

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ ТА НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

Факультет гідрометеорологічний

Кафедра метеорології та кліматології

ДИПЛОМНИЙ ПРОЕКТ

рівень вищої освіти: «спеціаліст»

на тему: Взаємозв'язок циркуляційних атмосферних процесів
Північнотихоокеанського регіону з кліматоутворюючими
індексами

Виконав студент VI курсу групи М-VI з/ф
спеціальності 103 – Науки про Землю
спеціалізація Метеорологія та кліматологія

Немченко Катерина Сергіївна

Керівник проекту к.геогр.н., доцент

Галич Єлизавета Анатоліївна

Рецензент к.геогр.н., доцент

Бояринцев Євген Львович

Одеса 2017 р.

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Інститут, факультет, відділення	Навчально-консультаційний центр
Кафедра, циклова комісія	Кафедра метеорології та кліматології
Освітньо-кваліфікаційний рівень	Спеціаліст
Спеціальність	103 – Науки про Землю
Спеціалізація	Метеорологія та кліматологія (шифр і назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри _____ Івус Г.П.
 “ 10 ” березня 2017 р.

З А В Д А Н Н Я

НА ДИПЛОМНИЙ ПРОЕКТ СТУДЕНТУ

Немченко Катерина Сергіївна

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема проекту *Взаємозв'язок циркуляційних атмосферних процесів Північнотихоокеанського регіону з кліматоутворюючими індексами*

Керівник проекту *Галич Єлизавета Анатоліївна, к.геогр.н., доцент*

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

Затверджені наказом вищого навчального закладу від “16” січня 2017 року №3с

2. Строк подання студентом проекту 1 червня 2017р.

3. Вихідні дані до проекту

Середньомісячні значення приземного атмосферного тиску в вузлах регулярної сітки точок 2.5°×2.5°, в секторі, обмеженому широтно від 20° півн.ш. до 70° півн.ш. і меридіанально від 160° сх.д. до 120° зах.д., за період 1979 - 2014 рр. та часовий ряд індексу Північно-Атлантичного коливання.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) *Розглянути особливості статистичної структури полів приземного атмосферного тиску за період 1979 - 2014 рр. За допомогою компонентного аналізу виявити важливі особливості структури та динаміки*

великомасштабних циркуляційних атмосферних процесів. Визначити взаємозв'язок циркуляційних атмосферних процесів Північнотихоокеанського регіону з кліматоутворюючими індексами.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень) *Поля середніх значень та мінливості приземного атмосферного тиску. Часові ряди головних компонент приземного тиску. Часові ряди когерентності.*

6. Консультанти розділів проекту (роботи)

Розділ	Прізвище, ініціали та посада Консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	Завдання прийняв

7. Дата видачі завдання 10 березня 2017 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів дипломного проекту (роботи)	Термін Виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Вивчення літературних джерел за темою дипломного проекту.	лютий 2017 р.	75	добре
2.	Отримання вихідних даних. Підготовка вихідних даних до обробки.	лютий 2017 р.	90	відмінно
3.	Обробка даних за допомогою графічно-розрахункового пакету «EXCEL».	березень 2017 р.	80	добре
4.	Побудова часових рядів головних компонент приземного тиску.	березень 2017 р.	80	добре
5.	Дослідження взаємозв'язку між головними компонентами приземного тиску та ПАК.	березень 2017 р.	90	відмінно
Перша Атестація		03-08.04.17	80	добре
6.	Аналіз отриманих результатів.	квітень 2017 р.	75	добре
7.	Оформлення дипломного проекту.	травень 2017 р.	90	відмінно
8.	Підготовка комп'ютерної презентації та доповіді до захисту дипломного проекту.	травень 2017 р.	90	відмінно
9	Попередній захист дипломної роботи.	червень 2017 р.	75	добре
Друга атестація		03-06.05.17	75	добре
Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)			82	добре

Студент _____ Немченко К. С.
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник проекту (роботи) _____ Галич Є. А.
(підпис) (прізвище та ініціали)

ЗМІСТ

ВСТУП.....	5
1 ДИНАМІКА КЛІМАТИЧНИХ ПОКАЗНИКІВ ПІВНІЧНОЇ ПІВКУЛІ...	8
1.1 Загальні відомості про атмосферну циркуляцію.....	8
1.2 Поле атмосферного тиску біля земної поверхні	10
1.2.1 Повторюваність рухомих циклонів та антициклонів.....	10
1.2.2 Центри дії атмосфери північної частини Тихого океану...	15
2 СТРУКТУРА ПОЛІВ ПРИЗЕМНОГО АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ НАД ПІВНІЧНОЮ АКВАТОРІЄЮ ТИХОГО ОКЕАНУ	26
2.1 Характеристика вихідних даних.....	26
2.2 Методи дослідження статистичної структури полів приземного тиску.....	27
2.3 Поля середніх значень та мінливості.....	30
3 КОМПОНЕНТНИЙ АНАЛІЗ ПОЛІВ ПРИЗЕМНОГО ТИСКУ ТА ТЕМПЕРАТУРИ ПІВНІЧНОЇ АКВАТОРІЇ ТИХОГО ОКЕАНУ	39
3.1 Алгоритм дослідження.....	39
3.2 Власні значення та власні вектори матриці коваріації.....	43
3.3 Часові ряди головних компонент полів атмосферного тиску.....	49
4 ДОСЛІДЖЕННЯ ВЗАЄМОЗВ'ЯЗКУ ЧАСОВИХ РЯДІВ ГОЛОВНИХ КОМПОНЕНТ ПОЛІВ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ З ПІВНІЧНО- АТЛАНТИЧНИМ КОЛИВАННЯМ.....	51
4.1 Алгоритм взаємного спектрального аналізу.....	52
4.2 Північно-Атлантичне коливання.....	53
4.3 Взаємозв'язок головних компонент з Північно-Атлантичним коливанням.....	56
ВИСНОВКИ.....	64
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	66
ДОДАТОК А.....	68

ВСТУП

Кліматичні зміни, які відбувалися протягом минулого сторіччя, з'явилися свого роду стимулом, який привів до значного зростання зусиль фахівців у вивченні процесів взаємодії різних ланок кліматичної системи, особливо найбільш енергоємних з них - атмосфери і океану. В українській науці значний внесок у вивчення великомасштабних процесів в атмосфері і океані, процесів взаємодії між ними внесли вчені Морського гідрофізичного інституту Національної Академії Наук України, Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту, Українського Антарктичного Центру та інших наукових організацій. Незважаючи на значні успіхи, досягнуті світовим гідрометеорологічним науковим співтовариством, залишається ще багато нез'ясованих питань щодо особливостей структури великомасштабних атмосферних процесів, з одного боку, та факторів їх визначають, з іншого.

Дослідження зміни клімату Землі, в її окремих великих регіонах стало в останні роки одним з найголовніших пріоритетів гідрометеорологічної науки. На тлі численних публікацій з приводу «глобального потепління клімату» внаслідок «парникового ефекту» останнім часом формується і напрямок, в якому надається велике значення вивченню закономірностей і причин динаміки квазістаціонарних барических центрів дії атмосфери та індексів інтенсивності циркуляції атмосфери, таких як Північно-Атлантичний коливання (NAO) [1-6], Південне коливання (SO) [7-9], Північно-Тихоокеанське [10] та ін. Як виявилось, більша частина коливань клімату в різних регіонах Землі визначається саме виразністю центрів дії атмосфери та інтенсивністю зональних і меридіональних переносів в атмосфері з ними пов'язаних. Цей напрямок знайшло своє відображення і в міжнародній дослідницькій програмі по вивченню динаміки клімату CLIVAR, в якій в окремі розділи виділені дослідження по Південному коливанню і Північно-

Атлантичного. По північній частині Тихого океану в цій програмі приділено значно менше уваги і цей найбільший океанічний регіон увійшов до розділу «Індо-Тихоокеанська декадна мінливість (Д4)». Проте, в структурі циркуляції атмосфери над північною частиною Тихого океану дуже багато спільного з північноатлантичним регіоном, і це перш за все наявність системи двох добре виражених протягом усього року центрів дії атмосфери: Алеутського мінімуму тиску і гонолульського максимуму. Наявність цих центрів неминуче повинно призводити до схожих особливостей циркуляції атмосфери і океану в цих регіонах, що насправді і спостерігається. Поряд з цим існують і помітні відмінності між цими регіонами, пов'язані з тим, що циркуляція і атмосфери і океану в тихоокеанському регіоні більш замкнута, особливо на північних кордонах. Це відбувається внаслідок практично повної відсутності зв'язку Тихого океану з Північним Льодовитим океаном і поділі тихоокеанського регіону гірськими масивами майже по всьому периметру і особливо з східної і північної сторони. Ці відмінності цікаві з точки зору їх впливу на особливості динаміки центрів дії атмосфери, інтенсивності циркуляції атмосфери в Північнотихоокеанській регіоні та її впливу на динаміку клімату в океанічних областях і прилеглих континентальних територіях.

Метою даної роботи є дослідження особливостей великомасштабних циркуляційних атмосферних процесів у північній частині Тихого океану та їх зв'язок з Північно-Атлантичним коливанням. Для досягнення поставленої мети необхідно було вирішити ряд наступних завдань:

- На основі великої сукупності полів приземного атмосферного тиску дослідити особливості їх статистичної структури: структуру середніх полів, полів мінливості та полів просторових кореляцій;

- Шляхом вирішення повної проблеми власних значень для матриць коваріацій здійснити розкладання зазначених полів приземного тиску в базисі власних векторів, що дає можливість отримати часові ряди ортогональних компонент;

- Виділити головні компоненти полів приземного тиску;

- Дослідити зв'язок головних компонент полів приземного тиску північної частини Тихого океану з Північно-Атлантичним коливанням.

Дослідження здійснювалося методами багатовимірного статистичного аналізу (компонентний аналіз) і взаємного спектрального аналізу випадкових процесів.

Дипломний проект проводився в рамках кафедральної НДР «Особливості формування регіональних кліматів східно-європейського сектору під впливом атмосферних процесів у північній півкулі» (2014-2016 рр.). Тому дипломний проект є реальним.

1 ДИНАМІКА КЛІМАТИЧНИХ ПОКАЗНИКІВ ПІВНІЧНОЇ ПІВКУЛІ

1.1 Загальні відомості про атмосферну циркуляцію

Особливості загальної циркуляції атмосфери пов'язані з зовнішніми (астрономічними і геофізичними) та внутрішніми (геофізичними) кліматоутворювальними факторами. ЗЦА є результатом енергетичної взаємодії між ланками кліматичної системи. Тому її можна вважати однією з характеристик стану глобальної кліматичної системи. З іншого боку, горизонтальний і вертикальний обмін повітряних мас, який відбувається в системі ЗЦА, та пов'язаний з ними перенос тепла, вологи кількості руху сприяє формуванню кліматичних режимів окремих регіонів Земної кулі та всієї планети в цілому. Під впливом атмосферної адвекції (разом з океанічною) відбувається вирівнювання тепла на земній поверхні, завдяки чому відсутнє постійне зростання температури повітря у низьких широтах і зменшення її у високих широтах. З цієї точки зору загальна циркуляція атмосфери є внутрішнім геофізичним кліматоутворювальним фактором [11].

Уявлення про загальні риси атмосферної циркуляції, причини виникнення і переважання тих чи інших повітряних течій визначається розподілом атмосферного тиску, який в свою чергу є похідною від розподілу температури повітря. Тому серед основних причин виникнення ЗЦА, перш за все, слід назвати нерівномірний розподіл сонячної радіації по земній поверхні, а саме, неоднакове її надходження до низьких і високих широт. Через це формуються значні температурні розбіжності між екватором і полюсами, які в свою чергу сприяють формуванню значних контрастів у полі тиску.

До названих факторів, що впливають на формування ЗЦА, слід також додати обертання Землі навколо своєї осі, нерівності рельєфу, які

зумовлюють різницю в терті повітря біля земної поверхні, а також вихро- і хвильоутворення в атмосфері.

Горизонтальна складова сили баричного градієнту в основному спрямована від тропіків до полюсів, а під дією відхиляючої сили обертання Землі виникає західний перенос повітряних мас, який охоплює тропосферу і частину стратосфери позатропічних широт влітку і всю стратосферу взимку.

Від поясу підвищеного тиску на північ (Північна півкуля) утворюються течії південно-західного і західного, а на південь (Південна півкуля) – північно-західного і західного напрямків. Так формується зональна циркуляція, яка притаманна всій атмосфері Землі. Для неї властивим є переважання широтних (східних чи західних) складових переносу повітряних мас над меридіональними (північними або південними).

Термічна неоднорідність підстильної поверхні, яка є найбільш значимою у помірних широтах, зумовлює також вихроутворення в атмосфері, тобто наявність позатропічних циклонів та антициклонів, що безперервно виникають і руйнуються. Вони сприяють міжширотному або меридіональному переносу повітряних мас, що визначає перенос тепла з низьких широт у високі, а холодних – з високих широт у низькі. Меридіональна циркуляція краще проявляється у Північній півкулі, де має місце більш складний характер розподілення материків та океанів.

Поряд з вихровими рухами в атмосфері спостерігаються також хвильові переміщення повітря. До них відносять хвилі у зональному потоці з довжиною близько 5000 км (хвилі Россбі).

Щоденні карти погоди вказують на те, що розподіл тиску і характер повітряних течій над значними площинами Земної кулі мають складний характер і суттєво змінюються в часі. Однак ЗЦА притаманні і деякі особливості, які в тому чи іншому регіоні мають найбільшу повторюваність. Їх можна виявити при осередненні даних про атмосферний тиск, швидкість і напрямок вітру, повторюваність циклонів та антициклонів за значні відрізки

часу. І саме ці сталі особливості ЗЦА накладають відбиток на клімат в даному географічному районі.

Таким чином, загальна циркуляція атмосфери складається з низки великомасштабних ланок. Це найбільш масштабна зональна циркуляція, а також меридіональна, мусонна, пасатна циркуляції, вихори синоптичного масштабу, планетарні хвилі і місцева циркуляція.

Дослідження загальної циркуляції атмосфери ведеться різними методами: синоптичним, статистичним та гідродинамічним. Синоптичний метод передбачає вивчення великомасштабних повітряних течій за допомогою карт погоди на різних рівнях. Статистичний метод базується на аналізі характеристик полів великомасштабних течій, отриманих за допомогою методів математичної статистики. В основі гідродинамічного методу лежить математичне моделювання атмосферних процесів за допомогою рівнянь гідротермодинаміки, які відбивають фізичні закономірності, що притаманні атмосфері Землі. Математичне моделювання повинно стати основою розробки повної теорії клімату, що дозволить розв'язати багато питань сьогодення, які насамперед, стосуються прогнозу майбутніх змін клімату.

1.2 Поле атмосферного тиску біля земної поверхні

1.2.1 Повторюваність рухомих циклонів та антициклонів

Вплив океану на циркуляцію атмосфери є більш великомасштабним порівняно з енергоактивними зонами суші. Світовий океан відіграє роль головного акумулятора променистої енергії Сонця, з одного боку, а його діяльний шар – головного джерела тепла, яке надходить в атмосферу помірних широт у холодне півріччя, з іншого боку. Велике значення для процесів акумуляції та передачі тепла в атмосферу має хмарний покрив. Він є

головним регулятором потоків променистої енергії Сонця до поверхні океану. У холодну частину року океан шляхом процесів теплообміну, а саме потоків явного і прихованого тепла, віддає атмосфері тепло, яке накопичується у теплий період року. Це тепло західно-східним переносом (найбільш великомасштабна ланка загальної циркуляції атмосфери), який періодично збурюється циклонічною діяльністю, переноситься на континент. Отже, генератором загальної циркуляції атмосфери є тепловміст Світового океану.

На рис. 1.1 наведено карту повторюваності рухомих циклонів у січні. На ній видно не тільки положення областей з найбільш активним циклогенезом, але й переважаючі напрямки пересування циклонів у Північній півкулі. Перша область значної повторюваності циклонів розташовується над північною частиною Атлантичного океану. Виникаючи біля східних берегів Північної Америки, циклони пересуваються у північно-східному напрямку від Ньюфаундленда на Ісландію і Баренцове море. Дуже часто в районах Ісландії вони досягають найбільшого розвитку, тобто стають найглибшими. При подальшому перемищенні на північний схід вони заповнюються. Аналогічна картина має місце й над північчю Тихого океану. Виникаючи біля східних берегів Азії, циклони поглиблюються й пересуваються у північно-східному напрямку. Найнижчий тиск припадає на райони Алеутських островів. У подальшому при зміщенні на північний схід до Аляски циклони заповнюються. Зазначені особливості циклогенезу й зумовлюють витягнутість області високої повторюваності рухливих циклонів у Північній півкулі з південного заходу на північний схід.

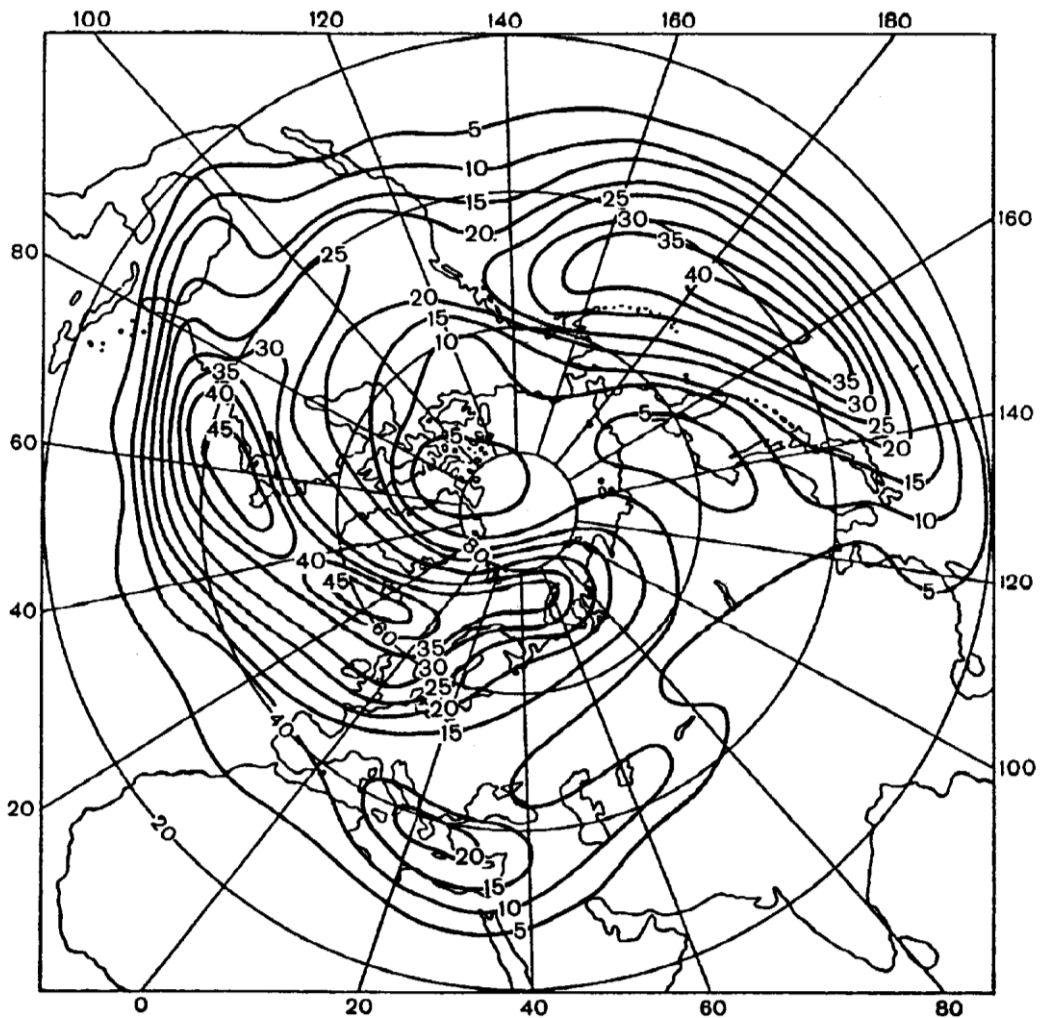


Рис. 1.1. Повторюваність (%) рухомих циклонів. Січень. Північна півкуля [11]

На рис. 1.2 можна спостерігати ще один максимум, що розташовується над Середземним морем. Він пояснюється тим, що на західній периферії улоговини, яка орієнтована зі Скандинавії на південь, відбувається інтенсивна адвекція холоду. Незважаючи на те, що над Середземним морем у середньому не спостерігається розбіжність ізогіпс, адвекція холодного повітря призводить до фронтогенезу, який супроводжується виникненням циклонів. Процес циклогенезу над Середземномор'ям відбувається не так часто, як у районах основних максимумів циклонічної діяльності, однак він більш інтенсивний, ніж усередині континенту, де циклони виникають тільки при дуже потужних меридіональних процесах.

