліфікаційної роботи магістра послужили багаторічні середньомісячні значення приземної температури повітря берегових станцій Західної Антарктиди. Оскільки метою роботи є дослідження і аналіз багаторічної динаміки метеорологічного режиму Антарктичного узбережжя, то для дослідження були використані всі доступні

дані по всіх існуючих або коли-небудь існуючих станціях, які проводили на Антарктичному материку виміри метеорологічних величин.

В роботі були застосовані наступні методики: – аналіз тенденцій багаторічних змін, розрахунок статистичних характеристик, – визначення значущих періодів коливань приземної температури повітря; аналіз середніх десятилітніх значень температури повітря, а також взаємний спектральний аналіз середньомісячних значень приземної температури повітря та SOI.





Майже вся Антарктида розташована на південь від Південного полярного кола ( $66^{\circ} 33'$  пд. ш.), який відстоїть від Південного полюса на 2600 км. Південний полярний круг є межею, на південь від якої Сонце не підіймається над горизонтом під час зимового сонцестояння (21 червня) і не заходить за горизонт під час літнього сонцестояння (21 грудня). У напрямку до полюса тривалість полярного дня і полярної ночі зростає, досягаючи на Південному полюсі в тому і іншому випадку півроку [1, 2].

В Антарктиді за межі Південного полярного круга виходять тільки Антарктичний п-ів, що тягнеться майже до південного краю Південної Америки, і деякі миси на протилежній стороні материка. В двох місцях берегова лінія материка вдається далеко на південь, утворюючи море Роса в Тихоокеанському і море Уедделла в Атлантичному секторах.

Антарктида підрозділяється на дві крупні частини, істотно що розрізняються по геологічній будові і особливостям рельєфу. Східна Антарктида займає велику частину материка і має форму майже правильного півкола. На суші її обмежують Трансантарктичні гори, що тягнуться від мису Адер до Землі Котса. Східна Антарктида знаходиться приблизно між  $170^{\circ}$  сх. д. і  $30^{\circ}$  з. д. Західна Антарктида має набагато меншу площу, і значну її частину займає Антарктичний п-ів.

На захід від Грінвічського меридіана ( $0^{\circ}$ ) знаходяться наступні райони. Між  $10^{\circ}$  і  $35^{\circ}$  з. д. тягнеться Земля Котса. В південній частині моря Уедделла розташовані шельфові льодовики Фільхнера і Ронне, що примикають до Землі Едіт Ронне. На захід від цього району між  $60^{\circ}$  і  $110^{\circ}$  з.д. лежить Земля Елсуерта. В цьому секторі багато окремих гірських вершин – нунатаків, що підносяться над поверхнею льоду, а вища точка Антарктиди – масив Вінсон (4897 м) був приурочений до хребта Сентініел. На схід від Землі Елсуерта розташований Антарктичний п-ів, а західніше – Земля Мері Берд. На захід від Землі Мері Берд тягнеться обширний шельфовий льодовик Роса, який виходить до моря Роса. Антарктичний п-ів і Земля Мері Берд є як би відособленою областю

Антарктиди, оскільки підшва льодовикового щита між льодовиками Ронне і Роса була прогнута нижче за рівень моря. Якби тут розтанув весь лід, Земля Мері Берд відділилася б протокою від решти Антарктиди. На захід від моря Роса розташована Земля Вікторії, край величних льодовиків, що спускаються до моря з гір заввишки 3000 – 4500м [2].

Земля Уїлкса, розташована між  $150^{\circ}$  і  $90^{\circ}$  сх.д., займає приблизно  $1/5$  всієї площі Антарктиди. Тут вивідні і шельфові льодовики утрудняють пересування дослідницьких загонів. В морі недалеко від берега напроти Землі Уїлкса знаходиться Південний магнітний полюс. Його зразкові координати  $65^{\circ}$  пд. ш. і  $140^{\circ}$  з.д. Квадрант між  $0^{\circ}$  і  $90^{\circ}$  з.д. включає Землю Королеви Мод, Землю Ендербі, Беріг Мак-Робертсона і Американську піднесеність.

Антарктичні моря Роса, Уедделла, Беллінсгаузена і Амундсена мають зручні добре укриті підходи до материка.

Антарктида – крижаний континент, де зосереджено приблизно 30 млн. км<sup>3</sup> льоду, або 90% всіх льодів суші. Середня потужність льоду 2500–2800 м, а максимальна в деяких районах Східної Антарктиди –4800 м. Найбільша висота крижаної поверхні в Східній Антарктиді перевищує 4100м над рівнем моря.

Тільки 2% території Антарктиди вільні від льоду – головним чином в західній частині материка і Трансантарктичних горах. Це або ділянки побережжя, або окремі гребені і вершини (нунатаки), що підносяться над крижаною поверхнею.

Льодовиковий покрив має в цілому куполовидну форму, причому крутизна поверхні зростає у напрямку до побережжя, де зосереджені кінці вивідних льодовиків і шельфові льодовики або крижані уступи. В місцях отелення айсбергів витрата льоду оцінюється в 2500 км<sup>3</sup> в рік. Антарктичні айсберги вражають своїми розмірами, рекордними для Землі. Так, наприклад, один з них, що утворився на початку 1990-х років, досягав в довжину 154 км, а завширшки – 35 км.

Антарктичні льоди нагромаджувалися протягом багатьох сотень тисяч літ, і в них була відображена історія формування земної атмосфери. В Антарктиді були пробурені три глибокі свердловини: на станції Берд в 1968 глибиною 2160 м, на станції Схід в 1991 глибиною 2600 м і на побережжі Східної Антарктиди на станції Лоу-Будинок в 1993 глибиною 1200 м [2].

Влітку льодовиковий покрив збільшується на 3–4 млн. кв. км за рахунок розростання шельфових льодовиків, особливо навкруги Антарктичного п-ва і в морі Роса. Взимку океан навкруги Антарктиди замерзає. Таким чином формуються морські льоди на площі біля 17 млн. кв. км, які тануть в кінці весни – початку літа.

Східна Антарктида є стародавній кратон, породи якого на Землі Ендербі утворилися майже 4 млрд. років тому. Поверхня кристалічного фундаменту, що залягає переважно на невеликій висоті над рівнем моря, була вихолоджена. Вік порід фундаменту, як правило, коливається в межах 2,5–2,8 млрд. років. Фундамент утворився в ході декількох крупних етапів орогенезу, що знайшло віддзеркалення в складі і будові складаючих порід. Близько 1,1–1,4 млрд. років тому в Східній Антарктиді відбувалося формування гранітів шляхом упродовження і виверження розплавленої магми [2].

Після того, як був сформований фундамент, протягом довгого часу відбувалося опадонакопичення в морських і континентальних умовах. Головна опадова свита (група Бікон) включає різноманітні породи, складаючи живописні вершини і скелясті схили Трансантарктичних гір. Багато хто з цих гірських порід сформувався 350–190 млн. років тому і містять викопні залишки рослин і тварин, включаючи динозаврів і земноводних (наприклад, *Lystrosaurus*). Це свідчить про те, що природні обстановки того часу дуже сильно відрізнялися від сучасних, хоча Південний полюс тоді знаходився або на території самої Антарктиди, або поблизу неї. Льодовикові відкладення найбільш характерні для періоду 320–280 млн. років тому, коли Антарктида вперше перемістилася в полярний район.

Крупною геологічною подією, що завершила період формування гірських порід групи Бікон, з'явилася інтрузія величезної маси сірої гірської породи долерита. Подібні гірські породи були знайдені також в Тасманії і інших районах, які ніколи входили до складу стародавнього суперконтиненту Гондвана.

Західна Антарктида в цілому більш молода і більш розчленована територія із значними висотами над рівнем моря. Наприклад, хребет Сентініел з його башенковидними вершинами складається з окремих блоків, деякі з них виникли під час етапу горотворення, зв'язаного з розпадом Гондвани, а інші – під час занурення плити в південно-східній частині Тихого океану під Антарктичний пів. Утворення багатьох гірських порід було пов'язано з вулканічною діяльністю, максимальна активність якої доводилася на період 180–110 млн. років тому.

Гіпотеза про існування стародавнього обширного суперконтиненту, до складу якого входила і Антарктида, була підтверджена знахідкою зразка з відбитками стародавньої викопної рослини з р. *Glossopteris*, характерного для флори Гондвани (цей зразок був знайдений в наметі Роберта Ф.Скотта, загиблого по дорозі назад з Південного полюса в 1912).

Роздроблення Гондвани здійснювалося у декілька етапів, які добре були вивчені. Африка і Південна Америка почали розділятися одночасно з утворенням Атлантичного океану приблизно 130 млн. років тому. Індія виділилася дещо пізніше, приблизно 120 років тому. Останніми відділилися Австралія і Нова Зеландія – біля 86 млн. років тому. Розпад Гондвани привів до ізоляції Антарктиди. Навкруги неї сформувалася океанічна циркуляція, клімат материка ставав все холоднішим і відповідно, розвивалося покривне заледеніння [2].

Сучасний льодовиковий покрив Антарктиди сформувався декілька мільйонів років тому. Передуюча заледенінню геологічна історія реконструюється за наслідками вивчення безлічі невеликих оголень корінних порід і кернів, відібраних при бурінні морського дна. Отримані дані свідчать,

що материк, на якому виростала рослинність, споріднена тієї, яка зараз розвивається у вологих лісах помірного пояса Південної півкулі (на Тасманії, Новій Зеландії, півдні Південної Африки), перетворився на льодовий континент.

Антарктида характеризується мінімальною в порівнянні з іншими материками сейсмічною активністю. Перший землетрус там був відзначений тільки в 1985р. Найбільший діючий вулкан – гора Еребус, а інші вогнища вулканізму (на о. Десепшн і гора Мельбурн) знаходяться в стані тимчасового спокою. Ще один діючий вулкан знаходиться під льодовиковим покривом Західної Антарктиди.

Завдяки своєрідному поєднанню географічних умов (перш за все великої висоти над рівнем моря і характеру рельєфу) з особливими умовами атмосферної циркуляції і радіаційними чинниками над територією Антарктиди формуються [3] три основні кліматичні зони, децю висотні кліматичні зони, що нагадують, в інших високогірних областях земної кулі:

1. Внутрішньоматерикова високогірна кліматична зона, що займає всю центральну територію Антарктичного плато і що обмежується ізогієтою 3000—3200 м над р. м.

2. Кліматична зона льодовикового схилу, розташована на північ від внутрішньоматерикової зони і оперізує Антарктиду широкою (700–800 км) смугою. Північна межа цієї зони, співпадаюча з ізогієтою 300–500 м над рівнем моря, місцями підходить майже до самого побережжя.

3. Прибережна кліматична зона, що оздоблює побережжя Антарктиди переважно у вигляді вузької льодовикової смуги, включаючи також вивідні і шельфові льодовики, припай, прибережні острови і оазиси.

Наявність цих зон підтверджується також характером снігонакопичення і розподілом на території Антарктиди складових радіаційного і теплового балансу [3].

Своєрідні умови формування метеорологічного режиму в кожній із зон створюють абсолютно особливий розподіл метеорологічних елементів на території Антарктиди як протягом всього року, так і по сезонах.

Температура і вологість повітря, атмосферний тиск, вітер, осідання і інші метеорологічні елементи розподіляються в Антарктиді абсолютно інакше, ніж в інших областях земної кулі, у тому числі і у високих широтах північної півкулі.

Клімат внутрішньоматерикової високогірної зони можна характеризувати як клімат вічного морозу з найнижчими на земній кулі температурами повітря, ясною погодою і невеликими швидкостями вітру (3–5 м/сек.). Середньорічна температура повітря в цій зоні рівна  $-50 - -60^{\circ}\text{C}$  (середня температура найхолоднішого місяця  $-70 - -72^{\circ}\text{C}$ , а найтеплішого  $-30 - -32^{\circ}$ ). Мінімальні температури можуть тут досягати  $-90^{\circ}\text{C}$ .

Тиск повітря складає в середньому близько 600–620 гПа (450–460 мм), причому найбільші середньомісячні величини тиску доводяться на теплий період року, а якнайменші – на зиму, коли спостерігаються найнижчі температури. Кількість опадів в цій зоні складає 40–50 мм, а за даними останніх експедицій досягає 80 мм

Клімат льодовикового схилу характеризується як клімат вічного морозу, стічного вітру і заметілі. Середньорічні температури повітря в цій зоні залежать від висоти схилу і міняються від  $-20^{\circ}\text{C}$  для прибережних районів до  $-50^{\circ}\text{C}$  для верхніх ділянок схилу, видалених на 700–800 км від побережжя. Середні температури найхолоднішого місяця в цій зоні коливаються, відповідно, від  $-30$  до  $-60^{\circ}\text{C}$ , а найтеплішого – від  $-10$  до  $-20 - -25^{\circ}\text{C}$ . Такі низькі температури тут поєднуються з постійними сильними вітрами з глибини материка, несучий з собою маси снігу. Північна частина цієї зони, співпадаюча з рівнем нижньої межі нижньої хмарності і межею загасання стічних вітрів в літній період часу, характеризується великим відкладенням снігу (до 100–150 см) і великою кількістю випадаючих опадів (до 600 мм). В південній частині зони кількість опадів складає 60 – 120 мм в рік [3].

Клімат прибережної зони не відрізняється однорідністю. В цій зоні можна виділити три кліматичні підзони:

- а) райони побережжя, схильні впливу стічних вітрів;
- б) райони побережжя, що знаходяться зовні впливу стоку (льодовикові шельфи, припай і т. д.);
- в) Антарктичні оазиси і інші вільні від льоду ділянки суші (гірські ланцюги, нунатаки, прибережні острови і т. д.).

Температурний режим у всій зоні приблизно однаковий. Середньорічні температури повітря коливаються від  $-10 - -11^{\circ}\text{C}$  на широті полярного круга до  $-17 - -20^{\circ}\text{C}$  і нижче для більш високих широт. Середні температури найхолоднішого періоду коливаються відповідно від  $-18 - -20$  до  $-25 - -35^{\circ}\text{C}$  і навіть  $-40^{\circ}\text{C}$ , а середні температури найтеплішого місяця близькі до  $0^{\circ}\text{C}$ . Вітровий режим, режим опадів, вологості повітря, температури підстильної поверхні і т.д. дуже різні.

Найсудовішими в кліматичному відношенні є райони побережжя, схильні впливу стічних вітрів. Це, мабуть, «найбурхливіші райони» на землі. Навіть середньорічні швидкості вітру тут складають  $12-15$  м/с і більш, а максимальні швидкості перевищують  $60$  м/с. Число днів з штормами тут складає більше  $250$ . а з ураганом – більше  $30$  днів в році. Повітря унаслідок адіабатичного нагрівання під час стоку тут дуже сухе, тому режим вологості повітря близький до режиму відносної вологості в пустелях [3].

Клімат цих районів можна характеризувати як клімат холодних крижаних пустель з частими сильними завірюхами, штормовими і ураганними вітрами. Клімат районів, що знаходяться зовні впливу стічних 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 були пов'язані з проходженням циклонів, тому їх середньорічна швидкість дещо більше, ніж в глибині материка ( $5-7$  м/с). Місцевий клімат Антарктичних оазисів відрізняється рядом особливостей.



Влітку тут унаслідок нагрівання підстильної поверхні максимальні температури на поверхні ґрунту можуть досягати  $+30^{\circ}\text{C}$ , а повітря  $4-10^{\circ}\text{C}$ .

Повітря дуже сухе – як в найсправжнісіньких пустелях. В теплий період добре була виражена місцева циркуляція схилів. Зима тут на  $2-3^{\circ}\text{C}$  тепліше, ніж зовні оазису.

## 1.2 Водяні простори Антарктики і Субантарктики

В Південному полярному регіоні виділяється могутня Антарктична циркумполярна течія (або перебіг Західних Вітрів), яка рухається в східному напрямі і в протоці Дрейка. Її витрата складає  $130 \text{ млн. м}^3$  води в секунду. Ближче до берегів Антарктиди виділяється Прибережна Антарктична течія. Воно слідує не строго уздовж берегової лінії, а відхиляється на північ в західних частинах глибоких западин морів Уедделла, Роса і Беллінсгаузена. В результаті циркуляція вод в цих западинах приймає форму кругового обертання за годинниковою стрілкою. Біля берегів Східної Антарктиди, де знаходиться лише декілька глибоких заток, Прибережна Антарктична течія обмежується вузькою зоною.

Значні зміни температури і солоності прибережних морських вод спостерігаються при дії меридіональної циркуляції (з півночі на південь) на Антарктичну циркумполярну і Прибережну Антарктичну течії, що підсилює роль Антарктичних вод в системі світової океанічної циркуляції. Теплі солоні води з невеликим змістом кисню просуваються на південь, підіймаючись до поверхні. Опинившись в поверхневих шарах океану, вони розділяються на дві холодні що збагатили поглинальним з повітря киснем водні маси, що розрізняються по характеру тепло- і водообміну між океаном і атмосферою. Одна з них залишається на поверхні і відома як Антарктичні поверхневі води,

набагато менш солоні в порівнянні з більш глибокими шарами. Інша водна маса опускається на дно океану і перетворюється на Антарктичні придонні води. На загальну думку, вони були пов'язані з утворенням морських льодів, але, можливо, це результат взаємодії океанічних вод з підставою шельфових льодовиків.

Рух придонних – циркумполярних вод в південному напрямі компенсується відтоком на північ Антарктичних глибинних і Антарктичних поверхневих вод, які опускаються в зоні Антарктичної циркумполярної течії і формують Антарктичні проміжні води. Далі на північ Антарктичні компоненти поступово трансформуються, і ці води повертаються врешті-решт в Антарктичні широти у вигляді циркумполярних глибинних вод. Вони містять помітну домішку щодо більш солоних глибинних вод з Південної Атлантики. При течії на схід ці водні маси повністю включаються в циркумполярною циркуляцію. Близько 55–60% складають Антарктичні поверхневі води, решта частини – Антарктичні придонні води.

Циркумполярні глибинні води приносять велику кількість тепла в Антарктичні моря, де воно витрачається на нагрівання холодних вод і атмосфери. Антарктичні поверхневі води простежуються до зони між 50 і 60<sup>0</sup> пд.ш., де досить швидко зникають, стикаючись з менш щільними Субантарктичними поверхневими водами, опускаються під них і беруть участь у формуванні Антарктичних проміжних вод, які спрямовуються на північ. Зона контакту між двома поверхневими водними масами відома як зона Антарктичної конвергенції.

Осадок на дні океанів навкруги Антарктиди розділяється на два типи: біогенний теригенний. Біогенні осідання утворюються при осадженні стулок і панцирів мікроорганізмів, які в достатку живуть в збагачених азотом поверхневих шарах води океану. Теригенні осідання виникають при таненні льодів, що дрейфують з Антарктики, і з продуктів криогенного вивітрювання і ерозії на інших материках Південної півкулі. Кремніймісні мули (що

складаються з кременевих залишків діатомій і радіолярій), що в основному нагромаджуються між  $55^{\circ}$  і  $60^{\circ}$  пд.ш., місцями заміщаються карбонатними мулами (що містять залишки форамініфер). Далі на північ в глибоких западинах зустрічаються червонокольорові глинисті осідання. На південь від середньої багаторічної межі пакових льодів формуються льодово-морські осідання [2].

### 1.3 Температура повітря та підстильної поверхні Антарктиди

По температурному режиму Антарктида відрізняється від інших областей земної кулі рядом особливостей.

Зима і літо тут характеризуються Рисою зміною температур від місяця до місяця. Періоди зими і літа мають різну тривалість. Зима удвічі довше за літо. Перехідні сезони (весна і осінь) дуже короткочасні. Вони продовжуються не більше двох місяців і характеризуються швидкою зміною температури від початку сезону до кінця його (на  $20^{\circ}$  і більше) [3, 4].

Зима в Антарктиді починається в квітні і закінчується у вересні, тобто продовжується майже повні 6 місяців. Весняний період починається в жовтні і закінчується в листопаді. Літо продовжується з грудня по січень, а осінь починається в лютому і закінчується в березні.

Дані про зміну середньорічної температури повітря у міру видалення від берега і підвищення висоти материка, отримані на підставі спостережень радянських внутрішньоматерикових станцій і експедицій, що вимірювали температуру снігу до глибини 15 м. Вони дозволяють судити як про горизонтальне, так і про вертикальний градієнт температури в приземному шарі повітря в Антарктиді.

Зіставляючи середньорічні температури повітря на станціях, розташованих приблизно на однакових висотах над рівнем моря і що знаходяться в однакових

географічних умовах, можна отримати горизонтальний градієнт температури як в прибережній зоні, так і в глибині материка.

В Антарктиді над однорідними підстильними поверхнями горизонтальні градієнти температури повітря, як на побережжі, так і в глибині материка для середньорічних температур приблизно однакові і рівні в середньому  $0,6-0,7^{\circ}\text{C}$  на  $1^{\circ}$  широти. Протягом року ці градієнти не залишаються постійними, а мають річний хід [3, 4].

Якнайменші значення горизонтального градієнта температури всюди спостерігаються влітку ( $0,0-0,3^{\circ}\text{C}$ ), а найбільші – взимку ( $0,5-1,5^{\circ}\text{C}$ ). Пояснюється це збільшенням сумарної радіації з широтою в літній час, що викликає більш сильне нагрівання підстильної поверхні і нижнього шару повітря у високих широтах і вирівнювання температур в глибинних районах на великих просторах.

Маючи дані про горизонтальний градієнт температури повітря і знаючи розподіл середніх багаторічних і середніх місячних температур уздовж льодовикового схилу, можна отримати значення вертикального градієнта температури повітря поблизу підстильної поверхні. Дані вертикального градієнта температури  $\gamma_v$  говорять про те, що майже на всіх ділянках схилу вертикальний градієнт температури дорівнює  $1,0-1,2^{\circ}\text{C}$  на кожні 100м висоти. Так само як і горизонтальний градієнт температури,  $\gamma_v$  не залишається постійним протягом року, а дещо міняється від літа до зими. Влітку за рахунок радіаційних умов  $\gamma_v$  усюди менше ніж взимку, і рівний  $0,8-1,0^{\circ}\text{C}$  на 100 м висоти. Взимку  $\gamma_v$  зростає в середньому до  $1,1-1,5^{\circ}\text{C}$  на 100 м, а в перехідні сезони коливається близько  $1,2-1,3^{\circ}\text{C}$ .

Маючи горизонтальний і вертикальний градієнти температури повітря і дані метеорологічних і гляціологічних спостережень, була побудована карта середньорічних ізотерм через  $5^{\circ}\text{C}$  для території Антарктиди на рівні моря (рис. 1.2), така карта дає цілком наочне уявлення про температурний режим над Антарктидою.

