

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та  
аспірантської підготовки  
Кафедра метеорології та кліматології

**Магістерська кваліфікаційна робота**

на тему: Особливості розподілу температурно-вологісного  
режиму над північною частиною Тихого океану  
у зимовий період

Виконав студентв 2 курсу групи МНЗ- 2к  
спеціальності 103 – “Науки по Землю”  
Засядько Костянтин Володимирович

Керівник д.геогр.н., доцент  
Серга Едуард Миколайович

Рецензент д.геогр.н., доцент  
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.

" 29 " жовтня 2018 року

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

Засядько Костянтину Володимировичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: Особливості розподілу температурно-вологісного режиму над північною частиною Тихого океану у зимовий період

керівник роботи Серга Едуард Миколаєвич, д.геогр.н., доцент,  
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом закладу вищої освіти від №271 «С» від 5 жовтня 2018р.

2. Строк подання студентом роботи 10 грудня 2018р.

3. Вихідні дані до роботи. Дослідження особливостей розподілу гідрометеорологічних характеристик в атмосфері над північною частиною Тихого океану проводилося за даними проекту ERA Interim Європейського Центру середньострокових прогнозів погоди (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) Рідінг, Великобританія. Вихідні дані представляють собою середньомісячні значення температури повітря та масової частки водяної пари на поверхнях 850 гПа та 700 гПа в вузлах регулярної сітки точок 2,5x2,5° в діапазоні в діапазоні 20° - 70° півн.ш. і 160° схід.д. - 120° захід.д. за період з 1957 по 2003 рр.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити): Виявити особливості розподілу в полях гідрометеорологічних характеристик в атмосфері над досліджуваним регіоном; за допомогою кластерного аналізу визначити межі однорідних регіонів, розрахувати координати векторів еталонів (центрів кластерів), внутрішньокластерні дисперсії. провести аналіз одержаних результатів.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень):  
Карти-схеми розподілу кластерів температури повітря та масової долі водяної пари у холодний період року

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 29 жовтня 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	29.10.2018р. -07.11.2018	78	добре
	Формування бази вихідних даних по температурі повітря та масової частки водяної пари на поверхнях 850 гПа й 700 гПа над північною частиною Тихого океану	08- 14.11.2018р.	72	добре
	Проведення кластеризації вихідних характеристик на поверхні 850 гПа та аналіз її результатів	15- 19.11.2018р.	74	задовільно
	Рубіжна атестація	19- 24.11.2018р.	75	задовільно
	Проведення кластеризації вихідних характеристик на поверхні 700 гПа та аналіз її результатів	25- 30.11.2018р.	70	добре
	Підготовка висновків	01- 09.11.2018р.	74	задовільно
	Оформлення кваліфікаційної роботи, підготовка доповіді та презентації	10.12.2018р.	71	добре
	<b>Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)</b>		75	Добре

Студент \_\_\_\_\_ **Засядько К.В.**  
 (підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи \_\_\_\_\_ **Серга Е.М.**  
 (підпис) (прізвище та ініціали)

## АНОТАЦІЯ

Магістерська кваліфікаційна робота студента гр. МНЗ-2к Засядько Костянтина Володимировича на тему «Особливості розподілу температурно-вологісного режиму над північною частиною Тихого океану у зимовий період».

**Актуальність теми.** Дослідження різних проявів середніх температур, потоків тепла, характеристик вологості та вітрових дозволяє визначити кліматичні зміни, як в окремих районах, так і по усій земній кулі. Так, наприклад, в доповідях Міжурядової групи експертів по зміні клімату (ІРСС) особлива увага приділяється температурі повітря, як чинника зміни глобального клімату. Тут же говориться про потепління вод світового океану, як домінуючого чинника процесу збільшення енергії кліматичної системи. Природно, що це потепління в результаті турбулентного тепло і масообміну, приведе до зміни властивостей приводного шару атмосфери над океаном та її шарів нижньої тропосфери, у тому числі, температури та вологості повітря.

**Метою досліджень** Метою роботи є виявлення особливостей в розподілі гідрометеорологічних характеристик над північною частиною Тихого океану у зимовий період.

**Об'єкт дослідження.** Поля середньомісячних значень температури повітря та масової частки водяної пари на поверхнях 850 гПа та 700 гПа.

**Методи дослідження.** Дослідження виконувалось за допомогою методів багатовимірного статистичного аналізу (кластерний).

**Теоретичне та практичне значення.** За одержаними схемами кластеризації полів гідрометеорологічних характеристик над північною частиною Тихого океану, відповідність їх картам побудованих на основі експедиційних спостережень підтверджено обґрунтованість використання методу УІМКД (Універсального ітераційного методу кластеризації даних). Виявлені особливості в розподілі зазначених характеристик, відповідність їх основним процесам в атмосфері у регіоні дослідження можуть скласти основу для порівняльного аналізу зі змінами у таких процесах під впливом глобального потепління.

Результати, які одержані у роботі можуть бути використані для визначення прояву змін глобального клімату у регіональних кліматах північної частини Тихого океану впродовж останнього часу. Крім того, дані репрезентативних векторів однорідних регіонів можуть використовуватись при моделюванні впливу процесів формування кліматичних характеристик розглянутого секторі на клімати інших регіонів земної кулі.

**Вихідні дані.** Дослідження полів гідрометеорологічних характеристик над північною частиною Тихого океану 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 температури повітря та масової частки водяної пари в вузлах регулярної мережі 2,5 на 2,5° в діапазоні 20° - 70° півн.ш. і 160° схід.д. - 120° захід.д. за період з 1957 по 2003 рр.

**Кількість сторінок** – 67

**Кількість рисунків** – 16

**Кількість таблиць** – 4

**Кількість використаної літератури** – 60

**Ключові слова:** евклідова відстань, однорідний район, репрезентативний вектор, кластерний аналіз, внутрішньо кластерна дисперсія.

## SUMMARY

The Master's qualification work of student gr. MNZ-2k Zasyadko, K.V. on the topic «Peculiarities of Distribution of the Temperature-Humidity Regim over the Northern Part of the Pacific Ocean during the Winter Period»

**Actuality of theme.** Investigations of various manifestations of average temperatures, heat fluxes, humidity and wind characteristics can determine the climate change, both in some areas, and throughout the globe. For example, in the reports of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), the particular attention is paid to air temperature as a factor in changing global climate. It also speaks of the warming of the world's ocean waters as the dominant factor in the process of increasing the energy of the climate system. Naturally, this warming as a result of turbulent heat and mass transfer, will change the properties of the conducting layer of the atmosphere above the ocean and its layers of the lower troposphere, including temperature and humidity of air.

**The purpose of research.** The aim of the work is to identify features in the distribution of hydrometeorological characteristics over the northern Pacific during winter.

**Object of study.** Fields of average monthly values of air temperature and mass fraction of water vapor on surfaces of 850 gPa and 700 gPa.

**Research methods.** The study was carried out using methods of multivariate statistical analysis (cluster).

**Theoretical and practical importance.** According to the received schemes of clusterization of the fields of meteorological characteristics over the northern Pacific Ocean, the correspondence of their maps based on expeditionary observations confirmed the validity of the usage of the method of the UIMC (Universal iterative method of clustering data). The revealed features in the distribution of these characteristics, their correspondence to their major processes in the atmosphere in the region of research can form the basis for comparative analysis with changes in such processes under the influence of global warming.

The results obtained in the work can be used to determine the manifestation of global climate change in the regional climate of the northern Pacific during the last time. In addition, the data of representative vectors of homogeneous regions can be used in modeling influence of processes of formation of climatic characteristics of the considered sector on the climates of other regions of the globe.

**Output data.** The study of hydrometeorological characteristics over the northern Pacific was carried out according to the ERA-40 project of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, United Kingdom. The initial data represent the average monthly values of air temperature and the mass fraction of water vapor in the nodes of the regular network  $2.5 \times 2.5^\circ$  in the range of  $20^\circ - 70^\circ$  North. and  $160^\circ$  eastwards -  $120^\circ$  west for the period from 1957 to 2003.

**Number of pages is - 67**

**The number of drawings is 16**

**The number of tables is - 4**

**The number of literature sources used - 60**

**Keywords:** Euclidean distance, homogeneous region, cluster analysis, representative vector, intra cluster variance.

## ЗМІСТ

ВСТУП.....	7
1 ОГЛЯД МЕТОДІВ ВИВЧЕННЯ І МОДЕЛЮВАННЯ КЛІМАТА .....	7
1.1 Клімат і погода.....	10
1.2 Природний і антропогенний вклад в зміну клімату.....	11
1.3 Кліматична система.....	13
1.4 Прогнозування змін клімату.....	14
1.5 Математичні моделі змін клімату.....	16
1.6 Недоліки глобальних математичних моделей.....	19
1.7 Методи угруповання - реаналіз даних.....	21
1.8 Фізико-географічний опис півночі Тихого океану.....	23
1.9 Основні течії північної частини Тихого океану.....	23
2 ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛІВ КЛАСТЕРІВ У ПОЛЯХ ВИХІДНИХ ХАРАКТЕРИСТИК.....	31
2.1 Універсальний ітераційний метод кластеризації даних.....	31
2.2 Кластерний аналіз полів вихідних характеристики температурно-вологісного режиму атмосфери над північною частиною Тихого океану.....	38
2.2.1 Кластеризація полів температури повітря і масової частки водяного пару на поверхні 850 гПа.....	40
2.2.2. Кластеризація полів температури повітря і масової частки водяного пару на поверхні 700 гПа .....	50
ВИСНОВКИ.....	61
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ .....	63

## ВСТУП

Серед глобальних екологічних проблем сучасності, одне з перших місць займає проблема зміни клімату. Глобальний клімат - це складна система, в якій поступове накопичення кількісних змін може привести до непередбачуваних наслідків.

Клімат планети це сукупність станів кліматичної системи, з характерних досить великим проміжком. Він проявляється в закономірній зміні погоди в спостережуваній місцевості. Основними показниками клімату є: температура повітря, переважний напрямок вітру, річна кількість опадів.

Актуальне вивчення кліматичних змін полягає в наступному, по-перше через зміни температури може статися зсув кліматичних поясів, що в свою чергу призведе до різкої зміни погоди. Збільшиться частота і сила аномальних погодних явищ. Також у зв'язку зі зміною температури змінюється і вологість повітря, що може призвести до появи територій непридатних для життя людей. Через стрімку зміну кліматичних умов багато екосистем, види живих істот, які в них входять, втратять свою різноманітність. Існують прогнози зникнення до 30 - 40% видів рослин і тварин, оскільки їх існування буде змінюватися швидше, ніж вони зможуть пристосуватися до цих змін. За словами експертів ООН, підвищення температури може призвести к продовольчим проблемам, а саме зниження врожайності. Іншим з важливих наслідків, кліматичних змін може стати нестача питної води.

Актуальною залишається задача вдосконалення моделей, які здатні описувати процеси зміни клімату, а також моделей, що дозволяють отримувати нові характеристики, які є відображенням фізичних процесів, які відбуваються в кліматичній системі.

## 1 ОГЛЯД МЕТОДІВ ВИВЧЕННЯ І МОДЕЛЮВАННЯ КЛІМАТА

Процес перенесення енергії від одного тіла до іншого за допомогою електромагнітного випромінювання називається променевим теплообміном [1].

Променева енергія являє собою енергія електромагнітних коливань з різними довжинами хвиль, що створюються тілом і поширюються у вакуумі зі

швидкістю світла  $c = 3 \cdot 10^8$  м/с. Зазвичай розглядається теплове випромінювання, якому відповідають довжини хвиль від 0,4 до 40 мк. [2].

При попаданні променевої енергії на будь-яке тіло лише частина цієї енергії поглинається; інша її частина відбивається, а деяка частина проходить крізь тіло. Тіла які поглинають всю падаючу на них променеву енергію, називають абсолютно чорними. Тіла які повністю відбивають падаючу на них променисту енергію, називаються абсолютно білими, а тіла які пропускають всю падаючу на них енергію абсолютно прозорими. Абсолютно чорних, білих і прозорих тіл в природі не існує.

Поглинання і віддзеркалення променевої енергії твердими тілами в значній мірі залежить від стану їх поверхні: гладкі і поліровані поверхні мають високу відображувальну здатність; шорсткі поверхні, навпаки мають високу поглинаючу здатність.

Випромінювання тіл різне. Воно залежить від природи тіла, температури, стану поверхні. Більшість зустрічаються в природі і техніці твердих і рідких тіл має значну поглинаючу і випромінювальну здатність. Внаслідок цього в процесах променистого теплообміну беруть участь лише тонкі поверхневі шари [1].

Інтенсивність теплопередачі шляхом теплопровідності і конвекції пропорційна температурі, а променевий тепловий потік пропорційний четвертій ступені температури і підкоряється закону Стефана - Больцмана

$$q = \sigma A (T_1^4 - T_2^4) \quad (1.1)$$

де  $q$  - тепловий потік (в джоулях в секунду, тобто в Вт),  $A$  - площа поверхні випромінюючого тіла (в  $\text{м}^2$ ), а  $T_1$  і  $T_2$  - температури (в кельвінах) випромінюючого тіла і оточення, що поглинає це випромінювання. Коефіцієнт називається постійною Стефана - Больцмана і дорівнює  $(5,66961 \cdot 10^{-8}) \text{ Вт} / (\text{м}^2 \text{ К}^4)$ ; [1].

Представлений закон теплового випромінювання справедливий лише для ідеального випромінювача - абсолютно чорного тіла [1]. Жодне тіло таким не є, хоча плоска чорна поверхня за своїми властивостями наближається до абсолютно чорного тіла. Світлі ж поверхні випромінюють порівняно слабо. Щоб врахувати відхилення від ідеальності численних «сірих» тіл, в праву частину виразу, що описує закон Стефана - Больцмана, вводять коефіцієнт,



менший одиниці, який називається випромінювальною здатністю.

Потужним випромінювачем теплової енергії є Сонце, воно нагріває Землю навіть на відстані 150 млн. км. Інтенсивність сонячного випромінювання, в результаті перетворення енергія реєструється метеорологічними станціями, які розташовані по всій земній кулі. Сонячна енергія надає глобальний вплив на процеси, що відбуваються на Землі, що формують погоду і клімат, і є джерелом існування життя.

У будь-якому місці Землі погода змінюється в різні роки по-різному. Однак при всіх відмінностях окремих днів, місяців і років кожному місцевість можна охарактеризувати цілком певним кліматом. Під локальним кліматом розуміється сукупність атмосферних умов за багаторічний період, який притаманний даній місцевості залежно від її географічної обстановки. Під географічною обстановкою розуміється не тільки положення місцевості (широта, довгота і висота над рівнем моря), а й характер земної поверхні, орографія, ґрунтовий покрив і ін. Атмосферні умови, котрі визначають клімат кожного місця, відчувають періодичні зміни в річному ході - від зими до літа і від літа до зими. Крім періодичних змін сукупність атмосферних умов дещо змінюється з року в рік. Це – між річна мінливість атмосферних умов [1, 2].

Сонячна енергія є практично єдиним джерелом енергії для земної поверхні і атмосфери. Саме енергія Сонця перетворюється в атмосфері і на земній поверхні в теплоту, вона ж служить джерелом енергії атмосферних рухів і перетворюється в інші види енергії.

Існують три основні цикли атмосферних процесів, які беруть участь у формуванні погоди і визначають клімат. Це так звані кліматоутворюючі процеси – тепло обіг, волого обіг і атмосферна циркуляція [1].

Термін «тепло обіг» описує складні процеси отримання, передачі, перенесення і втрати тепла в системі «землі-атмосфери». Потік сонячної радіації, що йде від Сонця до Землі, частково відбивається повітрям, хмарами і домішками, і відбивається назад у космічний простір. Ця енергія безповоротно втрачена для Землі. Інша частина енергії проходить крізь атмосферу. Атмосфера частково і в порівняно невеликій кількості поглинає сонячну радіацію, перетворюючи її в теплоту, частково розсіює її, змінюючи спектральний склад.

Пряма сонячна радіація що пройшла крізь атмосферу, і розсіяна радіація падаючи на земну поверхню, частково від неї відбивається, але в більшій

частині поглинаються і нагрівають верхні шари ґрунту і водойм. Земна поверхня сама випускає невидиму інфрачервону радіацію, яку в більшій її частині поглинає атмосфера, і в результаті чого нагрівається. У той же час земна і атмосферна радіації безперервно випромінюються в світовий простір і разом з відбитої сонячної радіацією врівноважують приплив сонячної радіації до Землі.

З іншого частиною променевої енергії, що потрапила в атмосферу, відбувається цілий ряд перетворень, результатом яких є нагрівання земної поверхні і атмосфери [1].

Частиною сонячної радіації є видиме світло. Тим самим Сонце є для Землі джерелом не тільки тепла, але і світла важливого елемента для життя на нашій планеті.

Променева енергія Сонця перетворюється в тепло частково в самій атмосфері, але в більшій степені на земній поверхні.

## 1.1 Клімат і погода

У практиці часто під кліматом розуміється деякі характеристики, частини траєкторії кліматичної системи, які змінюються за певний проміжок часу.

Клімат зональний [3]. Залежно від температурних умов, переважаючих повітряних мас і вітрів виділяють кліматичні пояси. В основному, клімат визначається надходженням променевої енергії Сонця на підстильну поверхню і в атмосферу, а також відмінностями, зумовленими розподілом суші і океану. Кліматоутворюючі чинники поділяють на ведучі та ведені. До ведучих відносять радіаційний і циркуляційний фактори, а до веденим - орографічний і характер підстильної поверхні.

Погода і клімат взаємопов'язані. В атмосфері протікають різноманітні фізичні процеси, які безперервно змінюють її стан. Фізичний стан атмосфери у земної поверхні і в нижніх 30-40 км в даний момент часу називається погодою [1]. Погода характеризується такими метеорологічними величинами як температура, тиск, вологість повітря, вітер, хмарність, атмосферні опади. Головні причини мінливості погоди є зміна кількості сонячного тепла, яке надходить протягом доби і протягом року, переміщення повітряних мас,

циклонів і антициклонів.

Атмосферні опади - це та кількість води в рідкій або твердій формі, яка випадає на поверхню Землі.

Температура повітря вимірюється на метеорологічних станціях кілька разів на день, після чого виводиться середньодобова, середньомісячна та середньорічна температура. Середньодобова температура є середньо арифметична температура, заміряна протягом доби через рівні проміжки часу. Середньомісячна температура - середнє арифметичне всіх середньодобових температур протягом місяця, середньорічна - середнє арифметичне всіх середньодобових температур протягом року. Так як будь-які сильні температурні коливання нівелюються при усередненні, отже середні температури в одній місцевості протягом кожного місяця і року залишаються приблизно постійними. Підвищення середньої температури на кілька десятих градусів робить значний вплив на клімат, тому що разом з температурою змінюються і всі інші елементи погоди.

Відносна вологість показує процентне відношення, кількості водяної пари в повітрі до тієї кількості яке знаходиться в повітрі при насиченні.

Навколишнє середовище безперервно змінюється. Змінюється і клімат, і перш за все температура, опади, їх внутрішньорічний розподіл. Це пов'язано з істотними змінами кліматоутворюючих факторів.

## 1.2 Природній і антропогенний вклад в зміну клімату

З вищесказаного випливає, що в останні десятиліття клімат змінюється і з наростаючою швидкістю. Однак питання про причини сучасного глобального потепління є не вирішеним до кінця. Протягом останніх десятиліть значний внесок в зміни вносить антропогенний вплив. Перш за все, до нього відноситься спалювання викопного палива, яке призводить до зміни концентрації вуглекислого газу в атмосфері вирубка лісів, що призводить до зміни альbedo і процесу опустелювання, і багато інших факторів впливу [22].

Кліматологи, в своїх дослідженнях, пов'язують це з антропогенним впливом на навколишнє середовище, а саме через зростання концентрації CO<sub>2</sub>, метану та інших парникових газів в атмосфері. Накопичення парникових газів в

атмосфері призводить до поглинання інфрачервоного теплового випромінювання з поверхні Землі, що нагрівається від сонячної енергії. Головним вкладом в кліматичні зміни є інтенсифікація людської діяльності, в першу чергу спалювання викопного палива і зміна землекористування. Дані процеси змінюють концентрацію газів і аерозолів, що складають атмосферу, які поглинають або розсіюють радіаційну енергію. Можна сказати, що саме накопичення парникових газів в атмосфері визначило підвищення середньо глобальної температури на  $0.6^{\circ}\text{C}$  [2].