Влітку у Північній півкулі умови для цикло- та антициклогенезу значно відрізняються від зимових. Зменшення контрастів температури між морем і сушею влітку порівняно з холодним півріччям сприяє зменшенню повторюваності циклонів над океанами (рис. 1.3). Однак вона збільшується над континентами, особливо над північно-східною частиною Азії.

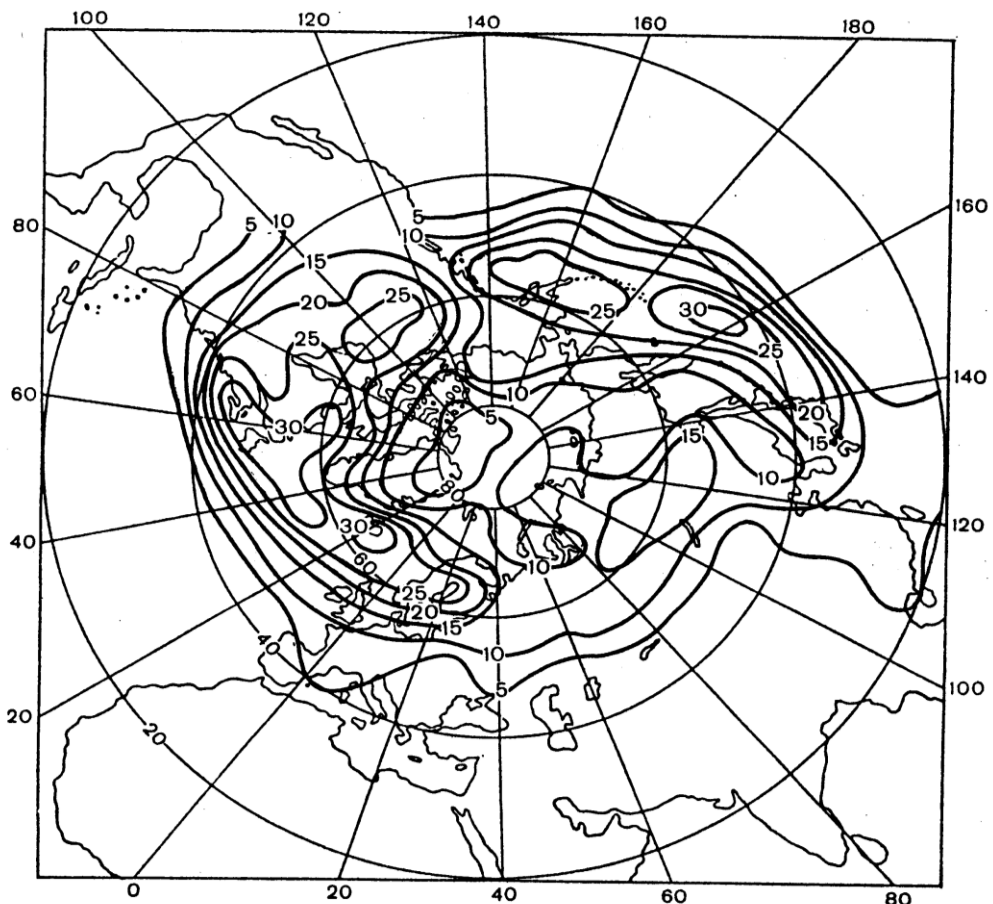
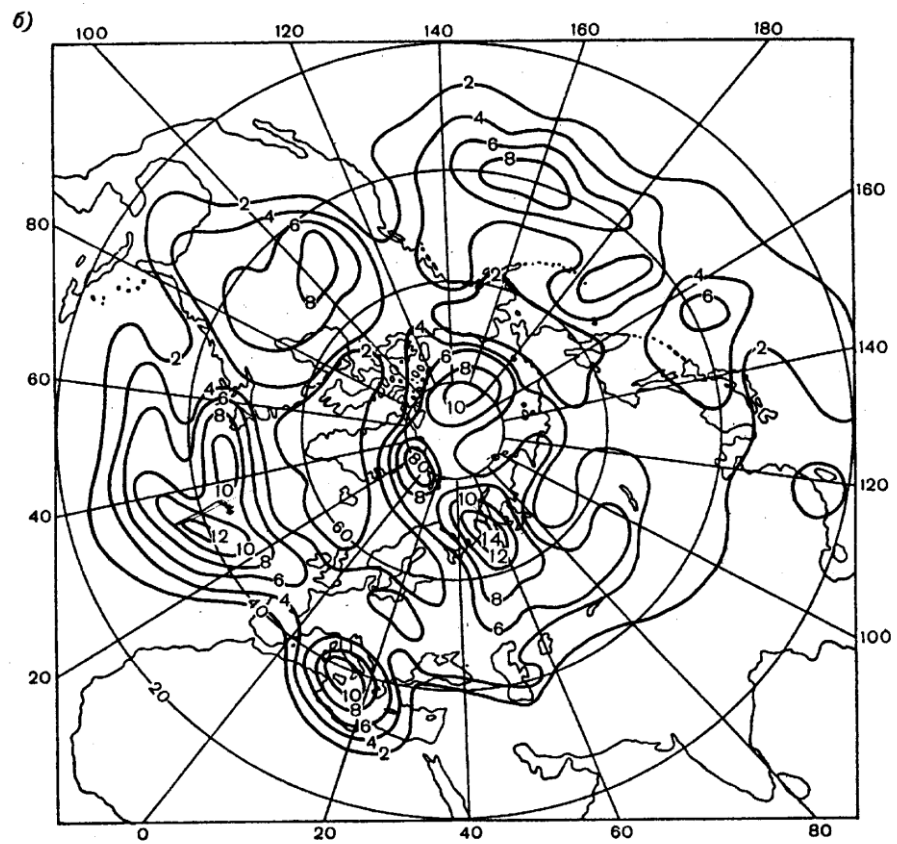
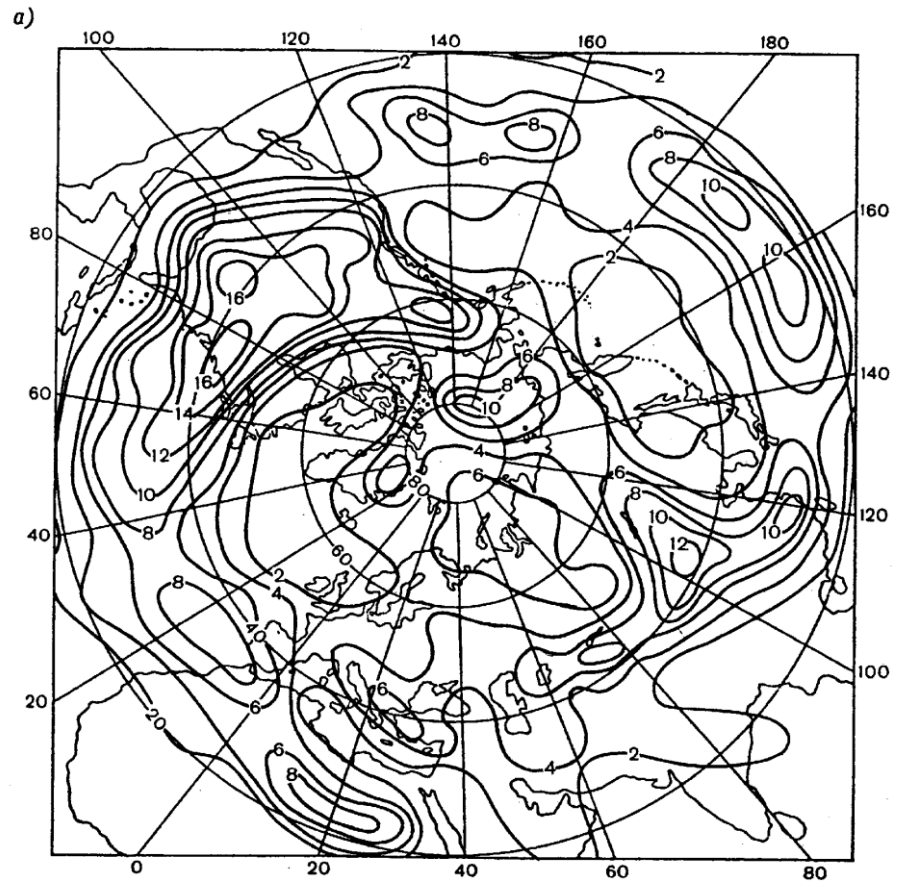


Рис. 1.2. Повторюваність (%) рухомих циклонів. Липень. Північна півкуля [11]

Оскільки рухомі антициклони утворюються в області входу висотної фронтальної зони, найбільша повторюваність їх *узимку* зафіксована на материках Північної Америки та Азії, тобто на схід від районів, де виявляється активна циклонічна діяльність (рис. 1.3а).



а) січень; б) липень

Рис. 1.3. Повторюваність (%) рухомих антициклонів [11]

Вона розповсюджується й на прилеглі частини океанів. Цей факт пояснюється тим, що антициклони взагалі не виникають над океанами, а розвиваються у тилувій частині циклонів при переміщенні з материків на океани. Частинні максимуми повторюваності антициклонів виявляються над Східною Європою і Балканами, Західним Сибіром та на півночі Африки.

У протилежність циклонам, які мають тенденцію відхилятися на північ (у напрямку збільшення відхиляючої дії обертання Землі), антициклони, переміщуючись під дією переважного західного переносу, мають тенденцію відхилятися на південь. Через це у липні антициклони часто виникають над океанами у субтропіках (рис. 1.3б). Збільшення повторюваності рухомих антициклонів, крім того, можна спостерігати над морями Арктичного басейну та районами континентів, прилеглих до нього, а також Середземномор'я.

Особливості процесів цикло- та антициклогенезу, які описані вище, обумовлюють особливості структури поля тиску біля земної поверхні.

1.2.2 Центри дії атмосфери північної частини Тихого океану

Погоду та клімат північної частини Тихого океану та прилеглих областей Північноамериканського й Азіатського континентів у значній мірі визначає атмосферна циркуляція над океаном, яка складається з областей низького та високого тиску. Центр циклонічної системи низького тиску розташовується в середньому за рік на півночі Беренгова моря, північніше Алеутських островів, тому він і отримав назву алеутського мінімуму. Середня довгота центру близька до 180° сх.д.

Південніше, в районі Гавайських островів, розташований центр антициклональної системи високого тиску, що має назву північнотихоокеанського або гонолулського максимуму тиску. Оскільки він в

середньому за рік знаходиться поблизу адміністративного центру Гавайських островів – Гонолулу.

Сезонна динаміка центрів дії атмосфери в північній частині Тихого океану раніше вже розглядалася в ряді робіт. В табл. 1.1 і 1.2 представлені середні багаторічні значення тиску в центрі та координат центрів дії атмосфери за даними (РГГМУ), і даними, отриманими Д.І. Стехновській (I), А.І. Соркін (II) і Д.І. Стехновській і А.П. Цветкової (III) [10].

При аналізі табл. 1.1 і 1.2 звертає на себе увагу перш за все те, що за даними РГГМУ тиск в центрі алеутської депресії трохи нижче, ніж за даними інших авторів, а в центрі гонолульського максимуму – вище. Такий характер відмінності між даними спостерігається для обох центрів практично протягом усього року. Цей результат з урахуванням того, що інтерполяція у вузли сіткової області завжди пов'язана з деяким згладжуванням характеристик, тому значення характеристик центрів дії досить добре відображають їх реальні значення. Середні за рік значення координат центрів дії атмосфери в різних авторів близькі між собою, хоча за даними РГГМУ, алеутська депресія розташована трохи південніше, а гонолульський максимум дещо північніше та західніше порівняно з даними інших авторів (табл. 1.3.).

Якщо розглядати зміни характеристик центрів дії атмосфери за кожен місяць, то результати порівняння виявляється дещо гірше, особливо для алеутської депресії.

Відмінний збіг в сезонному ході між даними РГГМУ і даними інших авторів, також як і їх даних між собою, спостерігається тільки для зміни тиску в центрах дії атмосфери. При цьому дані РГГМУ найбільш близькі до даних Д.І. Стехновській і А.П. Цветкової. Непогано збігається й сезонна динаміка положення гонолульського максимуму тиску за даними РГГМУ і даними вище згаданих авторів. У той же час динаміка положення алеутського мінімуму тиску погано узгоджується між собою у всіх авторів, особливо за довготою.

Таблиця 1.1 – Середнє багаторічне значення тиску P і координат алеутського мінімуму тиску. За даними різних джерел [10]

Місяці	P гПа				φ° півн.ш.				λ° сх.д.			
	[I]	[II]	[III]	РГГМУ	[I]	[II]	[III]	РГГМУ	[I]	[II]	[III]	РГГМУ
Січень	998,4	996,6	997	995,5	50	49	50,5	51,3	181	178	182,5	183,4
Лютий	999,3	998,6	998	996,3	49	51	50	51,1	181	180	180	185,5
Березень	1002,3	1004,0	1002,8	1001,3	51	50	50	53,1	173	172	168	185,7
Квітень	1004,9	1007,5	1006,5	1004,4	54	55	54,5	55,1	181	187	166,5	186,5
Травень	1007,6	1007,8	1006,8	1005,7	54	54	54,5	53,4	181	172	188	178,0
Червень	1010,8	1011,5	1011,2	1006,8	59	54	58	51,7	191	171	180	168,6
Липень	(1010,4)	(1009,0)	1008,9	1006,5	(60)	(56)	59	51,0	(183)	(169)	173	154,7
Серпень	1010,0	1006,5	1008,7	1006,9	61	58	59	55,3	175	166	173	167,0
Вересень	1006,2	1000,8	1007,6	1005,3	58	57	59	58,1	184	167	197	193,4
Жовтень	1002,3	999,4	1002,1	1000,5	57	55	58	57,5	187	156	204	201,3
Листопад	1000,4	1000,6	998,8	998,4	54	56	55,5	55,6	183	168	207	193,0
Грудень	999,4	998,6	999,1	996,0	52	58	52,5	53,1	186	181	176,5	185,7
Середнє	1004,3	1003,4	1004,0	1002,0	54,9	54,4	55,0	53,9	182,2	172,2	183,0	181,9

Таблиця 1.2 – Середнє багаторічне значення тиску P і координат гонолульського максимуму тиску. За даними різних джерел [10]

Місяці	P гПа				φ ° півн.ш.				λ ° сх.д.			
	[I]	[II]	[III]	РГГМУ	[I]	[II]	[III]	РГГМУ	[I]	[II]	[III]	РГГМУ
Січень	1021,3	1021,4	1022,2	1023,3	30	31	32,5	34,0	210	226	230	224,7
Лютий	1021,5	1021,6	1021,0	1022,3	29'	31	32	32,6	214	225	227	216,5
Березень	1022,3	1023,2	1023,2	1023,9	34	32	32,5	33,0	218	226	221	211,0
Квітень	1021,1	1021,4	1023,5	1024,5	34	31	32,5	33,2	215	209	217	205,7
Травень	1020,9	1023,1	1023,5	1024,1	35	32	33	33,9	216	212	216	212,2
Червень	1023,3	1023,5	1024,2	1024,3	36	34	34	35,2	218	216	214	215,3
Липень	1025,8	1027,2	1027,5	1026,5	39	37	37,5	38,3	213	210	213	209,2
Серпень	1024,2	1026,6	1026,0	1025,4	38	37	38	38,3	214	215	214	209,3
Вересень	1022,0	1023,7	1022,0	1023,1	37	37	36	36,9	216	216	216	212,9
Жовтень	1020,3	1022,0	1021,5	1022,0	34	32	32,5	34,7	214	222	219	206,4
Листопад	1020,4	1021,6	1022,3	1022,7	32	32	31,5	33,7	218	226	222	216,6
Грудень	1021,4	1021,2	1022,5	1023,5	31	29	31	34,8	218	227	225	224,4
Середнє	1022,0	1023,0	1023,3	1023,8	34,1	32,9	33,6	34,9	215,3	219,2	219,5	213,7

Таблиця 1.3 – Кореляційні матриці сезонного ходу характеристик Північнотихоокеанський центрів дії, визначених різними авторами (95% = ± 0.53) [10]

	Алеутський мінімум				Гонолульський максимум			
	Р гПа							
	[I]	[II]	[III]	РГГМУ	[I]	[II]	[III]	РГГМУ
[I]	1	0,89	0,97	0,97	1	0,90	0,88	0,84
[II]		1	0,88	0,87		1	0,87	0,79
[III]			1	0,98			1	0,97
φ°								
[I]	1	0,67	0,97	0,35	1	0,86	0,86	0,80
[II]		1	0,73	0,52		1	0,95	0,85
[III]			1	0,49			1	0,91
λ°								
[I]	1	-0,13	0,43	0,09	1	0,13	-0,24	-0,01
[II]		1	-0,60	-0,06		1	0,82	0,65
[III]			1	0,57			1	0,73

Тим не менше, дані РГГМУ мають значиму кореляцію з даними Д.І. Стехновській і А.П. Цветкової. Найбільші відмінності від інших в положенні центрів дії атмосфери мають дані А.І. Сорокіної.