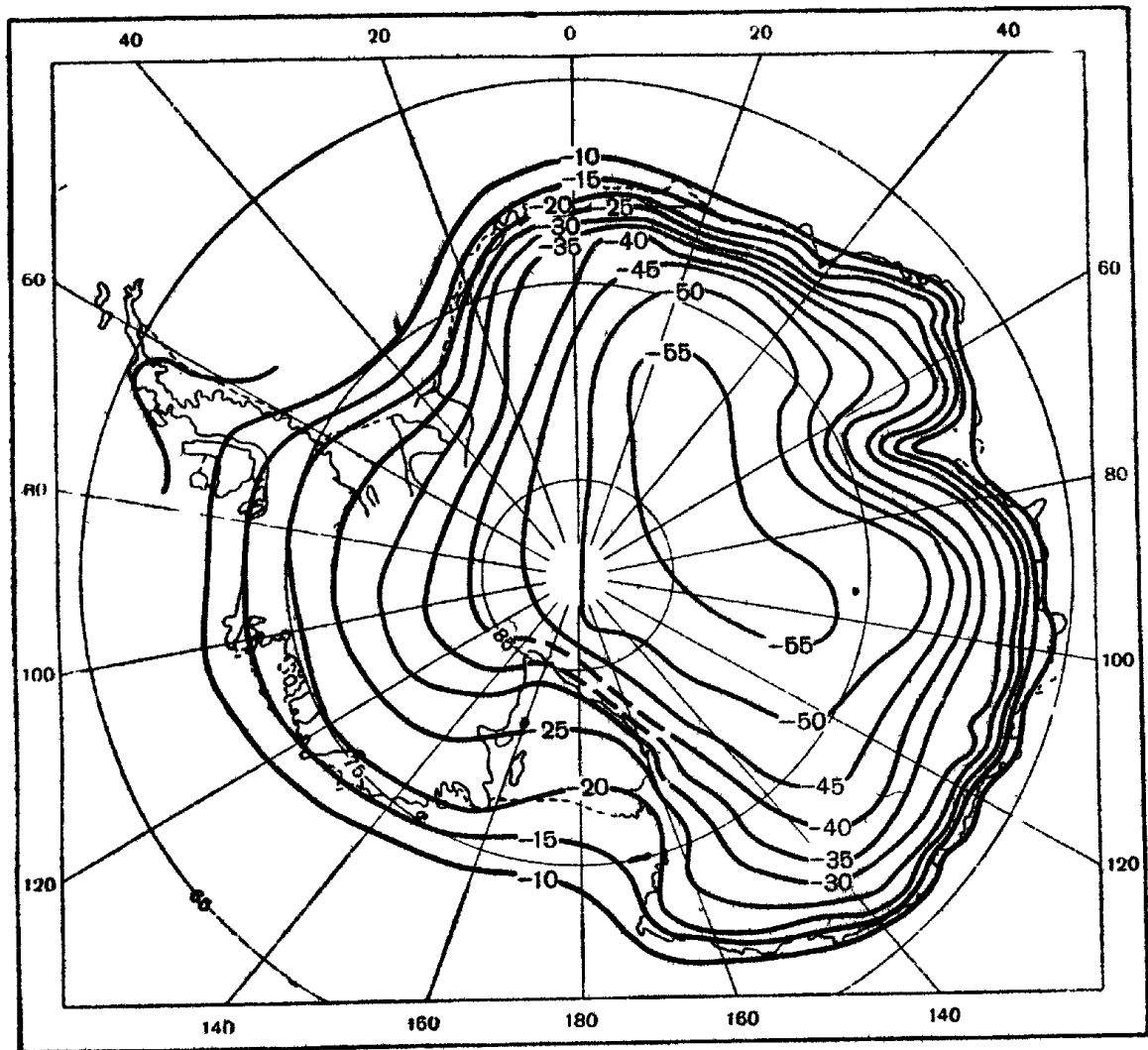


Рисунок 1.2 – Середньорічні ізотерми в Антарктиді [3, 4]

Як видно на рис. 1.2, середньорічна температура повітря в Антарктиді знижується від  $-9 - 11^{\circ}\text{C}$  на побережжі, що розташоване на широті Полярного круга, до  $-57^{\circ}\text{C}$  і нижче в центральних областях Антарктиди. Середньорічна ізотерма, рівна  $-50^{\circ}\text{C}$ , охоплює всю центральну територію Східної Антарктиди, починаючи від широти  $73-75^{\circ}$ , і майже до Південного полюса, співпадаючи приблизно з ізогісою 3000 м. Центр цієї області з температурами нижче  $-55^{\circ}$  розташовується між широтами  $80-85^{\circ}$  і довготами  $30-110^{\circ}$  на схід від Гринвіча, співпадаючи приблизно з ізогісою 3500 м над р. м. У міру наближення до

побережжя Східної Антарктиди і із збільшенням кута схилу ізотерми сильно згущуються.

В Західній Антарктиді унаслідок 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 нижче, ніж в Західній. Так, наприклад, річна ізотерма  $-30^{\circ}$  в Східній Антарктиді проходить по широті приблизно  $65-67^{\circ}$ , тоді як на Землі Елсуорта в Західній Антарктиді ця ж ізотерма проходить по широті приблизно  $80^{\circ}$  і навіть  $83-84^{\circ}$  пд.ш [3, 4].

Таким чином, температурний режим над Східною Антарктидою виявляється більш суворим, ніж над Західною. На одних і тих же широтах температури повітря у внутрішньоматерикових областях в Східній Антарктиді виявляються майже на  $30^{\circ}$  нижче, ніж в Західній.

Побережжя Антарктичних морів в Західній Антарктиді більш холодне, ніж в Східній. Найхолоднішими є південні береги морів Роса і Уедделла, розташовані на широтах  $77-78^{\circ}$ , де середня річна температура рівна  $-29, -25^{\circ}\text{C}$ . Східні береги цих морів на тих же широтах мають температуру на  $3-5^{\circ}$  вище, ніж південні і західні ділянки побережжя. Така своєрідність температурного режиму має місце, як в Західній, так і в Східній Антарктиді і пояснюється особливими умовами циркуляції атмосфери біля її берегів, сприяючим утворенню стаціонарних баричних областей. Східні периферії кліматичних циклонів виявляються тут більш теплими, ніж західні, по яких відбувається винесення до моря охолодженого континентального повітря з материка. Температурний режим в Антарктиді, як ніде, залежить від повторюваності того або іншого напрямку вітру.

Для прибережних станцій найхолоднішими вітрами будуть вітри південної складової, повторюваність яких протягом року складає близько 60%, а для внутрішньоматерикових станцій – вітри стічного характеру, якого б напрямки вони не були.

Для ст. Восток, наприклад, розташованої на східному схилі обширного льодовикового хребта [3, 4], найхолоднішими будуть вітри західних напрямів, повторюваність яких в році більше 70%, а для ст. Советська, розташованої на схилі того ж хребта, найхолоднішими є вітри східних напрямів, що мають таку ж велику повторюваність. Оскільки в центральних областях Антарктиди стічні вітри переважають над циклонними, то і повторюваність вітрів з низькими температурами буде більше, ніж повторюваність вітрів з високими температурами. На закінчення слід зупинитися на ролі радіаційного чинника у формуванні температурного режиму приземного шару повітря в Антарктиді.

Відомо, що вихолодження занесеного під час адвекції в глиб Антарктиди повітря відбуватиметься до тих пір, поки не наступить промениста рівновага, тобто поки довгохвильове випромінювання поверхні снігу і атмосфери не вирівняється і радіаційний баланс не буде рівний нулю.

Якщо врахувати при цьому, що радіаційне вихолодження самого повітря міняється дуже мало (як показав В. І. Шляхов, не більше ніж на  $1^\circ$  за 100–200 годину.) і ним можна знехтувати то, обчисливши довгохвильове випромінювання атмосфери (як залишковий член рівняння радіаційного балансу або за допомогою радіаційних номограм), можна визначити рахунок радіаційного  $t_q$ , а потім знайти і різницю, на яку знизиться первинна температура за рахунок вихолодження. Якщо прийняти, наприклад, середню місячну температуру повітря в серпні на ст. Восток, рівну  $-70^\circ\text{C}$ , за адвективну температуру, а противипромінення атмосфери в тому ж місяці рівним  $0,11\text{--}0,12\text{ кал/см}^2\text{ хв.}$ , то максимальне пониження температури за рахунок радіаційного вихолодження, буде рівним  $-10\pm 2^\circ$ .

Якщо врахувати, що в окремих випадках стік повітря на ст. Восток може відбуватися взимку при температурах, рівних  $-75^\circ$  і нижче, то у разі його трансформації в районі станції мінімальна температура на поверхні снігу  $T_0$  може впасти до  $-85^\circ$  і нижче, що і мало місце взимку 1958 і 1960 рр.

Слід врахувати, що таке сильне вихолодження може відбуватися тільки в тому випадку, якщо відсутній вітер. Адвекція ж повітря при стоці і глибокій приземній інверсії збільшує турбулентний обмін, а, отже, і притока більш теплого повітря зверху вниз.

Не менша, а ще більша роль належить радіації і у формуванні температурного режиму Антарктиди в теплу пору року. Якщо в зимовий період температура повітря того або іншого пункту на побережжі або в глибині Антарктиди була пов'язана з напрямом вітру і адвекцією повітря, то влітку, як це буде показано нижче, температура повітря при будь-яких напрямках вітру на кожній станції мало міняється, оскільки вплив адвекції позначається трохи. Пояснюється це тим, що в теплий час на побережжі Антарктиди середні температури повітря встановлюються близькими до  $0^{\circ}$ . Оскільки ці температури мало відрізняються від температури морської поверхні, то адвекція повітря з моря влітку, на відміну від зимового періоду, звичайно не викликає істотного підвищення температури на побережжі. Приблизно те ж спостерігається і при стоці повітря з глибини материка.

Як вже наголошувалося вище, горизонтальний температурний градієнт влітку унаслідок збільшення сумарної радіації з широтою виявляється близьким до  $0^{\circ}$  на 100 км. Вертикальний градієнт температури залишається близьким до  $1^{\circ}$  на 100 м.

Над центральними областями Антарктиди, що мають висоту 3000 м і більш, влітку встановлюється обширна зона з температурами близько  $-30^{\circ}$  С.

При вітрі південних напрямів стікаючий по льодовиковому схилу повітря, адиабатично нагріваючись, досягнувши побережжя, знову-таки матиме температуру, близьку до тієї, яка тут була до стоку, тобто біля  $0^{\circ}$ С [3, 4].

Слід врахувати, що таке сильне вихолодження може відбуватися тільки в тому випадку, якщо відсутній вітер. Адвекція ж повітря при стоці і глибокій приземній інверсії збільшує турбулентний обмін, а отже, і притока більш теплого повітря зверху вниз.



Граничні температури повітря (мінімальні і максимальні) в Антарктиді відрізняються тими ж особливостями, що середні температури. Середньодобова мінливість граничних температур, так само як і середніх температур в зимовий час всіх районах Антарктиди, досягає  $\pm 6-8^{\circ}\text{C}$ , а в літній час – в середньому  $\pm 2-3^{\circ}\text{C}$ .

Найвищі середні річні мінімуми температури повітря спостерігаються на побережжі Антарктиди, розташувани поблизу Полярного круга, де вони складають близько  $-12, -13^{\circ}\text{C}$  на ділянках, вільних від льоду і снігу, і близько  $-15^{\circ}\text{C}$  решті узбережжя.

Із збільшенням широти середньорічні мінімальні температури повітря на побережжі знижуються це до  $-30^{\circ}\text{C}$  (ст. Літл-Америка). Аналогічна картина спостерігається і з середньорічними максимальними температурами, які складають  $-6 - -8^{\circ}\text{C}$  на широті Полярного круга і  $-14 - -20^{\circ}\text{C}$  на широтах  $77-78^{\circ}$ .

Як і середні місячні температури повітря, граничні температури істотно залежать від місцезнаходження станції і на одній і тій же широті і висоті над рівнем моря навіть середньому за рік можуть відрізнятися на  $7^{\circ}\text{C}$  (ст. Літл-Америка г Мак-Мердо) [3, 4].

На льодовиковому схилі середньорічні значення мінімальної температури знижуються в Східній Антарктиді до  $-40 - -50^{\circ}\text{C}$ , а в центральних областях Антарктиди – до  $-58 - -60^{\circ}\text{C}$ . Середньорічні максимальні температури повітря відповідно складають на льодовиковому схилі  $-35 - -45^{\circ}$ , а в центральних областях Антарктиди  $-48 - -52^{\circ}\text{C}$ .

Цікаво відзначити, що середньорічні граничні температури повітря, так само як і усереднені за рік середні температури повітря на всіх внутрішньоматерикових станціях Антарктиди, співпадають з точністю до  $1^{\circ}$  із значеннями граничних і середніх температур повітря в березні, які, виявляється, вельми близько характеризують середньорічний режим температури повітря в глибині Антарктиди. Виключення складає лише район

Південного полюса, де температура повітря в березні нижче за середньорічну температуру майже на 5°C.

Середні і граничні температури повітря в значній мірі залежать від місцевих умов. Так, наприклад, на чотирьох прибережних станціях (Мирний, Оазис, Гаус і Мис Денісон), що лежать майже на одній широті, середньорічні значення граничних температур близькі між собою, тоді як в окремі сезони (взимку) вони розрізняються на 3–5 і навіть 10°. Особливо великий вплив місцевих умов на річний хід різниць між граничними температурами, що характеризують, як відомо, мінливість температур в даному районі.

На прибережних станціях, що знаходяться зовні зони стічних вітрів, мінливість температур влітку і взимку розрізняється в 1,5–2 рази (від 4–6°C літом до 8–10°C зимою). На ділянках побережжя, де стічні вітри сприяють нагріванню повітря, мінливість температури залишається приблизно однаковою протягом всього року. Деяке збільшення різниць між граничними температурами спостерігається лише в перехідні сезони, коли стічні вітри бувають найменш сильними, а вихолодження підстильної поверхні залишається великим [3, 5, 6, 7].

У внутрішніх областях Антарктиди, навпаки, найбільші різниці між середніми граничними температурами спостерігаються в літній час, коли на температурний режим сильно впливають радіаційні чинники, і якнайменші різниці – в зимовий період.

Майже на всіх внутрішньоматерикових станціях мінливість середньомісячних температур в зимовий період в два і навіть три рази менше ніж в літній період.

Абсолютні значення граничних температур повітря визначаються тими ж умовами, що і середні температури. Вони мають добре виражену зональну і річний хід, залежний від місцевих умов.

На узбережжі, розташованому в більш високих широтах (Мак-Мердо – Літл-Америка), абсолютні мінімуми температури повітря можуть досягати –

60°C і нижче. На схилі льодовикового плато вже на широті 70–72°C абсолютні мінімуми температур досягають -67 – -72°C, а в центральних областях Антарктиди (ст. Схід) взимку 1960 р. зареєстрований абсолютний мінімум температури, рівний -88,3°C [4, 5].

Абсолютні максимуми температур повітря на побережжі Антарктиди в літні місяці ледве досягають 5–6°C і лише у фазисах вони підвищуються до 8–12°C. Взимку ж унаслідок впливу циклонної діяльності максимальні температури повітря навіть на ст. Літл-Америка можуть наближатися до 0°C, а на широті Полярного круга досягають навіть літніх значень 2–4°C тепла[5, 6,7].

На льодовиковому схилі абсолютні максимуми температури повітря у великій мірі залежать від його висоти, ст. Берд, де висота схилу близько 1500 м, в грудні 1958 р. зареєстрований абсолютний максимум близько -3°. На ст. Піонерська, де висота схилу 2700 м, абсолютний максимум температури не підіймався вище -13°C. В центральних районах Антарктиди абсолютний максимум температури на великих просторах складає -19 – -22°C.

Температурний режим сніжного покриву у верхньому шарі в різних зонах Антарктиди формується по-різному.

Більш глибокі шари снігу одержують тепло від розташованих під ними або рядом, з ними океанічних вод. В глибині Антарктиди такої картини вже не спостерігається. Хоча тут взимку середні температури у верхньому шарі сніжного покриву і ростуть з глибиною, в середньому ж за рік вони на кожній з глибин виявляються близькими до середньорічної температури повітря. Дуже цікаво розподіляються по глибинах середньомісячні температури снігу в літні і перехідні місяці. Завдяки освіті весною на поверхні-сніги радіаційної кірки температуропровідність снігу у поверхні і на глибині різко порушується. Створюється поширене явище вентиляного ефекту, як це спостерігається, наприклад, в ґрунті, покритої мульчеплівкою або висушеною надґрунтовою кіркою. Радіаційне тепло, що пройшло під крижану кірку, швидко вийти назад вже не може і акумулюється під нею.

Завдяки вентиляльному ефекту найвищі температури в снігу виявляються не на поверхні, а на глибині близько 10–12 см. З такою акумуляцією сонячного тепла під поверхнею снігу в глибині Антарктиди були зв'язані, мабуть, два явища: швидке і глибоке прогрівання снігу за період короткого Антарктичного літа і явище вечірнього марева над снігом. Цим же можна пояснити зростання сніжних кристалів і збільшення снігонакопичення в літній час, не дивлячись на зменшення кількості опадів [4]. Детальні спостереження над температурою сніжного покриву у верхньому шарі показали, що добові коливання температури в снігу розповсюджуються зазвичай до глибини 50 см.

Річні коливання температури в снігу проникають до глибини 16 м, де річна амплітуда близька до  $0^{\circ}$ . Річна амплітуда складає на глибині 8 м  $-1^{\circ}$ , 4 м  $-4^{\circ}$ , 2 м  $-10^{\circ}$ , 1 м  $-20^{\circ}$  і на 0,5 м  $-35^{\circ}\text{C}$ .

Середньорічна температура снігу майже на всіх глибинах (від 1 до 16м) залишається приблизно однаковою ( $-38 - -39^{\circ}\text{C}$ ). Вимірювання температури сніжного покриву, проведені в Антарктиді радянськими ученими, показали, що і на глибинах, перевищуючих 15 м, температури не підвищуються, а поступово падають в середньому на  $1^{\circ}$  на 90м глибини [4].

Таке падіння температури було викликано, мабуть, притокою холоду з більш південних районів, де температури на тих же глибинах значно нижче, ніж на ст. Піонерська. З яких глибин починається підвищення температури снігу і льоду, поки що не встановлено.

## 2 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ ЗАХІДНОЇ АНТАРКТИДИ

### 2.1 Характеристика вихідної інформації

В якості матеріалу дослідження послужили багаторічні середньомісячні значення приземної температури повітря станцій Західної Антарктиди. Оскільки метою роботи є дослідження і аналіз багаторічної динаміки метеорологічного режиму Західної Антарктиди, то для дослідження були використані всі доступні дані по всіх існуючих або коли-небудь існувавших станціях, які проводили на Антарктичному материку виміри приземної температури повітря.

У роботі були застосовані наступні методики: – аналіз тенденцій багаторічних змін, розрахунок статистичних характеристик, – визначення значущих періодів коливань приземної температури повітря, – взаємний спектральний аналіз приземної температури повітря та кліматичних індексів.

Для виявлень характерних тенденцій, властивих температурному режиму різних берегових районів Антарктиди використовувалися дані по 8 станціям Антарктичного узбережжя (табл. 2.1). У таблиці 2.1 представлені всі станції, які були використані, а також основні параметри цих станцій: географічна широта, довгота і висота на рівнем моря. Як бачимо, вибрані для дослідження станції, є в основному береговими, мають невеликі висоти над рівнем моря і лише деякі з них розташовані на висотах, перевищуючих 100 м. Станції розташовані по збільшенню довготи, що дозволяє прослідити зміну температурного режиму на узбережжі Західної Антарктиди не тільки в часовому ході, але і в просторі.

Що стосується періодів спостережень, то тут можна сказати, що тривалість більшості рядів склала від 30 і 60 років. Для виявлення загального

температурного фону Західного узбережжя було проведене осереднення даних і виявлені характерні зміни багаторічного температурного режиму для кожного місяця, а також були отримані середньорічні значення приземної температури повітря.

Таблиця 2.1 – Характеристика станцій Антарктичного узбережжя

назва	висота над рівнем моря	географічні координати	
		широта	довгота
Neumayer	50 м	70,7 пд.ш.	8,4 з.д.
Halley	30 м	75,5 пд.ш.	26,4 з.д.
Belgrano II	256 м	77,9 пд.ш.	34,6 з.д.
Molodeznaja	40 м	67,7 пд.ш.	45,9 з.д.
Russkaya	124 м	74,8 пд.ш.	136,9 з.д.
Terra Nova Bay	0 м	75,5 пд.ш.	163,0 с.д.
McMurdo	24 м	77,9 пд.ш.	166,7 с.д.
Skott Base	16 м	77,9 пд.ш.	166,7 с.д.

Всі середньомісячні, середньорічні багаторічні ряди аналізувалися для виявлення прихованих періодичностей. Результати цього аналізу використовувалися при згладжуванні осереднених рядів. Виявлення прихованих періодичностей було проведене для кожної станції окремо, оскільки осереднений ряд не може достовірно характеризувати окремо взятий район Антарктичного узбережжя. Аналіз статистичних характеристик був проведений також для кожної станції окремо.

## 2.2 Багаторічні зміни приземної температури станцій Західної Антарктиди

У даному розділі описується багаторічні зміни температурного режиму станцій Західної Антарктиди.

У аналізі використовувалися дані семи станцій, дві з яких мають яскраво виражені відмінні температурні характеристики завдяки своїй висоті над рівнем моря, тобто своєму положенню – це Belgrano–II (256 м) и Russkaya (124 м). Інші станції – Terra Nova Bay, McMurdo и Skott–Base входять в групу станцій, які розташовані на шельфовому льодянику. Для виявлення загального температурного фону Західної Антарктиди було зроблене осереднення даних і виявлені характерні зміни багаторічного температурного режиму для кожного місяця, а також були отримані середньорічні значення приземної температури повітря. По отриманим даним побудовані графіки (рис. 2.1 – 2.13).

