

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та
аспірантської
підготовки
Кафедра метеорології та
кліматології

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: ЗВ'ЯЗОК КЛІМАТИЧНИХ ІНДЕКСІВ З ПОЛЯМИ
ПРИЗЕМНОГО АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ В ЗАХІДНОМУ СЕКТОРІ
ПІВДЕННОЇ ПІВКУЛІ

Виконав студент 2 курсу групи
МНЗ- 61к спеціальності 103 -
“Науки по Землю”
Мухіна Ганна Василівна

Керівник к.геогр.н.
Сущенко Андрій Іванович

Рецензент к.геогр.н.
Овчарук Валерія Анатоліївна

Одеса 2018

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

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

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри Івус
Г.П.

“ 23 ” березня 2018 року

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

Мухіної Ганні

Василівні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: Зв'язок кліматичних індексів з полями приземного атмосферного тиску у західному секторі Південної півкулі

керівник роботи Сущенко Андрій Іванович, к.геогр.н.,

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

затверджені наказом закладу вищої освіти від 02 листопада 2017 року № 321-С

2. Строк подання студентом роботи 01 червня 2018 р.

3. Вихідні дані до роботи. Дослідження проводилося за даними проекту ERA-40. Вихідні дані представляють собою середньомісячні значення атмосферного тиску на рівні моря в вузлах регулярної мережі 1 на 1° в західному секторі Південної півкулі за період з 1958 по 2000рр.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) виявити важливі особливості циркуляційних процесів в атмосфері досліджуваного регіону; за допомогою компонентного аналізу оцінити вклад головних компонент на формування полів атмосферного тиску, отримати амплітудно-частотні характеристики головних компонент та виявлені приховані періодичності, які містяться в рядах головних компонент, дослідити глобальні статистичні взаємозв'язки між головними компонентами атмосферного тиску і характеристиками кліматичних осциляцій

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень) Поля середніх значень приземного атмосферного тиску, поля перших та других власних векторів приземного атмосферного тиску, часові ряди

першої та другої головної компоненти атмосферного тиску, амплітудно – частотні характеристики для часових рядів першої та другої головної компоненти атмосферного тиску спектрограми першої та другої головної компоненти полів атмосферного тиску квадратурні спектри, ко-спектри процесів.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання _____ 23.03.2018 р. _____

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
	Огляд літературних джерел за темою кваліфікаційної роботи	24.03-01.04 2018р.	90	відмінно
	Формування бази даних по атмосферному тиску та кліматичних індексів	02.04-07.04 2018р.	90	відмінно
	Розрахунок та аналіз середніх значень, середньоквадратичних відхилів та побудова полів атмосферного тиску	08.04-15.04 2018р.	90	відмінно
	Проведення компонентного аналізу та аналіз результатів	16.04-22.04 2018р.	90	відмінно
	Аналіз амплітудно-частотних характеристик головних компонент та виявлення прихованих періодичностей, які містяться в рядах головних компонент	23.04-29.04 2018р.	90	відмінно
	Рубіжна атестація	30.04 – 06.05. 2018р.	90	відмінно
	Дослідження глобальних статистичних взаємозв'язків між головними компонентами атмосферного тиску і характеристиками кліматичних осциляцій за допомогою взаємного спектрального аналізу	30.04-14.05 2018р.	85	добре
	Оформлення кваліфікаційної роботи, підготовка доповіді та презентації	15.05-30.05 2018р.	95	відмінно
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		90	відмінно

Студент _____ Мухіна Г.В.
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____ Сущенко А.І.
(підпис) (прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Магістерська кваліфікаційна робота студентки гр. МНЗ-61К Мухіної. Г.В. на тему «Зв'язок кліматичних індексів з полями приземного атмосферного тиску у західному секторі Південної півкулі».

Актуальність теми. Кліматичні зміни, що відбувались протягом минулого століття, стали свого роду стимулом, який призвів до значного росту зусиль спеціалістів у вивченні процесів взаємодій різних ланок кліматичної системи, особливо найбільш енергоємної з них – атмосфери та океану. У процесах загальної циркуляції атмосфери істотне значення мають три «світові коливання» атмосферного тиску, які впливають на циркуляцію атмосфери на всій планеті. Вивчення механізмів цих природних феноменів є джерелом поняття й прогнозування екстремальних погодних умов, а також сприяє можливості адаптації суспільства до кліматичних змін.

Метою досліджень Метою роботи є дослідження особливостей статистичної структури полів атмосферного тиску, а також виявлення впливу кліматичних осциляцій на формування полів атмосферного тиску.

Об'єкт дослідження. Поля середньомісячних значень атмосферного тиску в західному секторі Південної півкулі.

Методи дослідження. Дослідження виконувалось за допомогою методів багатовимірного статистичного аналізу (кореляційний, компонентний аналіз), методами теорії випадкових процесів (взаємний спектральний аналіз, методи виявлення прихованих періодичностей).

Теоретичне та практичне значення. У роботі встановлено степінь зв'язку кліматичних осциляцій (Ель-Ниньо-Південне коливання, Північно-Атлантичне та Північно-Тихоокеансько-Американське коливання) зі структурами полів атмосферного тиску у західному секторі Південної півкулі. Визначені характеристики статистичної структури полів атмосферного тиску в досліджуваному регіоні, виявлені приховані періодичності у часових рядах головних компонент зазначених полів західному секторі Південної півкулі.

Одержані характеристики віддалених за просторовим і часовим масштабами відгуків головних компонент полів атмосферного тиску в західному секторі Південної півкулі з кліматичними індексами.

Вихідні дані. Дослідження проводилося за даними проекту ERA-40. Вихідні дані представляють собою середньомісячні значення атмосферного тиску на рівні моря в вузлах регулярної мережі 1° на 1° в західному секторі Південної півкулі за період з 1958 по 2000рр.

Кількість сторінок – 112

Кількість рисунків – 54

Кількість таблиць – 6

Кількість використаної літератури – 71

Ключові слова: баричний режим, головна компонента, дисперсія.

SUMMARY

Master's qualification work student gr. MNZ-61K G.V Mukhina on "Connection of climatic indexes with fields of surface atmospheric pressure in the western sector of the southern hemisphere.

Actuality of theme. The climate change that took place during the last century has become a kind of stimulus, which led to a significant increase in the efforts of specialists in studying the processes of interactions of different parts of the climate system, especially the most energy intensive ones - the atmosphere and the ocean. In the processes of the general circulation of the atmosphere, three "global fluctuations" in atmospheric pressure are significant, which influence the circulation of the atmosphere on the planet. The study of the mechanisms of these natural phenomena is the source of the concept and prediction of extreme weather conditions, as well as contributes to the adaptability of society to climate change.

The purpose of research is to study the peculiarities of the statistical structure of atmospheric pressure fields, as well as to identify the effects of climatic oscillations on the formation of atmospheric pressure fields.

Object of study. Fields of average monthly atmospheric pressure values in the Western sector of the Southern Hemisphere.

Research methods. The research was carried out using methods of multivariate statistical analysis (correlation, component analysis), methods of the theory of random processes (mutual spectral analysis, methods of detection of latent periodicity).

Theoretical and practical importance. The degree of connection of climatic oscillations (El Niño-South Oscillation, North-Atlantic and North-Pacific-American fluctuations) with structures of atmospheric pressure fields in the Western sector of the Southern Hemisphere is established. The characteristics of the statistical structure of atmospheric pressure fields in the studied region are determined, and the hidden periodicity in the time series of the main components of the indicated fields in the western sector of the Southern Hemisphere is revealed.

The characteristics of the long-range spatial and temporal scales of the main components of atmospheric pressure fields in the western sector of the Southern Hemisphere with climatic indices are obtained.

Output data. The study was conducted according to the project ERA-40. The initial data represent the average monthly values of atmospheric pressure at the sea level in the nodes of the regular network 1° at 1° in the western sector of the Southern Hemisphere for the period from 1958 to 2000.

Number of Pages - 112

Number of figures - 54

Number of tables - 6

Number of references - 71

Keywords: baric mode, main component, periodicity.

ЗМІСТ

Вступ.....	7
1 Особливості великомасштабних циркуляційних процесів у південній півкулі.....	9
1.1 Загальні особливості циркуляції в тропосфері. Центри дії атмосфери Південної півкулі	9
1.2 Аналіз тропосферної циркуляції протягом окремих аномальних років	13
1.3 Загальна характеристика глобальних кліматоутворюючих коливань	16
1.3.1 Ель-Ніньо-Південне коливання	16
1.3.2 Північно-Атлантичне коливання.....	20
1.3.3 Північно-Тихоокеансько-Американське коливання.....	22
2 Баричний режим західного сектора південної півкулі.....	26
2.1 Вихідні дані	26
2.2 Особливості формування полів атмосферного тиску	27
3 Статистична структура полів атмосферного тиску	33
3.1 Параметризація метеорологічних полів методом компонентного аналізу.....	33
3.2 Дисперсії ортогональних компонент метеорологічних полів і власні вектори	36
3.2.1 Дисперсії ортогональних складових полів атмосферного тиску	36
3.2.2 Власні вектори метеорологічних полів.....	38
4 Часові ряди головних компонент атмосферного тиску й температури повітря	44
4.1 Методи дослідження статистичної структури головних компонент полів приводної температури й атмосферного тиску	44

4.2 Періодичності у часових рядах головних компонент	48
5 Взаємний спектральний аналіз головних компонент полів атмосферного тиску та глобальних кліматичних індексів.....	50
5.1 Взаємний спектральний аналіз першої головної компоненти полів атмосферного тиску та глобальних кліматичних індексів	50
5.2 Взаємний спектральний аналіз другої головної компоненти полів атмосферного тиску та глобальних кліматичних індексів	71
Висновки	92
Перелік посилань.....	94
Додатки.....	101
Додаток А	101
Додаток Б	104
Додаток В.....	107
Додаток Г	110

ВСТУП

Великомасштабні циркуляційні процеси в атмосфері об'єднуються терміном –загальна циркуляція атмосфери (ЗЦА). ЗЦА грає двояку роль. З одної сторони, ЗЦА характеризує енергетичний стан однієї з ланок кліматичної системи Землі, тобто є характеристикою її стану. Теплова взаємодія атмосфери з океаном через велику термічну інерцію останнього призводить до трансформації атмосферних процесів. Але з іншої сторони, атмосфера через обмін енергією з океаном управляє циркуляцією океану, забезпечує континенти теплом та вологою, що оказує великий вплив на формування глобального та регіонального кліматів. З цієї точки зору атмосферу можна розглядати в якості внутрішнього кліматоутворюючого фактору.

Кліматичні зміни, що відбувались протягом минулого століття, стали свого роду стимулом, який призвів до значного росту зусиль спеціалістів у вивченні процесів взаємодій різних ланок кліматичної системи, особливо найбільш енергоємної з них – атмосфери та океану. В українській науці значний внесок у вивчення великомасштабних процесів в атмосфері та океані, процесів взаємодії між ними, внесли вчені Морського гідрофізичного інституту Національної Академії Наук України, Українського науково-дослідницького гідрометеорологічного інституту, Українського Антарктичного Центру та інших наукових організацій. Недивлячись на значні успіхи, досягнуті світовою гідрометеорологічною науковою спільнотою, залишається ще багато нез'ясованих питань щодо особливостей структури великомасштабних атмосферних процесів, з однієї сторони, та факторів, що їх визначають, з другої. Особливо це стосується Південної півкулі, більша частина якої покрита Південним океаном та в якій розташовується найбільш значний за площиною та інтенсивністю

«холодильник», за виразом Шулейкіна, «теполові машини першого роду» - Антарктида.

Впорівнянні з Північною півкулею циркуляційні атмосферні процеси в Південній півкулі вивчені недостатньо. Тому дослідження їх особливостей в достатньо обширному секторі півкулі.

1 ОСОБЛИВОСТІ ВЕЛИКОМАСШТАБНИХ ЦИРКУЛЯЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ У ПІВДЕННІЙ ПІВКУЛІ

1.1 Загальні особливості циркуляції в тропосфері. Центри дії атмосфери Південної півкулі

Кліматичні особливості в Південній півкулі в більшій мірі формуються під впливом Антарктиди. Особливості цього континенту визначаються його навколополюсним положенням, великими абсолютними висотами і властивостями сніжно-крижаної поверхні. Сукупність цих умов призводить до неповторного ніде більше на земній кулі поєднань географічних умов, атмосферної циркуляції і сонячної радіації – факторів, під впливом яких формується клімат [1 - 7]. В результаті сильного вихолоджування в центрі материка створюється область підвищеного тиску – антарктичний антициклон. Він визначає природні умови Центральної Антарктиди.

Протягом багатьох років вчені дотримувалися теорії льодовикового антициклону, висунутої Ст. Хоббс [8]. Ця теорія передбачала розвиток у нижніх шарах атмосфери сталого антициклону, що супроводжується стоком холодного повітря від центру, а над ним – полярного циклону, в якому вітри спрямовані до центру.

Ст. Мейнардус [9] уявляв собі антициклон як розподіл тиску, що характерно лише для нижніх шарів атмосфери. Він визначив кордон між антициклоном і полярним циклоном на висоті 2 км над рівнем моря. Оскільки внутрішні області Антарктиди значно вище цього рівня, високий тиск не поширюється на весь материк, і, отже, антарктичний антициклон існує у вигляді кільця лише в низьких прибережних районах материка.

Сучасні дослідження показують, що антициклон над Антарктидою займає шар невеликої потужності, і перехід льодовикового антициклону в вищерозміщений циклон відбувається на висоті близько 2-3 км.

В області антарктичного антициклону спостерігаються вітри східної складової, а в циклоні – західної [4, 10]. Південний полярний антициклон – це періодично повторюване явище, що підкоряється більшій частині закономірностей, притаманних системам високого тиску. Антициклони в 60-70% випадків зосереджені над східною Антарктидою. Антарктичний антициклон – це мінлива і нестійка особливість циркуляції атмосфери Антарктики [11 - 17].

Дослідження тропосферної циркуляції стали пріоритетними протягом останніх десятиліть у зв'язку з тим, що вона в цілому пояснює сучасну мінливість клімату на різних часових масштабах (у межах сторіччя і окремих десятиліть) [18 - 39]. Потепління в ряді районів помірних і полярних широт північної півкулі, включаючи Атлантико-Європейський сектор Арктики і центральний Сибір, пов'язано зі змінами положення та інтенсивності центрів дії атмосфери (ЦДА) [40]. Найбільш інтенсивне потепління в Південній півкулі зареєстровано в районі Антарктичного півострова, де розташована найбільша кількість працюючих станцій в межах Південної полярної області (ППО) [41].

Цікаві результати зіставлення середніх полів тиску і їх аномалій за даними реаналізу NCEP/NCAR. Визначено, що в помірних широтах Південної півкулі існує більш виражений західно-східний перенос, ніж у північній півкулі, з поясом низького тиску вздовж 60-70° пд.ш., причому північна частина Антарктичного півострова (Земля Грейама) розташовується в зоні його впливу [42 - 44]. За даними реаналізу, осередненого за 1960-1990 рр. [45], в січні в тропічній зоні південної півкулі виражені три центри підвищеного тиску з центральною ізобарою 1020 гПа, а в червні Атлантичний максимум з'єднується з Індійським, причому якщо середній

тиск залишається тим же, то площа максимумів значно зменшується (рис. 1.1).

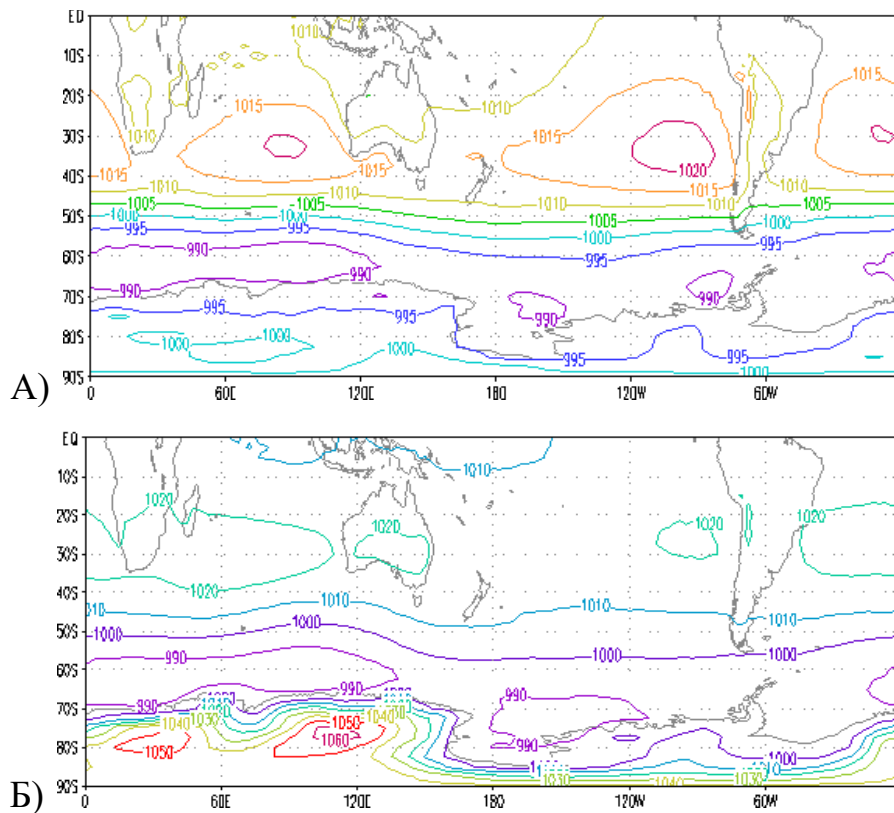


Рис. 1.1 – Середні поля атмосферного тиску поверхні 1000 гПа в південній півкулі за період 1960 - 1990 (А – січень, Б – липень) [45]

Згідно з середніми даними за аналогічний період, протягом обох сезонів чітко виявляються чотири тропічних центри дії [45, 46, 47]. Найбільш стабільний ЦДА в східній частині Тихого океану, так як "західний" ЦДА над Тихим океаном може не проявлятися в окремі сезони. У січні атмосферний тиск у ЦДА над океанами однаковий – 1020 гПа, а в зимовий період найбільш інтенсивним стає Індійський ЦДА, середні значення тиску в ньому досягають 1027 гПа, які на 7 гПа вище, ніж за даними реаналізу. Другим по інтенсивності в червні є Південно-Атлантичний ЦДА (1024 гПа), значення якого перевищує на 4 гПа, визначеного за даними реаналізу. Відповідно, зональні градієнти на північ від 40° пд.ш. більш різко виражені, ніж за даними реаналізу. Найбільш активний циклогенез спостерігається в районі

між 40-70° пд.ш. В середньому, у червні, за даними реаналізу 1960-1990 рр., відзначені дві великі області низького тиску: над морем Росса і в східному секторі ППО, а в січні виділяються кліматичні циклони над морями Беллінсгаузена і Росса, з центральними ізобарами 990 гПа. Як взимку, так і влітку, в районі Антарктичного півострова формується барична улоговина або слабовиражений гребінь. На картах кліматичні циклони над приантарктичними морями виражені в обидва сезони, з центральною ізобарою 985 гПа в червні і 987 гПа в січні. За результатами робіт Розанової В. В. [48 - 51] були визначені положення трьох циклонічних ЦДА за 44 роки спостережень (1957-2000): Південно-Атлантичний (69° пд.ш., 30° з.д.), середнє значення якого 982 гПа, Південно-Тихоокеанський з середнім значенням 982 гПа (71° пд.ш., 160° з.д.) і Індooкеанський ЦДА з середнім значенням 981 гПа (64° пд.ш., 99° сх. д.).

Дані реаналізу, усереднені за період 1977-1998 рр. і за 1957-1977 рр. [45], показали деяке зниження середніх значень тиску в ППО, яке найбільш інтенсивно проявляється в районах кліматичних циклонів над морями Росса (-4 гПа) і Уедделла (рис. 1.2), що має свідчити про деяке посилення циклонічної активності в цьому районі.

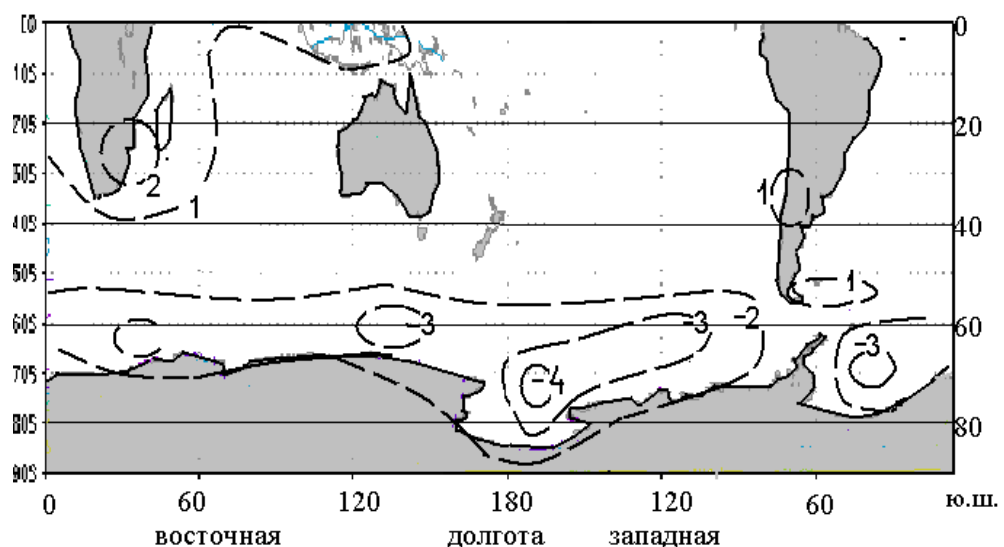


Рис. 1.2 – Аномалії атмосферного тиску в Південній півкулі, 1977-1998 рр. порівняно з періодом 1957-1977 роках [45]

Додатні аномалії тиску відзначені тільки для Південної Африки й окремих районів Південної Америки. У низьких широтах Тихого океану, де розвивається явище Ель-Ніньо, відсутні які-небудь аномалії в полі тиску [52, 53, 54].

1.2 Аналіз тропосферної циркуляції протягом окремих аномальних років

Південна полярна область характеризується такими великомасштабними циркуляційними процесами як західно-східний перенос і циклонічна активність в приантарктичних акваторіях, але досить часто тут формуються значні місячні або сезонні аномалії тиску і геопотенційних висот, які пов'язані з переважанням специфічних типів циркуляції.

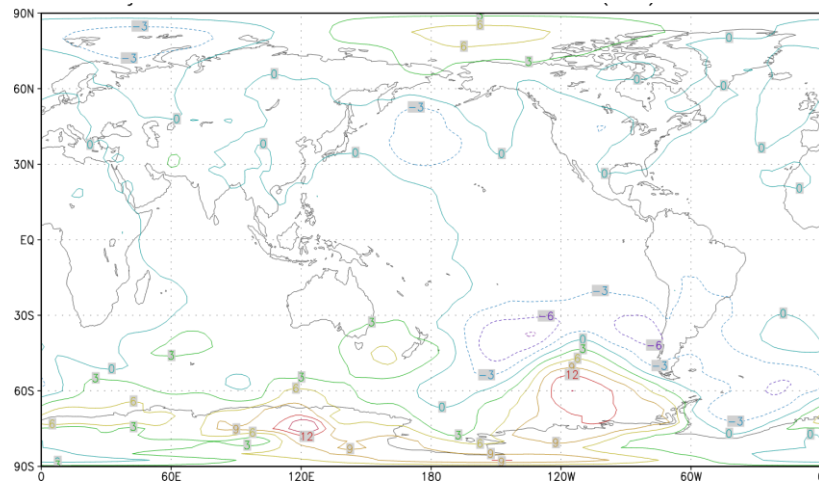
Низкою авторів [56, 57], для досліджень були обрані роки з аномаліями температури повітря на станціях Антарктичного півострова, оскільки вони зумовлюють головний внесок у мінливість середньорічної температури, а також додатково було проведено зіставлення умов формування цих аномалій з різними фазами явища Ель-Ніньо-Південне Коливання (ЕНПК). Найкращим чином простежити вплив Ель-Ніньо можливо в період з 1982 по 1992 роки, коли спостерігалися дві яскраво виражені теплі (1982 - 1983, 1986 - 1987 рр..) і одна холодна (1989-1990 рр.) фази явища. Цей же період відзначається негативною аномалією температури в 1987 р. на станціях Антарктичного півострова, яка виходить за межі двох середніх квадратичних відхилень, а також позитивними аномаліями в 1989 та 1998 рр.

Локалізація додатніх аномалій тиску з центрами над південно-східною частиною Тихого океану та Антарктичним півостровом свідчать про посилення антициклогенезу у цьому районі, з становленням меридіональності та переважаючою адвекцією холодного повітря в районі Антарктичного півострова. Аналогічна картина аномалій простежується як в

середній (АТ-500 гПа), так й в верхній (АТ-200 гПа) тропосфері. В цілому, подібна структура аномалій в полі тиску характерна для холодних зим 1958, 1977, 1980 и 1992 рр [45].

Найбільш тепла зима за всю історію спостережень на станції Академік Вернадський з середньою температурою $-3,3^{\circ}\text{C}$ та середньорічною $-1,1^{\circ}\text{C}$, спостерігалась в 1998 р., у період холодної фази ЕНПК (Ла-Нінья). Аномалії поля тиску були протилежні тим, що характерні для 1987 р.: утворилась область від'ємних відхилень з максимумом -18 гПа над крайньою південною частиною Тихого океану, а додатні аномалії – над Тихим океаном вздовж 45° пд.ш. та над південними акваторіями Атлантичного океану (рис. 1.3, Б).

А



Б

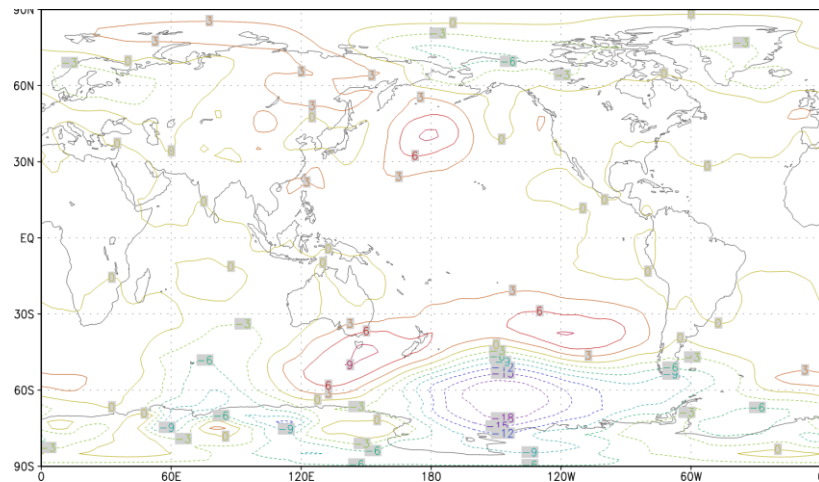


Рис. 1.3 – Аномалії атмосферного тиску поверхні 1000 гПа, для липня 1987 р. (А) та серпня 1998 р. (Б) за період 1970-1998 рр [45]

Таким чином, впродовж теплої фази Ель-Ніньо осередки додатніх аномалій тиску формуються над ППО, перевищуючи, як правило, за абсолютним значенням від'ємні аномалії, що переважають над тропіками. Підчас оформлення холодного епізоду (Ла-Нінья) знаки аномалій змінюються на протилежні, причому глибокі від'ємні аномалії формуються над акваторіями західного сектору Антарктики, перевищуючи додатні аномалії тиску над тропічними районами Тихого океану. Тобто, як правило, посилення баричних гребенів та антициклонів над півднем та південним-сходом Тихого океану прямують за теплою фазою ЕНПК, а посилення циклогенезу починається у період холодної фази явища. [45].

Представлений вище аналіз, підтверджує існування взаємозв'язків між явищем Ель-Ніньо та циркуляційними процесами в ППО в роки з вираженими різними фазами ЕНПК, що впливає на формування альтернативних аномалій у полі тиску.

З урахуванням раніше отриманих результатів [56, 57] вважається, що циркуляційні процеси в ППО в 1987 р. є типовими для теплої фази ЕНПК, з послабленням тропічних ЦДА та посиленням антициклогенеза у полярних широтах, що призводить до аномальних похолодань в прибрежних районах Антарктики. Під час Ла-Нінья, навпроти, кліматичні циклони в ППО посилюються, сприяючи формуванню додатніх аномалій температури повітря й збільшенню кількості опадів, як це відбувалося у 1989 р [56, 58].

Але не всі роки теплої фази ЕНПК характеризувались розвитком похолодання в районі Антарктичного півострова [59] та не завжди роки з додатньою аномалією температури відповідають холодному епізоду явища ЕНПК. Під час теплового епізоду 1982-83 рр. Не спостерігалась холодна зима на Антарктичному півострові.

Багато що залежить від часу оформлення та тривалості однієї з фаз ЕНПК. При аналізі холодного 1987 та теплового 1998 рр. необхідно враховувати, що 1987 р. був роком оформлення теплої фази ЕНПК, 1998-роком її завершення. Існує ряд показників мінливості клімату в ППО, серед

яких в літературі частіш за все використовують Південна кільцева мода (англійська аббревіатура SAM), яка являє собою аналог індексу зональної циркуляції у межах помірних широт, що розраховується як різниця значень тиску між 45 та 60° пд.ш. Сучасні зміни клімату в ППО у багатьох роботах пов'язують зі зниженням індексу SAM, що відображається на інтенсифікації західного потоку та узгоджується з від'ємними аномаліями тиску. Але цей індекс може не відображати реальної картини циркуляційних процесів, що відповідають за зміни клімату у цьому районі у зв'язку з згладжуванням 45° та 60° пд.ш. деяких важливих процесів синоптичного масштабу, наприклад блокуючих. Те ж можна стверджувати стосовно індексу Південного Коливання, який являє собою різницю атмосферного тиску в значно віддалених між собою районах Тихого океану.

1.3 Загальна характеристика глобальних кліматоутворюючих коливань

1.3.1 Ель-Ніньо-Південне коливання

Явище Ель-Ніньо – Південне коливання (ЕНПК) представляє найбільший і найбільш важливий сигнал в міжрічній кліматичній мінливості, спостерігається регулярно, кожні 3 - 5 років, наслідки ЕНПК проявляються у вигляді значущих кліматичних аномалій у різних районах земної кулі.

Терміном «Ель-Ніньо» спочатку називалося тепла течія, що формується щороку в кінці грудня в період ослаблення південно-східного пасату біля берегів Південної Америки [60]. Під терміном «Ель-Ніньо» зазвичай розуміють аномальне потепління верхнього шару центральної і східної частин екваторіальної зони Тихого океану, викликане ослабленням пасатної циркуляції в екваторіальній атмосфері (або комірки Уокера). Рассмусон і

Карпентер [61] на основі приземних морських спостережень, супутникових та станційних даних приземного тиску і опадів за період з 1950 по 1975 рр. описали зміни температури поверхні океану (ТПО) і приземного вітру над тропічним регіоном Тихого океану, що спостерігаються в період розвитку Ель-Ніньо. На початку 80-х років група експертів під керівництвом К. Н. Федорова визначила Ель-Ніньо (ЕН) як явище потепління прибережних вод в низьких широтах Тихого океану, величина якого перевищує середньоквадратичне відхилення щомісячних температур поверхні океану протягом як мінімум 5 місяців. З визначення видно, що воно обмежується прибережними східнотихоокеанськими проявами, тоді як в дійсності має більш глобальні масштаби.

Терміном "Ла-Нінья" називали появу негативних аномалій ТПО вздовж західного узбережжя Південної Америки і розвиток смуги щодо холодних вод від узбережжя Південної Америки майже до середини Тихого океану - "екваторіального холодного язика".

Термін «Південне коливання» (ПК) ввели Г. Уокер і Є. Bliss [62, 63] на початку 20-х років. Під ним розуміють коливання мас повітря субтропічної зони південної півкулі між Тихим і Індійським океанами з характерним часом у кілька років. При зростанні атмосферного тиску в центральній і східній частинах тропічної зони Тихого океану спостерігається падіння тиску в тропічних районах Індійського океану, а також у районах Індонезії і Австралії (позитивна фаза коливання). Такі умови супроводжуються зниженням температури в обох регіонах. Зворотна картина в полі приземного тиску спостерігається при розвитку негативної фази південного коливання.

До 1960-х років у літературі відсутні дані про те, що ПК і ЕН – взаємопов'язані процеси. Концепція спільного розгляду південного коливання і Ель-Ніньо як одного явища " ЕНПК " в кліматичній системі океан-атмосфера вперше була запропонована в роботах Бьєркнеса [65]. Численні дослідження показують, що аномалії ТПО в екваторіальному районі Тихого океану дійсно пов'язані з аномаліями в полі приземного тиску:

позитивній фазі Південного коливання відповідають позитивні аномалії ТПО (або Ель-Ніньо), негативній фазі Південного коливання - негативні аномалії ТПО (Ла-Нінья). Ель-Ніньо і Ла-Нінья фактично є протилежними фазами ЕНПК: Ель-Ніньо вважається теплою, а Ла-Нінья – холодною фазою ЕНПК.

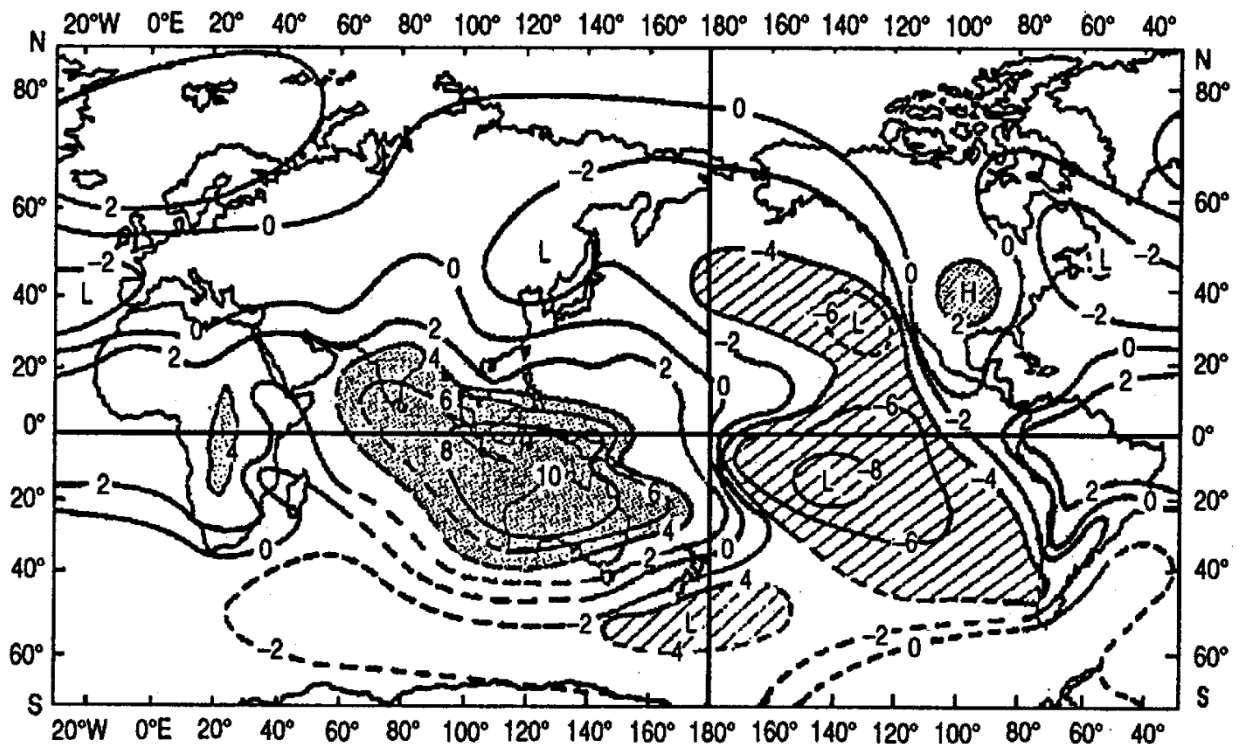


Рис. 1.4 – Поле коефіцієнтів кореляції між середніми річними величинами атмосферного тиску на рівні моря станції Дарвін (Австралія) та іншими метеостанціями земної кулі. [64]

Важливо відзначити, що за походженням, терміни Ель-Ніньо і Ла-Нінья відносяться до аномалій ТПО, проте, у дослідженнях ЕНПК, тобто кліматичних аномалій в системі океан-атмосфера, під назвою Ель-Ніньо і Ла-Нінья розуміють не просто аномалії температури поверхні в екваторіальному районі Тихого океану, але і відповідні аномалії циркуляції атмосфери і опадів в даному регіоні. З часів Уокера запропоновано кілька індексів в якості характеристики Південного коливання. Зазвичай в них враховується тиск на рівні моря однієї станції або комбінація декількох станцій, розташованих в

західній і східній частинах Тихого океану. Одним з найбільш обґрунтованих є індекс ПК (SOI) (рис. 1.5), заснований на використанні значень атмосферного тиску, приведенного до рівня океану на станціях о-ва Таїті (17° пд.ш., 150° з.д.) і в пункті спостереження Дарвін (Австралія, 12° пд.ш., 131° сх. д.), так як вони розташовані поблизу протилежних за знаком центрів дії Південного коливання. Чим більше ця різниця, тим інтенсивніша циркуляція Уокера і, отже, пасатні вітри в екваторіальній частині океану. Саме наявність циркуляційної комірки, обумовлене позитивним зворотним зв'язком з пассатними течіями, робить вирішальний вплив на формування інтенсивних подій ЕН в Тихому океані.

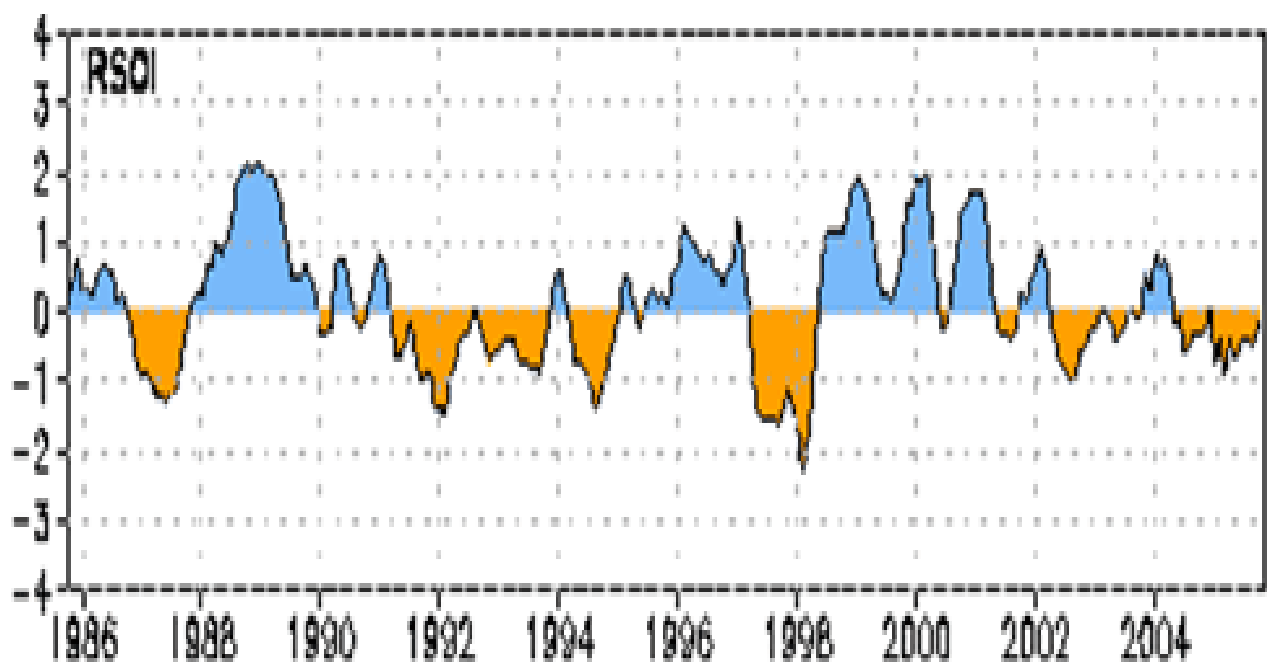


Рис. 1.5 – Значення індексу SOI, обчислювані в CPC NAOO, за період з 1986-2005 рр.

