

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

Серга Едуард Миколайович

Прим.№__

УДК 551.58: 551.513

ДИСЕРТАЦІЯ

ВПЛИВ ПРОЦЕСІВ У СИСТЕМІ АТМОСФЕРА-ПІДСТИЛЬНА ПОВЕРХНЯ
ПІВНІЧНОЇ АТЛАНТИКИ НА РЕГІОНАЛЬНІ КЛІМАТИ СХІДНОЇ ЄВРОПИ

11.00.09 – метеорологія, кліматологія, агрометеорологія

Науки про Землю

Подається на здобуття наукового ступеня доктора географічних наук

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей,
результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

Е.М. Серга

Науковий консультант: Школьний Євген Павлович, доктор технічних наук,
професор

Одеса – 2017

АНОТАЦІЯ

Серга Е.М. Вплив процесів у системі атмосфера-підстильна поверхня Північної Атлантики на регіональні клімати Східної Європи. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора географічних наук за спеціальністю 11.00.09 – Метеорологія, кліматологія, агрометеорологія. – Одеський державний екологічний університет Міністерства освіти і науки України, Одеса, 2018.

Основна задача дисертаційного дослідження полягає у виявленні характеру зв'язку відгуків основних кліматичних характеристик регіональних кліматів Східної Європи з процесами, які розвиваються в акваторії Північної Атлантики.

Важливим етапом вирішення задач цієї наукової проблеми дослідження є інтерпретація основної математичної моделі, яка становить систему нелінійних рівнянь регресії з оберненими зв'язками. Модель побудована з використанням методу ймовірнісної апроксимації. За цим методом фактори на вході системи мають бути центрованими, нормованими і ортогональними, а на виході – центрованими і нормованими. На основі центральної теореми теорії ймовірності випадкові величини, які мають перелічені властивості, підлягають багатовимірному нормальному розподілу. При побудові моделі за методом ймовірнісної апроксимації потрібно було знайти такі параметри моделі (коефіцієнти рівнянь регресії), які мінімізують дисперсії помилки апроксимації. Це досягається шляхом прирівнювання до нуля дисперсії помилки по кожному з коефіцієнтів. В результаті утворюється система твірних функцій, які за відповідними змішаними моментами розподілу дозволяють одержати оцінки параметрів рівнянь. Ця операція в моделі здійснюється для системи рівнянь першого, другого і третього степеня, які є самостійними моделями.

Ця модель адаптована для вирішення різноманітних задач гідрометеорології та кліматології з урахуванням можливих ситуацій формування вхідних вибірок значущих факторів.

Спочатку як відгуки розглядались ортогональні складові векторів станів метеорологічних характеристик у приземному шарі повітря. У подальшому завдяки оберненому перетворенню здійснювався перехід до значень показників клімату в регіонах Європейської частини Євразійського континенту, до складу якої була включена й територія України.

Для формування сукупностей діючих факторів і відгуків регіональних кліматів як вихідні характеристики були взяті дані масиву ERA-40, задані у вузлах регулярної сітки точок $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ у період 1957-2002 рр., за листопад – лютий у районі Північної Атлантики (район факторів $30 - 90^\circ$ півн. ш. і 70° зах.д. - 20° сх.д.) і за грудень – березень у районі Східної Європи (район відгуків: $30^\circ - 65^\circ$ півн.ш. і $25^\circ - 55^\circ$ сх.д.), а саме:

– середньомісячні значення температури підстильної поверхні (T_p , К), температури повітря в шарі 2 м (T , К), різниці зазначених температур (ΔT , К), потоків прихованого тепла (Q_n , Дж/м²) і зональної складової швидкості вітру (u , м/с) (для факторів і відгуків);

– середньомісячні значення температури повітря, геопотенціалу, масової частки водяної пари, зональної складової швидкості вітру, відносного вихору швидкості на поверхнях 850 гПа й 700 гПа (тільки для факторів).