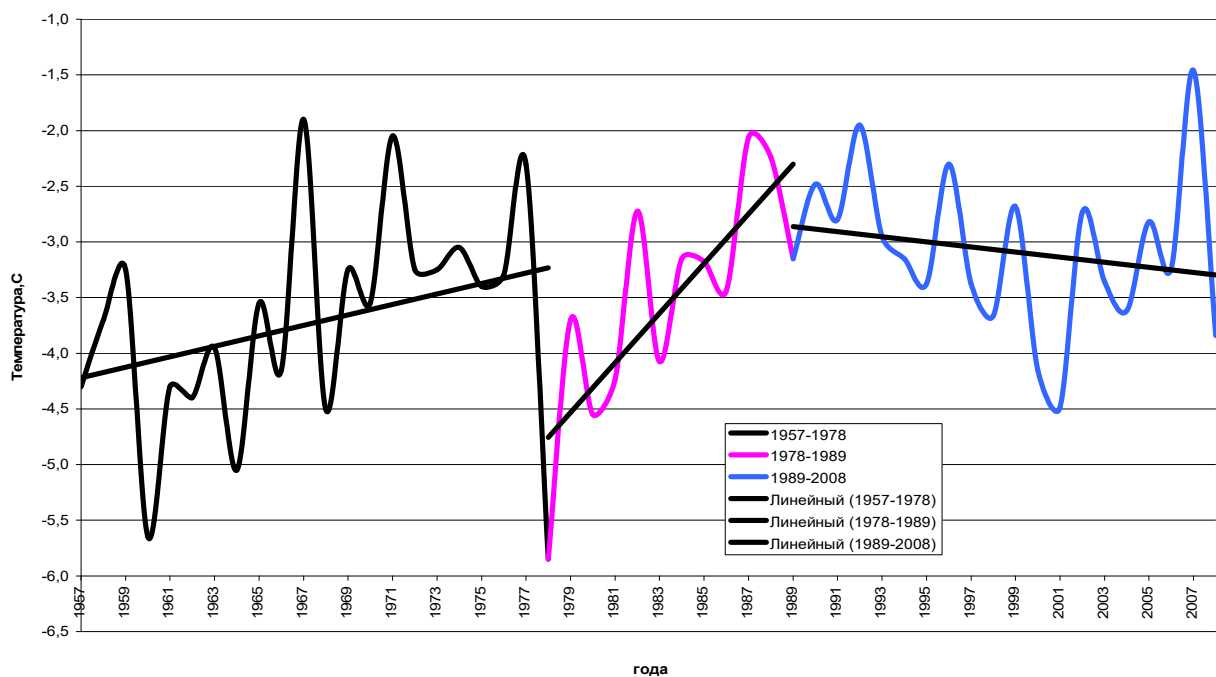


Рисунок 2.1 – Багаторічна мінливість середньорічних значень температури повітря (січень)

Для кожного місяця було проведення осереднення середньомісячних значень температури повітря по всім станціям Західної Антарктиди. Так як середньомісячні значення приземної температури раніше були отримані з використанням середньодобових значень, то на графіках ми не додавали згладжені ряди, лінійні тренди були побудовані на осереднений рядах.

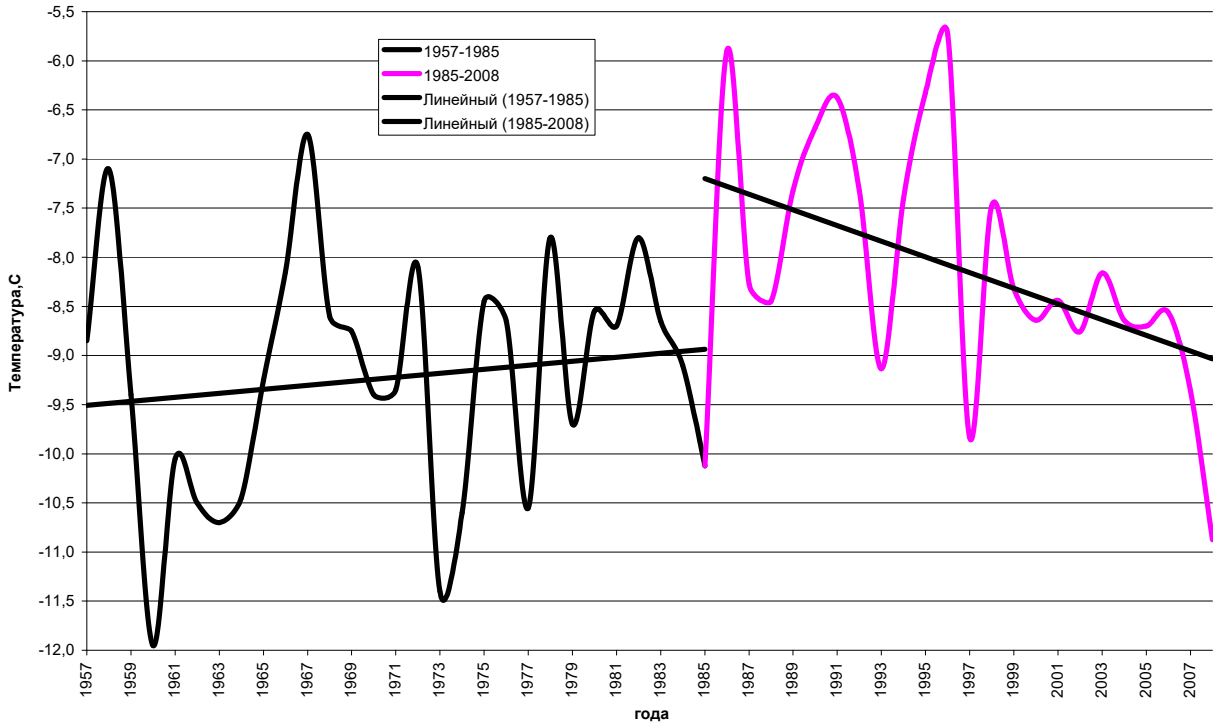


Рисунок 2.2 – Багаторічна мінливість середньорічних значень температури повітря (лютий)

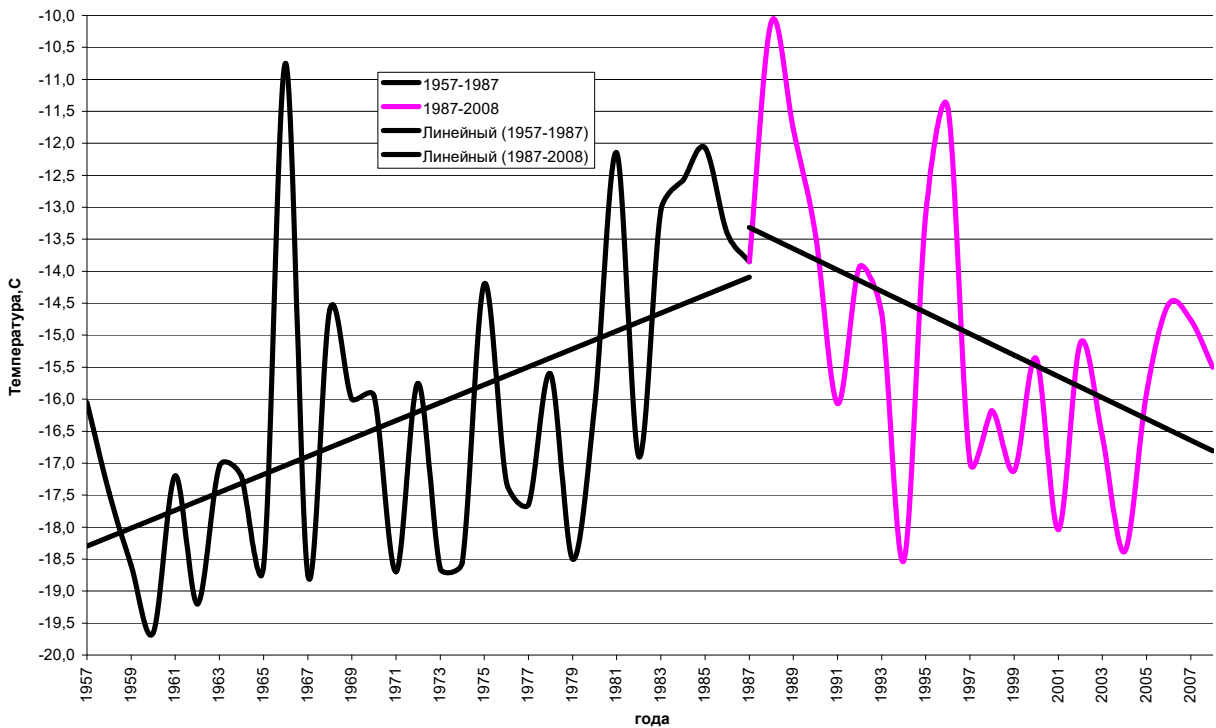


Рисунок 2.3 – Багаторічна мінливість середньорічних значень температури повітря (березень)



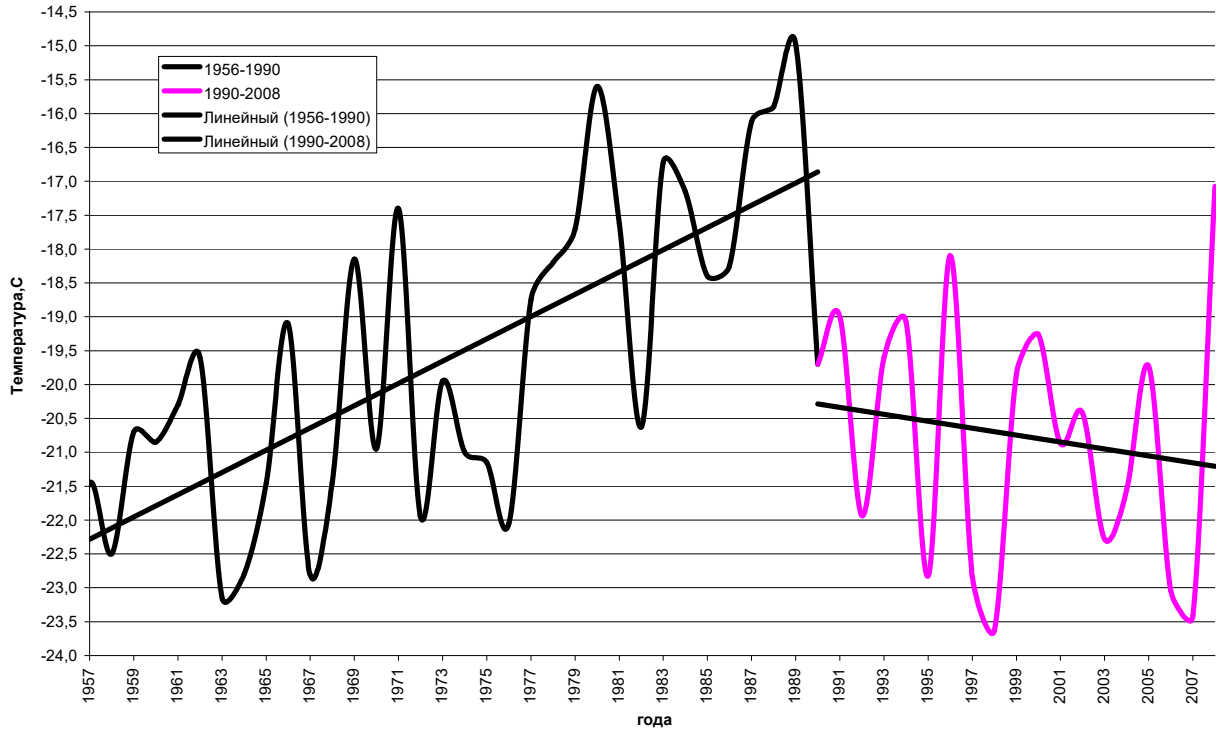


Рисунок 2.4 – Багаторічна мінливість середньорічних значень температури повітря (квітень)

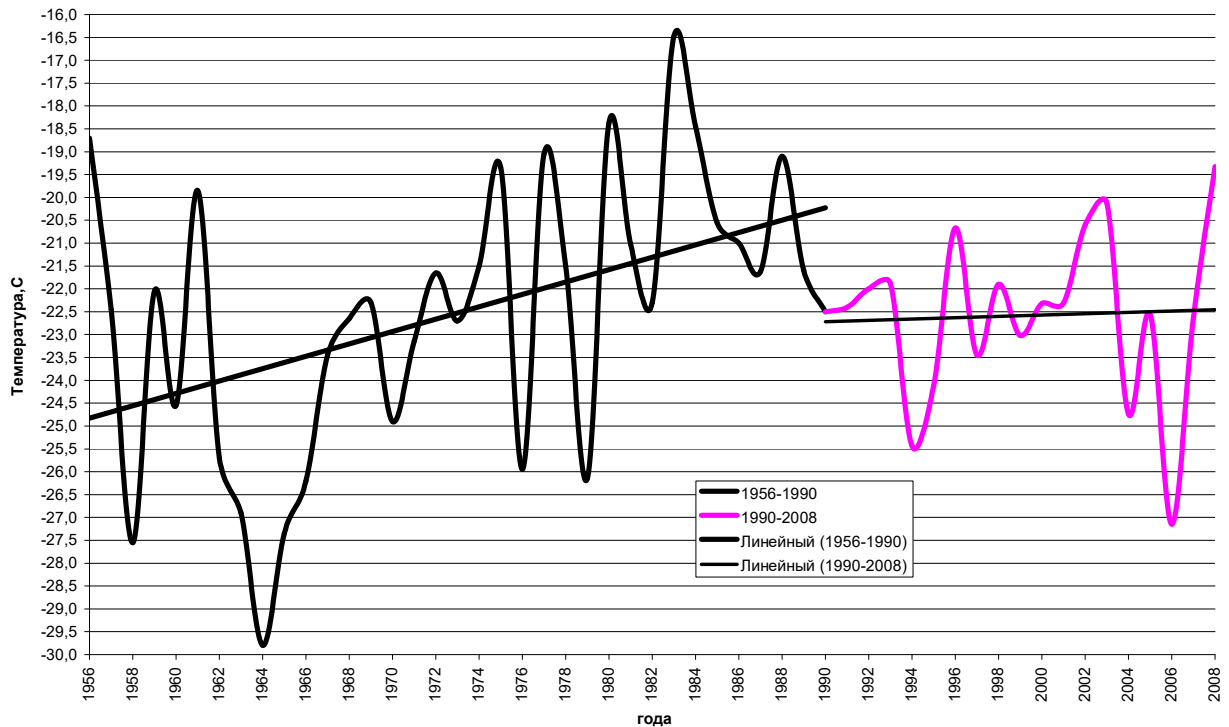


Рисунок 2.5 – Багаторічна мінливість середньорічних значень температури повітря (травень)



Рисунок 2.6 – Багаторічна мінливість середньорічних значень температури повітря (червень)

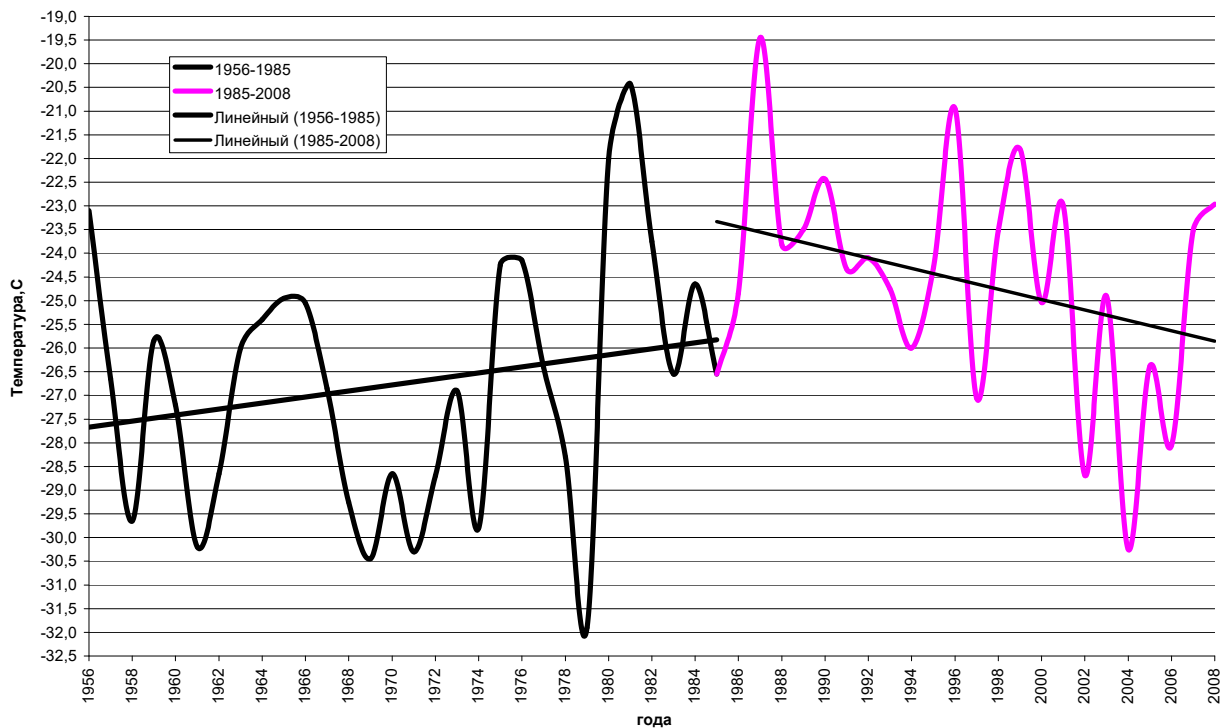


Рисунок 2.7 – Багаторічна мінливість середньорічних значень температури повітря (липень)

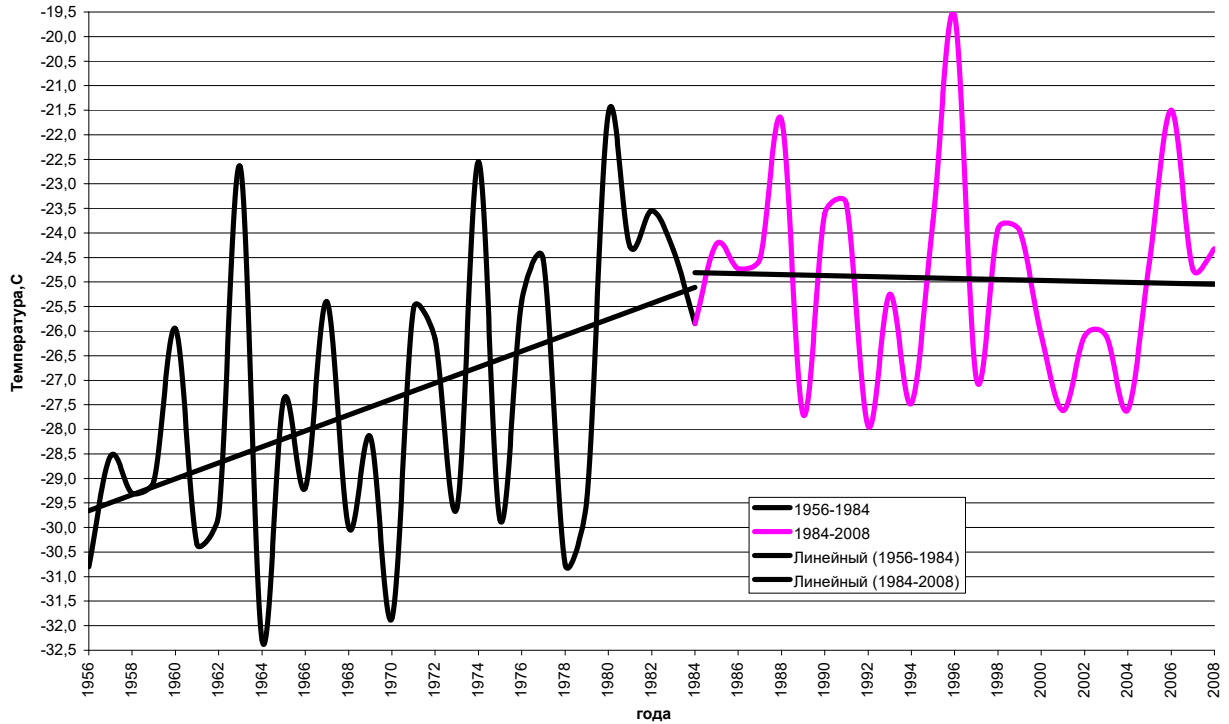


Рисунок 2.8 – Багаторічна мінливість середньорічних значень температури повітря (серпень)

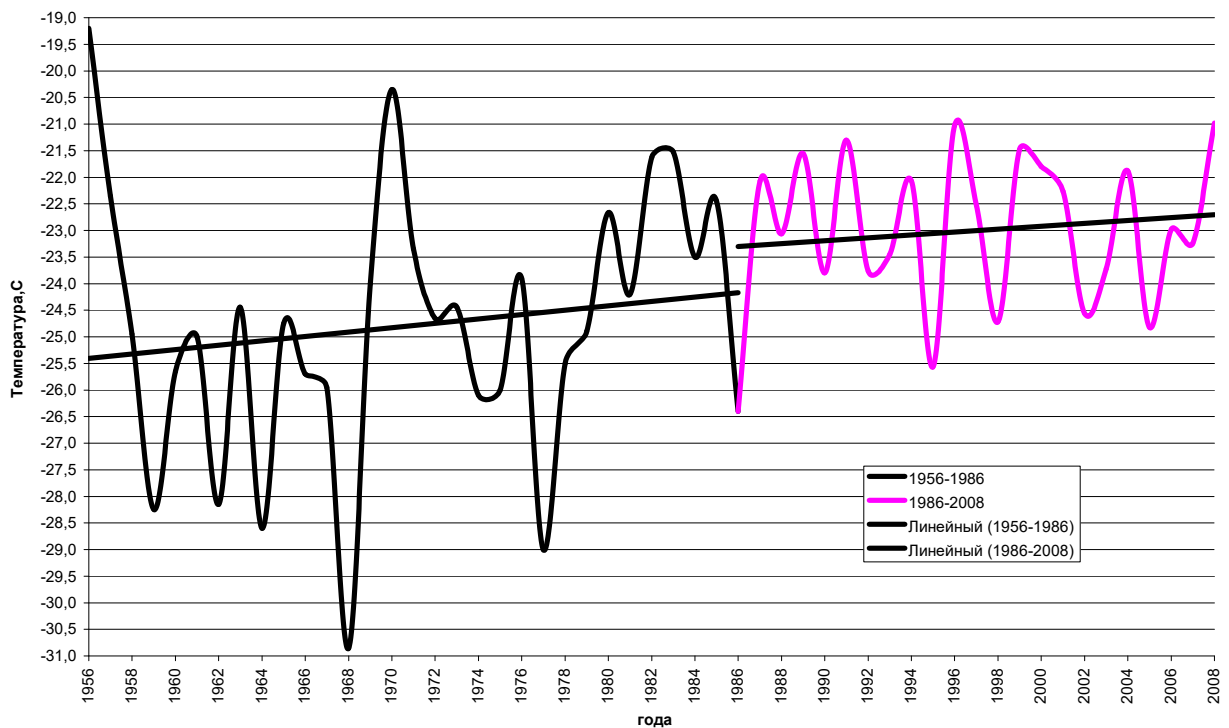


Рисунок 2.9 – Багаторічна мінливість середньорічних значень температури повітря (вересень)