В даний час найбільш уживані значення індексу SOI, що використовуються у практиці Центру кліматичних прогнозів США та публікуються в Бюлетені за діагнозом клімату.

1.3.2 Північно-Атлантичне коливання

Північно-Атлантичне коливання (ПАК) характеризується коливанням атмосферних мас між арктичної і субтропічної Атлантикою. Це зазвичай виявляється шляхом зміни атмосферного тиску біля поверхні Землі, хоча проявляється і в метеорологічних даних аж до стратосфери.

Зона пасатних вітрів в Атлантичному океані розташовується між областями високого тиску в субтропічних широтах і областю низького тиску в околиці внутрішньотропічної зони конвергенції (ВЗК) [60]. Різниця тисків між ними визначає інтенсивність циркуляційної комірки Хедлі в тропічних широтах. У Північній півкулі центр субтропічної області високого тиску розташовується в районі Азорських островів і зазвичай називається в метеорологічній літературі Азорським максимумом, а область низького тиску в околиці ВЗК – тропічною депресією. Середньорічне значення приземного тиску в центрі Азорського максимуму – близько 1024 гПа, а в арктичній і субарктичній зонах Атлантичного океану формується кліматичний центр низького тиску Ісландської депресії – 1011 гПа.

Квазісинхронні низькочастотні коливання тиску в Азорському максимумі і Ісландському мінімумі називаються Північно-Атлантичним коливанням (ПАК). Воно було вперше описано Р. Вокером і Е. Блиссом 1932р. [63]. В якості кількісної характеристики цього коливання використовують індекс ПАК, який визначається як нормована різниця приземного тиску між однією зі станцій на Азорських островах або в м. Лісабон і однієї зі станцій в Ісландії або використовують індекс Россбі. Коефіцієнт кореляції між щомісячними значеннями індексів ПАК і Россбі, розрахований за 100-річним рядом, змінюється від 0.54 до 0.77, досягаючи максимуму в зимові місяці. Ряд індексу Россбі, визначеного за щомісячними картками приземного тиску, значно більш зашумлений в порівнянні з індексом ПАК із-за обмеженості і низької якості морських метеорологічних

даних. Однак саме аналіз щомісячних карт тиску дає можливість додатково проаналізувати просторові міграції центрів дії атмосфери в різні фази ПАК, що неможливо, користуючись тільки індексом ПАК.

З Північно-Атлантичним коливанням пов'язують характер переважної погоди в Північній Америці, Гренландії і Європі. Коли ПАК перебуває в позитивній фазі (значення індексу високі), спостерігається посилення субтропічного максимуму тиску і поглиблення Ісландського мінімуму, що призводить до великих градієнтів між цими атмосферними утвореннями і посилення вітрів, що несуть з атлантичного океану тепле і вологе повітря в північну Європу, в той час як у Канаді і Гренландії переважає суха і холодна погода. В позитивній фазі з центром розташованим між Ісландією та Гренландією - Ісландська депресія, а Азорський антициклон – над центральною Атлантикою. Траєкторії циклонів орієнтовані на північ Східної Європи, Скандинавії і з меншою інтенсивністю на Іспанію.

В період низьких значень індексу (негативної фази) інтенсивність атмосферних утворень слабшає, інтенсивність вітрів зменшується, і напрям їх зміщується в бік Середземномор'я, де встановлюється тепла, волога погода. Траєкторії циклонів орієнтовані зонально – через центральні райони Атлантики на Іспанію [66]. В північній Європі в цьому випадку навпаки переважаючою є суха і холодна погода (рис. 1.6).

Хоча взаємозв'язок між центрами дії атмосфери проявляється протягом всього року, амплітуда коливання максимальна в зимовий період, коли атмосфера динамічно найбільш активна. Тому найбільш популярні значення індексу, що розраховуються за зимовий період з грудня по березень.

Згідно з численними дослідженнями [67, 68], Північно-Атлантичне коливання в значній мірі визначає погоду (інтенсивність і траєкторії циклонів, штормів, аномалії опадів і приземної температури повітря) в більшості країн Європи та на акваторії Північної Атлантики в зимовий період, тому тенденції кліматичних змін в Європейському регіоні неможливо правильно пояснити без цього індексу. Зміни в градієнті тиску від однієї фази

до іншої викликають великі зміни середньої швидкості і напрямку вітру над Північною Атлантикою. Перенесення тепла і вологи між Атлантикою і оточуючими континентами є також яскраво вираженим, оскільки викликає певну інтенсивність і збільшення числа зимових штормів (циклонів), змінюючи шляхи їх руху, а також пов'язані з ними умови погоди.

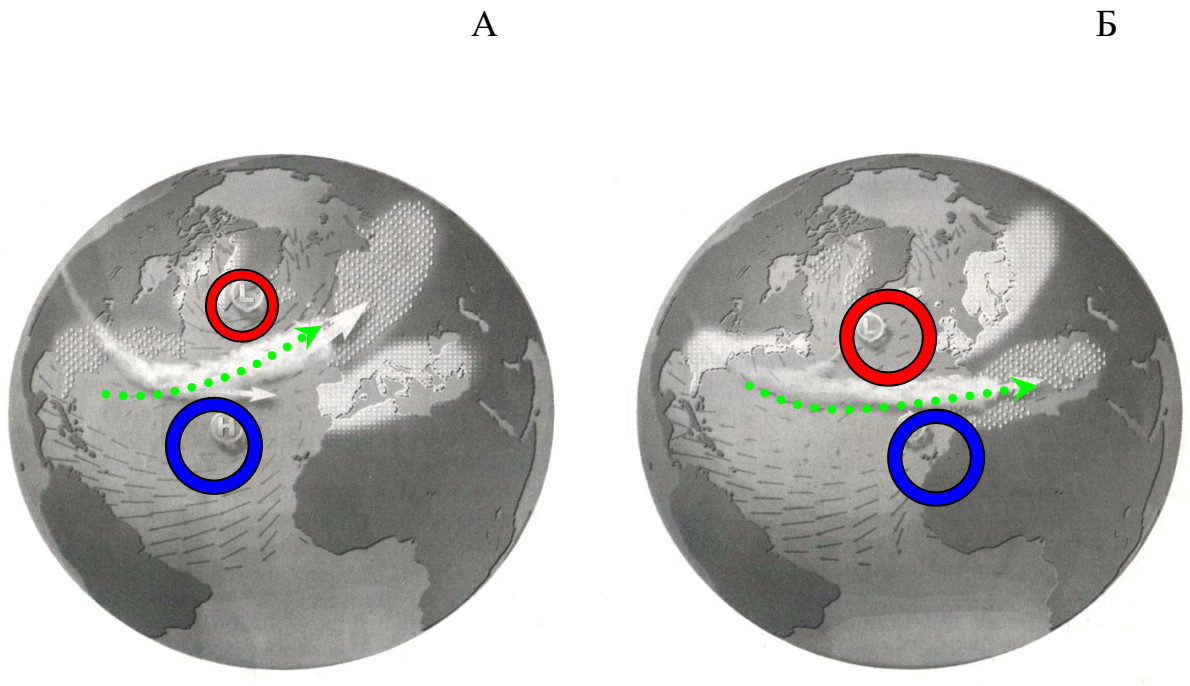


Рис. 1.6 - Північно-Атлантичне коливання (А – додатня фаза, Б – від’ємна фаза)[66]

Є підстави вважати, що Північно-Атлантичне коливання впливає не тільки в межах Атлантичного океану, але, будучи частиною глобальної циркуляції, має зв'язок з коливаннями всієї земної кулі.

1.3.3 Північно-Тихоокеансько-Американське коливання

Термін «Тихоокеанська декадна осциляція» (ТДО) або Північно – Тихоокеансько-Американське коливання (ПТОАК) був введений в 1996 г

Steven Hare при дослідженні взаємозв'язку між продуктивністю лосося на узбережжі Аляски і кліматом Північної частини Тихого океану. Мінливість ТДО зазвичай представляється двома індексами, обчисленими на основі температури поверхні океану (ТПО) і центрами приземного тиску (Гонолульського максимуму і Алеутського мінімуму). Індекси представляють середні аномалії ТПО і приземного тиску за період з жовтня по березень в регіоні Тихого океану, розраховані за середньомісячним значенням аномалій. Відзначені короткі інтервали до 3 років фази ТДО, наприклад, 1959-1961 рр., і 1989-1991 рр. Дослідження (Trenberth 1990, Trenberth and Hurrell 1994, Zhang et al. 1997, and Mantua et al. 1997) [69, 70] показують, що теплій фазі ТДО відповідають холодні аномалії ТПО в північній і центральній частині океану, а теплі вздовж західної частини (рис. 5.4).

На рис. 1.7 представлені середні значення індексів за період з жовтня по березень і ковзаючі середні значення індексів, що розраховані як середні п'ятирічні. Позитивні (негативні) значення індексів відповідають позитивній (негативній) фазі ТДО. За характером мінливості індексів видно, що кожна фаза ТДО має тенденцію тривати 20-30 років.

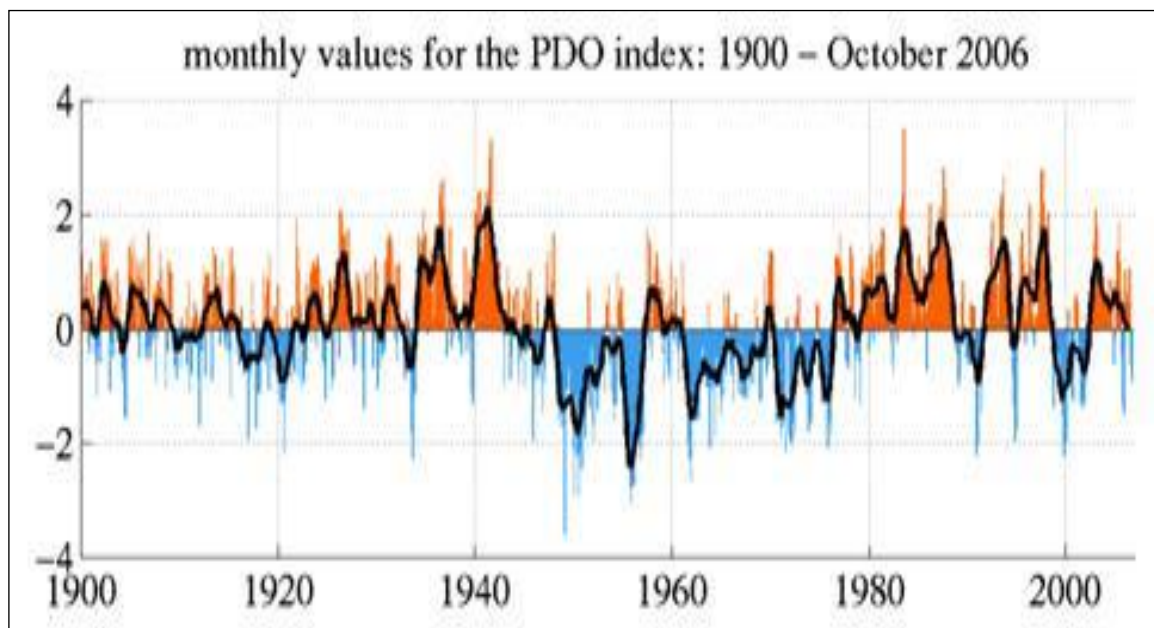


Рис. 1.7 – Середньомісячні значення індексу ТДО, розрахованого за даними ТВВ за період дослідження з 1900 р. [133]

Кілька незалежних досліджень показали розвиток двох повних циклів ТДО в XX-му столітті: «холодний період» ТДО переважав у 1890-1924 рр. і 1947-1976 рр., «теплий період» ТДО відзначений у 1925-1946 рр. і з 1977 до середини 1990-х років. Дослідження показують, що в XX-му столітті в мінливості ТДО переважав масштаб 15-25 років і 50-70 років.

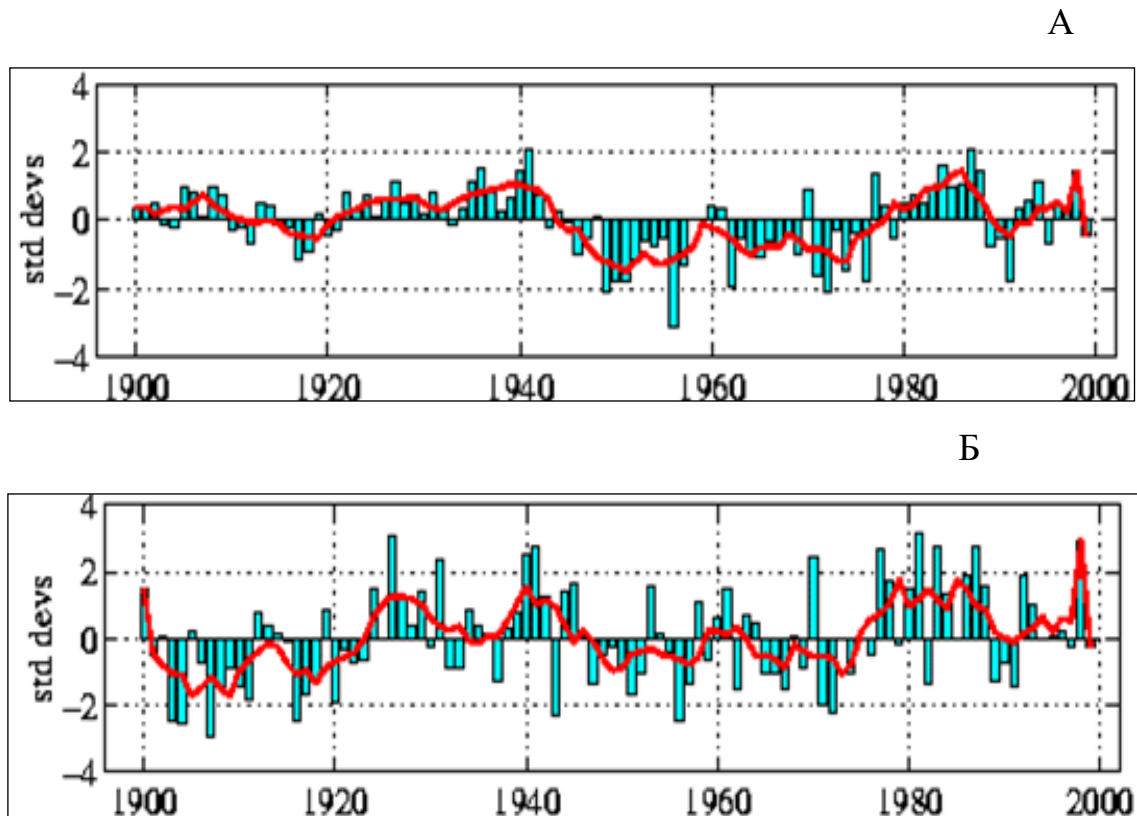


Рис. 1.8 – Середні значення індексів ТДО (А – за ТВО, Б – приземному тиску) за період з жовтня по березень і ковзаючі середні п'ятирічні значення індексів [69]

Регіональні прояви десятирічних аномалій ТПО в Тихому океані обумовлені наявністю атмосферного відгуку відповідного масштабу. Проявляється це в інтенсифікації (чи ослабленні) циклогенезу і зсуві траєкторій циклонів північно-східного (або південно-західного) Тихого океану в позитивну (негативну) фази ТДО. Позитивна фаза ТДО супроводжується збільшенням інтенсивності ЕНЮК, а від'ємна, навпаки, його ослабленням.

Також в результаті дослідження [90, 135] методом композитів було показано, що в зимово-весняний період позитивну фази ТДО спостерігається посилення активності ПАК, а в період негативної фази ТДО – ослаблення процесів у північній Атлантиці, що в свою чергу впливає на кліматичні умови в Атлантико-Європейському регіоні.

Механізм виникнення і розвитку ТДО в даний час не достатньо вивчений. Однак, навіть при відсутності теоретичного пояснення цього механізму, інформація про розвиток ТДО надзвичайно корисна в сезонних і річних прогнозах для регіону Північної частини Тихого океану, Північної Америки і Північно-Східної Азії.

2 БАРИЧНИЙ РЕЖИМ ЗАХІДНОГО СЕКТОРА ПІВДЕННОЇ ПІВКУЛІ

2.1 Вихідні дані

Дослідження баричного режиму західного сектору Південної півкулі проводилося за даними проекту ERA 40 Європейського Центру середньострокових прогнозів погоди (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) Рідінг, Великобританія. Вихідні дані представляють собою середньомісячні значення приземного атмосферного тиску на рівні моря в вузлах регулярної мережі 1° на 1° в діапазоні 20° з.д. до 60° з.д. і від 20° пд.ш. до 60° пд.ш. за період з 1958 по 2000 рр. (Рис. 2.1).



Рис. 2.1 – Регіон дослідження

Для кожного досліджуваного місяця кожного року в вузлах регулярної мережі отримані середньомісячні значення атмосферного тиску, які в подальшому були осереднені за весь період для виявлення характерних

особливостей внутрішньорічного розподілу атмосферного тиску на рівні моря повітря досліджуваного регіону.

Далі, для виявлення особливостей баричного режиму західного сектору Південної півкулі, були розраховані середні квадратичні відхилення атмосферного тиску для всіх місяців року.

2.2 Особливості формування полів атмосферного тиску

Поля мають загальновідому структуру, а саме в січні (рис.2.2) спостерігається область підвищеного атмосферного тиску в північно-східній частині регіону, яка пов'язана з Південно Атлантичним максимумом. Як відомо влітку, коли материки виявляються тепліше океанів, тиск над ними стає зниженим, взимку ж спостерігається зворотня ситуація, що добре видно виходячи з карт. А саме в липні (рис.2.4) вся північна частина регіону включаючи частину Південної Америки знаходиться в області підвищеного атмосферного тиску.

У південній частині регіону спостерігається область зниженого атмосферного тиску, ізобари мають зональний характер, що пов'язано з західно-східним перенесенням в даній частині регіону. У південно-східній області спостерігається найменші значення приземного атмосферного тиску. Вони пояснюються тим, що в даному регіоні спостерігається циклонічний центр дії атмосфери, який знаходиться над морем Уеддела.

У перехідні сезони структура полів атмосферного тиску не значно змінюється відносно зими та літа. Навесні (рис 2.3), коли контраст суша-океан стає менш виразним, це проявляється в структурі полів атмосферного тиску у квітні, а саме в північно-східній частині регіону відбувається посилення гребеня, вісь якого спрямована в західному напрямку.

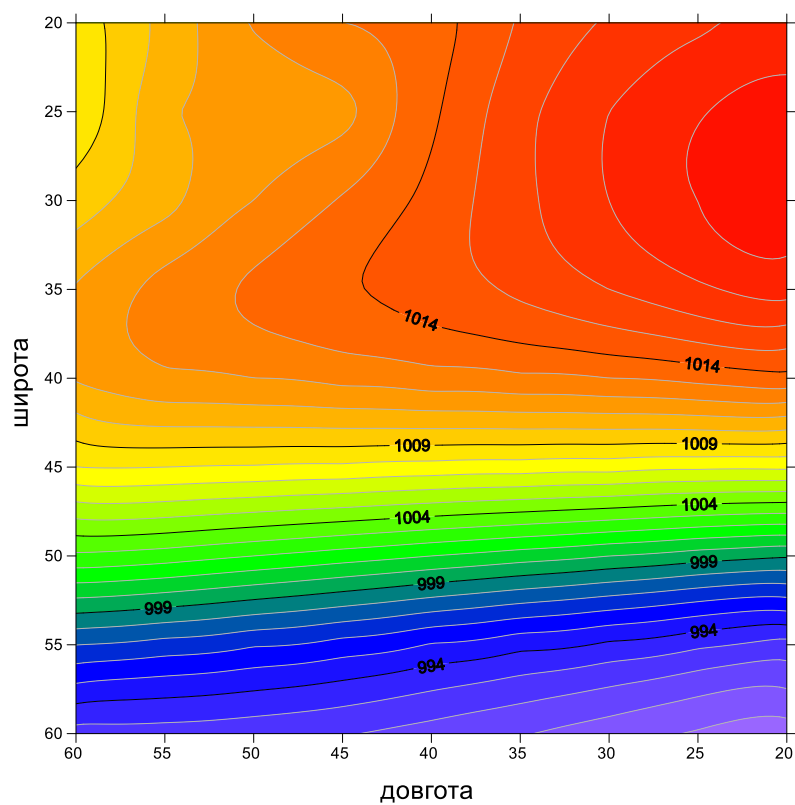


Рис. 2.2 –Поле середніх значень приземного атмосферного тиску (січень)

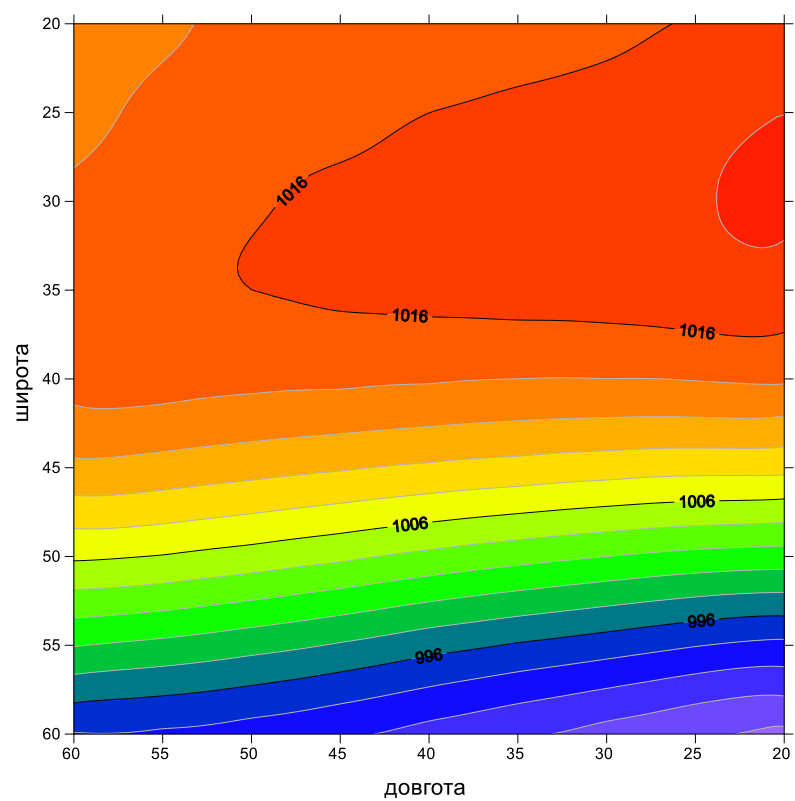


Рис. 2.3 –Поле середніх значень приземного атмосферного тиску (квітень)

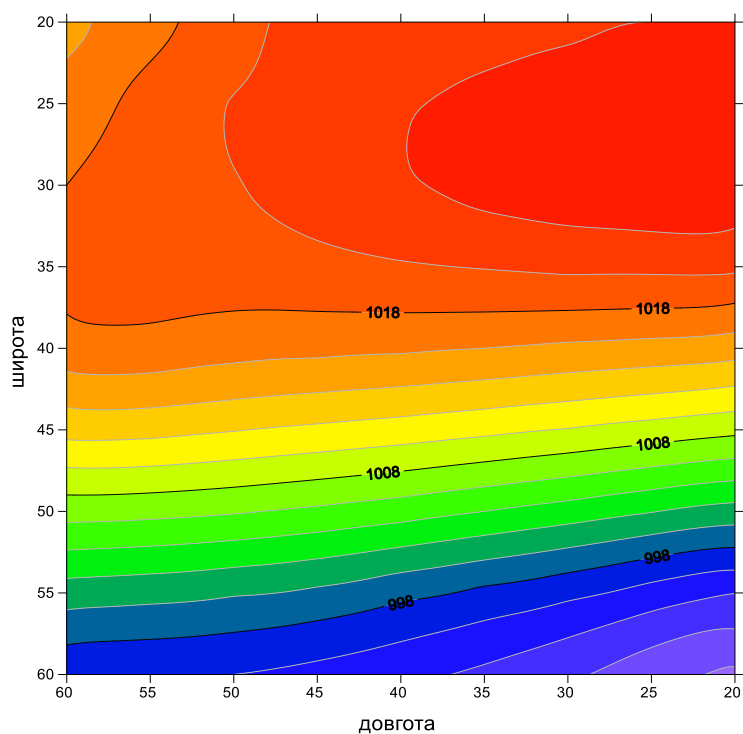


Рис. 2.4 – Поле середніх значень приземного атмосферного тиску (липень)

Починаючи з 40° та до 60° пд.ш. ізолінії мають широтний характер, причому структура ізоліній у даному регіоні простежуються в усі сезони. Восени (рис.2.5) спостерігається зворотня ситуація (відносно весни).

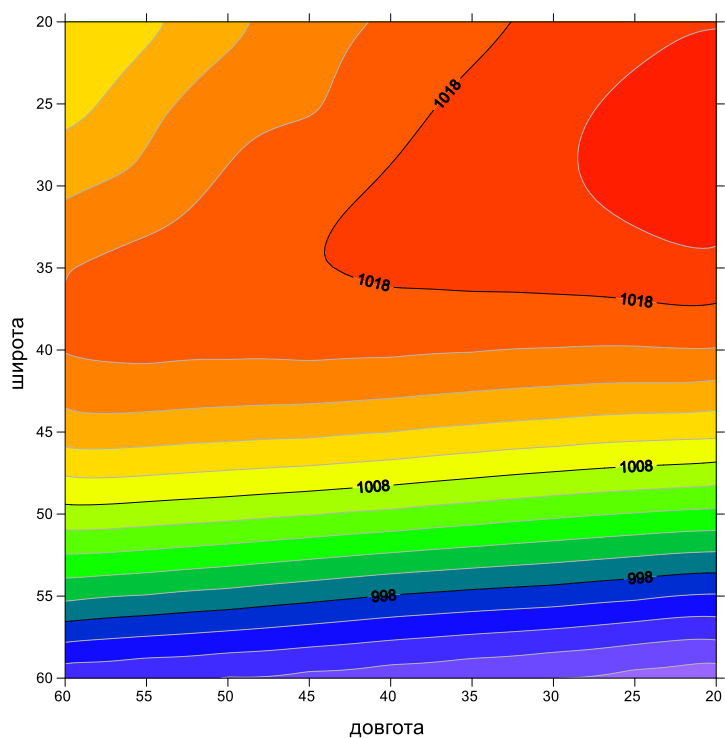


Рис. 2.5 – Поле середніх значень приземного атмосферного тиску (жовтень)

Представляють так само інтерес поля середньоквадратичних відхилень приземного атмосферного тиску, які характеризують мінливість досліджуваного параметра (Додаток Б). Як приклад було розглянуто поля середньоквадратичних відхилень для центральних місяців сезонів (поля для інших місяців знаходяться у додатку).

Максимальне збурення спостерігається в південній частині регіону в зимовий період (рис. 2.6), що може бути пов'язано з посиленням циклонічної активності. У північно-східній частині регіону мінливість приземного атмосферного тиску мінімальна, про що може свідчити відносна стабільність Південно-Атлантичного максимуму.

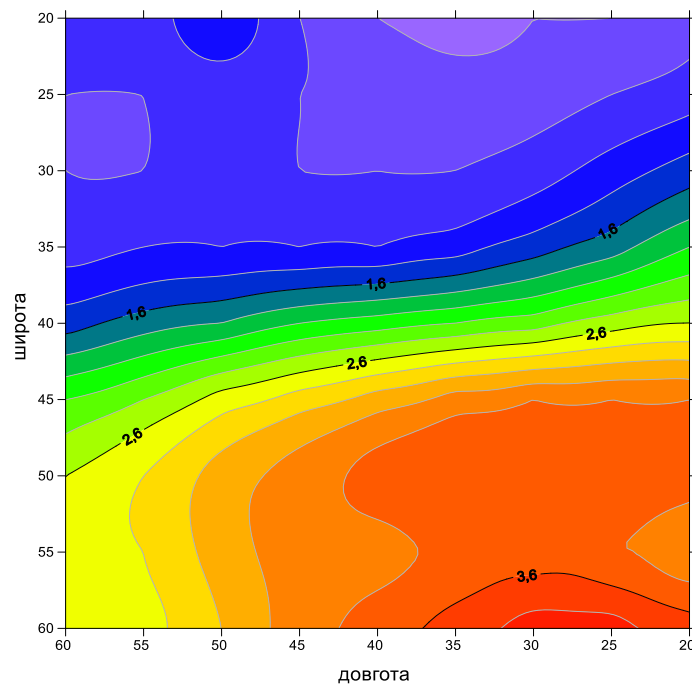


Рис. 2.6 – Поле середніх квадратичних відхилів приземного атмосферного тиску (січень)

Восени відбувається незначна зміна структури ізолій. Площа гребеня, що займав взимку (рис.2.6) майже половину досліджуваного регіону скорочується. Це можна пояснити тим, що в цей сезон відбувається послаблення циклогенезу в районі моря Уделла. Вісь гребеня спрямована у північно-західному напрямку. У середніх широтах добре простежуються

Циркумполярний вихор, ізолінії мають широтний вигляд. Північна частина регіону характеризується мінімальною мінливістю. Така структура ізоліній добре узгоджується з низкою робіт, де вказується на стабільність Південно-Атлантичного максимуму.

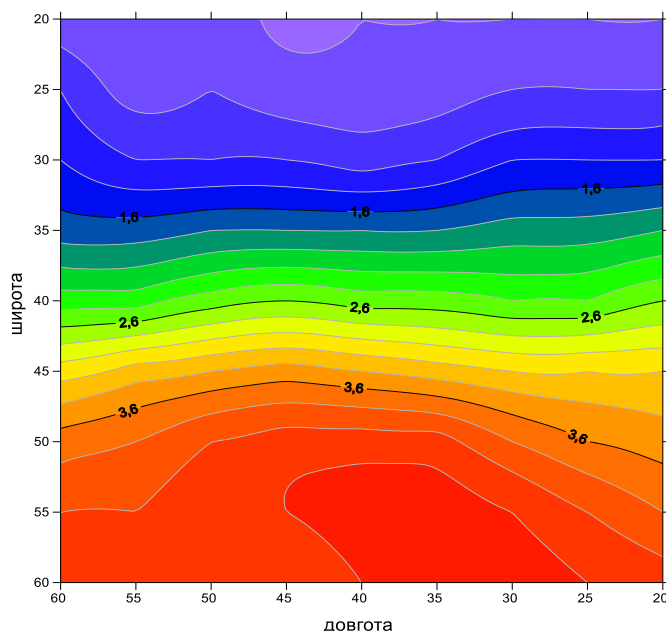


Рис. 2.7 – Поле середніх квадратичних відхилів приземного атмосферного тиску (квітень)

У липні (рис.2.8) місяці структура поля мінливості змінюється, а саме фіксується менші значення, ніж в зимовий період. Ізолінії мають майже широтну структуру. У південній частині регіону середньоквадратичні відхилення мають більший градієнт, ніж у центральній та північній частині регіону.

На рис. 2.9 представлено поле середньоквадратичних відхилів для жовтня. Поле мінливості характеризується наступною структурою ізоліній: в південно-східній частині регіону простежується зона максимальної мінливості, що може свідчити про посилення циклонічної діяльності в районі моря Уделла відносно літніх місяців. В середніх широтах ізолінії мають широтний вигляд.

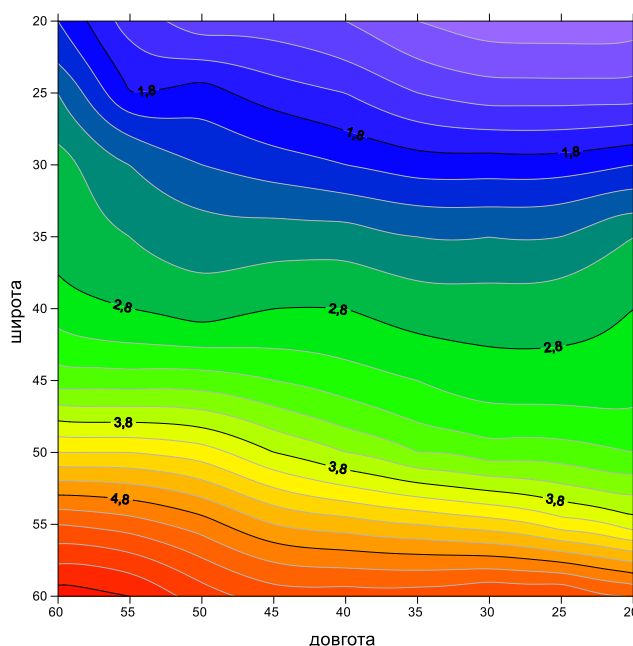


Рис. 2.8 – Поле середніх квадратичних відхилів приземного атмосферного тиску (липень)

В північно-західній частині спостерігається улоговина, вісь якої спрямована у південно-західному напрямку. Перебудова від широтного вигляду ізоліній до улоговини говорить про вплив Південно-Атлантичного максимуму на формування поля атмосферного тиску у цю пору року.

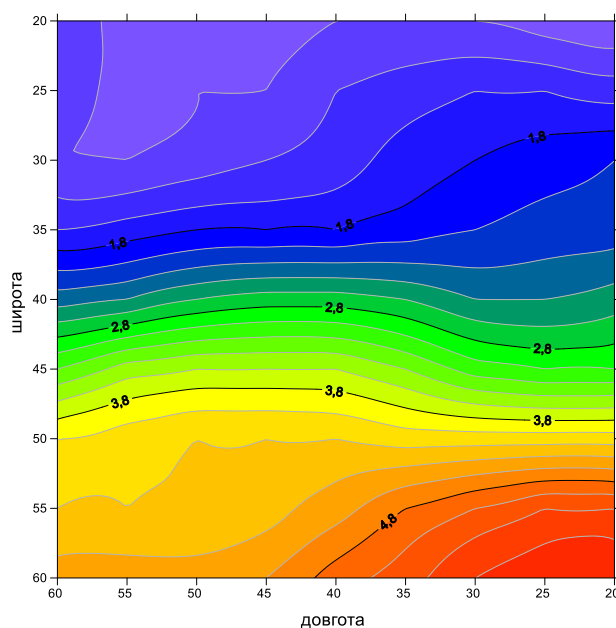


Рис. 2.9 – Поле середніх квадратичних відхилів приземного атмосферного тиску (жовтень)

3 СТАТИСТИЧНА СТРУКТУРА ПОЛІВ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ

3.1 Параметризація метеорологічних полів методом компонентного аналізу

Для отримання характеристик статистичної структури полів метеорологічних величин були застосовані кореляційний й компонентний аналізи.

Фізичні поля, визначені у n вузлах регулярної сітки точок у i -тий час, можна розглядати як n -вимірний вектор X_i в евклідовому просторі, а систему таких полів, що розглядається у m послідовних значеннях часу, як $n \times m$ матрицю

$$X = \{x_{ij}\}, i = \overline{1, n}, j = \overline{1, m}. \quad (3.1)$$

Якщо на основі множини j -полів визначити середнє поле, тобто вектор $\bar{X}_i$, то можна отримати центровану матрицю

$$\Delta X = \{\Delta x_{ij}\}, i = \overline{1, n}, j = \overline{1, m} \quad (3.2)$$

елементи якої є

$$\Delta x_{ij} = x_{ij} - \bar{x}_i, \quad (3.3)$$

де

$$\bar{x}_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m x_{ij}. \quad (3.4)$$

Тоді матриця коваріацій визначається рівнянням

$$K_x = \frac{1}{m} \Delta X \Delta X', \quad (3.5)$$

де індекс (') позначає операцію транспонування матриці ΔX .

Для коваріаційної матриці K_X запишемо рівняння повної проблеми власних значень

$$K_X W_i = \lambda_i W_i, \quad (3.6)$$

де W_i – i -тий власний вектор; λ_i – відповідне власне значення.

Власні вектори W_i ортонормовані, тобто

$$W_i' W_k = \delta_{ik}, \quad (3.7)$$

де δ_{ik} – символ Кронекера.

Як відомо, власні значення розташовуються у порядку зменшення

$$\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > \dots > \lambda_n \quad (3.8)$$

Властивість власних векторів є підставою для побудови ортогонального базису n -вимірного евклідового простору, для якого визначена ортонормована матриця

$$W = (W_{ik})_{n \times n} \quad (3.9)$$

З властивістю

$$W'W = E, \quad (3.10)$$

де E – одинична матриця.

Кожне поле як вектор можна розкласти у базису W і отримати компоненти z_j , які є ортогональними (незалежними у ймовірностному сенсі)

$$z_j' z_k = \begin{cases} \sigma_{z_k}^2, & \text{якщо } j = k, \\ 0, & \text{якщо } j \neq k. \end{cases} \quad (3.11)$$

де $\sigma_{z_i}^2$ - дисперсія i -тої ортогональної компоненти.

У роботі [26] вказується, по-перше, що

$$\sigma_{z_k}^2 = \lambda_k, \quad (3.12)$$

і, по-друге, що

$$\sum_{k=1}^n \sigma_{z_k}^2 = \sum_{k=1}^n \lambda_k = \sum_{k=1}^n \sigma_{x_k}^2 = \text{tr} K_x, \quad (3.13)$$

де $\text{tr} K_x$ - слід матриці K_x , тобто сума елементів матриці коваріацій, розташованих на її головній діагоналі. Це означає, що сума дисперсій ортогональних компонент фізичних полів, дорівнює сумі дисперсій вихідних полів σ_{x_k} . Оскільки виконується нерівність (3.8), то можна визначити параметр η_p - відносну частку сумарної дисперсії вихідних полів, яка зумовлюється сумою перших k власних значень

$$\eta_k = \frac{\sum_{i=1}^k \lambda_i}{\sum_{i=1}^n \lambda_i} = \frac{\sum_{i=1}^k \lambda_i}{\sum_{i=1}^n \sigma_{x_i}^2} = \frac{\sum_{i=1}^k \lambda_i}{\text{tr} K_x}. \quad (3.14)$$

Це дає можливість розкласти вихідні поля на ортогональні компоненти за масштабами процесів, які формують ці фізичні поля. Оскільки кожному власному значенню λ_k відповідає власний вектор W_k , який можна представити як поле, а λ_k є дисперсією Z_k k -тої ортогональної компоненти, то поле k -того власного вектора, як і значення ортогональної компоненти Z_k , характеризує відповідну складову k -того масштабу вихідного поля.