Із сукупності цих даних у кожній точці простору Північної Атлантики для кожної із трьох поверхонь були сформовані п'ять 45-мірних векторів гідрометеорологічних характеристик і характеристик циркуляції атмосфери (у кожному вузлі 15 векторів), для Східної Європи - 5 векторів.

Для виявлення зон активних взаємодій атмосфери й океану в районі Північної Атлантики і визначення регіонів, які здійснюють істотний вплив на формування особливостей кліматичних режимів у районі відгуків, до діючих

факторів, які відбивають характеристики тепло- і вологообміну в приповерхневому шарі, а також тепло-, вологовміст і циркуляційні властивості повітря на поверхнях 850 гПа й 700 гПа, перед включенням їх у модель були застосовані методи кластерного і компонентного аналізу.

За допомогою компонентного аналізу із сукупностей вихідних даних у кожному вузлі сітки шляхом ортогонального перетворення були виділені три головних компоненти, які пояснюють більше ніж 80% дисперсії процесів взаємодій у зазначених шарах повітря. Вектори відповідних головних компонентів у вузлах виділеного простору Північної Атлантики склали вихідну вибірку для кластерного аналізу. В окремі вибірки були виділені координати власних векторів матриці кореляцій, необхідні для аналізу взаємодій у системі атмосфера-океан. При цьому передбачалося, що значення координати власного вектора відповідає ваговому коефіцієнту гідрометеорологічної характеристики у великомасштабному процесі, який виражається головним компонентом.

Розроблений автором метод кластерного аналізу УІМКД (Універсальний ітераційний метод кластеризації даних), застосований до кожної із зазначених вибірок, дозволив визначити в полях відповідних головних компонентів однорідні регіони з характерними репрезентативними вузлами. Аналогічні процедури були використані і при підготовці вибірок відгуків.

Проведено розрахунки і фізичне обґрунтування статистичних характеристик зон різної енергетичної активності взаємодій атмосфери й підстильної поверхні у регіонах Північної Атлантики та Східної Європи, визначено їх межі, виявлено нові зони підвищеної енергетичної активності в атмосфері.

Репрезентативні вектори головних компонентів в однорідних регіонах склали далі вихідні вибірки для перевірки працездатності описаної багатофакторної регресійної моделі. Визначення значущості факторів у рівняннях системи моделі здійснювалось за допомогою критерію Фішера (процедура «просіювання»).

Передостаннім етапом формування структури математичної моделі відгуків у різних регіонах Східної Європи на процеси енергетичної взаємодії атмосфери й океану в Північній Атлантиці стала оцінка її адекватності. Для порівняльного аналізу були розраховані коефіцієнти множинної кореляції, які характеризують міру адекватності моделей: вихідної (коефіцієнти системи рівнянь, визначені до процедури просіювання, залишаються без змін, із системи рівнянь усуваються тільки незначущі фактори, відгуки й відповідні їм коефіцієнти) і модифікованої (з перерахунком коефіцієнтів системи рівнянь для значущих факторів і обернених зв'язків). Високі значення коефіцієнтів кореляції підтверджують, що побудовані математичні моделі мають необхідний ступінь адекватності. Чисельні експерименти показали, що відгуки при ситуаціях з різною завчасністю в різних регіонах Східної Європи істотно відрізняються за складом діючих факторів і за чутливістю щодо процесів, які розвиваються в Північній Атлантиці.

На модифікованій моделі був проведений чисельний експеримент для діючих факторів у грудні й відгуків при завчасності 1-3 місяці (для січня, лютого й березня). У чисельному експерименті проаналізований один зі сценаріїв зміни глобального клімату, у якому сучасне потепління клімату розглядається як «спусковий гачок» до похолодання. Показано, що післядії для регіональних кліматів Східної Європи й Малої Азії виявляться різноплановими. Так при втіленні вище описаного сценарію, наприклад для України, у січні очікується зниження температур повітря й підстильної поверхні, у лютому - підвищення обох температур, у березні - зниження температур повітря й підвищення температури поверхні з відхиленнями від норми. Аномалії поверхневих потоків прихованого тепла в ці місяці розподілені таким чином: незначні додатні у січні і від'ємні – у лютому, у березні - значні додатні. Відповідно до такого розподілу аномалій прихованого тепла і температури повітря, взимку в Україні очікується: у лютому відносно тепла суха погода, у січні – від'ємні аномалії температури та незначна перевага опадів над

випаровуванням; навесні в березні холодна погода з великою кількістю опадів (особливо в північній частині).