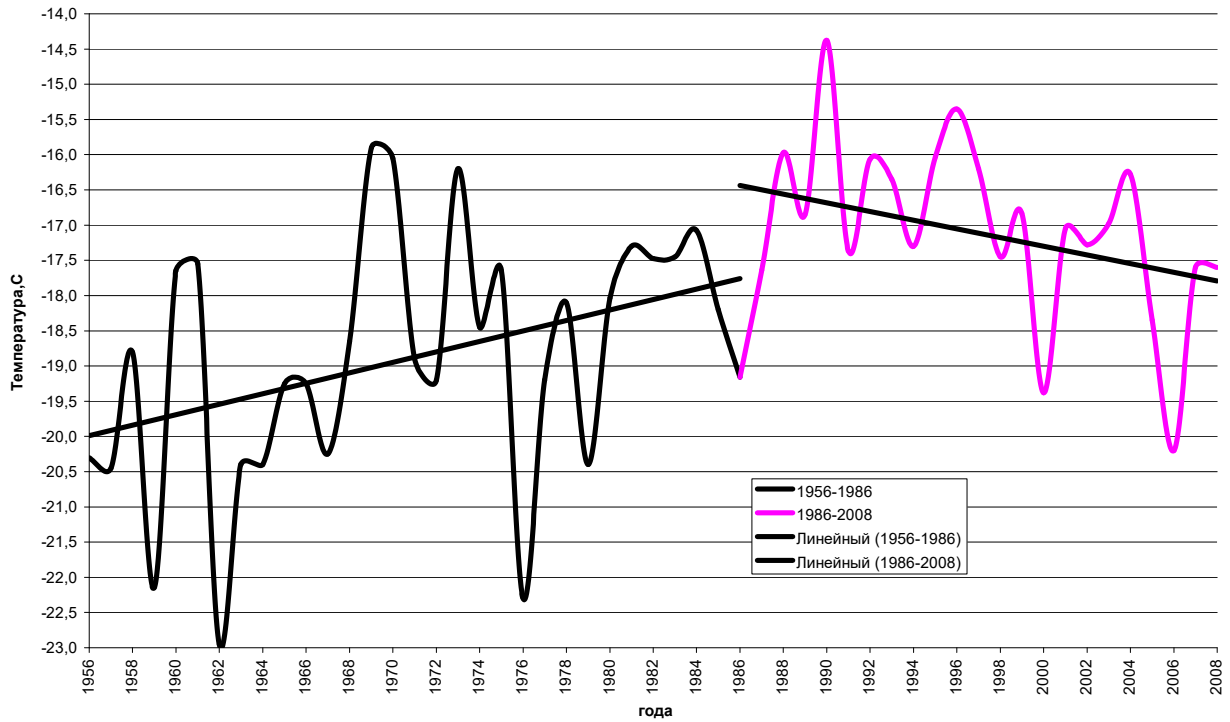


Рисунок 2.10 – Багаторічна мінливість середньорічних значень температури повітря (жовтень)

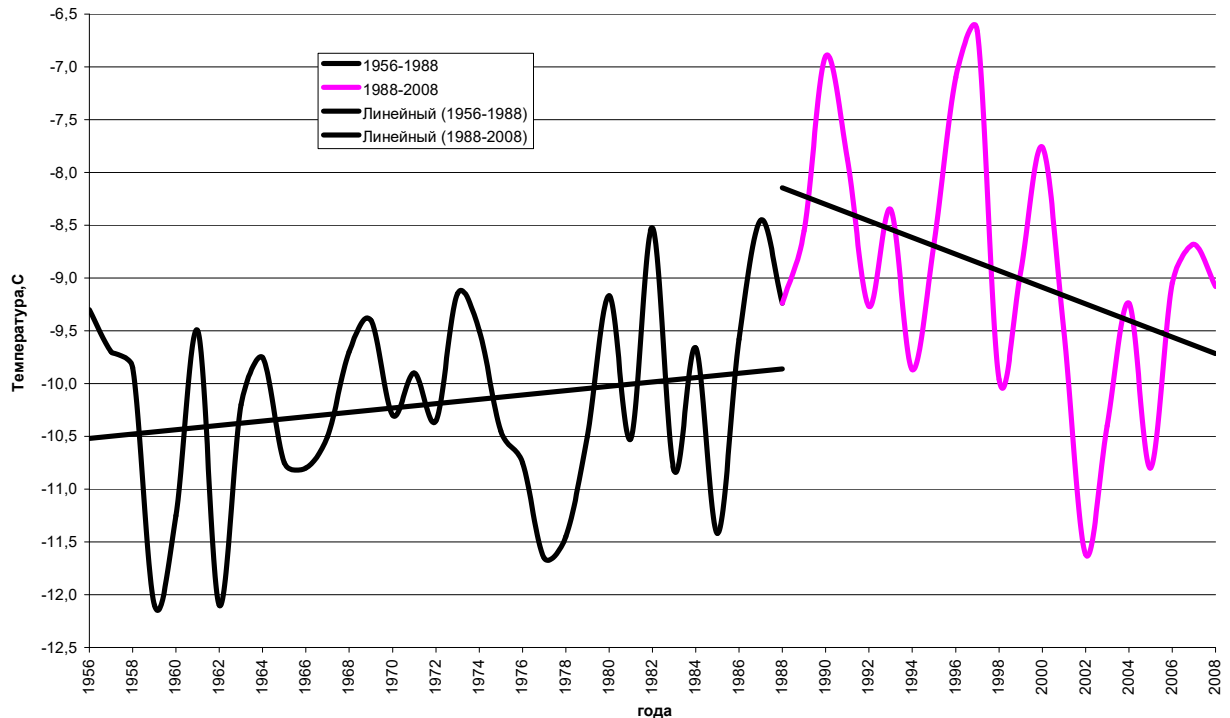


Рисунок 2.11 – Багаторічна мінливість середньорічних значень температури повітря (листопад)

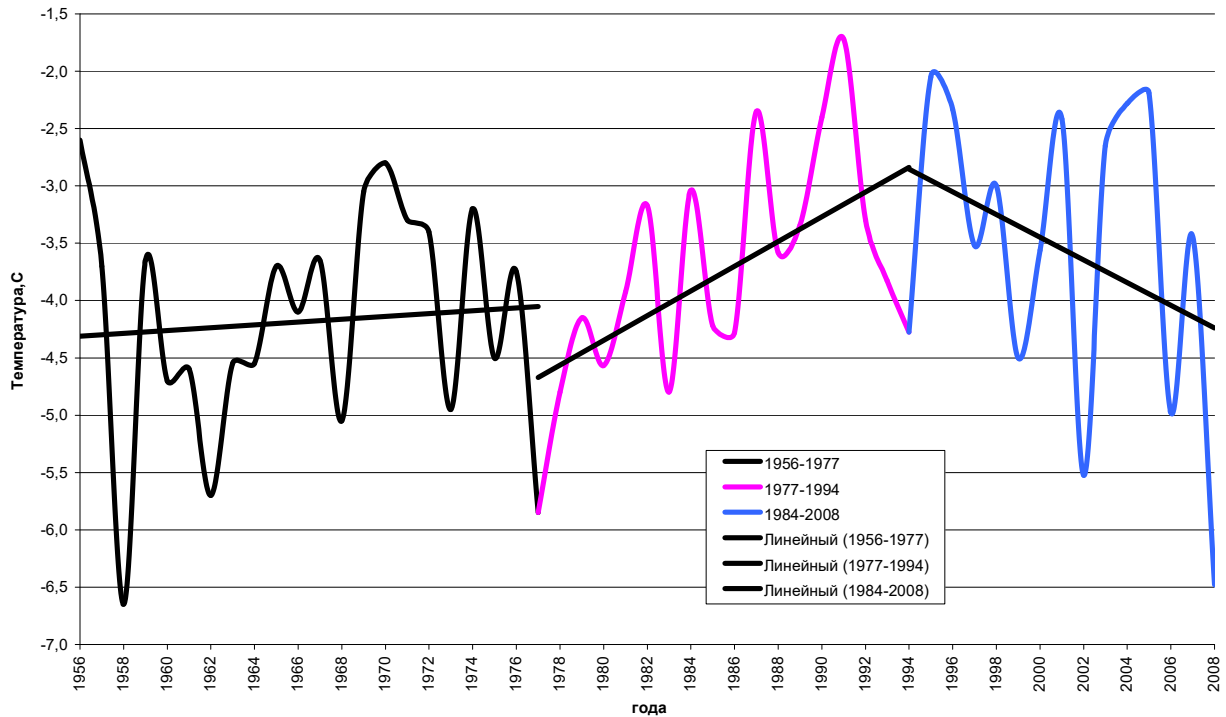


Рисунок 2.12 – Багаторічна мінливість середньорічних значень температури повітря (грудень)

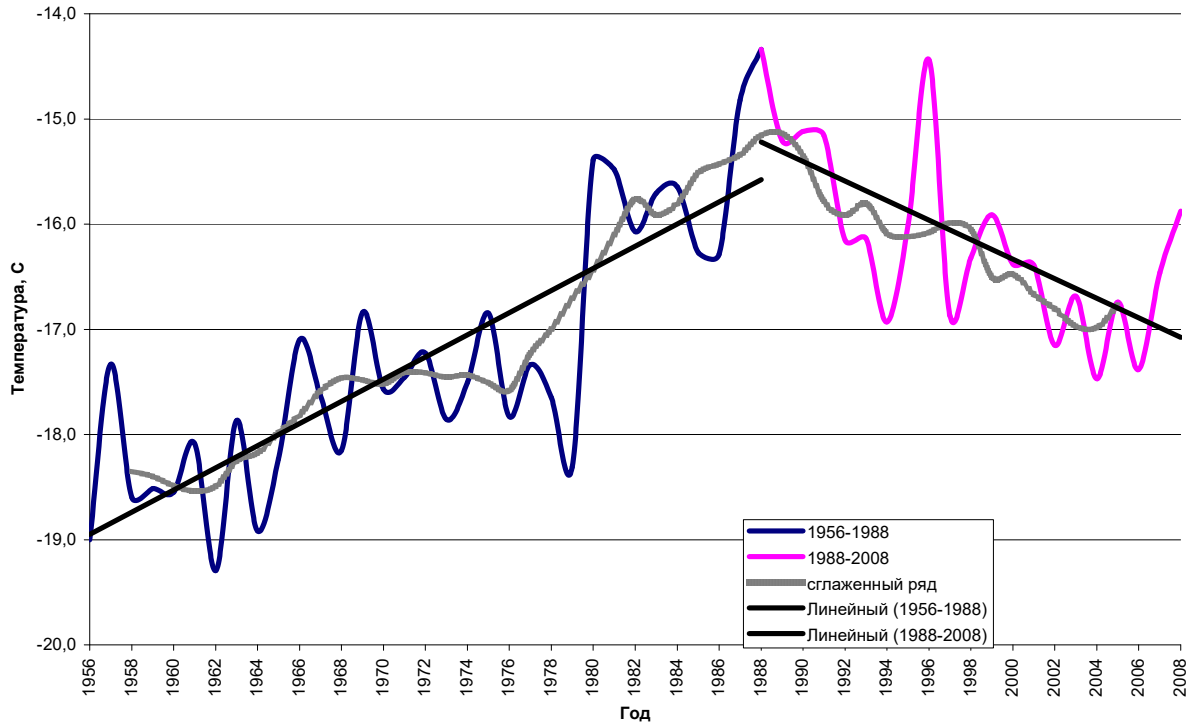


Рисунок 2.13 – Багаторічна мінливість середньорічних значень температури повітря

На графіках представлений часовий ряд, згладжений ряд, а також лінійний тренд, лінійний тренд, що показує тенденцію в зміні температури за весь даний період. Як бачимо, Західне узбережжя Антарктиди характеризується зростанням приземної температури повітря практично в більшості місяців року до періоду 1984-1990рр., далі спостерігається падіння приземної температури повітря практично для всіх місяців.

На рисунку 2.13 представлений графік середньорічних значень температури повітря на станціях Західної Антарктиди.

Весь даний ряд поділимо ряд на два часових періоди з 1956 по 1988 роки, ряд характеризується зростанням температури  $3,3^{\circ}\text{C}$ ; а з 1989 по 2008 рік – падінням температури  $2,2^{\circ}\text{C}$ . Згладжений ряд був побудований з використанням виявлених прихованих періодів коливань даного ряду [8].

### 2.3 Порівняльний аналіз температурних характеристик станцій Західної Антарктиди

Всі середньомісячні, середньорічні багаторічні ряди аналізувалися для виявлення прихованих періодичностей. Результати цього аналізу використовувалися при згладженні осереднених рядів.

Виявлення прихованих періодичностей проводилося з використанням програми SKR, яка виявляє значущі періоди коливань досліджуваного ряду з вірогідністю 68%. Виявлення прихованих періодичностей було проведене для кожної станції окремо, оскільки усереднений ряд не може достовірно характеризувати окремо взятий район Антарктичного узбережжя (таблиця 2.2).

Таблиця 2.2 – Значущі періоди коливань приземної температури повітря на станціях Західної Антарктиди

№	Станції	Значущі періоди коливань
1	Neumayer	2,6
2	Helli	3,0
3	Belgrano	4,9
4	Russkaya	3,0
5	Terra Nova Bay	-
6	McMurdo	6,3
7	Skott Base	1,9

Значущі періоди коливань, які найчастіше зустрічаються, представлені у вигляді гістограми і полігону для Західного узбережжя (рис. 2.14).

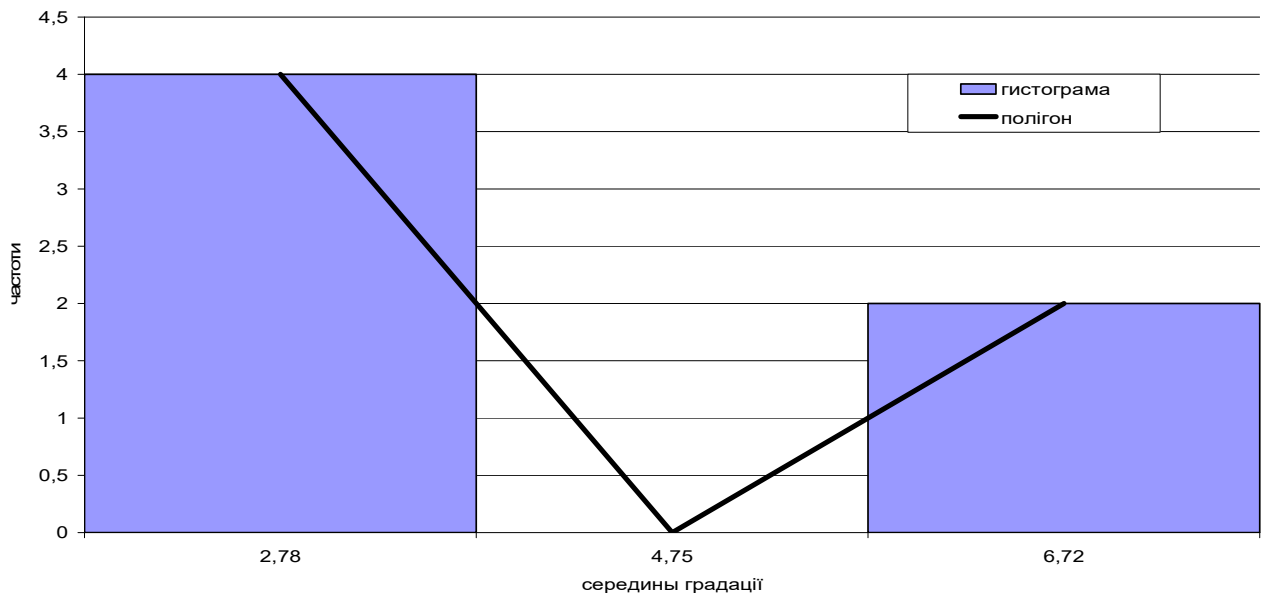


Рисунок 2.14 – Гістограма і полігон значущих періодів коливань приземної температури повітря на станціях Західної Антарктиди

Гістограми свідчать, що для Західного узбережжя Антарктиди найбільш характерні 3 і 7 річні періоди коливань. Як відомо, явище Ель-Ніньо – Південне коливання (ЕНЮК) представляє найбільший і найважливіший сигнал в міжрічній кліматичній мінливості в системі океан-атмосфера, спостерігається

регулярно, кожні 2 – 7 років, наслідки ЕНЮК виявляються у вигляді значущих кліматичних аномалій в різних районах земної кулі. Таким чином, можна зробити попередні висновки, що температурний режим станцій Західної Антарктиди непогано відкликається на Південне коливання, але це вимагає подальших досліджень .

Проведемо порівняльний аналіз багаторічних змін приземної температури повітря на Західному поузрежжі Антарктиди для кожного місяця року. Для цього, за даними багаторічних досліджень були розраховані кількісні характеристики трендів приземної температури повітря, результати розрахунків представлені в таблиці 2.3.

Таблиця 2.3 – Значення трендів кожного місяця року для станцій Східному та Західному побережжі Антарктиди

Місяць	Величина тренду, °С
Січень	0,9
Лютий	0,8
Березень	1,0
Квітень	-0,6
Травень	0,8
Червень	1,5
Липень	<b>3,0</b>
Серпень	<b>4,3</b>
Вересень	<b>3,1</b>
Жовтень	<b>2,5</b>
Листопад	1,5
Грудень	1,1

Жирним шрифтом відмічені значення максимального зростання приземної температури повітря. Аналіз отриманих результатів показав, що, максимальні зміни приземної температури повітря характерні для Західної Антарктиди. Найбільш яскраво цей процес виражений в період антарктичної зими (липень – 3,0<sup>0</sup>С, серпень – 4,3<sup>0</sup>С, вересень – 3,1<sup>0</sup>С та жовтень – 2,5<sup>0</sup>С), у



всі інші місяці приземна температура має додатні значення трендів, крім квітня (-0,6<sup>0</sup>C).

Далі для кожної досліджуваної станції були виявлені основні тенденції динаміки термічного режиму приземної температури повітря прибережних станцій Західної Антарктиди (таблиця 2.4) [8].

Таблиця 2.4 – Значення максимумів і мінімумів, трендова складова приземної температури повітря (°C)

Станції	X	min	max	Значення тренда
Neumayer	-15,2	-17,0	-13,6	0,1
		2000	1996	
Halley	-18,3	-20,7	-16,1	-0,6
		1997	1969;1975	
Belgrano 2	-9,8	-14,7	0,5	-1,4
		1993	2003	
Russkaya	-12,0	-14,2	-2,5	4,9
		1985	1990	
Terra_Nowa Bay	-13,8	-17,7	-2,4	-5,5
		2006	1988	
McMurdo	-16,3	-23,8	-2,7	3,0
		1995	1992	
Scott_Base	-18,4	-21,4	-12,2	1,2
		2004	2008	

Тенденції, розраховані для станцій Західної Антарктиди, свідчать про плямистість в розподілі зростання і падіння температури на узбережжі. Максимум на Західному узбережжі фіксується на ст. Russkaya (4,9<sup>0</sup>) – станція розташована на мисі – зоні, відкритій вітрам. Мінімум на Західному узбережжі – Terra\_Nowa Bay (-5,5<sup>0</sup>) – станція розташовані в зоні шельфового льоду. По всьому материку можна виділити періоди стійкого зростання і падіння

температури повітря: нанесемо отримані данні на карту Антарктиди (рис. 2.15) [8].

Як бачимо, зростання температури повітря спостерігається в зонах відкритих вітрам, які знаходяться під впливом різних гілок переміщення циклонів; так станції Neumaier, на якій відмічається додатне значення тренду знаходяться під впливом Південно-Африканської та Південно-Американської гілок циклонів, станції Russkaya та McMurdo – під впливом Ново-Зеландської гілки (рис. 2.16). Що стосується падіння температури повітря, то всі ці станції знаходяться в зоні шельфового льоду (Halley та Belgrano 2) [8].