Як відомо, чим більшим є масштаб збурень у полях метеорологічної величини, що вивчається, тим більше значення має дисперсія, яка

характеризує мінливість цієї величини. Тому $\lambda_1 = \sigma_{Z_1}^2$ відбиває властивості найбільш великомасштабних процесів у цьому полі. Власне значення $\lambda_2 = \sigma_{Z_2}^2$ характеризує властивості процесів меншого масштабу і т.д.

Перші k ортогональні компоненти, дисперсіями яких є відповідні власні значення λ_k , називають головними компонентами вихідних фізичних полів [26], при умові, що їх сума вичерпує більшу частину сумарної дисперсії метеорологічних полів. Цю необхідну частку визначає дослідник. Як і перша головна компонента, перший власний вектор $W_1 = \{W_{1,i}\}$, де $i = \overline{1, n}$, відбиває властивості фізичних полів, зумовлених впливом найбільш великомасштабних процесів, другий власний вектор $W_2 = \{W_{2,i}\}$, де $i = \overline{1, n}$, - властивості фізичних процесів меншого масштабу, тобто вихрової компоненти й т.д. Така властивість власних значень дає змогу визначити головні компоненти метеорологічних полів, які є звичайними числами, але такими, що визначають основні властивості цих полів. Як показано вище, кількість необхідних для аналізу головних компонент визначається їх дисперсіями.

3.2 Дисперсії ортогональних компонент метеорологічних полів і власні вектори

3.2.1 Дисперсії ортогональних складових полів атмосферного тиску

Приведені вище алгоритми кореляційного й компонентного аналізу були застосовані для дослідження статистичної структури полів

атмосферного тиску. Матриці $X = \{x_{ij}\}$, $i = \overline{1, n}$, $j = \overline{1, m}$ були сформовані на основі, як вже зазначалося, масиву даних ERAInterim. Це дало можливість розрахувати для кожного місяця поля середніх значень і матриці коваріації. За рівністю (3.6), використовуючи алгоритм методу Якобі [26], були розв'язані рівняння повної проблеми власних значень, тобто отримані власні значення й відповідні власні вектори. Це дозволило створити ортогональні базиси Wn -вимірного евклідового простору. За допомогою яких були отримані компоненти векторів розкладу полів й атмосферного тиску для регіону у базису W шляхом перетворення

$$Z_j = W' \Delta X_j . \quad (3.15)$$

Ортогональні компоненти полів метеорологічних величин визначаються за формулою (3.15). Аналіз дисперсій (власних значень) дозволяє визначити основні властивості полів атмосферного тиску.

Аналіз виконаних розрахунків показав, що власні значення, які є дисперсіями ортогональних компонент, у всіх випадках характеризуються швидкою збіжністю, отже сума перших двох власних значень зумовлює більше ніж 75% сумарної дисперсії вихідних полів атмосферного тиску.

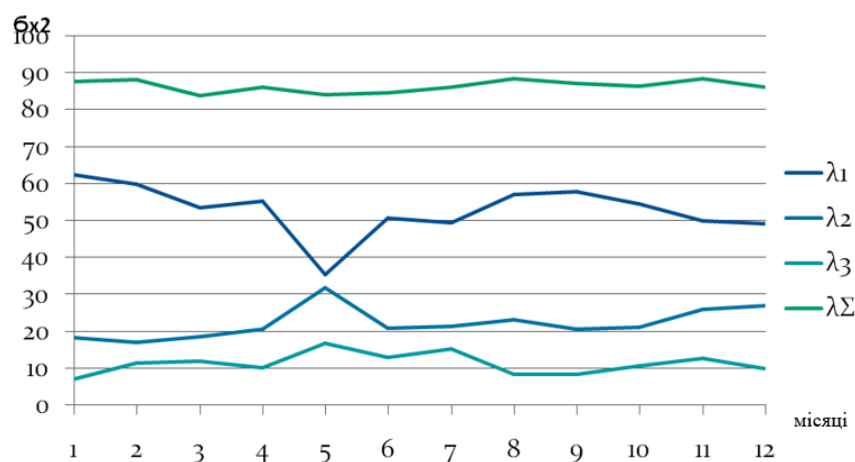


Рис. 3.1 –Річний хід дисперсій (власних значень матриці коваріацій) полів приземного атмосферного тиску

3.2.2 Власні вектори метеорологічних полів

Кожному власному значенню, яке має сутність дисперсії відповідної ортогональної компоненти, можна поставити у відповідність власний вектор, компоненти якого, у загальному розумінні є розв'язками системи неоднорідних лінійних алгебраїчних рівнянь при відповідному власному значенні.

Кожний власний вектор, оскільки його координата є функцією географічних координат, можна представити у формі поля. Саме тому власні вектори деякі дослідники називають природними або емпіричними ортогональними функціями (е.о.ф) [26] .

Розглянемо структуру цих полів для центральних місяців сезонів (відповідні поля для інших місяців року приводяться у додатку В). Оскільки кожний власний вектор розраховується для відповідного власного значення, а останні мають сенс дисперсії ортогональних координат, характеризуючи особливості структури метеорологічних полів, то власні вектори також утримують у собі основні властивості цих полів.

Більша частина сумарної дисперсії вихідних полів приземного атмосферного тиску обумовлюється першими двома власними значеннями, основна інформація про їх структуру утримується у перших двох власних векторах. Тому розглянемо характеристики полів цих векторів (рис.3.2-3.5).

Поля першого власного вектора мають подібну структуру для всіх місяців і мають вигляд пучності з центром максимальних значень в більш високих широтах. Взимку ця область яскраво виражена (рис. 3.2), верхня її межа знаходиться на 45° пд.ш. Також чітко (наявність улоговини) простежується вплив підстилаючої поверхні континенту в північно-західній частині регіону дослідження.

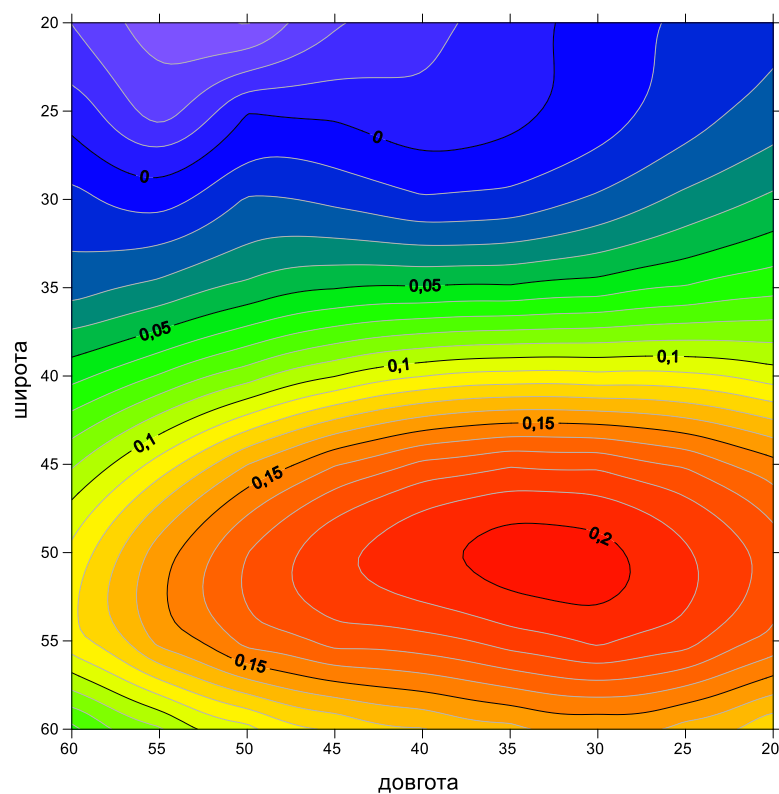


Рис. 3.2 – Поле першого власного вектору атмосферного тиску, січень

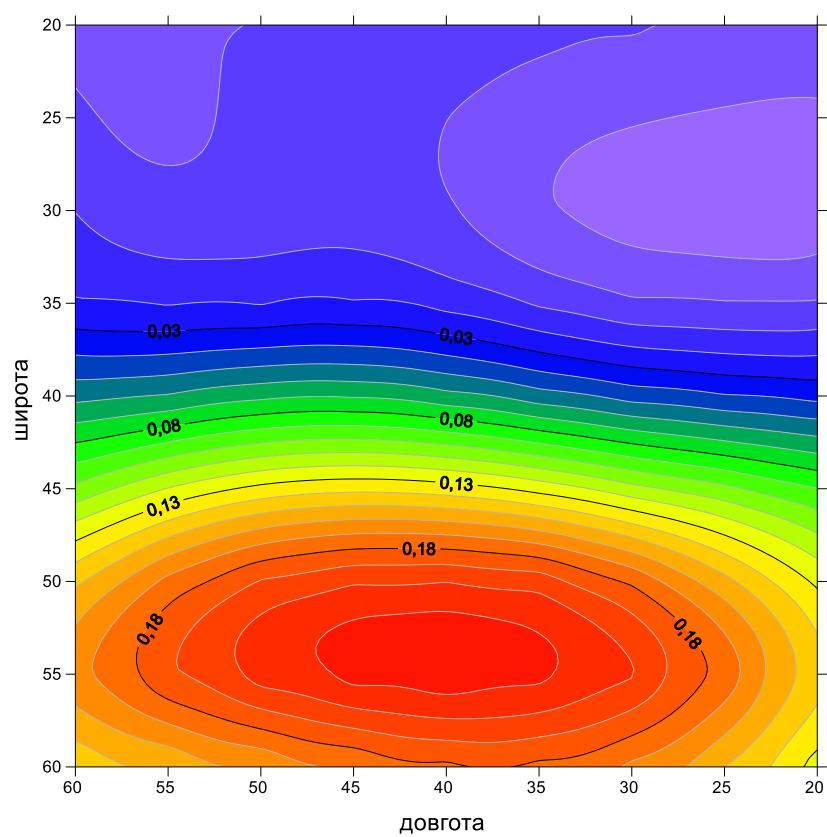


Рис. 3.3 – Поле першого власного вектору атмосферного тиску, квітень

Навесні (рис. 3.3) структура поля першого власного вектора незначно змінюється, область максимальних значень зміщується в більш низькі широти. У північно-східній частині регіону простежується гребінь, який обумовлений впливом на формування полів атмосферного тиску Південно-Атлантичного максимуму. Улоговина в північно-західній частині регіону стає менш вираженою. Дана структура полів відображає особливості розвитку зональної циркуляції в західному секторі високих широт Південної півкулі.

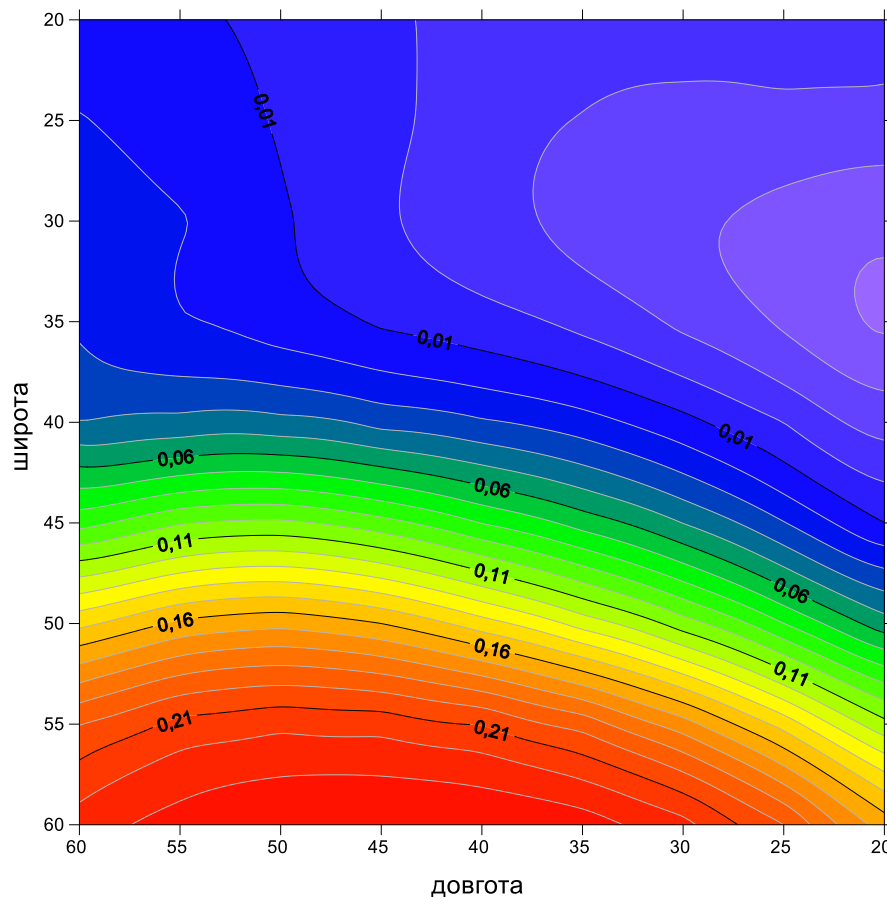


Рис. 3.4 – Поле першого власного вектору атмосферного тиску, липень

Влітку (рис.3.4), судячи по структурі ізолій від широти 40° - 60° пд.ш. можна зробити висновок про явний вплив Антарктичного-циркумполярного вихору. Ізолії мають квазіширотний вигляд, область максимальних значень розташовується в південній частині регіону. У північно-східній частині регіону чітко простежується улоговина мінімальних значень першого

власного вектора, вісь якої спрямована в західному напрямку, обумовлена ця улоговина впливом Південно-Атлантичного максимуму.

Восени (рис.3.5) улоговина на північному сході регіону трансформується в замкнуту область мінімальних значень першого власного вектора. У південній частині регіону, починає проявлятися замкнута область максимальних значень з центром між 55-60 пд.ш. Поля першого власного вектора для решти місяців представлені в додатку.

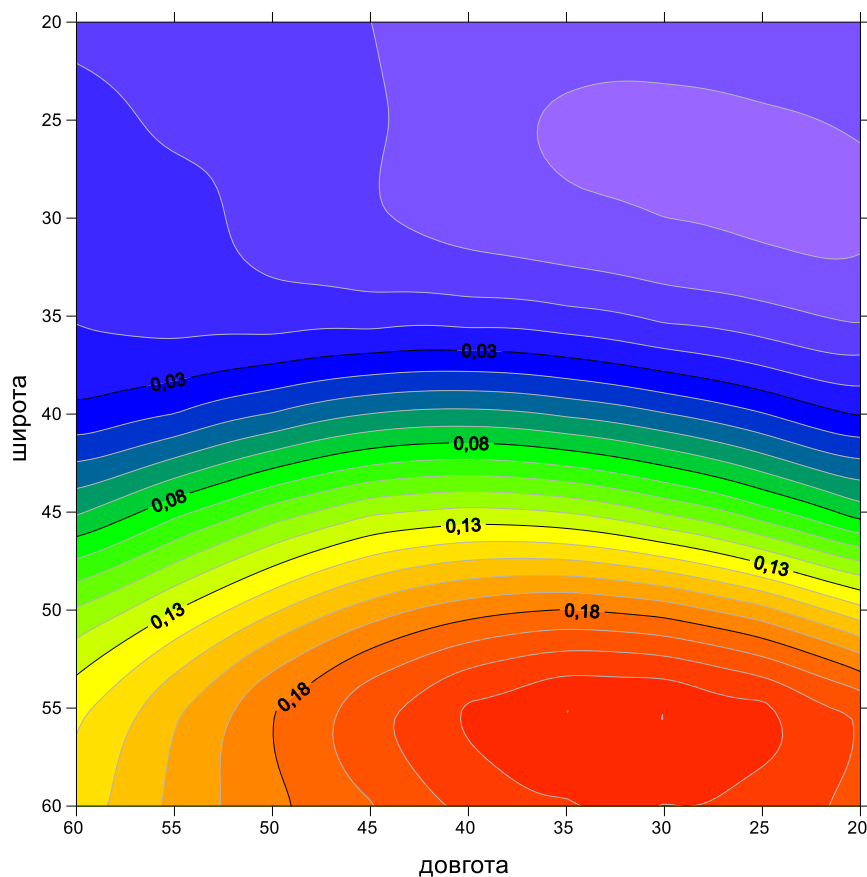


Рис. 3.5 –Поле першого власного вектору атмосферного тиску, жовтень

Енергія, яка припадає на друге власне значення розподіляється за місяцями року більш – менш рівномірно, лише в травні спостерігається мінімум.

Цікаві особливості мають поля другого власного вектора, які відповідають другим власним значенням. Як приклад, на рис. 3.6-3.9 представлені поля другого власного вектору приземного атмосферного тиску

для центральних календарних місяців сезонів. Відповідні поля для інших місяців містяться в додатку Г.

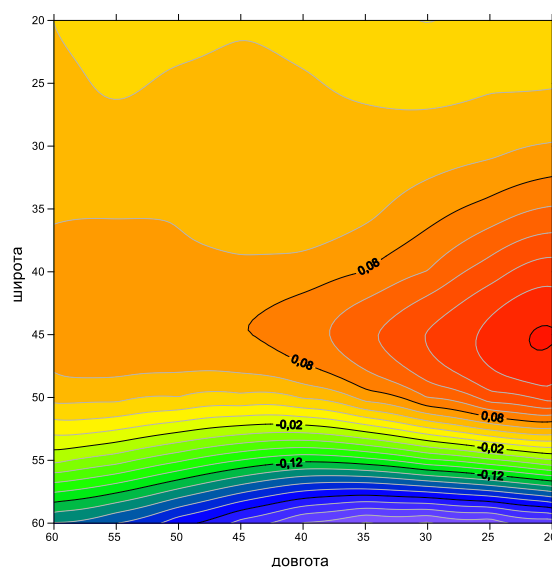


Рис. 3.6 – Поле другого власного вектору атмосферного тиску, січень

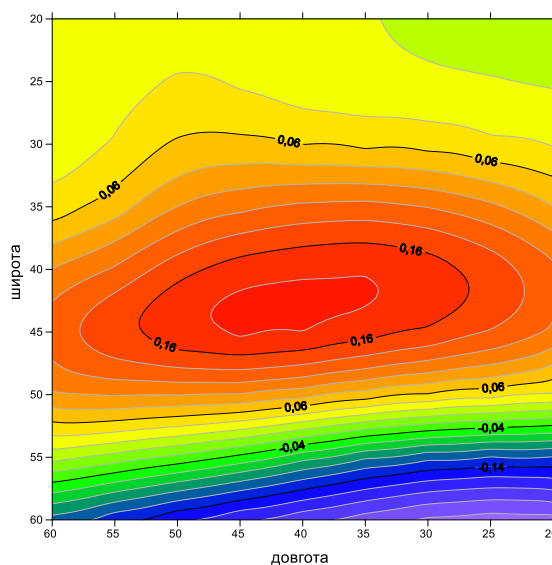


Рис. 3.7 – Поле другого власного вектору атмосферного тиску, квітень

Взимку (рис. 3.6) поле другого власного вектора характеризується такою структурою: простежується область максимальних значень у східній частині регіону з центром між 40° - 50° пд.ш., яка зумовлена мабуть областю низького тиску над морем Уедделла. Структура ізоліній в південній частині регіону має широтний вигляд.

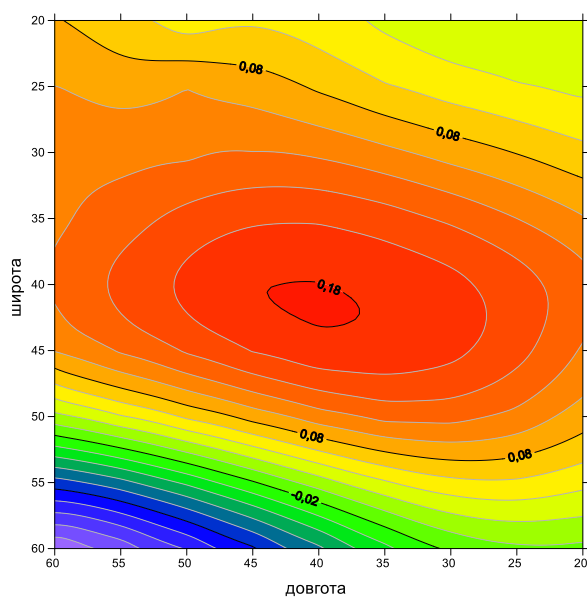


Рис. 3.8 –Поле другого власного вектору атмосферного тиску, липень

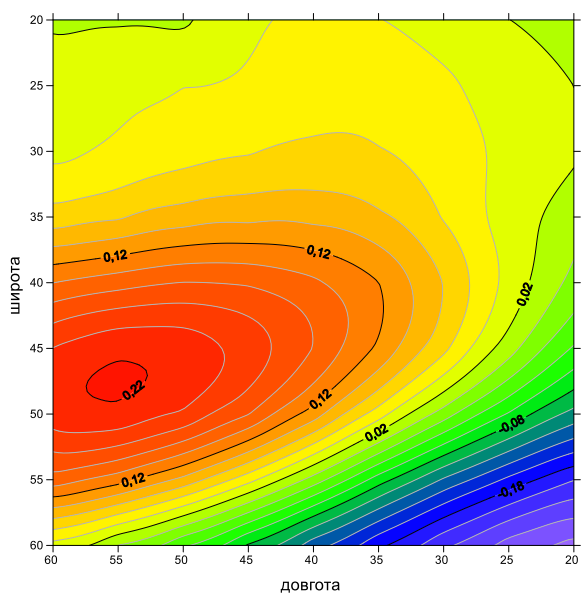


Рис. 3.9 –Поле другого власного вектору атмосферного тиску, жовтень

Навесні і влітку (рис.3.8, 3.9) замкнута область максимальних значень зміщується в центральній частині регіону. У південній частині регіону ізолінії мають квазіширотний вигляд. Восени (рис. 3.9) дана область зміщується в західну частину регіону, зміна положення обумовлена сезонністю.

4 ЧАСОВІ РЯДИ ГОЛОВНИХ КОМПОНЕНТ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ Й ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ

4.1 Методи дослідження статистичної структури головних компонент полів приземної температури й атмосферного тиску

Часові ряди головних компонент полів температури й атмосферного тиску є випадковими процесами, у яких неможливо на перший погляд виявити приховані трендову й періодичну компоненти. Наприклад, на рисунках 4.1-4.4 зображені вихідні часовий ряд першої та другої головної компоненти температури повітря й атмосферного тиску.

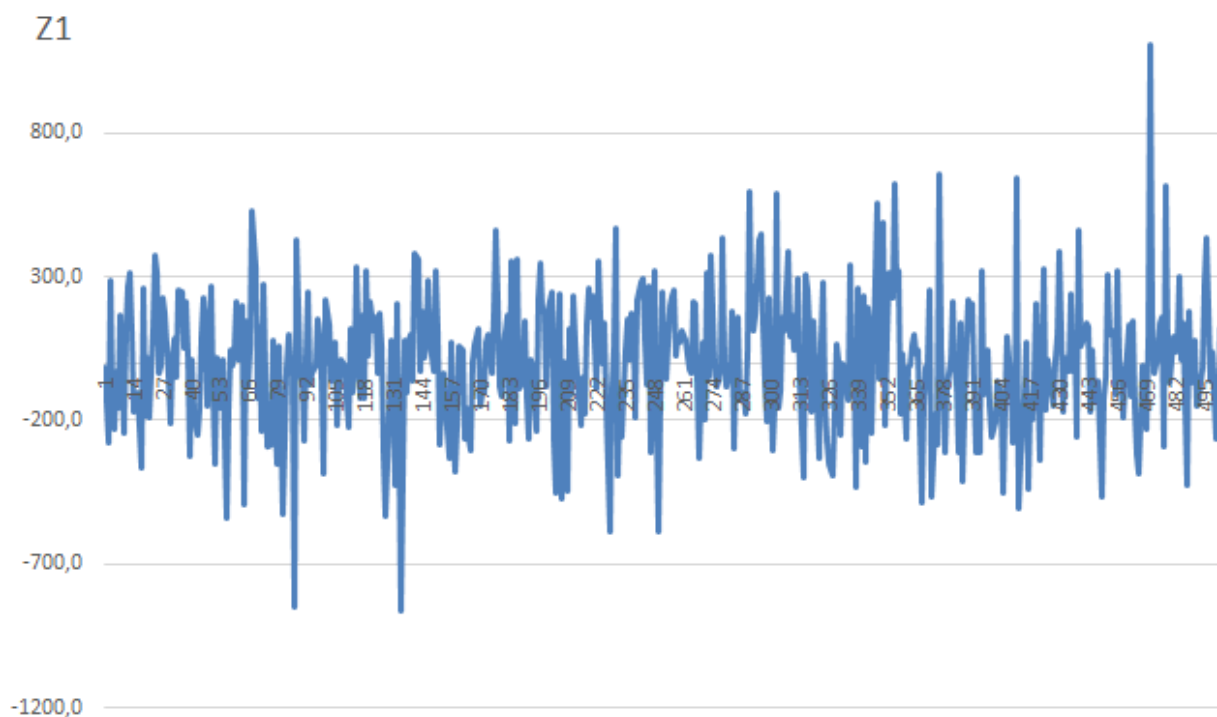


Рис. 4.1 –Часовий ряд першої головної компоненти приземного
атмосферного тиску за період 1959 - 2000 рр.

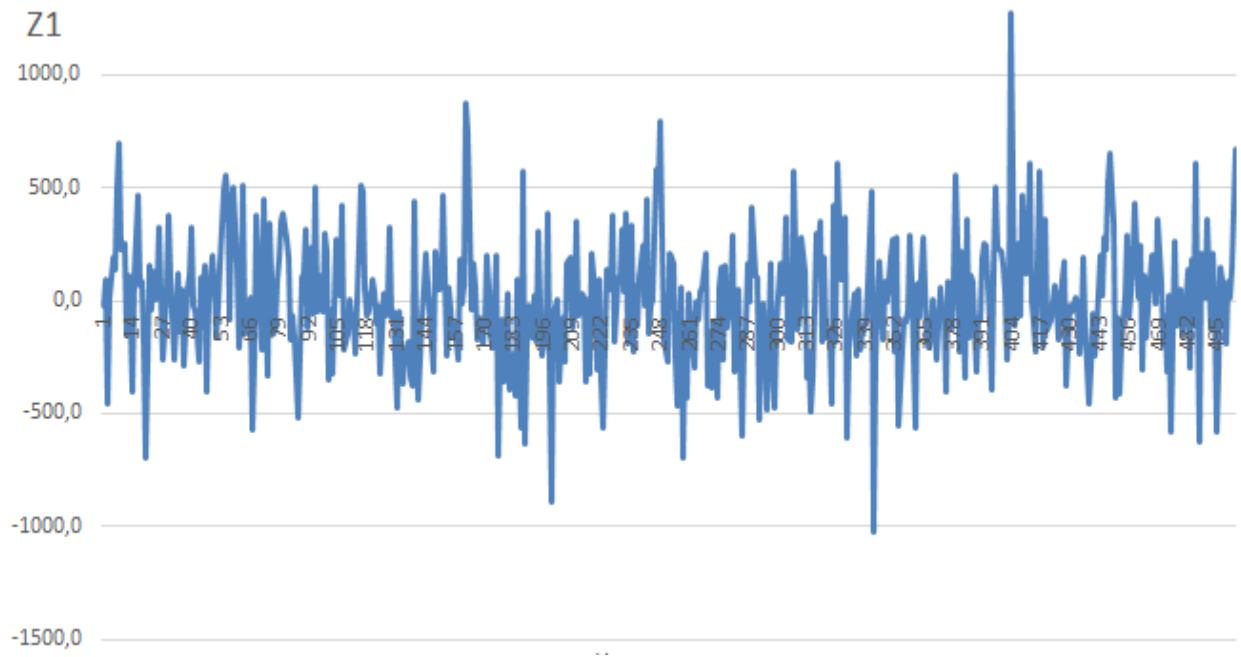


Рис. 4.2 –Часовий ряд другої головної компоненти приземного атмосферного тиску за період 1979 - 2014 рр.

Однак, зазначені складові випадкових процесів можуть бути виявлені шляхом застосування математичних фільтрів. У випадковому процесі, як правило, приховані періодичні складові замасковуються накладеною на них флуктуаційною компонентою. Тому перш за все, розглянемо за допомогою перетворення Фур'є, які статистично значущі періодичності утримуються в випадкових процесах, що досліджуються, а саме у першій й другій головних компонентах полів температури й атмосферного тиску у кожному з регіонів. Для обмеженої на інтервалі $-\tau \leq t \leq \tau$ вихідної функції перетворення Фур'є має вид [26]

$$F_{\tau}(i\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} Z_i(t) e^{-i\omega t} dt, \quad (4.1)$$

Якщо від експоненти у підінтегральній функції перейти до формули Ейлера, то отримуємо

$$F_{\tau}(i\omega) = u(\omega) - i\nu(\omega). \quad (4.2)$$

де

$$u(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} Z_i(t) \cos \omega t dt, \quad (4.3)$$

$$\nu(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} Z_i(t) \sin \omega t dt. \quad (4.4)$$

Функції (4.3) і (4.4) на частотах ω_k характеризуються різко означеними сплесками. Оскільки, амплітуда $A(\omega_k)$ суперпозиції гармонік

$$Z(t) = \sum_{k=1}^{\infty} A_k \sin(\omega_k t + \varphi_k), \quad (4.5)$$

визначаються функціями (4.3) і (4.4) за допомогою рівняння.

$$A(\omega_k) = \left[u^2(\omega_k) + \nu^2(\omega_k) \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (4.6)$$

Залежність (4.6) називається амплітудно-частотною характеристикою процесу $Z(t)$. Алгоритм, представлений рівняннями (4.3), (4.4) і (4.6), удосконалюється введенням у підінтегральну функцію коректуючого «вікна Гіббса»

$$g(t) = \frac{\sin \frac{\pi}{2t} \tau}{\frac{\pi}{2t} \tau} \quad (4.7)$$

з метою зменшення впливу кінцевих значень вихідної функції на результати фільтрації функції $Z_i(t)$. Таким чином, дійсна й умовна частина рівності (4.2), визначається формулами

$$u(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} g(t) Z(t) \cos \omega t dt, \quad (4.8)$$

$$v(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} g(t) Z(t) \sin \omega t dt. \quad (4.9)$$

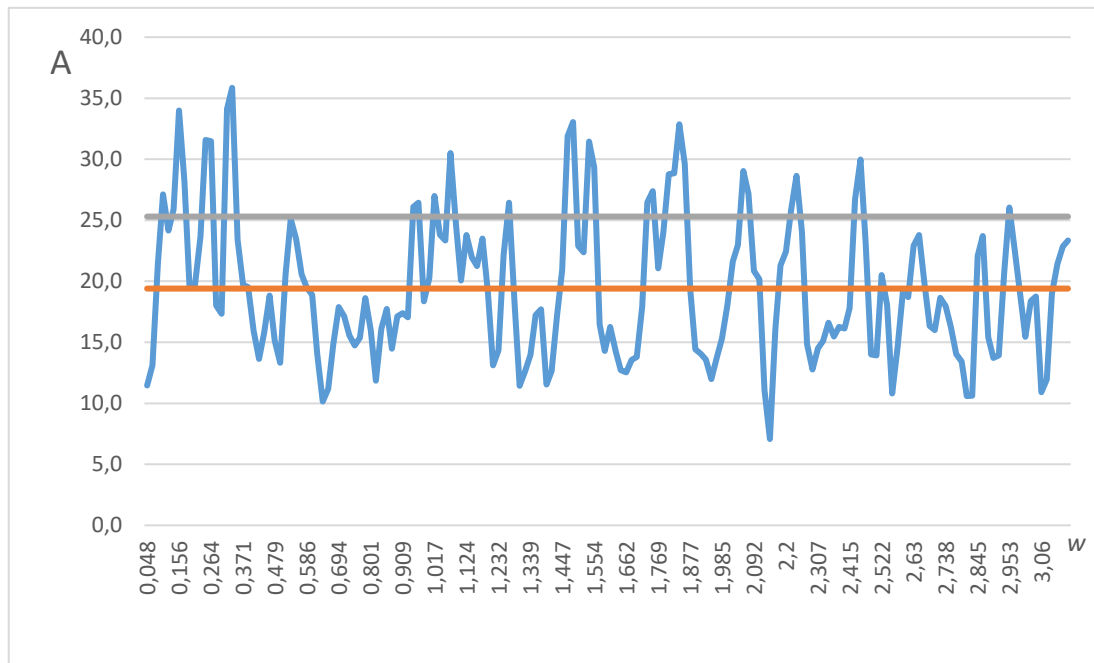


Рис. 4.3 – Амплітудно – частотна характеристика для часового ряду першої головної компоненти $Z_1(p)$ атмосферного тиску

Фазовий зсув для k -тої простої гармоніки визначається простим співвідношенням

$$\varphi_k = \arctg \frac{u(\omega_k)}{v(\omega_k)}. \quad (4.10)$$

Якщо прийняти гіпотезу про те, що амплітуди (4.6) підпорядковуються нормальному закону розподілу ймовірностей, то можна зробити висновок, що достовірними є періодичності з частотою ω_k , амплітуди яких з імовірністю $p=0.68$, амплітуди яких перевищують значення $\bar{A} + \sigma_a$, де σ_a – середнє квадратичне відхилення амплітуд.

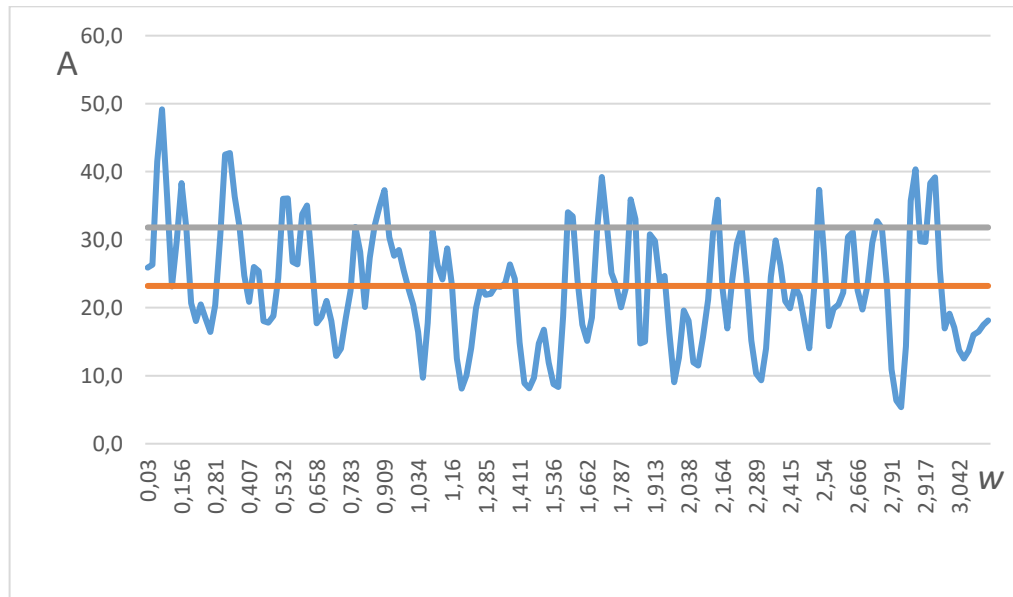


Рис. 4.4 – Амплітудно – частотна характеристика для часового ряду другої головної компоненти $Z_2(p)$ атмосферного тиску

4.2 Періодичності у часових рядах головних компонент

Часові ряди головних компонент значень атмосферного тиску і температури повітря, як показали результати процедури виявлення прихованих періодичностей за допомогою перетворення Фур'є, мають одну загальну особливість. Вона полягає в тому, що енергія коливання концентрується як на низьких частотах так і на великих. Це яскраво проявляється в структурі амплітудно-частотних характеристик (АЧХ), що відображені на рисунках 4.3, 4.4.

Характеристики для кожної з двох головних компонент атмосферного тиску і температури представлені у таблицях 4.1, 4.2. Аналіз табл. 4.1 свідчить про те, що фактично часовий ряд першої головної компоненти $Z_1(p)$ містить коливання з періодами 5 років, 3 роки, 2 роки, а також квазірічне, квазіпіврічне та сезонні періодичні коливання.

Якщо річна та сезонні періодичності є природними, які відображають вплив руху Землі по орбіті, пов'язані з особливостями надходження сонячної радіації, то 5-ти та трьохрічні цикли привертають особливу увагу.

Перші з них зустрічаються у таких відомих осциляціях, Ель-Ніньо – Південне коливання (ЕНПК). Дворічне коливання, як відомо, притаманне фізичним характеристикам стану атмосфери та океану в різних частинах планети. До цього часу ще не запропонована більш-менш обґрунтована гіпотеза о факторах цього коливання.

Таблиця 4.1 – Періодичності у часовому ряді першої головної компоненти атмосферного тиску

W	0,10	0,16	0,25	0,34	0,96	1,02	1,07	1,27	1,48	1,54	1,75	1,84	2,06	2,24	2,45	2,95
T	61,5	40,3	25,6	18,7	6,5	6,2	5,9	5,0	4,2	4,1	3,6	3,4	3,1	2,8	2,6	2,1
A	27,1	34,0	31,6	35,8	26,4	27,0	30,5	26,4	33,0	31,4	27,4	32,9	29,0	28,6	30,0	26,1

Спектр періодичностей, які присутні у другій головній компоненті $Z_2(p)$, представлений у табл. 4.2. Як видно з табл. 4.2, часовий ряд другої компоненти містить 6-ти річне, трьохрічне, річне, піврічне, а також сезонні коливання.

Таблиця 4.2 – Періодичності у часовому ряді другої головної компоненти атмосферного тиску

W	0,08	0,16	0,34	0,55	0,62	0,80	0,91	1,59	1,72	1,82	2,15	2,52	2,74	2,88	2,95
T	74,6	40,3	18,7	11,4	10,1	7,8	6,9	4,0	3,7	3,4	2,9	2,5	2,3	2,2	2,1
A	49,2	38,3	42,8	36,0	35,0	31,9	37,3	34,0	39,2	35,9	35,9	37,3	32,7	40,4	39,2

5 ВЗАЄМНИЙ СПЕКТРАЛЬНИЙ АНАЛІЗ ГОЛОВНИХ КОМПОНЕНТ ПОЛІВ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ ТА ГЛОБАЛЬНИХ КЛІМАТИЧНИХ ІНДЕКСІВ

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, які містять індикатори стійкого розвитку держави, включаючи і індикатори кліматичної мінливості:

1 – кліматичні індекси, що відображають стан атмосфери і океану в глобальному масштабі;

2 – індикатори, що відображають стан атмосфери і гідросфери в певному регіоні земної кулі, наприклад, на території якої-небудь конкретної країни.