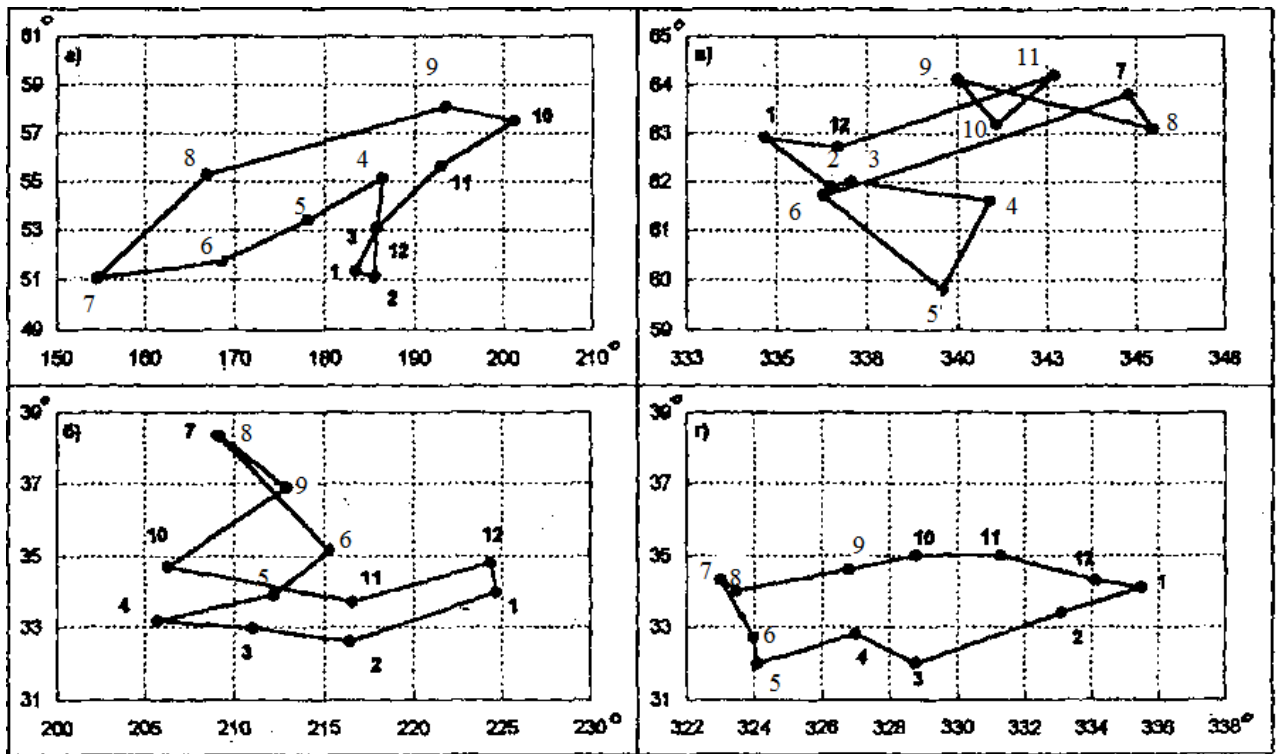
З урахуванням того, що дані РГГМУ більш чітко відображають мінімальне тиск в алеутській депресії і максимальне – в гонолульському антициклоні, досить близькими до даних Д.І. Стехновського і А.П. Цветкової, заслуговує найбільшій довіри, а також визначені за більш тривалий період осереднення, є всі підстави вважати отримані РГГМУ характеристики центрів дії атмосфери в північній частині Тихого океану близькі до реальних і їх можна використовувати в подальших дослідженнях.

Розглядаючи зміни розташування центрів дії атмосфери, які для кращої наочності наведено на рис. 1.4, можна відзначити, що найпівнічне положення алеутська депресія займає в осінній період (вересень-жовтень), а найбільш південне взимку (січень-лютий) і влітку (червень-липень). На рис. 1.4 для

порівняння наведена і сезонна динаміка положення центрів дії в Північній Атлантиці.

Зміна положення центру ісландської депресії протягом року помітно відрізняється від змін положення алеутської депресії, однак найпівнічніше положення обидві депресії займають восени. На відміну від алеутської, найпівденніше положення ісландська депресія займає не в січні-лютому, а в травні-червні. У змінах положення циклонічних центрів за довготою відмінності ще більші. Алеутська депресія найзахідніше положення займає влітку, а найсхідніше восени. Ісландський ж мінімум тиску в літній період займає, навпаки, найсхідніше положення і зберігає його восени, а західніше - в зимовий період. Найсхідніше положення гонолульській максимум тиску, як і азорський, займає взимку (грудень-січень). Але в найзахіднішому положенні Північнотихоокеанський антициклон перебуває в перехідні періоди (квітень і жовтень), а азорський максимум в літній період (липень-серпень).

Серед відмінностей можна відзначити значно більш південне середнє положення алеутської депресії в порівнянні з ісландською, що пов'язано з більш північним розташуванням фронтальної зони в Північній Атлантиці в порівнянні з північною частиною Тихого океану. Причини цього лежать у тому, що Північна Атлантика досить вільно пов'язана з Арктикою як щодо водообміну, так і в більш значному перенесенні повітряних мас. Необхідно вказати на значно більші за величиною просторові міграції обох Північнотихоокеанських центрів дії атмосфери в порівнянні з Північноатлантичних. Амплітуди сезонних коливань центрів дії атмосфери на півночі Тихого океану помітно більше (рис. 1.4) як за широтою, так і за довготою. Це пов'язано, мабуть, зі значно більшими просторовими масштабами північній частині Тихого океану в порівнянні з Північною Атлантикою.



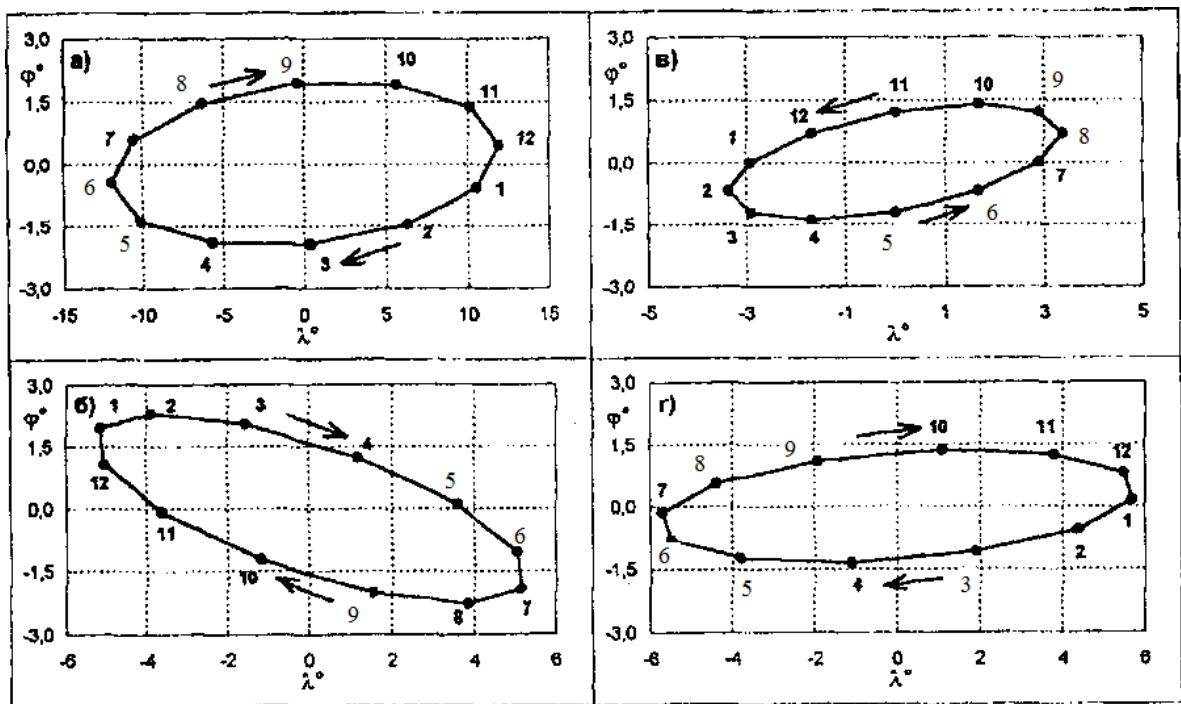
(а) - алеутський мінімум, (б) - гонолульський максимум,
 (в) - ісландський мінімум, (г) - азорський максимум.

Рис. 1.4. Траєкторії руху центрів дії атмосфери протягом року [10]

Нарешті, слід зазначити і те, що гонолульський антициклон розташований помітно східніше алеутського мінімуму тиску, а азорський антициклон розташовується, навпаки, на захід ісландського мінімуму тиску. У Північній Атлантиці обидва центри дії в зимовий період розташовуються практично на одному меридіані, а потім розходяться в різні боки. У північній частині Тихого океану центр гонолульського максимуму завжди розташований помітно східніше центру алеутської депресії, а на найбільш близьких до один одного меридіанах ці центри дії атмосфери розташовуються в жовтні та квітні.

Звертає на себе увагу і те, що в сезонних змінах характеристик центрів дії атмосфери в північній частині Тихого океану поряд з річною складовою дуже помітна піврічна хвиля. У табл. 1.4 наведені значення амплітуд і фаз річний і піврічний хвиль в характеристиках центрів дії атмосфери та

розраховані значення першої й другої гармонік на кожен місяць. Як впливає з табл. 1.4, у гонолульського максимуму тиску амплітуда піврічної гармоніки близька до річної, а у алеутської депресії вона перевершує амплітуду річної гармоніки. У сезонних змінах тиску в центрах піврічна варіація виражена слабкіше, особливо в алеутському мінімумі тиску. Цікаво було зіставити еліпси руху тихоокеанських і північноатлантичних центрів дії атмосфери (рис. 1.5 і 1.6).

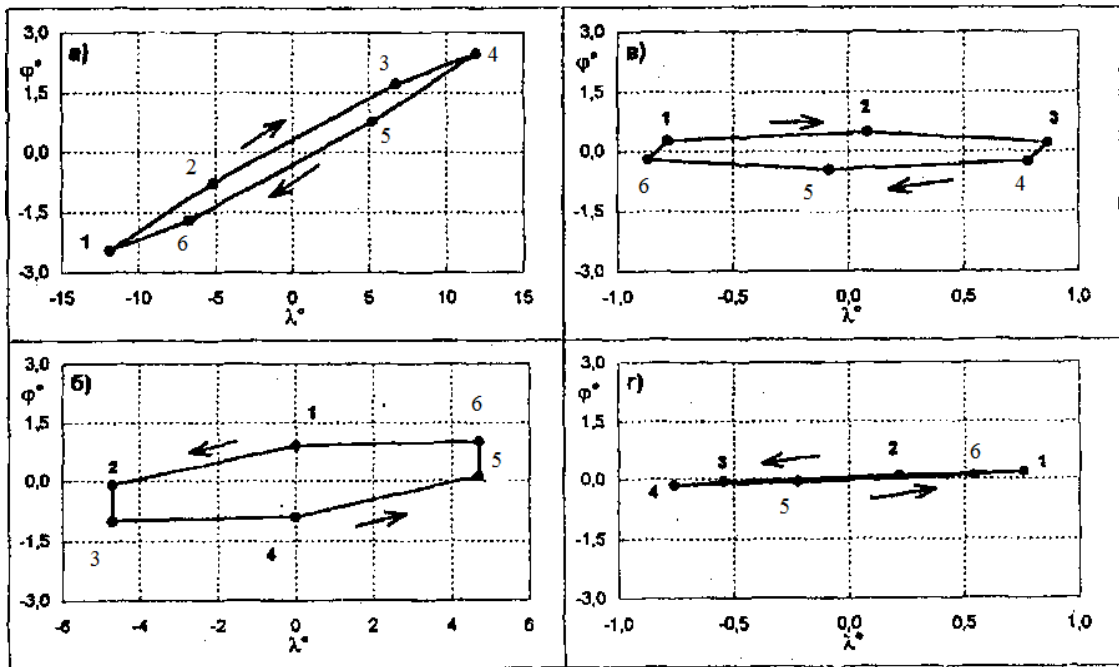


(а) - алеутський мінімум, (б) - гонолульський максимум,
(в) - ісландський мінімум, (г) - азорський максимум.

Рис. 1.5. Еліпси руху центрів дії атмосфери в річній хвилі в північній частині Тихого океану і Північній Атлантиці [10]

Поряд із зазначеними нами раніше масштабами переміщення, які помітно більше у тихоокеанських центрів дії, звертає на себе увагу різноспрямований рух алеутського та ісландського мінімумів тиску. На відміну від двох інших центрів дії атмосфери ісландська депресія у річній хвилі (рис. 1.5) переміщується проти годинникової стрілки. Цікаво також те, що в річній хвилі центри дії атмосфери як в північній частині Тихого океану, так і в Північній Атлантиці максимально зближуються в зимовий період,

тобто опинитися в цей час на найбільш близьких один одному меридіанах. У літній же період вони найбільше віддаленні один від одного. Можливо саме з цим пов'язаний і зворотній характер руху річної хвилі в ісландській депресії, яка на відміну від алеутської розташована на схід свого максимуму тиску. У піврічній хвилі (рис. 1.6) переміщення депресій в обох океанах відбувається за годинниковою стрілкою, а антициклонів проти годинникової стрілки. При цьому в своєму русі по орбітах в піврічній хвилі ісландський мінімум тиску дещо випереджає алеутський, а гонолульський максимум тиску дещо випереджає азорський.



(а) - алеутський мінімум, (б) - гонолульський максимум,
(в) - ісландський мінімум, (г) - азорський максимум.

Рис. 1.6. Еліпси руху центрів дії атмосфери в піврічній хвилі в північній частині Тихого океану і Північній Атлантиці [10]

Сезонні зміни різниці тиску між центрами алеутської депресії і гонолульського антициклону дуже близько збігаються з відповідними змінами різниці тиску між центрами дії в Північній Атлантиці (рис. 1.7). Максимальна ця різниця в грудні-лютому й мінімальна в травні-червні.

Таблиця 1.4 – Результати гармонічного аналізу сезонного ходу центрів дії атмосфери Тихого океана [10]

Хар-ка	Алеутський мінімум						Гонолульський максимум					
	Р Гпа		φ°		λ°		Р гПа		φ°		λ°	
№	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Амплітуд	6,0	1,0	2,0	2,5	11,9	11,9	1,3	0,7	2,3	1,1	5,3	5,4
Фаза $^\circ$	199	214	283	227	2	236	185	61	242	84	17	30
Січень	-5,86	-0,88	-0,6	-2,5	10,5	-11,9	-1,1	0,7	-1,9	1,0	5,1	4,7
Лютий	-4,51	-0,08	-1,5	-0,8	6,3	-5,2	-0,7	0,4	-2,3	0,9	3,9	0,0
Березень	-1,94	0,80	-1,9	1,7	0,4	6,7	-0,1	-0,3	-2,0	-0,1	1,5	-4,7
Квітень	1,14	0,88	-1,9	2,5	-5,6	11,9	0,5	-0,7	-1,2	-1,0	-1,2	-4,7
Травень	3,92	0,08	-1,4	0,8	-10,1	5,2	1,0	-0,4	-од	-0,9	-3,6	0,0
Червень	5,65	-0,80	-0,4	-1,7	-11,9	-6,7	1,3	0,3	1,1	0,1	-5,0	4,7
Липень	5,86	-0,88	0,6	-2,5	-10,5	-11,9	1,1	0,7	1,9	1,0	-5,1	4,7
Серпень	4,51	-0,08	1,5	-0,8	-6,3	-5,2	0,7	0,4	2,3	0,9	-3,9	0,0
Вересень	1,94	0,80	1,9	1,7	-0,4	6,7	0,1	-0,3	2,0	-0,1	-1,5	-4,7
Жовтень	-1,14	0,88	1,9	2,5	5,6	11,9	-0,5	-0,7	1,2	-1,0	-1,2	-4,7
Листопад	-3,92	0,08	1,4	0,8	10,1	5,2	-1,0	-0,4	0,1	-0,9	3,6	0,0
Грудень	-5,65	-0,80	0,4	-1,7	11,9	-6,7	-1,3	0,3	0,8	-1,1	5,0	4,7

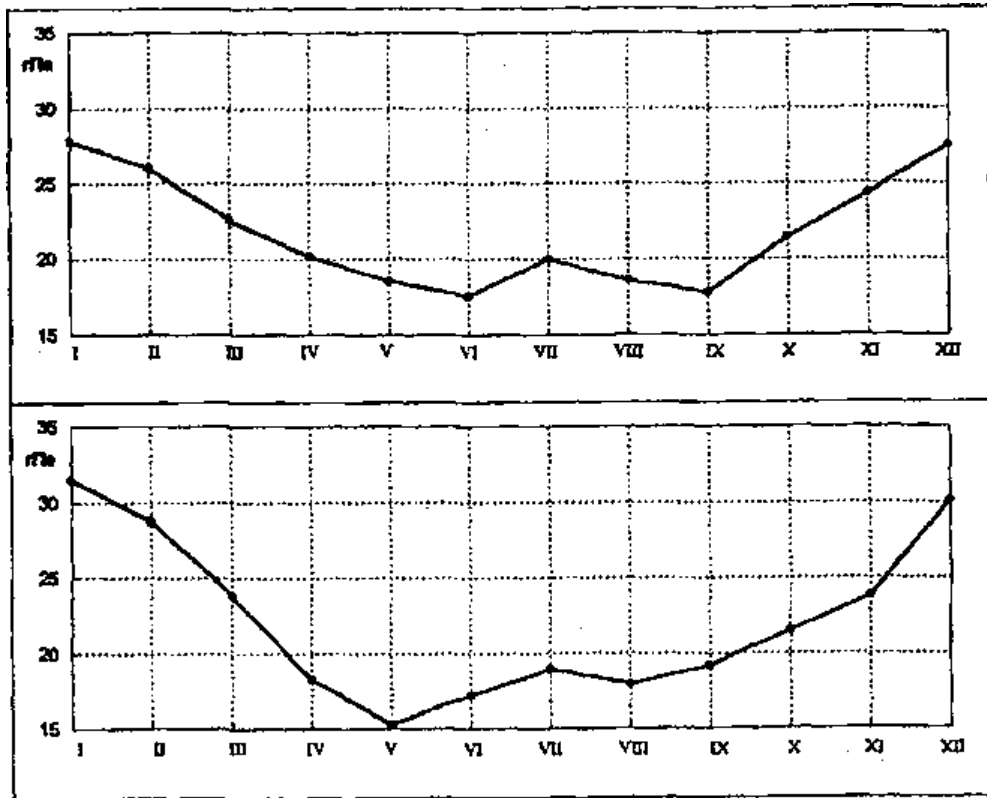


Рис. 1.7. Сезонні зміни різниці тиску між центрами дії атмосфери в північній частині Тихого океану (а) і в Північній Атлантиці (б) [10]

У липні в обох океанах відзначається другий слабкий максимум різниці тиску між центрами дії атмосфери. Таким чином, як і в Північній Атлантиці, найбільш виражені меридіональні градієнти тиску в помірних широтах північної частини Тихого океану спостерігаються взимку, в грудні-лютому.

Однак з урахуванням меншої величини різниці тиску між центрами дії атмосфери та великих відстаней між ними, меридіональний градієнт тиску в північній частині Тихого океану менший, ніж у Північній Атлантиці. Це дозволяє стверджувати про менш інтенсивний західний перенос повітряних мас в північній частині Тихого океану в порівнянні з Північною Атлантикою.

2 СТРУКТУРА ПОЛІВ ПРИЗЕМНОГО АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ НАД ПІВНІЧНОЮ АКВАТОРІЄЮ ТИХОГО ОКЕАНУ

2.1 Характеристика вихідних даних

В якості вихідної інформації використовувалися дані реаналіза ERA-40. Дослідження були проведені ECMWF, працюючої при співпраці з великою кількістю інститутів. Отримані дані досліджень ECMWF, були доповнені та зібрані, в основному Американським Національним Центром Атмосферних Досліджень (NCAR), Національними Центрами Прогнозів Навколишнього Середовища (NCEP) та іншими організаціями.