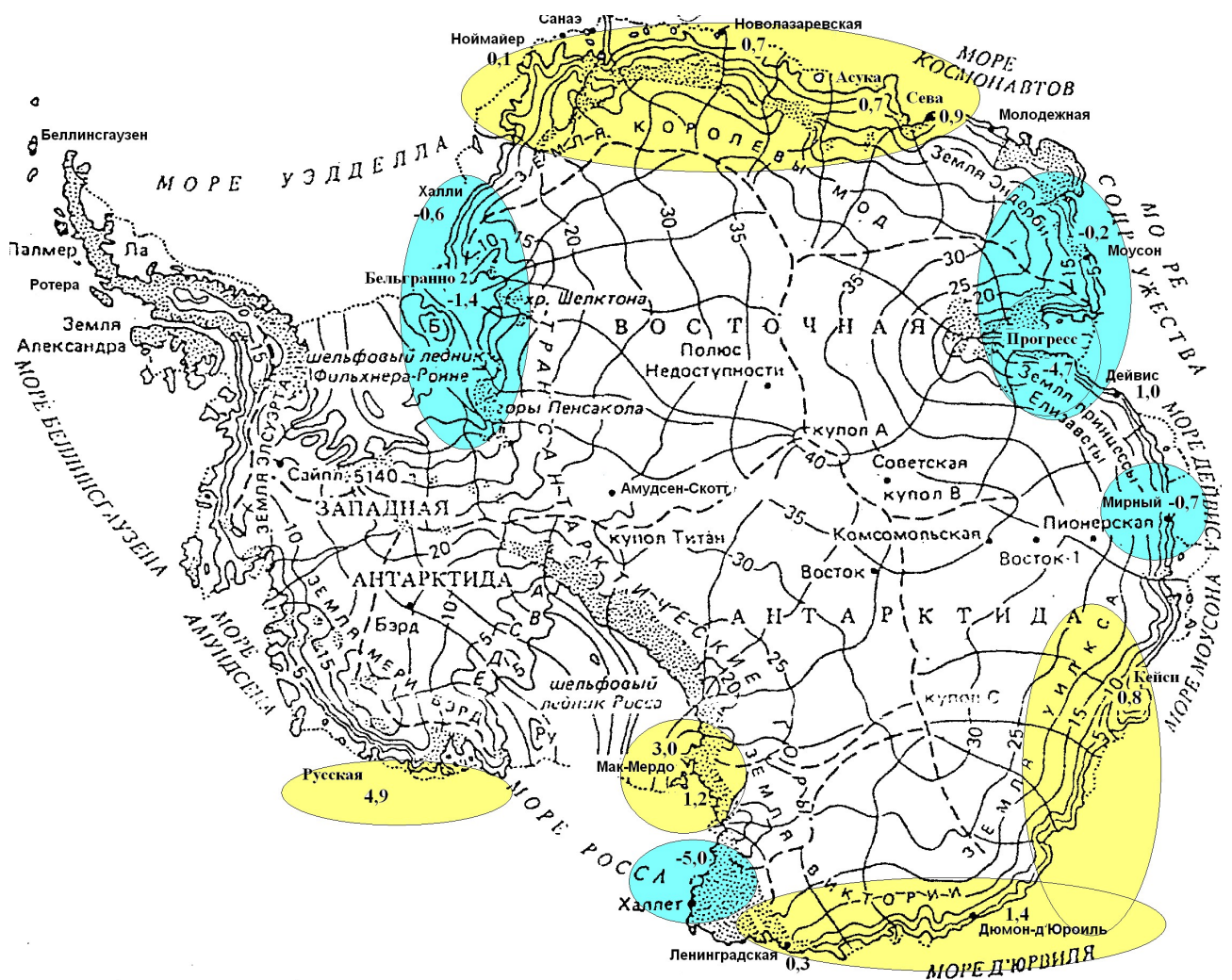


Рисунок 2.15 – Плямистий характер розповсюдження зон збільшення та зменшення приземної температури повітря

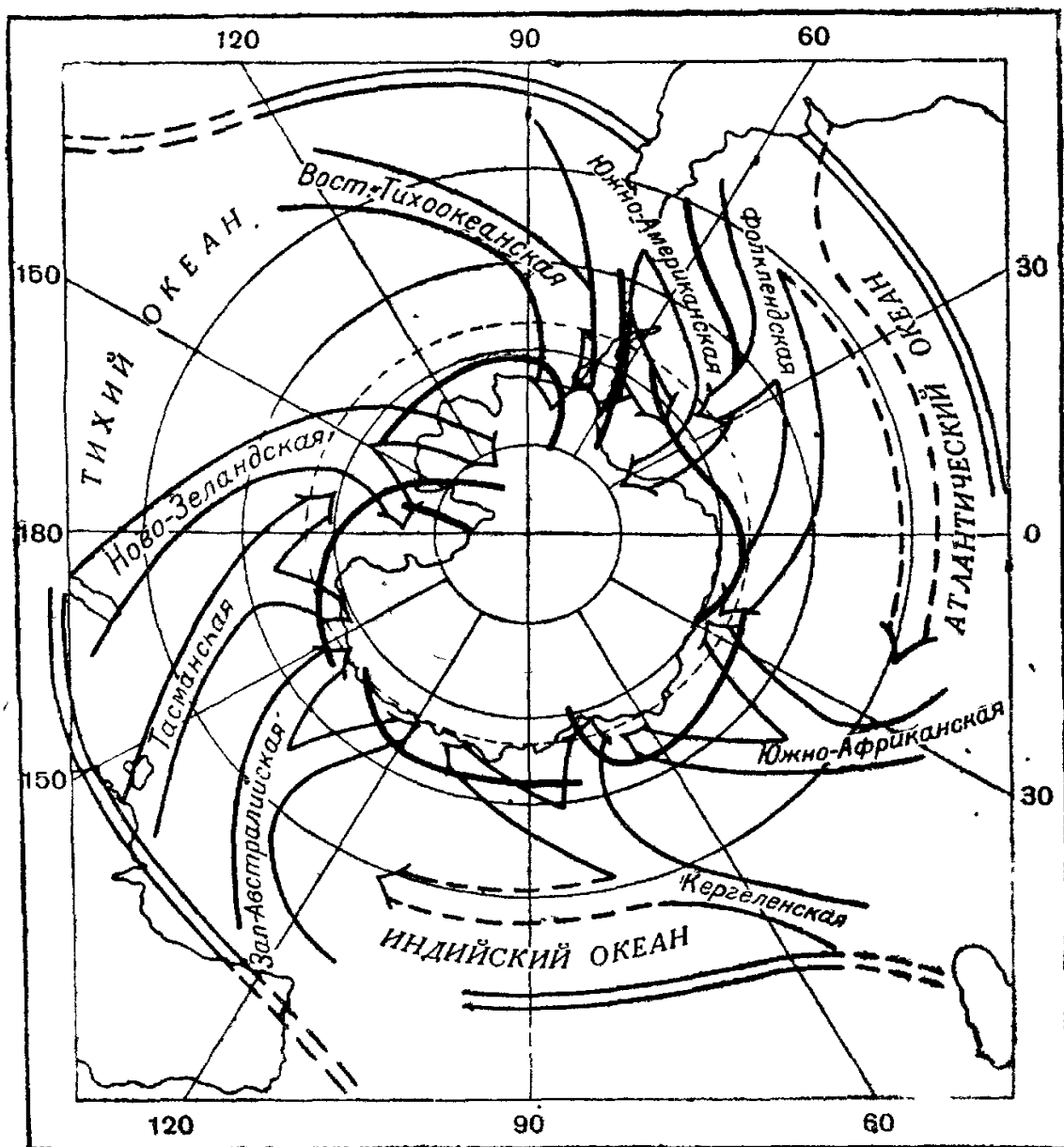


Рисунок 2.16 – Шляхи переміщення циклонів (зимовий період) в Антарктиці (по П.Д. Астапенко)

Далі необхідно дослідити окремо кожну виявлену пляму, як з додатними, так і з від'ємними тенденціями. Провести взаємний спектральний аналіз з одним з індексів глобальної циркуляції атмосфери. Слід також виявити значущі періоди коливання приземної температури повітря з більшою ймовірністю.

## 2.4 Десятирічні зміни приземної температури повітря станцій Західної Антарктиди

Проведемо аналіз десятирічних змін приземної температури повітря на досліджуваних станціях. Залежно від об'єму вибірки, ми отримали для дослідження по кожній станції різне число десятирічних періодів. Більшість станцій має досить довгі ряди даних, які цікавлять нас, і до них може бути застосований даний метод статистичного аналізу. Слід зазначити, що в розрахунках використовуються самі останні дані (окрім тих станцій, які були законсервовані), що дозволяє оцінити зміни температури за останнє десятиріччя.

Для визначення динаміки приземної температури повітря були розраховані середні значення середньомісячних температур за десятирічні періоди. Розподіл на десятирічні періоди проводився по всіх місяцях року, відлік починався довільно – з року, що закінчується на нуль (1960, 1970, і т.д.). В даному розділі будуть представлені станції, чий температурний ряд налічує два і більше десятиріччя.

Як відомо, завдяки своєрідному поєднанню географічних умов (перш за все великої висоти над рівнем моря і характеру рельєфу) з особливими умовами атмосферної циркуляції і радіаційними чинниками над територією Антарктиди формуються [10] три основні кліматичні зони:

1) внутрішньоматерикова високогірна кліматична зона, що займає всю центральну територію Антарктичного плато;

2) кліматична зона льодовикового схилу, розташована на північ від внутрішньоматерикової зони, північна межа цієї зони співпадає з ізогією 300–500 м над рівнем моря;

3) прибережна кліматична зона, що включає також вивідні і шельфові льодовики, припай, прибережні острови і оазиси. Ми, в даній роботі виділимо

додаткову зону – зону стічних вітрів, оскільки вона характеризується специфічними кліматичними характеристиками. Для кожної зони аналіз динаміки приземної температури повітря проводився, враховуючи широту станції.

В результаті розподілу ми розглядатимемо зони (табл. 2.5):

- берегова зона Антарктиди, це станція Molodeznaja;
- зона шельфового льоду, це станції Belgrano II, Helli, Neumayer, Mario Zucchelli і McMurdo.

Таблиця 2.5 – Зони Антарктичного материка

Назва станції	висота над рівнем моря	географічні координати	
		широта	широта
Берегова зона			
Molodeznaja	40 м	67,7 ю.ш.	45,9 з.д.
Зона шельфового льоду			
Neumayer	50 м	70,7 ю.ш.	8,4 з.д.
Mario Zucchelli	92 м	74,7 ю.ш.	164,1 з.д.
Halley	30 м	75,5 ю.ш.	26,4 з.д.
Belgrano II	256 м	77,9 ю.ш.	34,6 з.д.
McMurdo	24 м	77,9 ю.ш.	166,7 в.д.

#### 2.4.1 Берегова зона Антарктиди

Температурний режим у всій зоні приблизно однаковий. Середньорічні температури повітря коливаються від  $-10, -11^{\circ}$  на широті полярного круга до  $-17, -20^{\circ}$  і нижче для більш високих широт. Середні температури найхолоднішого періоду коливаються відповідно від  $-18, -20$  до  $-25, -35$  і навіть  $-40^{\circ}$ , а середні температури найтеплішого місяця близькі до  $0^{\circ}$ . Вітровий

режим, режим опадів, вологості віз духу, температури підстильної поверхні і т.д. різко різні. В дану зону потрапила станція Molodeznaja (рис. 2.17). Вона представлена вибіркою, що складається з трьох десятиріч.

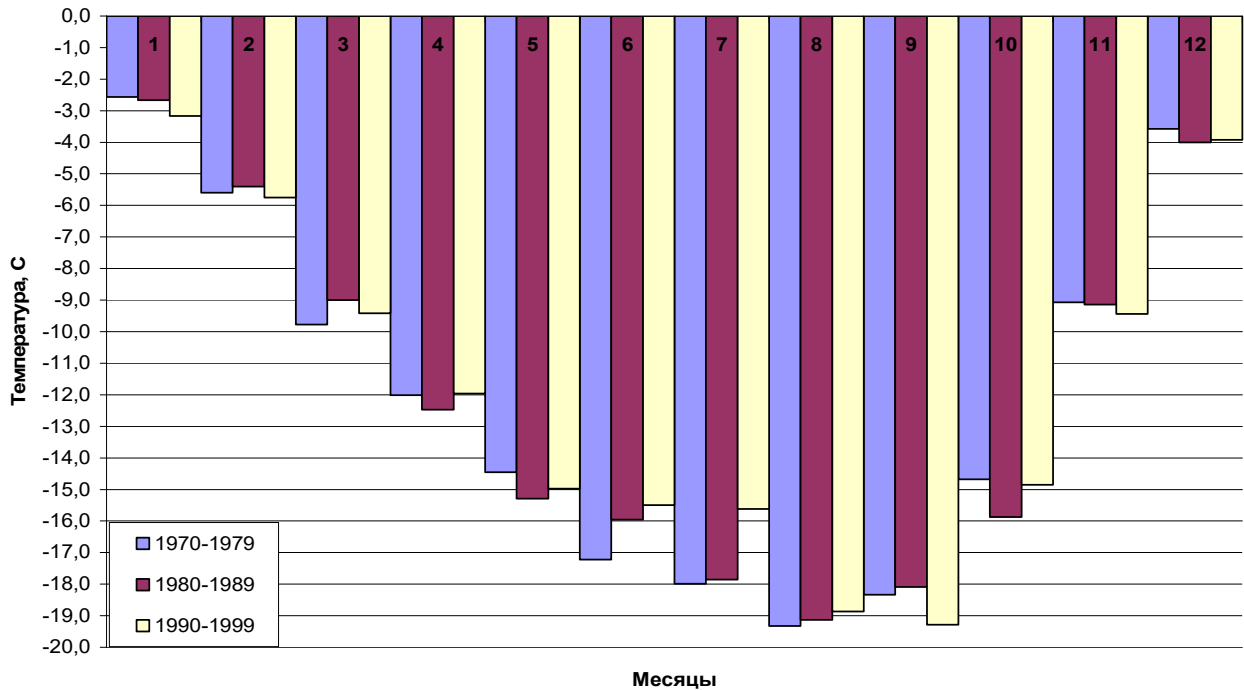


Рисунок 2.39 – Діаграма десятирічної зміни приземної температури повітря на станції Molodeznaja

#### 2.4.2 Зона шельфового льоду

Температурний режим у всій зоні приблизно однаковий. Середньорічні температури повітря коливаються від  $-10, -11^{\circ}$  на широті полярного круга до  $-17, -20^{\circ}$  і нижче для більш високих широт. Середні температури найхолоднішого періоду коливаються відповідно від  $-18, -20$  до  $-25, -35$  і навіть  $-40^{\circ}$ , а середні температури найтеплішого місяця близькі до  $0^{\circ}$ . Вітровий режим, режим опадів, вологості віз духу, температури підстильної поверхні і т.д. різко різні. В дану зону потрапили станції Belgrano II, Helli, Neumayer,

Mario Zucchelli і McMurdo (рис. 2.18–2.22). Станції McMurdo і Helli представлені вибіркою, що складається з п'яти десятиріч, станції Neumaier і Belgrano II – трьох десятиріч, станція Mario Zucchelli – двох десятиріч.

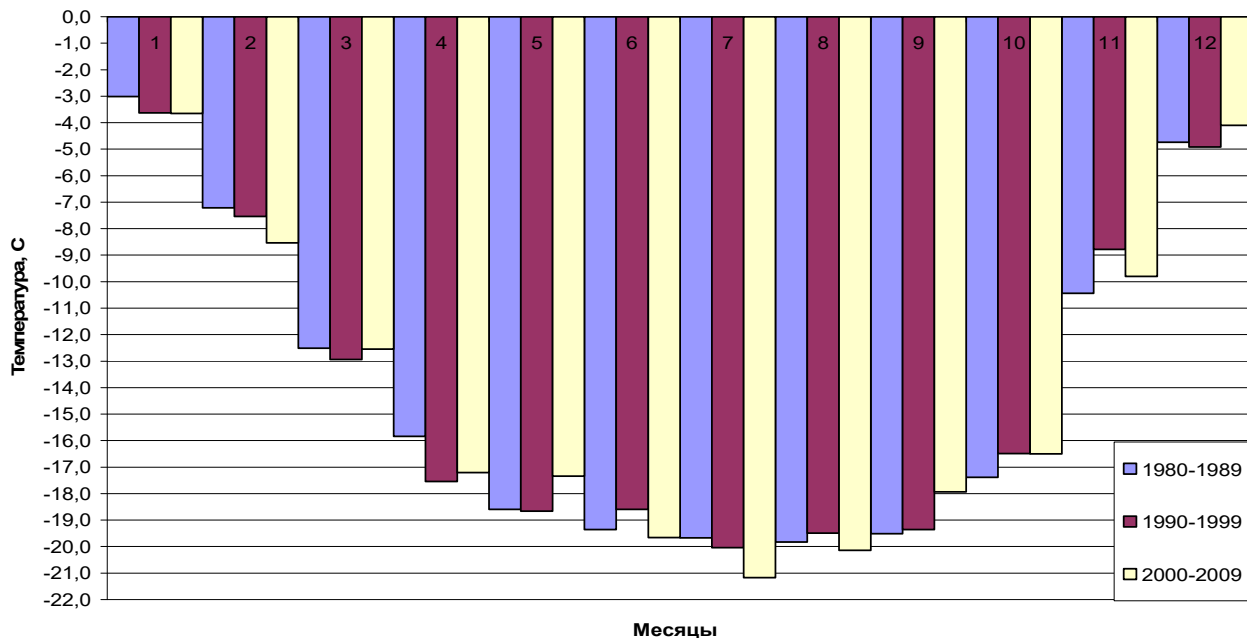


Рисунок 2.18 – Діаграма десятирічної зміни приземної температури повітря на станції Belgrano II

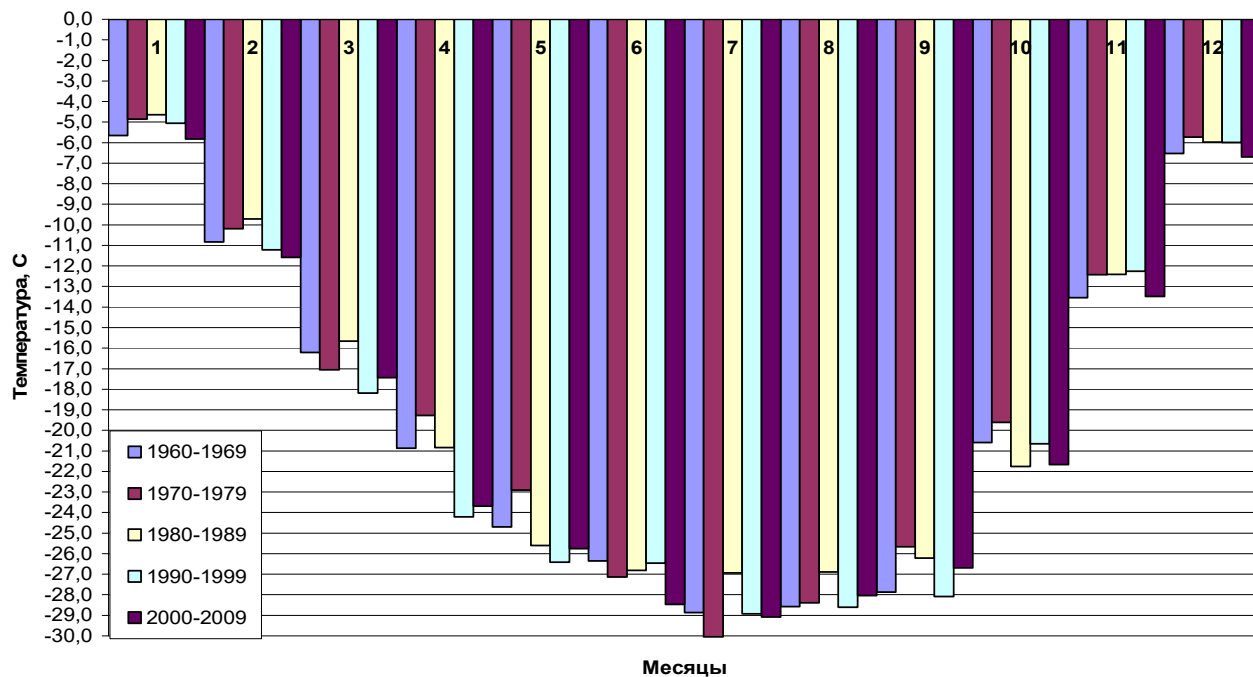


Рисунок 2.19 – Діаграма десятирічної зміни приземної температури повітря на станції Halley

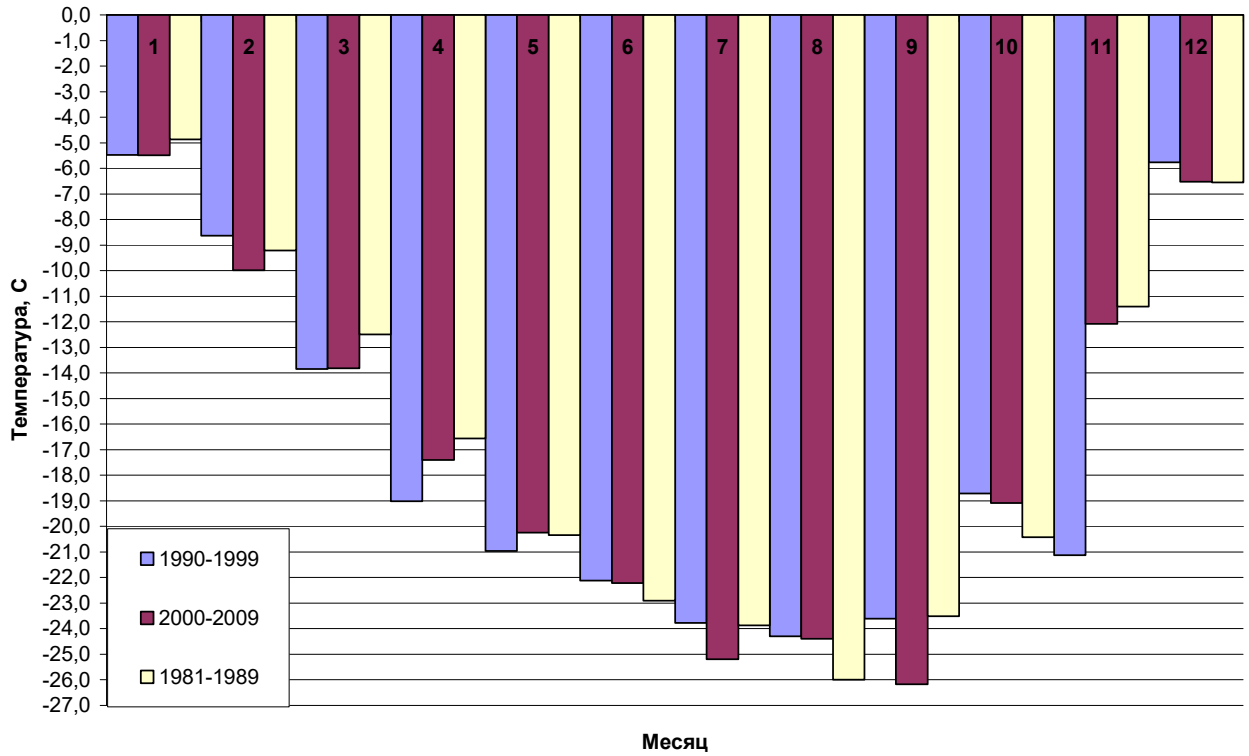


Рисунок 2.20 – Діаграма десятирічної зміни приземної температури повітря на станції Neumaier