Ключові слова: температура, потоки прихованого тепла, кластер, енергоактивна зона, головний компонент, репрезентативний вектор, обернені зв'язки, нелінійна регресія.

SUMMARY

Serga E.M. Impact of processes in the 'atmosphere – underlying surface' system of the North Atlantic on the regional climates of Eastern Europe. - Manuscript.

A thesis submitted for the Degree of Doctor of Geography by speciality 11.00.09 – Meteorology, Climatology, Agricultural Meteorology. – Odessa State Environmental University of the Ministry of Education and Science of Ukraine, Odessa, 2018.

The main task of the thesis research is to reveal the nature of the connection of responses of the main climatic characteristics of the regional climates of Eastern Europe with the processes that are developing in the waters of the North Atlantic.

An important phase in solution of the scientific problem is the interpretation of the basic mathematical model, which is a system of nonlinear regression equations with inverse responses. The model is constructed on the basis of the probabilistic approximation method. By this method, the factors on the input to the system must be centered, normalized and orthogonal, and at the output - centered and normalized. On the basis of the central probability theory theorem, random variables with the properties referred above, obey a multivariate normal distribution. On constructing the model based on the probabilistic approximation method, it was necessary to find such model parameters (regression coefficients) that minimize the variance of the approximation errors. It is reached by equating dispersion errors to zero for each of

the coefficients. As a result, a system of generating function is formed, which, by means of the corresponding mixed moments of distribution, allows us to obtain estimates of the parameters of the equations. This procedure in the model is carried out for a system of equations of the first, second and third degrees, which are independent models.

This model is adapted for solution of various hydrometeorological and climatological tasks taking into account possible formations of input samples of significant factors.

Initially, the orthogonal components of the vectors of states of meteorological characteristics in the surface layer were considered as responses. Subsequently, due to the reverse transformation, the transition to the value of climate indicators in the regions of the European part of the Eurasian continent, which included the territory of Ukraine, was carried out.

In order to form totality of existing factors and responses of regional climates, as the initial data the data of the ERA-40 are taken. The data are given in the nodes of the regular $2.5 \times 2.5^\circ$ grid of points during the period of 1957-2002, in November-February in the North Atlantic region factors $30-90^\circ\text{N}$ and $70^\circ\text{W} - 20^\circ\text{E}$) and December-March in the Eastern European region (area of responses: $30^\circ - 65^\circ\text{N}$ and $25^\circ - 55^\circ\text{E}$), namely :

- the monthly average temperature of the underlying surface (T_p , K), the air temperature in the layer of 2 m (T , K), the difference between the indicated temperatures (ΔT , K), fluxes of the latent heat (Q_n , J/m^2) and the zonal component of the wind speed (u , m/s) (for factors and responses);

- monthly average values of air temperature, geopotential, mass fraction of water vapor, zonal component of wind speed, relative vortex at surfaces of 850 hPa and 700 hPa (for factors only).

From the totality of these data, at each point of the North Atlantic for each of the three surfaces, five 45-dimensional vectors of hydrometeorological characteristics

and characteristics of the circulation of the atmosphere (in each node 15 vectors, for Eastern Europe - 5 vectors) were formed.

To detect the regions of active interactions of the atmosphere and the ocean in the North Atlantic region and the identification of areas that have a significant impact on the formation of the distinctive features of climatic conditions in the area of responses, to operating factors that reflect the characteristics of heat and water exchange in the surface layer, as well as heat, moisture content and circulating properties of air at 850 hPa and 700 hPa surfaces, methods of cluster and component analysis were applied before their inclusion in the model.