В даній частині кваліфікаційної роботи зроблена спроба виявити взаємозв'язок між головними компонентами полів атмосферного тиску (об'єм вибірки складає 57 років) та глобальними кліматичними індексами. Взаємний спектральний аналіз проводився між індексами NAO, NPO, SOI та головними компонентами полів атмосферного тиску на рівні моря.

5.1 Взаємний спектральний аналіз першої головної компоненти полів атмосферного тиску та глобальних кліматичних індексів

Взаємозв'язок між періодичними складовими в часових рядах середньомісячних значень кліматичних індексів та першої головної

компоненти полів атмосферного тиску визначався за допомогою взаємного спектрального аналізу. Алгоритм дослідження стаціонарних випадкових процесів було реалізовано на ПЕОМ за допомогою комп'ютерної програми "Spektr". В результаті розрахунків одержані статистичні оцінки взаємної спектральної щільності кожного з кліматичних індексів та першої головної компоненти полів атмосферного тиску на рівні моря.

Розглянемо взаємний спектральний аналіз індексу NAO та першої головної компоненти полів атмосферного тиску. (табл. 5.1). В таблиці 5.1 представлені статистичні оцінки взаємної спектральної щільності для індексу NAO та першої головної компоненти полів атмосферного тиску на рівні моря, де $S_x(\omega)$ – спектральна щільність процесу X (перша головна компонента), $S_y(\omega)$ – спектральна щільність процесу Y (індекс NAO), $C_{xy}(\omega)$ – ко-спектр, $Q_{xy}(\omega)$ – квадратурний спектр, $\gamma(\omega)$ – взаємна когерентність процесів X та Y , $\psi_{xy}(\omega)$ – фазовий спектр процесів X та Y .

Таблиця 5.1 – Статистичні оцінки взаємної спектральної щільності для першої головної компоненти полів атмосферного тиску на рівні моря та індексу NAO

№ п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	Т _к , місяць	$\psi_{xy}(\omega)$, град.
1.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
2.	6,79	1,66	-2,80	-1,35	0,93		
3.	9,89	1,73	-3,21	-1,14	0,82		
4.	8,37	1,42	-1,23	-1,59	0,58		
5.	7,87	1,29	-0,24	-1,52	0,48		
6.	10,86	1,87	1,44	-0,21	0,32		
7.	6,86	1,19	1,37	1,70	0,76		
8.	7,70	1,63	0,80	2,51	0,74		
9.	2,63	1,54	0,06	0,48	0,24		
10.	2,22	1,54	0,23	0,50	0,30		
11.	1,76	0,71	0,30	-0,48	0,51		
12.	1,05	0,31	-0,10	-0,13	0,28		
13.	6,78	0,69	0,81	-1,65	0,85	19,7	296,1

Продовження таблиці 5.1

№, п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	T_k , місяць	$\psi_{xy}(\omega)$, град.
14.	8,40	0,90	0,33	-2,04	0,75		
15.	11,60	1,05	-0,80	-2,17	0,66		
16.	8,09	0,65	-1,56	-1,15	0,84		
17.	9,46	0,46	-1,35	-0,54	0,69		
18.	6,77	1,20	-0,26	0,67	0,25		
19.	9,14	1,17	-0,42	1,66	0,52		
20.	6,89	1,13	-0,14	1,49	0,54		
21.	6,10	1,44	-0,40	0,60	0,24		
22.	1,81	2,26	-0,01	0,53	0,26		
23.	0,84	2,28	0,14	0,37	0,29		
24.	3,46	1,09	0,98	0,42	0,55		
25.	4,72	1,72	-0,50	-1,10	0,42		
26.	5,41	1,91	-0,61	-1,47	0,49		
27.	2,97	2,22	-1,21	-1,84	0,86	9,5	56,7
28.	2,10	0,78	-0,20	-0,64	0,52		
29.	2,11	0,64	-0,41	-0,19	0,39		
30.	4,13	0,47	-1,23	-0,23	0,90	8,5	10,6
31.	6,13	0,96	-0,52	-1,50	0,66		
32.	10,63	1,16	0,94	-0,82	0,35		
33.	9,44	2,53	1,08	0,67	0,26		
34.	7,82	1,98	0,55	1,73	0,46		
35.	3,09	1,97	-0,56	1,63	0,70		
36.	2,39	0,35	0,00	0,36	0,40		
37.	7,06	0,59	-0,73	0,61	0,46		
38.	12,88	2,56	-4,04	1,76	0,77		
39.	18,71	3,54	-1,92	3,98	0,54		
40.	15,07	3,81	-0,69	3,92	0,52		
41.	9,11	2,22	2,90	3,05	0,94	6,1	46,5
42.	4,42	1,25	0,81	1,52	0,73		
43.	4,51	1,70	1,48	0,50	0,57		
44.	6,59	1,88	2,08	1,17	0,68		
45.	7,35	1,89	1,56	-0,17	0,42		
46.	4,62	1,11	-0,06	0,22	0,10		
47.	6,20	0,56	-0,41	-0,49	0,34		
48.	5,38	0,17	0,52	-0,15	0,57		
49.	5,66	0,52	0,43	0,29	0,30		
50.	4,68	1,33	-0,96	-1,10	0,59		
51.	5,32	1,43	-1,53	-1,24	0,72		
52.	5,23	1,64	-0,81	-1,60	0,61		
53.	4,05	0,81	-0,07	-0,51	0,28		
54.	3,50	0,98	0,17	0,55	0,31		
55.	5,30	1,03	0,74	0,99	0,53		
56.	4,53	1,36	0,98	0,59	0,46		
57.	3,28	1,94	1,00	0,18	0,40		
58.	1,90	1,30	0,01	-0,38	0,24		
59.	5,75	1,24	-1,23	0,45	0,49		
60.	6,94	0,40	-1,32	0,41	0,83		
61.	9,79	0,49	-1,98	0,76	0,97	4,1	339,0

Продовження таблиці 5.1

№, п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	T_k , місяць	$\psi_{xy}(\omega)$, град.
62.	7,63	0,26	-0,35	0,50	0,43		
63.	12,92	0,96	-0,68	-1,89	0,57		
64.	10,79	0,98	-0,59	-2,16	0,69		
65.	9,56	1,68	-1,19	-1,12	0,41		
66.	3,23	1,21	-0,64	1,33	0,75		
67.	3,74	1,42	-0,46	2,11	0,93	3,8	282,3
68.	3,81	1,07	0,31	1,57	0,79		
69.	5,66	0,80	0,55	1,19	0,62		
70.	4,36	0,58	0,62	0,13	0,40		
71.	3,51	0,21	0,05	-0,19	0,23		
72.	4,78	0,36	-0,36	-0,84	0,70		
73.	4,11	0,51	-0,33	-0,55	0,44		
74.	6,90	0,70	0,12	-1,47	0,67		
75.	6,02	0,66	0,17	-0,13	0,11		
76.	6,07	1,02	0,38	0,16	0,16		
77.	2,75	1,70	0,15	0,93	0,44		
78.	0,47	2,10	0,59	0,47	0,77		
79.	5,03	1,61	1,64	1,86	0,87	3,2	48,6
80.	8,12	1,25	1,89	1,20	0,70		
81.	7,61	1,25	1,45	0,95	0,56		
82.	4,24	0,58	0,31	-0,88	0,59		
83.	3,57	0,53	0,26	0,00	0,19		
84.	5,00	0,48	0,33	-0,12	0,23		
85.	4,82	0,25	0,45	0,22	0,45		
86.	2,36	0,18	-0,08	0,00	0,12		
87.	0,50	0,19	0,13	0,10	0,52		
88.	3,68	0,21	0,53	-0,31	0,70		
89.	6,20	0,24	0,62	0,09	0,51		
90.	10,22	0,25	0,15	-0,02	0,10		
91.	7,99	0,49	0,26	0,36	0,23		
92.	5,81	0,51	0,09	0,06	0,06		
93.	1,97	0,73	0,61	-0,10	0,52		
94.	1,04	0,56	-0,04	-0,24	0,33		
95.	1,53	0,97	0,73	-0,15	0,61		
96.	2,99	1,04	1,36	-0,08	0,77		
97.	3,77	0,92	1,62	-0,05	0,87	2,6	358,2
98.	3,63	0,97	1,65	-0,21	0,89	2,6	352,7
99.	2,74	0,66	0,95	0,22	0,72		
100.	3,62	0,87	0,07	0,14	0,09		
101.	3,23	0,41	-0,41	-0,11	0,37		
102.	2,86	0,84	0,06	-0,40	0,26		
103.	5,23	1,28	2,32	-0,84	0,95	2,4	340,1
104.	5,48	1,41	1,83	-0,43	0,68		
105.	6,10	1,13	1,41	0,15	0,54		
106.	3,83	1,19	-1,32	1,13	0,82		
107.	3,48	1,39	-0,66	0,99	0,54		
108.	5,24	1,26	-0,42	0,36	0,22		
109.	6,04	0,54	0,79	0,32	0,47		

Продовження таблиці 5.1

№, п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	T_K , місяць	$\psi_{xy}(\omega)$, град.
110.	7,61	0,28	0,45	-0,43	0,43		
111.	4,75	0,25	0,06	-0,28	0,26		
112.	2,15	0,29	-0,02	-0,55	0,70		
113.	1,23	0,96	0,84	-0,21	0,80		
114.	4,81	1,41	2,08	0,43	0,82		
115.	10,79	1,47	2,31	1,25	0,66		
116.	11,70	0,95	2,11	1,90	0,85	2,2	42,0
117.	13,01	0,69	0,45	0,36	0,19		
118.	7,06	0,65	0,25	-0,62	0,31		
119.	10,26	0,71	0,10	-2,32	0,86	2,1	272,4
120.	6,25	0,99	0,69	-2,10	0,89	2,1	288,2
121.	2,86	0,68	0,09	-0,89	0,64		
122.	2,14	0,26	0,13	-0,13	0,24		
123.	3,96	0,36	0,48	0,25	0,45		
124.	6,19	0,23	0,95	0,29	0,83		
125.	7,58	0,15	1,00	-0,40	1,00		

За даними таблиці 5.1 побудовані графіки функцій: ко-спектра $C_{xy}(\omega)$ (рис. 5.1), квадратурного спектра $Q_{xy}(\omega)$ (рис. 5.2) та взаємної когерентності процесів $\gamma(\omega)$ (рис. 5.3).

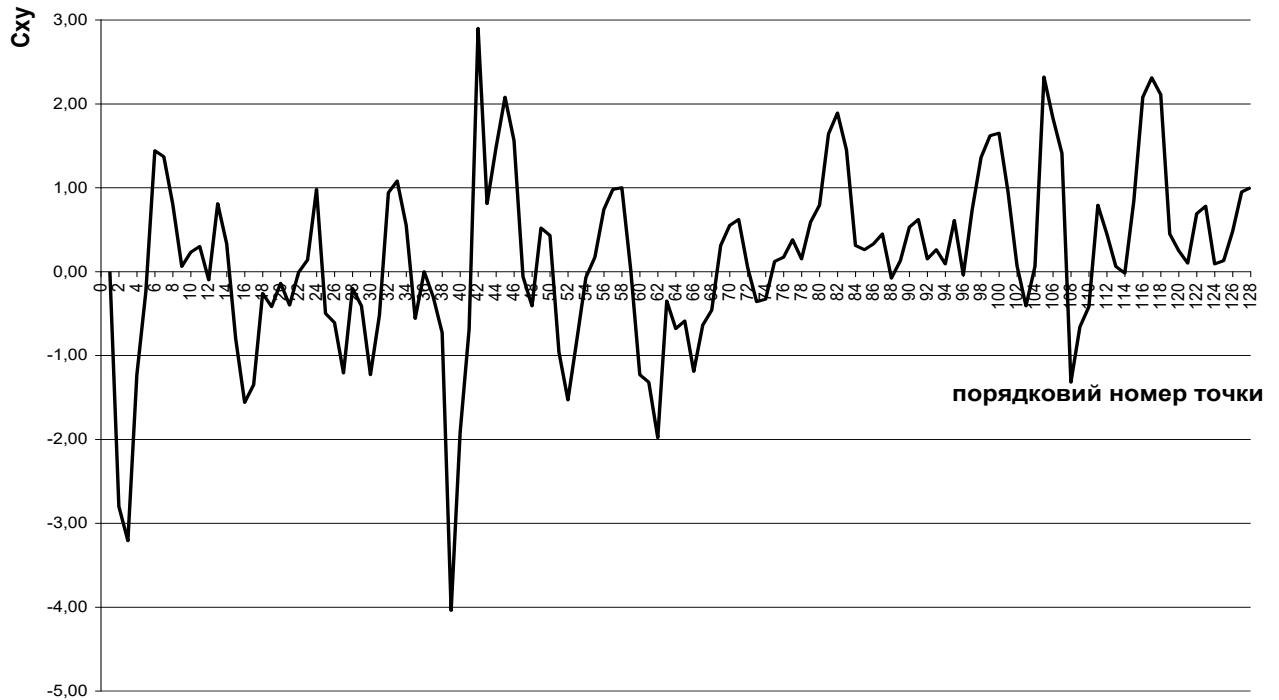


Рис. 5.1 – Ко-спектр процесів: перша головна компонента полів атмосферного тиску та індекс NAO

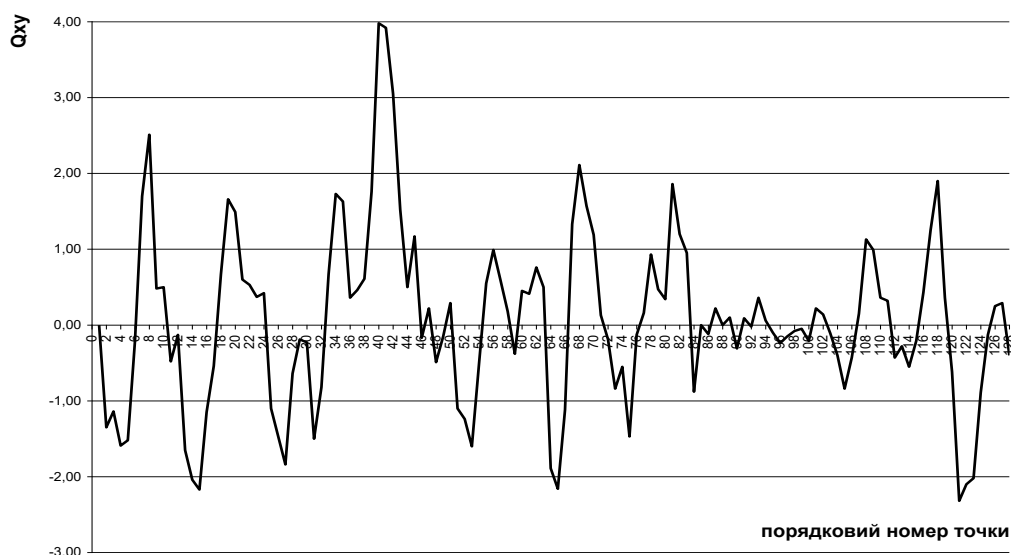


Рис. 5.2 – Квадратурний спектр процесів: перша головна компонента полів атмосферного тиску та індекс NAO

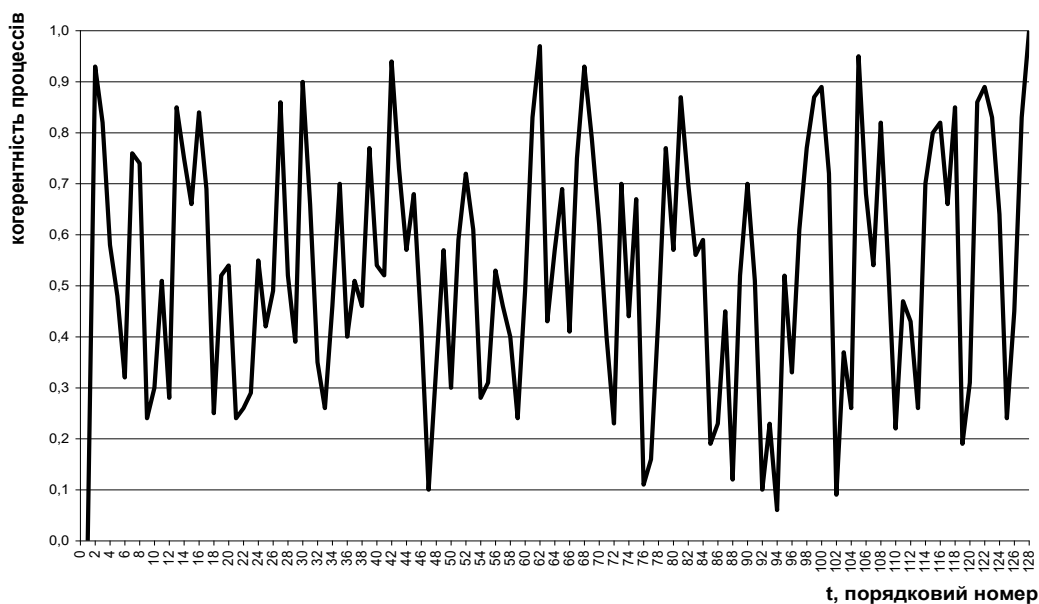


Рис. 5.3 – Когерентність процесів: перша головна компонента полів атмосферного тиску та індекс NAO

За допомогою методики, яка була викладена у [1], розраховані спектральні щільності окремих випадкових процесів, а саме першої головної компоненти полів атмосферного тиску [процес $X(t)$] та індексу NAO [процес $Y(t)$]. На рис. 5.4 та 5.5 представлені відповідні спектрограми.

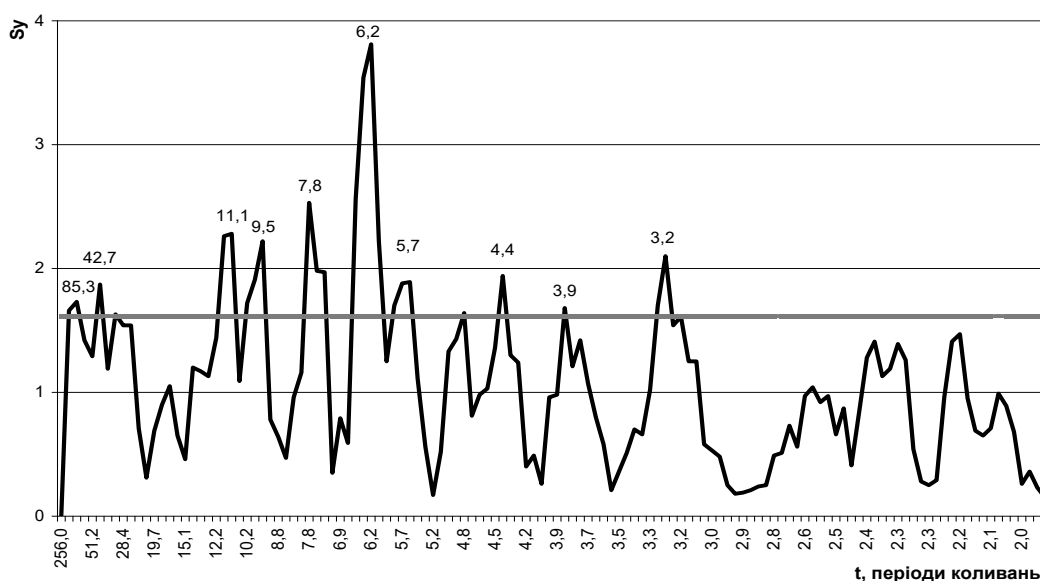


Рис. 5.4 – Спектрограма першої головної компоненти полів атмосферного тиску

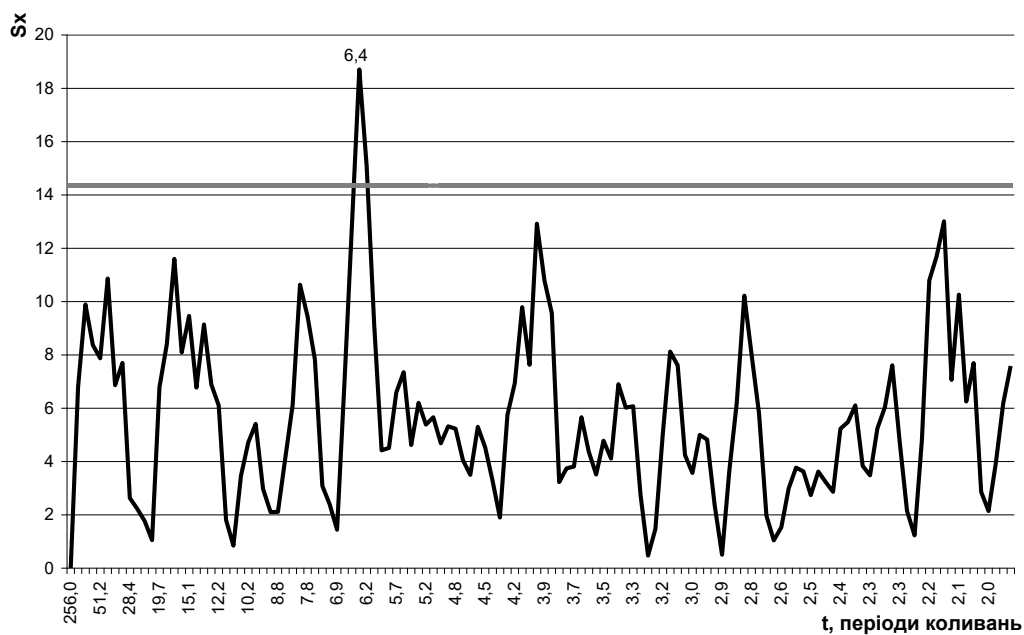


Рис. 5.5 – Спектрограма середньомісячних значень індексу NAO

Для визначення вірогідності статистичної оцінки спектральної щільності обох процесів використовується довірчий інтервал, для якого значення оцінки спектра попадає з заданою ймовірністю. Довірчий інтервал будувався на основі правила трьох сигм, з урахуванням середнього значення

спектральної щільності та її дисперсії. Вихід піків спектральної щільності за верхню межу довірчого інтервалу свідчить про вірогідність частот (періодів) максимальної енергії періодичних коливань, що притаманні окремому випадковому процесу. Аналіз рисунка 5.4 дозволяє стверджувати, що в спектральній щільності першої головної компоненти полів атмосферного тиску з імовірністю 95% піврічні (6,4 місяця) коливання.

В спектральній щільності середніх місячних значень індексу NAO (рис. 5.5) з ймовірністю 95 % виявлені квазірічні коливання з періодом 11,1 і 9,5 місяця, квазіпіврічні коливання (7,8, 6,2 та 5,7 місяця) та сезонні коливання (3,9 та 3,2 місяця). Також були виявлені періодичні коливання з періодом – 42,7 місяця (3,6 року) і 85,3 місяця (7,1 року).

Вірогідність статистичних оцінок взаємної спектральної щільності визначаємо по когерентності за умови $\gamma(\omega) \geq 0.90$. Сплески на графіку когерентності, що лежать вище цього рівня (рис. 5.3) відповідають періодам (частотам) значущої взаємодії процесів X та Y. Аналіз когерентності дозволив визначити статистичний зв'язок гармонік 8,5, 6,1, 4,1, 3,8, 2,4 місяця. Це дозволило порівняти взаємну енергію процесів X (перша головна компонента полів атмосферного тиску) та Y (індекс NAO) на фіксованій частоті з енергією кожного з цих процесів на тій же частоті.

Далі був визначений початок фази кожного процесу (табл. 5.1). Як показали розрахунки, для гармонік від 2-х до 6-ти місяців спостерігається випередження процесу Y (який характеризує індекс NAO) по відношенню до процесу X (який характеризує першу головну компоненту полів атмосферного тиску на рівні моря). Взаємодія відбувається в протифазі, при цьому фазовий зсув складає від $282,3^\circ$ до $340,1^\circ$.

Гармоніки 8,5 і 6,1 місяця характеризуються випередженням процесу X по відношенню до процесу Y відповідно на 10,6 та 46,5 градусів. Це може свідчити про наявність деякого крупномасштабного процесу, який впливає на зміну атмосферного тиску та (з певним запізненням) індексу NAO.

Отримані висновки довели існування тісного кореляційного зв'язку між періодичними складовими в часових рядах індексу NAO та першої головної компоненти полів атмосферного тиску. Виявлена залежність атмосферного тиску від індексу NAO. Ця залежність спостерігається з зсувом від $282,3^{\circ}$ до $340,1^{\circ}$.

Як і для індексу NAO були отримані статистичні оцінки взаємної спектральної щільності індексу STOAK та першої головної компоненти полів атмосферного тиску на рівні моря (табл. 5.2). За даними табл. 5.2 також були побудовані графіки всіх функцій: ко-спектра $C_{xy}(\omega)$ (рис. 5.6), квадратурного спектра $Q_{xy}(\omega)$ (рис. 5.7), когерентності $\gamma(\omega)$ (рис. 5.8) та спектральної щільності індексу STOAK $S_y(\omega)$ (рис. 5.9).

Таблиця 5.2 – Статистичні оцінки взаємної спектральної щільності першої головної компоненти полів атмосферного тиску та середніх місячних значень індексу STOAK

№ п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_k, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega),$ град.
1.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
2.	6,79	0,47	1,57	-0,06	0,88		
3.	9,89	0,57	1,34	0,46	0,59		
4.	8,37	1,32	2,01	0,29	0,61		
5.	7,87	2,44	2,49	0,00	0,57		
6.	6,86	2,68	0,67	-1,38	0,36		
7.	7,70	1,72	-0,08	-1,25	0,34		
8.	2,63	2,21	-1,58	-0,04	0,66		
9.	2,22	1,23	-1,18	-0,70	0,83		
10.	1,76	1,16	-0,83	-0,68	0,75		
11.	1,05	0,99	0,55	-0,23	0,59		
12.	6,78	0,96	-0,06	-0,46	0,18		
13.	8,40	1,38	-0,13	-1,29	0,38		
14.	11,60	1,29	-2,16	-1,44	0,67		

Продовження таблиці 5.2

№, п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
15.	8,09	1,34	-1,67	-1,67	0,72		
16.	9,46	1,29	-0,71	-1,55	0,49		
17.	6,77	0,81	1,06	-1,14	0,67		
18.	9,14	1,05	-0,03	-0,11	0,04		
19.	6,89	0,87	-1,39	1,36	0,79		
20.	6,10	2,04	-1,69	1,17	0,58		
21.	1,81	2,10	-0,37	0,98	0,54		
22.	0,84	2,70	-0,41	0,91	0,66		
23.	3,46	1,93	-1,55	0,40	0,62		
24.	4,72	1,61	-1,67	-0,34	0,62		
25.	5,41	1,06	-1,02	-1,37	0,71		
26.	2,97	0,97	0,04	-0,73	0,43		
27.	2,10	1,56	-0,24	0,33	0,23		
28.	2,11	1,95	-0,54	0,03	0,27		
29.	4,13	1,57	-0,43	0,30	0,21		
30.	6,13	1,03	-0,02	-1,01	0,40		
31.	10,63	0,33	-0,35	-0,16	0,21		
32.	9,44	0,25	-0,18	-0,51	0,35		
33.	7,82	0,31	0,13	0,20	0,15		
34.	3,09	0,38	0,95	0,29	0,91	7,3	17,0
35.	2,39	1,09	1,12	-0,29	0,72		
36.	7,06	2,25	0,53	-2,21	0,57		
37.	12,88	1,98	-1,49	-1,76	0,46		
38.	18,71	1,23	-3,02	-0,77	0,65		
39.	15,07	1,23	-3,68	1,61	0,93	6,2	336,4
40.	9,11	1,40	-1,84	1,88	0,74		
41.	4,42	1,18	-1,08	1,00	0,64		
42.	4,51	1,01	-0,52	-0,57	0,36		
43.	6,59	0,63	0,15	-0,78	0,39		
44.	7,35	0,62	0,18	-0,47	0,23		
45.	4,62	1,20	0,86	0,09	0,37		
46.	6,20	1,01	0,40	-0,54	0,27		
47.	5,38	1,18	0,88	-1,33	0,63		
48.	5,66	1,15	0,03	-0,55	0,21		

Продовження таблиці 5.2

№, п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
49.	4,68	1,16	-0,63	-0,50	0,34		
50.	5,32	1,21	-0,15	-0,37	0,16		
51.	5,23	0,68	0,22	-0,52	0,30		
52.	4,05	0,75	0,20	0,39	0,25		
53.	3,50	0,60	0,00	0,67	0,46		
54.	5,30	0,36	-0,12	0,45	0,34		
55.	4,53	0,37	0,40	0,40	0,44		
56.	3,28	0,24	-0,07	0,50	0,58		
57.	1,90	0,24	-0,02	0,43	0,64		
58.	5,75	1,83	2,10	-1,75	0,84		
59.	6,94	1,90	1,89	-1,94	0,75		
60.	9,79	2,13	2,80	-1,36	0,68		
61.	7,63	0,85	0,24	1,56	0,62		
62.	12,92	0,83	0,32	1,16	0,37		
63.	10,79	0,66	-0,81	0,45	0,35		
64.	9,56	0,23	-0,40	-0,97	0,71		
65.	3,23	0,24	-0,35	-0,31	0,54		
66.	3,81	0,77	-1,09	-0,53	0,71		
67.	5,66	1,54	-2,26	-0,91	0,82		
68.	4,36	1,22	-1,54	-0,80	0,75		
69.	3,51	1,11	-1,44	0,17	0,73		
70.	4,78	0,29	-0,22	0,22	0,27		
71.	4,11	1,40	-0,19	0,40	0,19		
72.	6,90	1,42	0,49	0,40	0,20		
73.	6,02	1,85	-0,13	1,50	0,45		
74.	6,07	0,84	-0,03	1,31	0,58		
75.	2,75	0,87	-0,65	1,05	0,80		
76.	0,47	0,91	0,30	0,05	0,46		
77.	1,47	1,67	0,57	0,92	0,69		
78.	5,03	1,47	0,19	0,75	0,28		
79.	8,12	1,09	0,18	1,51	0,51		
80.	7,61	0,90	-0,49	-0,06	0,19		
81.	4,24	0,92	-0,16	-0,04	0,08		
82.	3,57	1,17	-1,29	-0,16	0,63		

Продовження таблиці 5.2

№, п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
83.	5,00	0,43	-0,67	0,49	0,57		
84.	4,82	0,50	-0,80	0,67	0,67		
85.	2,36	0,31	0,24	0,23	0,39		
86.	0,50	0,41	-0,07	0,07	0,22		
87.	3,68	0,82	1,09	-0,75	0,76		
88.	6,20	0,66	1,05	-0,98	0,71		
89.	10,22	1,09	0,95	-2,44	0,78		
90.	7,99	1,03	-0,69	-2,14	0,78		
91.	5,81	1,15	-0,67	-1,72	0,71		
92.	1,97	1,03	-0,25	0,18	0,21		
93.	1,04	0,84	0,18	0,75	0,83		
94.	1,53	1,16	0,70	0,65	0,71		
95.	2,99	0,82	0,22	0,43	0,31		
96.	3,63	0,80	-0,45	0,43	0,36		
97.	2,74	0,98	-0,50	-0,10	0,31		
98.	3,62	0,91	-0,43	0,43	0,33		
99.	3,23	0,62	0,27	-0,28	0,28		
100.	2,86	0,45	0,45	-0,06	0,40		
101.	5,23	0,46	-0,69	-0,29	0,48		
102.	5,48	0,30	-0,81	-0,28	0,67		
103.	6,10	0,23	-0,67	-0,32	0,62		
104.	3,83	0,99	1,23	0,23	0,64		
105.	3,48	1,57	1,36	0,83	0,68		
106.	5,24	1,93	0,34	0,86	0,29		
107.	6,04	1,30	-0,37	0,99	0,38		
108.	7,61	0,78	-0,48	1,07	0,48		
109.	4,75	0,42	0,66	1,19	0,96	2,3	61,0
110.	2,15	0,45	0,08	0,53	0,54		
111.	1,23	0,34	0,00	0,16	0,24		
112.	4,81	1,50	-1,02	2,03	0,85		
113.	10,79	1,50	-2,04	2,68	0,84		
114.	11,70	2,09	-2,67	3,48	0,89		
115.	13,01	1,05	-1,20	2,31	0,71		
116.	7,06	1,15	-0,15	1,44	0,51		

Продовження таблиці 5.2

№, п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
117.	10,26	0,67	-0,37	0,62	0,28		
118.	6,25	0,85	-1,41	-0,32	0,62		
119.	7,69	0,67	-0,80	-0,43	0,40		
120.	2,86	0,71	-0,08	-0,31	0,23		
121.	2,14	0,55	0,61	0,10	0,57		
122.	3,96	0,94	-1,27	0,78	0,77		
123.	6,19	1,03	-1,78	0,02	0,70		
124.	7,58	0,75	-1,71	-1,67	1,00		

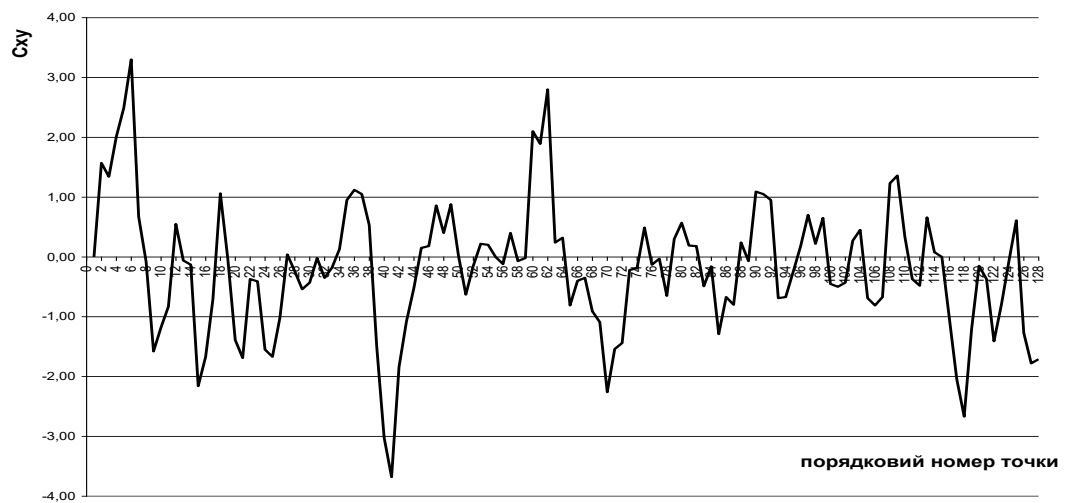


Рис. 5.6 – Ко-спектр процесів: перша головна компонента полів атмосферного тиску та індекс STOAK

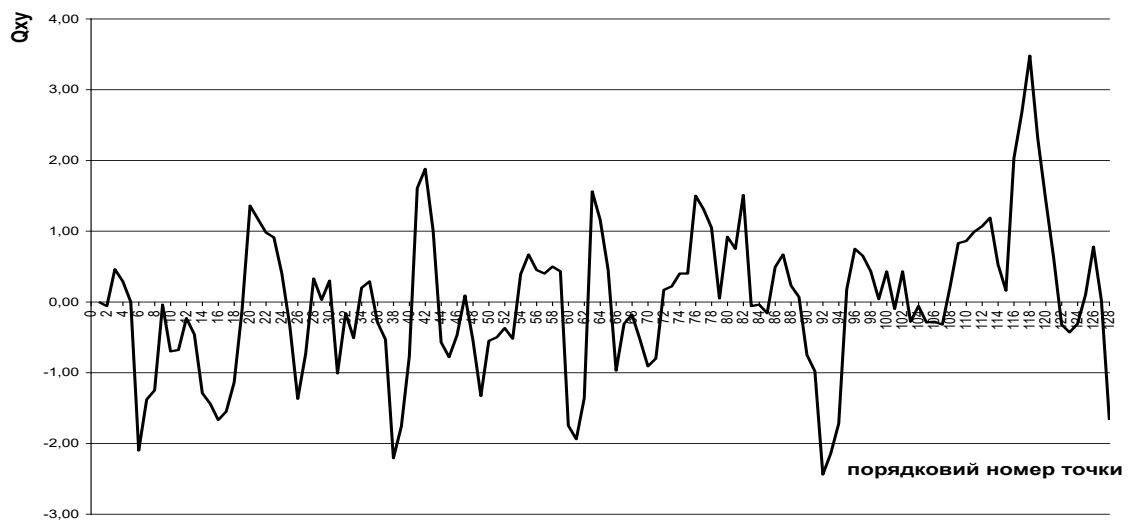


Рис. 5.7 – Квадратурний спектр процесів: перша головна компонента полів атмосферного тиску та індекс STOAK

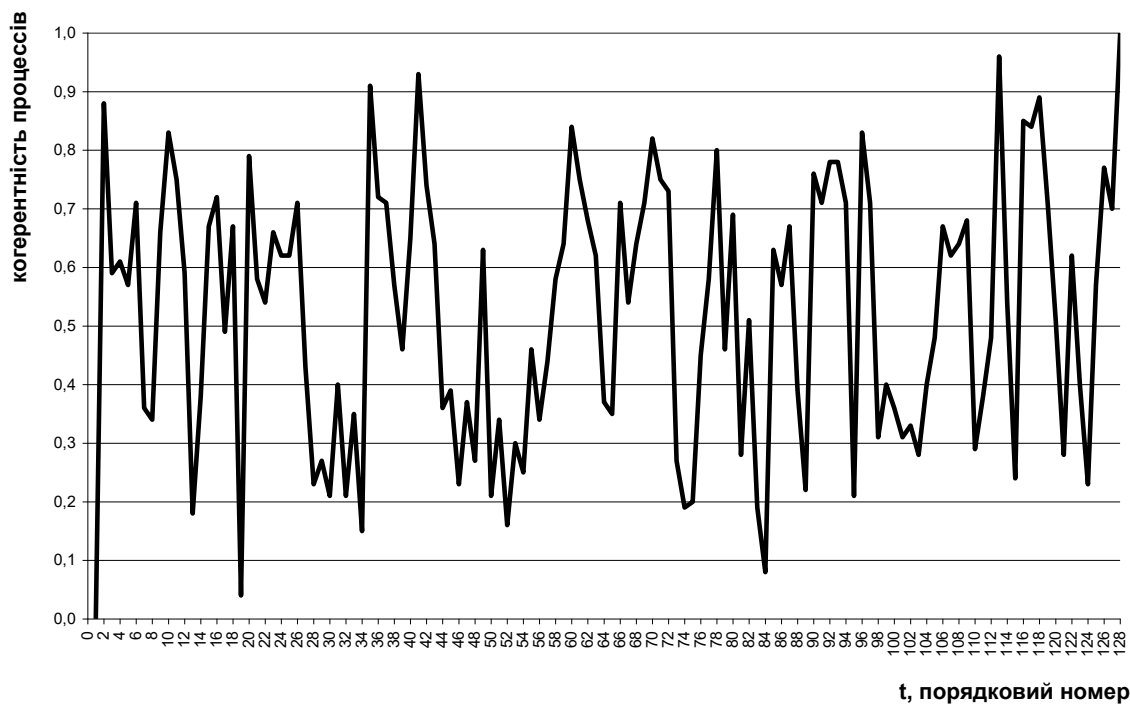


Рис. 5.8 – Когерентність процесів: перша головна компонента полів атмосферного тиску та індекс STOAK

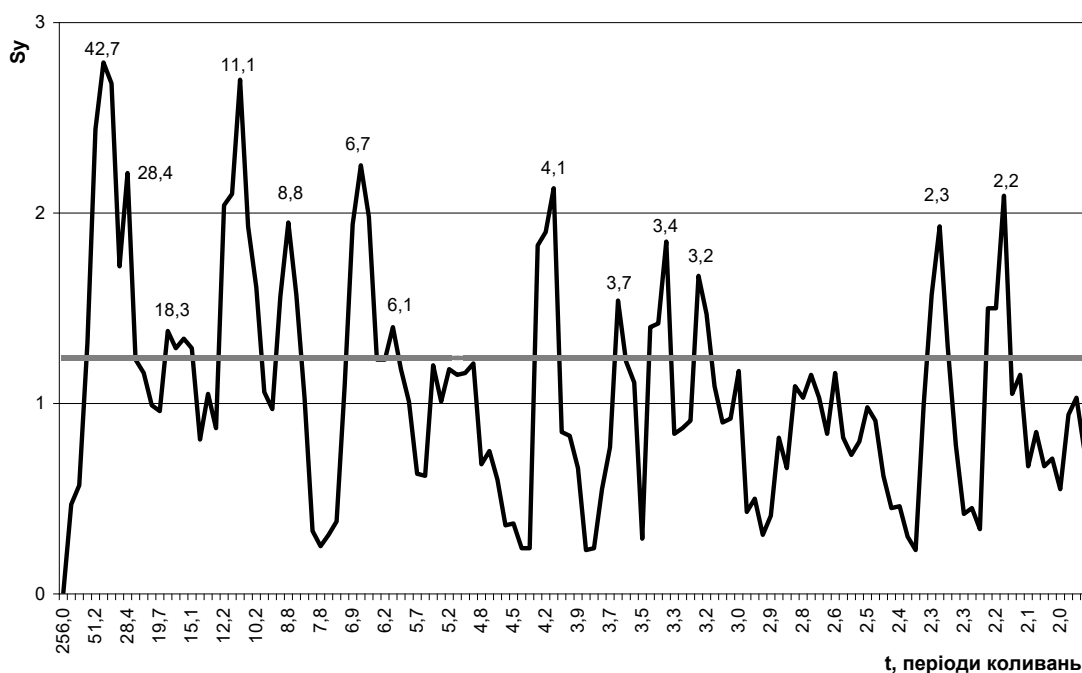


Рис. 5.9 – Спектрограма індексу STOAK

Як впливає з рис. 5.9, в спектральній щільності середніх місячних значень індексу STOAK з ймовірністю 95% виявлені періодичні коливання з

періодом 42,7 місяця (3,6 року), 28,4 місяця (2,4 року), 18,3 місяця (1,5 року) квазірічні коливання (11,1 місяця), квазіпіврічні (6,7 та 6,1 місяця) коливання та сезонні коливання (4,1 – 2,2 місяця).