З усіх парникових газів найбільший вплив, на клімат робить зростання концентрації  $\text{CO}_2$  при спалюванні різних видів палива. Вуглекислий газ помітно послаблює вихідні довгохвильові випромінювання, що створює парниковий ефект в атмосфері. Також існує природний вуглекислий газ, який виникає при виверженні вулканів. Половину від кількості викидів вуглекислого газу поглинають океанами і сушею. Крім вуглекислого газу, до парникових газів також варто віднести і метан. Надходження даного газу обумовлено поверхневими і підводними виверженням вулканів; озерно-болотними системами; процесами видобутку нафти і газу; сільськогосподарською діяльністю людини. Здатність метану поглинати інфрачервоне випромінювання в 21 раз вище, ніж у вуглекислого газу, і отже врахування зростання його концентрації надзвичайно важливий.

Однак не варто покладатись пояснення нинішніх і майбутніх змін клімату, тільки на антропогенним фактором.

Також в історії Землі відомі і природні зміни клімату, які відбувалися під дією зміни орбіти Землі, потоку сонячної енергії, наявності в атмосфері парникових газів, виверження вулканів і коливальних процесів в самій кліматичній системі.

До найбільш важливих проявів власної мінливості кліматичної системи Землі слід віднести такі явища, як Ель-Ніньйо - Південне коливання (ЕНЮК), Північноатлантичний коливання, Арктична осциляція. Ці явища справляють істотний вплив на поточний стан атмосфери і океану можуть змінювати свою інтенсивність і повторюваність на тлі змінного клімату.

В рідкісних випадках зустрічається твердження про повну відсутність антропогенного впливу на клімат, і також ще рідше всі зміни клімату пов'язують з антропогенним впливом. У більшості випадків розглядається

комплекс природніх і антропогенних чинників, які визначають сучасний стан клімату.

### 1.3 Кліматична система

Згідно з визначенням, кліматичну систему планети утворюють такі взаємодіючі між собою компоненти: атмосфера - газові хмари Землі, які впливає на перенесення сонячної радіації до поверхні Землі; океан - головний водний резервуар, що складається з вод Світового океану і прилеглих до нього морів, поглинає основну частину сонячної радіації, яка надходить на поверхню Землі; сушу - поверхню континентів з її гідрологічною системою, ґрунт і вічна мерзлота; кріосфера - континентальна і морська крига, гірські льодовики і сніговий покрив; біосфера - рослинність на суші і в океані, і також живі організми, включаючи людину [3].

Математично клімат визначається як статистична сукупність станів, яка приймається кліматичною системою за досить великий проміжок часу. Важливими кількісними показниками кліматичної системи служать при поверхневі характеристики атмосфери, такі як температура, вологість, опади, вітер і т.д.

#### *Особливості кліматичної системи як фізичного об'єкта*

Кліматична система як фізичний об'єкт має низку специфічних особливостей.

1. Головні компоненти системи - атмосфера і океан - з геометричних позицій можна розглядати як тонкі плівки, оскільки відношення вертикального масштабу до горизонтального становить величину порядку 0.01 - 0.001. Таким чином, система квазі двовимірна. Характерні тимчасові масштаби енерго значущих фізичних процесів лежать в діапазоні від 1 години до десятків і сотень років. Все це призводить до того, що лабораторне моделювання такої системи вкрай важке [4].

2. З кліматичною системою неможливо поставити цілеспрямований фізичний експеримент. Для вивчення клімату реальної кліматичної системи в наявності є лише частина даних довжиною в кілька десятків років, протягом яких проводилося досить повні натурні вимірювання. Ми можемо оцінити

відмінності станів кліматичних параметрів за різні проміжки часу в межах наявних даних [4].

3. В нашому розпорядженні є лише короткі ряди даних спостережень, та й ті лише про окремим компонентам кліматичної системи. Однак, навіть перераховані вище дослідження дозволяють зробити висновок, що головним засобом дослідження кліматичної системи є математичне моделювання.

#### 1.4 Прогнозування змін клімату

Якщо відбуваються зміни клімату, які мають антропогенне походження, то вони безсумнівно будуть загострюватися зі збільшенням антропогенного навантаження з відносним розвитком людства. У зв'язку з цим особливого значення набуває завдання прогнозу зміни клімату на кілька десятиліть вперед. Для повного прогнозу клімату необхідно додати прогноз природних змін клімату, які вносять свої корективи.

Всі передбачення змін клімату будуються на основі сучасних кліматичних моделей. Модель описує кліматичну систему, яка включає в себе атмосферу - океан - сушу - кріосферу - біосферу. Модель повинна відтворювати всі характеристики стану реальної кліматичної системи.

Модель не дає точного прогнозу на майбутні зміни клімату, вона дозволяє зробити оцінку можливих сценаріїв зміни клімату [4].

Основним завданням дослідження кліматичної системи є прогнозування її розвитку. Початковий стан кліматичної системи не може бути точно відомий і в процесі прогнозування ймовірність помилки збільшується. Атмосфера є найбільш нестійким, та швидко змінним компонентом системи. Тому прогноз її еволюції від заданого початкового стану не може бути довгостроковим.

Для того щоб зробити прогноз погоди, необхідно змоделювати динаміку атмосфери та фізичних процесів, які відбуваються. Моделювання кліматичної системи обмежена тим, що атмосфера хаотична. Отримати повністю точний початковий стан атмосфери неможливо, що є причиною вихідного рівня невизначеності у всіх моделях.

В основі всіх кліматичних моделей лежать встановлені фізичні закони. Кліматичні моделі здатні відтворювати важливі характерні риси сучасного

клімату, а також клімат минулого і їх еволюцію в часі.

За допомогою комплексних моделей клімату можуть бути отримані достовірні оцінки взаємозв'язків даних компонентів кліматичної системи і прогноз змін клімату. Точність комплексної моделі буде залежати від точності локальних моделей.

В даний час, кліматичні моделі інтенсивно розвиваються. В основі сучасних моделей клімату лежить сучасна модель загальної циркуляції атмосфери і океану, причому центральним напрямком їх розвитку є все більш точний опис всіх фізичних процесів, які беруть участь у формуванні клімату.

Для того щоб опис відгуку кліматичної моделі був правильним, на малі зовнішні впливи необхідно добре відтворювати не тільки сам клімат, але і ймовірність переходу з одного стану кліматичної системи в іншу [5].

При побудові сучасних моделей клімату, спираються на ряд принципів. Передбачається, що для опису динаміки атмосфери і океану справедливі рівняння Нав'є - Стокса для стисливої рідини [4]. У сучасних моделях використовуються рівняння Рейнольдса, за деяким просторовим і тимчасовим масштабами рівняння Нав'є - Стокса, то вважається що існує принципова можливість їх замикання. Процедура замикання передбачає, що ефекти процесів під сіткових масштабів можуть бути виражені через характеристики процесів великих масштабів. До таких процесів відносяться: перенесення випромінювання; конвекція, турбулентність в прикордонних шарах; хвильовий опір; дрібномасштабні дисипація і дифузія; перенесення тепла, вологи, метану та інших газів, в діючому шарі суші, в тому числі при наявності водойм [5].

В цілому математична реалізація регіональної моделі практично не відрізняється від глобальної. Її особливість полягає в необхідності постановки граничних умов, які забезпечують взаємодію з глобальною моделлю [6].

У різноманітних кліматичних моделях, які використовуються сьогодні в дослідженнях змін клімату виділяють наступні чотири класи: 1) прості кліматичні моделі (двовимірні, одновимірні); 2) моделі проміжної складності; 3) моделі загальної циркуляції атмосфери зі спрощеними описами верхнього перемішаного шару океану і морського льоду; 4) складні тривимірні моделі спільної циркуляції атмосфери і океану, які займають вищий щабель в ієрархії кліматичних моделей.

Прості моделі, у яких параметри підбираються відповідно до розрахунків кліматичних змін за допомогою МЗЦАО, можуть бути використані, наприклад,

для оцінки впливу викидів парникових газів в атмосферу та клімат. Моделі проміжної складності корисні в дослідженнях окремих фізичних процесів, їх взаємодій і зворотніх зв'язків між ними. Головною перевагою моделей, які знаходяться на більш низьких рівнях ієрархії, є їх висока обчислювальна ефективність.

Сучасні МЗЦАО включають в якості основних компонентів інтерактивні моделі атмосфери, океану, діючого шару суші, кріосфери і біосфери.

Тривимірні регіональні моделі (РКМ) мають дозвіл близько 10 км і розміри модельної області до субконтинентальним. Ці моделі підвищують якість розрахунків клімату внаслідок більш реалістичного уявлення не однорідної підстильної поверхні. Залежно від поставленого завдання початкові умови задаються у вигляді полів атмосферних величин, розрахованих в МОЦА або отриманих з реаналіза. Зазвичай РКМ проходить складну процедуру калібрування і тестування, перш ніж вона може бути застосована для конкретного регіону [7].

### 1.5 Математичні моделі змін клімату

Небагато країн займаються розвитком власних технологій моделювання клімату глобальної атмосфери. Насправді, фізичні процеси атмосферних явища є досить складними і до кінця не вивченими. Через обмеженість обчислювальних ресурсів просторове вирішення таких моделей недостатньо для повного опису деяких процесів, тому процеси необхідно описувати параметрично, знаючи лише характеристики атмосфери на масштабі характерного розміру осередку сітки [8].

У перших методах дослідження клімату лежить застосування моделей загальної циркуляції атмосфери, заснованих на рівняннях Нав'є-Стокса, записаних в сферичній системі координат з урахуванням не адіабатичних процесів перенесення енергії. Одна з перших глобальних кліматичних моделей була створена групою вчених в США. За допомогою даної моделі був виконаний числовий експеримент по оцінці реакції кліматичної системи на зміну концентрації парникових газів в атмосфері.

Надалі кліматичні моделі поповнювалися блоками загальної циркуляції



океану, морського льоду, гідрології суші і фотохімічних процесів в атмосфері [8].

У Росії глобальні моделі кліматичної системи створені і розвиваються в Інституті обчислювальної математики РАН і Головної геофізичної обсерваторії ім. А. І. Воейкова Росгідромету. За допомогою даних моделей досліджують фізичні процеси формування клімату, оцінюють внесок різних факторів, включаючи діяльність людини на мінливість і зміну сучасного клімату [29].

У міру накопичених наукових знань, стали з'являтися думки про те, що зміни клімату в деяких регіонах можуть мати несприятливі наслідки для населення, для природних і господарських систем. Для підготовки наукових доповідей про спостережувані і очікувані зміни клімату, їх можливі впливи на людину, природу і світову економіку. Всесвітньою метеорологічною організацією спільно з програмою ООН з навколишнього середовища була організована Міжурядова група експертів зі зміни клімату (МГЕЗК). У діяльності МГЕЗК беруть участь 195 країн. Основним інформаційним продуктом МГЕЗК є оціночні доповіді, які видаються періодично (раз в 5-7 років) і містять узагальнення даних про те, як змінюється і буде змінюватися глобальний клімат, які наслідки цих змін для природних і соціально-економічних систем [9].

Лише близько десятка країн в світі розвивають власні технології моделювання глобальної атмосфери (США, Англія, Канада, Франція, Японія, Німеччина, Австралія, Китай і Росія). Через обмеженість обчислювальних ресурсів просторова роздільна здатність таких моделей недостатньо для прямого повного опису деяких процесів (наприклад, глибокої конвекції), тому такі процеси необхідно описувати як параметричні, знаючи лише характеристики атмосфери на масштабі характерного розміру осередку сітки (в даний час близько 10 км по горизонталі).

Моделювання клімату почало розвиватися кілька десятиліть тому. Спочатку кліматичні моделі були фактично глобальними моделями атмосфери з фіксованою температурою поверхні океану. Надалі кліматичні моделі розвивалися в напрямку більшої ускладнення, до них поступово підключалися моделі океану, ґрунту, морського льоду і т.д. [8].

У міру розвитку моделей атмосфери, прогресу обчислювальної техніки стають все більш очевидно, що з поліпшенням параметризацій процесів під сіткового масштабу і підвищенням просторового дозволу помилка модельного

клімату зменшуються [10]. Це підтверджується, і за результатами проекту порівняння моделей Земний системи CMIP3 (2007 г.) і CMIP5 (2013 г.). Також в останні десятиліття поступово знижується рівень помилок в чисельному прогнозі погоди [11].

*Глобальна кліматична модель (ICON-IAP - Німеччина)*

На сьогоднішній день в даній моделі застосовується ікосаедральна трикутнікова сітка, в експериментальній моделі застосовують ікосаедральну сітку з шестикутниками. Маса точок розташована на колі кожної трикутної комірки [12].

*Атмосферна модель GFS (NCEP - США)*

В американському Національному центрі прогнозів навколишнього середовища застосовується спектральна напівлагранжева модель GFS з напів наявною схемою інтегрування за часом. Вирішення цієї моделі становить приблизно 13 км, 64 вертикальних рівня [13].

*Глобальна кліматична модель (Канада)*

Детермінована глобальна Екологічна багато масштабного (GEM) Операційна модель (Yeh et al. 2002) являє собою досить важливий інструмент для середньострокового чисельного прогнозування погоди в канадському Метеорологічному центрі (КМЦ) [14].

*NCAR (США)*

Спільна модель атмосфери і океану, в даний час використовується для вивчення природної мінливості кліматичної системи і реакцій на зміни. Модель містить океанічні і атмосферні моделі, біофізичні процеси наземної поверхні, модель гідрології ґрунту і моделі динаміки морського льоду [15].

Тривимірна глобальна атмосферна модель, розроблена в NCAR для спільнот по дослідженню погоди і клімату. Кліматична модель атмосфери є складовою частиною спільної моделі Земною системи CESM1 [16]. Модель включає в себе 4 різних блоки рішення рівнянь динаміки атмосфери: кінцевий об'ємний ейлерів по горизонталі, Лагранжа по вертикалі на «звичайної» широтна довготна сітка; блок з використанням спектральних елементів на кубічній сфері, а також розроблені багато років тому спектральний Ейлером і звичайно-різницевий напівлагранжева.

Модель включає в себе блок атмосферної хімії, що враховує основні процеси, пов'язані з малими газовими складовими і аерозолями, блок опису мікро фізичних процесів в хмарах [8].

### *ЕЦСПП (Великобританія) у співпраці з Метео-Франція*

Безсумнівним лідером серед глобальних моделей середньострокового прогнозу погоди є модель Європейського центру середньострокових прогнозів погоди (ЕЦСПП – ECMWF). Ця модель - спектральна напівлагранжева з двошаровою полунейвною схемою інтегрування за часом [17]. В даний час ця модель має дозвіл TL1279 (приблизно 16 км), вертикальне - 137 рівень [18].

### *INMCM3.0 (Інститут обчислювальної математики РАН, Росія)*

Спільна модель загальної циркуляції атмосфери входить в міжнародний проект CMIP3. Дозвіл в атмосферному блоці складає 5° по довготі, 4° по широті, по вертикалі 21 рівень в  $\sigma$ -координатах. Модель включає параметризації радіаційних процесів, конвекції і конденсації, процеси в ґрунті і на поверхні суші, гравітаційно-хвильовий опір [19].

### *Плаву (Росія, Гідрометцентр)*

Обчислювальна ефективна напівлагранжева глобальна кінцево-різницева модель загальної циркуляції атмосфери. Версія напівлагранжева моделі атмосфери з дозволом 0,9° по довготі, 0,72° за широтою і 28 рівнями по вертикалі успішно пройшла оперативні випробування і впроваджена в Гідрометцентрі Росії [20].

Існуючі моделі довгострокового прогнозування клімату не дозволяють отримати однозначну прогноз навіть на перше сторіччя, так згідно з оцінками, отриманими за кліматичними моделями, на які [32] посилається МГЕЗК при ООН температура поверхні Землі може підвищитися як на 1.1, так і на 6.4°C.

Кліматичні моделі є основними інструментами для дослідження реакцій кліматичної системи на різноманітні впливи, прогнози на сезонних і десятирічних тимчасових масштабах і для складання прогнозів майбутнього клімату, в найближчі сторіччя і за її межами.

## 1.6 Недоліки глобальних математичних моделей

Глобальні моделі загальної циркуляції атмосфери використовуються для дослідження клімату, вивчення впливу зовнішніх факторів на кліматичні зміни. Проте мають ряд обмежень свого застосування, які пов'язані з недостатністю дозволів регіональних особливостей.

Моделі не дають прогноз зміни клімату, вони лише описують ансамбль можливих станів кліматичної системи при впливі на неї антропогенних і природних чинників за заданим сценарієм. Обчислені за моделями значення метеорологічних величин можна використовувати тільки в узагальненому вигляді, наприклад, у вигляді усереднених за часом або по простору величин кліматичних параметрів [4].

Існують неточності в описі регіонального клімату. Для оцінки точності моделей в географічному регіоні необхідно порівняння реальних і модельних значень в окремих точках цього регіону. В результаті порівняння значень, середня похибка температури по всіх моделях складає від - 4.5 °C до + 1.5 °C [21].

Найбільше заниження температури моделей приходить на холодний сезон. Тоді ж відзначається і найбільший розклад між розрахунками моделей. Помітні систематичні помилки спостерігаються на північному заході Росії, однак на схід ця похибка зменшується. Влітку середні відхилення температури від даних спостережень істотно менше [7].

Спільна модель атмосфери і океану характеризується, перш за все, помилкою відтворення ТПО (температури поверхні океану). У більшості районів помилка становить 2 градуси, а в районах північно-західної Атлантики, помилка досягає 6 градусів [21]. Крім того, на 4 градуси завищена температура в помірних широтах півдня океану і в тропіках біля східного берега Тихого океану, а занижена на 2 градуси в при екваторіальному Тихому океані. Ці помилки є спільними для більшості сучасних моделей [22].

Один з підходів, для того щоб обійти ці труднощі є моделювання регіонального клімату. Просторова роздільна здатність в регіональних моделях клімату збільшується так, щоб можна було явно описати регіональні явища, які обумовлені особливостями підстильної поверхні.

Температура - досить надійний спостережуваний кліматичний параметр, який характеризує регіональні особливості енергетичного балансу і великомасштабні аномалії кліматичної системи. Різні дослідження змін температурних даних повітря на основі аналізу даних мережі метеорологічних станцій проводяться в Росії і за кордоном. Через наявність відмінностей у використаних методах аналізу даних, неоднорідності часових рядів, нерівномірності просторово-часового розподілу, впливу «теплових островів» і т.д. архіви даних можуть відрізнятися між різними групами досліджень, іноді

значно.

Ще одна з можливостей оцінювати модельне відтворення кліматичних характеристик надається даними реаналіза, які використовують МЗЦАО в режимі прогнозу погоди з асиміляцією даних спостережень. Дані реаналіза дозволяють перетворювати нерегулярні в часі і просторі спостереження в сіткові глобальні поля, які охоплюють періоди в кілька десятиліть. Оскільки деякі дані реаналіза не асимілюються, незважаючи на наявність відповідних даних спостережень, то існують сумніви в їх достовірності. Тому зазначені змінні розраховуються з похибками, які притаманні модельним розрахункам. Якість даних реаналізов для асимільованих змінних залежить від щільності спостереженої мережі. Незважаючи на ряд обмежень, дані реаналіза є динамічні і термодинамічні узгодженими і корисними джерелами.

Архіви даних приземної температури повітря, отримані за допомогою моделей реаналіза.

Архів Era-Interim отриманий за допомогою модельного реаналіза в Європейському центрі прогнозу погоди. Архів містить інформацію про погоду з 12-ти годинним тимчасовим дозволом в вузлах сітки T255 (приблизно 80 x 80 км) за період з 1979 року по теперішній час.

Архів даних реаналіза NCEP2, створений в США, використовує сітку 2.5° x 2.5° і охоплює період з 1979 по 2014гг. основна відмінність від ЕКФ у використовуються супутникових спостережень за температурою в доповненні до даних спостережень на станціях.

Оцінка точності даних архівів для території Росії приведена в роботі [23]. У Кокорева В.А і Шерстюкова А.Б роботі була оцінена точність відтворення за такими характеристиками: середньорічна і сезонні температури; суми температур вегетаційного і біологічно активного періодів; дефіцит тепла; сезонні і річні суми опадів.

### 1.7 Методи угруповання - реаналіз даних

Для аналізу накопичених природно-кліматичних даних застосовуються різні методи угруповання. До класичних методів аналізу багатовимірних геофізичних даних відносять: метод головних компонент, факторний аналіз,

кореляційний аналіз, дискримінантний аналіз, кластерний аналіз, багатовимірний аналіз. Вибір методів залежить від цілей дослідження і природи даних [23].

З використанням кореляційного аналізу вивчаються просторово-часові зв'язки між різними полями мете параметрів. У кліматології, наприклад, для сезонного прогнозу, аналізу структури коливань Ель-Ніньо використовують канонічний кореляційний аналіз в лінійної і нелінійної формах [23].