By means of component analysis, from the totality of the initial data, in each node of the grid, three main components were identified by means of an orthogonal transformation, which explain more than 80% of the dispersion of the processes of interactions in the air layers in question. Vectors of the principal components in the nodes of the selected area of the North Atlantic formed the initial sample for cluster analysis. In separate samples, the coordinates of the eigenvectors of the correlation matrix were identified, which are needed for the analysis of interactions in the atmosphere-ocean system. It was assumed that the value of the coordinate of the eigenvector corresponds to the weight coefficient of the hydrometeorological characteristic in the large-scale process, which is expressed by the main component.

The author's method of cluster analysis of the Universal Iteration Method of Data Clustering, applied to each of these samples, allowed to identify homogeneous regions with characteristic representative nodes in the fields of the main components. Similar procedures were also used when preparing sample responses.

The calculations and physical substantiation of the statistical characteristics of the zones of different energy activity of interactions of atmosphere and underlying surface in the regions of the North Atlantic and Eastern Europe were conducted, their boundaries were determined, and new zones of elevated energy activity in the atmosphere were discovered.

Representative vectors of the main components in homogeneous regions compiled further initial samples for checking the efficiency of the multivariate regression model in question. Determination of the significance of the factors in the model equations was carried out by means of Fisher's criterion (the "sifting" procedure).

The preceding phase of the formation of the structure of the mathematical model of responses in different regions of the Eastern Europe on the processes of energy interaction of the atmosphere and the ocean in the North Atlantic was the assessment of its adequacy. For the comparative analysis, multiplicity correlation coefficients that characterize the adequacy of the models: the output (the coefficients of the system of equations, defined before the sifting procedure, remain unchanged, only minor factors, reviews and corresponding coefficients are eliminated from the system of equations) and modified (with recalculation of coefficients systems of equations for meaningful factors and inverse relationships), were calculated. High values of the correlation coefficients confirm that the constructed mathematical models have the necessary degree of adequacy. Numerous experiments have shown that responses to situations with different ages in different regions of Eastern Europe differ significantly in composition of operating factors and sensitivity to processes that are developing in the North Atlantic.

On a modified model, a numerical experiment was conducted for operating factors in December and responses with an extension of 1-3 months (for January, February and March). In a numerical experiment, one of the scenarios of global climate change is analyzed, in which modern climate warming is seen as a "trigger" to cooling. It is shown that the consequences for regional climates of Eastern Europe and Asia Minor will be diverse. Thus, in the scenario described above, for example, for Ukraine, the decrease in temperatures of air and surface is expected in January, increase in both temperatures is expected in February and a decrease in air temperature and increase in surface temperature with deviations from the norm are expected in March. The anomalies of the superficial flows of latent heat in these

months are distributed as follows: slight positive in January and negative - in February, in March - significant positive. According to the distribution of the latent heat and air temperature anomalies, in winter in Ukraine it is expected: in February there is relatively warm, dry weather, in January there are negative temperature anomalies and precipitation is slightly more than evaporation; In the spring in March there is the cold weather with high rainfall (especially in the northern part).

Keywords: temperature, latent heat fluxes, cluster, energy-active zone, main component, representative vector, feedbacks, nonlinear regression.

СПИСОК ОСНОВНИХ НАУКОВИХ ПРАЦЬ, ОПУБЛІКОВАНИХ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Статті у фахових наукових виданнях

1. Серга Э.Н., Школьный Е.П. Статистический анализ временных рядов колебательных механизмов термобарических взаимодействий. Міжвідомчий науковий зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2005. Вип.49. С.204-214. (розрахунки, аналіз результатів).

2. 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/>. С.64-74. (розрахунки, аналіз результатів, програмне забезпечення).