Вірогідність статистичних оцінок взаємної спектральної щільності також визначаємо по когерентності за умови $\gamma(\omega) \geq 0.90$. Аналіз когерентності дозволив визначити статистичний зв'язок гармонік 7,3, 6,2 та 2,3 місяця. Це дозволило порівняти взаємну енергію процесів X (перша головна компонента полів атмосферного тиску) та Y (індекс STOAK) на фіксованій частоті з енергією кожного з цих процесів на тій же частоті.

Завдяки розрахункам початку фази кожного процесу (табл. 5.2) встановлено, що для піврічних гармонік спостерігається випередження процесу Y (індекс STOAK) по відношенню до процесу X (перша головна компонента полів атмосферного тиску). А для сезонних гармонік навпаки – випередження процесу X по відношенню до процесу Y , що може свідчити про наявність деякого крупномасштабного процесу, який впливає на зміну атмосферного тиску та (з певним запізненням) індексу STOAK.

Отримані висновки довели існування тісного кореляційного зв'язку між періодичними складовими в часових рядах індексу STOAK та першої головної компоненти полів атмосферного тиску. Виявлена залежність атмосферного тиску від індексу STOAK. Ця залежність спостерігається з зсувом 336,4°.

Використовуючи вказану методику, були отримані статистичні оцінки взаємної спектральної щільності індексу SOI та першої головної компоненти полів атмосферного тиску на рівні моря (табл. 5.3).

За даними табл. 5.3 також були побудовані графіки всіх функцій: ко-спектра $C_{xy}(\omega)$ (рис. 5.10), квадратурного спектра $Q_{xy}(\omega)$ (рис. 5.11), когерентності $\gamma(\omega)$ (рис. 5.12) та спектральної щільності індексу SOI $S_y(\omega)$ (рис. 5.13).

Таблиця 5.3 – Статистичні оцінки взаємної спектральної щільності першої головної компоненти полів атмосферного тиску та середніх місячних значень індексу SOI

№ п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega),$ град.
1.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
2.	6,79	10,54	3,33	-2,97	0,53		
3.	9,89	11,10	4,57	-3,40	0,54		
4.	8,37	20,30	-3,10	-6,67	0,56		
5.	7,87	13,17	-5,21	-4,29	0,66		
6.	10,86	29,61	-16,11	-0,69	0,90	42,7	10,86
7.	6,86	23,43	-9,44	3,74	0,80		
8.	7,70	24,09	-10,49	3,80	0,82		
9.	2,63	14,79	-1,33	3,38	0,58		
10.	2,22	19,78	-3,07	2,99	0,65		
11.	1,76	18,74	-0,31	4,02	0,70		
12.	1,05	11,28	0,13	1,02	0,30		
13.	6,78	4,78	2,53	3,87	0,81		
14.	8,40	6,66	1,98	6,00	0,84		
15.	11,60	7,00	1,77	4,85	0,57		
16.	8,09	5,58	1,30	2,21	0,38		
17.	9,46	2,31	-0,54	-1,70	0,38		
18.	6,77	2,58	-0,85	0,31	0,22		
19.	9,14	1,90	-2,38	-1,14	0,63		
20.	6,89	1,21	-0,78	-0,79	0,38		
21.	6,10	1,66	-0,03	-1,41	0,44		
22.	0,84	2,24	0,11	0,49	0,37		
23.	3,46	1,55	-1,21	-0,04	0,52		
24.	4,72	1,11	-1,40	-0,26	0,62		
25.	5,41	0,70	-1,30	-0,53	0,72		
26.	2,97	0,21	-0,01	-0,03	0,04		
27.	2,10	0,73	-0,41	0,52	0,54		
28.	2,11	2,22	0,99	1,25	0,74		
29.	4,13	2,62	1,79	0,78	0,59		

Продовження таблиці 5.3

№, п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
30.	6,13	2,97	3,42	-0,67	0,81		
31.	10,63	1,69	2,41	-2,53	0,82		
32.	9,44	2,04	1,05	-1,15	0,35		
33.	7,82	2,46	-1,54	-0,30	0,36		
34.	3,09	2,51	-1,96	0,42	0,72		
35.	2,39	2,12	-1,87	-0,66	0,88	7,1	2,39
36.	1,44	1,29	-0,71	-0,33	0,57		
37.	7,06	1,16	-0,95	-0,71	0,41		
38.	12,88	0,76	0,04	-0,76	0,25		
39.	18,71	0,34	0,24	-1,89	0,76		
40.	15,07	0,81	2,11	-1,08	0,68		
41.	9,11	0,85	1,31	-0,74	0,54		
42.	4,42	0,82	0,95	-0,14	0,50		
43.	4,51	0,76	0,35	0,88	0,52		
44.	6,59	1,67	-1,04	0,90	0,41		
45.	7,35	2,05	-1,67	1,53	0,59		
46.	4,62	1,74	-2,16	0,50	0,78		
47.	6,20	1,38	-1,72	1,62	0,81		
48.	5,38	0,93	-0,73	1,27	0,65		
49.	5,66	0,85	-1,28	1,30	0,83		
50.	4,68	0,21	-0,53	0,17	0,56		
51.	5,32	0,39	-1,03	0,57	0,81		
52.	4,05	0,70	-0,06	0,65	0,39		
53.	3,50	0,89	-0,38	0,22	0,25		
54.	5,30	0,98	0,37	0,99	0,46		
55.	4,53	1,12	-0,29	0,12	0,14		
56.	3,28	1,40	0,50	-0,14	0,24		
57.	1,90	1,20	0,36	-0,74	0,55		
58.	5,75	0,84	-0,20	-0,23	0,14		
59.	6,94	0,18	-0,29	-0,01	0,26		
60.	9,79	0,10	-0,55	0,21	0,59		
61.	7,63	0,23	0,23	-0,36	0,32		
62.	12,92	0,31	0,63	0,27	0,34		
63.	10,79	0,63	0,59	-0,82	0,39		

Продовження таблиці 5.3

№, п/п	$Sx(\omega)$	$Sy(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
64.	9,56	0,64	0,81	0,19	0,34		
65.	3,23	0,96	0,17	-0,24	0,17		
66.	3,74	0,76	0,48	0,98	0,65		
67.	3,81	0,82	0,63	0,89	0,62		
68.	5,66	0,60	1,45	0,45	0,82		
69.	4,36	0,70	0,88	-0,38	0,55		
70.	3,51	0,54	0,47	-0,82	0,69		
71.	4,78	0,52	-0,12	0,17	0,13		
72.	4,11	0,48	0,25	0,41	0,34		
73.	6,90	0,47	0,08	1,21	0,67		
74.	6,02	0,49	0,74	0,67	0,58		
75.	6,07	0,50	0,43	0,77	0,51		
76.	2,75	0,48	0,44	0,25	0,44		
77.	0,47	1,05	0,14	-0,12	0,27		
78.	1,47	1,44	1,00	0,44	0,75		
79.	5,03	1,60	1,90	0,63	0,71		
80.	8,12	1,06	2,24	0,35	0,77		
81.	4,24	1,31	0,80	-1,48	0,71		
82.	3,57	1,26	0,50	-0,49	0,33		
83.	5,00	0,55	0,56	0,39	0,41		
84.	4,82	0,32	0,60	0,77	0,79		
85.	2,36	0,27	0,31	0,15	0,43		
86.	0,50	0,26	0,14	-0,02	0,38		
87.	3,68	0,95	-0,74	-1,53	0,91	2,8	3,68
88.	6,20	0,96	-1,36	-1,19	0,74		
89.	10,22	1,17	-1,67	-0,29	0,49		
90.	7,99	0,35	-0,80	1,14	0,83		
91.	5,81	0,23	-0,24	0,87	0,78		
92.	1,97	0,11	-0,04	0,10	0,23		
93.	1,04	0,14	-0,07	0,09	0,30		
94.	1,53	0,16	0,03	0,16	0,34		
95.	2,99	0,48	0,39	-0,84	0,77		
96.	3,77	0,50	0,35	-0,62	0,52		
97.	3,63	0,59	0,38	-0,39	0,37		

Продовження таблиці 5.3

№, п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
98.	2,74	0,41	-0,11	0,09	0,14		
99.	3,62	1,09	0,89	0,40	0,49		
100.	3,23	1,09	0,73	-0,09	0,39		
101.	2,86	0,90	1,16	0,43	0,77		
102.	5,23	0,19	0,30	-0,35	0,46		
103.	5,48	0,14	0,36	0,07	0,43		
104.	6,10	0,11	0,04	-0,08	0,11		
105.	3,83	0,21	0,26	0,45	0,58		
106.	3,48	0,26	0,31	0,11	0,35		
107.	5,24	0,61	0,30	1,18	0,68		
108.	6,04	0,99	-0,30	-0,24	0,16		
109.	7,61	1,02	-0,25	-0,59	0,23		
110.	4,75	0,83	0,11	-1,69	0,85		
111.	1,23	0,28	0,17	0,19	0,43		
112.	4,81	0,13	-0,35	0,36	0,63		
113.	10,79	0,33	0,84	0,16	0,45		
114.	11,70	0,43	0,31	-0,41	0,23		
115.	13,01	0,59	1,65	-0,64	0,64		
116.	7,06	0,89	0,72	-0,39	0,33		
117.	10,26	0,80	1,83	-0,14	0,64		
118.	6,25	0,68	0,64	-0,20	0,33		
119.	7,69	0,17	0,58	-0,12	0,51		
120.	2,86	0,39	0,20	-0,22	0,28		
121.	2,14	0,63	0,31	-0,34	0,40		
122.	3,96	0,64	0,08	-0,12	0,09		
123.	6,19	0,45	-0,01	0,54	0,32		
124.	7,58	0,33	0,47	1,50	1,00		

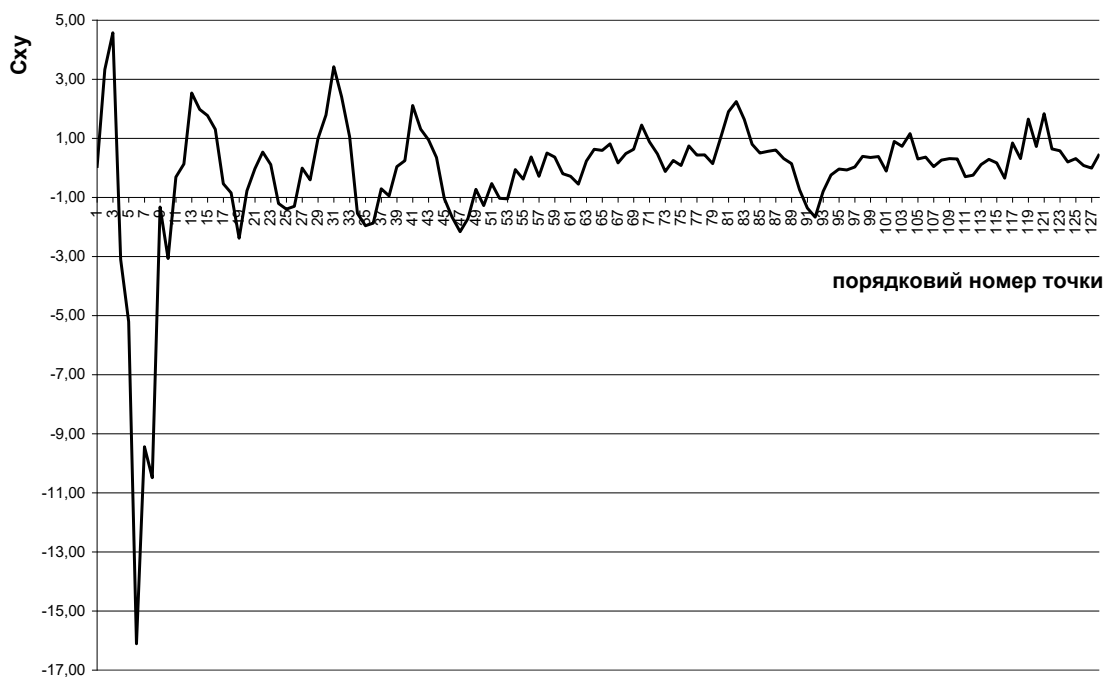


Рис. 5.10 – Ко-спектр процесів: перша головна компонента полів атмосферного тиску та індекс SOI

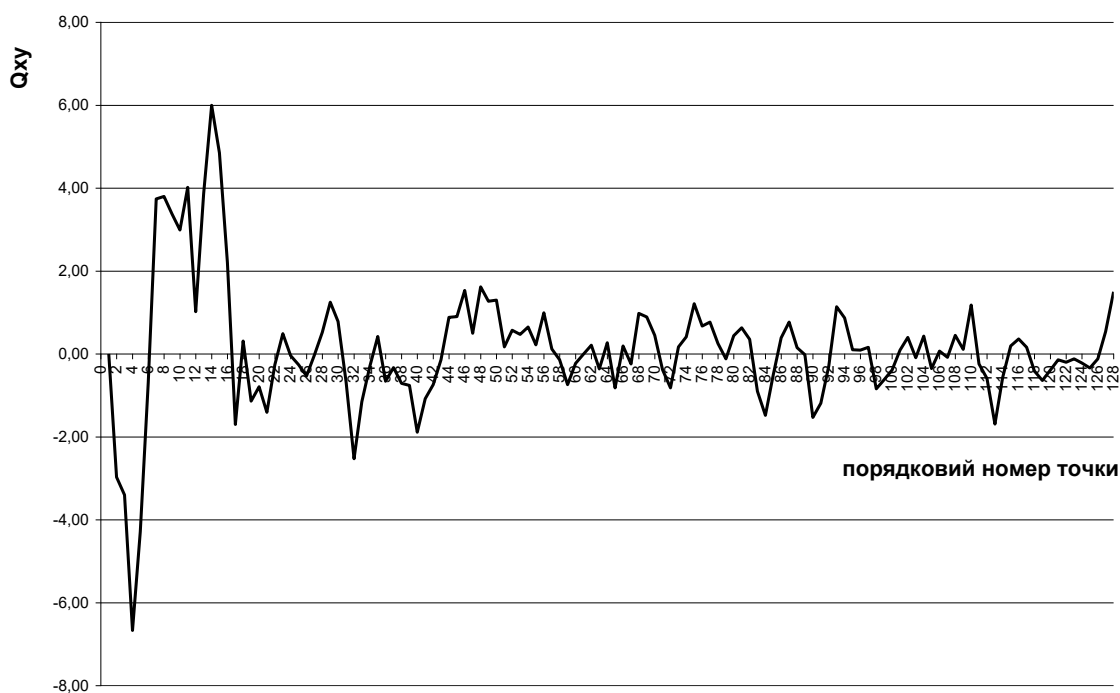


Рис. 5.11 – Квадратурний спектр процесів: перша головна компонента полів атмосферного тиску та індекс SOI

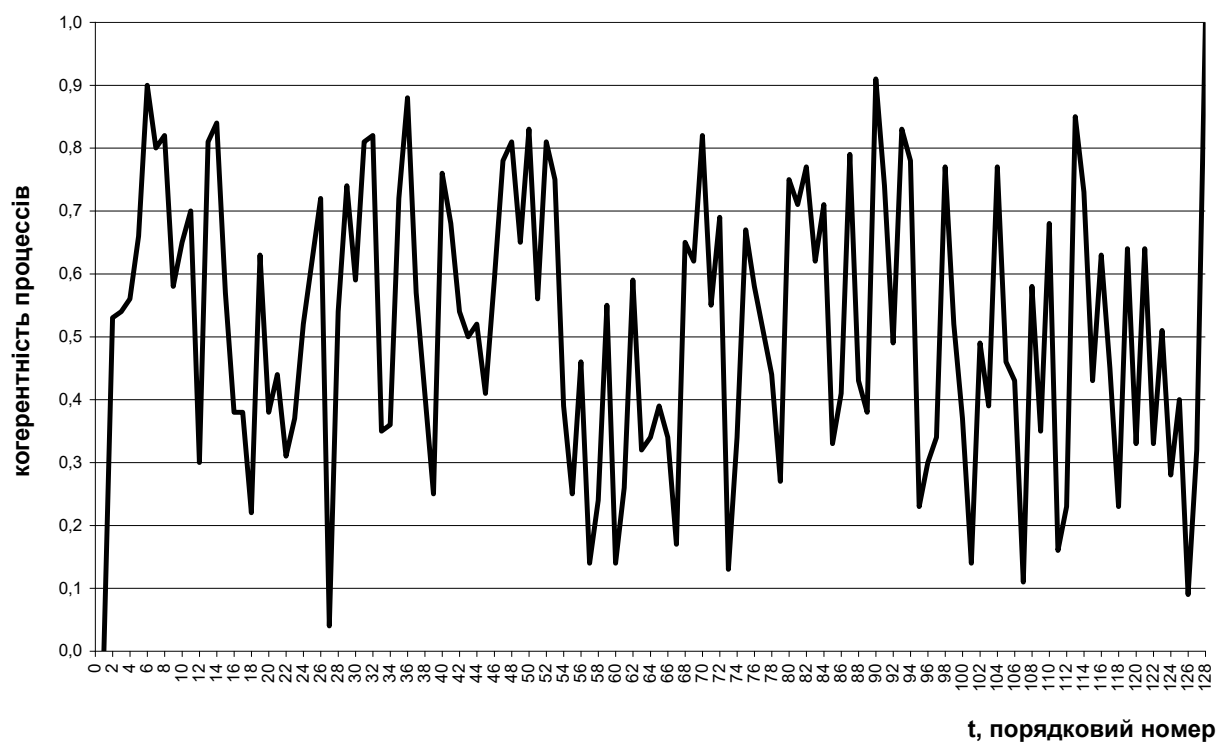


Рис. 5.12 – Когерентність процесів: перша головна компонента полів атмосферного тиску та індекс SOI

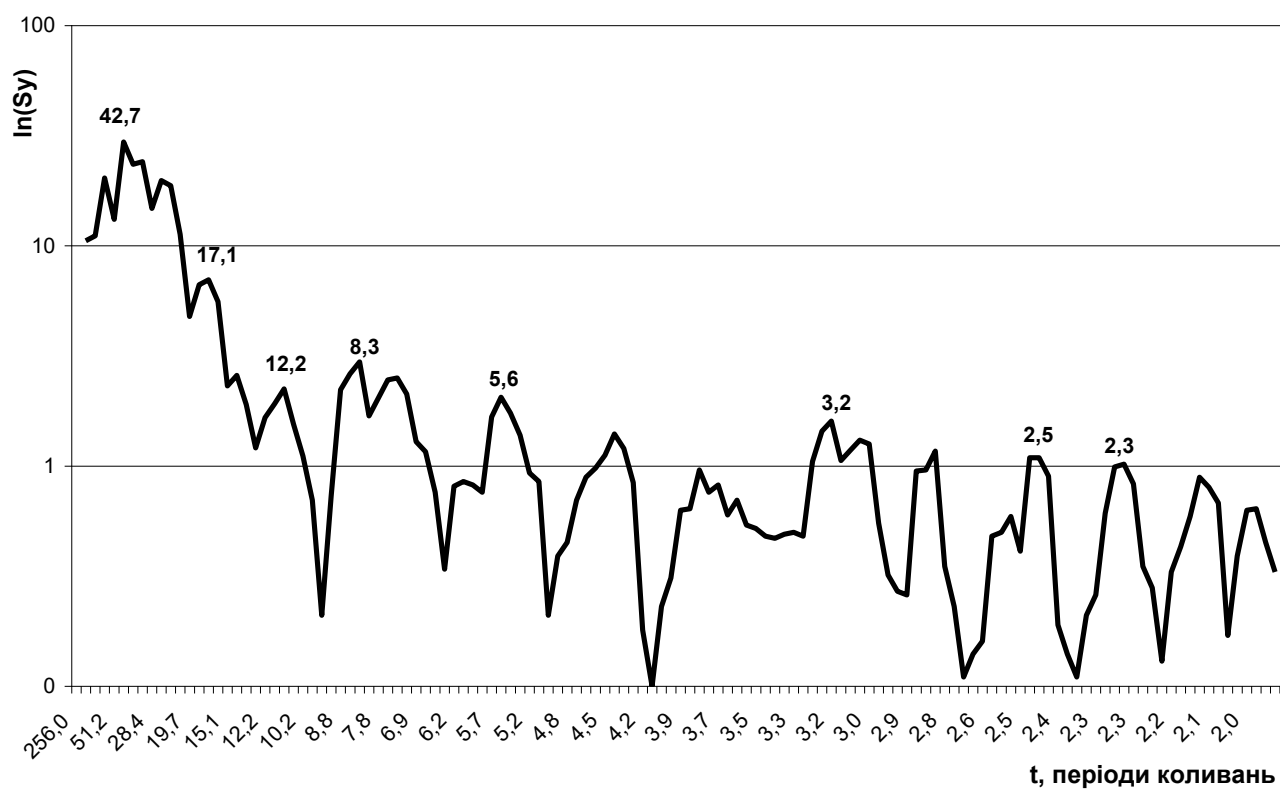


Рис. 5.13 – Спектрограма індексу SOI

Як впливає з рис. 5.13, в спектральній щільності середніх місячних значень індексу SOI виявлені періодичні коливання з періодом 42,7 місяця (3,6 року), 17,1 місяця (1,4 року), річні коливання (12,2 місяця), квазіпіврічні (5,6 місяця) коливання та сезонні коливання (2,3 -3,2 місяця).

Вірогідність статистичних оцінок взаємної спектральної щільності також визначаємо по когерентності за умови $\gamma(\omega) \geq 0.90$. Аналіз когерентності дозволив визначити статистичний зв'язок гармонік 42,7, 7,1, та 2,8 місяця. Це дозволило порівняти взаємну енергію процесів X (перша головна компонента полів атмосферного тиску) та Y (індекс SOI) на фіксованій частоті з енергією кожного з цих процесів на тій же частоті.

Завдяки розрахункам початку фази кожного процесу (табл. 5.3) встановлено, що для усіх гармонік спостерігається випередження процесу X (перша головна компонента полів атмосферного тиску) по відношенню до процесу Y (індекс SOI), що може свідчити про наявність деякого крупномасштабного процесу, який впливає на зміну атмосферного тиску та (з певним запізненням) індексу SOI.

5.2 Взаємний спектральний аналіз другої головної компоненти полів атмосферного тиску та глобальних кліматичних індексів

За допомогою взаємного спектрального аналізу також був визначений взаємозв'язок між періодичними складовими в часових рядах середньомісячних значень кліматичних індексів та другої головної компоненти полів атмосферного тиску визначався. В результаті розрахунків одержані статистичні оцінки взаємної спектральної щільності кожного з кліматичних індексів та другої головної компоненти полів атмосферного тиску на рівні моря.

Розглянемо взаємний спектральний аналіз індексу NAO та другої головної компоненти полів атмосферного тиску. (табл. 5.4). В таблиці 5.4 представлені статистичні оцінки взаємної спектральної щільності для індексу NAO та другої головної компоненти полів атмосферного тиску на рівні моря, де $S_x(\omega)$ – спектральна щільність процесу X (друга головна компонента), $S_y(\omega)$ – спектральна щільність процесу Y (індекс NAO), $C_{xy}(\omega)$ – ко-спектр, $Q_{xy}(\omega)$ – квадратурний спектр, $\gamma(\omega)$ – взаємна когерентність процесів X та Y, $\psi_{xy}(\omega)$ – фазовий спектр процесів X та Y.

Таблиця 5.4 – Статистичні оцінки взаємної спектральної щільності для другої головної компоненти полів атмосферного тиску на рівні моря та індексу NAO

№ п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
1.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
2.	6,53	1,66	1,68	2,34	0,87		
3.	14,17	1,73	2,09	1,74	0,55		
4.	9,19	1,42	0,46	0,31	0,15		
5.	13,95	1,29	1,39	0,76	0,37		
6.	13,22	1,87	-0,82	0,24	0,17		
7.	12,48	1,19	-0,50	-0,43	0,17		
8.	8,39	1,63	-1,06	-0,44	0,31		
9.	2,75	1,54	1,39	1,21	0,90	28,4	41,1
10.	5,46	1,54	0,88	1,12	0,49		
11.	6,00	0,71	0,14	0,89	0,44		
12.	5,01	0,31	-0,60	0,54	0,65		
13.	12,87	0,69	-1,94	1,71	0,87		
14.	18,27	0,90	-1,55	2,70	0,77		
15.	19,16	1,05	-1,01	2,10	0,52		
16.	8,80	0,65	1,13	0,94	0,62		
17.	6,21	0,46	0,43	-0,76	0,52		
18.	11,80	1,20	2,65	-0,46	0,71		

Продовження таблиці 5.4

№,П/П	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
19.	11,66	1,17	2,53	-0,74	0,71		
20.	12,10	1,13	2,56	-0,06	0,69		
21.	7,23	1,44	1,48	0,35	0,47		
22.	10,68	2,26	3,13	-0,17	0,64		
23.	8,71	2,28	3,39	-0,05	0,76		
24.	16,73	1,09	0,74	-1,09	0,31		
25.	14,97	1,72	-0,89	-2,22	0,47		
26.	8,12	2,22	-0,76	-0,46	0,21		
27.	6,87	0,78	-1,07	1,20	0,69		
28.	2,21	0,64	-0,67	0,44	0,67		
29.	1,70	0,47	-0,30	0,04	0,34		
30.	0,84	0,96	-0,18	0,37	0,46		
31.	1,76	1,16	0,07	0,83	0,58		
32.	4,52	2,53	-1,66	-0,43	0,51		
33.	8,36	1,98	-1,52	-0,54	0,40		
34.	7,36	1,97	-2,08	-1,40	0,66		
35.	7,04	0,35	-0,06	0,11	0,08		
36.	7,19	0,79	-1,16	-0,82	0,59		
37.	7,17	0,59	-0,90	-0,84	0,60		
38.	11,56	2,56	1,35	-3,76	0,73		
39.	11,90	3,54	1,80	-5,33	0,87	6,4	288,6
40.	19,46	3,81	0,52	-4,19	0,49		
41.	15,10	2,22	-2,51	-0,57	0,45		
42.	10,71	1,25	-2,03	1,91	0,76		
43.	6,50	1,70	0,01	-0,77	0,23		
44.	8,75	1,88	2,06	-2,32	0,76		
45.	13,89	1,89	3,66	-2,74	0,89		
46.	14,71	1,11	3,47	-1,11	0,90	5,4	342,3
47.	10,35	0,56	1,95	-0,32	0,82		
48.	5,31	0,17	0,38	0,00	0,41		
49.	0,81	0,52	-0,37	0,03	0,57		
50.	1,24	1,33	-0,39	0,72	0,64		
51.	1,50	1,43	-0,16	0,59	0,42		
52.	3,55	1,64	-1,00	0,61	0,49		

Продовження таблиці 5.4

№,П/П	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
53.	3,96	0,81	-1,21	-0,10	0,68		
54.	4,96	0,98	-1,56	-0,56	0,75		
55.	3,33	1,03	-1,06	-0,49	0,63		
56.	4,81	1,94	-0,59	-0,14	0,20		
57.	4,73	1,30	0,19	-0,15	0,10		
58.	3,09	1,24	0,10	-0,81	0,41		
59.	3,29	0,40	-0,36	-0,09	0,32		
60.	3,82	0,49	-0,15	-0,32	0,26		
61.	5,29	0,26	-0,03	-0,79	0,68		
62.	6,92	0,96	-0,48	1,12	0,47		
63.	8,70	0,98	-0,25	0,99	0,35		
64.	14,20	1,68	0,62	-1,19	0,28		
65.	12,85	1,21	1,44	-2,07	0,64		
66.	10,42	1,42	0,93	-1,31	0,42		
67.	11,85	1,07	-1,55	0,80	0,49		
68.	12,99	0,80	-2,09	-0,13	0,65		
69.	16,87	0,58	-2,87	-0,54	0,93	3,6	10,7
70.	8,98	0,21	-1,06	-0,45	0,85		
71.	10,19	0,36	-0,95	0,70	0,62		
72.	13,41	0,51	1,21	0,28	0,47		
73.	16,96	0,70	0,97	1,51	0,52		
74.	14,88	0,66	1,57	0,54	0,53		
75.	11,66	1,02	1,33	-0,28	0,39		
76.	7,66	1,70	1,81	-0,37	0,51		
77.	6,61	2,10	2,06	-0,18	0,55		
78.	3,14	1,54	0,95	1,30	0,73		
79.	2,90	1,61	1,52	0,89	0,82		
80.	3,98	1,25	1,15	1,27	0,77		
81.	3,12	1,25	1,04	1,07	0,75		
82.	3,92	0,58	-0,09	0,04	0,07		
83.	2,93	0,53	-0,21	-0,72	0,60		
84.	6,26	0,48	0,11	-0,86	0,50		
85.	8,80	0,25	-0,02	-0,36	0,24		
86.	7,57	0,19	-0,45	-0,17	0,40		

Продовження таблиці 5.4

№,П/П	$Sx(\omega)$	$Sy(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
87.	6,24	0,21	0,70	-0,30	0,66		
88.	11,02	0,24	0,43	-0,84	0,58		
89.	8,07	0,25	0,03	-0,75	0,52		
90.	6,17	0,49	-0,86	-1,01	0,76		
91.	1,63	0,51	-0,50	-0,65	0,90	2,7	52,5
92.	1,52	0,73	-0,36	-0,36	0,49		
93.	1,38	0,56	0,08	-0,30	0,35		
94.	3,01	0,97	-0,88	0,26	0,54		
95.	4,47	1,04	-1,61	0,26	0,76		
96.	8,76	0,92	-2,23	0,60	0,82		
97.	9,79	0,97	-2,09	1,30	0,80		
98.	8,35	0,66	-1,39	1,12	0,76		
99.	3,83	0,87	-1,16	1,30	0,95	2,5	49,3
100.	16,31	0,41	-1,53	-0,28	0,60		
101.	18,19	0,84	-1,98	0,51	0,52		
102.	19,74	1,28	-2,82	0,00	0,56		
103.	7,34	1,41	-0,85	0,98	0,40		
104.	6,09	1,13	-0,01	0,25	0,10		
105.	7,23	1,19	1,14	2,14	0,83		
106.	5,78	1,39	1,05	1,15	0,55		
107.	6,91	1,26	0,42	1,17	0,42		
108.	4,42	0,54	0,28	-0,48	0,36		
109.	7,52	0,28	0,21	-0,65	0,47		
110.	7,75	0,25	0,27	-0,71	0,54		
111.	8,49	0,29	0,09	-0,68	0,44		
112.	4,25	0,96	-0,33	0,71	0,39		
113.	2,84	1,41	-0,73	0,38	0,41		
114.	3,98	1,47	-0,95	0,19	0,40		
115.	4,44	0,95	-1,73	-0,51	0,88		
116.	5,64	0,65	-0,69	-0,32	0,40		
117.	11,50	0,71	-1,60	0,41	0,58		
118.	12,10	0,99	-1,01	1,04	0,42		
119.	11,17	0,89	-1,47	1,56	0,68		
120.	6,00	0,68	-0,33	0,45	0,28		

Продовження таблиці 5.4

№, П/П	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
121.	5,93	0,26	-0,74	-0,17	0,61		
122.	8,13	0,36	-1,23	0,13	0,72		
123.	6,78	0,23	-0,81	0,67	0,84		
124.	1,08	0,15	0,21	0,35	1,00		

За даними таблиці 5.4 побудовані графіки функцій: ко-спектра $C_{xy}(\omega)$ (рис. 5.14), квадратурного спектра $Q_{xy}(\omega)$ (рис. 5.15) та взаємної когерентності процесів $\gamma(\omega)$ (рис. 5.16). За допомогою методики, яка була викладена у [1], розраховані спектральні щільності окремих випадкових процесів, а саме другої головної компоненти полів атмосферного тиску [процес $X(t)$] та індексу NAO [процес $Y(t)$]. На рис. 5.17 представлена спектрограма другої головної компоненти полів атмосферного тиску. Спектрограма індексу NAO представлена та описана у попередньому розділі.