Серед методів багатовимірної статистики саме кластеризації найчастіше застосовується для обробки даних у багатьох природно-кліматичних дослідженнях. Наприклад, ієрархічна кластеризація використовувалася при вирішенні задачі прогнозу хмарності в [24]. Також в роботі [25], для вирішення завдання кліматичного районування використовувалася ієрархічна кластеризація. На основі даних 35 метеостанцій по 22 кліматичним показникам.

Для вирішення завдання просторової декомпозиції метеорологічних полів Північної півкулі була використана кластеризації за методом k-середніх [26]. Для дослідження були використані глобальні агро-кліматичні дані, де для кожної метеостанції світу вказані до 14-ти спостережуваних і обчислюваних параметрів.

Таким чином, кластеризація є методом, який інтенсивно застосовуються при аналізі природньо-кліматичних даних.

Кліматичне районування направлено на аналіз закономірностей формування різних типів клімату в глобальній кліматичній системі. Науково і практична значущість будь-якій кліматичній структуризації безперечна.

При виділенні кліматичних районів також крім температурно-вологісних характеристик враховується переважаюча над територією відповідних типів повітряних мас по сезонах року і характер підстильної поверхні. Так, наприклад, в одній з найбільш використовуваних класифікації клімату В.П. Кеппена класи виділені на основі кількісних критеріїв тепло-вологісного режиму з урахуванням ландшафту зон суші [27]. Кліматичні зони по Б.П. Алісова визначаються в залежності типів повітряних мас і їх циркуляції [23]. Сучасні класифікації пропонують більш математизувати підходи, котрі засновані на обліку вкладу кожного впливаючого фактору, на застосуванні ієрархічного кластерного аналізу даних температури, опадів і ін. [27].

З вищесказаного випливає, що одним з поширених методів рішення задачі кліматичного районування є кластеризація даних.

Для початку слід зазначити, в чому різниця між класифікацією і кластеризацією. Кластеризація розбиває безліч об'єктів на групи, які визначаються тільки її результатом. Класифікація відносить кожен об'єкт до однієї з заздалегідь визначених груп [28].

Кластерний аналіз - це багатовимірна статистична процедура, яка виконує збір даних, що містять інформацію про вибірку об'єктів, і потім впорядковує об'єкти в порівняно однорідні групи (кластери). Кластери - група елементів, які характеризуються загальною властивістю, головна мета кластерного аналізу - знаходження груп схожих об'єктів у вибірці [25].

Для кожного кластера обчислюються статистичні та структурні характеристики. Саме структурні параметри дають можливість кількісного порівняння різних кластерів один з одним. Результатом кластерного аналізу є набір кластерів, які мають схожу поведінку досліджуваного параметру.

Існує велика кількість різновидів методів кластеризації числових даних, які мають як свої переваги, так і недоліками. Однак, у більшості з них є спільна риса - необхідність задавати кількість кластерів до початку кластеризації, що істотно ускладнює обробку даних і звужує можливості кластеризації. Тому для отримання об'єктивної інформації потрібні методи, в яких не потрібно вказувати кількість кластерів. Таку можливість надають ієрархічні методи (агломеративні і дивізіонні), а з неієрархічних - алгоритм CLOPE [23]. Особливістю ієрархічних алгоритмів є забезпечення порівняно високої якості кластеризації. При цьому не потрібна попередня завдання кількості кластерів.

Наявність суб'єктивного впливу дослідника на виконання кожного етапу кластерного аналізу обумовлює неоднозначність отриманого результату. Потрібно і порівняння з аналогічними результатами, але в іншому просторі показників, і порівняння з результатами аналізу, але з іншими інструментальними засобами.

## 1.8. Фізико-географічний опис півночі Тихого океану

Тихий океан - найбільший за площею, найглибший і найдавніший з океанів. Це унікальний географічний об'єкт нашої планети. Океан утворився більше мільярда років тому і є залишком стародавнього гігантського водного

просто Панталасса.

Головні природні особливості Тихого океану - значні глибини, часті рухи земної кори, безліч вулканів на дні, величезний запас тепла у водах, виняткова розмаїтість органічного світу.

Загальні відомості про Тихий океан:

- Площа (разом з морями) 178.7 млн км<sup>2</sup>;

- 53% обсягу Світового океану;

- Кількість морів: 25;

- Кількість островів: близько 10 000;

- Середня глибина: 3960 м, Максимальна глибина: 11022 м (Маріанська западина).

Тихий океан розташовується із заходу на схід на 19 тис. км, а з півночі на південь - на 16 тис. км. Північна межа океану проходить через Берингову протоку. Кордони з Атлантичним і Індійським океанами проведені за умовними меридіанах. Океан має овальні обриси, місцями витягнута з північного заходу на південний схід і найбільш широкий між тропіками. Розташування майже у всіх географічних поясах Землі, за винятком арктичного поясу, обумовлює надзвичайна різноманітність його природи.

Тихий океан омиває береги всіх материків, крім Африки. Берегова лінія Північної і Південної Америки відносно рівна, а поблизу берегів Євразії сильно розчленована. Тут розташовано багато крайніх морів: Берингове, Охотське, Філіппінське, Південно-Китайське. В океані розташована велика кількість архіпелагів і окремих островів. На півночі і заході вони утворюють острівні дуги (наприклад, Японські, Філіппінські острови). Найбільше в світі скупчення островів - Океанія знаходиться в центральній і західній частинах океану. Екватор розділяє Тихий океан умовно на дві різні частини [29].

**Алеутський архіпелаг.** Являє собою ланцюг з більш ніж 150 головним чином вулканічних островів, що утворюють острівну дугу, яка відокремлює Берингове море на Північ від основної частини Тихого океану. Ці острови займають площу 17,666 км<sup>2</sup> і простягаються на 1800 км на Захід від півострова Аляска, до острова Атту. Перетинаючи довготу 180 °, є найбільш західною частиною сполучених Штатів. Майже весь архіпелаг є частина, включаючи невеликі геологічно пов'язані і віддалені Командорські острови, які входять до складу Росії, на крайньому західному кінці. Острови утворюють природний міст між континентами, також 57 вулканів знаходяться в північній частині



тихоокеанської ланцюга вулканів, які зазвичай називають тихоокеанським кільцем вогню[30].

**Алеутській мінімум.** Область низького атмосферного тиску поблизу Алеутських островів Тихого океану, що проявляє себе в основному взимку. Викликає інтенсивні циклони з сильними снігопадами і вітрами на Алясці, Камчатці, Курильських островах.

Зниження атмосферного тиску пов'язане з теплою аляскінською течією, коли наростає його контраст з охолоджують островами і холодними водами у західній околиці Алеутської островної гряди. На північ від кожного з них на гілки полярного фронту розвивається серія циклонів. Їх поповнення і посилення відбувається шляхом входження в цей район областей (ядер) високого тиску з Арктики і з Азіатського материка.

**Гавайській архіпелаг.** Гавайські острова витягнутим відрогом в напрямку до берегів Азії. Гаваї найвіддаленіший островним ланцюг в світі. Гавайський архіпелаг розташований в Центральній частині Тихого океану, відстань від Каліфорнії 3850 км і до Японії 6195км.

Всі гавайські острови були сформовані вулканічною активністю, а це значить, що острови є насправді кінчиками величезних гір під океаном, що утворилися внаслідок гігантських виверження. Починаючи з північного заходу і спускаючись на південний схід, кожен вулкан молодше попереднього. Найстаріший на північному заході острова ланцюг утворився близько 80 млн. років тому. Вулкани на південному острові, великий острів Гаваї, більшість вулканів лишаються діючими і розширення архіпелагу можна спостерігати до сьогодні [31].

**Гавайський антициклон.** Субтропічний антициклон, що виявляється на багаторічних середніх картах розподілу тиску за будь-який місяць року в субтропічних і тропічних широтах північної частини Тихого океану, з центром на північ від перманентний центр дії атмосфери. Тиск в центрі досягає максимальних значень зазвичай в липні, результатом переважного наявності в зазначеному районі великих і інтенсивних, теплих і високих малорухомих антициклонів. В окремих синоптичних ситуаціях над північною частиною Тихого океану розташовуються в зазначених широтах частіше не один, а два, іноді три окремих антициклони.

**Курильський архіпелаг.** До складу Курильської гряди входить значна кількість островів вулканічного походження, з яких найбільш великими є

Парамусір, Уруппу, Еторофу і Кунасірі. Загальна площа островів архіпелагу дорівнює 15600 км<sup>2</sup>. На Курильських островах налічується 20 діючих вулканів і приблизно стільки ж затухаючих. Острови носять гористий характер, окремі вулкани досягають висоти 2334 м над рівнем моря (Алаїд). По узбережжю зустрічаються невеликі рівнинні ділянки.

Незважаючи на південне географічне положення, клімат Курильських островів суворий, він відрізняється холодними та тривалими зимами і прохолодним літом. Оподи рясні, хмарність та вологість повітря значна, характерні затяжні тумани.

Найхолоднішим місяцем є лютий, середня температура якого на о. Еторофу дорівнює -6,9°C, а найтеплішим - серпень (15,8°C). Річна кількість опадів 750-1000 мм. Дощі випадають не тільки влітку, але іноді і взимку. Сніговий покрив з'являється в кінці жовтня і тримається до середини травня. З вулканічною діяльністю пов'язані поширені на Курильських островах численні гарячі і сильно мінералізовані джерела з температурою води від 30 до 70°C. Виходи їх спостерігаються в різних місцях біля підніжжя скель, в тріщинах застиглої лави, в кратерах вулканів. Вода багатьох джерел безбарвна, прозора, але містить часто сіру, місцями відкладалися по краях у вигляді жовтих зерен, вона часто використовується населенням для лікувальних цілей. Холодні джерела з прісною і придатною для пиття водою зустрічаються рідко, на деяких островах (Райкоке) прісної води немає.

Значні суми опадів і високий коефіцієнт стоку сприяють розвитку на островах густої мережі з невеликих водотоків. Всього тут налічується понад 900 річок. Внаслідок гористій поверхні островів поверхневий стік розділяється на численні малі за площею водозбірні басейни, утворюючи систему потоків, що розтікаються від центральних височин. Гористість островів визначає також крутий ухил річок і велику швидкість їх перебігу; в руслах річок часті пороги і водоспади. Річки рівнинного типу складають рідкісний виняток. Підходячи до моря, одні річки спадають водоспадами з високих обривів, інші виходять на рівнині, піщане або болотисті, узбережжя; в гирлах цих річок часто розташовуються мілководні бари, галькові коси і Пересип, що перегороджують вхід шлюпок в річки навіть під час припливу. Основне харчування річки отримують від дощів, значну роль відіграє також снігове живлення, особливо від снігів що залягають в горах. Розливи річок бувають навесні і після сильних дощів влітку. Гірські річки покриваються льодом не щороку, а водоспади

замерзають тільки в виключно суворі зими. Льодом покриваються щорічно тільки повільно поточні потоки в межах рівнинних ділянок; найбільша тривалість льодоставу складає 4-5 місяців.

### 1.9 Основні течії північної частини Тихого океану

**Течія Куросіо.** Куросіо тепле північно-східне океанська течія біля узбережжя Японії. Цю течію також називають «потокотом Японського впливу». Куросіо означає "чорний потік" на японській мові, названий на честь глибокого ультрамаринового кольору високої вологості та солоності, який виявляється течією на північ від осі струму. Куросіо простягається до 35° Пн широти, розширюється та простягається на схід до довготи 160°, ділиться на дві течії Північно-Тихоокеанський, та подальше продовження на схід, яке кидає гілки на південь до 150° захід д., потік Цусіма є гілкою головного потоку, що впадає в Японське море, вздовж західного узбережжя Японії.

Вода потрапляє в Куросіо по широкому фронту близько 1000 км шириною, потім прискорюється і звужується. Уздовж західного краю Тихого океану, між Філіппінами і східним узбережжям Японії вузька смуга шириною менше 100 км шириною і приблизно 1 км максимальної глибини протікає на 3000 км. Низький, інтенсивний потік зберігається на відстані 1500-2000 км від східного узбережжя Японії, після чого спостерігається помітне падіння швидкості. Куросіо - швидкий океанський потік (від 2 до 4 вузлів). Кожну секунду потік транспортує близько 50 млн. тон морської води, що проходить по південно-східному узбережжю Японії. В цілому в потоці існує два різних види води теплої солоною водою справа, холодну водою зліва. Відчувається різниця в швидкості, в місцях зміни осі, та підчас зміни сезонів. Крім змін, що виникають внаслідок припливів, короткострокові зміни від основного зрушення в осі Куросіо можуть відбуватися, коли він протікає повз південь Японії.

Коли розвиваються меандр, холодна вода піднімається до поверхні між Куросіо і узбережжям, а температура знижується до 10 °С нижче норми. Ця зміна істото впливає на прибережні і морські промисли.

Куросіо грає вирішальну роль в обміні тепла на півночі океану. Потік передбачає великий обсяг води, здатної переносити велику кількість тепла.

Температура води в морі сильно впливає на хмарне покриття і опади. На південному узбережжі Аляски, ефект Куросіо створює більш помірний клімат [32].

**Курильська течія.** Курильські течія (Оясіо) є західним граничним потоком в субполярного круговій циркуляції північній частині Тихого океану. Курильські починається в Беринговому морі. Воно йде на Пд повз півострова Камчатка і Курильських острови, та поповнюються водами Охотського моря. До від Північної Японії між 37 і 40 ° пн. ш. Курильська течія зустрічається з Куросіо. Частина якої переносяться Курильських течією води занурюється нижче вод Куросіо і поширюється далі на пд. як проміжна вода низької солоності. Основний потік Курильського течії повертає на сх. уздовж північного краю Куросіо, утворюючи океанічний полярний фронт, де його води також занурюються і потім розсіюються в південному напрямку, утворюючи проміжні води до 170° зх. д. Курильські течія переносить. Суб-арктичний водну масу, яка характеризується низькою температурою і низькою солоністю. Температури близько 4-5 °С на глибині між 200 і 500 м приблизно на 42-45 ° пн. ш. На цій же глибині в Куросіо температура 12-18 °С. Поверхнева вода Курильського течії (шар кілька сотень метрів) дуже багата поживними речовинами і планктоном. Тому води Курильської течії мають коричневий колір на відміну від бідних поживними речовинами вод Куросіо, що мають колір темного аквамарина.

Максимальний перенесення Курильського течії досягає 15 млн. тон с., Одна третина витрати надходить з Берингової моря, друга - з району Алеутських островів і решта району циклонічного кругообігу на схід від Курильських островів. Іноді частина вод Курильського течії на південь від Камчатки проходить в Охотське море, а потім знову повертається в основний потік через протоки між Курильськими островами.

Однак такий водообмін між Курильських течією і Охотським морем не є постійним. На схід від Японії між тим де Курильські течія стикається з Куросіо, спостерігаються вихрові вири діаметром в декілька сотень кілометрів, антициклонічні вихори тепліші і більш солоні, ніж суміжні води Куросіо, і циклонічні вихори (кругообіг) більш холодні і менш солоні, ніж води Курильського течії. Ці вихрові руху, мабуть, можуть існувати від декількох місяців до року, особливо у випадках антициклонічні вихрових вони мають великі розміри. Хоча Курильські течія є західним граничним потоком

субполярного кругообігу, геострофічна швидкість дорівнює 0,1-1 вузла і набагато менше швидкості Куросіо це пов'язано з тим що Тихий океан звужується на пн. І його північна частина за розмірами значно менше центральної частини, зайнятої тихоокеанською течією швидкість якої становить зазвичай менше 25 см в секунду, що транспортує близько (11млн. м<sup>3</sup>) води в секунду вище (1000 м).

Температура і солоність її води змінюються в залежності від сезонних коливань інсоляції і потоку. Максимальні діапазони температури і солоності від півночі до південного кінця - від 9° до 26° С і 32,5 до 34,5 частин на тисячу, відповідно [33].

**Аляскінська течія.** Тепла течія в північно-східній частині Тихого океану, північна гілка Північного Тихоокеанського течії. Течія входить в Аляскінську затоку з півдня, проходить на північ і потім в вершині затоки, повертає на південний захід після повороту значно посилюється. Через східні протоки Алеутських островів проникає в Берингове море. Поширюється на великі глибини, аж до дна, про що свідчать відхилення в напрямку течії, викликані не рівностями рельєфу дна.

Швидкість течії знаходиться в межах від 0,2 до 0,5 м/с. Води течії відрізняються підвищеною температурою, яка на поверхні становить в лютому від 2 до 7 ° С, в серпні - від 10 до 15 ° С. Солоність води - 32,5 проміле [29].

Північно-Пасатна течії. Течія весь рік несе води з температурою 25-29°С. Висота температура поверхневих вод приблизно до глибини 700 м зберігається в межах Куросіо майже до 40° ш. 27-28 °С в серпні і до 20 °С в лютому, а також в межах Північно океанської течії (18-23 °С в серпні і 7-16 °С в лютому). Має істотне охолоджуючий вплив на північний схід Євразії аж до півночі Японських островів яке зароджується в Беринговому морі холодна Камчатському-Курильські течія, яка взимку посилюється холодними водами, які надходять з Охотського моря. Рік від року потужність його сильно коливається в залежності від суворості зим в Беринговому і Охотському морях. Район Курильських островів і острова Хоккайдо - один з небагатьох в північній частині Тихого океану, де взимку бувають льоди. У 40 півн.ш. при зустрічі з течіями Куросіо і Курильською течія занурюється на глибину і входе в Північно тихоокеанський потік. В цілому температура вод північної частини Тихого океану вище, ніж в південній на тих же широтах (5-8 ° С в серпні в Беринговому протоці). Це частково пояснюється обмеженим водо-обміном з

Північним Льодовитим океаном через порога в Беринговому протоці.

***Північнотихоокеанська течія.*** Північно тихоокеанську течія іноді називають «Куросіо дріфт», це повільний теплий потік води, який тече з заходу на схід між 40 і 50 градусами північної широти в Тихому океані. Ця течія утворює північно тихоокеанського субполярного коло обігу. Ця течія сформована зіткненням потоку Куросіо що йде на північ від узбережжя Японії, і Курильською течією, яка є холодним субарктичним потоком, який тече на південь і циркулює проти годинникової стрілки вздовж західного північного Тихого океану. У східній північній частині Тихого океану на побережжі штату Каліфорнія, вона розділяється на південний утворює Каліфорнійську течію, і на північний Аляскінську течію.

Течія зі східного побережжя острова Хонсю, Японія охоплює понад 20° довготи. За деякими даними, часто вважається частиною потоку Куросіо. Потоки охоплюють велику площу, що призводить до потепління в широті води до під полярних широт, викликаючи температуру майже 26,8 ° С. Середня температура поверхні моря в межах ПТхО може змінюватися взимку від 7.2-16.1° С і в літні місяці 17.8-23.3° С.

## 2 ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛІВ КЛАСТЕРІВ У ПОЛЯХ ВИХІДНИХ ХАРАКТЕРИСТИК

### 2.1 Універсальний ітераційний метод кластеризації даних

Однією з вимог, що пред'являються до впливаючих факторів, є їх ортогональність [34,35]. Крім того, при побудові статистичних моделей завжди прагнуть здійснити процедуру стиснення інформації що впливають на фактори, що зменшує розмір моделей і призводить до отримання більш достовірних значень їх параметрів.

З метою стиснення інформації впливаючих факторів, які представляють собою характеристики тепла і вологовмісткістю повітря на рівнях 850 гПа і 700 гПа був використаний кластерний аналіз. Цей метод є одним з методів багатовимірного статистичного аналізу і часто застосовується для стиснення даних перед включенням їх в різного виду математичні моделі (наприклад, моделі прогнозу або ж імітаційні моделі).

*Універсальний ітераційний метод кластеризації даних (УІМКД) [36].*

Перше застосування кластерний аналіз знайшов в соціології. Назва кластерний аналіз походить від англійського слова cluster - гроно, скупчення. Вперше в 1939 було визначено предмет кластерного аналізу і зроблено його опис дослідником Тріоном [37]. Головне призначення кластерного аналізу роздріблення безлічі досліджуваних об'єктів і ознак на однорідні у відповідному розумінні групи або кластери. Це означає, що вирішується завдання класифікації даних і виявлення відповідної структури в ній. Методи кластерного аналізу можна застосовувати в самих різних випадках, навіть в тих випадках, коли мова йде про просте угруповання, в яких все зводиться до утворення груп по кількісній подібності. Значна перевага кластерного аналізу в тому, що він дозволяє виробляти роздріблення об'єктів не по одному параметру, а по цілому набору ознак. Крім того, кластерний аналіз на відміну від більшості математико-статистичних методів не накладає ніяких обмежень на вид розглянутих об'єктів і дозволяє розглядати безліч вихідних даних практично довільної природи.