Глобальна система спостережень ECMWF ERA-40 значно змінювалася за період з 1957 по 2014 рік. Якість вимірювань, колись існуючих спостережень з наземних станцій й кораблів за записами радіозондів і пілотованих куль, покращилися за цей період, але географічне та тимчасове покриття скоротилося. Завдяки іншим, новим типам спостережень, введеним протягом цього періоду, було компенсоване скорочення покриття радіозонда станцій. Ключовим роком був 1979, який показав значне збільшення числа авіаспостережень, проведених інструментами VTPR орбітальних супутників. Вимірювання параметрів вітру та висот изобаричних поверхонь проводиться геостаціонарними супутниками та водними буями.

Дані ERA-40 доступні через [12]:

- публічний Інтернет, що включає набір даних у вузлах регулярної сітки точок $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, на ECMWF (<http://data.ecmwf.int/data>);
- пряме звернення в Метеорологічний Архів ECMWF і систему передачі даних, користувачам з авторизованих інститутів і співробітників ECMWF;
- Служба даних ECMWF (<http://www.ecmwf.int/products/data>).

При дослідженні особливостей циркуляційних атмосферних процесів над північною акваторією Тихого океану були використані дані реаналіза ERA-40 середньомісячних значень приземного атмосферного тиску та температури в вузлах регулярної сітки точок $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, в секторі, обмеженому широтно від 20° півн.ш. до 70° півн.ш. і меридіанально від 160° сх.д. до 120° зах.д., за період 1979 - 2014 рр. [12].

2.2 Методи дослідження статистичної структури полів приземного тиску

Рішення ряду задач сучасної метеорології потребує знання статистичної структури метеорологічних полів, таких як полів температури, опадів, вологості, тиску і інш.

Сукупність m метеорологічних полів, з певними межами термінів вимірювання, можна представити у вигляді матриці порядку $n \times m$ (у нашому випадку поля температури):

$$X = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1j} & \dots & x_{1m} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2j} & \dots & x_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{i1} & x_{i2} & \dots & x_{ij} & \dots & x_{im} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{nj} & \dots & x_{nm} \end{pmatrix}. \quad (2.1)$$

Матриця (2.1) містить великий об'єм інформації. Її стовпці є відповідними метеорологічними об'єктами (міститься інформація про n таких об'єктів) [13]. Рядками матриці є часові ряди відповідної метеорологічної величини. Таке матричне зображення метеорологічних об'єктів є дуже

$$\Delta x_{ij} = x_{ij} - \bar{x}_i . \quad (2.5)$$

Операція, яка проведена над матрицею (2.1), називається операцією центрування. Тоді матриця коваріації (K_x) визначається таким матричним рівнянням:

$$K_x = \frac{1}{m} \Delta X \Delta X' . \quad (2.6)$$

Ця матриця має таку структуру:

$$K_x = \begin{pmatrix} \sigma_1^2 K_{12} \dots K_{1j} \dots K_{1n} \\ K_{21} \sigma_2^2 \dots K_{2j} \dots K_{2n} \\ \dots \dots \dots \\ K_{i1} K_{i2} \dots K_{ij} \dots K_{in} \\ \dots \dots \dots \\ K_{n1} K_{n2} \dots K_{nj} \dots \sigma_n^2 \end{pmatrix} . \quad (2.7)$$

Елементи матриці (2.7) розраховуються по формулах:

$$\sigma_i^2 = \frac{1}{m} \sum_{s=1}^m \Delta x_{is}^2 , \quad (2.8)$$

$$K_{ij} = \frac{1}{m} \sum_{s=1}^m \Delta x_{is} \Delta x_{js} . \quad (2.9)$$

З формул (2.8) і (2.9) видно, що на головній діагоналі матриці (2.7) розташовані дисперсії метеорологічних величин. Порядковий номер дисперсії на діагоналі відповідає номеру метеорологічної станції, якщо це стосується метеорологічного поля, номеру стандартної висоти, якщо досліджуються вертикальні профілі метеорологічних величин або номеру предиктора, якщо досліджуються статистичні особливості системи

предикторів при побудові моделі прогнозу. Решта елементів матриці (2.7) – відповідні коваріації.

2.3 Поля середніх значень та мінливості

Як відомо, закономірності сезонних змін циркуляції атмосфери пов'язані з нерівномірним надходженням сонячної радіації. Особливо це проявляється у північній півкулі, де великі простори займають континенти: відносне охолодження материків взимку та нагрівання їх влітку спричиняють сезонні особливості поля тиску. Завдяки сезонним змінам притоку сонячної радіації відбувається загальне зміщення планетарних зон тиску до полюсу влітку відповідної півкулі і до екватора – взимку.

Погоду і клімат північної частини Тихого океану та прилеглих областей у значній мірі визначає атмосферна циркуляція над океаном, яка складається з областей низького та високого тиску. Загалом треба відмітити, що центр циклонічної системи низького тиску розташовується у середньому за рік на півночі Беренгова моря, північніше Алеутських островів, тому він і отримав назву алеутського мінімуму. Південніше, в районі Гавайських островів, розташований центр антициклональної системи високого тиску, що має назву північнотихоокеанського або гонолулського максимуму тиску.

В якості прикладу на рис. 2.1-2.4 представлені поля середніх значень приземного атмосферного тиску для центральних місяців сезонів осереднених за останнє 35-ти р'ячча, розглянемо їх основні особливості.

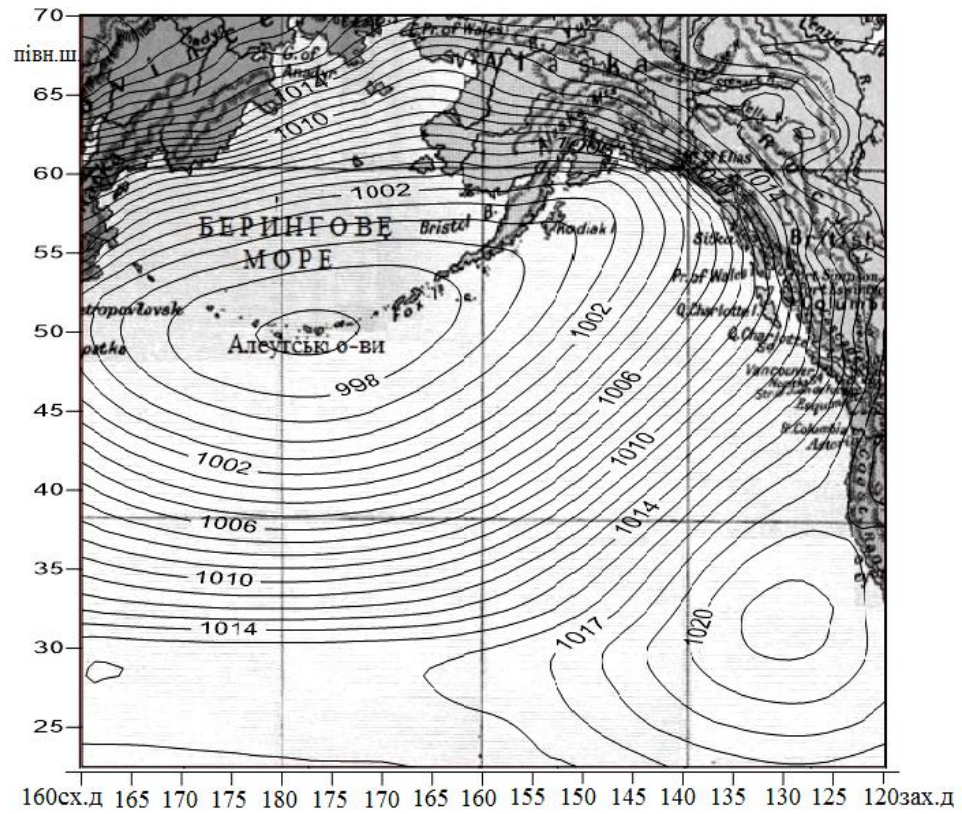


Рис. 2.1. Поле середніх значень приземного атмосферного тиску, січень

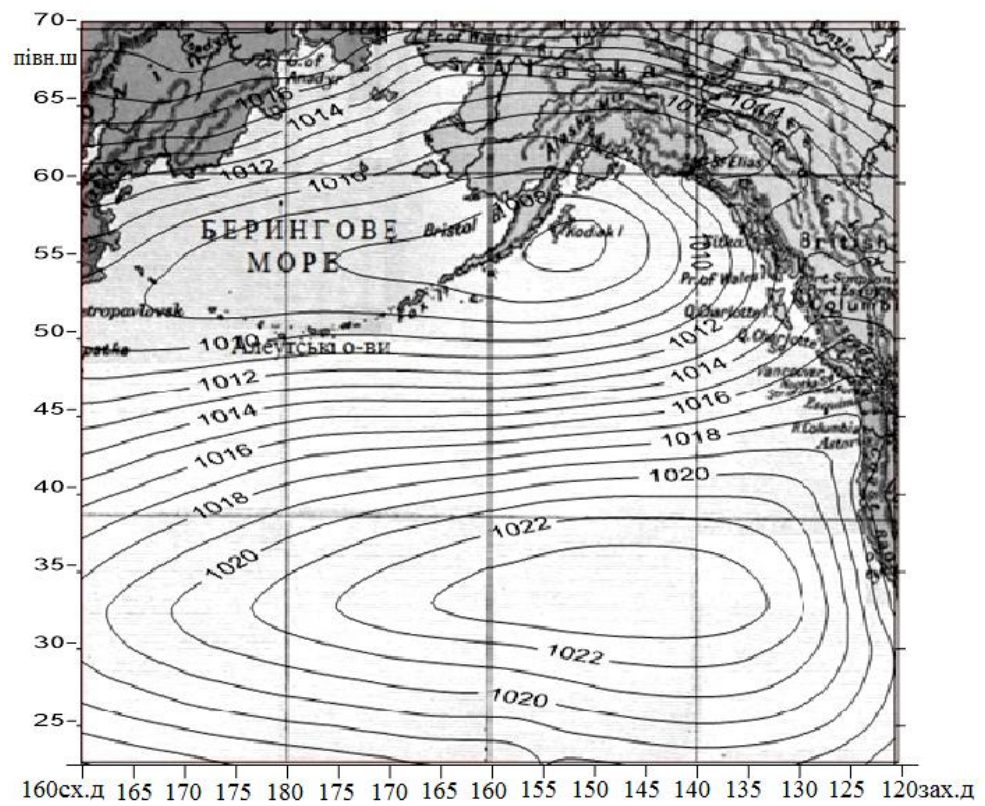


Рис. 2.2. Поле середніх значень приземного атмосферного тиску, квітень

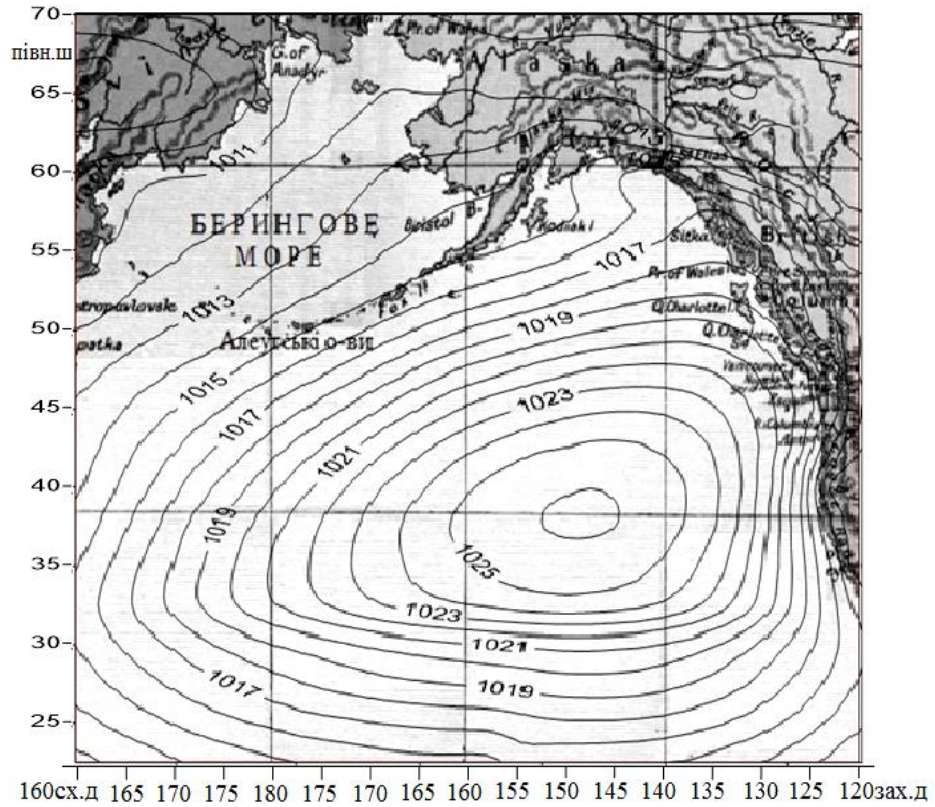


Рис. 2.3. Поле середніх значень приземного атмосферного тиску, липень

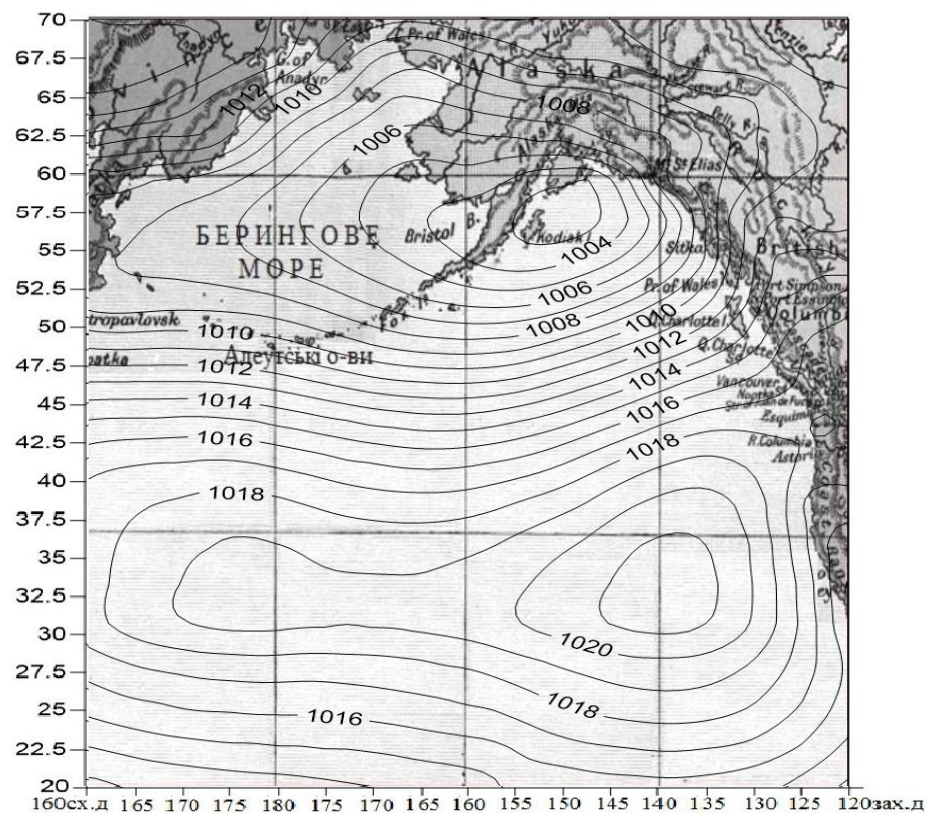


Рис. 2.4. Поле середніх значень приземного атмосферного тиску, жовтень

У зимовий період (рис. 2.1) помірних широт вказаного регіону спостерігається обширна область низького тиску (алеутський мінімум), центр якої розташовується на 50° півн.ш та 180° сх.д., з тиском у центрі 997 гПа. Вона виникає над більш теплими у цей час океаном. У південно – західній частині регіону розташовується область високого тиску з тиском у центрі 1021 гПа .

Субтропічний антициклон над Тихим океаном посилюється восени (рис. 2.2) і досягає максимального розвитку у літні місяці (рис.2.3) з центром на 37° півн.ш. та 150° зах.д (замкнута ізобара 1026 гПа). Влітку (рис. 2.3) циклонічний центр зміщується у північно-східному напрямку й майже зникає у цьому районі. Восени (рис. 2.4) субтропічний антициклон над Тихим океаном знову послаблюється і зміщується на південь регіону.

Зміна положення циклонічного центру за довготою ще більша: найбільш західне положення займає у перехідні сезони (квітень, жовтень), а найбільш східне – у липні (рис. 2.3). Влітку він майже зникає у цьому районі [14].

Розглядаючи зміни переміщення центрів дії атмосфери для інших місяців року, які для кращої наочності наведені на рис. 2.5 та 2.6, можна відзначити, що найбільш північне положення Алеутська депресія займає в літній сезон (липень - серпень) на відміну від попередніх досліджень [10], а найбільш південне - взимку (січень - лютий). Також на рис. 2.5 видно, що мінімальний тиск в циклонічному вихорі спостерігається взимку (грудень - лютий), а максимально високий – на початку літнього періоду (травень - червень).

В Гонолульському антициклоні (рис. 2.6) мінімум тиску спостерігається у лютому й жовтні, а максимум – у липні. Другий, більш слабкий максимум у змінах тиску в центрі антициклону спостерігається в квітні. Найбільш північне положення Гонолульський максимум займає в червні та вересні, а найбільш південне взимку (грудень – березень).

При цьому необхідно відмітити, що амплітуда коливання в антициклональному центрі (5.2 гПа) значно поступається за величиною розмаху змін тиску в сезонному ході Алеутської депресії (13 гПа).

У змінах розташування центрів дії за довготою коливання ще більші. Алеутська депресія (рис. 2.5) найменш східне положення займає влітку (червень – липень), а західне – восені (жовтень – листопад). Найбільш східне положення Гонолульський максимум тиску займає взимку (грудень – лютий) (рис. 2.6), а найзахіднішому положенні Північнотихоокеанський антициклон перебуває в осінній період (квітень) та літній сезон (червень – липень) на відміну від попередніх досліджень [10] проведених за період 1900 - 1995 рр.

Представлені поля середніх значень приземного атмосферного тиску відображають особливості найбільш переважаючих великомасштабних процесів. Як відомо, операція осереднення представляє собою операцію фільтрації за допомогою фільтра з високими фільтруючими якостями, які у більшій мірі залежать від періоду згладжування.

Особливості мінливості полів приземного атмосферного тиску у різних областях розглядаємого регіону обумовлені виникненням та розвитком атмосферних вихорів.

Осереднений характер цих флуктуацій висвітлюють поля середніх квадратичних відхилень. В якості прикладу на рис. 2.7, 2.8 представлені поля середніх квадратичних відхилень приземного атмосферного тиску для центральних місяців основних сезонів.

Видно, що область максимальної мінливості змінює своє розташування у впродовж року. Найбільших значень середніх квадратичних відхилень (8 гПа) вона досягає у зимовий період (рис.2.7) [14].