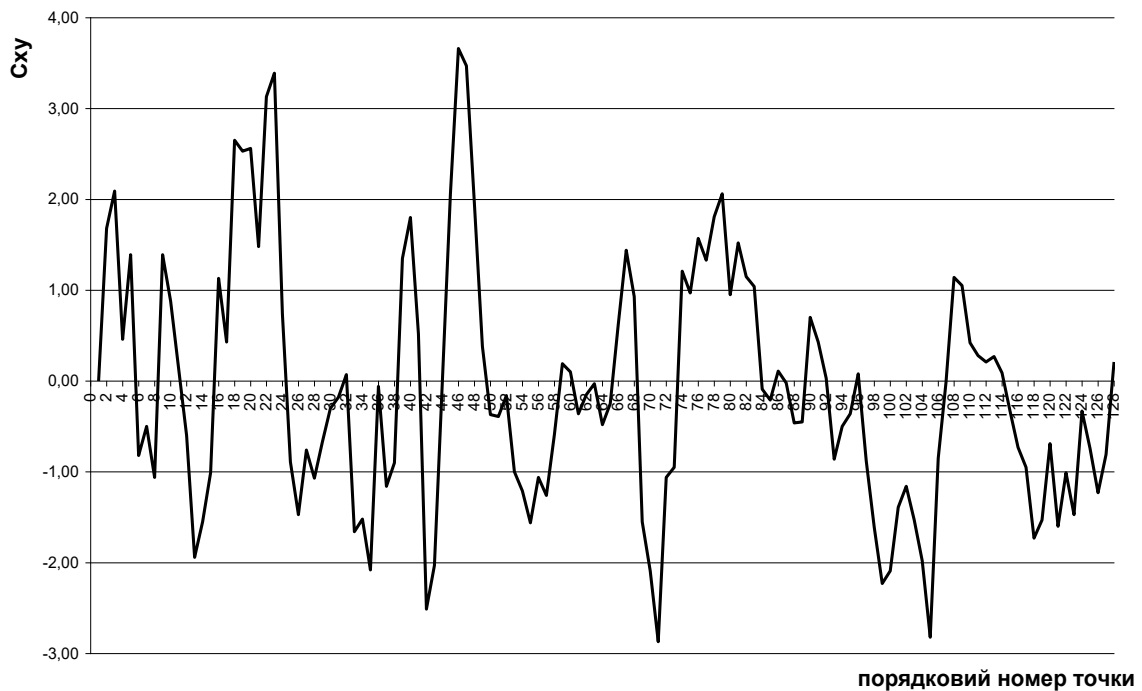


Рис. 5.14 – Ко-спектр процесів: друга головна компонента полів атмосферного тиску та індекс NAO

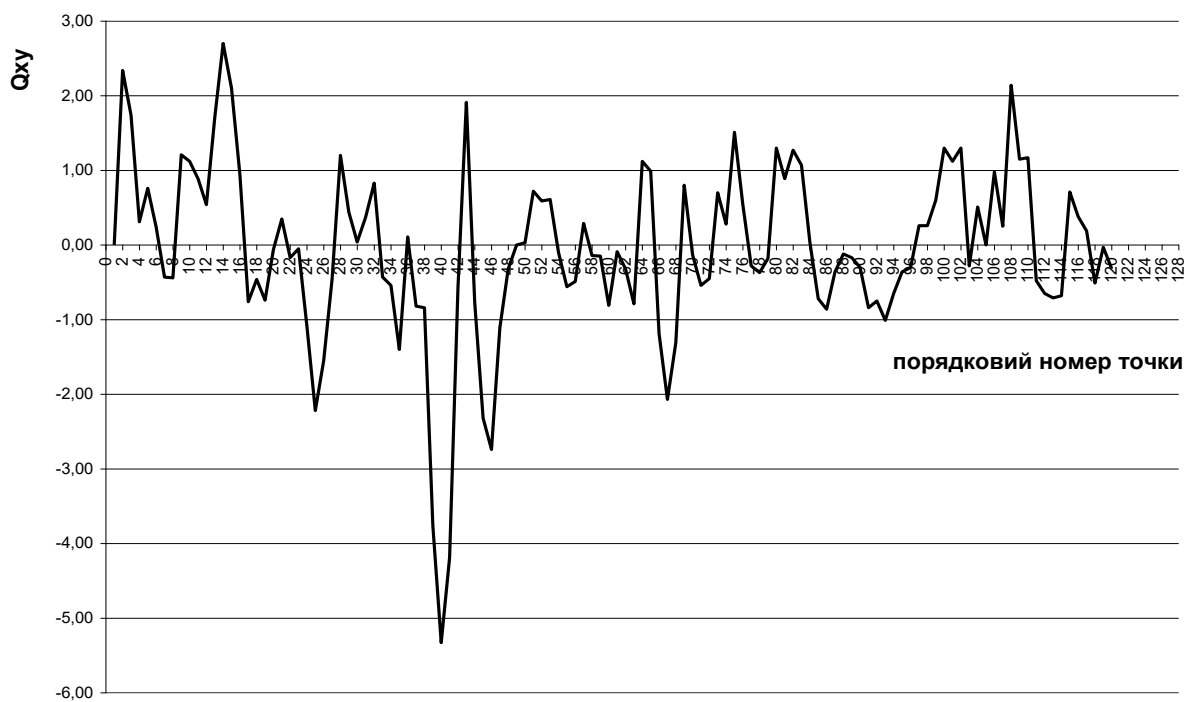


Рис. 5.15 – Квадратурний спектр процесів: друга головна компонента полів атмосферного тиску та індекс NAO

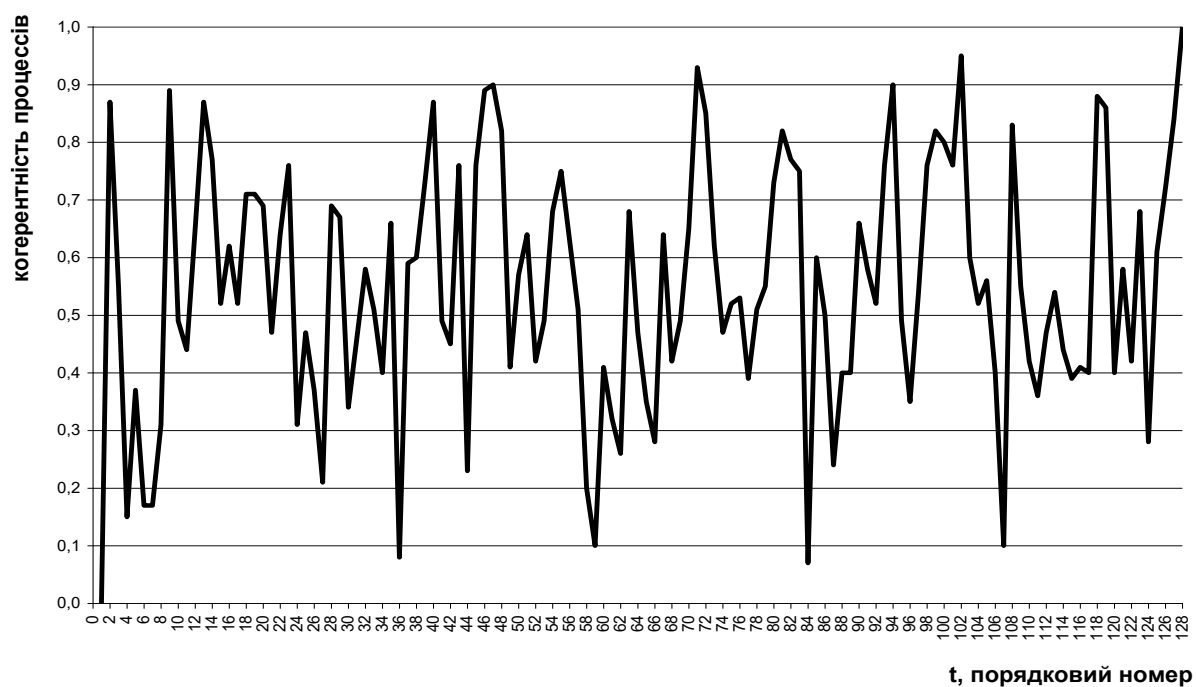


Рис. 5.16 – Когерентність процесів: друга головна компонента полів атмосферного тиску та індекс NAO

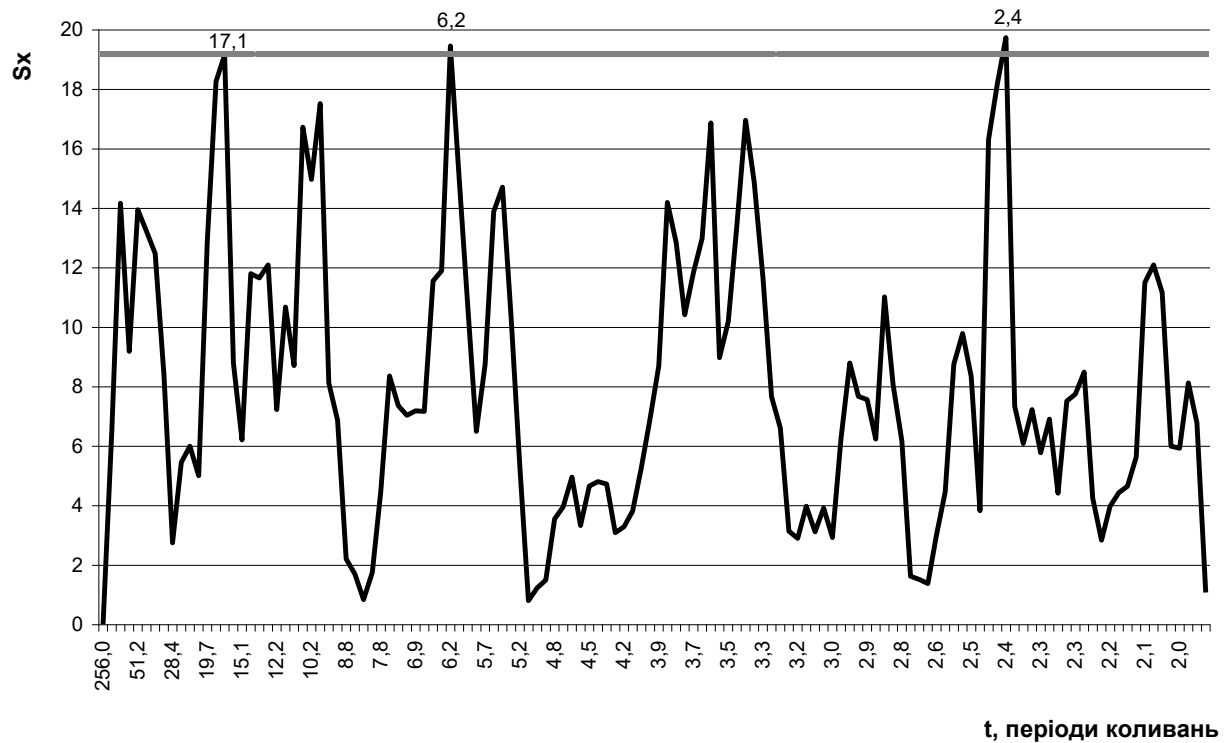


Рис. 5.17 – Спектрограма другої головної компоненти полів атмосферного тиску

Для визначення вірогідності статистичної оцінки спектральної щільності обох процесів, як уже зазначалося, використовується довірчий інтервал, для якого значення оцінки спектра попадає з заданою ймовірністю. Довірчий інтервал будувався на основі правила трьох сигм, з урахуванням середнього значення спектральної щільності та її дисперсії. Вихід піків спектральної щільності за верхню межу довірчого інтервалу свідчить про вірогідність частот (періодів) максимальної енергії періодичних коливань, що притаманні окремому випадковому процесу.

Як впливає з рисунку 5.17, в спектральній щільності другої головної компоненти полів атмосферного тиску з ймовірністю 95% виявлені коливання з періодом 17,1 місяця, піврічні (6,2) та сезонні (2,4 місяця) коливання.

Як уже зазначалося, вірогідність статистичних оцінок взаємної спектральної щільності визначаємо по когерентності за умови $\gamma(\omega) \geq 0.90$.

Сплески на графіку когерентності, що лежать вище цього рівня (рис. 5.16) відповідають періодам (частотам) значущої взаємодії процесів X та Y . Аналіз когерентності дозволив визначити статистичний зв'язок гармонік 5,4, 3,6, 2,7 та 2,5 місяця. Це дозволило порівняти взаємну енергію процесів X (друга головна компонента полів атмосферного тиску) та Y (індекс NAO) на фіксованій частоті з енергією кожного з цих процесів на тій же частоті.

Далі був визначений початок фази кожного процесу (табл. 5.4). Як показали розрахунки, для квазіпіврічних гармонік (5,4 місяця) спостерігається випередження процесу Y (який характеризує індекс NAO) по відношенню до процесу X (який характеризує другу головну компоненту полів атмосферного тиску на рівні моря). Взаємодія відбувається в протифазі, при цьому фазовий зсув складає 343,3 градуса.

Сезонні гармоніки характеризуються випередженням процесу X по відношенню до процесу Y відповідно на величину від 10,7 до 52,5 градуса. Це може свідчити про наявність деякого крупномасштабного процесу, який впливає на зміну другої головної компоненти полів атмосферного тиску та (з певним запізненням) індексу NAO.

Отримані висновки довели існування тісного кореляційного зв'язку між періодичними складовими в часових рядах індексу NAO та другої головної компоненти полів атмосферного тиску. Виявлена залежність атмосферного тиску від індексу NAO. Ця залежність спостерігається з зсувом 343,3 градуса.

Як і для індексу NAO були отримані статистичні оцінки взаємної спектральної щільності індексу STOAK та другої головної компоненти полів атмосферного тиску на рівні моря (табл. 5.5). За даними табл. 5.5 також були побудовані графіки всіх функцій: ко-спектра $C_{xy}(\omega)$ (рис. 5.19), квадратурного спектра $Q_{xy}(\omega)$ (рис. 5.20) та когерентності $\gamma(\omega)$ (рис. 5.21).

Таблиця 5.5 – Статистичні оцінки взаємної спектральної щільності другої головної компоненти полів атмосферного тиску та середніх місячних значень індексу STOAK

№ п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega),$ град.
1.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
2.	6,53	0,47	-1,39	-0,74	0,90		
3.	14,17	0,57	-1,46	-1,64	0,77		
4.	9,19	1,32	-1,09	-1,34	0,50		
5.	13,95	2,44	0,38	-3,36	0,58		
6.	12,48	2,68	1,77	0,44	0,32		
7.	8,39	1,72	-0,08	2,59	0,68		
8.	2,75	2,21	0,29	-0,27	0,16		
9.	5,46	1,23	0,48	-0,90	0,39		
10.	6,00	1,16	0,45	-0,96	0,40		
11.	5,01	0,99	-0,31	0,11	0,15		
12.	12,87	0,96	-0,35	0,85	0,26		
13.	18,27	1,38	-1,03	2,30	0,50		
14.	19,16	1,29	-0,07	1,53	0,31		
15.	8,80	1,34	-0,33	0,92	0,28		
16.	6,21	1,29	1,82	0,30	0,65		
17.	11,80	0,81	2,38	0,46	0,78		
18.	11,66	1,05	2,54	0,37	0,73		
19.	12,10	0,87	1,36	0,59	0,46		
20.	7,23	2,04	1,55	0,13	0,41		
21.	10,68	2,10	2,37	-0,13	0,50		
22.	8,71	2,70	3,45	-2,63	0,90	11,1	322,7
23.	16,73	1,93	3,97	0,15	0,70		
24.	14,97	1,61	3,11	0,20	0,63		
25.	17,52	1,06	1,03	2,32	0,59		
26.	8,12	0,97	-0,27	0,35	0,16		
27.	6,87	1,56	-1,43	0,42	0,46		
28.	2,21	1,95	-1,08	-0,49	0,57		
29.	1,70	1,57	-1,57	-0,24	0,89		

Продовження таблиці 5.5

№,п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_k, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
30.	0,84	1,03	-0,81	0,04	0,91	8,3	357,2
31.	1,76	0,33	-0,20	-0,12	0,30		
32.	4,52	0,25	-0,51	0,04	0,48		
33.	8,36	0,31	-0,93	0,73	0,74		
34.	7,36	0,38	-0,92	1,21	0,91	7,3	307,2
35.	7,04	1,09	-0,75	2,39	0,91	7,1	287,4
36.	7,17	2,25	2,16	2,48	0,82		
37.	11,56	1,98	3,87	0,17	0,81		
38.	11,90	1,23	3,22	-1,08	0,89		
39.	19,46	1,23	2,06	-2,94	0,73		
40.	15,10	1,40	-0,61	-1,36	0,32		
41.	10,71	1,18	-1,80	-1,18	0,60		
42.	6,50	1,01	-2,14	0,30	0,84		
43.	8,75	0,63	-0,42	-1,29	0,58		
44.	13,89	0,62	-0,41	-1,90	0,66		
45.	14,71	1,20	-0,65	-0,04	0,16		
46.	10,35	1,01	-1,06	0,94	0,44		
47.	5,31	1,18	-1,19	1,49	0,76		
48.	0,81	1,15	-0,42	-0,31	0,54		
49.	1,24	1,16	-0,60	-0,01	0,50		
50.	1,50	1,21	-0,26	0,35	0,33		
51.	3,55	0,68	0,30	-0,24	0,25		
52.	3,96	0,75	0,59	-0,17	0,36		
53.	4,96	0,60	0,07	-0,11	0,08		
54.	3,33	0,36	0,04	0,57	0,52		
55.	4,66	0,37	-0,33	-0,50	0,46		
56.	4,81	0,24	0,14	-0,78	0,75		
57.	4,73	0,24	-0,05	-0,72	0,67		
58.	3,09	1,83	0,79	-1,03	0,55		
59.	3,29	1,90	1,01	-1,11	0,60		
60.	3,82	2,13	0,70	-1,39	0,55		
61.	5,29	0,85	0,76	-1,10	0,63		
62.	6,92	0,83	0,27	-0,62	0,28		
63.	8,70	0,66	1,20	-0,44	0,54		

Продовження таблиці 5.5

№,п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_k, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
64.	14,20	0,23	0,01	0,97	0,54		
65.	12,85	0,24	-0,06	0,86	0,49		
66.	11,85	0,77	0,32	1,89	0,64		
67.	12,99	1,54	0,16	3,16	0,71		
68.	16,87	1,22	0,60	3,59	0,80		
69.	8,98	1,11	-0,58	1,80	0,60		
70.	10,19	0,29	-0,26	0,54	0,34		
71.	13,41	1,40	1,03	-2,83	0,69		
72.	16,96	1,42	0,34	-2,60	0,53		
73.	14,88	1,85	1,32	-2,59	0,55		
74.	11,66	0,84	0,88	-0,17	0,29		
75.	7,66	0,87	1,67	0,45	0,67		
76.	6,61	0,91	1,22	-0,48	0,53		
77.	3,14	1,67	-0,05	0,70	0,31		
78.	2,90	1,47	-0,01	0,27	0,13		
79.	3,98	1,09	-1,02	1,05	0,70		
80.	3,12	0,90	-0,90	0,21	0,55		
81.	3,92	0,92	-0,78	-0,03	0,41		
82.	2,93	1,17	-0,16	0,46	0,26		
83.	6,26	0,43	-0,10	0,51	0,32		
84.	8,80	0,50	0,04	0,11	0,05		
85.	7,68	0,31	-0,13	-0,40	0,27		
86.	7,57	0,41	-0,47	-0,75	0,50		
87.	6,24	0,82	0,57	-0,35	0,29		
88.	11,02	0,66	0,59	-0,20	0,23		
89.	8,07	1,09	0,97	-0,35	0,35		
90.	6,17	1,03	-0,16	0,54	0,22		
91.	1,63	1,15	-0,36	0,12	0,28		
92.	1,52	1,03	-0,42	0,29	0,41		
93.	1,38	0,84	-0,89	-0,23	0,85		
94.	3,01	1,16	-1,48	0,40	0,82		
95.	4,47	0,82	-0,95	0,44	0,54		
96.	9,79	0,80	-1,11	-1,12	0,56		
97.	8,35	0,98	-1,51	-1,17	0,67		

Продовження таблиці 5.5

№,п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_k, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
98.	3,83	0,91	-0,31	-1,48	0,81		
99.	16,31	0,62	-1,71	-0,80	0,60		
100.	18,19	0,45	-1,22	-0,69	0,49		
101.	19,74	0,46	-1,03	-0,36	0,36		
102.	7,34	0,30	0,35	-0,01	0,24		
103.	6,09	0,23	-0,18	0,10	0,18		
104.	7,23	0,99	0,57	-1,38	0,56		
105.	5,78	1,57	2,10	-1,29	0,82		
106.	6,91	1,93	3,13	-1,28	0,92	2,3	337,7
107.	4,42	1,30	1,54	-0,19	0,65		
108.	7,52	0,78	0,21	0,62	0,27		
109.	7,75	0,42	-0,52	0,47	0,39		
110.	8,49	0,45	-0,09	-0,06	0,06		
111.	4,25	0,34	0,10	-0,76	0,64		
112.	2,84	1,50	0,26	-1,55	0,76		
113.	3,98	1,50	0,38	-1,77	0,74		
114.	4,44	2,09	0,54	-2,60	0,87		
115.	4,65	1,05	0,52	-1,90	0,89		
116.	5,64	1,15	-0,06	-2,14	0,84		
117.	11,50	0,67	0,59	-0,83	0,37		
118.	12,10	0,85	1,04	-0,52	0,36		
119.	11,17	0,67	0,77	0,86	0,42		
120.	6,00	0,71	-0,11	0,82	0,40		
121.	5,93	0,55	-1,32	1,01	0,92	2,0	322,6
122.	8,13	0,94	-0,25	-0,93	0,35		
123.	6,78	1,03	0,07	-1,68	0,63		
124.	1,08	0,75	0,51	-0,74	1,00		

Спектрограми спектральних щільностей обох процесів розглянуті вище.

Аналіз когерентності дозволив визначити статистичний зв'язок гармонік 11,1, 8,3, 7,3, 7,1, 2,3 та 2,1 місяця. Це дозволило порівняти взаємну енергію процесів X (друга головна компонента полів атмосферного тиску) та

Y (індекс STOAK) на фіксованій частоті з енергією кожного з цих процесів на тій же частоті.

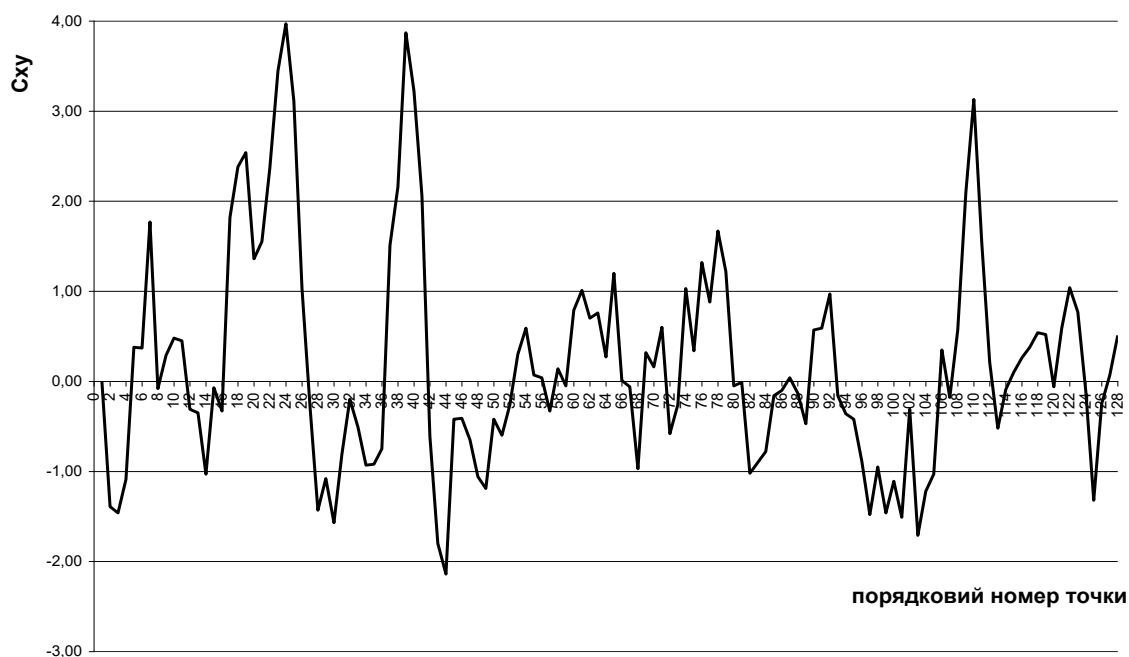


Рисунок 5.19 – Ко-спектр процесів: друга головна компонента полів атмосферного тиску та індекс STOAK

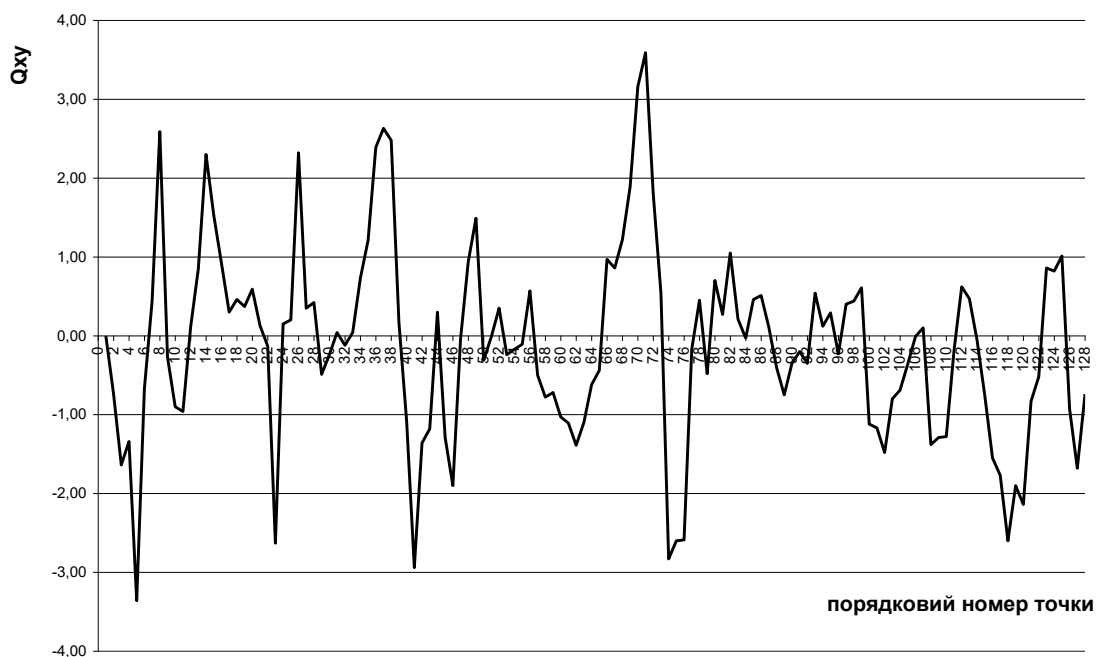


Рисунок 5.20 – Квадратурний спектр процесів: друга головна компонента полів атмосферного тиску та індекс STOAK

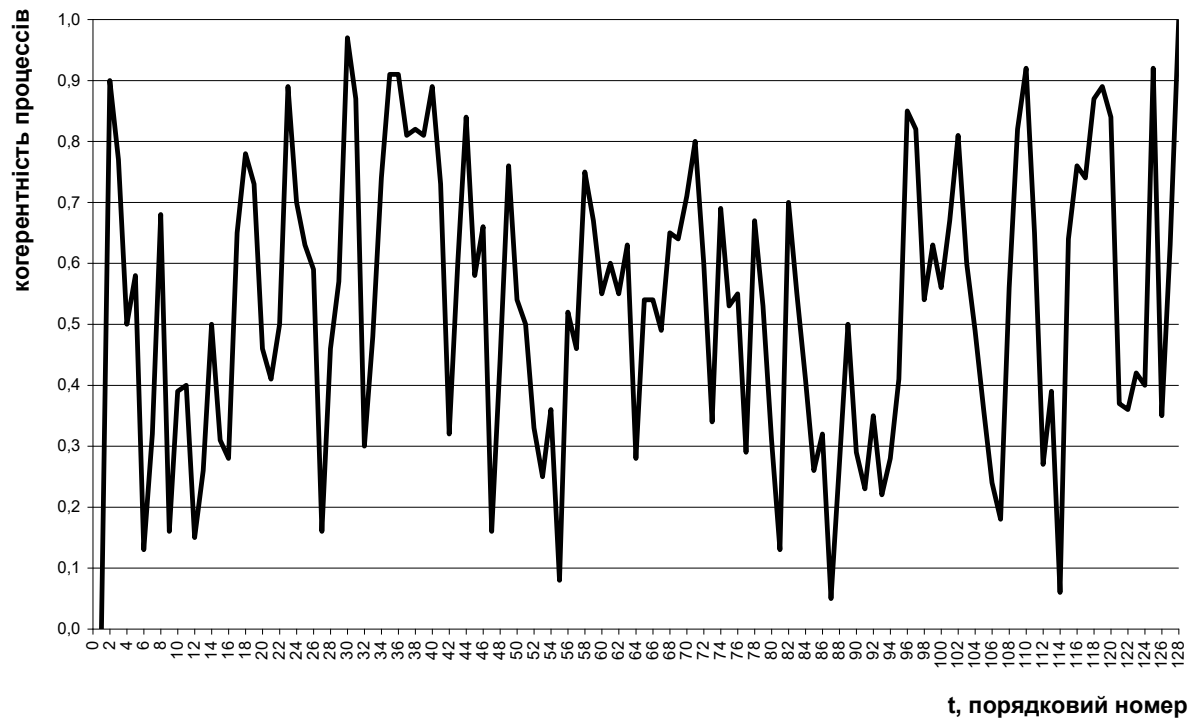


Рисунок 5.21 – Когерентність процесів: друга головна компонента полів атмосферного тиску та індекс STOAK

Далі був визначений початок фази кожного процесу (табл. 5.5). Як показали розрахунки, для усіх гармонік спостерігається випередження процесу Y (який характеризує індекс STOAK) по відношенню до процесу X (який характеризує другу головну компоненту полів атмосферного тиску на рівні моря). Взаємодія відбувається в протифазі, при цьому фазовий зсув складає від 287,4 до 357,2 градуса.

Отримані висновки довели існування тісного кореляційного зв'язку між періодичними складовими в часових рядах індексу STOAK та другої головної компоненти полів атмосферного тиску. Виявлена залежність атмосферного тиску від індексу STOAK. Ця залежність спостерігається з зсувом складає від 287,4 до 357,2 градуса.

Використовуючи вказану методику, були отримані статистичні оцінки взаємної спектральної щільності індексу SOI та другої головної компоненти полів атмосферного тиску на рівні моря (табл. 5.6). За даними табл. 5.6 також

були побудовані графіки всіх функцій: ко-спектра $C_{xy}(\omega)$ (рис. 5.22), квадратурного спектра $Q_{xy}(\omega)$ (рис. 5.23) та когерентності $\gamma(\omega)$ (рис. 5.24).

Таблиця 5.6 – Статистичні оцінки взаємної спектральної щільності другої головної компоненти полів атмосферного тиску та середніх місячних значень індексу SOI

№ п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_K, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega),$ град.
1.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
2.	6,53	10,54	-3,25	0,92	0,41		
3.	9,19	20,30	-1,04	6,12	0,45		
4.	13,95	13,17	-3,56	4,35	0,41		
5.	13,22	29,61	6,59	-3,57	0,38		
6.	12,48	23,43	6,21	-7,21	0,56		
7.	8,39	24,09	9,29	-5,22	0,75		
8.	2,75	14,79	-2,60	0,96	0,43		
9.	5,46	19,78	-8,95	1,86	0,88		
10.	6,00	18,74	-7,63	-1,65	0,74		
11.	5,01	11,28	-4,39	-1,21	0,61		
12.	12,87	4,78	0,62	-6,52	0,84		
13.	18,27	6,66	2,68	-9,37	0,88		
14.	19,16	7,00	3,35	-9,33	0,86		
15.	8,80	5,58	3,07	-3,77	0,69		
16.	6,21	2,31	1,21	-0,89	0,39		
17.	11,80	2,58	2,07	0,60	0,39		
18.	11,66	1,90	2,53	0,36	0,54		
19.	12,10	1,21	1,10	1,34	0,45		
20.	7,23	1,66	-2,07	-0,82	0,64		
21.	10,68	1,92	-1,04	-2,01	0,50		
22.	8,71	2,24	0,24	-2,17	0,49		
23.	16,73	1,55	3,23	0,23	0,64		
24.	14,97	1,11	2,31	1,25	0,64		
25.	17,52	0,70	2,02	2,51	0,92	9,8	51,2

Продовження таблиці 5.6

№,п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_k, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
26.	8,12	0,21	0,30	0,46	0,42		
27.	6,87	0,73	-0,44	0,10	0,20		
28.	2,21	2,22	-0,10	-1,00	0,46		
29.	1,70	2,62	0,19	-0,91	0,44		
30.	0,84	3,03	0,65	-0,53	0,52		
31.	1,76	1,69	0,35	-0,15	0,22		
32.	4,52	2,04	-0,98	-1,09	0,48		
33.	7,36	2,51	-0,04	-3,13	0,73		
34.	7,04	2,12	2,33	-2,16	0,82		
35.	7,19	1,29	0,18	0,63	0,21		
36.	7,17	1,16	0,05	0,63	0,22		
37.	11,56	0,76	-1,50	1,15	0,64		
38.	11,90	0,34	-0,56	1,11	0,62		
39.	19,46	0,81	-1,67	3,29	0,93	6,2	296,9
40.	15,10	0,85	-1,51	2,22	0,75		
41.	10,71	0,82	-1,12	1,59	0,66		
42.	6,50	0,76	1,18	-0,54	0,59		
43.	8,75	1,67	0,75	2,00	0,56		
44.	13,89	2,05	1,10	0,54	0,23		
45.	14,71	1,74	-1,43	0,84	0,33		
46.	10,35	1,38	-1,19	-1,32	0,47		
47.	5,31	0,93	-1,52	0,16	0,69		
48.	0,81	0,85	-0,57	-0,30	0,78		
49.	1,24	0,21	0,09	-0,15	0,35		
50.	1,50	0,39	-0,15	-0,29	0,43		
51.	3,55	0,45	0,66	-0,05	0,52		
52.	3,96	0,70	0,83	-0,62	0,62		
53.	4,96	0,89	1,66	-0,85	0,89		
54.	3,33	0,98	0,53	-1,12	0,69		
55.	4,66	1,12	-0,13	0,36	0,17		
56.	4,81	1,40	-0,90	1,75	0,76		
57.	4,73	1,20	-0,39	2,24	0,95	4,3	279,8
58.	3,09	0,84	-0,31	1,26	0,80		
59.	3,29	0,18	-0,11	0,26	0,37		

Продовження таблиці 5.6

№,п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_k, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
60.	3,82	0,10	-0,24	-0,19	0,50		
61.	5,29	0,23	-0,55	0,21	0,53		
62.	6,92	0,31	-0,59	-0,30	0,45		
63.	14,20	0,64	-0,52	-0,44	0,23		
64.	12,85	0,96	-0,79	0,92	0,35		
65.	10,42	0,76	-1,02	0,18	0,37		
66.	11,85	0,82	-1,62	1,22	0,65		
67.	12,99	0,60	-1,69	-0,31	0,61		
68.	16,87	0,70	-2,95	-0,53	0,87		
69.	8,98	0,54	-1,49	-0,35	0,70		
70.	10,19	0,52	-0,88	-0,46	0,43		
71.	13,41	0,48	-0,71	0,52	0,34		
72.	16,96	0,47	-0,74	-0,58	0,33		
73.	14,88	0,49	-1,06	-0,42	0,42		
74.	11,66	0,50	0,43	-0,59	0,30		
75.	7,66	0,48	0,28	0,17	0,17		
76.	6,61	1,05	1,04	0,17	0,40		
77.	3,14	1,44	0,62	0,16	0,30		
78.	2,90	1,60	1,32	0,11	0,62		
79.	3,98	1,06	0,98	1,34	0,80		
80.	3,12	1,18	0,57	0,41	0,37		
81.	3,92	1,31	-0,18	-0,25	0,14		
82.	2,93	1,26	-0,11	-1,00	0,52		
83.	6,26	0,55	-0,16	-0,79	0,44		
84.	8,80	0,32	-0,55	-0,24	0,36		
85.	7,68	0,27	-0,90	0,04	0,63		
86.	7,57	0,26	-0,84	-0,04	0,60		
87.	6,24	0,95	-0,29	-1,41	0,59		
88.	11,02	0,96	0,11	-2,17	0,67		
89.	8,07	1,17	0,26	-1,83	0,60		
90.	6,17	0,35	0,37	-0,40	0,37		
91.	1,63	0,23	-0,12	0,26	0,47		
92.	1,52	0,11	0,00	-0,16	0,40		
93.	3,01	0,16	0,04	0,01	0,06		

Продовження таблиці 5.6

№,п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_k, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
94.	4,47	0,48	-0,19	0,99	0,69		
95.	8,76	0,50	-0,17	0,45	0,23		
96.	9,79	0,59	-0,59	0,40	0,29		
97.	8,35	0,41	-0,48	-0,69	0,45		
98.	3,83	1,09	-0,08	-0,38	0,19		
99.	16,31	1,09	-0,59	0,30	0,16		
100.	18,19	0,90	-0,89	0,58	0,26		
101.	19,74	0,19	-1,64	0,82	0,95	2,4	333,4
102.	7,34	0,14	-0,17	-0,15	0,23		
103.	6,09	0,11	0,05	-0,06	0,10		
104.	7,23	0,21	0,76	-0,48	0,73		
105.	5,78	0,26	0,23	-0,63	0,55		
106.	6,91	0,61	0,40	-1,62	0,82		
107.	4,42	0,99	0,35	-0,93	0,47		
108.	7,52	1,02	1,20	-0,99	0,56		
109.	7,75	0,83	1,39	-0,71	0,62		
110.	8,49	0,35	1,04	-1,22	0,93	2,2	310,4
111.	4,25	0,28	0,16	-0,72	0,68		
112.	2,84	0,13	0,08	-0,21	0,36		
113.	3,98	0,33	-0,40	0,62	0,64		
114.	4,44	0,43	0,20	0,63	0,48		
115.	4,65	0,59	-0,05	0,26	0,16		
116.	5,64	0,89	1,61	0,06	0,72		
117.	11,50	0,80	0,61	-0,44	0,25		
118.	12,10	0,68	1,03	0,14	0,36		
119.	11,17	0,17	-0,44	-0,49	0,47		
120.	6,00	0,39	0,73	-0,45	0,56		
121.	5,93	0,63	1,11	-0,57	0,65		
122.	8,13	0,64	0,98	-0,67	0,52		
123.	6,78	0,45	0,22	-0,18	0,16		
124.	1,08	0,33	-0,53	0,27	1,00		

Спектрограми спектральних щільностей обох процесів розглянуті вище.

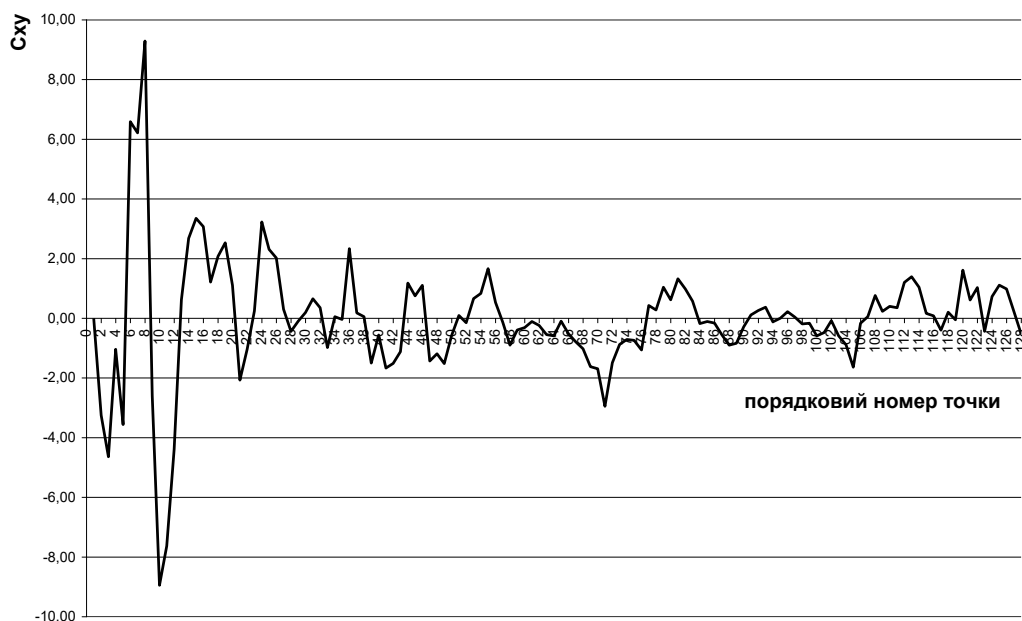


Рис. 5.22 – Ко-спектр процесів: друга головна компонента полів атмосферного тиску та індекс SOI

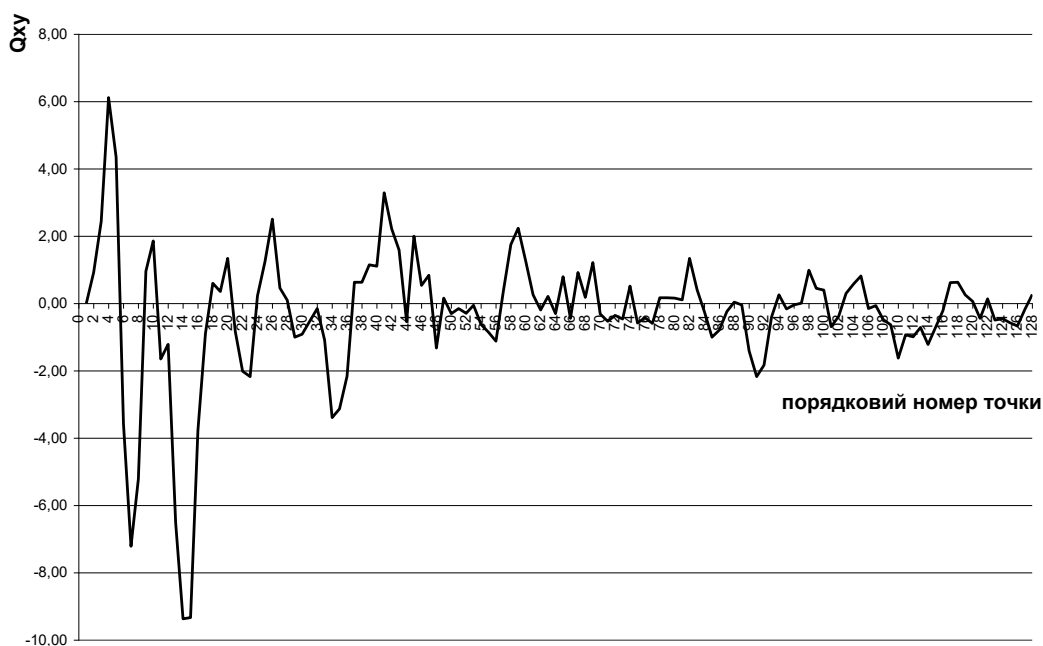


Рис. 5.23 – Квадратурний спектр процесів: друга головна компонента полів атмосферного тиску та індекс SOI

Аналіз когерентності дозволив визначити статистичний зв'язок гармонік 9,8,6,2,4,3,2,4 та 2,2 місяця, що дозволило порівняти взаємну енергію процесів X (друга головна компонента полів атмосферного тиску) та

Y (індекс SOI) на фіксованій частоті з енергією кожного з цих процесів на тій же частоті.