Кластерний аналіз дозволяє розглядати досить великий обсяг інформації і різко скорочувати, стискати великі масиви різних даних, робити їх компактними і наочними. Важливе значення кластерний аналіз має стосовно совокупностям часових рядів, що характеризують фізичні процеси. Тут можна виділяти періоди, коли значення відповідних показників були досить близькими, а також визначати групи часових рядів, динаміка яких найбільш схожа.

Кластерний аналіз можна використовувати циклічно. У цьому випадку дослідження проводиться до тих пір, поки не будуть досягнуті необхідні результати. При цьому кожен цикл тут може давати інформацію, яка здатна сильно змінити напрямок і підхід подальшого застосування кластерного аналізу. Цей процес можна представити системою зі зворотнім зв'язком. У завданнях прогнозування вельми перспективно поєднання кластерного аналізу з іншими кількісними методами (наприклад, з регресійний аналізом). Як і будь який інший метод, кластерний аналіз має певні недоліки і обмеження: зокрема, склад і кількість кластерів залежить від обраних критеріїв розбиття. При зведенні вихідного масиву даних до більш компактному увазі можуть виникати певні спотворення, а також можуть втрачатися індивідуальні риси окремих об'єктів за рахунок заміни їх характеристик узагальнених значень параметрів кластера. При проведенні класифікації об'єктів ігнорується дуже часто можливість відсутності в даній сукупності будь-яких значень кластерів.

Існує безліч літератури, де докладно описані різні методи проведення кластерного аналізу [34, 37-44]. Однак ідеального алгоритму не існує і потенційно не може існувати [43]. Можна створити досить якісний алгоритм, який дасть добре зрозумілі результати, наприклад, в медицині, але при застосуванні в інших областях науки, отримані результати можуть бути сумнівними.

У 2003 році Серга Е.М. розробив алгоритм УАІМКА (Універсальний адаптивний ітераційний метод кластерного аналізу) [45,46], який добре показав себе при кластеризації територій, порівнянних з територією України, але при застосуванні його для більших просторів виникли деякі труднощі, пов'язані з виявленням невеликої кількості великих кластерів з потенційно неоднорідними районами. Тому початкові кластери доводилося «дробити», за допомогою цього ж методу, після чого можна було якісно обґрунтувати, з фізичної точки зору, отриману кластеризацію. Крім усього, іноді виявляються значні коефіцієнти



кореляції, які використовувалися в якості критерію в УАІМКА, могли б викликати неоднозначне тлумачення. Крім того, використання внутрішньо кластерних і міжкластерних дисперсій для визначення відмінностей або ж критеріїв (наприклад, індекс Данна, індекс Calinski-Narabasz, індекс Девіса-Болдуїна і т.д.) при кластеризації гідрометеорологічних даних не завжди доречні, відповідно, і критерію Фішера (в вигляді відносини сумарною дисперсії до зменшувати по ранжувати ряду або ж відносини дисперсій двох випадкових величин) в якості єдиного, що визначає ті ж самі відмінності, так як в залежності від даної характеристики, знаходиться під впливом одного глобального процесу, можна отримати, наприклад, один кластер там, де їх кілька, що може викликати помилкові судження про фізику процесу.

У зв'язку з вищесказаним, в УІМКД обраний дещо інший підхід до критеріїв кластеризації, акцентувавши увагу на виявленні неоднорідності кластерів, за допомогою відомих параметричних і непараметричних критеріїв Фішера, Крамера-Уелча і Лемана-Розеблатта, застосування яких в математичній статистиці до незалежних безперервних випадкових величин законами розподілу, які є невідомими, є найбільш аргументованим [47-51].

Відомо [44, 52], що найвищий ступінь однорідності досягається, якщо обидві вибірки взяті з однієї генеральної сукупності, тобто справедлива нульова гіпотеза  $H_0 : F(x) = G(x)$  при всіх  $x$ . Відсутність однорідності означає, що вірна альтернативна гіпотеза  $H_1 : F(x) \neq G(x)$  хоча б при одному значенні аргументу  $x$ . Якщо гіпотеза  $H_0$  прийнята, то вибірку можна об'єднати в одну, якщо немає, то неможна.

Перш ніж приступити більш детально, до розгляду згаданих критеріїв, необхідно сказати, що гідрометеорологічні величини в більшості випадків не підкоряються нормальному закону розподілу, і є незалежними безперервними випадковими величинами.

Критерії Фішера і Крамера-Уелча (Критерій Стьюдента) досить добре розглянуті в [51,53]. Тому наведемо лише кінцеві формули їх визначень:

а) критерій Фішера: 
$$F = \frac{S_x^2}{S_y^2};$$

б) критерій (статистика) Крамера-Уелча: 
$$T = \frac{\sqrt{mn}(\bar{x} - \bar{y})}{\sqrt{nS_x^2 + mS_y^2}},$$

$S_x^2$  де - незміщена дисперсія випадкової величини  $x$ ,

$S_y^2$  де - незміщена дисперсія випадкової величини  $y$ ,  $\bar{x}$  і  $\bar{y}$  - середні значення випадкових величин,  $i$  - об'ємом випадкових вибірок  $x$  і  $y$ .

Необхідно відзначити, що застосування критерію Крамера-Уелча не менше обгрунтовано, ніж застосування критерію Стюдента. Додаткова перевага - не потрібно рівності дисперсій  $S_x^2$  і  $S_y^2$  [44, 49]. Тому, для перевірки однорідності математичних очікувань (гіпотеза) доцільно застосовувати критерій Крамера-Уелча [44, 49].

Критерії перевірки гіпотез про дисперсії на відміну від гіпотез про середні вельми чутливі до будь-яких відхилень від припущень, в умовах яких вони були отримані. І також відсутній або суперечлива інформація щодо потужності відповідних критеріїв [47].

Невідхилення перевірених гіпотез про рівність середніх і рівність дисперсій ще не говорить про приналежність вибірок однієї і тієї ж генеральної сукупності. Це свідчить лише про можливе рівність числових характеристик, але не законів розподілу. Вибір же критеріїв перевірки гіпотез щодо законів розподілу, що відповідають двом вибіркам, більш скромніший. Як правило, на практиці використовується або критерій Смірнова, або критерій Лемана-Розенблатта [52]. Перевагу використання даних критеріїв для перевірки однорідностей детально обговорювалася в [51,52]. В [44,47] було показано, що для критерію типу омега-квадрат ( $\omega^2$ ) немає вираженого ефекту відмінності між номінальними і реальними рівнями значеності. Тому рекомендовано для перевірки однорідності функцій розподілу (гіпотеза  $H_0$ ) застосовувати статистику  $A$  типу омега-квадрат, а при відсутності методичного, табличного або програмного забезпечення для статистики Лемана-Розенблатта, рекомендовано використовувати критерій Смірнова.

Розглянемо критерій Лемана-Розенблатта, згідно з тим, як він представлений в [44,47,52].

Статистика критерія типу омега-квадрат для перевірки однорідності двох незалежних вибірок має вигляд:

$$A = \frac{mn}{m+n} \int_{-\infty}^{\infty} (F_m(x) - G_m(x))^2 dH_{m+n}(x),$$

де  $H_{m+n}(x)$  – емпірична функція розподілу, побудована по об'єднаній вибірці.

Легко побачити що,

$$H_{m+n}(x) = \frac{m}{m+n} F_m(x) + \frac{n}{m+n} G_n(x).$$

Згідно [51] значенням статистики залежить лише від рангів елементів вибірки.

Статистика  $A$  типу омега-квадрат була запропонована Е. Леманн [54] в 1951 р, вивчена М. Розенблатта [55] в 1952 р., а потім і іншими дослідниками. Вона залежить лише від рангів елементів двох вибірок в об'єднаній вибірці. Нехай  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_m$  - перша вибірка,  $x'_1 < x'_2 < x'_3 < \dots < x'_m$  - відповідний варіаційний ряд,  $y_1, y_2, y_3, \dots, y_n$  - друга вибірка,  $y'_1 < y'_2 < y'_3 < \dots < y'_n$  - варіаційний ряд, відповідний другій вибірці. Оскільки функції розподілу незалежних вибірок неперервні, то з ймовірністю  $p=1$  всі вибіркові значення різні, збіги відсутні. Статистика  $A$  уявляється в вигляді [52]:

$$A = \omega^2 = \frac{1}{mn(m+n)} \left[ m \sum_{i=1}^m (r_i - i)^2 + n \sum_{j=1}^n (s_j - j)^2 \right] - \frac{4mn-1}{6(m+n)},$$

де  $r_i$ - ранг  $x_i$  і  $s_j$  ранг  $y_j$  в загальному варіаційному ряді, побудованому за об'єднаною вибіркою.

Правила прийняття рішень при перевірці однорідності двох вибірок на основі статистики типу омега-квадрат ( $\omega^2$ ), так само як і статистики Смірнова, на основі критичних значень в залежності від рівнів значущості і обсягів сукупностей випадкових величин наведені в таблицях [56].

У УІМКД, в якості вихідної інформації виступає матриця  $X = (x_{ij})_{m \times n}$ , яка містить  $m$  векторів-рядків мірності, що характеризує статистичні ряди об'ємом  $n$  в  $m$  пунктах, які і повинні бути кластеризовані. Як апріорної інформації, на відміну від інших методів, так само як і в УАІМКА, задається тільки мінімальна кількість векторів  $\tau$ , які можуть скласти кластер.

Ітераційний процес в алгоритмі УІМКД складається з ряду кроків:

1-й крок: Розрахунок квадратних матриць порядку  $m$  евклідових відстаней між всіх векторів  $X$

$$D = (D_{ij})_{m \times m}, \quad D_{ij} = \sqrt{\sum_{s=1}^n (x_{js} - x_{is})^2}. \quad (2.1)$$

Матриця є симетричної. На головній діагоналі цієї матриці розташовуються нулі.

2-й крок: У кожному рядку матриці  $D$  здійснюється ранжування її елементів, тобто її елементи розташовуються в порядку зростання. В результаті отримаємо матрицю  $D^l$  вигляді

$$D^l = \begin{pmatrix} 0 & d_{12}^{(p)} & d_{13}^{(p)} & d_{14}^{(p)} & \dots & d_{1m}^{(p)} \\ 0 & d_{22}^{(p)} & d_{23}^{(p)} & d_{24}^{(p)} & \dots & d_{2m}^{(p)} \\ 0 & d_{32}^{(p)} & d_{33}^{(p)} & d_{34}^{(p)} & \dots & d_{3m}^{(p)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & d_{m2}^{(p)} & d_{m3}^{(p)} & d_{m4}^{(p)} & \dots & d_{mm}^{(p)} \end{pmatrix}. \quad (2.2)$$

В ній виражається перенумерація елементів кожного ряду ( $p$ - номер стовпця, в якому розташовується елемент кожного рядка матриці (2.2) в матриці  $D$  ( $p = \overline{1, m}$ )).

Нехай припустимо, ми домовилися що мінімальне число векторів, які можуть скласти кластер дорівнює  $\tau$ . Тоді аналізу піддається блок матриці (2.2), що складається з перших  $\tau = \mathcal{G}$  стовбців (на першому етапі, наприклад,  $\mathcal{G} = 3$ ).

3-й крок: Проводиться порівняння евклідова відстаней  $D_{lj}$  ( $l, j = \overline{1, m}$ ) з евклідової відстані  $d_{l3}^{(p)}$ . Якщо  $D_{lj} \leq d_{l3}^{(p)}$  ( $l = \overline{1, m}$ ), то  $j$ -й вектор може розглядатися як потенційний центр кластера, до якого входить  $l$ -й вектор (з урахуванням значення індексу  $p$ ).

4-й крок: Для кожного такого  $j$ -го вектора визначається кількість  $l$ -х векторів (число входжень  $S_j$ ), для яких він може бути центром кластера.

5-й крок: Із загальної кількості  $j$ -х векторів виділяються ті, для яких  $S_j \geq \tau$  (в нашому прикладі  $S_j \geq 3$ ). Інші потенційні центри кластерів, для яких ця умова не виконується, ліквідуються.

6-й крок: Визначення числа залишених  $j$ -х векторів як центрів кластерів. Нехай їх число дорівнює  $r$  ( $j = r$ ).

7-й крок: Із загальної кількості  $m$ -х векторів встановлені ті, які потрапили  $s$ -й ( $V_s$ ) і  $q$ -й ( $V_q$ ) кластери одночасно ( $s, q = \overline{1, r}; l \neq s, q$ ) і проводиться їх розведення по кластерам по вирішальному правилу:  $X_l \in V_s$ , якщо  $D_{ls} < D_{lq}$ , при цьому  $S_q = S_q - 1$ .

8-й крок: Повторюються процедури зазначені в 5-тому і 6-тому кроках.

9-й крок: Знаходяться евклідовою відстані  $\check{D}_{sq}$  між центрами  $s$ -го ( $V_s$ ) і  $q$ -го ( $V_q$ ) кластерів.

10-й крок: Знаходиться максимальна відстань між векторами, що входять  $s$ -й кластер  $D_{ts}$  і  $q$ -й кластер  $D_{fq}$  ( $t = \overline{1, s_s}; f = \overline{1, s_q}$ ). Нехай це буде  $D_{fq}$ .

11-й крок: Евклідовою відстань  $D_{fq}$  порівнюється з відстанями між центрами кластерів  $\check{D}_{sq}$ . Якщо  $\check{D}_{sq} < D_{fq}$ , то при  $S_s \geq S_q$  ліквідується  $q$ -й кластер. Якщо  $S_q > S_s$ , то ліквідується  $s$ -й кластер.

12-й крок: Проводиться формування низки попередніх центрів кластерів  $z_j$ .

13-й крок: Проводиться розподіл по кластерам векторів вихідної вибірки відповідно до вирішальним правилам  $X \in V_j$  якщо  $D_{xz_j} < D_{xz_k}$ .

14-й крок: Визначана кількість векторів  $S_j$ , що увійшли в кожен  $j$ -й кластер  $V_j$ .

15-й крок: Розраховуються середні вектори для кожного  $j$ -го кластера  $R_j$ .

16-й крок: Для кожної пари  $s$ -го і  $q$ -го кластерів на основі  $R_j$  визначаються значення критерію Фішера  $F_j$  і критерію Стюдента  $t_j$  (статистика Крамера-Уелча).

17-й крок: Отримані значення критерію Фішера  $F_j$  і критерію Стюдента  $t_j$  порівнюються з критичними значеннями на рівні значеності  $\alpha = 0,05$   $F_{кр}$  і  $t_{кр}$ .

18-й крок: Якщо всі  $j$ -е кластери на даному етапі виявляються неоднорідними по відношенню один до одного, проводиться додаткова перевірка на однорідність за допомогою розрахунку критерію типу омега-квадрат (Лемана-Роземблатта)  $\omega^2$  і порівняння його з критичним значенням  $\omega_{кр}^2$  на рівні значеності  $\alpha = 0,05$ .

19-й крок: За умови  $\omega^2 > \omega_{кр}^2$  повертаємося до кроку 16-го і інтерціональна процедура триває знову, тільки вже для початкових центрів отриманих кластерів  $z_j$  аж до 18-го кроку включно.

20-й крок: Повертаємося до кроку 2 за умови  $\mathcal{G} = \mathcal{G} + 1$ , і інтерціональна процедура триває знову аж до 19-го кроку включно.

21-й крок: У разі виявлення повної неоднорідності середніх векторів  $R_j$  і початкових центрів  $z_j$  кластерів, отриманих на  $\mathcal{G}$  і етапі  $\mathcal{G} - g$ , ( $g \geq 1$ ) (згідно вищезазначеним критеріям), проводиться порівняння числа кластерів  $N_g, N_{g-g}$ , на відповідних етапах, за умови  $N_{g-g} \geq 2$  і  $N_g \geq 2$ . Якщо  $N_g \geq N_{g-g}$ , то  $\mathcal{G}$  етап вважається основним, і кількість неоднорідних кластерів, отриманих на наступних етапах, порівнюється з  $N_g$ . Якщо  $N_{g-g} > N_g$ , то  $\mathcal{G} - g$  вважається основним етапом.

22-й крок: Процедура повторюється, починаючи з кроку 2 по 21 крок до тих пір, поки  $g \leq m$ .

## 2.2 Кластерний аналіз полів вихідних характеристик температурно-вологісного режиму атмосфери над північною частиною Тихого океану

Для проведення кластеризації характеристик тепла, вологовмісту, висотного баричного поля і циркуляційних властивостей повітря на рівнях 850 гПа і 700 гПа в холодний період часу був визначений район над північною частиною Тихого океану (в секторі, обмеженому за широтою від  $20^\circ$  до  $70^\circ$  північної широти і по меридіану від  $160^\circ$  схід. д. до  $120^\circ$  захід. д.).

Метою такого дослідження було отримати максимально наближене до об'єктивного районування полів вищевказаних характеристик, що має, з нашої точки зору, проявиться у відповідності виділених відносно незалежних зон середньомісячним карткам основних показників, що відображають властивості підстильної поверхні і умови взаємодії в нижньому шарі атмосфери даної території, побудованим на даних експедиційних вимірювань [57].

Спочатку об'єктами дослідження були визначені дані ре-аналізу ERA-40 [58], задані в вузлах регулярної сітки точок  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ , за період з 1957 по

2003 рр., В осінньо - зимові місяці (листопад, грудень, січень, лютий), а саме, температура повітря і масова частка водяної пари, геопотенціала, зональна складова швидкості вітру і відносний вихор швидкості (як циркуляційні характеристики) на поверхнях 850 гПа і 700 гПа. Однак у даній роботі представлені дані тільки температурно-вологісного режиму.

Таким чином, в кожному вузлі сітки був сформовані 45-ти мірні вектори середньомісячних значень зазначених характеристик для листопада, грудня, січня і лютого. Безліч цих векторів і було представлено алгоритму УІМКД для розбиття полів зазначених характеристик на однорідні кластери. Результати проведеної кластеризації представлені на малюнках 2.1-2.16. На них літерними позначеннями латиниці виділені виявлені алгоритмом кластери.

Перш, ніж представити фізико-статистичний аналіз отриманих схем кластеризації, необхідно відзначити, що зимовий період в силу інерційних властивостей океану, відповідно і для температури його поверхневих вод, зміщений на один місяць від загальноприйнятого зимового періоду, тобто становить січень, лютий, березень, звідки можна припустити, що характеристики процесів в лютому, як центрального місяці, є найбільш репрезентативними для зими.

Розміри і конфігурація, особливості його зв'язків з іншими частинами Світового океану, а також розміри і конфігурація оточуючих його ділянок суші і пов'язані з цим напрямки циркуляційних процесів в атмосфері створили ряд особливостей Тихого океану: середні річні і сезонні температури його поверхневих вод вище, ніж в інших океанах; частина океану, розташована в північній півкулі, в цілому значно тепліше південній, але в обох півкулях західна частина тепліше і отримує більше опадів, ніж східна.

На більшій частині акваторії Тихого океану на північ від екватора переважають високі температури поверхневих вод. Цьому сприяє велика ширина океану в межтропіческом просторі, а також система течій, які виносять теплі води Північного пасатної течії на північ уздовж берегів Євразії і сусідніх з нею островів.

Системи вітрів, водообмін, особливості рельєфу дна океану, положення континентів і обрису їх берегів впливають на формування поверхневих течій океану, а ті, в свою чергу, визначають багато особливостей гідрологічного режиму.

У високих широтах в північній півкулі панівним атмосферним процесом є

західний перенос, але через те, що ця частина Тихого океану з півночі, заходу і сходу замкнута сушею, взимку там складається дещо інша метеорологічна ситуація, ніж в південній півкулі. З західним перенесенням на океан надходить холодний і сухий континентальний повітря з боку Євразії. Він втягується в замкнуту систему Алеутського мінімуму, що формується над північною частиною Тихого океану, трансформується і південно-західними вітрами виноситься до берегів Північної Америки, залишаючи рясні опади в прибережній зоні і на схилах Кордильєр Аляски і Канади. Подібні процеси припускають наявність неоднорідностей в полях різних гідрометеорологічних характеристик північній частині Тихого океану.

### 2.2.1 Кластеризація полів температури повітря і масової частки водяного пару на поверхні 850 гПа

Результати проведеної кластеризації полів середньомісячних значень температури повітря і масової частки водяної пари на рівні 850 гПа наведені на рисунках 2.1 - 2.8. У таблицях 2.1, 2.2 представлені основні статистичні характеристики (середні значення і міжрічні внутрішньокластерної дисперсії), відповідних репрезентативним векторам виділених однорідних районів.