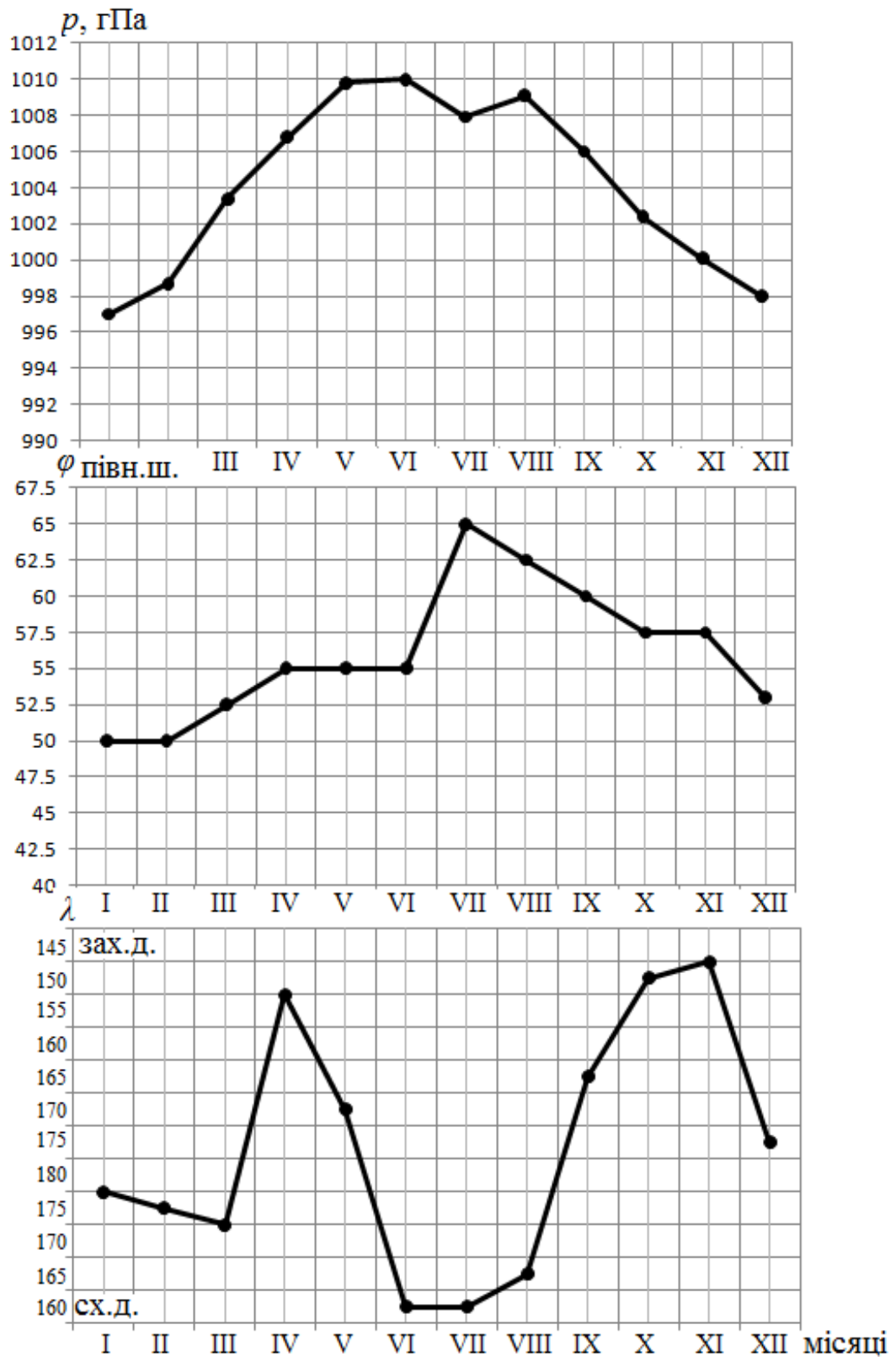


Рис. 2.5. Сезонні зміни тиску в центрі, широти та довготи центру дії атмосфери в північній частині Тихого океану (Алеутської депресії)

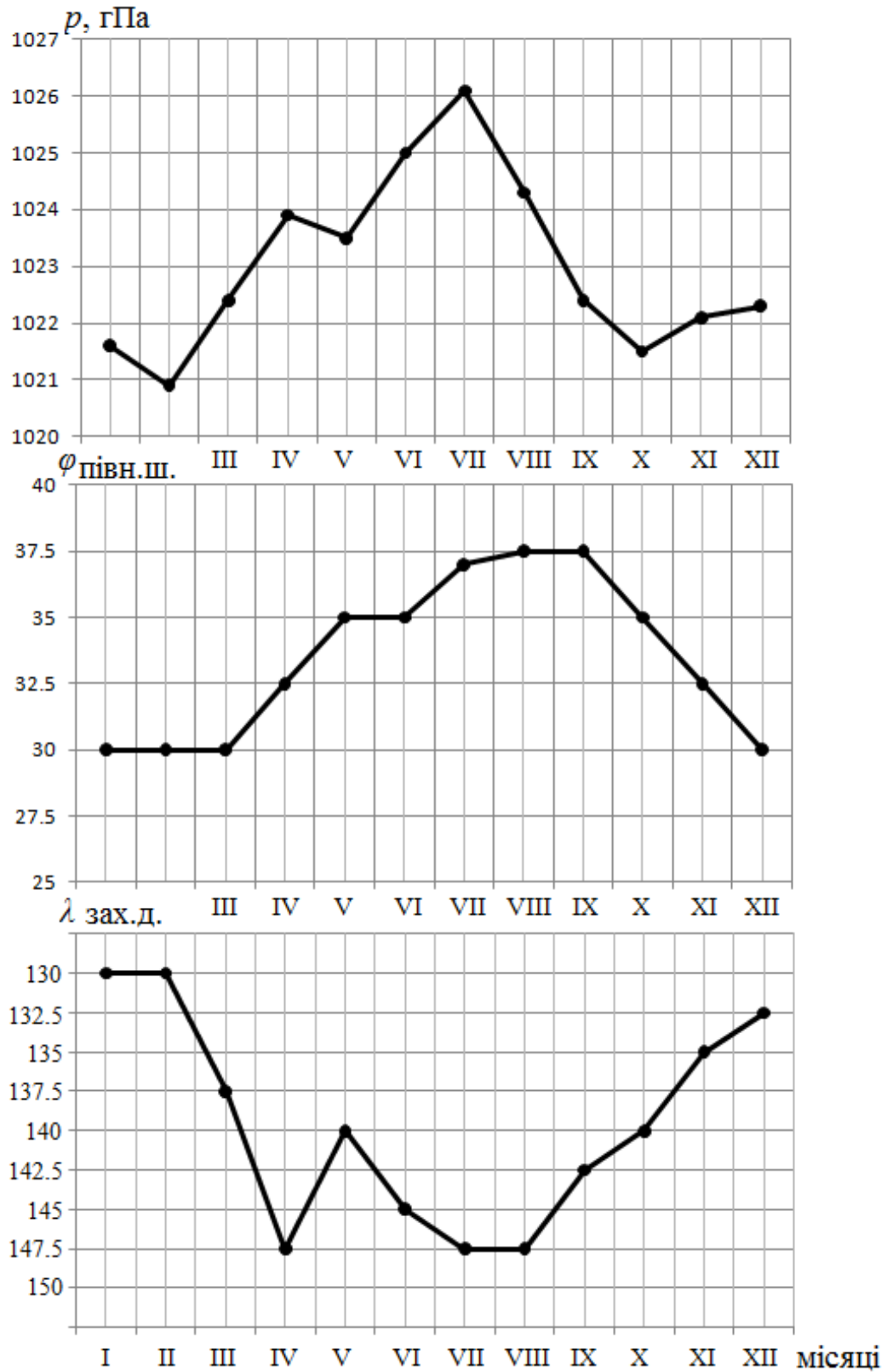


Рис. 2.6. Сезонні зміни тиску в центрі, широти та довготи центру дії атмосфери в північній частині Тихого океану (Гонолульського антициклона)

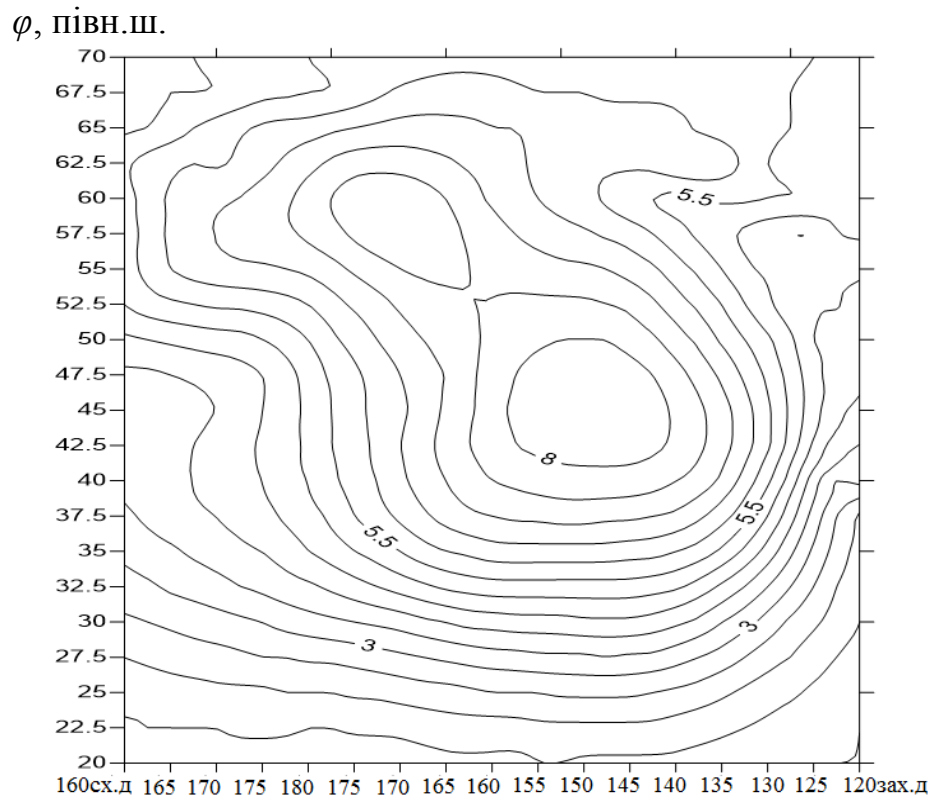


Рис. 2.7. Поле мінливості приземного атмосферного тиску, січень

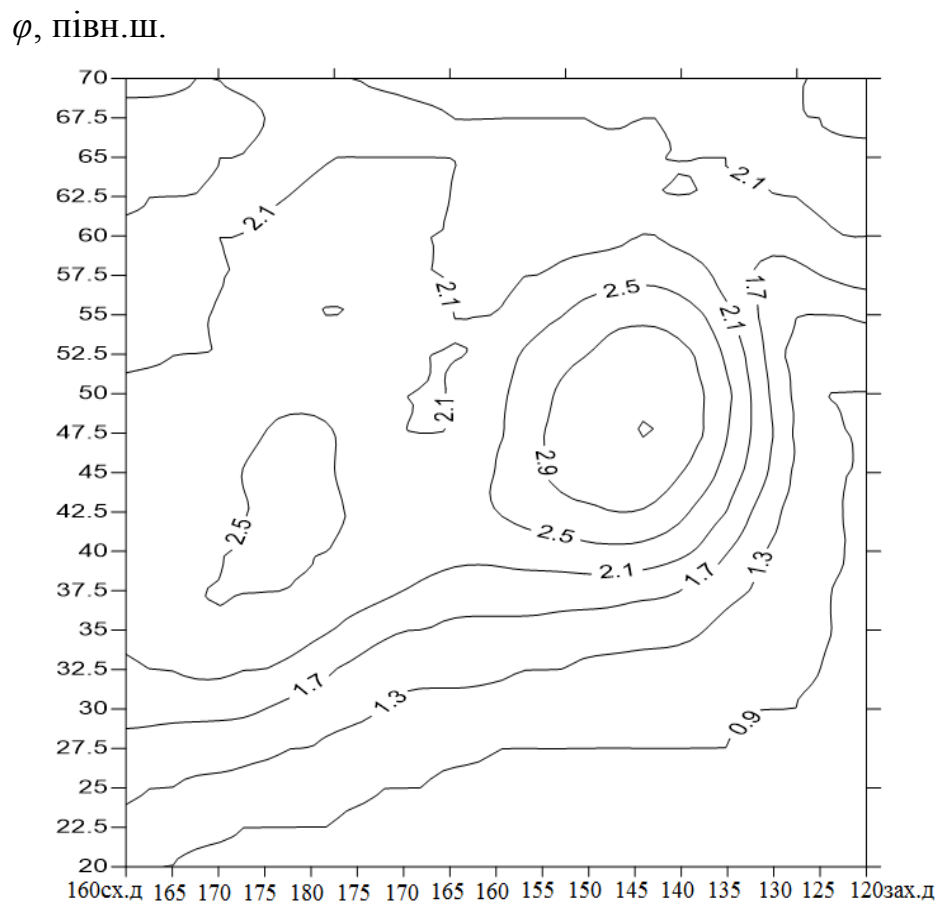


Рис. 2.8. Поле мінливості приземного атмосферного тиску, липень

У квітні положення центру максимальної мінливості зміщується у північному напрямку при цьому спостерігається зменшення, як масштабу її розповсюдження, так і значень середньоквадратичних відхилень. Така мінливість структури поля може бути пов'язана із зміною розташування алеутської депресії, яка теж зміщується у весняний період у північному напрямку.

Найменших значень середні квадратичні відхилення досягають у липні (рис. 2.8), при цьому розташуванням області максимальної мінливості співпадає з антициклональним центром дії атмосфери у цей період.

Восені, значення середніх квадратичних відхилень полів приземного атмосферного тиску знову збільшуються (5,6 гПа) і центр максимальної мінливості знову зміщується у північному напрямку де посилюється у цей період циклонічний центр дії атмосфери.

3 КОМПОНЕНТНИЙ АНАЛІЗ ПОЛІВ ПРИЗЕМНОГО ТИСКУ

3.1 Алгоритм дослідження

Використання статистичних методів при вирішенні метеорологічних задач пов'язано з рядом труднощів, таких як, не підпорядкованість у багатьох випадках метеорологічних величин нормальному закону розподілу, неоднорідність і не ізотропність метеорологічних полів, не стаціонарність випадкових процесів та ін. Ефективним при цьому є такий шлях вирішення, який полягає в тому, що проводиться параметризація складу факторів: у моделі використовуються нові величини, що є лінійними комбінаціями початкових параметрів. Нові фактори повинні бути взаємно некорельованими (ортогональними) і щоб при можливо меншій їх кількості враховувалася значна частина мінливості початкових параметрів. Перерахованим вимогам відповідає компонентний аналіз, який часто в літературі називають методом «емпіричних ортогональних функцій».

Компонентний аналіз застосовується і при вирішенні інших метеорологічних задач. Однією з них є стиснення метеорологічної інформації (значне скорочення кількості інформації при збереженні основного її змісту).

Іншим важливим завданням, є фільтрації метеорологічної інформації. Її суть полягає в наступному. Поля метеорологічних величин, а також інші метеорологічні об'єкти, формуються під дією атмосферних процесів різних масштабів: процесів макромасштабу, синоптичного масштабу, мезомасштаба і процеси ще дрібнішого масштабу. В результаті метеорологічна інформація набуває шумової компоненти, обумовлену дрібномасштабними флуктуаціями, погрішностями вимірювань і первинною обробкою результатів спостережень. Часто з'являється необхідність, залежно від характеру завдання при вивченні явищ погоди, зосередити увагу на найбільш великомасштабних процесах і не враховувати складові, які обумовлені

впливом процесів дрібного масштабу. Для цього також застосовується компонентний аналіз Розглянемо стисло його ідеї [13].

Маємо деяке поле центрованих значень метеорологічної величини ΔX_j :

$$\Delta X_j = \begin{pmatrix} \Delta x_{1j} \\ \Delta x_{2j} \\ \dots \\ \Delta x_{nj} \end{pmatrix}. \quad (3.1)$$

Здійснимо параметризацію цього поля, тобто виразимо поле, яке визначене значеннями метеорологічної величини на безлічі точок простору, за допомогою декількох некорельованих параметрів, лінійно пов'язаних з компонентами випадкового вектора (3.1) і які включають основну інформацію про поле. У основі рішення цієї задачі лежить лінійне ортогональне перетворення початкового поля (3.1) в базисі власних векторів матриці коваріацій (або кореляцій) полів цієї метеорологічної величини. Матричне рівняння повної проблеми власних значень має вигляд:

$$K_X u_i = \lambda_i u_i. \quad (3.2)$$

У цьому рівнянні K_X - n - вимірна матриця коваріації; u_i - i - тий власний вектор; λ_i - відповідні власне значення матриці K_X .

Існує така теорема: власні значення позитивно визначеної, симетричної і дійсної матриці є дійсними, позитивними і простими числами. Оскільки матриця коваріації задовольняє умовам цієї теореми, власні значення мають відмічені в теоремі властивості.

Власні значення розташовуються в порядку їх зменшення

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

Першому власному значенню λ_1 відповідає перший власний вектор

$$u_i = \begin{pmatrix} u_{11} \\ u_{21} \\ \dots \\ u_{n1} \end{pmatrix}, \quad (3.4)$$

другому власному значенню λ_2 - відповідає другий власний вектор і так далі.

Найчастіше власні вектори нормуються: замість векторів $u_i (i = \overline{1, n})$ використовуються власні вектори

$$W_i = \frac{u_i}{|u_i|}. \quad (3.5)$$

Відмічені властивості власних векторів дають можливість розглядати їх як базис n - мірного евклидового простору R^n [13]. Виходячи з цього, проведемо розкладання вектора ΔX , що представляє який-небудь метеорологічний об'єкт, в цьому базисі. Відповідне перетворення має вигляд:

$$W' \Delta X_j = z_j. \quad (3.6)$$

Оскільки базис власних векторів є ортогональним, то компоненти

$z_{ij} (i = \overline{1, n})$ вектора z_j

$$z_j = \begin{pmatrix} z_{1j} \\ z_{2j} \\ \dots \\ z_{ij} \\ \dots \\ z_{nj} \end{pmatrix} \quad (3.7)$$

є лінійно незалежними, а в статистичному сенсі некорельованими.

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, які містяться у ортогональних компонентах $Z_{11}, Z_{12}, Z_{13}, \dots, Z_{1m}$.

Власне значення $\lambda_2 = \sigma_{Z_2}^2$ характеризує властивості процесів меншого масштабу, як і послідовність других ортогональних компонентів $Z_{21}, Z_{22}, Z_{23}, \dots, Z_{2m}$. Таким чином, можна визначити за допомогою формули

$$\eta = \frac{\sum_{i=1}^k \lambda_i}{\sum_{i=1}^n \lambda_i} \quad (3.8)$$

Кількість k ортогональних компонентів, сумарна дисперсія котрих $\sum_{i=1}^k \lambda_i$ ураховує η долю сумарної дисперсії вихідного метеорологічного поля. Ці перші k ортогональних компонентів називають головними компонентами. Саме вони утримують основну інформацію про статистичну структуру полів метеорологічної величини, що досліджується.

Останні $n - k$ ортогональні компоненти характеризують дрібномасштабні збурення та шумову компоненту.