3. Хохлов В.Н., Серга Э.Н., Свинаренко А.А., Василюшин В.Н. Временная изменчивость площади распространения льда в полярных морях и её связь с атмосферной телеконнекцией. Укр. гідрометеорол. ж. 2006. №1. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2006-uk/1-uk/>. С.226-231. (розрахунки, аналіз результатів).

4. Глушков А.В., Серга Э.Н., Свинаренко А.А., Хохлов В.Н. Глобальные механизмы в атмосферных моделях и баланс углового момента Земли. Укр. гідрометеорол. ж. 2009. №5. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/>

[category/2009-uk/5-uk/](#). С.63-76. (розрахунки, аналіз результатів).

5. Глушков А.В., Серга Э. Н., Бунякова Ю.Я. Хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере (г. Одесса). Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту. 2009. Вип. 8. <http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2009-uk/8-uk/>. С.233-238. (розрахунки, аналіз результатів).

6. Глушков А.В., Амбросов С.В., Серга Э.Н., Свинаренко А.А., Бунякова Ю.Я., Лукаш Т.В. Глобальные механизмы в атмосферных моделях и баланс углового момента Земли – Результаты. Укр. гідрометеорол. ж. 2010. №6. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2010-uk/6-uk/>. С.62-72. (розрахунки, аналіз результатів).

7. Глушков А.В., Серга Э.Н., Бунякова Ю.Я., Хаос во временных рядах концентраций пыли в атмосфере промышленного города (на примере г. Одессы). Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту. 2010. Вип. 9. <http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2010-uk/9-uk/>. С.184-189. (розрахунки, аналіз результатів).

8. Глушков А.В., Амбросов С.В., Серга Э.Н. Глобальные механизмы в атмосферных моделях и баланс углового момента Земли: Компьютерные эксперименты – III. Укр. гідрометеорол. ж. 2011. №9. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2011-uk/9-uk/>. С.59-65. (розрахунки, аналіз результатів).

9. Глушков А.В., Серга Э.Н. Ренорм-групповой подход к исследованию спектра турбулентности в общей динамике атмосферы. Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту. 2011. Вип. 11. <http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2011-uk/11-uk/>. С.73-77. (розрахунки, аналіз результатів).

10. Амбросов С.В., Серга Э.Н., Мансарлийский В.Ф, Кольцова Н.Ю. Баланс углового момента земли и атмосферные волноводы: элементы нестационарной теории. Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту. 2012. Вип. 14. <http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2012-uk/14-uk/>. С.234-239. (розрахунки, аналіз результатів).

11. Серга Э.Н. Универсальный итерационный метод кластеризации данных. Укр. гідрометеорол. ж. 2013. №12. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2013-uk/12-uk/>. С.112-123.

12. Серга Э.Н., Бунякова Ю.Я., Лобода А.В., Мансарлийский В.Ф., Дудинов А.А. Мультифрактальный анализ временных рядов индексов Арктического, Атлантического и Южного колебаний. Укр. гідрометеорол. ж. 2013. №13. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2013-uk/13-uk/>. С.41-45. (розрахунки, аналіз результатів).

13. 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/>. С.157-172. (постановка завдання, розрахунки, аналіз, висновки).

14. 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/>. С.53-67. (постановка завдання, розрахунки, аналіз результатів, висновки).

15. Серга Э.Н. Особенности распределения однородных зон в полях гидрометеорологических характеристик Североатлантического региона в холодный период года. Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту. 2016. Вип. 20. С.40-51. <http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2016-uk/20-uk/>.

16. Серга Э.Н. Особенности распределения однородных зон в полях гидрометеорологических характеристик Северотихоокеанского региона в холодный период года. Укр. гідрометеорол. ж. 2016. №17. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2016-uk/17-uk/>. С.49-60.

17. Серга Э.Н. Многофакторная нелинейная регрессионная модель с обратными связями – имитация региональных климатов. Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту. 2017. Вип. 21. <http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/>

2017-uk/21-uk/. С.39-48.