Загальна структура певних однорідних зон температури повітря (рис.2.1 - 2.4) має широтну спрямованість, порушується в східній області північній частині Тихого океану і пов'язану з роздільною лінією води та суші.

На картах-схемах простежується не тільки зміна з широтного напрямку на меридіональне, а й прояв кластерів, що мають вид великомасштабних вогнищ (рис.2.1 - кластери Н, І, рис.2.2 - кластери Г, Н, К, М, рис.2.3 - кластери Е, F, L, рис.2.4 - кластери D, F, I, K).



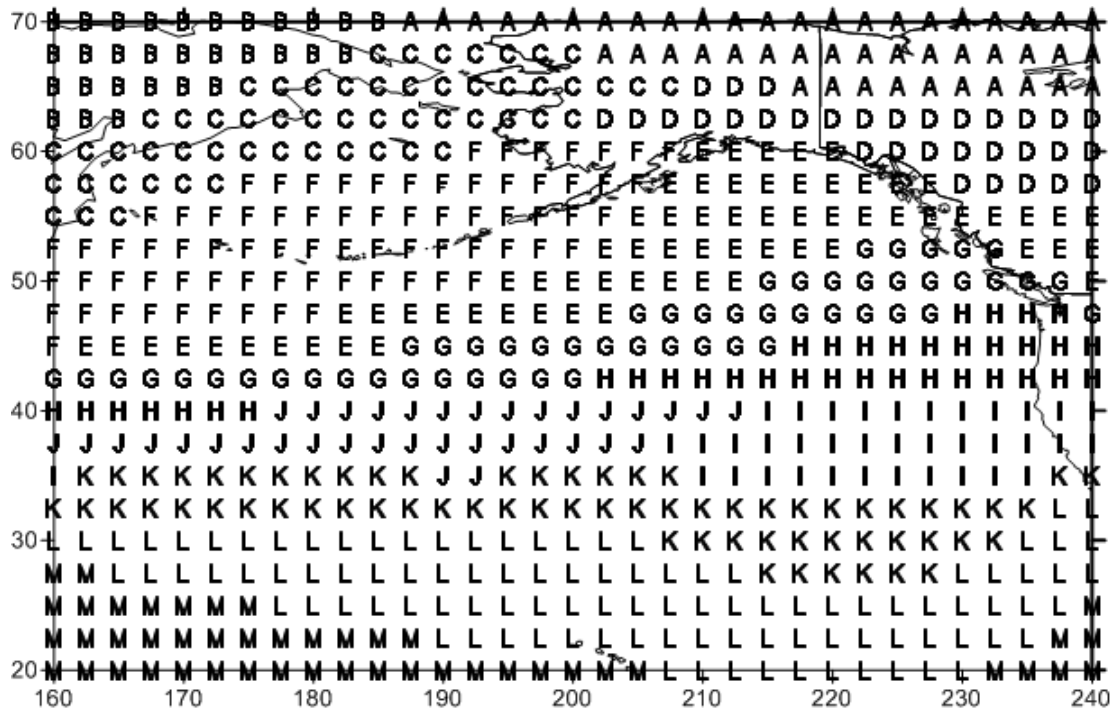


Рис.2.1. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря на поверхні 850 гПа в північній частині Тихого океану (листопад)

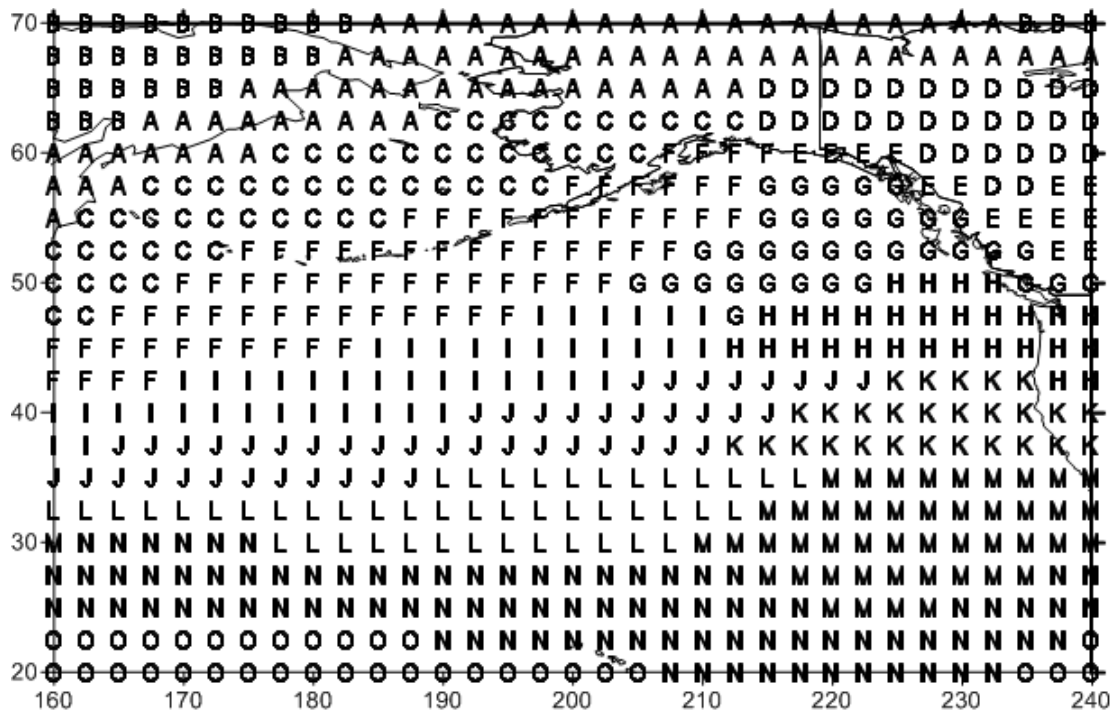


Рис.2.2. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря на поверхні 850 гПа в північній частині Тихого океану (грудень)

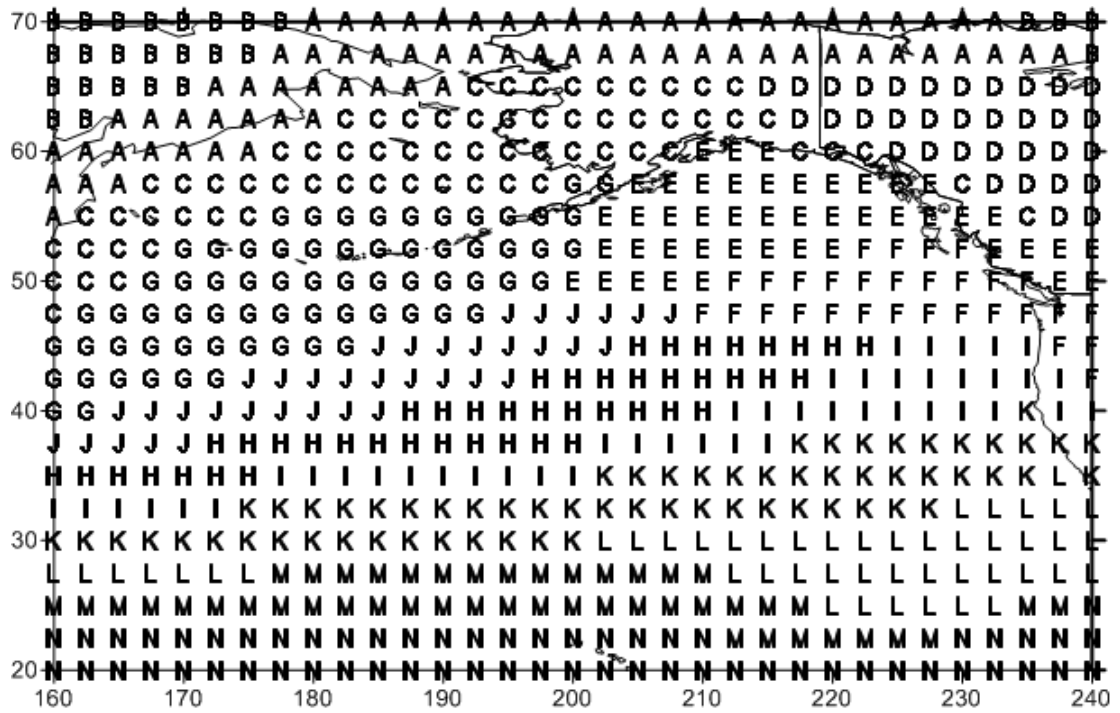


Рис.2.3. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря на поверхні 850 гПа в північній частині Тихого океану (січень)

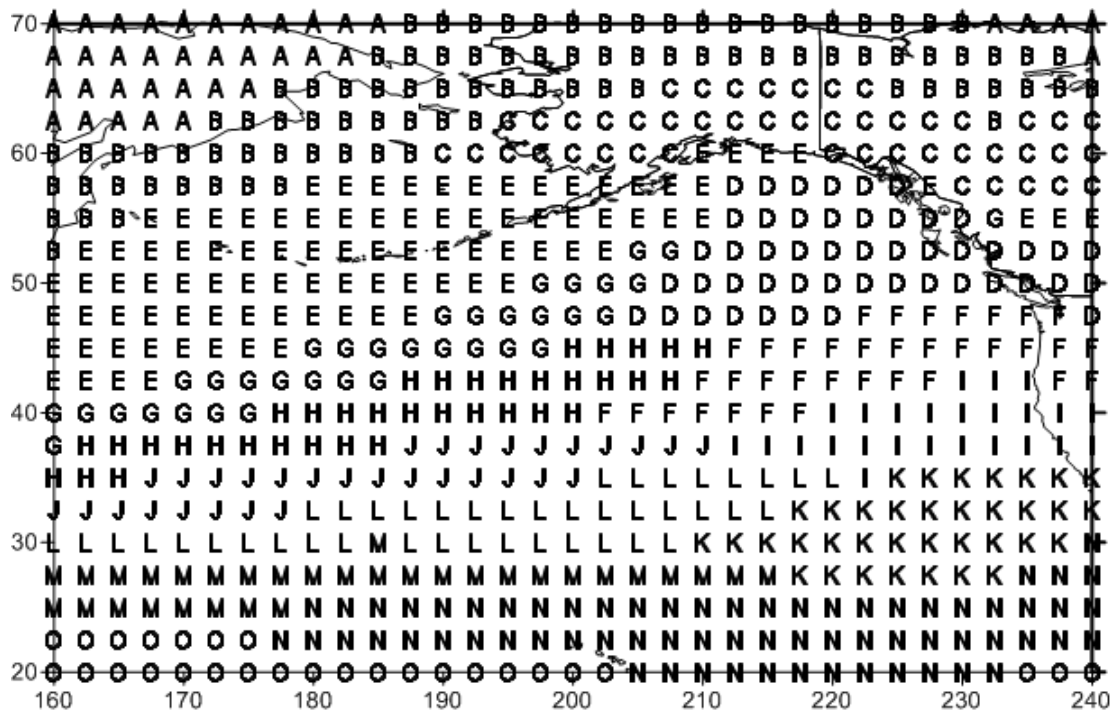


Рис.2.4. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря на поверхні 850 гПа в північній частині Тихого океану (лютий)

Необхідно відзначити, що кількість цих осередків зростає по мірі посилення впливу процесів, відповідного зимового періоду. Зокрема, взаємодія відкритої водної поверхні з поступаючими з території суші холодним повітрям, призводить до інтенсифікації потоків прихованого і явного тепла. В результаті посилюється турбулентне тепло і вологообмін збільшується вплив неоднорідностей в розподілі температури приповерхневого шару повітря [59] на формування полів температури в нижній атмосфері.

При зіставленні результатів, відображених на малюнках, з кластеризацією температури повітря на висоті 2 м і температурою поверхні за такий же період, виконаної раніше [59], де кластери строго розділені - над сушею і над водою, на рівні 850 гПа, особливо в зимові місяці, спостерігаються однойменній однорідній зоні, простежуються над обома поверхнями, (рис.2.1 - кластери - С, Е, Н, І, рис. 2.2 - кластери С, Н, К, М, рис. 2.3 - кластери С, Е, F , К, І, рис.2.4 - В, D, F, І). Пов'язано це, як уже зазначалося вище, з впливом на формування температури вільної атмосфери, а саме ослабленням впливу відносно сильно турбулізового прикордонного шару і переважання горизонтального перемішування.

Серед кластерів, розташованих над сушею, в усі місяці розглянутого періоду чітко проявляється самостійний кластер в північній частині Північної Америки (на північ від 50° північ.ш.) (рис.2.1 - кластер - D, рис. 2.2 - кластер - D, рис.2.3 - кластер - D, рис.2.4 - кластер - С), що має максимальну дисперсію (табл.2.1). Ця однорідна зона знаходиться на шляху переміщення внутропичьних циклонів, які формуються в західній та північно-західній частинах Північної Пацифікації [57]. Різна інтенсивність і кількість баричних утворень, змінюються протягом місяця з року в рік, формують передумови для значної міжрічної мінливості температури.

Циркуляційний режим північній частині Тихого океану формується під впливом двох центрів дії атмосфери: північного субполярного циклонічного (Алеутская депресія) і північного субтропічного антициклонального (Гонолульській максимум). Природно припустити, що територіальний розподіл середньомісячної температури повітря має бути добре узгодженим з кліматичними баричним полем над північною частиною Тихого океану, в тому числі і з траєкторіями переміщення барических утворень.

Таблиця 2.1 - Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (МВкД) ( $K^2$ ) і середні значення (СЗ) (К) компонент репрезентативних векторів в кластерах температури повітря (К) на поверхні 850 гПа в північній частині Тихого океану (листопад - лютий)

№№ п/п	Позначення кластерів	МВкД				СЗ			
		листопад	грудень	січень	лютий	листопад	грудень	січень	лютий
1	А	8.1	6.1	6.8	7.0	258.9	257.7	256.8	253.9
2	В	6.9	5.4	6.8	6.2	256.3	254.1	253.3	257.8
3	С	2.7	3.3	4.3	10.1	261.7	262.8	262.0	261.9
4	Д	8.1	13.6	22.5	2.4	263.7	259.7	258.6	269.6
5	Е	0.7	9.5	3.6	1.1	269.5	264.8	267.7	264.4
6	F	1.3	1.4	3.1	2.2	266.7	266.8	271.6	273.8
7	G	0.7	2.8	2.1	1.5	272.5	269.3	265.5	268.2
8	Н	1.1	3.7	1.5	1.5	275.6	273.3	273.6	271.7
9	І	1.9	1.8	0.8	3.3	279.8	271.5	276.1	276.9
10	Ј	1.4	1.1	1.9	1.5	277.4	276.0	270.0	275.5
11	К	0.4	2.9	0.6	3.0	282.0	277.7	279.2	280.5
12	L	0.3	0.8	0.9	1.6	285.1	280.4	282.1	278.8
13	М	0.2	2.1	0.4	1.1	287.8	281.7	283.3	282.0
14	Н	-	0.4	0.4	0.9	-	284.3	285.6	283.9
15	О	-	6.1	-	0.6	-	286.8	-	285.8

Саме ці факти досить добре проявляються в цьому дослідженні: області впливу Алеутського мінімуму (на північ від кластерів: Ј, Н (рис.2.1), І, Ј (рис.2.2), К (рис.2.3), L (рис.2.4)) і Гонолульського максимуму (на південь від зазначених кластерів) розмежовуються лінією конвергенції, що тягнеться із заходу на схід в районі 30° - 40° північ.ш., і що переходить в зону позитивної горизонтальної дивергенції (кластери Н, І, К (рис.2.1), К, М, N (рис.2.2), К, L, М (рис.2.3), І, К, N (рис.2.4)).

Як показують дослідження процесів, що формують погодні умови над

північною частиною Тихого океану, інтенсивність Алеутської депресії в зимовий період є найбільшою, а Гонолульській максимум, навпаки слабшає. Цей факт знаходить відображення і в проведеній нами кластеризації: починаючи з грудня, добре проявляється збільшення області поширення Алеутського мінімуму у вигляді зсуву лінії розділу між глобальними центрами в низькі широти.

Розподіл середніх значень репрезентативних векторів відповідає широтному розподілу надходить сонячної радіації, тобто має місце меридіональний градієнт (значення в південних кластерах вище, ніж в північних). Кордон переходу від позитивних значень до негативних (своєрідна нульова ізотерма) виражається в кластерах, що розташовуються в межах  $35^{\circ}$  -  $45^{\circ}$  широти (рис.2.1 - кластери H, G, рис.2.2 - кластери J, I, рис.2.3 - кластери I, H, рис.2.4 - кластери J, I, F, H). В діапазоні цих широт також знаходиться лінія розділу між зонами дії Алеутського мінімуму і Гонолульського максимуму. Максимальні міжрічні внутрікластерні дисперсії значень температури відносяться до кластерів, розташованих над сушею і над скутою льодом морською поверхнею. В районі відкритої океанської поверхні дисперсії відносно незначні, що свідчить про малий тимчасово мінливість процесів (потоків прихованого і явного тепла), які формують поля температури.

Кластеризація масової частки водяної пари на поверхні 850 гПа (рис. 2.5 - 2.8), в цілому, добре узгоджується з кластеризацією температури на цій поверхні. Особливо це проявляється в тимчасовій стабільності, яка присутня в обрисах і місцезнаходженнях однорідних зон обох характеристик в північній частині розглянутої території (на північ від широти  $50^{\circ}$ , в тому числі район розташування центрів Алеутського мінімуму), а також проявляється у відповідних їм статистичних показниках (табл.2.1, табл.2.2). Однак розподіл масової частки водяної пари має деякі свої особливості.

По-перше, порівняно менший прояв самостійних осередків, які мають місце тільки в південно-східній частині (рис.2.5 - кластери I, J, рис.2.6 - кластери J, G, рис.2.7 - кластери K, M, J, рис .2.8 - K, J), що знаходиться під дією ослабленого Гонолульського максимуму.