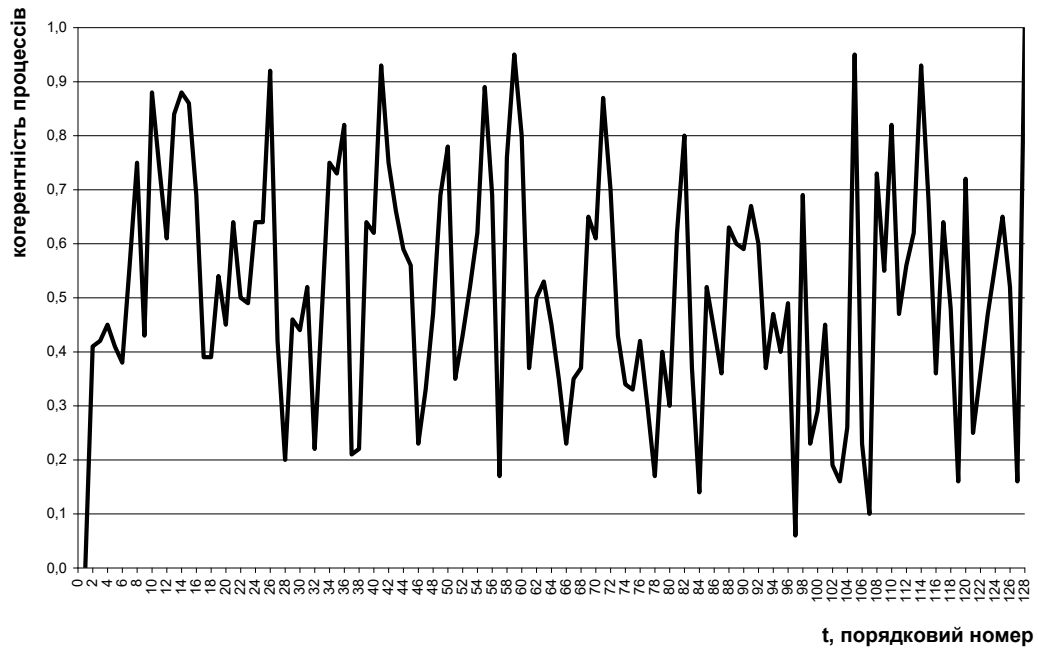


Рис. 5.24 – Когерентність процесів: друга головна компонента полів атмосферного тиску та індекс SOI

Далі був визначений початок фази кожного процесу (табл. 5.6). Як показали розрахунки, для усіх гармонік, окрім 10 місячної, спостерігається випередження процесу Y (який характеризує індекс SOI) по відношенню до процесу X (який характеризує другу головну компоненту полів атмосферного тиску на рівні моря). Взаємодія відбувається в протифазі, при цьому фазовий зсув складає від 279,8 до 333,4 градуса. Для гармоніки 9,8 місяця навпаки – випередження процесу X по відношенню до процесу Y, що може свідчити про наявність деякого крупномасштабного процесу, який впливає на зміну атмосферного тиску та (з певним запізненням) індексу SOI.

Отримані висновки довели існування тісного кореляційного зв'язку між періодичними складовими в часових рядах індексу SOI та другої головної компоненти полів атмосферного тиску. Виявлена залежність атмосферного тиску від індексу SOI. Ця залежність спостерігається з зсувом складає від 279,8 до 333,4 градуса.

ВИСНОВКИ

1. Поля атмосферного тиску чітко виділяють область підвищеного тиску, яка пов'язана з Південно-Атлантичним максимумом, поля атмосферного тиску центральної частини регіону у всі місяці характеризуються системою ізобар практично паралельних кіл широт, формуючи циркумполярний циклонічний вихор.

2. Поля атмосферного тиску характеризуються значною мінливістю: у всі місяці року добре виражена область максимальних значень середньоквадратичних відхилень над морем Уедделла, яка витягується у вигляді гребеня високих значень мінливості атмосферного тиску. Мінливість атмосферного тиску збільшується у зимовий період.

3. Компонентний аналіз полів атмосферного тиску в західному секторі Південної півкулі дає можливість виявити важливі особливості циркуляційних процесів, які розвиваються в атмосфері цього сектора. Понад 80% сумарної дисперсії полів атмосферного тиску вичерпують у всі місяці року і на всіх висотах перші три власні значення. Отже, відповідні перші три власні вектори є характеристиками найбільш великомасштабних циркуляційних процесів у цьому секторі Південної півкулі.

4. Перший власний вектор показує основні особливості найбільш великомасштабної гілки циркуляційних процесів, які розглядаються, а саме зональної циркуляції. Аналіз полів першого власного вектора показує, що найбільш структурованим є західно–східний перенос повітряних мас.

5. Перші три ортогональні компоненти, атмосферного тиску, дисперсії яких вичерпують понад 80% сумарної дисперсії, є головними компонентами, які відображають особливості найбільш великомасштабних процесів. Часові ряди цих головних компонент містять в собі інформацію про динаміку відповідних процесів. Аналіз амплітудно-частотних характеристик процедури виявлення прихованих періодичностей показав, що в часовому

ряді першої головної компоненти, атмосферного тиску, містяться 5-ти, 3-х, дворічна, а також річна та сезонні періодичності. В часовому ряді другої головної компоненти виявлені 6-ти, 2-х - річні компоненти, а також річна, піврічна та сезонні періодичності.

6. За допомогою взаємного спектрального аналізу було досліджено глобальні статистичні взаємозв'язки між головними компонентами атмосферного тиску і характеристиками відомих кліматоформуєчих осциляцій: Ель-Ніньо-Південне коливання (ЕНПК), Північно-Атлантичним (ПАК), Північно – Тихоокеансько - Американським (ПТАК).

7. Результати взаємного спектрального аналізу дозволяють зробити висновок про те, що циркуляційні процеси в західному секторі Південної півкулі мають статистичні зв'язки з глобальними осциляціями ЕНПК, ПАК і ПТАК. Це відноситься до найбільш великомасштабних циркуляційних процесів: зональної циркуляції, яку представляє перша головна компонента, циркуляційних процесів меншого масштабу.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Климат полярных районов / [Под ред. С. Орвига; пер. с англ.].-Л.: Гидрометеиздат, 1973.- 443 с.
2. Метеорология южного полушария / [Под ред. Ч.У. Ньютона].- Л.: Гидрометеиздат, 1976.- 260 с.
3. Атлас Антарктики.- Л.: Гидрометеиздат, 1968. – Т.2. С. 600 с.
4. Котляков В.М. Гляциология Антарктиды / Владимир Михайлович Котляков.- М.: Наука, 2004.С. 37-236.
5. Bromwich D.H. Global atmospheric responses to Antarctic forcing / D.H.Bromwich, B.Chen, K.M.Hines, R.I. Cullather // Ann. Glaciol. Vol. 27. Pap. Int. Sump. Antarctic and Glob Change: Interact. and Impacts, Hobart, Tasmania, 13-18 july, 1997.- Cambridge, 1998.P. 521-527.
6. Краковская С.В. Метеорологические исследования на станции Академик Вернадский в 1997 году. Климатические характеристики и особенности /С.В. Краковская // Бюл. УАЦ. - 1998. - Вып. 2. С. 56 - 63.
7. Тимофеев В.Е. Организация метеорологических наблюдений и сравнительный анализ развития атмосферных процессов в 1996 году на антарктической станции Академик Вернадский/ Вячеслав Евгеньевич Тимофеев // Бюл. УАЦ. - 1997. - Вып. 1. С. 49 - 52.
8. Hobbs W.H. Characteristics of existing glaciers /W.H. Hobbs. -New York: Macmillan, 1911.P. 301.
9. Meinardus W. Aufgaben und Probleme der meteorologischen Forschung in der Antarktis/ W. Meinardus // Geogr. Zeitschrift. Bd. 20.- 1914.P. 18-34.
10. Stearns C. Ross Island area wind field / C.Stearns // Antarct. J.US. – 1997.- № 5. P. 181-182.
11. Carrasco J.F. A katabatic wind – forced mesoscale cyclone development over the Ross Ice Shelf near Byrd Glacier during summer / J.F.Carrasco, D.H. Bromwich // Antarct. J.US. – 1993.- № 5.P. 285 - 288.

12. Galle H. Мезомасштабные атмосферные циркуляции над юго-западным сектором моря Росса, Антарктика / H. Galle // I. Appl. Meteorol.- 1996.- № 7. С. 1129 - 1141.
13. Parish T.R. Katabatic wind forcing of the antarctic circumpolar castorles / T.R. Parish, D.H. Bromwich // Antarct. J. US. – 1993.- № 5. P. 1-10.
14. Ambrizzi T. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter / T. Ambrizzi, B. Hoskins, H. Hsu // J. Atmos. Sci.- 1995.- № 21. P. 3661 – 3672.
15. Karoly D.J. Similarities of the Deacon cell in the Southern Ocean and Ferrel cells in the atmosphere / D.J. Karoly, P.C. McIntosh, P. Berrisford et al. // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.- 1997.- № 538. P. 519 – 526.
16. Kikuchi T. Температуры, ветры и циркуляция атмосферы на востоке Земли Королевы Мод, Антарктика / T. Kikuchi // Nankyokushiryō-Antarct. Rec.- 1997.- № 1. С. 9-22.
17. Захариев В. Некоторые проблемы циркуляции атмосферы над Антарктикой / В. Захариев // Метеорология и гидрол.- 1994.- № 4. С. 74-83.
18. Такэути К. Взаимодействие океан – атмосфера - льды: роль океанов в высоких широтах в глобальной климатической системе / К. Такэути // Seppyo. J. Jap. Soc. Snow and Ice.- 1996.- № 5. С. 389 – 392.
19. Kaneto S. Antarctic climate research data. Aerological sounding data at Asuka Station, Antarctica (1989-1991) / S. Kaneto, N. Azuma, S. Meshida et al. // JARE Data Repts.- 1997.- № 221. P. 1 - 73.
20. Kameto S. Особенности климата в районе станции Сёва (Антарктика) в период ACR, 1987-1991 гг / S. Kameto // Nankyokushiryō, Antarct. Rec.- 1997.- № 1. С. 1 - 8.
21. Enomoto H. Temporal and spatial fluctuations of warming in Antarctica and the atmospheric circulation / H. Enomoto // Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. and Glaciol.- 1997.- № 11. P. 261.
22. Hirasawa N. Data of project on atmospheric circulation and material cycle in the Antarctic. Aerological sounding data at Fuji Station in 1997 / N. Hirasawa, M. Hayashi, S. Kaneto // IARE Data Repts.- 1999.- № 238. P. 1 – 183.

23. Борзенкова И.И. О природных индикаторах современного глобального потепления/И.И.Борзенкова //Метеорол. и гидрол.- 1999.- № 6. С.98 -110.

24. Липенков В.Я. Изменение климата и окружающей среды в центральной части Восточной Антарктиды на протяжении последних 250 тыс. лет по результатам изучения ледяного керна со станции Восток/ В.Я. Липенков, Н.И. Барков // Антарктика.- 1998.- № 34. С. 89 - 100.

25. Глобальная и региональная климатическая изменчивость.Развитие морских наук и технологий МГИ за 75 лет / [Барабанов В.С., Воскресенская Е.Н., Ефимов В.В. и др.] : под ред. В.Н. Еремеева.- Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. С. 442 – 468.

26. Кондратьев К.Я. Изменение глобального климата: реальность, предположения и вымысел/ К.Я. Кондратьев // Исследование Земли и космоса.-2002.-№ 1. С. 3-31.

27. Полонский А.Б. Роль океана в современных изменениях климата/ А.Б. Полонский // Мор. гидрофиз. журн.- 2001.- № 6. С. 32-58.

28. Тимофеев Н.А. Радиационные, тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость /Н.А. Тимофеев, А.В. Юровский.- Севастополь: НПП «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2004.С. 256.

29. Bigg G.R. The Role of the Oceans in Climate/ G.R.Bigg, T.D.Jickells, P.S.Liss, T.J. Osborn // Int. J. Climatol.-2003.- № 10. P. 1127-1160.

30. Gu D. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchange between the tropics and extratropics/D.Gu, S.G.Philander//Sciens.- 1997.- 275. P. 805-807.

31. Hastenrath S. Climate Dynamics of the Tropics / S. Hastenrath.- Dordrecht, Boston, London: Kluwer Acad. Publ., 1991. P. 488 .

32. Hoffert M.I. Solar variability and the Earth's climate/ M.I. Hoffert, K. Caldeira, C. Covey et al. // Nature.- 1999.- № 6755. P. 764.

33. Hogg McC. Decadal variability of the midlatitude Climate system driven by the Ocean/ McC.Hogg, W.K. Dewar et al. // J.Climate.-2006.- № 7. P. 1149-1166.

34. Huungate B.A. Nitrogen and climate change/ B.A.Huungate, J.S.Dukes, C.B.Fieldetal // Science.-2003.-№ 5650. P. 1512-1513.
35. Hunt B.J. The stationarity of global mean climate/B.J. Hunt // J. Climatology.-2004.- № 7. P. 795-806.
36. Mann M.E. Exploring natural and anthropogenic variation of Climate/ M.E. Mann, R. Bradley, S. Manabe et al. // Q.J. Royal Meteor. Soc.-2001.- № 571. P. 400-411.
37. Osborn T.J. The real color of Climate change? / T.J.Osborn, K.R. Briffa // Science.-2004.-306,№ 5696. P. 621-622.
38. Schlesinger M.N.An oscillation in the global climate system of period 65-70 years/ M.N.Schlesinger, N.Ramankutty// Natur.-1994.- № 6465. P. 723-726.
39. Stanhill G. The growth of climate change science: a scientometric study /G. Stanhill // Clim. Change.- 2001.- 48, № 2/3. P. 515-524.
40. Мартазинова В.Ф. Зміни великомасштабної циркуляціїповітря протягом XX століття та її вплив на погодні умови і регіональну циркуляцію в Україні / В.Ф.Мартазинова, Т.О.Свердлик // Український географічний журнал.- 2001.- № 2. С. 28-34.
41. Тимофеев В.Е. Местные циркуляции в районе украинской антарктической станции/В.Е.Тимофеев, С.И. Гордиенко // Бюл. УАЦ.- 1997.- Вып. 1. С. 53-54.
42. Артамонов Ю.В. Антарктический Полярный фронт в проливе Дрейка и западной части моря Скотия в феврале и апреле 1997 г / Ю.В. Артамонов, Н.П. Булгаков, В.А. Бирик и др. // Бюл. УАЦ.- 1997.- Вып. 1. С. 110-116.
43. Артамонов Ю.В. Структура Антарктического, Полярного, Субантарктического фронтов в западной части моря Скотия в феврале и апреле 1998 г. / Ю.В. Артамонов, Н.П. Булгаков, В.А. Бирик и др. // Бюл. УАЦ.- 2000.- Вып. 3. С. 52-65.
44. Балакин В.И. Метеорологические и синоптические условия в феврале-апреле 1997 года в антарктическом секторе юго-западной

Атлантики/В.И. Балакин, В.В. Зеньковский, В.В. Скрыпник // Бюл. УАЦ.- 1997.- Вып. 1. С. 92-99.

45. Оцінка стану кліматичної системи Західної Антарктики (району Антарктичного півострова) у світлі мінливості циркуляційної тропосфери і низької стратосфери, термічних та динамічних характеристик Південного океану, а також динаміки зледеніння / [Звіт з НДР №71].- Одеса.: ТЕС, ОДЕКУ, 2004.С. 219.

46. Атмосфера/ [Справочник].- Л.: Гидрометеиздат, 1991.С. 510.

47. Милашенко Г.П. Карты повторяемости циклонов и антициклонов, траектории циклонов и распределение общей облачности по данным ИСЗ. Материалы по климату и циркуляции южного полушария / Г.П. Милашенко. - Л.: Гидрометеиздат, 1978.- Вып. I. С. 63.

48. Разанова И.В. Циклонические центры действия атмосферы, циркуляция и климат Южной полярной области во второй половине XX столетия:авторефе. дис. на соискание науч. степени канд.географ.наук: спец. 25.00.30 “Метеорология, Климатология, Агрометеорология” / Ирина Владимировна Разанова.- СПб., 2006. С. 29.

49. Разанова И.В., Смирнов Н.П., Саруханян Э.И. Изменчивость интенсивности и положений циклонического центра действия в Атлантическом секторе Южного океана во второй половине XX столетия/ // Метеорол. и гидрол. – 2003.-№ 1. С. 75-82.

50. Разанова И.В. Сезонная динамика центров действия атмосферы южной полярной области / И.В. Разанова // Материалы итоговой сессии ученого совета, 27-28 января 2003 г.: тезисы докл. - СПб.: РГГМУ, 2003. С. 46-47.

51. Разанова И.В., Циклонические центры действия атмосферы южногополушария и изменения климата / И.В.Разанова, Н.П.Смирнов, Э.И.Саруханян // Монография. -СПб.: Изд.РГГМУ.-2004. С. 217.

52. Луценко Э.И. Циркуляция атмосферы над индоатлантическим сектором Южного океана летом 1978/79 / Э.И. Луценко // Тр. Гидрометцентр, 1968.-Вып. 26. С. 79-91.

53. Martazinova V. Large-scale atmospheric circulation in southern extratropics and regional weather patterns at change at Antarctic Peninsula / V. Martazinova, E. Ivanova, V. Tymofeyev // Ukraine in Antarctica – National Priorities and Global Integration: int. Antarctic Conference IAC2008 23-25 may 2008.: – Kyiv, 2008. P. 68.

54. Tymofeyev V. Regional Features of climate change at Antarctic Peninsula / V. Tymofeyev, A. Gernega // Ukraine in Antarctica – National Priorities and Global Integration: int. Antarctic Conference IAC2008 23-25 may 2008.: – Kyiv, 2008. P. 72.

55. Служба данных ECMWF ERA-40 [Электронный ресурс]. – Режим доступа к журналу.: <http://www.ecmwf.int/products/data>.

56. Marshall G.J. Southern Hemisphere circulation anomalies associated with extreme Antarctic Peninsula winter temperatures. / G.J. Marshall, J.C. King // Geoph. Res. Letters. – 1998. – vol. 25, № 13. P. 2437-2440.

57. Turner J. The El-Nino-Southern Oscillation and Antarctica / Turner J. // Int. J. of Climatol., 2004. – v. 24. P. 1-32.

58. Средние значения температуры на изобарических поверхностях в узлах регулярной картографической сетки над южным полушарием / [Мировой центр данных]. – М.: Всесоюз. науч.-исслед. ин-т гидрометеоролог. информ., 1974. С. 123.

59. Луценко Э.И. Летние атмосферные процессы над проливом Дрейка и прилегающими к нему районами Южного океана (по спутниковым данным) / Э.И. Луценко, Э.П. Лысаков // Тр. Аркт. и Антаркт. науч.-исслед. ин-та. – 1976. – Т. 344. С. 14-24.

60. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата / Александр Борисович Полонский. – К.: Національна Академія Наук України, МГІ, 2008. С. 180.

61. Rasmusson E.M. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with Southern Oscillation (El Nino) / E.M. Rasmusson, T.H. Carpenter // Monthly Weather Rev. – 1982. – 110. P. 354-384.

62. Walker G.T. Correlation in seasonal variations of weather. IX /G.T. Walker // Mem. India Meteorol. Dep.- 1924.- 24, pt.9. P. 275-332.
63. Walker G.T. World weather V /G.T. Walker, E.W. Bliss // Meteorology. Rol. Meteorol. Soc. - 1932.- 4, № 36 . P. 53-84.
64. Сидоренков Н.С. Физика неустойчивостей вращения Земли/ Н.С. Сидоренков.- М.: Наука. Физмат. лит, 2002. С. 384.
65. BjerknesJ. A large-scale disturbance of the atmospheric circulation presumably originating from the equatorial Pacific / J. Bjerknes // Динамика крупномасштабных атмосферных процессов.-М.: Наука, 1969. P. 257-260.
66. VisbeckM. North Atlantic Oscillation / Martin Visbeck, W. James // First Int. conference. Lessons and challenge for CLIVAR.- Columbia. P.134-137.
67. SuttonR.T. Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate /R.T. Sutton, D.L.R. Hodson //Science.- 2005.- 309.- № 5731. P.115-118.
68. Polonsky A. Relationship between North Atlantic Oscillation, Euro-Asian climate anomalies and Pacific variability /A. Polonsky, D. Basharin, E. Voskresenskaya // Pacif. Oceanogr.-2004.-2, № 1-2. P.52-66.
69. Zhang R.N. Decadal variability of temperature at depth of 400 meters in the North Pacific Ocean/R.N. Zhang //J. Geophys. Res. Lett.-1998 .- № 8. P.1197.
70. Zhang R.N. Decadal Thermocline Variability in the North Pacific Ocean: Two Pathways around the Subtropical Gyre /R.N. Zhang, Z. Liu //J. Climate.- 1999.- 12, № 11. P. 3273-3296.
71. Latif M. Causes of Decadal climate variability over the North Pacific and North America/M. Latif, T. Barnett //Science.-1994.- 266.- P. 634-637.

ДОДАТКИ

Додаток А

Поля середніх значень приземного атмосферного тиску

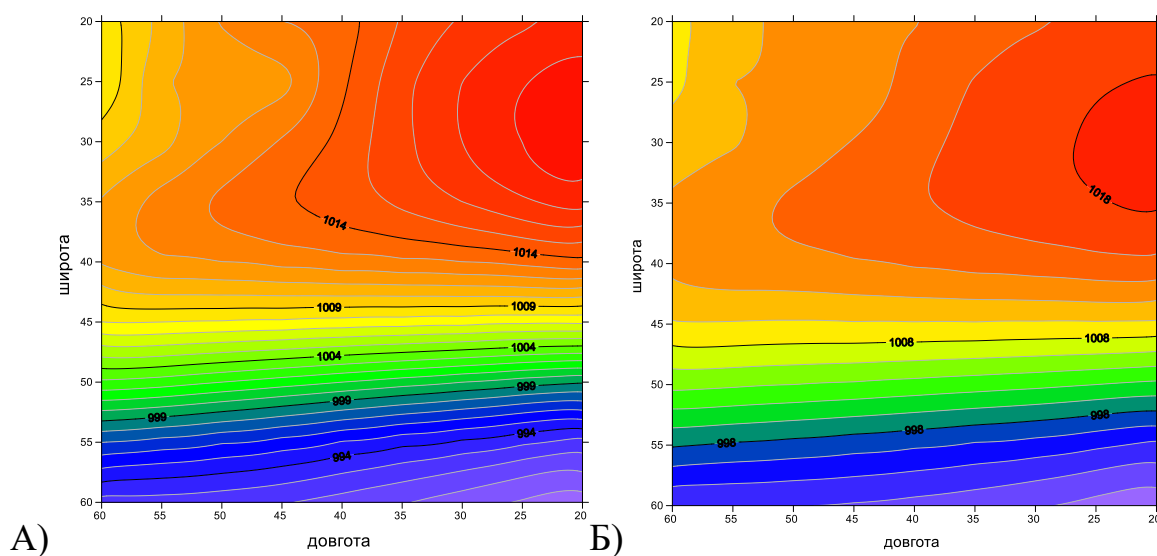


Рисунок А.1 – Поля середніх значень приземного атмосферного тиску:

А) січень, Б) лютий

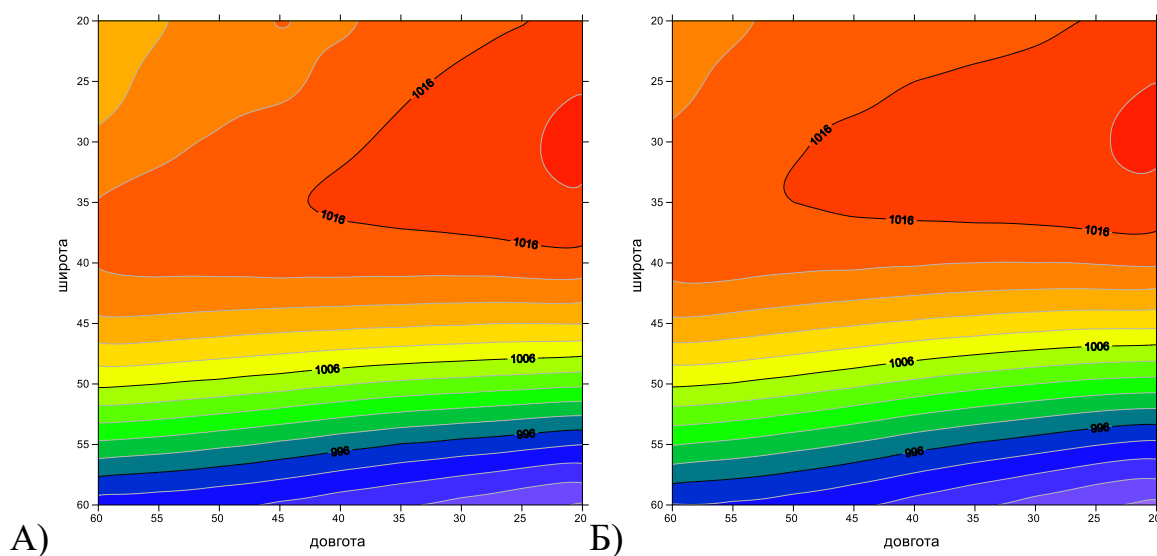


Рисунок А.2 – Поля середніх значень приземного атмосферного тиску:

А) березень, Б) квітень

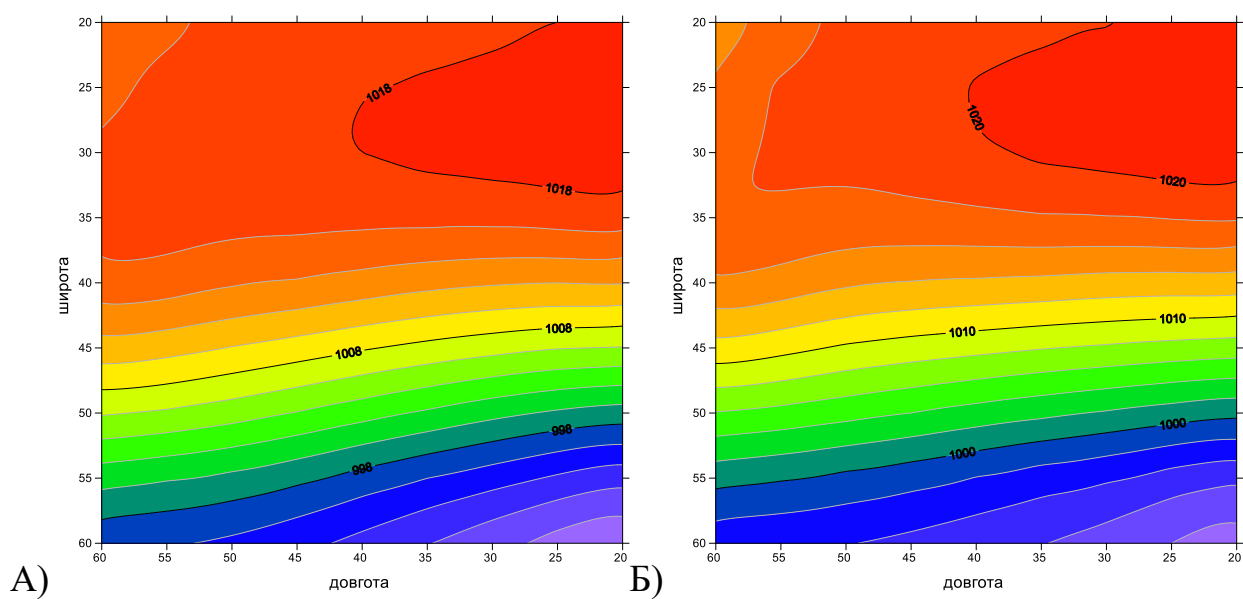


Рисунок А.3 – Поля середніх значень приземного атмосферного тиску:

А) травень, Б) червень

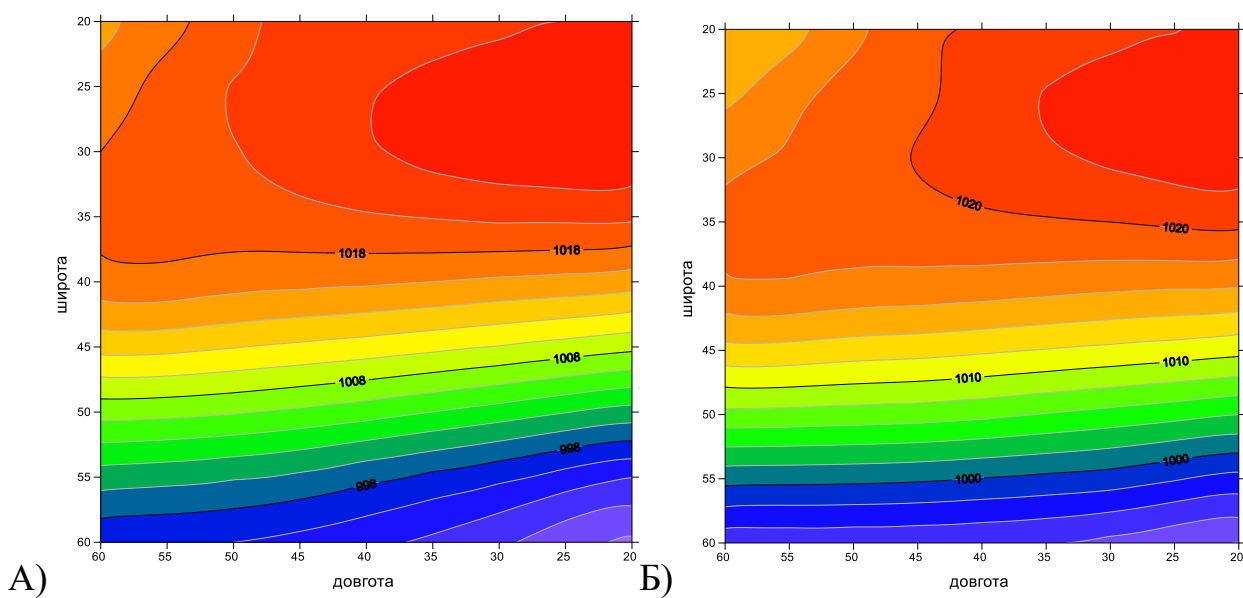


Рисунок А.4 – Поля середніх значень приземного атмосферного тиску:

А) липень, Б) серпень

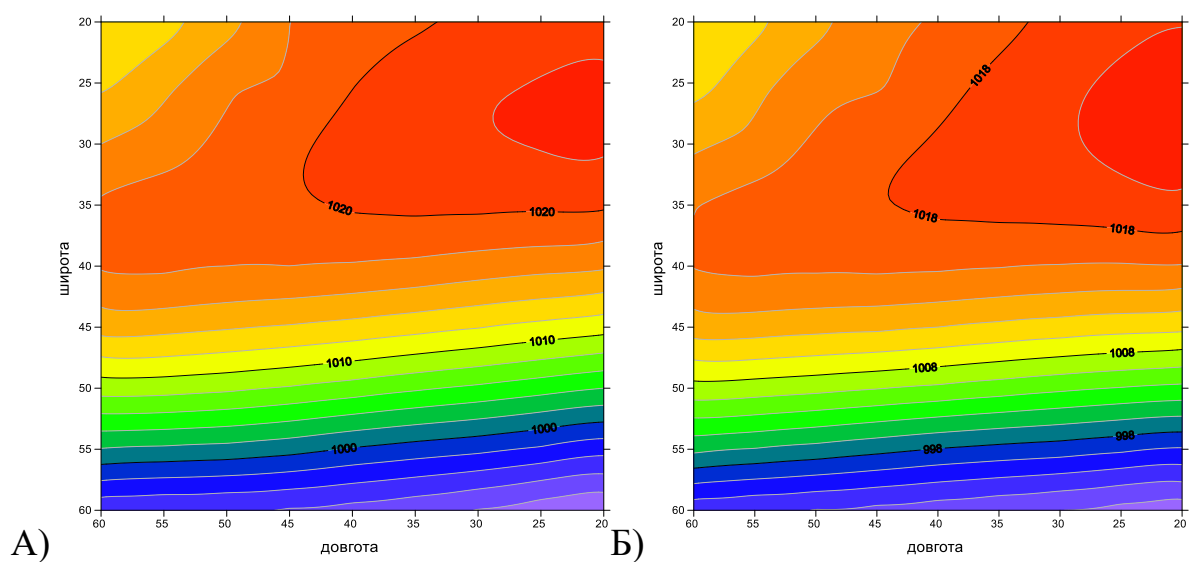


Рисунок А.5 – Поля середніх значень приземного атмосферного тиску:

А) вересень, Б) жовтень

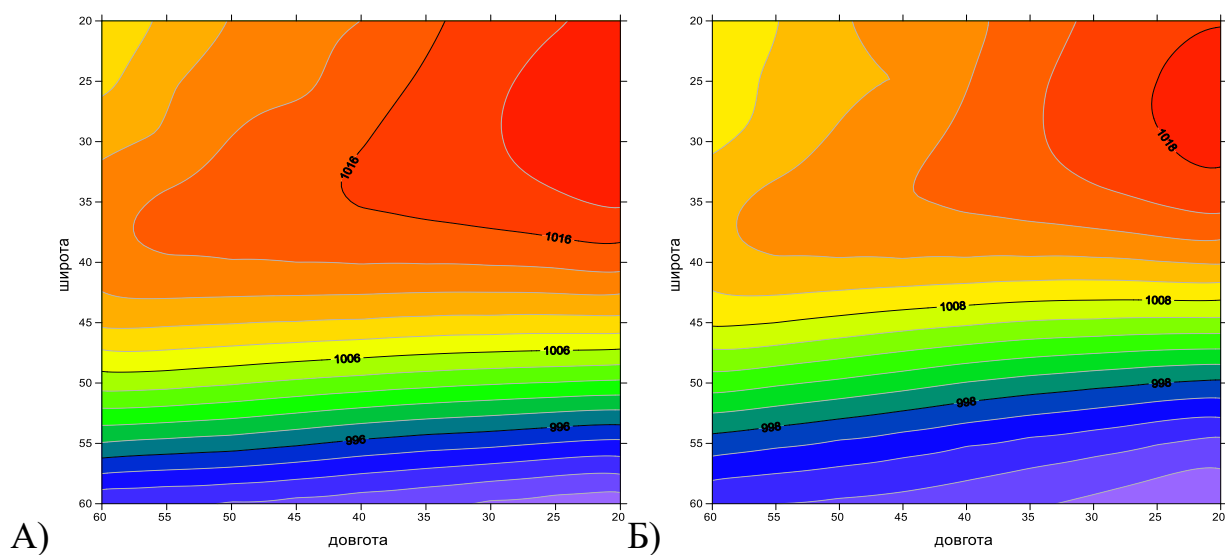


Рисунок А.6 – Поля середніх значень приземного атмосферного тиску:

А) листопад, Б) грудень

Додаток Б

Поля середньоквадратичних відхилень приземного атмосферного тиску

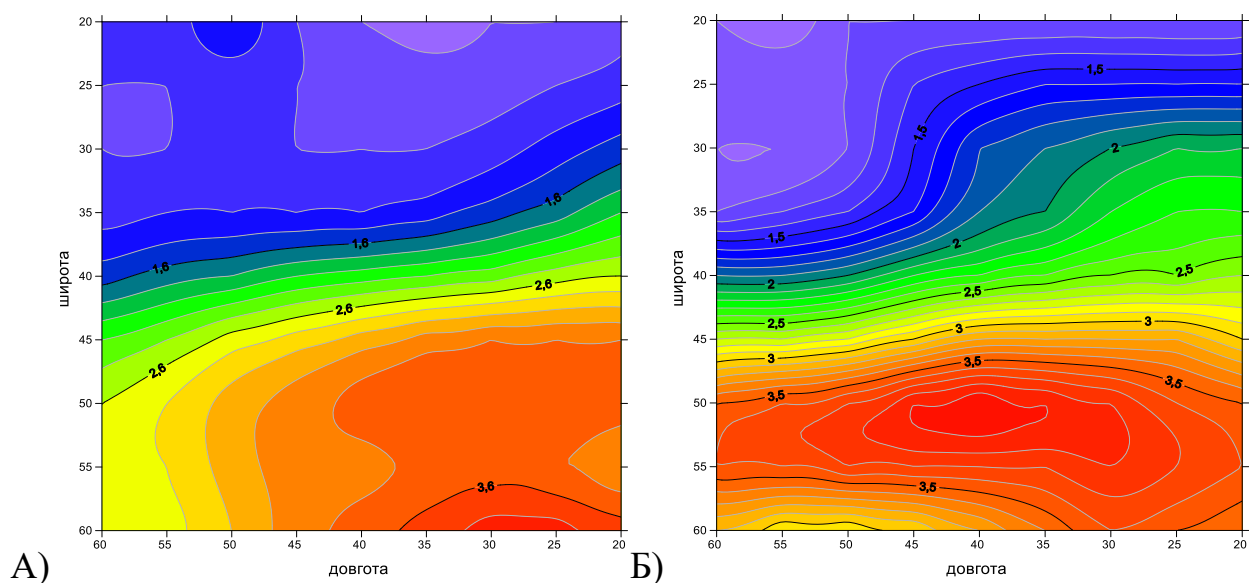


Рисунок Б.1 – Поля середньоквадратичних відхилень приземного атмосферного тиску: А) січень, Б) лютий

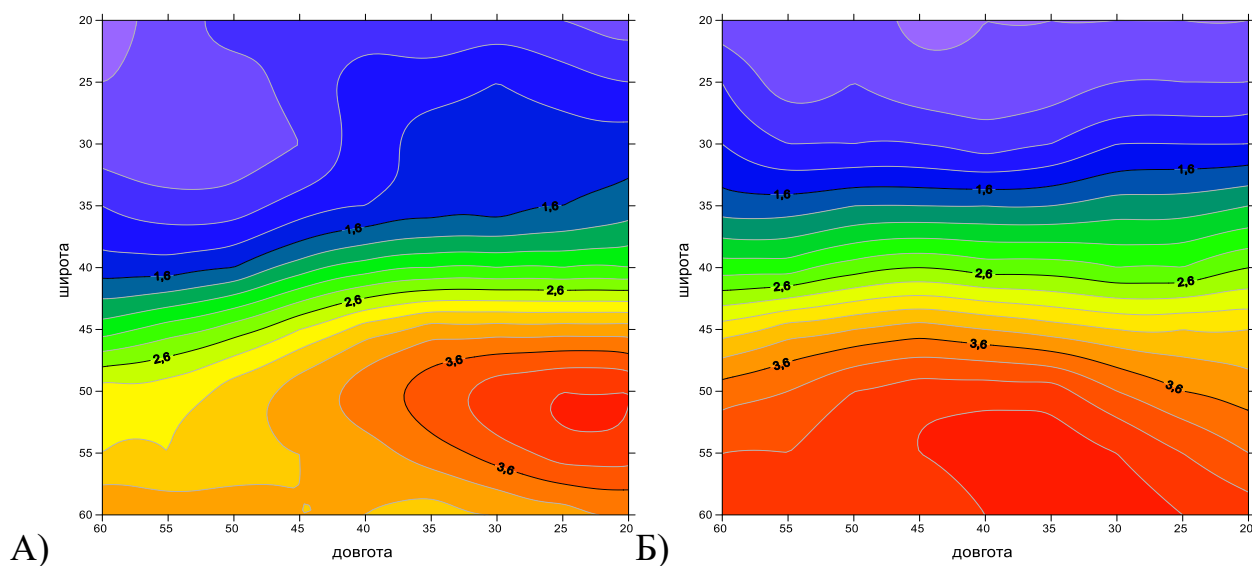


Рисунок Б.2 – Поля середньоквадратичних відхилень приземного атмосферного тиску: А) березень, Б) квітень