Наукові статті в міжнародних фахових виданнях

18. Serga E.N., Shkol'nyi E.P. Influence of processes in the ocean-atmosphere system in North Atlantic on the intraannual variation on climatic characteristics on the territory of Ukraine. Physical Oceanography. 2009. vol.19. №4. P.240-253. (розрахунки, аналіз результатів, висновки).

19. Серга Э.Н., Серга И.Н. Особенности распределения однородных зон в полях гидрометеорологических характеристик над Северной Атлантикой в холодный период года. Поверхность 700 гПа. Научный журнал Пермского Унта: Географический вестник. 2017. №3 (42). С. 77-87. (постановка завдання, розрахунки, аналіз результатів, висновки).

Наукові статті у виданнях України, які включені до міжнародних наукометричних баз

20. Серга Э.Н., Школьный Е.П., Сущенко А.И. Оценка влияния явления Эль-Ниньо-Ла-Нинья на формирование метеорологических полей в Южном полушарии. Вісник ОНУ Серія: Географічні та геологічні науки. ТОМ 19. Вип. 4 (23). 2014. С. 13-27. (розрахунки, аналіз результатів, висновки).

21. Серга Э.Н., Серга И.Н., Сущенко А.И. Особенности температурно-влажностного режима над северной частью Тихого океана в холодный период года. Поверхность 700 гПа. Вісник ОНУ Серія: Географічні та геологічні науки ТОМ 22. Вип. 1 (30). 2017. С. 38-51. (постановка завдання, розрахунки, аналіз результатів, висновки).

Наукові статті в наукових фахових виданнях за сміжними галузями наук

22. Глушков А.В., Амбросов С.В., Хецелиус О.Ю., Бунякова Ю.Я., Препелица Г.П., Серга Э.Н., Соляникова Е.П. Теоретические основы микросистемной технологии “Geomath”: Баланс углового момента Земли, атмосферные радиоволноводы и телеконнекция I. Sensors Electronics and Microsystems Technologies.2011.Т.2(8), №4. P.63-78. (розрахунки, аналіз результатів).

23. Глушков А.В., Амбросов С.В., Хецелиус О.Ю., Бунякова Ю.Я., Препелица Г.П., Серга Э.Н., Соляникова Е.П., Применение микросистемной технологии “Geomath” к моделированию баланса углового момента земли, параметров атмосферных процессов и радиоволноводов: II. Компьютерные эксперименты. Sensors Electronics and Microsystems Technologies. 2011.-Vol.2(8), №4. P.79-89. (розрахунки, аналіз результатів).

24. Серга Э.Н., Сущенко А.И. Климатическое районирование полей среднемесячных температур подстилающей поверхности и воздуха в северной части Атлантического океана в зимний период . Austrian Journal of Humanities and Social Sciences. 2014. № 9–10. С.180–186.

Монографія

1. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України: [монографія]/ колектив авт.:С.М. Степаненко, А.М. Польовий, Є.П. Школьний, Е.М. Серга [та інш.]; за ред. С.М. Степаненко, А.М. Польового. Одеса: Екологія, 2011. 696 с.

Тези доповідей і матеріали конференцій

1. Glushkov A.V., Ambrosov S.V., Mansarliysky V.F. and Serga E.N., Fractal Features of the Global Mechanisms in the Earth Atmosphere Models and Global Energy and Angle Momentum Balance: Atmospheric circulation forms, Teleconnection and Radio-Waveguides. 3rd International Conference on Earth System Modelling. Vol. , 3ICESM-375, 2012. P.375

2. Glushkov A.V., Serga E.N., Khetselius O.Yu., Bunyakova Yu.Ya., Solyanikova E.P., Non-linear prediction method in short-range forecast of atmospheric pollutants: low-dimensional chaos. Proc. of the the International Conference on Dynamical Systems - Theory and Applications.-Lodz (Poland; 5-8 december). 2011. P.42.