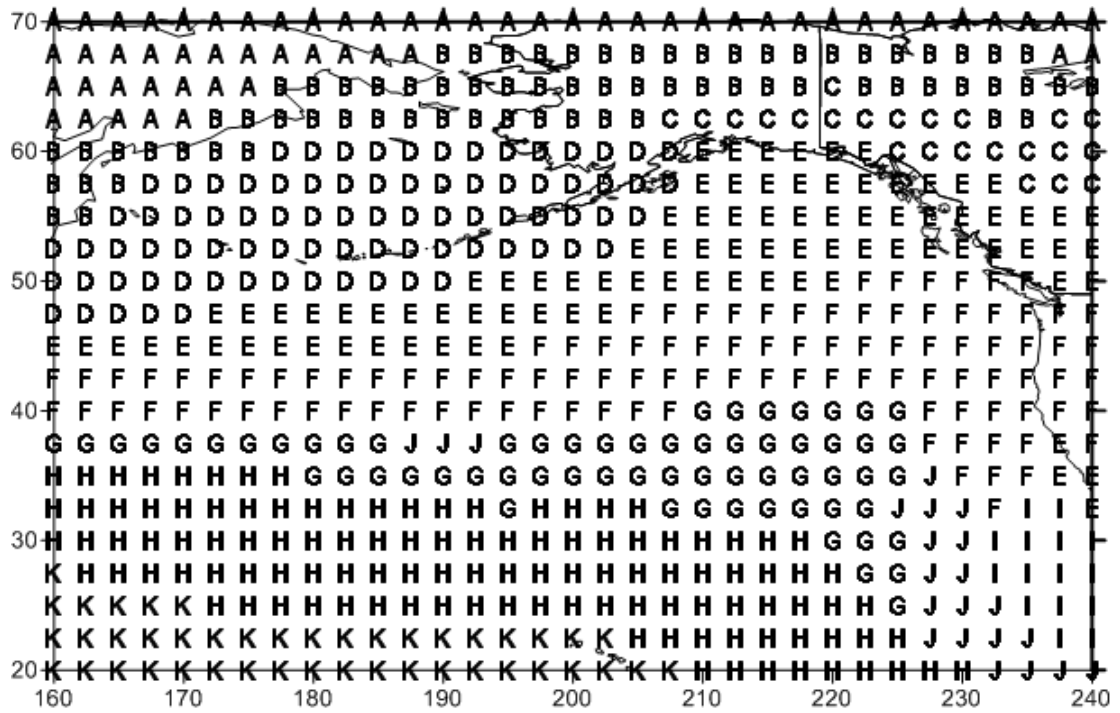


Рис. 2.5. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари на поверхні 850 гПа в Північній частині Тихого океана (листопад)

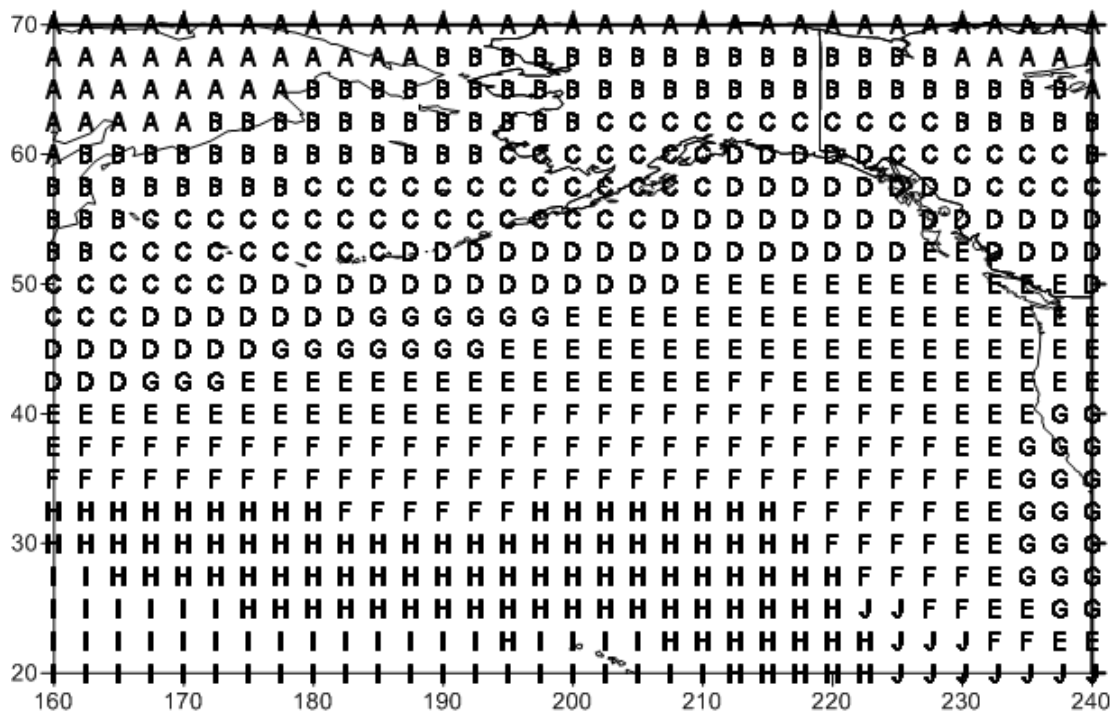


Рис.2.6. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари на поверхні 850 гПа в Північній частині Тихого океана (грудень)

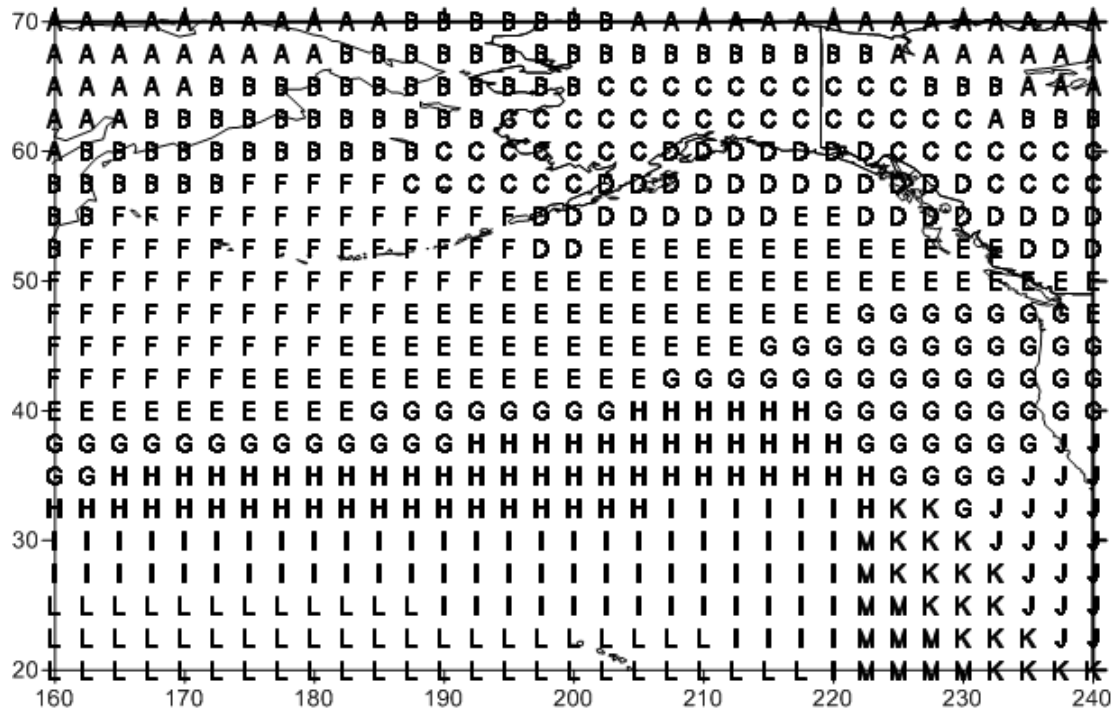


Рис.2.7. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари на поверхні 850 гПа в північній частині Тихого океана (січень)

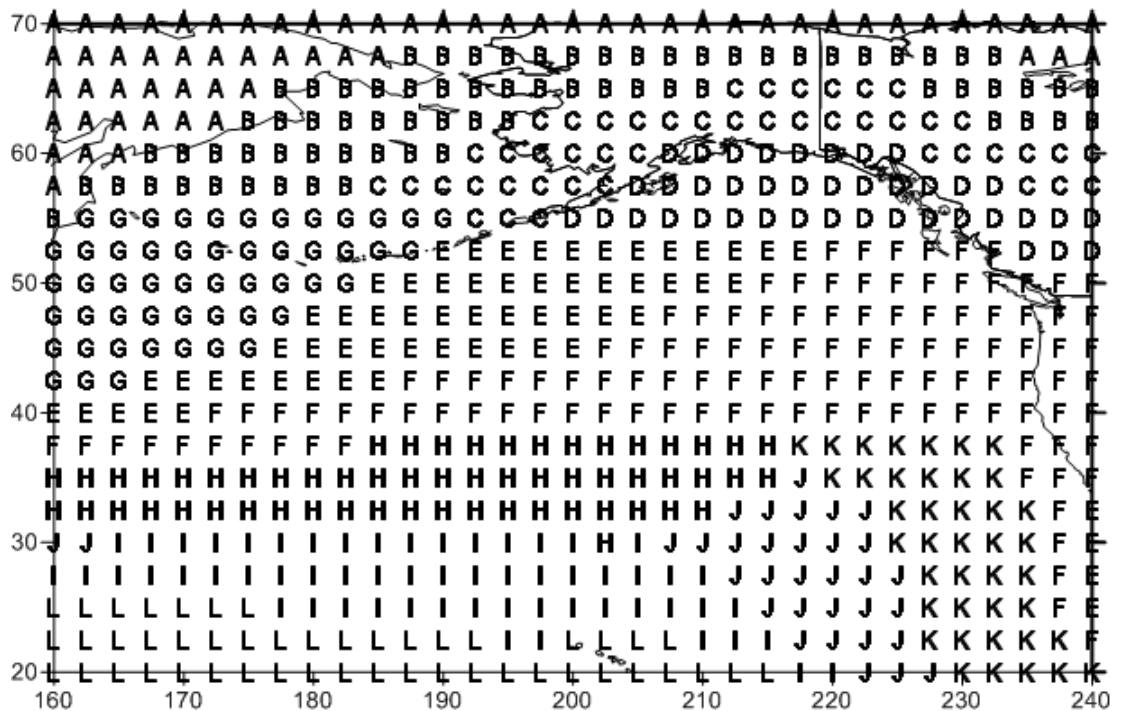


Рис.2.8. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари на поверхні 850 гПа в північній частині Тихого океана (лютий)

По-друге, наявність зміни спрямованості глобальних однорідних зон з широтного на меридіонального у західних берегів Північної Америки (наприклад, рис.2.5 - кластер F, рис.2.6 - кластери E, F, рис.2.7 - кластер G, рис.2.8 - кластер F ), проявляється у формуванні чітко вираженого гребеня в поле значень і більш виразно підкреслює лінію позитивної дивергенції між зонами впливу двох квазістаціонарних атмосферних центрів дії. Варто зазначити, що ця лінія розділу (конвергенція - позитивна дивергенція) проходить на північ від 40° широти на відміну від що спостерігається на рисунках 2.1 - 2.4.

Крім того, у всі розглянуті місяці добре проявляються в полях масової частки водяної пари і температури на поверхні 850 гПа кластери циклональної і антициклонної циркуляції вод північної частини Тихого океану: північного субтропічного антициклонального кругообігу, що визначається такими течіями, як Північне Пасатне (наприклад, рис.2.1 - кластер M, рис.2.4 - кластер O, рис.2.5 - кластер K, рис.2.8 - кластер L), Північно-Тихоокеанське (наприклад, рис.2.1 - кластери G, H, J, рис.2.4 - кластери H, F, J, рис.2.5 - кластери F, G, рис.2.8 - кластери F, H), Каліфорнійське (наприклад, рис.2.1 - кластери I, L, рис.2.4 - кластери I, K, N, рис.2.5 - кластери J, I, рис.2.8 - кластери K, J) і субполярного циклонічного кругообігу, Алеутське (рис .2.1 - кластери F, E, рис.2.4 - кластери E, G, рис.2.5 - кластери D, E, рис.2.8 - кластери G, E), що представляє собою північну гілку Північно-Тихоокеанської течії, Аляскінської (рис.2.1 - немає чіткої виразності і входить в кластер E, рис.2.4 - D, рис.2.5 - немає чіткої виразності і входить в кластер E, рис.2.8 - D), огинаюча Аляскінську затоку проти годинникової стрілки, Камчатський (рис.2.1 - кластер C, рис.2.4 - кластер B, рис.2.5 - кластер B, рис.2.8 - кластер B) і Курильські холодні течії [ 57].

По-третє, самостійний кластер, чітко виявляється в розподілі температури над північною частиною Північної Америки, також присутній в розподілах масової частки водяної пари, але вже у вигляді системи з двох зон, що мають максимальні міжрічні дисперсії серед кластерів знаходяться над сушею (рис.2.5 - кластер C, рис.2.6 - кластери C, D, рис.2.7 - кластер C, D, рис.2.8 - кластери C, D).



Середні значення репрезентативних векторів кластерів масової частки водяної пари (табл.2.2) з максимумами в південній частині розглянутої території Тихого океану мають такий же, як і у температури повітря, меридіонально спрямований градієнт.

Таблиці 2.2 - Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (МВкД)  $((\text{кг}/\text{кг})^2)$  и середні значення (СЗ)  $(\text{кг}/\text{кг})$  компонентів репрезентативних векторів в кластерах масової частки водяної пари на поверхні 850 гПа в північній частині Тихого океана (листопада-лютий)

№№ п/п	Позначення кластерів	МВкД ( $\times 10^{-8}$ )				СЗ ( $\times 10^{-3}$ )			
		листопад	грудень	січень	лютий	листопад	грудень	січень	лютий
1	А	3.0	2.3	2.7	3.0	1.0	0.8	0.8	0.8
2	В	4.0	4.8	5.6	5.1	1.4	1.2	1.1	1.1
3	С	13.6	4.3	13.6	9.7	1.8	1.8	1.4	1.5
4	Д	3.6	3.3	14.9	11.9	2.1	2.3	2.1	2.1
5	Е	2.8	4.2	5.1	4.6	2.7	3.3	2.8	2.4
6	Ф	2.2	4.7	3.9	4.9	3.7	4.5	1.9	3.2
7	Г	9.9	10.4	5.0	2.7	5.2	2.8	3.5	1.7
8	Н	8.1	10.3	5.2	7.6	6.9	6.3	4.5	4.3
9	І	53.6	12.4	9.5	14.0	3.4	7.9	5.9	5.8
10	Ј	39.0	53.4	51.7	28.3	4.8	5.3	3.0	5.1
11	К	10.0	-	66.3	51.4	8.8	-	4.1	3.9
12	Л	-	-	20.9	18.1	-	-	7.4	7.3
13	М	-	-	59.3	-	-	-	5.3	-

Тільки в південно-східній області присутнє порушення широтного розподілу максимальних середніх значень, тобто спостерігається деяке їх зниження (рис.2.5 - кластери J, I, рис.2.6 - кластер J, рис.2.7 - кластери K, J, M, рис. 2.8 - кластер K, J). Цим кластерам, які мають осередковий характер, відповідають максимальні міжрічні дисперсії. Відомо, що тропічні цикли

утворюються в Тихому океані - на схід від Філіппінських островів і в південній частині Південно-Китайського моря, в основному, з травня по листопад, а також на захід від Каліфорнії і Мексики з червня по жовтень. З цього випливає, що в зимовий період, процеси, що призводять до зародження цих локальних барических утворень і підтримують їх існування джерела (зокрема - прихована теплота конденсації) менш інтенсивні. Зазначені вище кластери відповідають району розташування цих джерел, що підтверджується не тільки географічними координатами, а й наведеними статистичними характеристиками (табл.2.2). Крім того, в цьому районі спостерігаються знижені значення турбулентного теплообміну між поверхнею океану і атмосферою [Атлас океанов, 1974].

#### 2.2.2 Кластеризація полів температури повітря і масової частки водяного пару на поверхні 700 гПа

Результати проведеної кластеризації полів середньомісячних значень температури повітря і масової частки водяної пари на рівні 700 гПа наведені на рис.2.9 - 2.16. Певні алгоритмом кластери відображені на малюнках різними літерними позначеннями латиниці. У таблицях 2.3 - 2.4 представлені основні статистичні характеристики (середні значення і міжрічні внутрікластерні дисперсії), відповідні репрезентативним векторам виділених однорідних районів.

Загальна структура отриманих однорідних зон температури повітря (рис. 2.9 - 2.12) має широтну спрямованість: їх розміри вздовж широтного кола значно перевищують меридіональні.

Порушення єдиної протяжності кластерів із заходу на схід спостерігається в двох випадках.

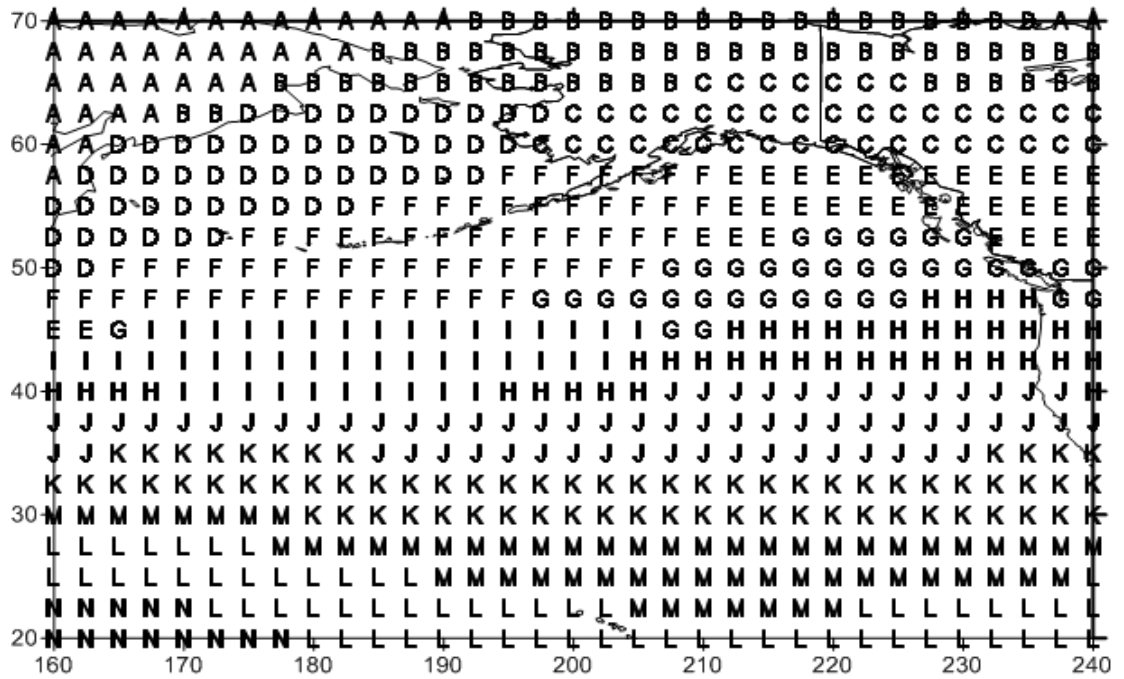


Рис.2.9. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря на поверхні 700 гПа в північній частині Тихого океана (листопад)

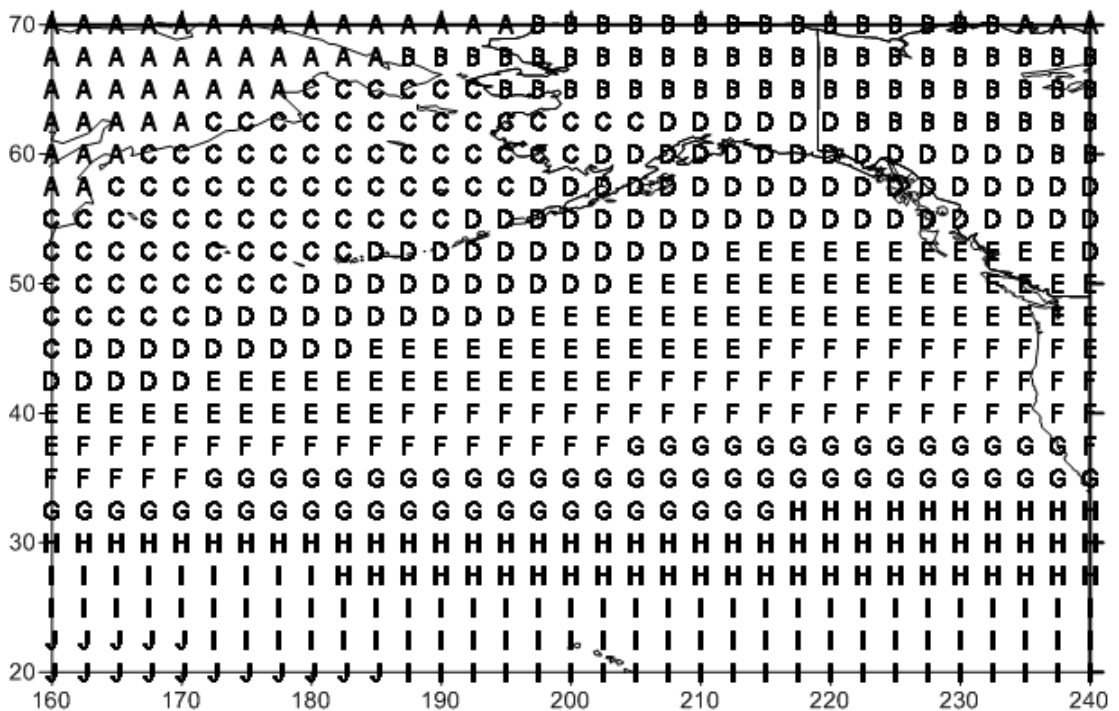


Рис. 2.10. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря на поверхні 700 гПа в північній частині Тихого океана (грудень)