Оскільки головні компоненти отримують шляхом ортогонального перетворення кожного вихідного вектора (поля) відповідним власним вектором, то перші k власні вектори також відбивають впливи відповідних великомасштабних процесів, формуючих метеорологічні поля. Причому перший власний вектор $W_1 = \{W_{s1}\} \quad (s = \overline{1, n})$ характеризує особливості процесів найбільшого масштабу, другий власний вектор $W_2 = \{W_{s2}\} \quad (s = \overline{1, n})$ – меншого масштабу і т.д. Виявленню зазначених особливостей цих процесів допомагає аналіз структури полів цих власних векторів.

3.2 Власні значення та власні вектори матриці коваріації

У розділі 3.1 було відмічено, що власні значення мають сенс дисперсій ортогональних компонент полів приземного тиску. Оскільки сума всіх власних значень дорівнює сумарній дисперсії досліджуваних полів та власні значення упорядковані, а саме, розташовуються у порядку зменшення і характеризуються швидкою сходимістю, то як правило перші з них вичерпують значний відсоток від сумарної дисперсії полів. Саме цей відсоток і відноситься до найбільш великомасштабних циркуляційним атмосферним процесам. Властивості цих процесів висвітлюють ортогональні компоненти полів приземного тиску, які називають головними компонентами. Їх значення отримують шляхом ортогонального перетворення полів приземного тиску власними векторами, які відповідають вказаним вище власним значенням. Тому поля цих перших власних векторів відбивають властивості досліджуваних полів, а саме властивості найбільш великомасштабних циркуляційних процесів.

У табл. 3.1 містяться величини перших чотирьох власних значень, які вичерпують більшу частину (більше 60%) від сумарної дисперсії полів приземного тиску.

Таблиця 3.1 – Власні значення матриці коваріації полів приземного атмосферного тиску [14]

Місяць	Власні значення				
	λ_1	$\lambda_1, \%$	λ_2	$\lambda_2, \%$	$\sum_{i=1}^4 \lambda_i, \%$
Січень	220.5	31.8	177.9	25.7	79
Лютий	244.6	35.3	166.2	24.0	79
Березень	200.1	28.9	167.5	24.2	76
Квітень	236.9	34.2	136.9	19.8	75
Травень	211.4	30.5	124.1	17.9	73
Червень	188.7	27.2	132.5	19.1	69
Липень	162.7	23.5	132.4	19.1	64
Серпень	186.1	26.9	134.2	19.4	67
Вересень	215.5	31.1	122.8	17.7	72
Жовтень	232.9	33.6	111.3	16.1	73
Листопад	205.9	29.7	151.8	21.9	78
Грудень	246.9	35.6	172.8	24.9	83

Аналіз табл. 3.1 вказує на те, що найбільша енергія циркуляційних процесів на зимовий період (грудень – лютий), коли активується і досягає максимального розвитку циклонічний вихор (Алеутський мінімум). Найменша сумарна дисперсія спостерігається у літній сезон (червень – серпень), що може бути пов'язано зі зміщенням на північ алеутської депресії

та розвиненням антициклональної циркуляції майже над усім регіоном що розглядається.

Як видно із табл. 3.1, перше власне значення вносить найбільший вклад у сумарну дисперсію полів приземного тиску, тому перший власний вектор, що відповідає цьому власному значенню, відбиває найбільш великомасштабні риси циркуляційних атмосферних процесів. В якості прикладу на рис. 3.1 – 3.4, представлені поля перших власних векторів приземного тиску для центральних місяців календарних сезонів.

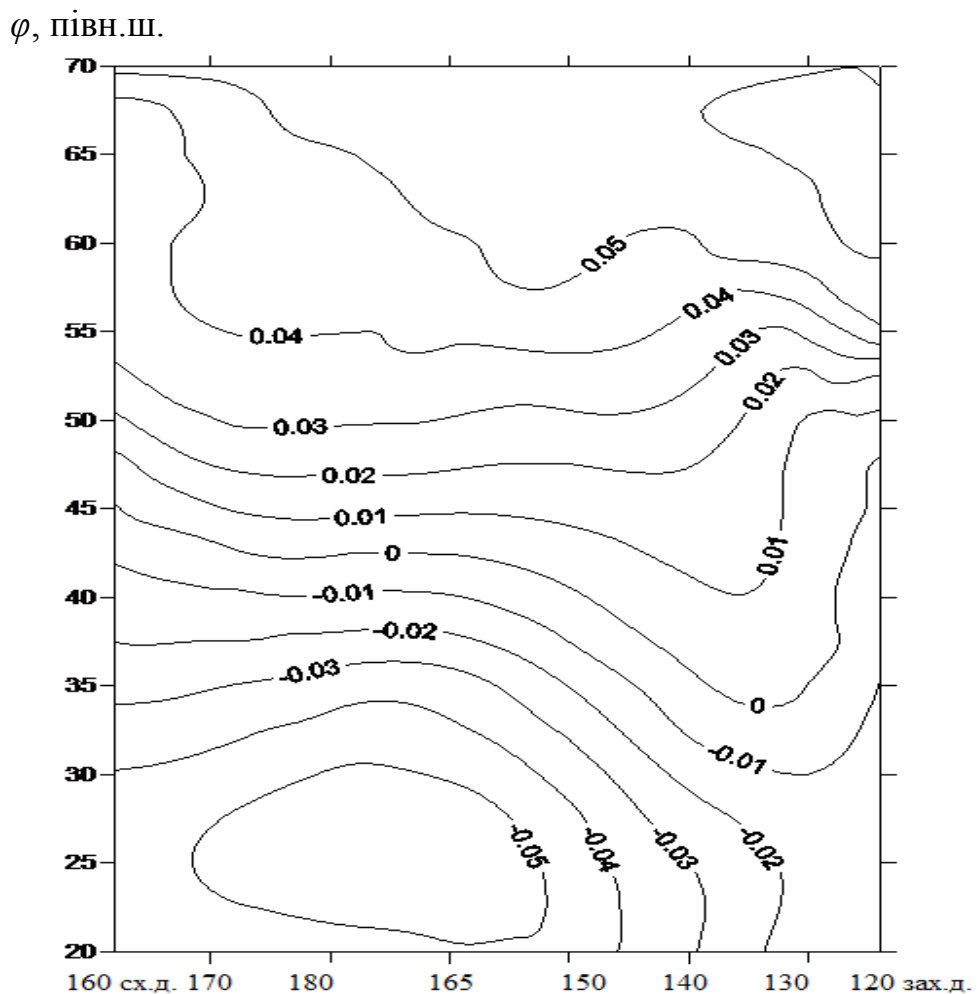


Рис. 3.1. Поле першого власного вектора атмосферного тиску, грудень

Поле першого власного вектора змінює свою конфігурацію у продовж року. Як видно у грудні (рис. 3.1), поле охоплює значна область додатних значень власного вектора, яка може бути пов'язана з максимальним

розвиненням циклонічного центру дії атмосфери (Алеутським мінімумом) в цей період.

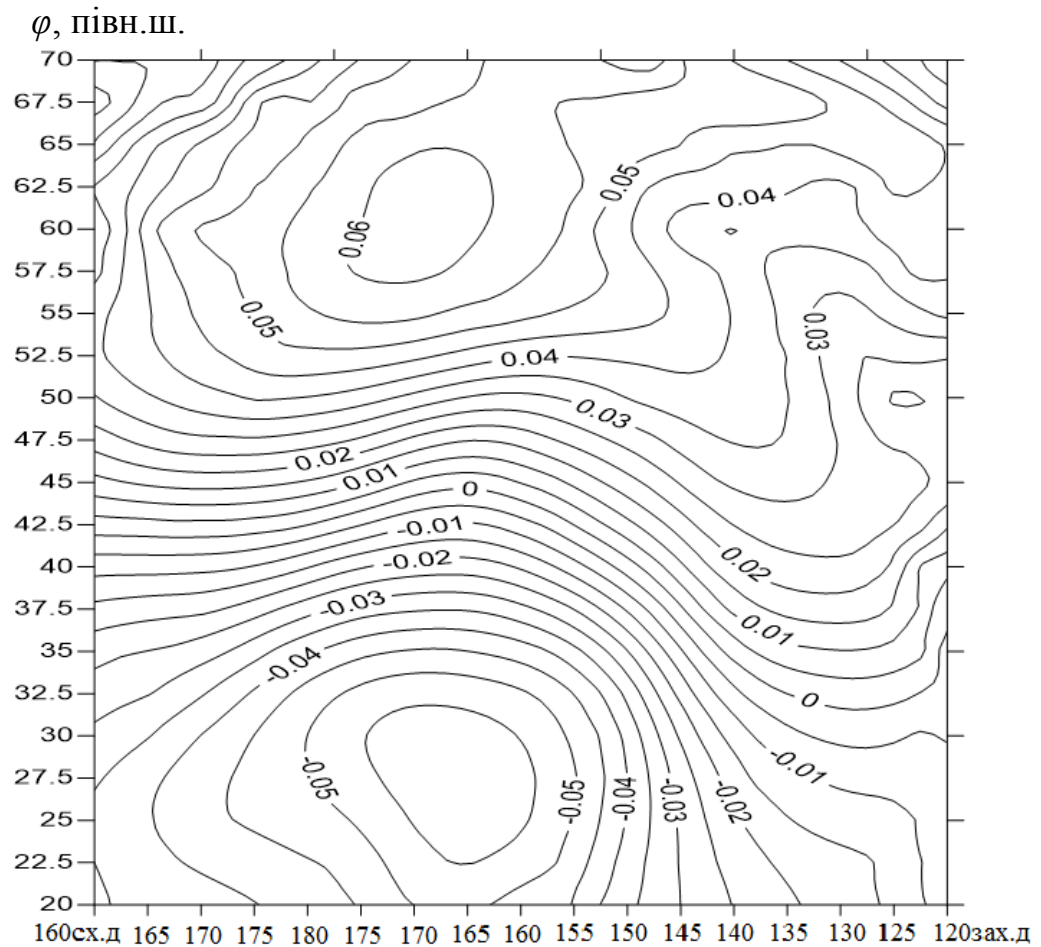


Рис. 3.2. Поле першого власного вектора атмосферного тиску, квітень

У весняний період (рис. 3.2), поле першого власного вектора розділяється паралеллю 45° півн.ш. на дві майже рівнозначні області з різними знаками у центрах. Така структура полів першого власного вектора свідкує про постійну наявність осциляції, яка може відповідати розташуванням двох центрів дії атмосферної циркуляції (Алеутського мінімуму та Гонолульського максимуму) у цей період року, що добре відображається на полях середніх значень приземного атмосферного тиску (рис.1.2) представлених у попередньому розділі.

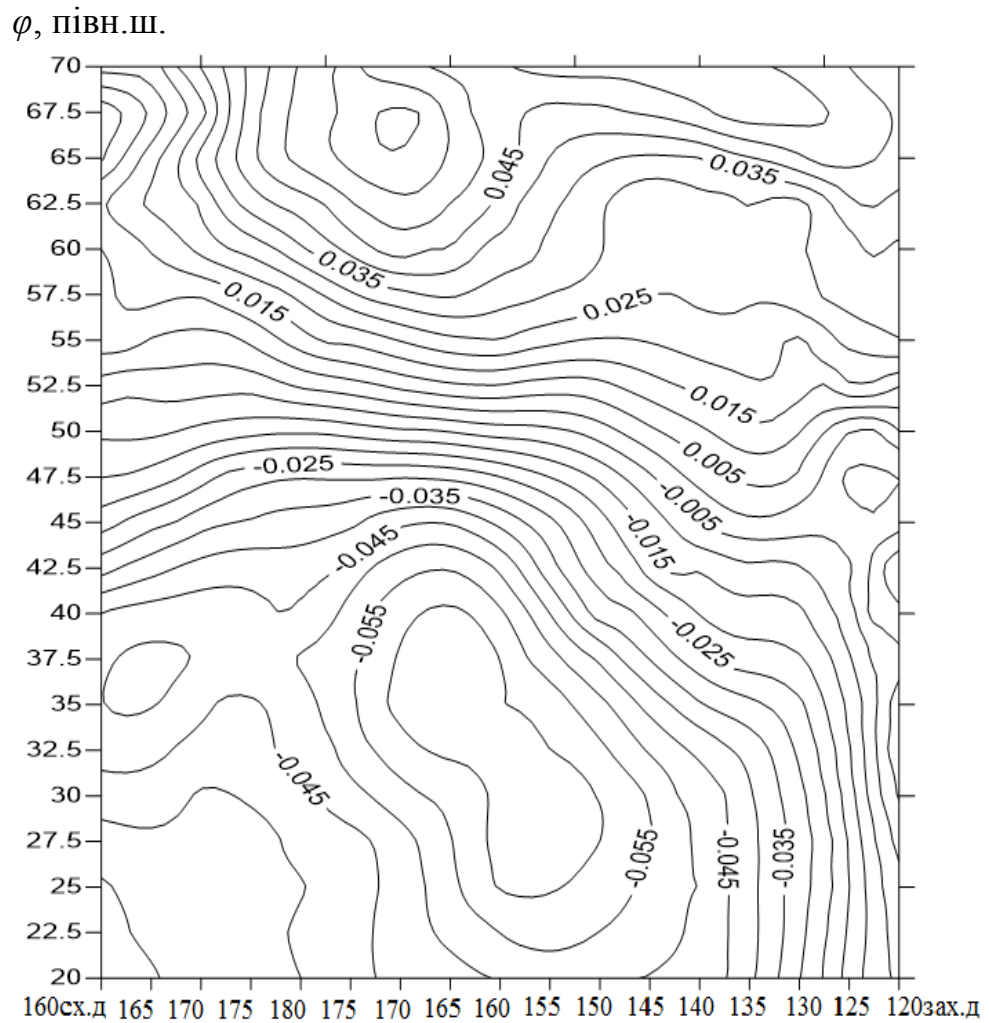


Рис. 3.3. Поле першого власного вектора атмосферного тиску, липень

У літній та осінній сезони (рис. 3.3, 3.4), спостерігається перебудова полів перших власних векторів, а саме зміщення центрів з протилежними знаками в північному напрямку, яке відповідає фактичним переміщенням циклонічного та антициклонічного центрів дії атмосфери (рис. 2.3, 2.4).

φ , ПІВН.Ш.

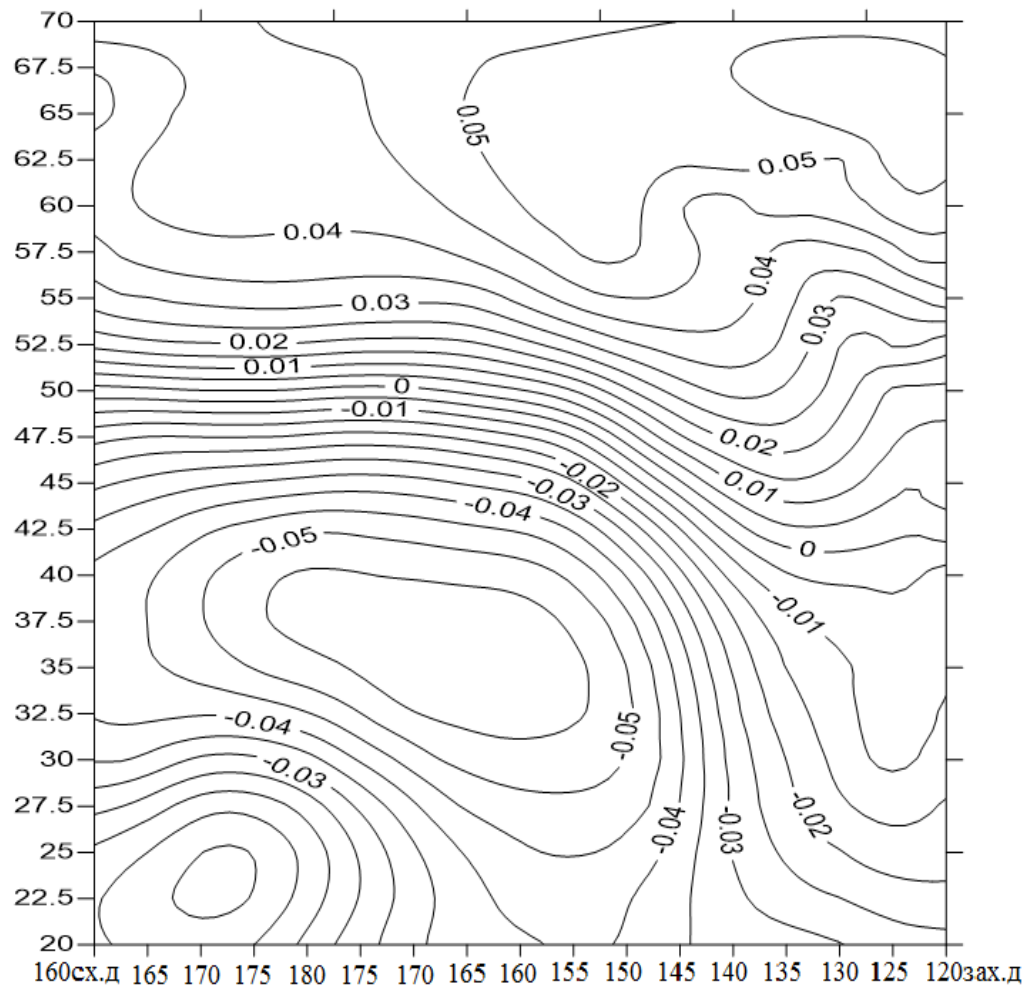


Рис. 3.4. Поле першого власного вектора атмосферного тиску, жовтень

Як видно з представлених полів перших власних векторів, вони дійсно відбивають найбільш великомасштабні риси циркуляційних атмосферних процесів в регіоні, а саме центри дії атмосфери північної частини Тихого океану.

3.3 Часові ряди головних компонент полів атмосферного тиску

Як відмічалось в розділі, шляхом ортогонального перетворення полів приземного тиску в базису власних векторів були отримані ортогональні компоненти. Аналіз власних значень показав, що більше 60% сумарної дисперсії полів приземного тиску вичерпують перші чотири власні значення. Їх докладний аналіз приводиться в розділі 3. Оскільки, як було вказано вище, власними значеннями є дисперсії ортогональних компонент, перші компоненти несуть в собі основну інформацію про статистичну структуру полів приземного тиску, тобто грають роль головних компонент цих полів.

Аналіз полів власних векторів підтвердив той факт, що загальні найбільш важливі риси процесів, що впливають на циркуляційний режим регіону, відбиваються в їх структурі. Тому подальшому розгляду будуть підвергнуті перші дві головні компоненти.

Для кожної компоненти були побудовані графіки часових рядів $Z_i(t)$ ($i=1, 2$), з дискретністю 1 місяць, довжина ряду склала 426 значень. На рис. 3.5 та 3.6 представлені графіки першої $Z_1(t)$ і другої $Z_2(t)$ головних компонент приземного атмосферного тиску.

Графіки часових рядів головних компонент приземного атмосферного тиску свідчать про те, що вони містять не тільки коливання, які обумовлені циркуляційними процесами в даному регіоні, але і шумову компоненту. Позбавитися від неї можна шляхом операції фільтрації за допомогою ковзного осереднення [13]. Вагові множники при цьому мають вигляд, який прийнято називати косинус – фільтром. Він дозволяє проводити ковзне осереднення так, щоб максимальне значення приписувалося точці, яка є серединою інтервалу згладжування.