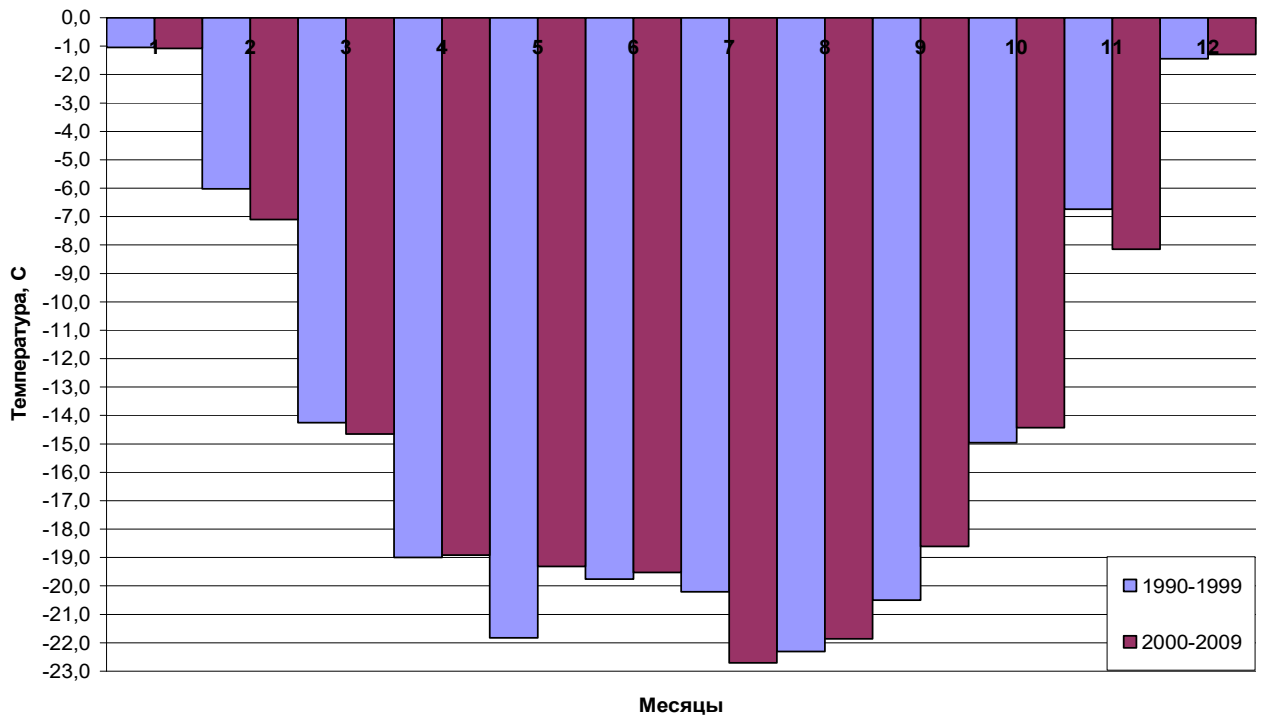


Рисунок 2.21 – Діаграма десятирічної зміни приземної температури повітря на станції Mario Zucchelli



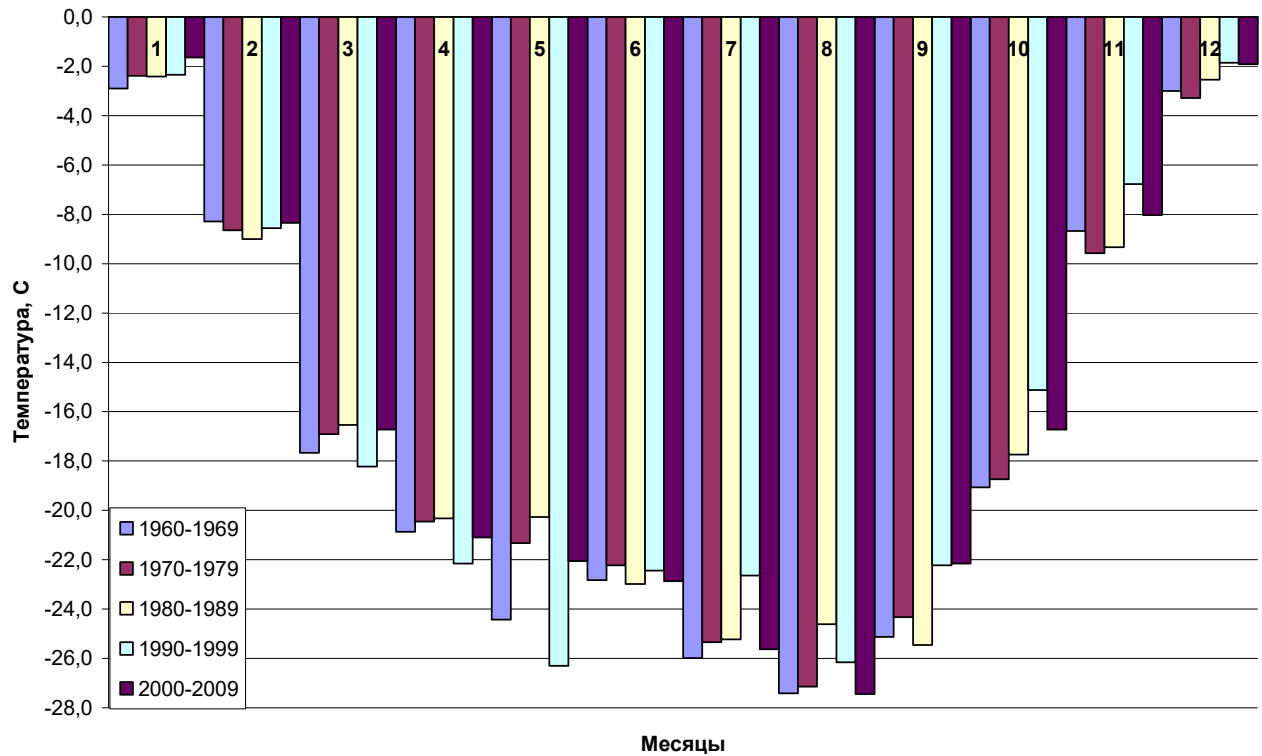


Рисунок 2.22 – Діаграма десятирічної зміни приземної температури повітря на станції McMurdo

Як бачимо, найзначніші зміни протягом досліджених років відбуваються в перехідні періоди року, також практично на всіх досліджених станціях 1960-1969рр., а також 1990-1999рр. відмічається падіння приземної температури повітря.

Проведемо дослідження річної амплітуди температури повітря.

Річна амплітуда температури повітря розраховується як різниця між середньої температурою повітря самого теплого та холодного місяців року. Ця величина є показником континентальності клімату та залежить від віддаленості від побережжя так: в прибережному районі ця величина мінімальна, а в глибині материка – максимальна. Проведемо аналіз річної амплітуди температури повітря для деяких Антарктичних станцій. В ході роботи вся вибірка була розділена на десятиріччя та двадцятиріччя. По даним періодам була розрахована річна амплітуда, значення представлені в таблиці 2.6.

Таблиця 2.6 – Зміни амплітуди приземної температури повітря

Станції	Довгота	Широта (пд. ш.)	ΔА по 10 лет			
			1970- 1979	1980- 1989	1990- 1999	2000- 2009
Amundsen Scott	0,0E	90	1,9	1,6	1,3	1,5
Vostok	106,9E	78,5		0,1	1,6	0,3
Halley	26,4W	75,5	2,0	2,9	1,6	0,6
Neumayer	8,4W	70,7			5,6	1,4

Як бачимо на всіх досліджених станціях спостерігається збільшення річної амплітуди приземної температури повітря в широтному напрямку від станцій Casey до станції Amundsen Scott (полюс). Крім того, можна відмітити, що між десятиріччями 1980-1989 и 1990-1999рр. спостерігається максимальне збільшення ΔА, що свідчить о зменшенні на цю величину річної амплітуди в десятиріччя 1990-1999рр.

Таким чином, ми виявили, що в 1990-1999рр. відбувається різке зменшення річної амплітуди температури повітря. Так як ми використали данні двох місяців січня – антарктичне літо та липня – антарктична зима, треба з'ясувати, як протягом всього дослідженого періоду змінюються значення приземної температури в ці місяці. Були побудовані графіки середньомісячних значень температури повітря на всіх станціях, проведені лінійні тренди. Отримані значення представлені в таблиці 2.7. В січні, на всіх західних станцій спостерігається зростання приземної температури повітря В липні – центральному місяці зими практично на всіх станціях фіксується зростання приземної температури повітря с максимумом на станції Molodeznaja на 2,6<sup>0</sup>С.

Таблиця 2.7 – Характеристики трендів середньомісячної приземної температури повітря січня та липня

Станції	Довгота	Широта	Січень	Липень	Період років
Amundsen Scott	0,0E	90,0	-0,2	0,3	1957-2009
Vostok	106,9E	78,5	-0,3	2,2	1958-2009
Halley	26,4W	75,5	0,0	0,9	1957-2009
Neumayer	8,4W	70,7	0,0	1,2	1981-2009

### 3 СТАТИСТИЧНИЙ МЕТОДИ АНАЛІЗУ ПРИЗЕМНОЇ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ ПРИБЕРЕЖНИХ СТАНЦІЙ АНТАРКТИДИ

#### 3.1 Взаємний спектральний аналіз двох випадкових процесів

Спектральний аналіз є одним із важливих методів статистичного дослідження випадкових часових рядів. Він всебічно використовується в різних галузях науки та техніки, у тому числі в гідрометеорології для фізико – статистичного моделювання складних атмосферних процесів [9].

Важливою вимогою використання цього методу при дослідженнях евквідістантних часових рядів є стаціонарність випадкових послідовностей. Спектральний аналіз дає можливість отримати важливі характеристики статистичної структури часових гідрометеорологічних рядів, які є, як відомо, випадковими. Він дозволяє детально визначити особливості розвитку атмосферних процесів, встановити важливі взаємозв'язки між різними їх сторонами.

Відомо, що властивості випадкових функцій визначаються їх ймовірносними характеристиками. Автоковаріаційна  $K_x(t_i; t_j)$  та автокореляційна  $R_x(t_i; t_j)$  функції дають можливість встановити характер взаємозв'язку між різними перерізами випадкової функції  $X(t)$ .

Якщо треба дослідити взаємозв'язок між двома випадковими функціями, наприклад,  $X(t)$  та  $Y(t)$ , то його характер визначають взаємна коваріаційна –  $K_{xy}(t_i; t_j)$  та взаємна кореляційна –  $R_{xy}(t_i; t_j)$  функції.

При спектральному розкладенні випадкової функції можна отримати спектр функції, тобто представлення її сумою гармонічних коливань, які мають різні амплітуди гармонік.

Важливою характеристикою випадкового процесу є спектральна щільність, яка визначає щільність розподілу дисперсії гармонічних коливань у залежності від частоти та виступає енергетичним спектром випадкової функції.

Для системи стаціонарних випадкових процесів  $X_1(t), X_2(t), \dots, X_n(t)$ , крім спектральних щільностей  $S_{x_i}(\omega)$  кожного процесу, розглядаються й взаємні спектральні щільності  $S_{x_i x_j}(\omega)$ , які є перетвореннями Фур'є від відповідних взаємних коваріаційних функцій [9]:

$$S_{x_i x_j}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} K_{x_i x_j}(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau. \quad (3.1)$$

Навпаки, взаємні коваріаційні функції є оберненими перетвореннями Фур'є від взаємних спектральних щільностей, тобто:

$$K_{x_i x_j}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} S_{x_i x_j}(\omega) e^{i\omega\tau} d\omega. \quad (3.2)$$

Взаємна коваріаційна функція не має властивостей парності. Позначимо через  $K_{x_i x_j}^{(+)}(\tau)$  – парну частину взаємної коваріаційної функції  $K_{x_i x_j}(\tau)$ , а через  $K_{x_i x_j}^{(-)}(\tau)$  – її непарну частину.

Отже,

$$K_{x_i x_j}(\tau) = K_{x_i x_j}^{(+)}(\tau) + K_{x_i x_j}^{(-)}(\tau), \quad (3.3)$$

де

$$K_{x_i x_j}^{(+)}(\tau) = \frac{1}{2} \left[ K_{x_i x_j}(\tau) + K_{x_i x_j}(-\tau) \right], \quad (3.4)$$

$$K_{x_i x_j}^{(-)}(\tau) = \frac{1}{2} \left[ K_{x_i x_j}(\tau) - K_{x_i x_j}(-\tau) \right]. \quad (3.5)$$

Якщо підставити рівняння (3.3) в рівняння (3.1) та використати відому формулу Ейлера, отримаємо:

$$S_{x_i x_j}(\omega) = C_{x_i x_j}(\omega) - iQ_{x_i x_j}(\omega), \quad (3.6)$$

де

$$C_{x_i x_j}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} K_{x_i x_j}^{(+)}(\tau) \cos \omega \tau d\tau \quad (3.7)$$

називається ко-спектром, а функція

$$Q_{x_i x_j}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} K_{x_i x_j}^{(-)}(\tau) \sin \omega \tau d\tau \quad (3.8)$$

квадратурним спектром випадкових процесів  $X_i(t)$  та  $X_j(t)$ .

Ко-спектр, як косинус-перетворення Фур'є від парної функції  $K_{x_i x_j}^{(+)}(\tau)$ , є парною функцією [9].

Якщо застосувати для функції  $e^{i\omega t}$  формулу Ейлера, то отримаємо формулу для взаємної коваріаційної функції у вигляді:

$$K_{x_i x_j}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} C_{x_i x_j}(\omega) \cos \omega \tau d\omega + \int_{-\infty}^{\infty} Q_{x_i x_j}(\omega) \sin \omega \tau d\omega. \quad (3.9)$$

За умови  $\tau = 0$  взаємна коваріаційна функція визначається рівнянням (3.10):

$$K_{x_i x_j}(0) = \int_{-\infty}^{\infty} C_{x_i x_j}(\omega) d\omega. \quad (3.10)$$

Формула (3.10) свідчить про те, що ко-спектр дає розкладання по різних частотах взаємної коваріаційної функції двох випадкових процесів при нульовому зсуві аргументу і має сенс середнього добутку процесів  $X_i(t)$  та  $X_j(t)$  у вузькому інтервалі частот  $\omega + d\omega$ , поділеному на частотний інтервал. Ко-спектр характеризує розкладання по частотах енергії синхронної взаємодії процесів  $X_i(t)$  та  $X_j(t)$ .

Квадратурний спектр  $Q_{x_i x_j}(\omega)$  показує внесок різних гармонік у сумарну коваріацію за умови, коли всі гармоніки часової послідовності  $X_i(t)$  зсунуті по

фазі на чверть періоду назад, а послідовність  $X_j(t)$  залишається незмінною. Квадратурний спектр характеризує розподіл по частотах енергії несинхронної взаємодії процесів  $X_i(t)$  та  $X_j(t)$  [9].

Дійсно, за умови  $\tau = \frac{\pi}{2\omega} = \frac{T}{4}$  отримаємо на основі формули (3.9)

коваріаційну функцію у вигляді:

$$K_{x_i x_j} \left( \frac{T}{4} \right) = \int_{-\infty}^{\infty} Q_{x_i x_j}(\omega) d\omega . \quad (3.11)$$

За умови  $\tau = 0$  на основі формули (3.9) будемо мати:

$$K_{x_i x_j} (0) = \int_{-\infty}^{\infty} C_{x_i x_j}(\omega) d\omega . \quad (3.12)$$

З останньої рівності виходить, що ко-спектр дає розкладання по різних частотах взаємної коваріаційної функції двох випадкових процесів при нульовому зсуві аргументу.

Аналогічно, якщо  $\tau = \frac{\pi}{2\omega} = \frac{T}{4}$  отримаємо:

$$K_{x_i x_j} \left( \frac{T}{4} \right) = \int_{-\infty}^{\infty} Q_{x_i x_j}(\omega) d\omega . \quad (3.13)$$

Отже, квадратурний спектр характеризує внесок у загальну взаємну кореляцію двох випадкових процесів гармонік, що в них утримуються, при зсуві фаз цих гармонік на чверть періоду.

Комплексну функцію можна записати у показниковій формі:

$$S_{x_i x_j}(\omega) = \left| S_{x_i x_j}(\omega) \right| e^{j\psi_{x_i x_j}(\omega)} . \quad (3.14)$$

Модуль взаємної спектральної щільності:

$$\left| S_{x_i x_j}(\omega) \right| = \sqrt{C_{x_i x_j}^2(\omega) + Q_{x_i x_j}^2(\omega)} \quad (3.15)$$

називають амплітудним спектром, а функцію

$$\psi_{x_i x_j}(\omega) = \operatorname{arctg} \left[ \frac{Q_{x_i x_j}(\omega)}{C_{x_i x_j}(\omega)} \right] \quad (3.16)$$

фазовим спектром.

При частотному зображенні процесів з'являється можливість порівняти взаємну енергію на фіксованій частоті з енергіями кожного з процесів на цій же частоті за допомогою такого співвідношення [9]:

$$\Gamma(\omega) = \frac{C_{x_i x_j}^2(\omega) + Q_{x_i x_j}^2(\omega)}{S_{x_i}(\omega)S_{x_j}(\omega)}. \quad (3.17)$$

Величина

$$\gamma(\omega) = \sqrt{\Gamma(\omega)} \quad (3.18)$$

має сенс спектрального коефіцієнту взаємної кореляції процесів  $X_i(t)$  та  $X_j(t)$ , який визначає тісноту кореляційного зв'язку між цими процесами на фіксованих частотах. Вона має назву когерентності й може приймати значення від 0 до 1.

Когерентність одночасно являє собою міру стійкості різниці фаз. Якщо різниця фаз двох процесів є стійкою,  $\gamma(\omega) \rightarrow 1$ , якщо різниця фаз нестійка, то  $\gamma(\omega) \rightarrow 0$ .

При визначенні міри взаємозв'язку спектральних компонентів двох процесів важливо з'ясувати, яким є співвідношення між взаємною енергією синхронної та несинхронної взаємодії, оскільки саме від характеру цієї взаємодії залежить різниця фаз коливань на фіксованій частоті. Із рівняння (3.46) виходить, що за умов  $C_{x_i x_j}(\omega) \neq 0$  та  $Q_{x_i x_j}(\omega) = 0$ , різниця фаз коливань повинна дорівнювати нулю, оскільки взаємозв'язок процесів буде існувати за рахунок синхронної їх взаємодії.

За умов  $C_{x_i x_j}(\omega) = 0$  та  $Q_{x_i x_j}(\omega) \neq 0$  різниця фаз спектральних компонент дорівнює  $\frac{\pi}{2}$  (чверті періоду). Це означає, що взаємозв'язок коливань відбувається тільки в результаті несинхронної взаємодії процесів  $X_i(t)$  і  $X_j(t)$ .

У всіх інших випадках, тобто за умов  $C_{x_i x_j}(\omega) \neq 0$  і  $Q_{x_i x_j}(\omega) \neq 0$ , різниця фаз спектральних компонентів (фазовий спектр) визначається рівнянням (3.6) [9].

Фазовий спектр визначає відставання по фазі процесу  $X_j(t)$  від процесу  $X_i(t)$  за умови, що величину  $\psi_{x_i x_j}(\omega)$  вважають додатною від  $0^\circ$  до  $180^\circ$  і від'ємною від  $180^\circ$  до  $360^\circ$ . Зсув фаз в  $0$  відповідає додатній кореляції між процесами ("у фазі"), а зсув фаз в  $180^\circ$  – від'ємній кореляції ("у протифазі").

Інколи зручніше аналізувати фазовий зсув не в градусах, а в одиницях часу (секунда, година, доба, тиждень . . .). Щоб перейти до одиниць часу використовують формулу:

$$\psi_{x_i x_j}^\tau(\omega) = \frac{T_k}{360^\circ} \psi_{x_i x_j}^0, \quad (3.19)$$

де  $\psi_{x_i x_j}^0(\omega)$  – зсув фаз між двома процесами в градусах;

$T_k$  – період коливання в одиницях часу, який відповідає частоті  $f_k$  і розраховується як:

$$T_k = \frac{N_1 \square t}{k}, \quad \text{де} \quad (3.20)$$

$$N_1 = 2^m, \quad m = 1, 2, \dots, 3 \dots$$



### 3.2 Взаємний спектральний аналіз між приземною температурою повітря станцій Антарктиди та SOI

В даній частині роботи зроблена спроба виявити взаємозв'язок середньомісячної приземної температури повітря антарктичних станцій та SOI. Для спектрального аналізу були вибрані три станції: Східне узбережжя представлено станцією Мірний, Західне – Халлі та Антарктичне плато – Амундсен Скот [11].

Взаємозв'язок між періодичними складовими в часових рядах середньомісячних значень приземної температури повітря та SOI здійснювалося за допомогою взаємного спектрального аналізу. Алгоритм дослідження стаціонарних випадкових процесів було реалізовано на ПЕОМ за допомогою комп'ютерної програми “Spektr”. Користуючись комп'ютерною програмою “Spektr” були отримані статистичні оцінки взаємної спектральної щільності середньомісячної температури повітря SOI для трьох станцій Антарктиди. За даними таблиці 3.1 (ст. Мірний) побудований графік: когерентності  $\gamma(\omega)$  (рис. 3.1). Вірогідність статистичних оцінок взаємної спектральної щільності будемо визначати по когерентності за умови  $\gamma(\omega) \geq 0,90$ . Жирним шрифтом визначені випередження змін SOI [11].

За допомогою методики, яка була викладена у [9], були розраховані спектральні щільності окремих випадкових процесів, а саме середньомісячної приземної температури повітря [процес  $X(t)$ ] та SOI [процес  $Y(t)$ ]. На рис. 3.2 та 3.3 представлені відповідні спектрограми.

Таблиця 3.1 – Статистичні оцінки взаємної спектральної щільності для середньомісячної приземної температури повітря та SOI (ст. Мірний)

№ з/п	$C_{x_i x_j}(\omega)$	$Q_{x_i x_j}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{x_i x_j}(\omega)$ град.	$\psi, \text{місяць}$
2	1,37	4,01	0,97	256,0	71,17	50,6
<b>128</b>	<b>0,97</b>	<b>-0,84</b>	<b>0,94</b>	<b>4,0</b>	<b>319,09</b>	<b>3,5</b>
138	0,86	1,12	0,9	3,7	52,51	0,5
154	-0,67	-0,86	0,94	3,3	52,11	0,5
164	0,55	0,75	0,93	3,1	53,77	0,5
180	-0,75	-0,76	0,90	2,8	45,40	0,4
<b>183</b>	<b>-0,27</b>	<b>1,23</b>	<b>0,92</b>	<b>2,8</b>	<b>282,34</b>	<b>2,2</b>

Для визначення вірогідності статистичної оцінки спектральної щільності середніх місячних значень приземної температури повітря використовується довірчий інтервал, для якого значення оцінки спектра попадає з заданою ймовірністю.