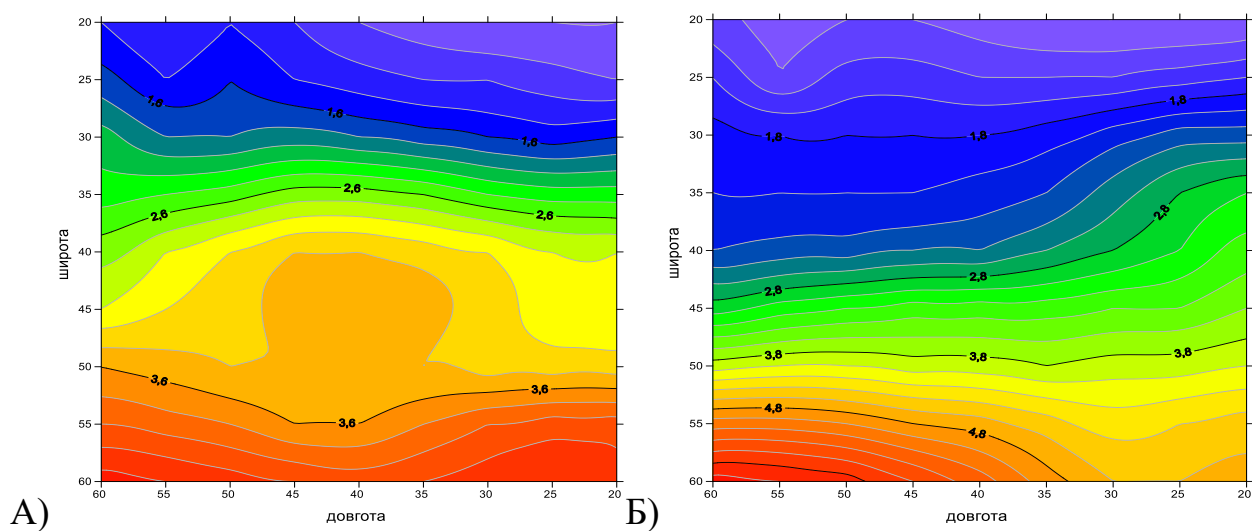


Рисунок Б.3 – Поля середньоквадратичних відхилень приземного атмосферного тиску: А) травень, Б) червень

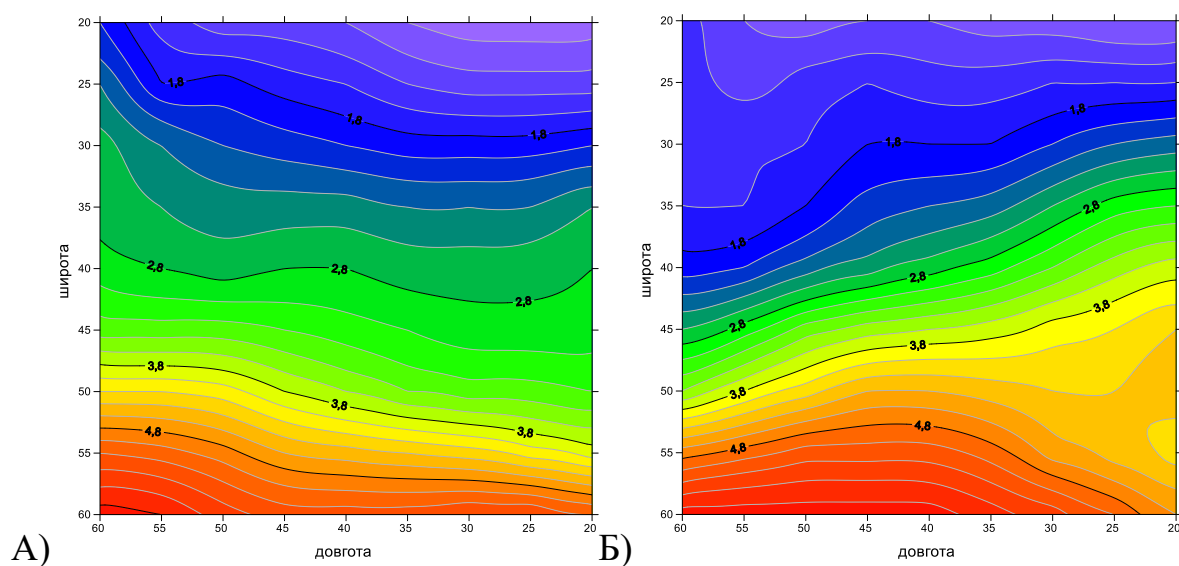
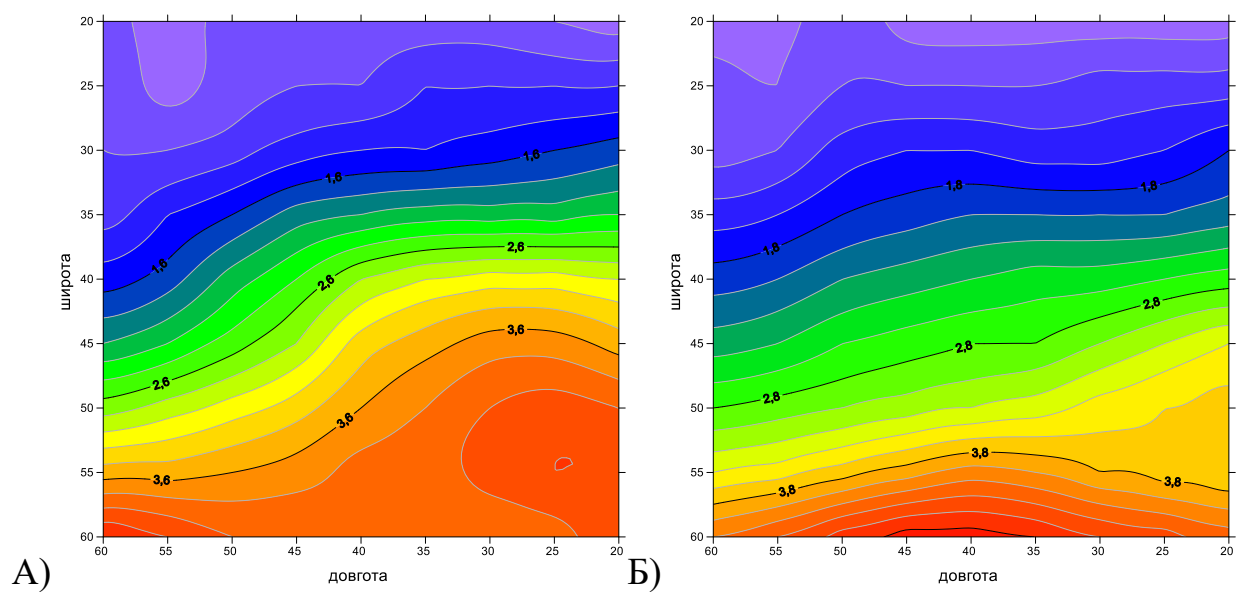
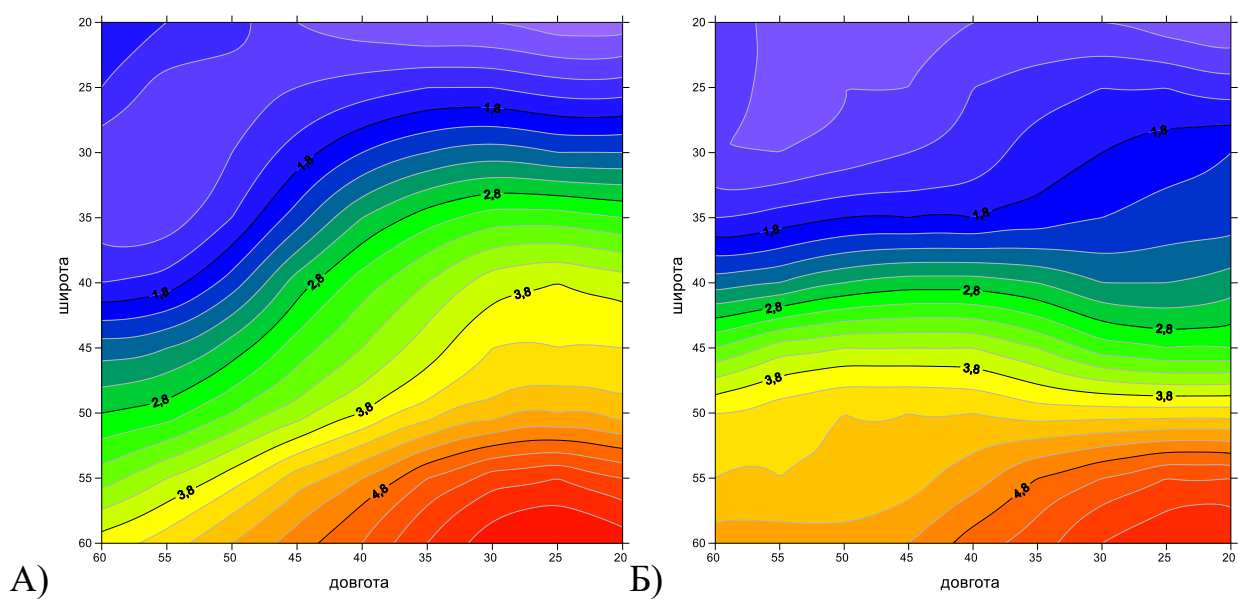


Рисунок Б.4 – Поля середньоквадратичних відхилень приземного атмосферного тиску: А) липень, Б) серпень



Додаток В

Поля першого власного вектору приземного атмосферного тиску

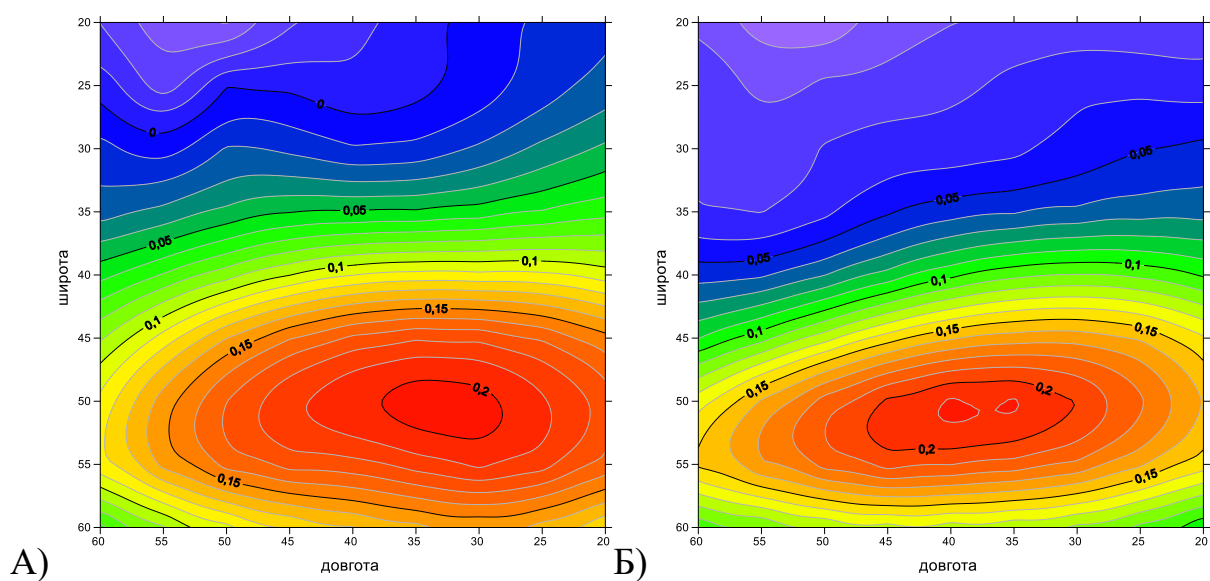


Рисунок В.1 – Поля першого власного вектору приземного атмосферного тиску: А) січень, Б) лютий

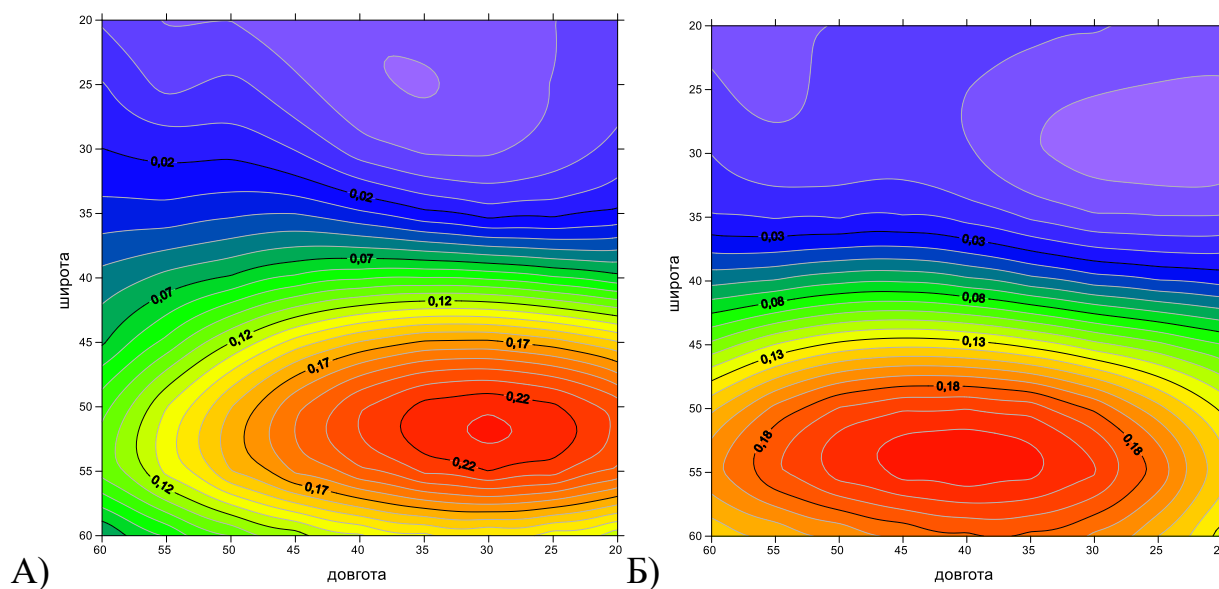


Рисунок В.2 – Поля першого власного вектору приземного атмосферного тиску: А) березень, Б) квітень

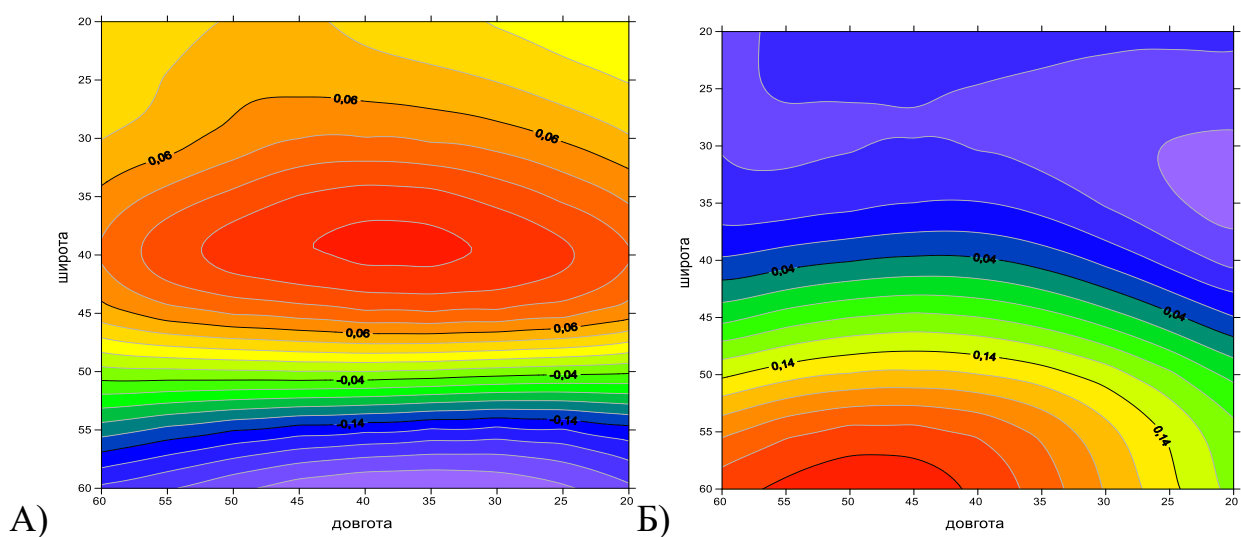


Рисунок В.3 – Поля першого власного вектору приземного атмосферного тиску: А) травень, Б) червень

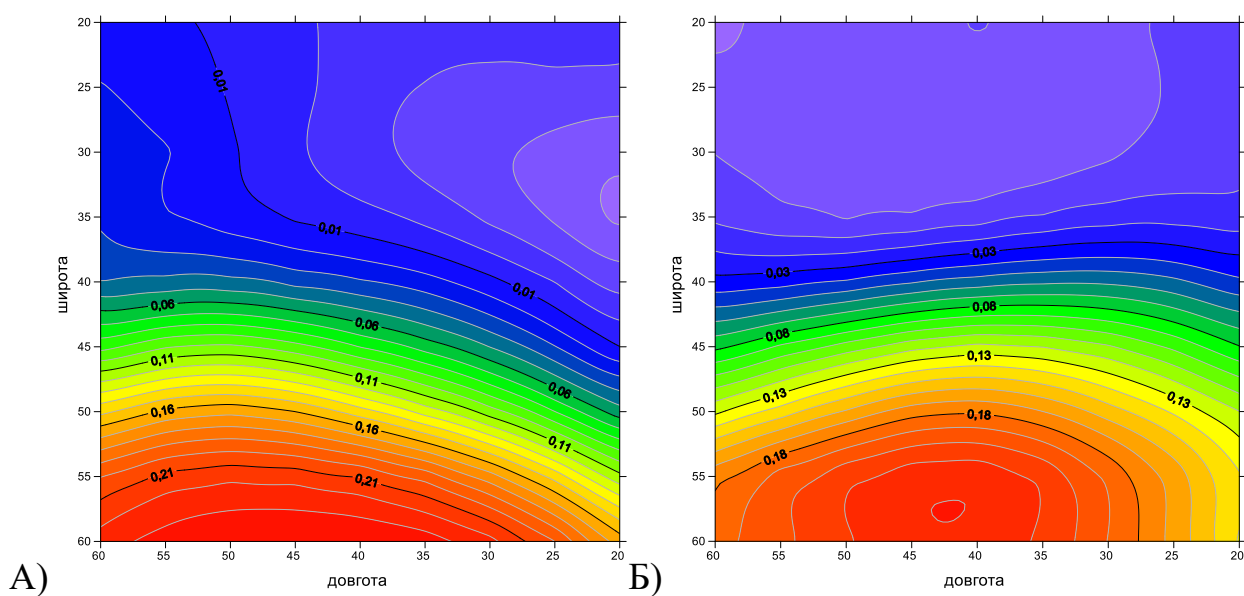
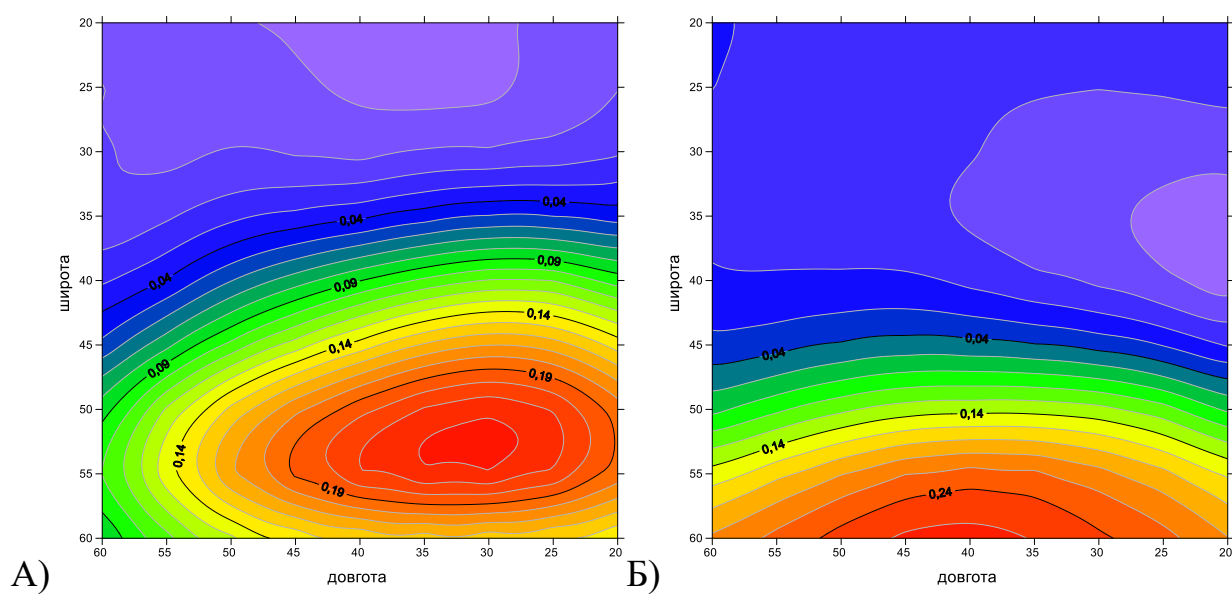
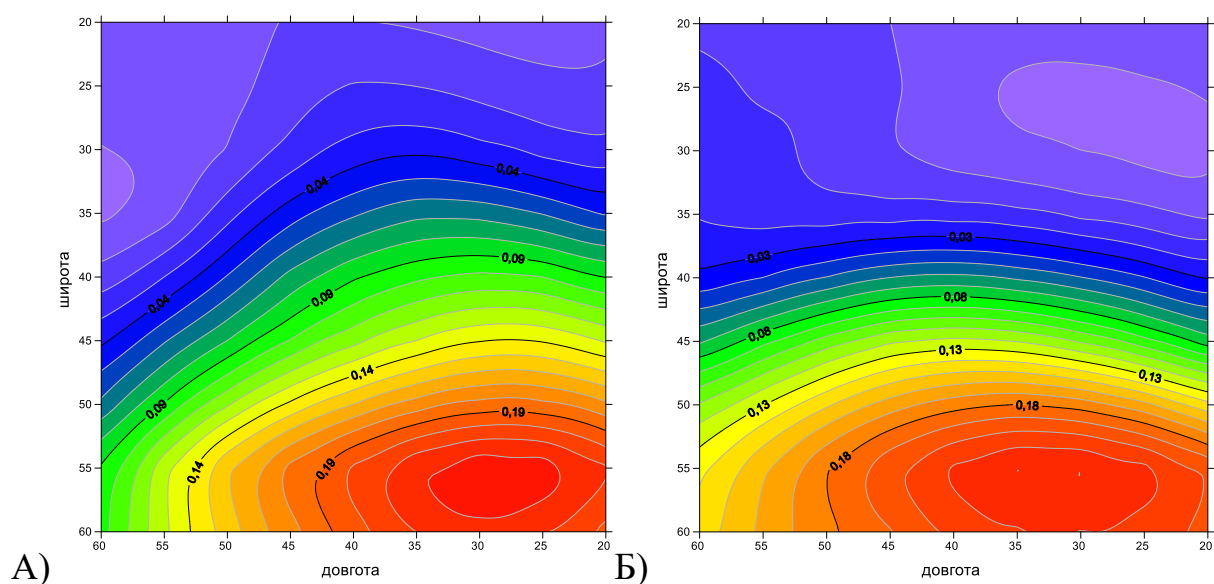


Рисунок В.4 – Поля першого власного вектору приземного атмосферного тиску: А) липень, Б) серпень



Додаток Г

Поля другого власного вектору приземного атмосферного тиску

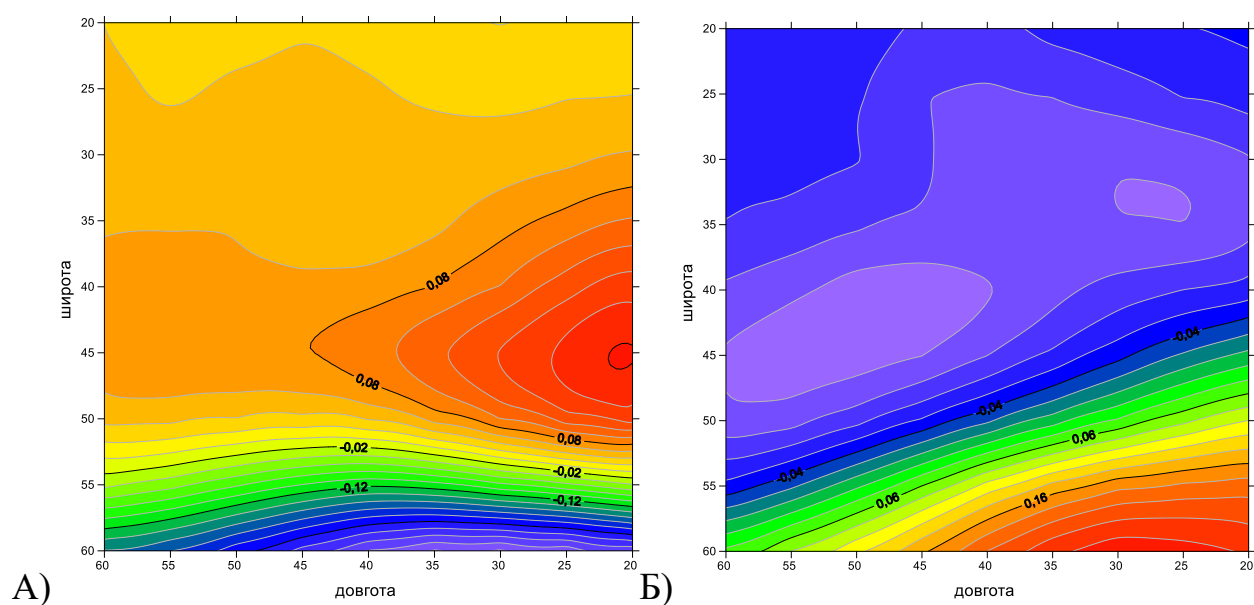


Рисунок Г.1 – Поля другого власного вектору приземного атмосферного тиску: А) січень, Б) лютий

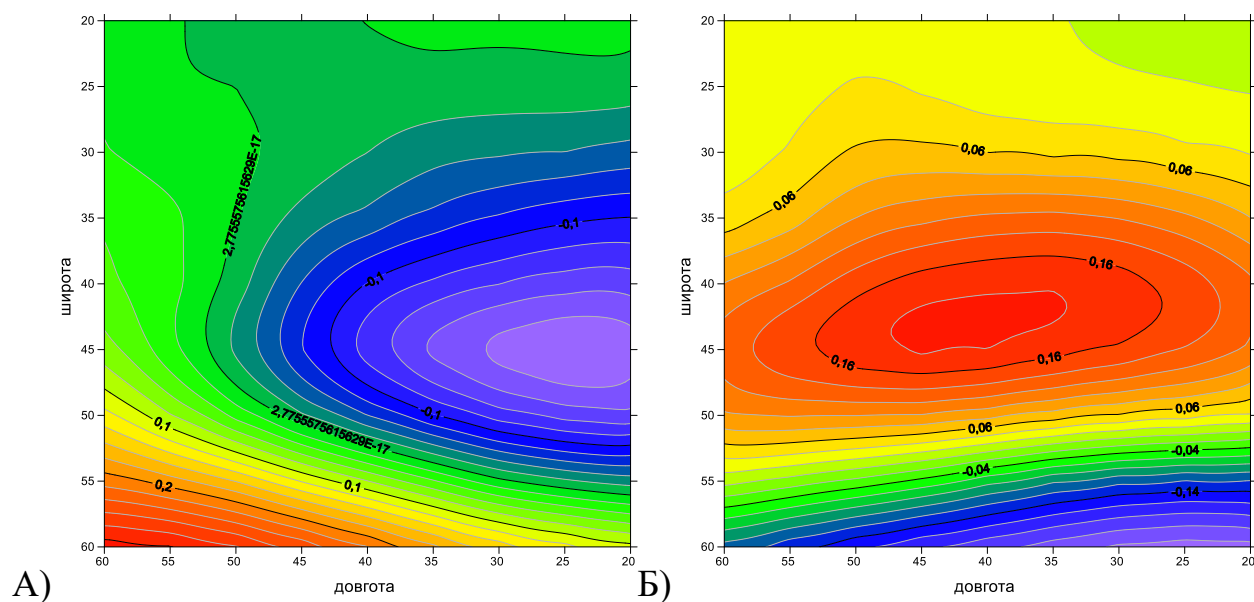
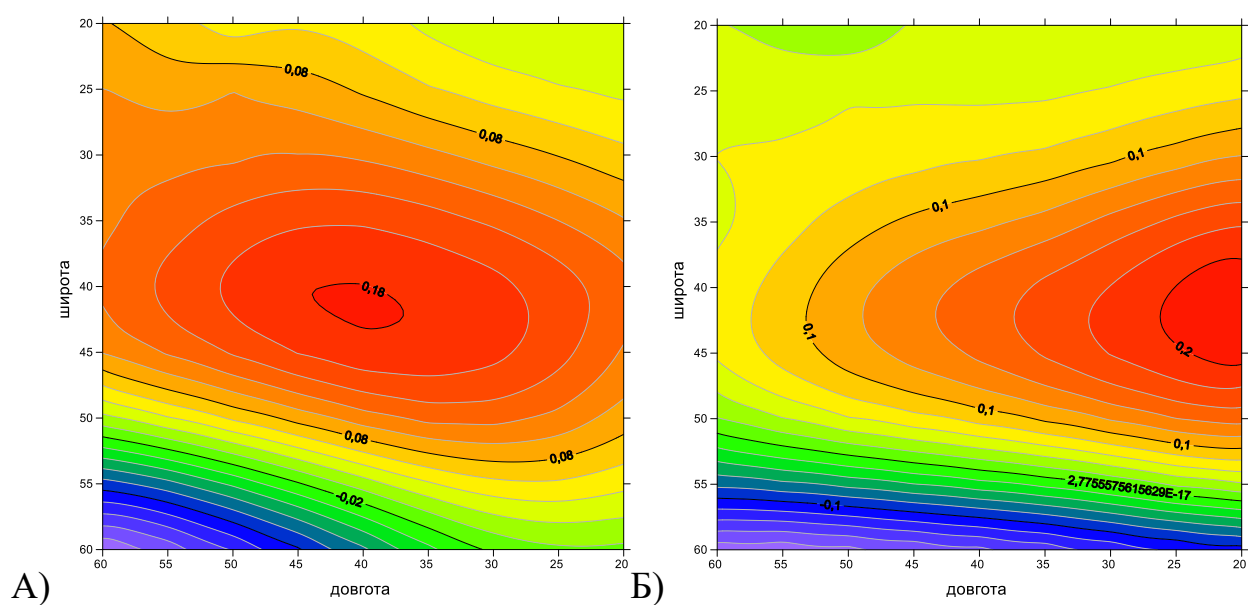
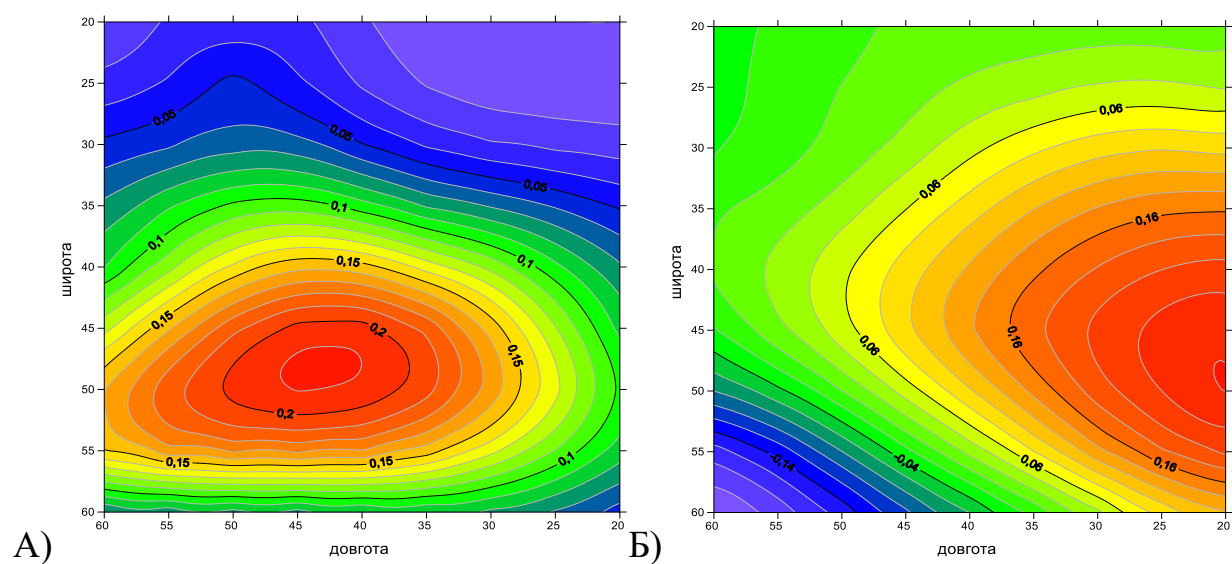


Рисунок Г.2 – Поля другого власного вектору приземного атмосферного тиску: А) березень, Б) квітень



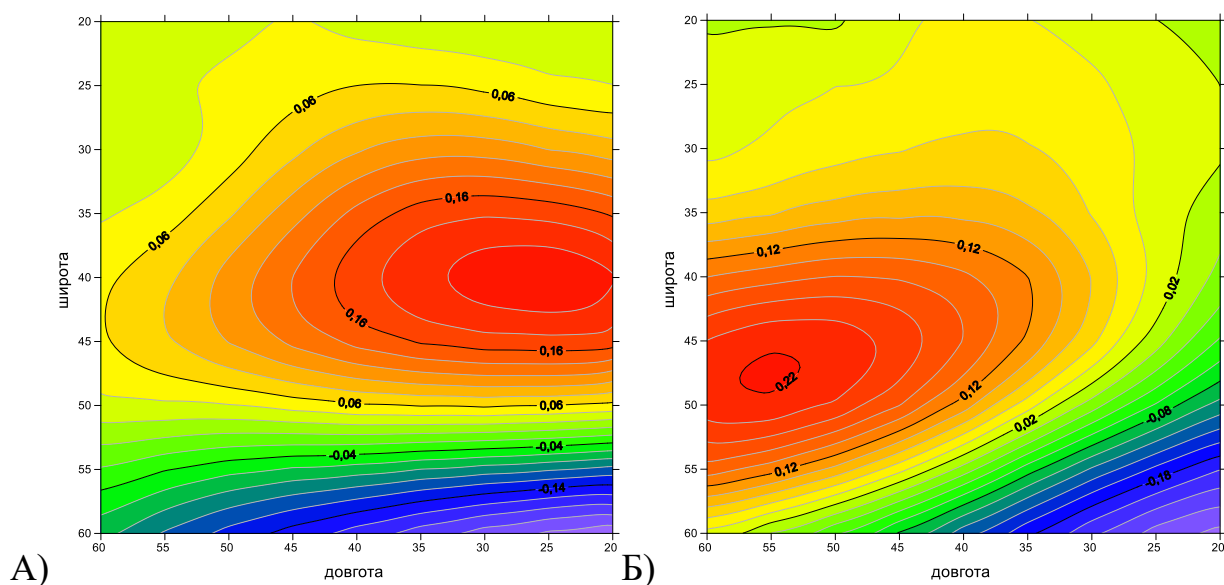


Рисунок Г.5 – Поля второго власного вектору приземного атмосферного тиску: А) вересень, Б) жовтень

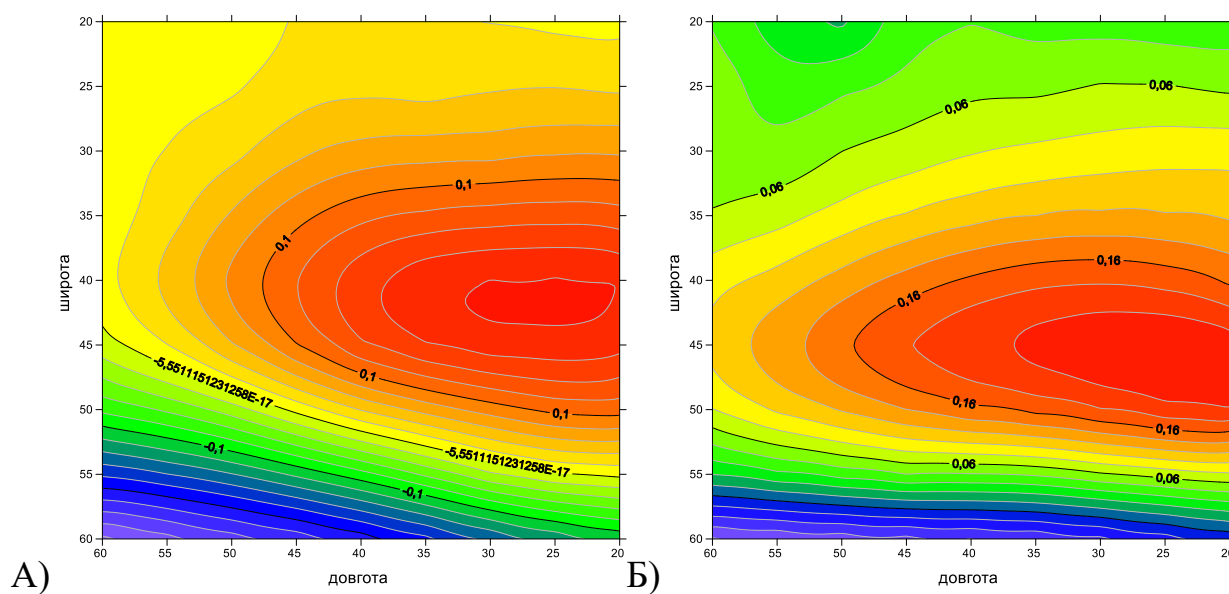


Рисунок Г.6 – Поля второго власного вектору приземного атмосферного тиску: А) листопад, Б) грудень