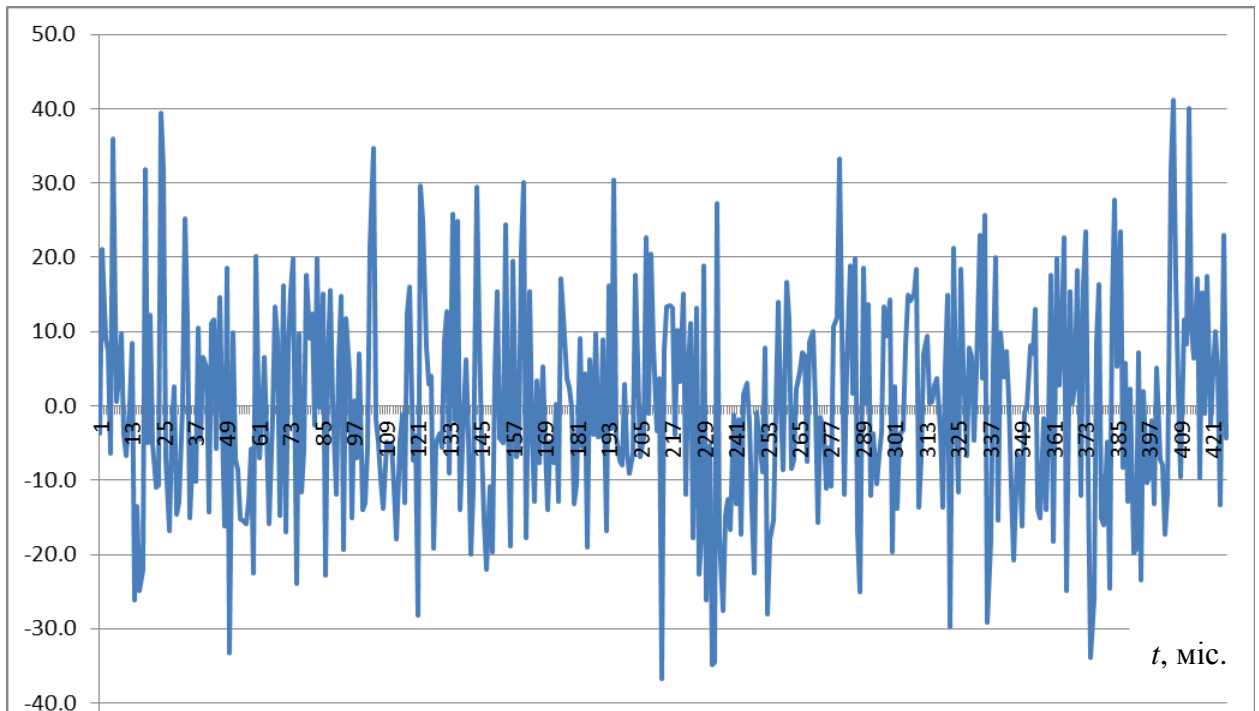
$Z_1(t)$


Рис. 3.5. Часовий ряд першої головної компоненти приземного тиску за період 1979 – 2014 рр.

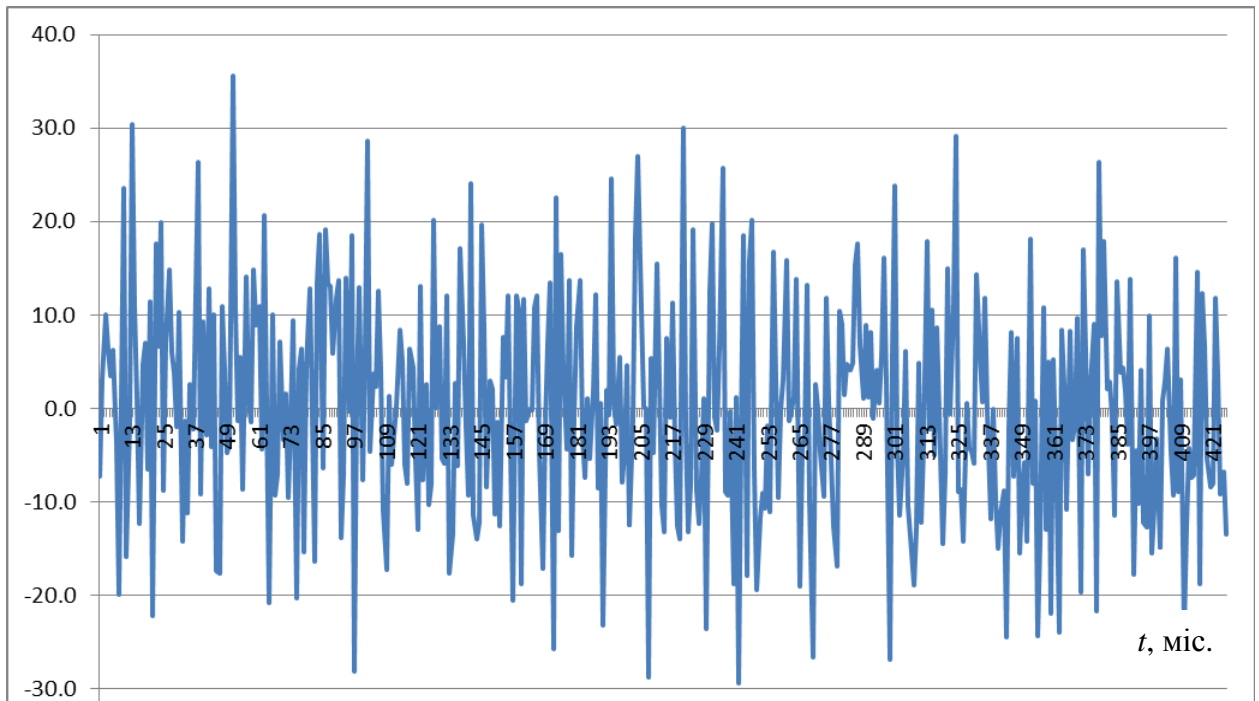
 $Z_2(t)$


Рис. 3.6. Часовий ряд другої головної компоненти приземного тиску за період 1979 – 2014 рр.

4 ОСОБЛИВОСТІ ВЗАЄМОЗВ'ЯЗКУ МІЖ ЧАСОВИМИ РЯДАМИ ГОЛОВНИХ КОМПОНЕНТ ПОЛІВ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ ТА ПІВНІЧНО-АТЛАНТИЧНИМ КОЛИВАННЯМ

В даний час фахівцями метеорологами та океанологами проводиться великий комплекс робіт з метою висвітлення факторів, що впливають на циркуляцію атмосфери, а, як наслідок, і на глобальний клімат, оскільки загальна циркуляція є внутрішнім кліматообразуючим фактором процесів взаємозв'язків в системі «атмосфера-океан». Ці дослідження, головним чином, відносяться до Північній півкулі.

Багаторічні дослідження показали, що основними фізично обґрунтованими ознаками процесів кліматообразування є осциляції в кліматичній системі, такі як Ель-Ніньо-Південне коливання (ЕНПК), Північно-Атлантичне коливання (ПАК), Північно-Тихоокеанське коливання (ПТАК). Разом з тим в Північній півкулі велику роль грає Північно-Атлантичний коливання. Вивчаючи такі глобальні явища, як ЕНПК і ПАК, неправильно розглядати їх ізольовано один від одного.

У цьому розділі зроблена спроба встановити можливі статистичні взаємозв'язки між великомасштабними циркуляційними атмосферними процесами Північнотихоокеанського регіону з Північно-Атлантичним коливанням. Для дослідження цих взаємозв'язків використовувався взаємний спектральний аналіз.

4.1 Алгоритм взаємного спектрального аналізу

Для прояснення цього питання були розраховані взаємні спектральні щільності між першою та другою головними компонентами приземного атмосферного тиску з Північно-Атлантичним коливанням (ПАК) [15].

Взаємна спектральна щільність, яка є комплексною функцією, може бути представлена, як зазначалося вище, ко-спектром і квадратурним спектром, фазовим спектром і амплітудним спектром або фазовим спектром і когерентністю [13]. Когерентність, як відомо, має сенс спектрального коефіцієнта кореляції, тобто показує на яких частотах спектра (або на яких періодах) відбувається зв'язок між зазначеними процесами.

Дуже важливим, при визначенні міри взаємозв'язку спектральних компонент двох процесів визначити, яким є співвідношення між взаємної енергією досліджуваних процесів: синхронним або несинхронним чином здійснюються взаємозв'язку в цих процесах. Про це дозволяє судити різницю фаз коливань на фіксованій частоті.

Для двох процесів $Z(t)$ та $y(t)$, розраховують функції, які характеризують взаємну спектральну щільність $S_{zy}(\omega)$, а саме ко-спектр $C_{zy}(\omega)$, квадратурний спектр $Q_{zy}(\omega)$, фазовий та амплітудний, які пов'язані з ко-спектром й квадратурним спектром рівняннями [13]:

$$\psi_{zy}(\omega) = \arctg \frac{Q_{zy}(\omega)}{C_{zy}(\omega)}, \quad (4.1)$$

$$|S_{zy}(\omega)| = \left[C_{zy}^2(\omega) + Q_{zy}^2(\omega) \right]^{1/2}, \quad (4.2)$$

а також когерентність

$$\Gamma(\omega) = \frac{|S_{zy}(\omega)|}{S_z(\omega)S_y(\omega)}, \quad (4.3)$$

де $S_z(\omega)$ и $S_y(\omega)$ – спектральні щільності окремих процесів $Z(t)$ та $y(t)$.

Величина

$$\gamma(\omega) = \sqrt{\Gamma(\omega)} \quad (4.4)$$

має сенс спектрального коефіцієнта взаємної кореляції процесів $Z(t)$ та $y(t)$ на частотах ω . Когерентність $\gamma(\omega)$ та фазовий спектр $\psi_{zy}(\omega)$ дають можливість визначити тісноту кореляційного зв'язку на частоті ω між цими процесами, а також випередження того чи іншого процесу (фазу) при наявності взаємозв'язку між ними.

Перш ніж перейти до аналізу можливих взаємозв'язків між головними компонентами приземного атмосферного тиску з ПАК, коротко зупинимося на Північно-Атлантичному коливанні.

4.2 Північно-Атлантичне коливання

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

Зона пасатів в Атлантичному океані розташовується між областями високого тиску в субтропічних широтах і областю низького тиску в околиці внутрішньотропічної зони конвергенції (ВЗК) [16]. Різниця тисків між ними визначає інтенсивність циркуляційної комірки Хедлі в тропічних широтах. У

Північній півкулі центр субтропічній області високого тиску розташовується в районі Азорських островів і зазвичай називається в метеорологічній літературі Азорських максимумом, а область низького тиску в околиці ВЗК - тропічної депресії. Середньорічне значення приземного тиску в центрі Азорського максимуму - близько 1024 гПа, а в арктичній і субарктичній зоні Атлантичного океану формується кліматичний центр низького тиску Ісландської депресії - 1011 гПа.

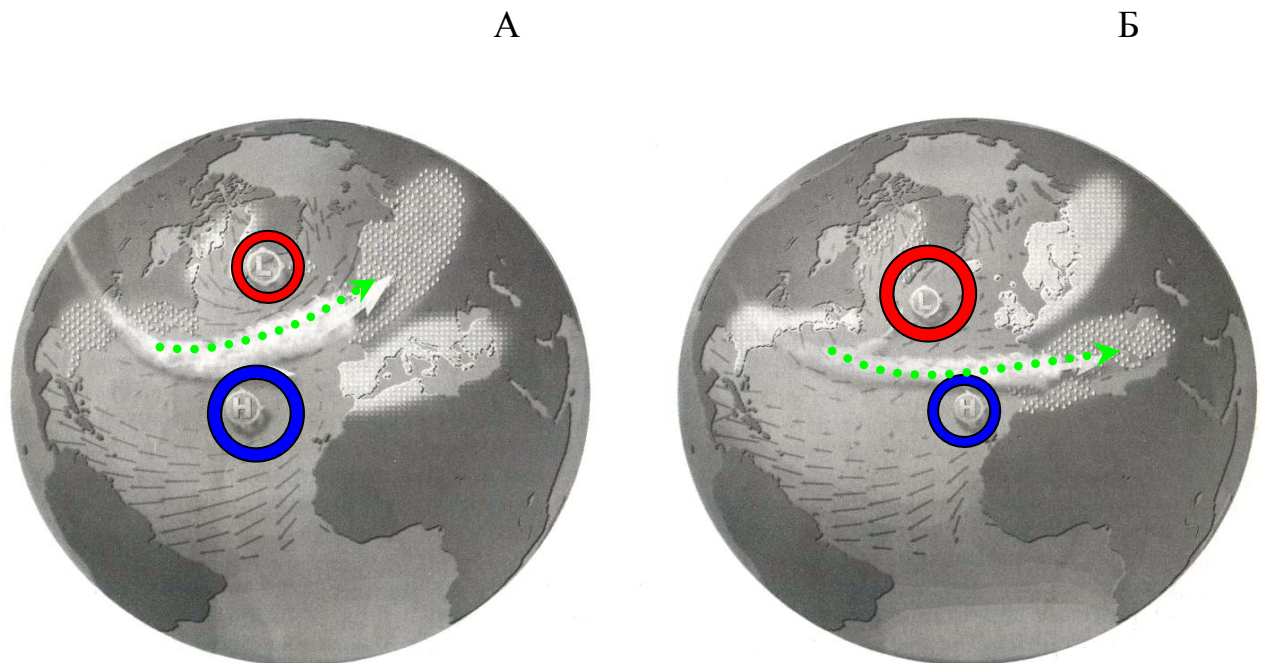
Квазісинхронного низькочастотні коливання тиску в Азорських максимумі та Ісландському мінімумі називаються Північно-Атлантичним коливанням (ПАК). Воно було вперше описано Г. Уокером і Е. Бліссом в 1932 р. В якості кількісної характеристики цього коливання використовують індекс ПАК, який визначається як нормована різниця приземного тиску між однією зі станцій на Азорських островах або в м Лісабон і однією зі станцій в Ісландії або використовують індекс Россби. Коефіцієнт кореляції між щомісячними значеннями індексів ПАК і Россби, розрахований за 100-річним рядом, змінюється від 0.54 до 0.77, досягаючи максимуму в зимові місяці [17]. Ряд індексу Россби, визначеного за щомісячними картами приземного тиску, значно більш зашумлений в порівнянні з рядом індексу ПАК через обмеженість і низьку якість 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 Північно-Атлантичне коливання знаходиться в позитивній фазі (значення індексу високі), спостерігається посилення субтропічного максимуму тиску й поглиблення Ісландського мінімуму, що призводить до великих градієнтів між цими атмосферними утвореннями та посиленню вітрів, що несуть з Атлантичного океану тепле та вологе повітря в північну Європу, в той час як в Канаді й Гренландії переважає суха й холодна погода. У 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 та з меншою інтенсивністю на Іспанію.

В період низьких значень індексу (негативною фази) інтенсивність атмосферних утворень слабшає, інтенсивність вітрів зменшується, і спрямування їх зміщується в бік Середземномор'я, де встановлюється тепла, волога погода. Траєкторії циклонів орієнтовані зонально – через центральні райони Атлантики на Іспанію. У північній Європі в цьому випадку навпаки переважною є суха та холодна погода (рис. 4.1).

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 розраховується за зимовий період з грудня по березень.



А – додатня фаза, Б – негативна фаза

Рис. 4.1. Північно-Атлантичне коливання

Згідно з численними дослідженнями, Північно-Атлантичне коливання в значній мірі визначає погоду (інтенсивність і траєкторії циклонів, штормів, аномалії опадів і приземної температури повітря) в більшості країн Європи і 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 в середній 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.

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

4.3 Взаємозв'язок головних компонент з Північно-Атлантичним коливанням

Для двох зазначених процесів, розраховують функції, які характеризують взаємну спектральну щільність, яка є комплексною функцією й представлена фазовим спектром і когерентністю [13]. Когерентність, як відомо, має сенс спектрального коефіцієнта кореляції, тобто показує на яких частотах спектра (або на яких періодах) відбувається зв'язок між зазначеними процесами.

На рис. 4.2, 4.3 зображуються часові ряди когерентності між головними компонентами та Північно-Атлантичним коливанням. В якості достовірних зв'язків приймається умова $\gamma(n) > 0.8$. Видно, що має місце кілька значущих зв'язків, за умови, що $\gamma_0 = 0.86$.

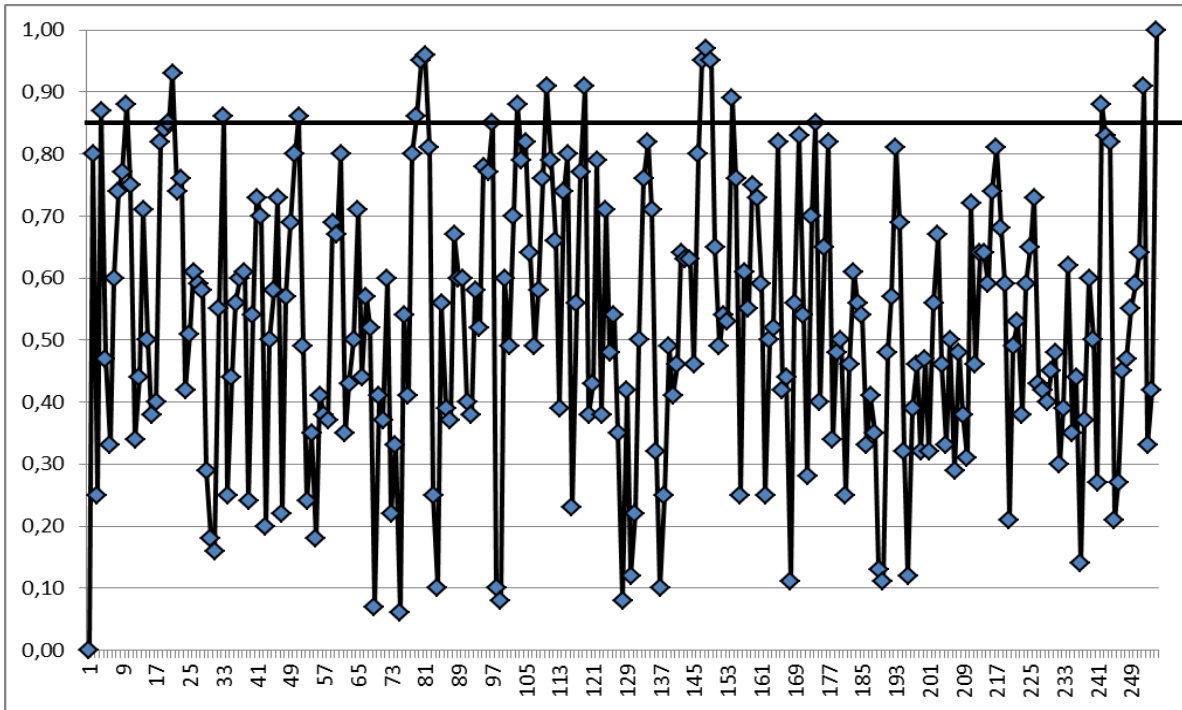
γ 

Рис. 4.2. Часовий ряд когерентності між першою головною компонентою полів приземного атмосферного тиску та ПАК

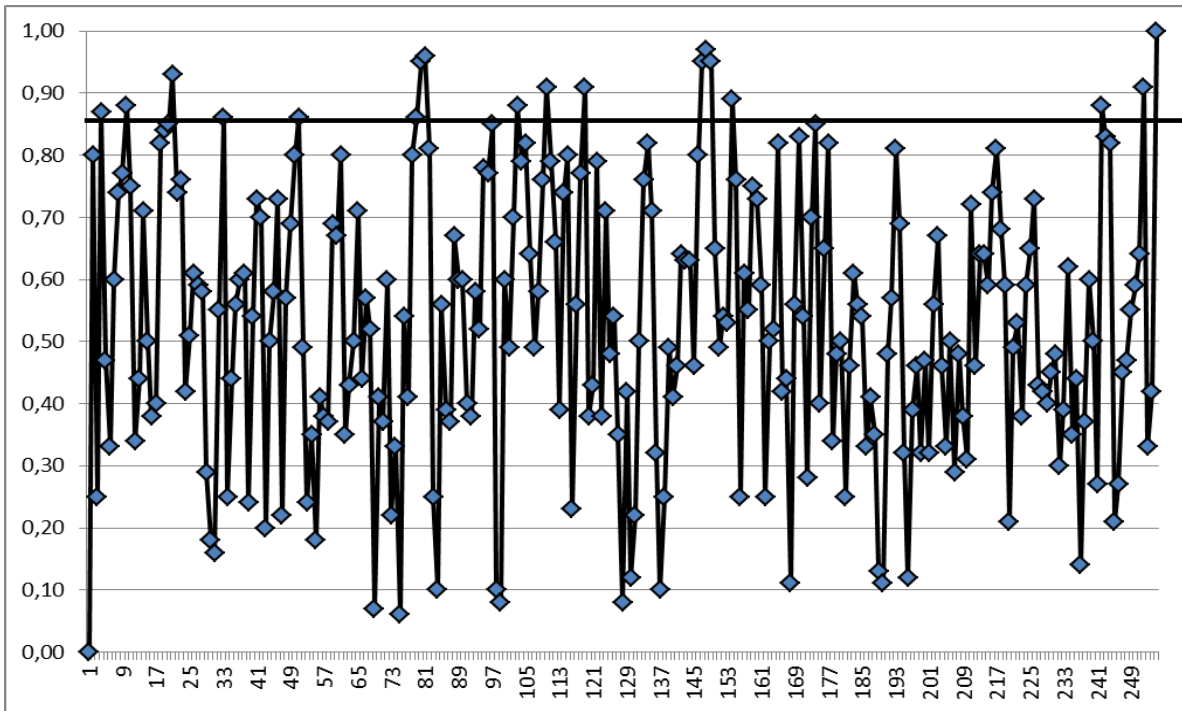
 γ 

Рис. 4.3. Часовий ряд когерентності між другою головною компонентою полів приземного атмосферного тиску та ПАК

Їх характеристика разом з фазами коливань, які характеризують зсув по фазі коливань взаємопов'язаних процесів, а саме головних компонент та Північно-Атлантичного коливання представлені в табл. 4.1.