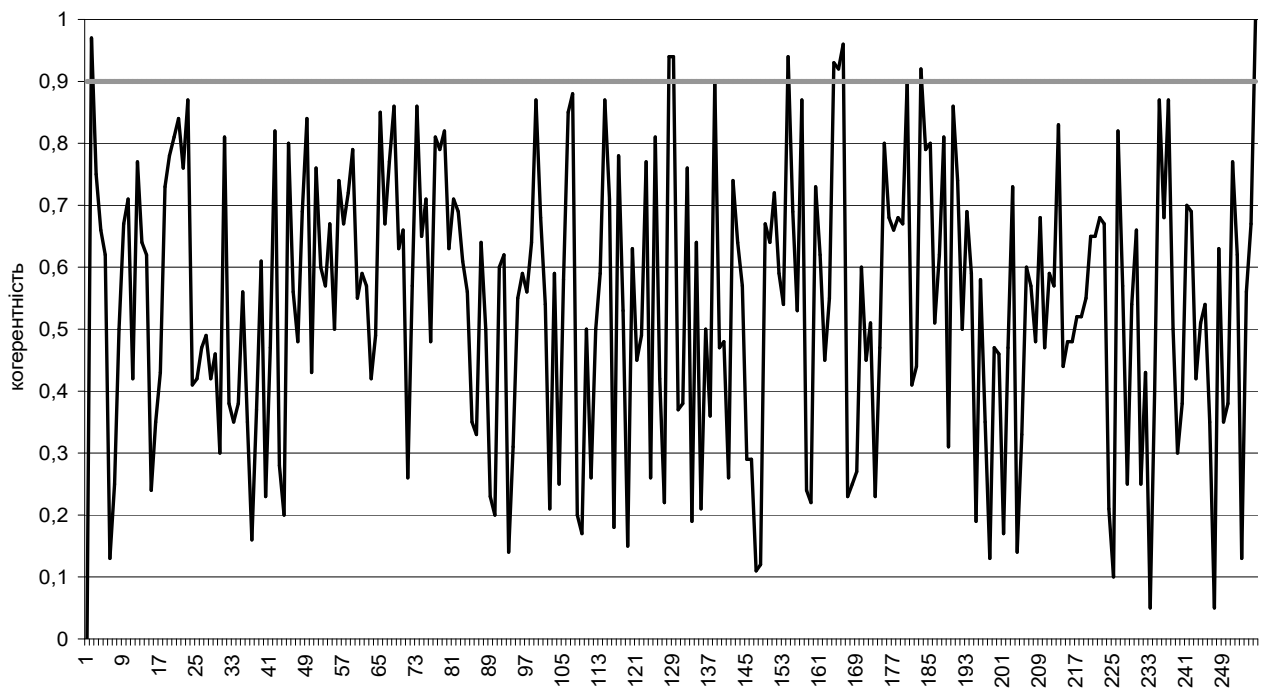


Рисунок 3.1 – Когерентність процесів середньомісячної температури повітря (ст. Мірний) та SOI

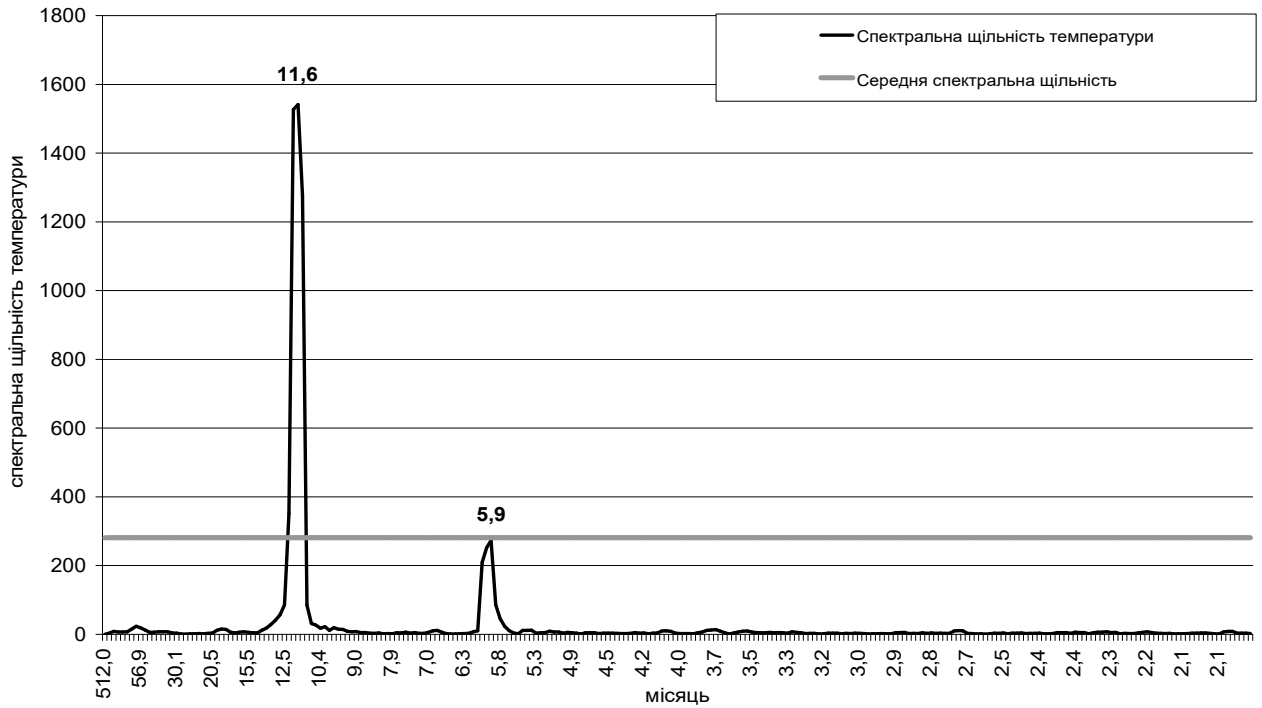


Рисунок 3.2 – Спектрограма приземної температури повітря (ст. Мірний)

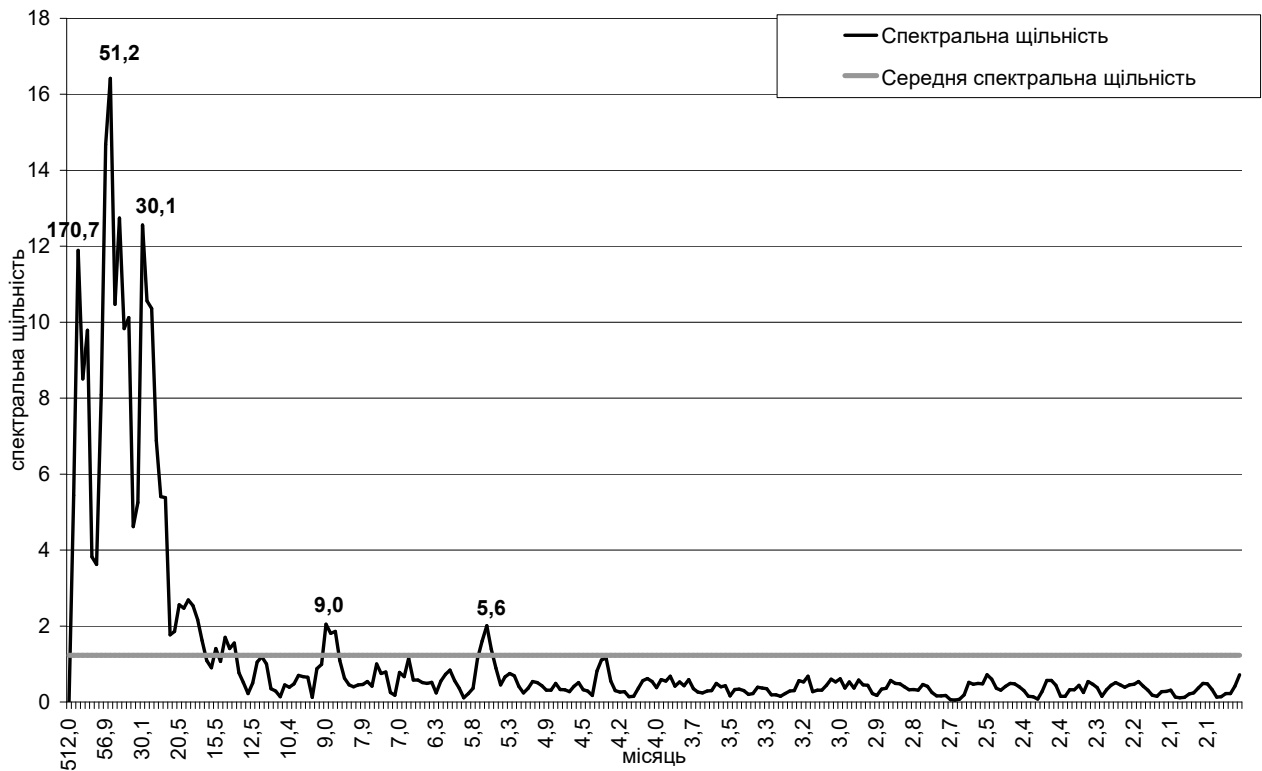


Рисунок 3.6 – Спектрограма SOI (ст. Мірний)

Нуль гіпотезу треба формулювати таким чином: на рівні значущості 0,05 (або 0,10) відсутні гармонічні коливання в спектрі середніх місячних значень приземної температури повітря на фоні спектра реалізації «червоного шуму» графіком якого є спадаюча експоненціальна крива. В даній роботі перевірка цієї гіпотези також не виконувалась.

Як впливає з рисунку 3.2, в спектральній щільності середніх місячних значень температури повітря для станції Мірний виявлені річні періодичні коливання з періодом – 11,6 місяця, піврічні – 5,9 місяця.

Для визначення вірогідності статистичної оцінки спектральної щільності середніх місячних значень SOI треба використовувати довірчий інтервал, для якого значення оцінки спектра попадає з заданою ймовірністю. В даній роботі перевірка цієї гіпотези не виконувалась.

Як впливає з рисунку 3.3, в спектральній щільності середніх місячних значень SOI для станції Мірний виявлені коливання з періодом 51,2 місяця (4,3 року), річні – 9,0 місяців та піврічні коливання – 5,6 місяця. Також були виявлені періодичні коливання з періодом – 107,7 місяця (14,2 року) та 30,1 місяця (2,5 року).

Далі був визначений початок фази кожного процесу (табл. 3.1). Як показали розрахунки, тільки для гармонік 4,0 і 2,8 місяців спостерігається випередження процесу  $Y$  (який характеризує зміни SOI) по відношенню до процесу  $X$  (який характеризує зміни приземної температури на ст. Мірний) на 3,5 та 2,2 місяці відповідно. Періодичні коливання 21,3 року характеризуються випередженням зміни приземної температури по відношенню до зміни SOI на 4,2 року, що свідчить про наявність іншого, більш масштабного процесу, який впливає як на приземну температуру так й на зміни тиску на станціях Таїті і Дарвін.. Сезонні коливання відбуваються практично в «фазі». Далі, за даними таблиці 3.2 (ст. Халлі) побудований графік когерентності  $\gamma(\omega)$  (рис. 3.4). Вірогідність статистичних оцінок взаємної спектральної щільності будемо

визначати по когерентності за умови  $\gamma(\omega) \geq 0,90$ . Жирним шрифтом визначені випередження змін SOI [11].

Таблиця 3.2 – Статистичні оцінки взаємної спектральної щільності для середньомісячної приземної температури повітря та SOI (ст. Халлі)

№ з/П	$C_{x_i x_j}(\omega)$	$Q_{x_i x_j}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_k, \text{місяць}$	$\psi_{x_i x_j}(\omega)$ град.	$\psi, \text{місяць}$
2	1,9	13,29	0,91	256,0	81,91	58,2
<b>12</b>	<b>2,77</b>	<b>-8,1</b>	<b>0,92</b>	<b>42,7</b>	<b>288,84</b>	<b>34,2</b>
<b>57</b>	<b>4,12</b>	<b>-4,56</b>	<b>0,96</b>	<b>9,0</b>	<b>312,07</b>	<b>7,8</b>
<b>161</b>	<b>-1,2</b>	<b>0,44</b>	<b>0,90</b>	<b>3,2</b>	<b>339,85</b>	<b>3,0</b>
<b>202</b>	<b>-1,5</b>	<b>1,79</b>	<b>0,91</b>	<b>2,5</b>	<b>309,94</b>	<b>2,2</b>
<b>224</b>	<b>-0,32</b>	<b>0,73</b>	<b>0,90</b>	<b>2,3</b>	<b>293,64</b>	<b>1,9</b>

За допомогою методики, яка була викладена у [9], були розраховані спектральні щільності окремих випадкових процесів, а саме середньомісячної приземної температури повітря [процес  $X(t)$ ] та SOI [процес  $Y(t)$ ]. На рис. 3.5 та 3.6 представлені відповідні спектрограми.

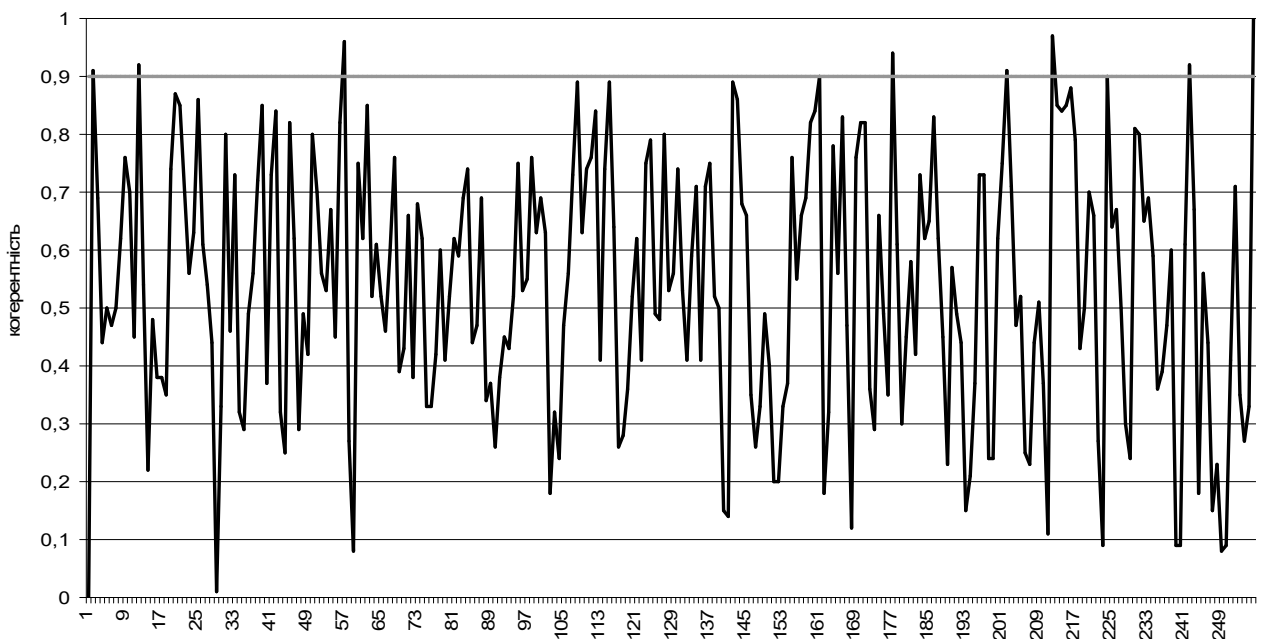


Рисунок 3.4 – Когерентність процесів середньомісячної температури повітря (ст. Халлі) та SOI

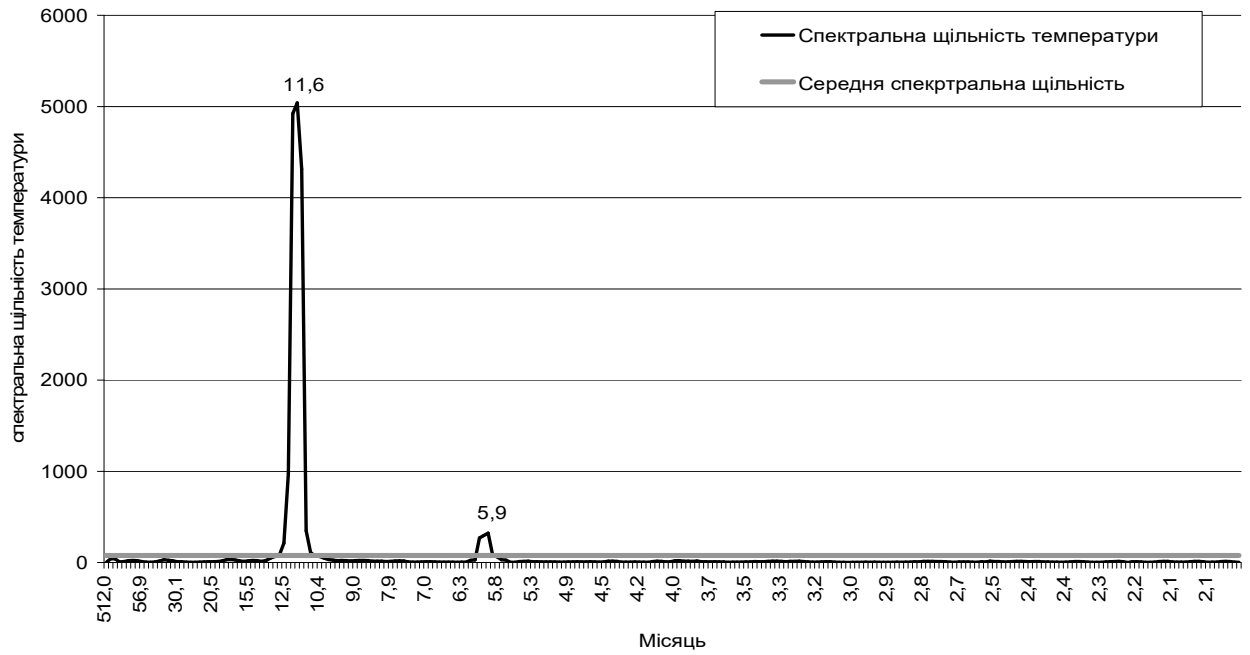


Рисунок 3.5 – Спектрограма приземної температури повітря (ст. Халлі)

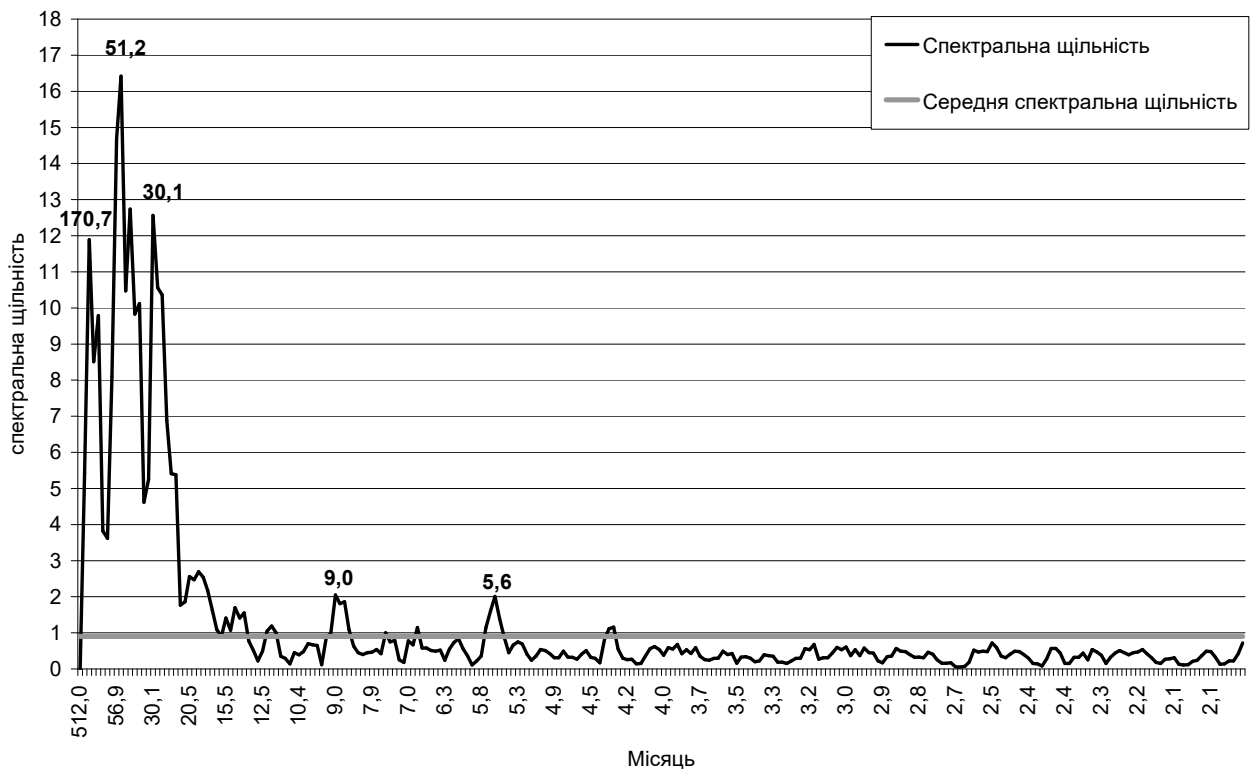


Рисунок 3.9 – Спектрограма SOI (ст. Халлі)

Для визначення вірогідності статистичної оцінки спектральної щільності середньомісячних значень приземної температури повітря використовується довірчий інтервал, для якого значення оцінки спектра попадає з заданою ймовірністю. Нуль гіпотезу треба формулювати таким чином: на рівні значущості 0,05 (або 0,10) відсутні гармонічні коливання в спектрі середніх місячних значень приземної температури повітря на фоні спектра реалізації «червоного шуму» графіком якого є спадаюча експоненціальна крива. В даній роботі перевірка цієї гіпотези також не виконувалась. Як впливає з рисунку 3.5, в спектральній щільності середньомісячних значень температури повітря для станції Халлі виявлені річні періодичні коливання з періодом – 11,6 місяця, піврічні – 5,9 місяця.

Для визначення вірогідності статистичної оцінки спектральної щільності середніх місячних значень SOI треба використовувати довірчий інтервал, для якого значення оцінки спектра попадає з заданою ймовірністю. В даній роботі перевірка цієї гіпотези не виконувалась.

Як впливає з рисунку 3.6, в спектральній щільності середніх місячних значень SOI для станції Халлі виявлені коливання з періодом 51,2 місяця (4,3 року), річні – 9,0 місяців та піврічні коливання – 5,6 місяця. Також були виявлені періодичні коливання з періодом – 107,7 місяця (14,2 року) та 30,1 місяця (2,5 року).

Далі був визначений початок фази кожного процесу (табл. 3.2). Як показали розрахунки, тільки для гармонік сезонних, річних та квазічотирьохрічних спостерігається випередження процесу У (який характеризує зміни SOI) по відношенню до процесу Х (який характеризує зміни приземної температури на ст. Халлі). Випередження квазічотирьохрічних на 3,0 роки. Зсув коливання річних та сезонних гармонік практично рівняється тривалості коливання. Періодичні коливання 21,3 року характеризуються випередженням зміни приземної температури по відношенню до зміни SOI на 4,2 року, що свідчить про наявність іншого, більш масштабного процесу, який

впливає як на приземну температуру так й на зміни тиску на станціях Таїті і Дарвін [11].