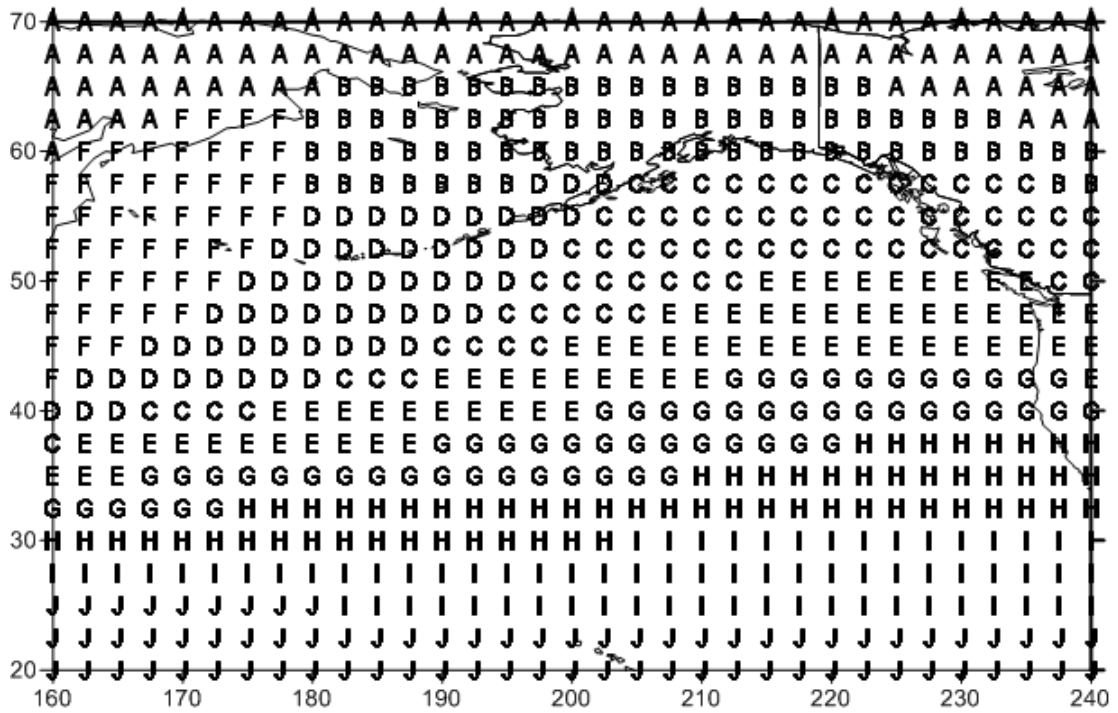


Рис.2.11. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря на поверхні 700 гПа в північній частині Тихого океана (січень)

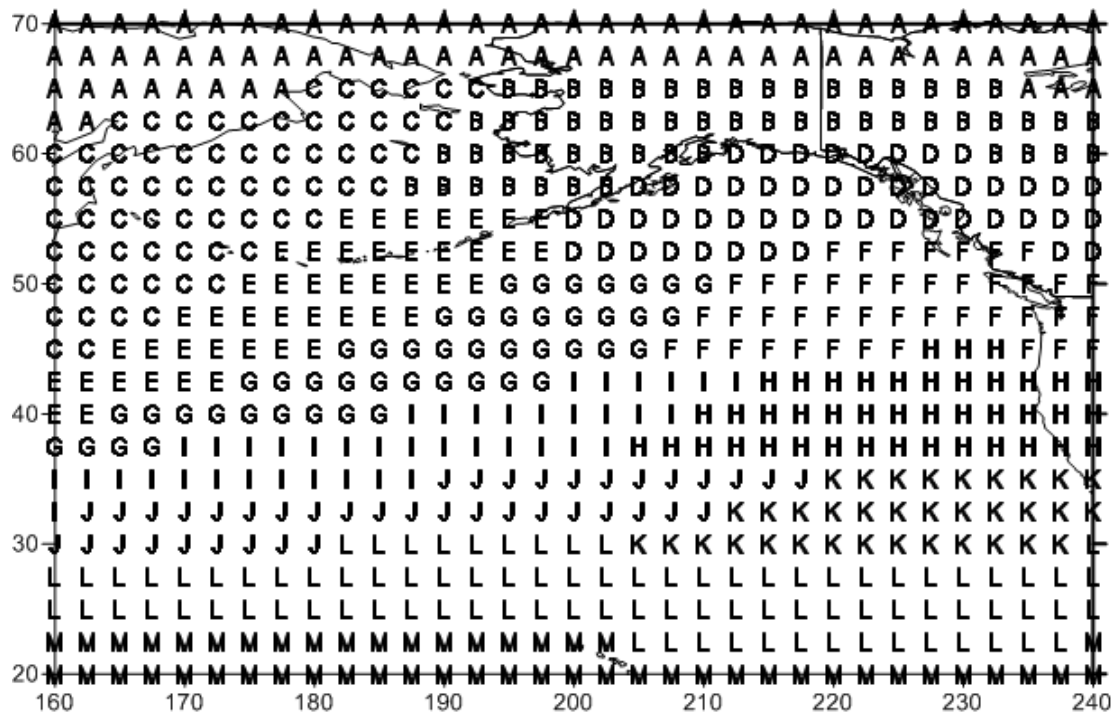


Рис.2.12. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря на поверхні 700 гПа в північній частині Тихого океана (лютий)

По-перше, це проявляється на всьому розглянутому інтервалі часу в районі Берингової моря, зокрема, в районі берегової лінії півострова Аляска (рис.2.9 -кластери А, В, D, С, рис.2.10 - кластери А, В, С, рис.2.11 - кластери В, С, D, F, рис.2.11 - кластери В, С, D, F, рис.2.12 - кластери В, С, D, E). Такий поділ підкреслює ще зберігається інтенсивний турбулентний перенос тепла, що формується в результаті взаємодії підстильної поверхні і прилеглого шару атмосфери, і вплив Алеутського мінімуму з центром східніше півострова Камчатка.

У січні і лютому в цьому районі циклонічна діяльність слабшає. Велика частина Берингової моря сковує льодом, і формування температури тут на рівні 700 гПа обумовлюється полем підвищеного тиску і поступаючим зі сходу холодом, вісносу сухим повітрям з суші (рис.2.11 - кластери F, В рис.2.12 - кластери С, В).

По-друге, в листопаді і лютому в східній акваторії Тихого океану, що прилягає до берегів Північної Америки, на відміну від розподілів температури в січні і грудні, спостерігається осередки, що з'являється в результаті меридіонального поділу кластерів на кілька частин (рис.2.9 - F і E , I і G, H; рис.2.11 - E і D, G і F, I і H, J і K). При цьому в листопаді осередки поширюється тільки до 40 ° північ.ш., уздовж якого рухається потужний теплий водний потік течії Куросіо (Північнотихоокеанський течія). Зоні поділу цього водного потоку на північну і південну гілки, тобто зоні дивергенції, відповідає кластери H (рис.2.9), F (рис.2.10), G (рис.2.11), F, H (рис.2.12). Одним з факторів, що перешкоджає виникненню осередків південніше 40 ° пн.ш. є ще зберігається інтенсивна фаза Гонолульського максимуму, що визначає формування гідрометеорологічних характеристик в однорідних зонах J, K, M, L (рис.2.9). Посилення Алеут мінімуму, навпаки, призводить до виникнення умов для появи додаткових неоднорідностей в полі температури, виражених на рівні 700 гПа кластерами E, G (рис.2.9). До таких умов, зокрема, можна віднести інтенсифікацію турбулентного теплообміну в нижній атмосфері і деформацію висотного поля тиску, яка приводить в даній області до зміни вітрового режиму. У лютому, поділ кластерів спостерігається також на південь від 40 ° півнч.ш., над зоною розташування правій гілці течії Куросіо і відносно холодної Каліфорнійського течії, спрямованого на південь вздовж східного узбережжя Північної Америки (наприклад, рис.2.12 - кластери I і H, J і K). У цьому місяці на рівні 700 гПа теж проявляється кластер, відповідний зоні

позитивної горизонтальної дивергенції основного теплового водного потоку північній частині Тихого океану (рис.2.12 - кластер Н).

У цьому місяці, в зазначеному районі, неоднорідності в розподілах гідрометеорологічних характеристик на висотах визначаються деформацією висотного поля тиску, що виникає при взаємодії ослабленого Гонолульського максимуму з розвиненим Алеутських мінімумом, другий центр якого розташовується на схід від Алеутських островів. У приводному шарі, вказане взаємодія, призводить до збільшення градієнтів швидкості вітру і температури, що сприяють турбулізації нижніх шарів атмосфери.

Таблиця 2.3 – Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (МВкД) ( $K^2$ ) и середні значення (СЗ) (К) компонентів репрезентативних векторів в кластерах температури повітря на поверхні 700 гПа в північній частині Тихого океана (листопад-лютий)

№№ п/п	Позначення кластерів	МВкД				СЗ			
		листопад	грудень	січень	лютий	листопад	грудень	січень	лютий
1	А	3.9	3.9	5.0	4.1	252.2	250.6	251.2	250.9
2	В	3.7	5.8	5.1	5.1	254.2	253.4	255.7	255.8
3	С	3.7	3.8	1.9	4.2	258.0	254.9	260.8	253.1
4	Д	2.6	1.2	4.3	3.7	256.3	259.2	258.2	259.5
5	Е	2.4	1.3	1.0	4.2	261.3	263.8	264.8	257.2
6	F	3.0	0.7	5.0	2.8	260.4	268.7	253.6	263.9
7	G	1.9	0.4	1.2	3.9	264.5	272.9	268.8	261.4
8	Н	1.6	0.5	0.7	2.6	268.9	276.5	272.8	268.5
9	I	3.7	0.6	0.5	3.5	266.6	279.7	276.6	266.2
10	J	0.5	0.5	0.7	2.3	273.3	282.5	280.0	271.2
11	К	0.4	3.9	-	1.6	277.0	250.6	-	273.2
12	L	0.4	-	-	0.6	281.3	-	-	276.6
13	M	0.5	-	-	0.6	279.6	-	-	279.9
14	N	0.5	-	-	-	282.8	-	-	-

На відміну від кластеризації температури повітря на висоті 2 м і температури поверхні за такий же період [59,60], де кластери строго розділені - над сушею і над водою, на рівні 700 гПа спостерігається поширення температурних однорідних зон в широтному напрямку з Тихоокеанської акваторії на територію суші (наприклад, рис.2.9 - E, G, H, J, K; рис.2.12 - D, F, H, K). Даний факт пов'язаний з переважним впливом на формування температури горизонтального перемішування в вільній атмосфері і перенесенням південно-західними потоками температурно-однорідних обсягів повітря над гірськими масивами на схід.

Як представлено в таблиці 2.3, найбільша міжрічної мінливість властива північним кластерам, розташованим над системою Чукотка - протоку Берінга - Аляска (наприклад, рис.2.9 - A, B, C; рис.2.12 - A, B) і над областю дії Алеутського мінімуму (наприклад, рис.2.9 -D, E, F, I; рис.2.12 - C, D, E, G, F).

У першому випадку, вона обумовлена варіаціями середньомісячних значень швидкості вітру, що визначають надходження або морського більш теплого повітря, або холодного сухого повітря з території суші і вкритій кригою водної поверхні. У другому випадку, з урахуванням того, що кластери F, I, E (рис.2.9) і E, D, G (рис.2.12) знаходяться на шляху шторм-треків [57], передумови для значної міжрічної мінливості температури формують різну інтенсивність і кількість барических утворень, мінливість протягом місяця з року в рік. Південніше, в районі відкритої океанської поверхні, дисперсії незначні, що свідчить про малу часову мінливість процесів (наприклад, потоків прихованого і явного тепла), які формують поля температури на нижніх висотах атмосфери. Як показують дослідження процесів, що формують погодні умови над північною частиною Тихого океану, інтенсивність Алеутської депресії в зимовий період є найбільшою, а Гонолульській максимум, навпаки, слабшає. Цей факт знаходить відображення і в проведеній нами кластеризації: починаючи з грудня, добре проявляється збільшення області поширення Алеутського мінімуму у вигляді зсуву лінії розділу між глобальними центрами в нижніх широтах.

Розподіл середніх значень репрезентативних векторів відповідає широтному розподілу надходить сонячної радіації, тобто має місце меридіональний градієнт (значення в південних кластерах вище, ніж в північних). Кордон переходу від позитивних значень до негативних (своєрідна нульова ізотерма) представлена кластерами, що розташовуються в межах 30° -

40 ° північної широти (рис.2.9 - кластери I, J, H; рис.2.10 - кластери G, H; рис.2.11 - кластер H, I; рис.2.12 - K, J і L). В діапазоні цих широт також знаходиться лінія розділу між зонами дії Алеутського мінімуму і Гонолульського максимуму.

Кластеризація масової частки водяної пари на поверхні 700 гПа (рис. 2.13 - 2.16) істотно відрізняється від кластеризації температури повітря на цій же поверхні. Кількість однорідних зон значно менше, ніж в розподілі температури. Присутній також факт їх зменшення з настанням зимових місяців (табл.2.4).

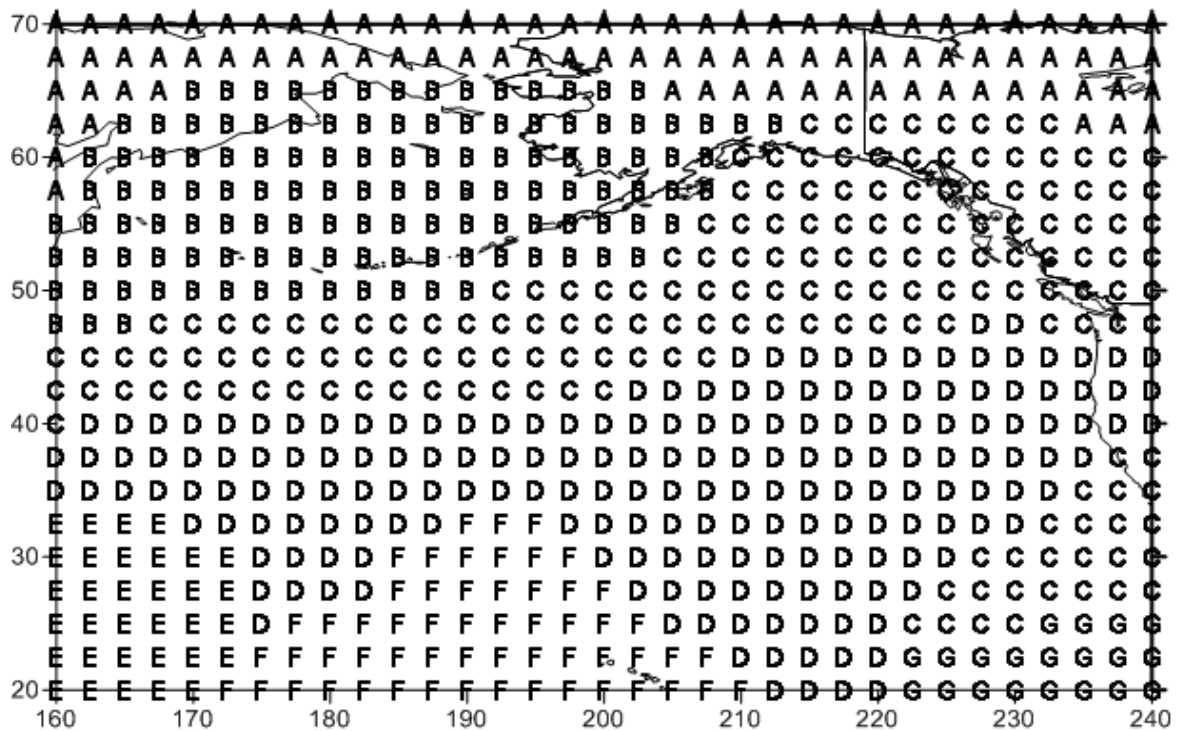


Рис.2.13. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари на поверхні 700 гПа в північній частині Тихого океана (листопад)



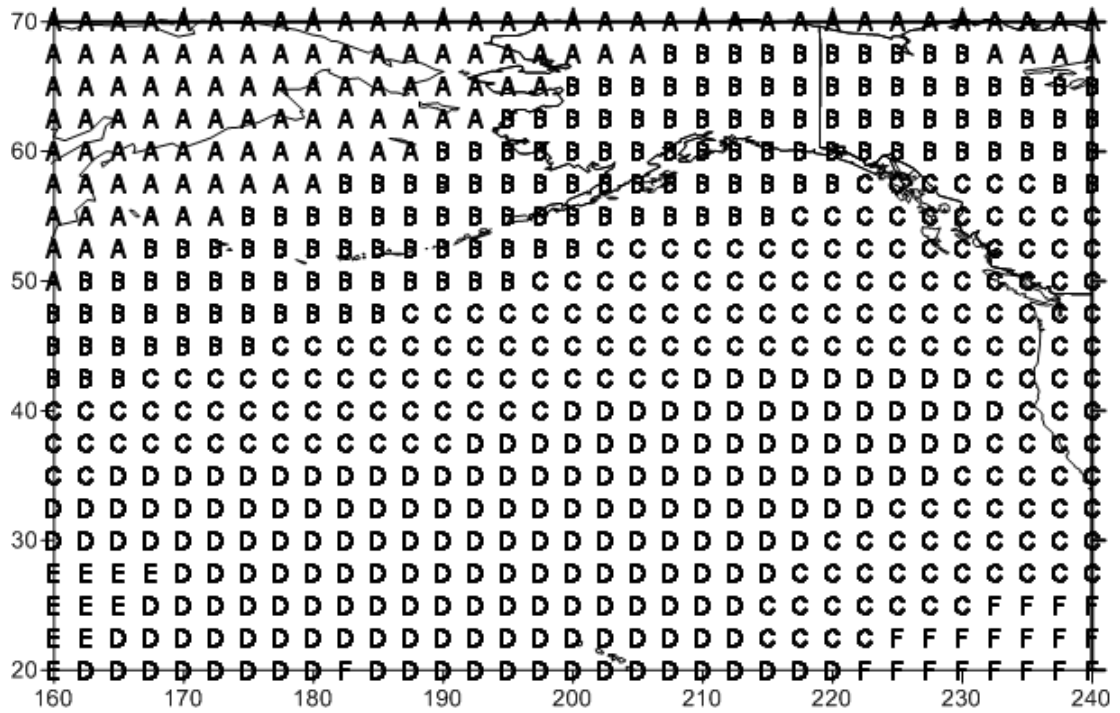


Рис.2.14. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари на поверхні 700 гПа в північній частині Тихого океана (грудень)

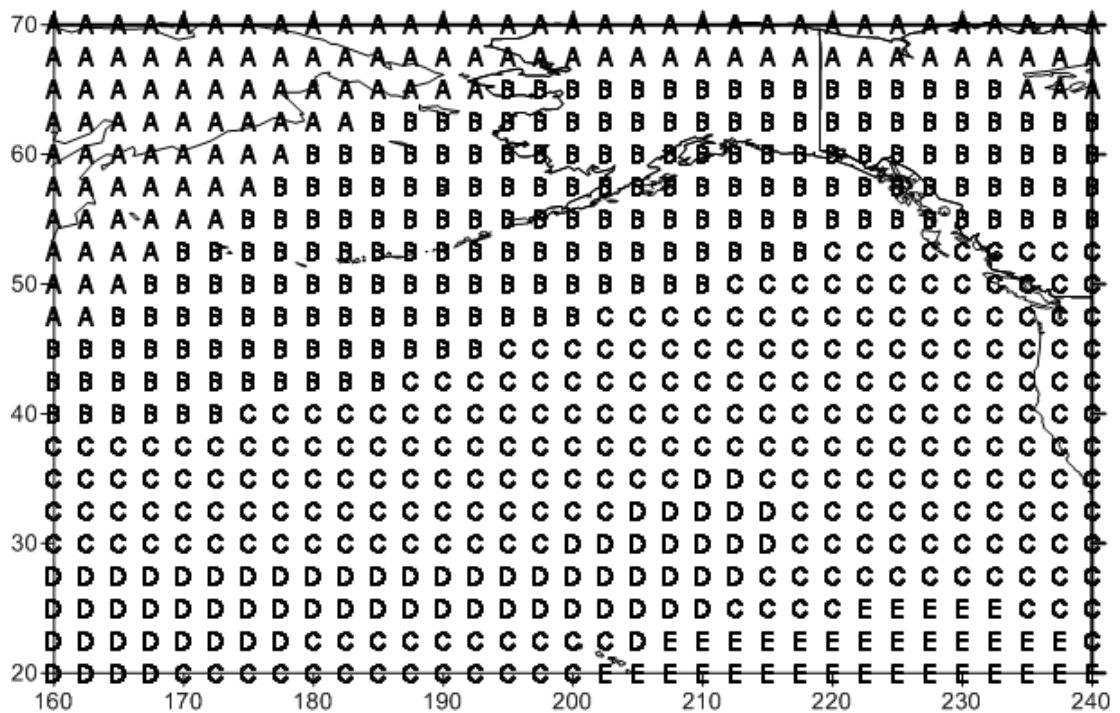


Рис.2.15. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари на поверхні 700 гПа в північній частині Тихого океана (січень)