Таблиця 4.1 – Параметри взаємозв'язоків між першою головною компонентою полів приземного тиску та ПАК

n/n , №	Когерентність, γ	Період T_k , міс.	Період T , рік	Фаза $\psi, ^\circ$	Фаза ψ , міс.
4	0,87	128	10,7	16,3	5,8
10	0,88	51,2	4,3	122,8	17,5
21	0,93	24	2	260,9	17,4
33	0,86	15	1,3	225,9	9,4
51	0,86	10	0,8	174,7	4,9
81	0,96	6,3	0,5	147,3	2,6
97	0,86	5,3	0,4	27,9	0,4
148	0,97	3,4	0,3	172,3	1,6

З табл. 4.1 видно, що між першою головною компонентою полів приземного атмосферного тиску та Північно-Атлантичним коливанням значущою є квазіодинадцятирічна періодичність, яка може бути пов'язана з сонячною активністю [18-20], яка відбувається з випередженням процесів над Північнотихоокеанським регіоном на півроку. Також статистично значущими є 4-х річне, 2-х річне й квазірічне коливання. Тісний кореляційний зв'язок проявляється в піврічній та сезонній періодичностях, яка відбувається майже синхронно.

Параметри взаємозв'язоків між другою головною компонентою полів приземного атмосферного тиску та ПАК разом з фазами коливань представлені в табл. 4.2.

Таблиця 4.2 – Параметри взаємозв'язків між другою головною компонентою полів приземного тиску та ПАК

n/n , №	Когерентність, γ	Період T_k , міс.	Період T , рік	Фаза $\psi, ^\circ$	Фаза ψ , міс.
7	0,86	73	6,1	173,8	35,2
16	0,91	32	2,7	33	2,9
19	0,97	26,9	2,2	172,8	12,9
88	0,96	5,8	0,5	300,7	4,8
95	0,95	5,3	0,4	120,7	1,8
118	0,86	4,3	0,4	129,6	1,5
163	0,99	3,1	0,3	109	0,9

З табл. 4.2 видно, що між другою головною компонентою полів приземного тиску та ПАК значущою є шестирічне, квазітрьохрічне та дворічне коливання, які відбуваються з випередженням процесів над Північнотихоокеанським регіоном від 3-х місяців й більше. Також тісний кореляційний зв'язок проявляється в піврічній періодичності, яка відбувається з випередженням процесу над Північно-Атлантичним регіоном на чотири місяці. Також статистично значущими є сезонні коливання з випередженням процесів над Північнотихоокеанським регіоном.

Визначене довгоперіодне коливання (11 років) зустрічається у часових рядах параметрів сонячної активності (числах Вольфа) [18-20]. Деякі дослідження вказують на позитивну кореляцію між зростанням сонячної активності та розвитком сильних антициклонів, а також посиленням циклонних вихорів в широтній зоні 40-60°. У багатьох зв'язків Сонця та погоди відмічений вищий ступінь кореляції протягом зимового періоду, коли пряма дія сонячного випромінювання менш істотна. Ясно також те, що такий вплив на погоду не однаковий й навіть не однозначний в різних частинах планети.

Відносно причин формування дворічних коливань швидкості вітру є ряд гіпотез. Уоллас та Холтон пояснюють ці осциляції переносом кількості руху до середнього руху гравітаційними хвилями та хвилями Кельвіна, що переміщуються вертикально та поглинаються потім на деякому критичному рівні. У роботах Ліндзена і Холтона на основі одномірної гідродинамічної моделі, яка схематично описує висотно-часові варіації осередненої по широті зональної течії у стратосфері поблизу екватора, здобуто, що радіаційне подавлення хвиль Кельвіна та змішаних Россбі-гравітаційних хвиль може забезпечувати відповідно західне та східне прискорення середнього зонального вітру при квазідворічних коливаннях.

Однією з теорій, що розглядається, є можливі земні причини утворення 26 – місячного циклу: явище власних коливань атмосфери, субгармонійний резонанс нелінійних коливань атмосфери та явище биття. Але ця теорія спричинила значні протиріччя, оскільки 26 – місячна циклічність краще проявляється в екваторіальній зоні, де сила Коріоліса зменшується, а явище биття виникає при однорідних швидкостях обертання і характеризує циркуляцію в середніх і високих широтах.

Інша теорія В.С. Пурганського базувалась на розв'язанні системи рівнянь гідродинаміки, застосованої до вузької екваторіальної зони, яке показало, що при малих значеннях амплітуди вертикального градієнта температури, що змінюється з періодом 12 місяців, виникають коливання з подвійним періодом, а саме, 24 місяці.

Найбільш широко обговорювалась теорія Варьярда та Ебдона – про зовнішнє джерело коливання. Таким джерелом частіше називають сонячну активність – ефект ультрафіолетового випромінювання Сонця, пов'язаного з групами сонячних плям. Дослідження зміни спектра місячних відносних чисел сонячних плям, тобто аналіз коливань спектра сонячних плям, виявив слабкий пік з періодом 25 місяців.

Л.А. Вітельс висловив іншу гіпотезу, що базується на двох періодичних коливаннях, яка пояснювала квазідворічну циклічність в атмосфері: періоду

осьового обертання Сонця (27,3 доби), синодичного періоду обертання Місяця (29,5 доби). Перший з них обґрунтовує зміщення активних довгот Сонця відносно Землі, другий – зміну місячних фаз. Умови проходження через центральний меридіан Сонця визначеної активної довготи при тому ж розміщенні Землі, Сонця і Місяця, настають через $27,3 \times 29,5 = 805,35$ діб (2,2 року або 26, 5 місяця).

Також у роботах є спроба обґрунтувати зв'язок квазідворічної періодичності вітру в екваторіальній стратосфері з дворічними коливаннями температури води Північної Атлантики, з процесами блокування у північній півкулі, з впливом сонячної активності, а також реалізацією енергії обертання Землі навколо осі та нелінійністю взаємодій у системі земля – атмосфера. Є також представлення про зв'язок квазідворічної періодичності з відповідними коливаннями загального вмісту озону, а також з явищем Ель-Ниньо.

У роботах Школьного Є.П., Худяк О.М. (1989), Гончарової Л.Д. (1995) показано, що квазідворічна періодичність притаманна зональній та меридіональній компонентам швидкості вітру не тільки екваторіальних, але й субтропічних, середніх та високих широт.

Визначені річні та піврічні коливання, обумовлені зміненням інтенсивності сонячної радіації в результаті обертання Землі навколо Сонця.

У тропосфері субтропічних та середніх широт на річне коливання у зональному потоці приходиться від 60 до 90% енергії.

Середньоперіодні та короткоперіодні коливання швидкості вітру можуть бути пояснені параметричним резонансом, оскільки коливання атмосферної циркуляції володіють властивостями автоколивань з ознаками статистичної упорядкованості, що обумовлені відповідними притоками енергії. Із теорії коливань відомо, що параметричні збурення у коливальній системі відбуваються у результаті періодичного змінення в ній одного з коливальних параметрів.

У їх якості в атмосфері можуть виступати притоки тепла, що обумовлені турбулентним та струминним теплообміном, а також дисипація кінетичної енергії турбулентності.

Холтон Дж.Р. також підкреслює, що піврічні коливання вітру є результатом спільної дії джерел західної кількості руху, що забезпечується хвилями Кельвіна і збуджується у тропічній тропосфері та осцилюючих джерел східної кількості руху, які забезпечуються планетарними хвилями, що розповсюджуються по вертикалі та до екватора у стратосфері зимової півкулі й поглинаючими в околиці нульових значень зонального вітру.

Середньоперіодні (з періодом від одного до чотирьох місяців), а також короткоперіодні (період яких менше одного місяця) називають внутрішньосезонними коливаннями гідрометеорологічних величин та атмосферних процесів.

Середньоперіодні коливання швидкості вітру притаманні значним шарам атмосфери, мають досить стійкий період та значну амплітуду.

Це одно-двомісячні періодичності, які прийнято називати коливаннями Маддена-Джуліана, що мають регулярний характер особливо для меридіональної компоненти. У зональній компоненті ці коливання виявлені в основному у тропосфері. Що стосується стратосфери, то зональна складова швидкості вітру має 3 – 4-ох місячні коливання, особливо характерні для середніх ($30 - 35^{\circ}$ пн.ш.) та високих ($55 - 60^{\circ}$ півн.ш.) широт.

Коливання з періодом 3-4 місяці проявляються практично на всіх рівнях стратосфери та тропосфери у меридіональній складовій швидкості вітру, яка має більш широкий спектр коливань, ніж зональна.

Таким чином, повітряні течії у системі загальної циркуляції атмосфери володіють дуже складним характером. Крім атмосферних хвиль різних часових масштабів їм ще притаманні великомасштабні періодичні коливання, з широким спектром коливань, що включають квазідворічні, річні, піврічні, трьох-чотирьох місячні періодичності, періодичності Маддена-Джуліана, та періодичності з масштабами хвиль Кельвіна. Усі ці періодичності

виявляються у повітряних течіях, що формуються у шарі тропо - стратосфери як тропічної зони, так середніх і високих широт. Їх необхідно обов'язково врахувати при довготермінових прогнозах погоди.

Аналіз наведених взаємозв'язків показує, що взаємодія між розглянутими циркуляційними процесами в Північнотихоокеанському регіоні та Північно-Атлантичному знаходяться в складному багатоступінчастому взаємозв'язку, на розвиток ПАК впливає циркуляційні атмосферні процеси в Північнотихоокеанського регіону. Це обумовлено тим, що циклонічні вихори, що розвиваються в північних і помірних широтах акваторії Тихого океану в результаті переважного великомасштабного західно-східного перенесення стимулюють разом з джерелом енергії, обумовленим різко вираженою бароклинністю, цикло- і антициклогенез над акваторією Північної Атлантики, що і визначає певне значення індексу Північно-Атлантичного коливання.

ВИСНОВКИ

При виконанні даного дипломного проекту були отримані наступні результати:

1. На основі великої сукупності полів приземного атмосферного тиску виявлені загальні особливості їх статистичної структури. Визначено сезонну динаміку центрів дії атмосфери північної частини Тихого океану (Алеутської депресії та Гонолульського максимуму).

2. Компонентний аналіз полів приземного тиску дав можливість визначити важливі особливості циркуляційних атмосферних процесів. Більшу частину сумарної дисперсії полів (60%) вичерпують в усі місяці року перші чотири власних значення полів приземного атмосферного тиску. Тому відповідні перші власні вектори полів атмосферного тиску відображають найбільш великомасштабні процеси.

3. Перші чотири ортогональні компоненти приземного тиску є головними й відображають особливості часової мінливості найбільш великомасштабних циркуляційних атмосферних процесів.

4. За допомогою взаємного спектрального аналізу було досліджено статистичні взаємозв'язки між найбільш великомасштабними циркуляційними атмосферними процесами над Північнотихоокеанським регіоном відомим кліматоутворюючим Північно-Атлантичним коливаннями.

5. Аналіз когерентності та фазових зсувів показує, що розглянуті циркуляційні процеси знаходяться в складному багатоступінчастому взаємозв'язку, причому в більшості випадків процеси над Північнотихоокеанським регіоном стимулюють Північно-Атлантичне коливання.

Виявляються значущими взаємозв'язки між першою головною компонентою полів приземного атмосферного тиску та Північно-Атлантичним коливанням. Значущою є квазідинадцятирічна періодичність,

яка може бути пов'язана з сонячною активністю, яка відбувається з випередженням процесів над Північнотихоокеанським регіоном на півроку. Також статистично значущими є 4-х річне, 2-х річне, квазірічне та сезонні коливання.

Між другою головною компонентою полів приземного тиску та ПАК значущою є шестирічне, квазітрьохрічне та дворічне коливання, які відбуваються з випередженням процесів над Північнотихоокеанським регіоном від 3-х місяців й більше. Також тісний кореляційний зв'язок проявляється в піврічному та сезонному коливанні.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Бардин М.Ю., Полонский А.Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана.- 2005.- 41, № 2.- С. 141-157.
2. Воскресенская Е.Н., Полонский А.Б. Североатлантические колебания и их связь с Эль-Ниньо-Южными осцилляциями // Мор.гидрофиз. журн.- 1992 .-№ 4.- С. 23-30.
3. Полонский А.Б., Башарин Д.В. и др.. Североатлантическое колебание: описание, механизмы и влияние на климат Европы // Мор. гидрофиз. журн. - 2004.-№ 2. -С. 42-59.
4. Гончарова Л.Д. Исследование барического поля и мезширотных связей в районе Северной Атлантики // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2005. – Вип. 49. – С. 146-156.
5. Хохлов В.Н. Влияние Северо-Атлантического колебания на энергетику внетропических широт // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2002. – Вип. 46. – С. 30-34.
6. Visbeck M. North Atlantic Oscillation / Martin Visbeck, W. James // First Int. conference. Lessons and challenge for CLIVAR.- Columbia.-P. 125-132.
7. Полонский А.Б., Башарин Д.В., Михайлова Н.В. Глобальные и региональные проявления Эль-Ниньо в полях приземного давления и температуры в весенний период // Мор. гидрофиз. журн.-2003. - № 1. - С. 50-62.
8. Воскресенская Е.Н., Зеленько А.А., Полонский А.Б. Эль-Ниньо 1991 – 1992 гг и его проявление в Тропической Атлантике // Мор. гидрофиз. журн.-1992. - № 6. - С. 28-36.
9. Сидоренков Н.С. Характеристики явления Эль-Ниньо-Южное колебание //Тр. Гидрометцентра СССР.-1991.-Вып.316.-С. 31-44.

10. Смирнов Н.П., Воробьев В.Н. Северо-Тихоокеанское колебание и динамика климата в северной части Тихого океанаю.: Монография - Санкт-Петербург: РГГМУ, 2002.- 122 с.
11. Школьный Є.П. Фізика атмосфери: Підручник - К.: КНТ, 2007.- 508 с.
12. Служба данных ECMWF ERA-40 [Электронный ресурс].- Режим доступа к журналу.: <http://www.ecmwf.int/products/data>
13. Школьный Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: Підруч. [для студ. вищ. навч. закл.] /- К.: Міносвіти України, 1999.- С. 331-421.
14. Галич Є.А., Бондаренко Б.А. Особливості циркуляційних атмосферних процесів над північною акваторією Тихого океану // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2015. – Вип. 19. – С. 55-62.
15. Служба данных CPC/NCEP [Электронный ресурс].- Режим доступа к журналу.: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysismonitoring>.
16. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата / Александр Борисович Полонский.- К.: Національна Академія Наук України, МГІ, 2008.-180 с.
17. Воскресенська О.М. Глобальні процеси в системі океан – атмосфера та їх вплив на природні аномалії Атлантики – Європейського регіону: автореф. дис. на здобуття наук. степеня докт.геогр.наук: спец. 11.00.08 ‘океанологія’/ Олена Миколаївна Воскресенська. - Севастополь, 2005.- 32 с.
18. Герман Дж.Р., Голдберг Р.А.; Солнце, погода и климат. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981.- 417 с.
19. Солонский Ю.А., Хиллов Е. Д. Солнце – загадки и открытия. – Л.: 1989.- С. 3-18.
20. Мак-Кормак Б., Селиги Т. Солнечно-земные связи, погода и климат. – М.: «Мир», 1982.- 547 с.

ДОДАТОК А

ДОВІДКА

про апробацію результатів наукового дослідження

Немченко Катерини Сергіївни

На тему „Взаємозв’язок циркуляційних атмосферних процесів Північнотихоокеанського регіону з кліматоутворюючими індексами”

1. Результати дипломного проекту отримані в рамках наукової теми кафедри метеорології та кліматології «Особливості формування регіональних кліматів східно-європейського сектору під впливом атмосферних процесів у північній півкулі» (2014-2017 рр.). Зроблений в роботі аналіз особливостей циркуляційних атмосферних процесів над північною частиною Тихого океану та досліджений взаємозв’язок циркуляційних атмосферних процесів Північнотихоокеанського регіону з Північно-Атлантичним коливанням.

2. Отримані в дипломному проекті результати щодо особливостей циркуляційних атмосферних процесів над північною частиною Тихого океану та взаємозв’язку циркуляційних атмосферних процесів Північнотихоокеанського регіону з Північно-Атлантичним коливанням можуть бути корисні при читанні лекцій з дисциплін «Прикладна кліматологія (модуль Загальна циркуляція атмосфери та теорія клімату)» та «Аерокліматологія».

3. Основні результати дослідження можуть бути рекомендовані до публікації в періодичних фахових наукових виданнях.

Науковий керівник,
к.геогр.н., доцент

Є.А. Галич