Таблиця 3.3 – Статистичні оцінки взаємної спектральної щільності для середньомісячної приземної температури повітря та SOI (ст. Амундсен Скотт)

№ з/п	$C_{x_i x_j}(\omega)$	$Q_{x_i x_j}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_k, \text{місяць}$	$\psi_{x_i x_j}(\omega)$ град.	$\psi, \text{місяць}$
<b>97</b>	<b>2</b>	<b>-0,77</b>	<b>0,93</b>	<b>5,3</b>	<b>338,93</b>	<b>5,0</b>
<b>182</b>	<b>-0,38</b>	<b>1,02</b>	<b>0,94</b>	<b>2,8</b>	<b>290,40</b>	<b>2,3</b>

Далі, за даними таблиці 3.3 (ст. Амундсен Скотт) побудований графік когерентності  $\gamma(\omega)$  (рис. 3.7). Вірогідність статистичних оцінок взаємної спектральної щільності будемо визначати по когерентності за умови  $\gamma(\omega) \geq 0,90$ . Жирним шрифтом визначені випередження змін SOI.

За допомогою методики, яка була викладена у [9], були розраховані спектральні щільності окремих випадкових процесів, а саме середньомісячної приземної температури повітря [процес  $X(t)$ ] та SOI [процес  $Y(t)$ ]. На рис. 3.8 та 3.9 представлені відповідні спектрограми.

Для визначення вірогідності статистичної оцінки спектральної щільності середніх місячних значень приземної температури повітря використовується довірчий інтервал, для якого значення оцінки спектра попадає з заданою ймовірністю. Нуль гіпотезу треба формулювати таким чином: на рівні значущості 0,05 (або 0,10) відсутні гармонічні коливання в спектрі середніх місячних значень приземної температури повітря на фоні спектра реалізації «червоного шуму» графіком якого є спадаюча експоненціальна крива. В даній роботі перевірка цієї гіпотези також не виконувалась.



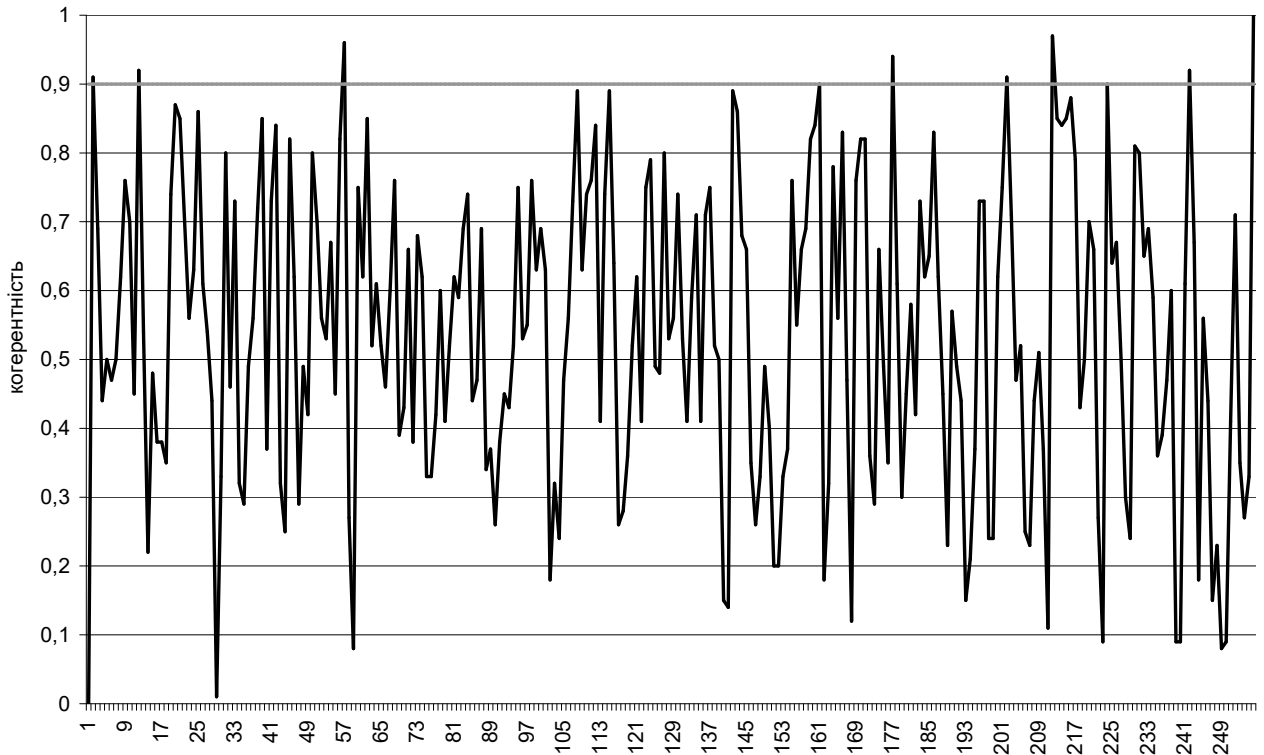


Рисунок 3.7 – Когерентність процесів середньомісячної температури повітря (ст. Амундсен Скотт) та SOI

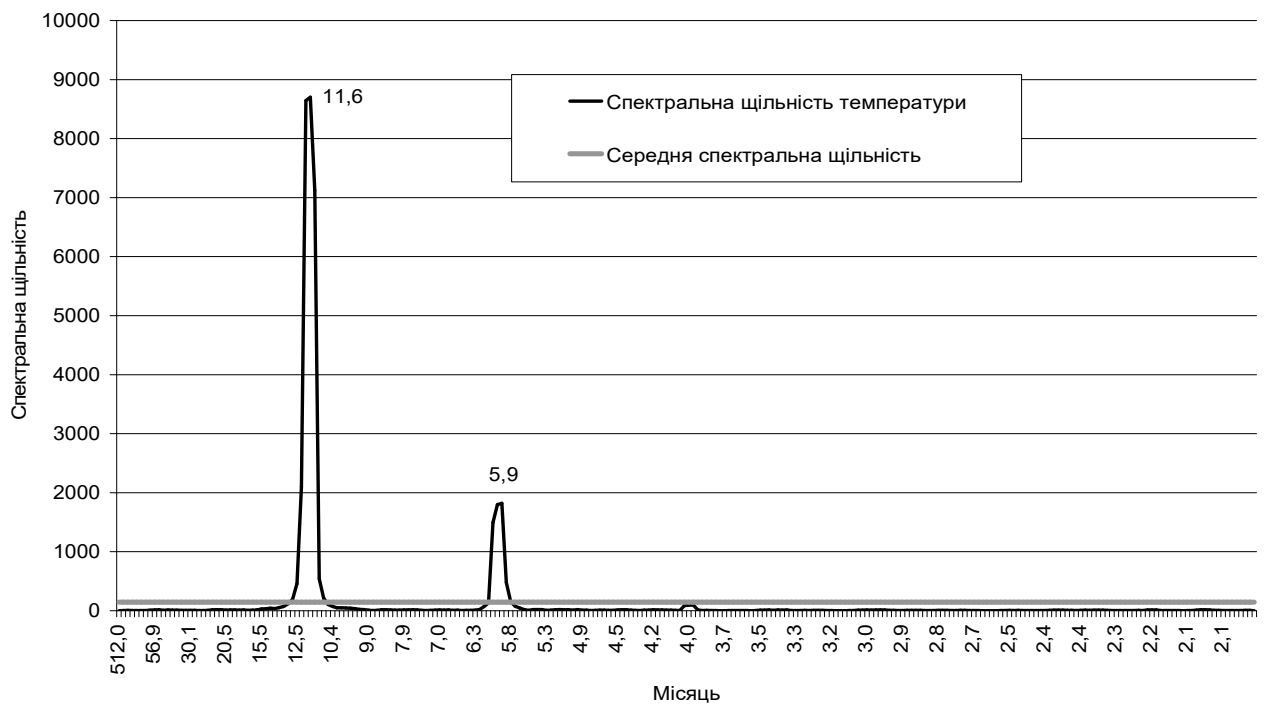


Рисунок 3.8 – Спектрограма приземної температури повітря (ст. Амундсен Скотт)

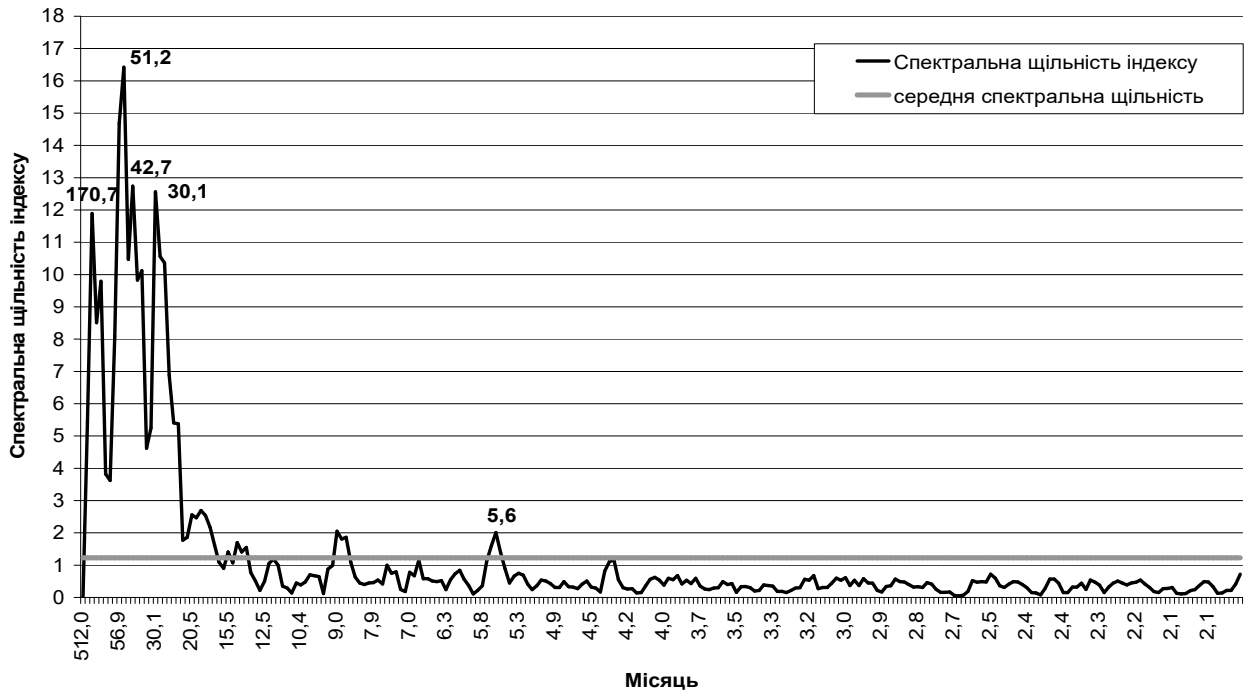


Рисунок 3.9 – Спектрограма SOI (ст. Амундсен Скотт)

Як впливає з рисунку 3.8, в спектральній щільності середніх місячних значень температури повітря для станції Амундсен Скотт виявлені річні періодичні коливання з періодом – 11,6 місяця, піврічні – 5,9 місяця.

Для визначення вірогідності статистичної оцінки спектральної щільності середніх місячних значень SOI треба використовувати довірчий інтервал, для якого значення оцінки спектра попадає з заданою ймовірністю. В даній роботі перевірка цієї гіпотези не виконувалась.

Як впливає з рисунку 3.9, в спектральній щільності середніх місячних значень SOI для станції Амундсен Скотт виявлені коливання з періодом 51,2 місяця (4,3 року), річні – 9,0 місяців та піврічні коливання – 5,6 місяця. Також були виявлені періодичні коливання з періодом – 107,7 місяця (14,2 років), 42,7 місяця (3,6 років) та 30,1 місяця (2,5 року).

Далі був визначений початок фази кожного процесу (табл. 3.3). Як показали розрахунки, тільки для гармонік 5,3 та 2,8 місяців спостерігається випередження процесу  $U$  (який характеризує зміни SOI) по відношенню до

процесу  $X$  (який характеризує зміни приземної температури на ст. Амундсен Скотт) на 5,0 та 2,3 місяця [11].

### 3.3 Взаємозв'язок середньомісячних значень температури повітря на станціях Антарктиди та SOI

Проведемо порівняльний аналіз отриманих результатів. Для зручності при проведенні порівняльного аналізу ми об'єднали таблиці по кожній станції, які містять періоди коливання, також статистичні оцінки взаємної спектральної щільності середньодобових значень досліджених параметрів (табл. 3.4, 3.5). Жирним шрифтом в таблиці 3.4 виділені значення, які мають максимальну ймовірність для кожного ряду.

Таблиця 3.4 – Періоди коливання (місяць) температури повітря (C) та SOI

Станція	Об'єм вибірки, N	Вірогідність, $\gamma(\omega)$	Періоди коливання температури	Періоди коливання SOI
Halley	512	$\gamma(\omega) \geq 0,90$	<b>11,6</b> ; 5,9	<b>51,2</b> ; 30,1; 170,7; 9,0; 5,6
Amundsen Scott	512	$\gamma(\omega) \geq 0,90$	<b>11,6</b> ; 5,9	<b>51,2</b> ; 30,1; 42,7; 170,7; 9,0; 5,6

В таблиці 3.7 представлені об'єм вибірки, яка підлягала взаємному спектральному аналізу, вірогідність статистичних оцінок взаємної спектральної щільності, яка визначається по когерентності, а також періоди коливання температури повітря та SOI, які визначалися за відповідними графіками.

Аналіз отриманих даних показав, що для всіх досліджених станціях для середньомісячних значень температури повітря характерні піврічні та річні

коливання, причому, домінуючими являються річні коливання. Для SOI характерні також піврічні, річні, квазітрьохрічні та чотирнадцятирічні коливання, однак домінуючими являються квазічотирьохрічні коливання [11].

Далі, проведемо порівняльний аналіз початку фаз кожного процесу для досліджених станцій (табл. 3.5). Аналіз табличних даних показав, що для сезонних гармонік спостерігається випередження процесу У (який характеризує зміни SOI) по відношенню до процесу Х (зміни приземної температури повітря). Для цих гармонік виявлене випередження на величину практично рівною тривалості коливання – від 2,5 до 5,0 місяців.

Що стосується до випередженням процесу Х по відношенню до процесу У, то тут треба визначити коливання з періодом 256 місяців (21,3 року – квазідвадцятидвохрічні), який відповідає тривалості двох циклів сонячної активності. Відомо, що сонячна активність в числах має циклічний характер с середній тривалістю циклу в 11,2 року. В 1908 року Д. Хейл відкрив, що сонячні плями характеризуються сильним магнітним полем. Було встановлено, що повний магнітний цикл Сонця складається з двох одинадцятирічних, причому один з циклів зазвичай менше іншого. Таким чином, магнітний цикл Сонця рівняється 22 рокам. В нашому випадку квазідвадцятидвохрічні періодичність свідчить про вплив Сонця як на приземну температуру повітря на станціях Антарктиди, так й на тиск на станціях Таїті і Дарвін з запізнюванням на 4,2 роки [11].

Таким чином, взаємний спектральний аналіз дав можливість визначити тісний кореляційний зв'язок між періодичними складовими в часових рядах SOI та приземної температури повітря на досліджених станціях Антарктиди  $\gamma(\omega) \geq 0,90$ . Отримані висновки дають зрозуміти, що приземна температура повітря станцій Антарктиди залежить від SOI.

Таблиця 3.5 – Статистичні оцінки взаємної спектральної щільності середньомісячних значень приземної температури повітря [процес  $X_i(t)$ ] та SOI [ $X_j(t)$ ]

№ з/п	$C_{x_i x_j}(\omega)$	$Q_{x_i x_j}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_k, \text{місяць}$	$\psi_{x_i x_j}(\omega)$ град.	$\psi, \text{місяць}$
Halley						
2	1,9	13,29	0,91	256,0	81,91	58,2
<b>12</b>	<b>2,77</b>	<b>-8,1</b>	<b>0,92</b>	<b>42,7</b>	<b>288,84</b>	<b>34,2</b>
<b>57</b>	<b>4,12</b>	<b>-4,56</b>	<b>0,96</b>	<b>9,0</b>	<b>312,07</b>	<b>7,8</b>
<b>161</b>	<b>-1,2</b>	<b>0,44</b>	<b>0,90</b>	<b>3,2</b>	<b>339,85</b>	<b>3,0</b>
<b>202</b>	<b>-1,5</b>	<b>1,79</b>	<b>0,91</b>	<b>2,5</b>	<b>309,94</b>	<b>2,2</b>
<b>224</b>	<b>-0,32</b>	<b>0,73</b>	<b>0,90</b>	<b>2,3</b>	<b>293,64</b>	<b>1,9</b>
Amundsen Scott						
<b>97</b>	<b>2</b>	<b>-0,77</b>	<b>0,93</b>	<b>5,3</b>	<b>338,93</b>	<b>5,0</b>
<b>182</b>	<b>-0,38</b>	<b>1,02</b>	<b>0,94</b>	<b>2,8</b>	<b>290,40</b>	<b>2,3</b>

## ВИСНОВКИ

В якості матеріал дослідження послужили багаторічні середньомісячні значення приземної температури повітря берегових станцій Західної Антарктиди. Оскільки метою роботи є дослідження і аналіз багаторічної динаміки метеорологічного режиму Антарктиди, то для дослідження були використані всі доступні дані по всіх існуючих або коли-небудь існувавших станціях, які проводили на Антарктичному материка виміри метеорологічних величин.

В роботі були застосовані наступні методики: – аналіз тенденцій багаторічних змін, розрахунок статистичних характеристик, – визначення значущих періодів коливань приземної температури повітря, аналіз середніх десятилітніх значень температури повітря, а також взаємний спектральний аналіз приземної температури повітря та SOI.

- По всьому дослідженому регіону можна виділити періоди стійкого зростання і падіння температури повітря:
- Максимальні зміни приземної температури повітря характерні для Західної Антарктиди. Найбільш яскраво цей процес виражений в період антарктичної зими (липень –  $3,0^{\circ}\text{C}$ , серпень –  $4,3^{\circ}\text{C}$ , вересень –  $3,1^{\circ}\text{C}$  та жовтень –  $2,5^{\circ}\text{C}$ ), у всі інші місяці приземна температура має додатні значення трендів, крім квітня ( $-0,6^{\circ}\text{C}$ ).
- Для досліджуваних станцій Західної Антарктиди найбільш часто зустрічаються коливання з 2 і 7 річним періодом.
- Тенденції, розраховані для станцій Західної Антарктиди, свідчать про плямистість в розподілі зростання і зменшення температури на узбережжі.
- Зростання температури повітря спостерігається в зонах відкритих вітрам, які знаходяться під впливом різних гілок переміщення циклонів; так

станція Neumaier, на якій відмічаються додатні значення трендів знаходиться під впливом Південно-Африканської та Південно-Американської гілок циклонів, станції Russkaya та McMurdo – під впливом Ново-Зеландської гілки.

- Що стосується зменшення температури повітря, то всі станції, на яких фіксується така тенденція, знаходяться в зоні шельфового льоду (Halley, Belgrano 2)
- Самі значні зміни протягом досліджених періодів років відбуваються в перехідні періоди року, також практично на всіх досліджених станціях 1960-1969рр., а також 1990-1999рр. відмічається зменшення приземної температури повітря.
- На всіх досліджених станціях спостерігається збільшення річної амплітуди приземної температури повітря в широтному напрямку від станцій. Крім того, можна відмітити, що між десятиріччями 1980-1989 та 1990-1999рр. спостерігається максимальне збільшення  $\Delta A$ , що свідчить про зменшенні на цю величину річної амплітуди в десятиріччя 1990-1999рр.
- В січні, на всіх західних станціях спостерігається зростання приземної температури повітря. В липні – центральному місяці зими практично на всіх станціях фіксується зростання приземної температури повітря с максимумом на станції Molodeznaja на  $2,6^{\circ}\text{C}$ .
- Взаємний спектральний аналіз показав, що по всіх досліджених станціях для середньомісячних значень температури повітря характерні піврічні та річні коливання, причому, домінуючими являються річні коливання.
- Для SOI характерні також піврічні, річні, квазітрьохрічні та чотирнадцятирічні коливання, однак домінуючими являються квазічотирьохрічні коливання.
- Для сезонних гармонік від 3 до 5,3 місяців спостерігається випередження процесу Y (який характеризує зміни SOI) по відношенню до процесу X

(зміни приземної температури повітря). Для цих гармонік виявлене випередження на величину практично рівною тривалості коливання – від 2,5 до 5,0 місяців.

- Що стосується до випередженням процесу  $X$  по відношенню до процесу  $Y$ , то тут треба визначити коливання з періодом 256 місяців (21,3 року – квазідвадцятидвохрічні), який відповідає тривалості двох циклів сонячної активності. В нашому випадку квазідвадцятидвохрічні періодичність свідчить про вплив Сонця як на приземну температуру повітря на станціях Антарктиди, так й на тиск на станціях Таїті і Дарвін з запізнюванням на 4,2 роки.

Таким чином, взаємний спектральний аналіз дав можливість визначити тісний кореляційний зв'язок між періодичними складовими в часових рядах SOI та приземної температури повітря на досліджених станціях Західної Антарктиди  $\gamma(\omega) \geq 0,90$ .



## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. Под ред. Крутский Б.А. С.-Петербург, Гидрометеиздат, 1991. – 200с.
2. Енциклопедія «Кругозір». Розділи Арктика та Антарктика. К.; 2013. – С 56-124.
3. Русин Н.П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Л.; Гидрометеиздат, 1961. – 448с.
4. Климат полярных районов. Под ред. Орвиг С. Л.; Гидрометеиздат, 1973. – 444с.
5. Зотиков І.А. Тепловий режим льодовикового покриву Антарктиди. К.; 2006. – 525с.
6. Астапенко П.Д. Атмосферные процессы в высоких широтах южного полушария. М., Изд-во АН СССР, 1960. – 298 с.
7. Материалы по климату и циркуляции свободной атмосферы над странами южного полушария. Под ред. И.Г.Гутермана и А.В.Воскресенского. М., Гидрометеиздат, 1976. – 218 с.
8. Лисенко Я. В., Прокофьев О.М. Статистический анализ приземной температуры воздуха прибрежных станций Антарктиды / Тези доповідей конференції молодих вчених ОДЕКУ, 12-13 травня 2009р., м. Одеса. С. 124-125.
9. Школьний Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. «Обработка та аналіз гідрометеорологічної інформації». – Одеса: 1999р.–600с.
10. <http://data.oceaninfo.ru>.
11. Гавриленя К.Л., Лисенко Я. В. Кореляційний зв'язок приземної температури повітря Антарктиди з кліматичними індексами // Тези доповідей конференції молодих вчених 14 травня 2010р. – Одеса, ОДЕКУ 2010. С. 25-26.