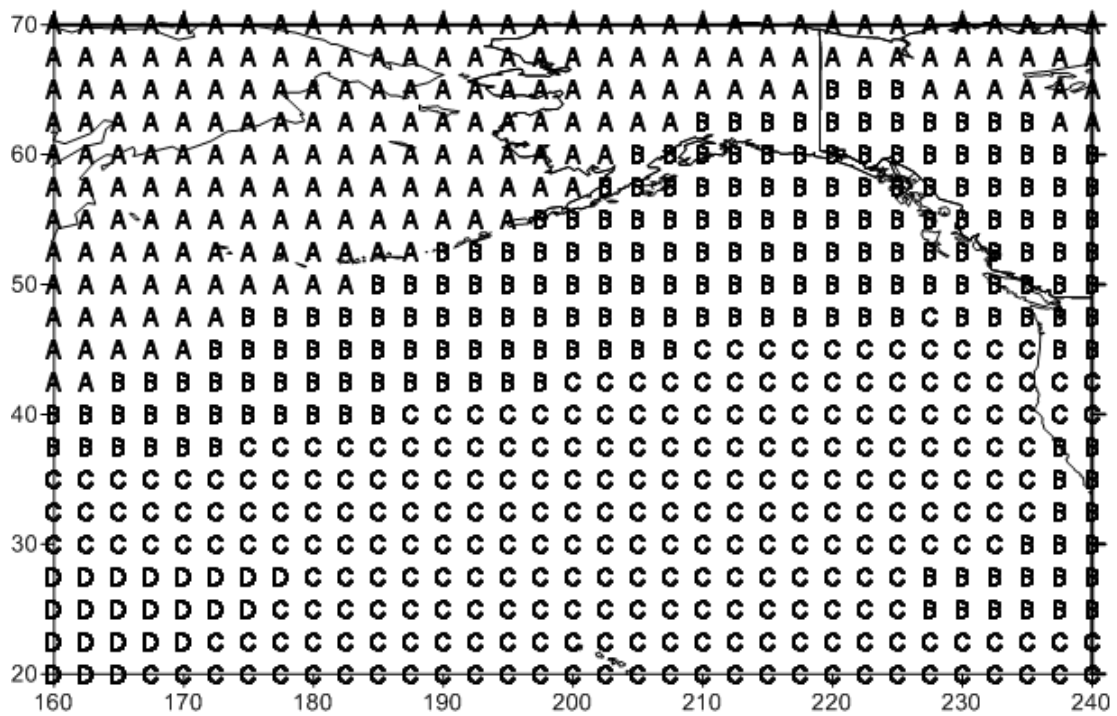


Рис.2.16. Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари на поверхні 700 гПа в північній частині Тихого океана (лютий)

Таблиця 2.4 - Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (МВкД)  $((\text{кг}/\text{кг})^2)$  та середні значення (СЗ)  $(\text{кг}/\text{кг})$  компонентів репрезентативних векторів в кластерах масової частки водяної пари на поверхні 700 гПа в північній частині Тихого океана (листопад-лютий)

№№ п/п	Позначення кластерів	МВкД ( $\times 10^{-8}$ )				СЗ ( $\times 10^{-3}$ )			
		листопад	грудень	січень	лютий	листопад	грудень	січень	лютий
1	A	1.1	1.1	1.3	0.9	0.7	0.6	0.6	0.7
2	B	1.7	1.1	1.3	1.0	1.0	1.0	1.0	1.3
3	C	1.2	1.3	2.6	3.8	1.5	1.7	1.9	2.0
4	D	5.2	8.0	21.7	22.7	2.3	2.3	2.4	2.5
5	E	26.7	28.4	36.2	-	3.0	2.9	2.1	-
6	F	32.7	38.5	-	-	2.8	2.0	-	-
7	G	37.1	-	-	-	2.0	-	-	-

Кластери займають великі простори, мають широтно-меридіональну спрямованість і єдину протяжність над водною поверхнею і поверхнею зайнятої сушею.

Протягом холодного періоду на схемах спостерігаються добре виражені закономірності, що простежуються від місяця до місяця. У листопаді північну половину даної території Тихого океану (лінія розділу проходить близько  $40^\circ$  півнч.ш.) Займає циклональний вихор з максимальними значеннями відносного вихору над затокою Аляска, сприяє влаго обміну з встановленими вище і нижче лежачими шарами повітря. Кластери масової частки водяної пари (рис.2.13 - кластери А, В, С) тут мають витягнуту по широті структуру. Статистичні показники їх характеризуються мінімальними середніми значеннями і незначними дисперсіями (табл. 2.4).

Південніше  $35^\circ$  півнч.ш., В розподілі вологості спостерігаються осердки (рис.2.13 - кластери Е, F, G) з найбільшими середніми значеннями і значною міжрічної мінливістю репрезентативних векторів (табл.2.4).

Кластери Е, F, G (рис.2.13) в цьому місяці знаходяться в зоні дії висотного антициклонального вихору (від'ємних значень відносного вихору швидкості з максимумом в районі кластерів Е, F (рис.2.13)), що перешкоджає переносу вологи, що надходить в результаті турбулентного обміну з нижчих шарів атмосфери в вищерозміщених шарів.

У міру настання зимових місяців в північній частині посилюється вплив арктичного поля високого тиску. Поширенню його на південь сприяє істотне ослаблення потоків явного та прихованого тепла з покритою снігом материкової частини і вкритій кригою водної поверхні Берингової моря. Результатом цих фізичних процесів є перебудова в розподілі полів вологості на рівні 700 гПа. Нижня межа кластера А (рис.2.13) нерівномірно зміщується в південному напрямку, і він поступово займає простір над територією Чукотки, Алеутськими островами, морем Берінга і здебільшого Аляски (рис.2.14 - 2.16 - кластер А). Середні значення репрезентативних векторів і їх дисперсії практично не зазнають змін і відповідають значенням кластера А в листопаді (рис.2.13). Кластер В (рис.2.16) займає місце кластера С (рис.2.13). Значення статистичних характеристик в цьому районі незначно знижуються (табл.2.4). Даній однорідній зоні (рис.2.16 - В), так само як і зонам D (рис.2.14), В (рис.2.15) відповідають шляхи переміщення барических систем (штор-треки),

середньомісячний мінімум в поле приповерхневого тиску [57] і позитивні значення відносного вихору швидкості на рівні 700 гПа. Останній факт вказує на наявність влаго-обміну з вище-і нижчого рівня шарами атмосфери. Подібні процеси характеризують і частина кластерів С (рис.2.13) і В (рис.2.16) розташовуються на південному сході над холодним Каліфорнійським течією в зоні утворені тропічних циклонів. Однак процеси, що призводять до їх виникнення в зимовий період менш інтенсивні, тому їх внесок у формування значень масової частки водяної пари несуттєвий. Крім того, в цьому районі спостерігаються знижені значення турбулентного теплообміну між поверхнею океану і атмосферою [57].

Однорідні зони Е, D (рис.2.14) і D, С (рис.2.15 - 2.16) знаходяться в полі дії висотного антициклонального вихору (мінімум негативних значень відносного вихору в районі кластерів Е (рис.2.14), D (рис. 2.15 - 2.16)). Північна межа найбільшого кластера С (рис.2.16) відповідає нульовій ізотермі на поверхні 700 гПа і розташовується над лінією розділу між зонами дії глибокого Алеутського мінімуму і ослабленого Гонолульського максимуму. Процеси, які відіграють значну роль у формуванні вологості в кластерах D і С (рис.2.16) аналогічні процесам, зазначеним вище для кластерів Е і F (рис.2.13).

Середні значення і міжрічної мінливості репрезентативних векторів кластерів масової частки водяної пари (табл.2.4) з максимумами в південній частині розглянутої території Тихого океану мають меридіонально спрямований градієнт: для середніх значень, що співпадає по напрямку з градієнтом температурою повітря, а для вологості - протилежно спрямований (табл.2.4).

## ВИСНОВКИ

Проведені дослідження особливостей розподілу гідрометеорологічних характеристик в атмосфері над північною частиною Тихого океану у секторі , а саме температури повітря й масової частки водяної пари  $20^{\circ}$  -  $70^{\circ}$  півн.ш. і  $160^{\circ}$  схід.д. -  $120^{\circ}$  захід.д. за період з 1957 по 2003 рр. дозволили зробити такі висновки:

1. Зазначені особливості розподілу кластерів розглянутих параметрів атмосфери, їх структури в північній частині Тихого океану мають добре фізичне обґрунтування, підтверджене розрахованими значеннями статистичних характеристик. Об'єктивність отриманих результатів у сукупності з перевагами використовуваного алгоритму (відсутність попередніх умов, автоматичне визначення оптимальної кількості кластерів, узгодженість критеріїв визначення незалежності) підтверджують можливість застосування УІМКД при проведенні досліджень із використанням гідрометеорологічних даних.

2. Порівняння наведених результатів дослідження показує, що визначені однорідні регіони в полях характеристик добре узгоджуються із приземними кліматичними картами місячних і середньомісячних значень гідрометеорологічних характеристик, які побудовані на основі даних безпосередніх експедиційних гідрометеорологічних вимірів, таких як карти розподілу сумарної сонячної радіації, радіаційного балансу, витрат тепла на випаровування, температури повітря біля поверхні океану, температури води на поверхні і т.д. [57]. Ця узгодженість носить загальний характер, який підтверджує основні риси і їх збереження в просторових розподілах зазначених гідрометеорологічних характеристик в продовж періоду до 2002 року стосовно місяців холодного періоду.

3. Аналіз мінливості меж однорідних зон у полях досліджуваних характеристик атмосфери і підстильної поверхні, а також відповідних їм статистичних показників (середніх значень, міжрічних дисперсій, середньоквадратичних відхилень), визначених у результаті проведеної кластеризації, протягом наступних часових інтервалів дозволить судити про особливості прояву зміни клімату і його інтенсивності.

4. Одержані координати репрезентативних векторів (векторів еталонів) однорідних зон розглянутих гідрометеорологічних характеристик у

подальшому можуть використовуватись як чинники, що складають первинну вибірку статистичних моделей дослідження степеню зв'язку процесів з регіональними кліматами інших територій.

## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Метеорология и климатология: учебник. – 7-е изд. / С.П. Хромов, М.А. Петросянц. –М.: Изд-во Моск. Ун-та: Наука, 2006. – 582 с.
2. J. Shukla, R. Hagedorn, B. Hoskins. Revolution climate prediction is both necessary and possible. // American meteorological society, 2009, p. 175 – 178.
3. В.П. Дымников, В.Н. Лысков, Е.М. Володин. Моделирование климата и его изменений: современные проблемы. // Вестник Российской академии наук, 2012, том 82, №3, с. 227 – 236.
4. Б.Г. Шерстюков. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. – Обнинск: ГУ ВНИИГМИ-МЦД, 2008. – 300 с.
5. Дымников В.П., Лысков В.Н., Володин Е.М., Галин В.Я., Глазунов А.В., Грицун А.С., Дианский Н.А., Толстых М.А., Чавро А.И. Моделирование климата и его изменений. – В: «Современные проблемы вычислительной математики и математического моделирования», М.: Наука, 2005, т. 2, с. 38-175.
6. Математическое моделирование климата Сибири. В.И. Кузин, В.Н. Крупчатников, А.И. Крылова, А.А. Фоменко. Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск. Вычислительные технологии том 11 часть 2 специальный выпуск 2006.
7. В.А. Говоркова, Е.Д. Надежина, Т.В. Павлова, И.М. Школьник. Модели, предназначенные для оценки будущих изменений климата.
8. М.А. Толстых. Глобальные модели атмосферы: современное состояние и перспективы развития. // Гидрометеорологический научно-исследовательский центр РФ.
9. А.В. Фролов. Климатология: история и современность. // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2015. // URL: [http://downloads.igce.ru/journals/FAC\\_2015/FAC\\_2015\\_1/Frolov\\_A\\_V.pdf](http://downloads.igce.ru/journals/FAC_2015/FAC_2015_1/Frolov_A_V.pdf).
10. Jung T., Miller M.J., Palmer T.N. et al. High-resolution global climate simulations with the ECMWF model in Project Athena: Experimental design, model climate, and seasonal forecast skill // J. Climate. – 2012. – Vol. 25, No. 9. – P. 3155–3172.
11. ECMWF. WMO Lea Centre for Deterministic Forecast Verification (WMO – LCDNV). // URL: <http://apps.ecmwf.int/wmolcdnv/>.

12. Zängl G., Reinert D., Ripodas P., Baldauf M. The ICON (ICOsahedral Non-hydrostatic) modelling framework of DWD and MPI-M: Description of the non-hydrostatic dynamical core // Q. J. Roy. Meteorol. Soc. – 2015. – Vol. 141. – P. 563–579.
13. NCEP GFS. –URL: <http://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/moorthi/gam.html>.
14. Qaddouri A., Lee V. The Canadian Global Environmental Multiscale model on the Yin-Yang grid system // Q. J. Roy. Meteorol. Soc. – 2011. – Vol. 137. – P. 1913–1926.
15. Byron A. Boville and Peter R. Gent. The NCAR Climate System Model, Version One // National Center for Atmospheric Research. – URL: <https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0442%281998%29011%3C1115%3ATNCSMV%3E2.0.CO%3B2>.
16. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 5.0) NCAR TECHNICAL NOTE NCAR/TN-486+STR. June 2010. – [http://www.cesm.ucar.edu/models/cesm1.2/cam/docs/description/cam5\\_desc.pdf](http://www.cesm.ucar.edu/models/cesm1.2/cam/docs/description/cam5_desc.pdf).
17. Salmond D., Hamrud M. IFS scalability and computational efficiency // 14th ECMWF Workshop on Use of High Performance Computing in Meteorology, 1–5 November 2010. [http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/workshops/2010/high\\_performance\\_computing\\_14th/presentations/Salmond\\_Hamrud.pdf](http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/workshops/2010/high_performance_computing_14th/presentations/Salmond_Hamrud.pdf).
18. Hortal M. Aspects of the numerics of the ECMWF model // Recent developments in numerical methods for atmospheric modelling. – Procs. of the ECMWF Seminar 7–11 September 1998. – Reading, UK: 1999. – P. 50.
19. Е.М. Володин, Н.А. Дианский . Моделирование изменений климата в XX–XXII столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана. – ИВМ РАН, 2006г.
20. Толстых М.А. Глобальная полулагранжева модель численного прогноза погоды. – М; Обнинск: ОАО ФОП, 2010. – 111 с.
21. Е.М. Володин, Н.А. Дианский, А.В. Гусев. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0. – Известия РАН. – Физика атмосферы и океана, 2010, том 46, № 4, с. 448 – 466.
22. Е.М. Володин Воспроизведение современного климата. Сравнение с данными наблюдений и других моделей.
23. Кокорев В.А., Шерстюков А.Б. О метеорологических данных для изучения



- современных и будущих изменений климата на территории России
24. Ветрова Е.И., Скриптунова Е.Н., Шакина Н.П. Прогноз низкой облачности на аэродромах европейской территории бывшего СССР // Метеорология и гидрология. – 2013. – №1. – с. 12 – 31.
  25. Овечкина С.В., Майнашева Г.М. Опыт использования кластерного анализа при климатическом районировании Московской области // Вестник МГПУ. Серия: Естественные науки. – 2010. – №2 (6). – с. 65 – 74.
  26. Кирста Ю.Б., Курепина Н.Ю., Ловцкая О.В. Пространственная декомпозиция метеорологических полей Евразии: разделение воздействия растительности и антропогенной деятельности // Фундаментальные исследования. – 2014. – № 5. – с. 1030 – 1036.
  27. Ботыгин И.А., Катаев С.Г., Шерстнёв В.С., Шерстнёва А.И. Методы классификации и анализа климатических полей // Интернет-журнал «НАУКОВЕДЕНИЕ» Том 7, №6 (2015) <http://naukovedenie.ru/PDF/74TVN615.pdf> (доступ свободный). Загл. с экрана. Яз. рус., англ. DOI: 10.15862/74TVN615.
  28. А. Котов, Н. Красильников Кластеризация данных. – 2006.
  29. Joseph R. Morgan John E. Bardach Charles H. Cotter Pacific Ocean written by See Article History Encyclopædia Britannica: <https://www.britannica.com/place/Alaska-Current>; <https://www.britannica.com/place/Sea-of-Japan>.
  30. Aleutian Islands, Class Encyclopedia: [http://www.newworldencyclopedia.org/entry-Aleutian\\_Islands](http://www.newworldencyclopedia.org/entry-Aleutian_Islands)
  31. By Stephen S. Birdsall and J. Florin; An Outline of American Geography Regional Landscapes of the United States: <https://usa.usembassy.de/etexts/outgeogr/geog17.htm>
  32. Geography: <http://geography.name/kuroshio-current/>
  33. Я. Б. Олійник, Географія: [https://pidruchniki.com/16011013/geografiya/temperatura-solonist\\_vodi](https://pidruchniki.com/16011013/geografiya/temperatura-solonist_vodi)
  34. Школьний Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації. Підручник. К.: Вища школа, 1999. С.455-513.
  35. Школьный Е.П. Многофакторная регрессионная модель физико-статистического метода прогноза погоды . Труды УкрНИГМИ, 1976. Вып. 134. С.3-24.

36. Серга Э. Н. Универсальный итерационный метод кластеризации данных. Укр. гідрометеорол. ж. 2013. №12.  
<http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2013-uk/12-uk/>
37. Lance G. N., Willams W. T. A general theory of classification sorting strategies. 1. hierarchical systems . Comp. J. 1967. no. 9. pp. 373-380.
38. Загоруйко Н. Г. Прикладные методы анализа данных и знаний. - Новосибирск: ИМ СО РАН, 1999. 318 с.
39. Кулаичев А. П. Методы и средства комплексного анализа данных. М: ИНФРА- М, 2006. 276 с.
40. Лагутин М. Б. Наглядная математическая статистика. М.: П-центр, 2003. 347 с.
41. Уиллиамс У.Т., Ланс Д.Н. Методы иерархической классификации . Статистические методы для ЭВМ / Под ред. М. Б. Малютов. М.: Наука, 1986. С. 269–301.
42. Jain A., Murty M., Flynn P. Data clustering: A review . ACM Computing Surveys. 1999. Vol. 31, no. 3. pp. 264–323.
43. Мандель И. Д. Кластерный анализ.-М.:Финансы и Статистика, 1988. 339 с.
44. Орлов А.И. Прикладная статистика. М.: «Экзамен», 2006. 671 с.
45. Серга Э.Н. Универсальный адаптивный итерационный метод кластерного анализа . Міжвідомчий науковий зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2003. Вип.47. С.83-89.
46. Серга Э.Н., Школьный Е.П., Попович П.П. Комплексный подход к решению вопроса о кластеризации данных. Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту. 2006. Вип. 2.  
<http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2006-uk/2-uk/>.
47. Лемешко Б.Ю., Лемешко С.Б. О сходимости распределений статистик и мощности критериев однородности Смирнова и Лемана-Розенблатта. Измерительная техника. 2005. № 12. С. 9-14.
48. Лемешко Б.Ю., Лемешко С.Б., Миркин Е.П. Исследование критериев проверки гипотез, используемых в задачах управления качеством. Материалы VII международной конференции “Актуальные проблемы электронного приборостроения” АПЭП-2004. Новосибирск, 2004. Т. 6. С. 269-272.
49. Лемешко Б.Ю., Помадин С.С. Проверка гипотез о математических ожиданиях и дисперсиях в задачах метрологии и контроля качества при

- вероятностных законах, отличающихся от нормального. Метрология. 2004. № 3. С.3-15.
50. Орлов А.И. О применении статистических методов в медико-биологических исследованиях. М.: «Вестник Академии наук СССР», 1987.№2. С. 88-94.
51. Орлов А.И. О проверке однородности двух независимых выборок. Заводская лаборатория. 2003. Т.69, №.1. С.55-60.
52. Орлов А.И. Состоятельные критерии проверки абсолютной однородности независимых выборок. «Заводская лаборатория. Диагностика материалов». 2012.Т.78. №.11. С.66-70.
53. Крамер Г. Математические методы статистики: Пер. с англ.-2-е изд.- М,1975.325 с.
54. Lehmann E.L. Consistency and unbiasedness of certain nonparametric tests / Ann. Math. Statist. 1951. V.22. № 1. P.165-179.
55. Rosenblatt M. Limit theorems associated with variants of the von Mises statistic. Ann. Math. Statist. 1952. V.23. P.617-623.
56. Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. – М: Наука, 1983. 416 с.
57. Атлас океанов. Тихий океан / Под ред. С.Г. Горшкова. – Л: Изд.ГУНИО, 1974.
58. Служба данных ECMWF ERA-40. <http://www.ecmwf.int/products/data>
59. Серга Э.Н., Сущенко А.И. Климатическое районирование полей среднемесячной температуры воздуха в северной части Тихого океана в зимний период. Укр. гідрометеорол. ж. 2014. №14. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2014-uk/14-uk/>.
60. Серга Э.Н., Рубан И.Г.Рудич О.С. Климатическое районирование полей среднемесячной температуры подстилающей поверхности в северной части Тихого океана в зимний период. Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту. 2014. Вип. 17. <http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2014-uk/17-uk/>.