3. Glushkov A.V., Serga E.N., Sukharev D.E., Solyanikova E.P., Fractal

Features of the Large-scaled Low Frequency Atmospheric Processes and Structures: Energy and Angle Moment Balance Approach. Proc. of the European Geosciences Union General Assembly 2011.- Vienna (Austria; 3-7 april). 2011. N-NP2.2/OS1.7. EGU2011-5795. P.95.

4. Серга Э.Н., Школьный Е.П. Климатическое районирование полей температуры атлантико-европейского региона. IX-я Международная научно-практическая конференция «Наука в информационном пространстве», 10–11 октября 2013 г. С.16-18.

5. Серга Э.Н., Сущенко А.И. Кластеризация полей среднемесячной температуры воздуха Североатлантического региона в зимний период. Міжнародна наукова конференція молодих вчених "Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення", 7-9 жовтня 2014 р.

6. Серга Э.Н., Сущенко А.И. Изменчивость однородных зон в полях разности среднемесячных температур подстилающей поверхности и воздуха североатлантического региона в зимний период. VIII Міжнародна заочна конференція «Сучасні міждисциплінарні дослідження: історія, сьогодення, майбутнє». Національний педагогічний університет імені М.П.Драгоманова, 14 листопада 2014. С.66-70.

7. Серга Э.Н., Сущенко А.И. Изменчивость однородных зон в полях разности среднемесячных температур подстилающей поверхности и воздуха в северной части Тихого океана в зимний период. VIII Міжнародна науково-практична інтернет-конференція «Проблеми та перспективи розвитку на початку третього тисячоліття у країнах Європи та Азії», Переяслав-Хмельницький державний педагогічний університет ім. Григорія Сковороди, 29–30 листопада, 2014.

8. Серга Э.Н., Серга И.Н. Особенности формирования полей влажности в северной части Тихого океана в зимний период. поверхность 700 гПа. Тези доповідей Першого Всеукраїнського гідрометеорологічного з'їзду з міжнародною участю. ОДЕКУ. Одеса:ТЕС, 2017.С.225-226.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	19
РОЗДІЛ 1 КЛІМАТ І КЛІМАТИЧНА СИСТЕМА	26
1.1 Загальні уявлення про кліматичну систему і глобальний клімат	26
1.2 Дослідження динаміки клімату	31
1.3 Дослідження регіональних кліматів.....	40
1.4 Обґрунтування факторів, які діють на формування регіональних кліматів Східної Європи.....	44
1.5 Характеристика вихідного матеріалу і загальний алгоритм дослідження	56
Висновки до розділу 1.....	60
РОЗДІЛ 2 ОСНОВНІ ПРИНЦИПИ ПОБУДОВИ БАГАТОФАКТОРНОЇ НЕЛІНІЙНОЇ СТАТИСТИЧНОЇ МОДЕЛІ З ОБЕРНЕНИМИ ЗВ'ЯЗКАМИ.....	61
2.1 Вимоги, що ставляться до статистичних моделей	61
2.2 Алгоритм побудови системи рівнянь нелінійної регресії методом ймовірнісної апроксимації	63
2.3 Удосконалена модель нелінійної регресії з оберненими зв'язками.....	68
2.3.1 Визначення коефіцієнтів апроксимуючих поліномів третього порядку у разі відсутності збігів у сукупностях значущих факторів першого і третього порядків в окремо взятому рівнянні системи.....	73
2.3.2 Визначення коефіцієнтів апроксимуючих поліномів третього порядку у разі наявності збігів у сукупностях значущих факторів першого і третього порядків в окремо	

	взятому рівнянні системи	79
	2.3.3 Визначення коефіцієнтів апроксимуючих поліномів третього порядку у разі відсутності збігів у сукупностях значущих факторів між рівняннями системи.....	86
	Висновки до розділу 2.....	91
РОЗДІЛ 3	ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛІВ КЛАСТЕРІВ У ПОЛЯХ ВИХІДНИХ ХАРАКТЕРИСТИК.....	93
	3.1 Універсальний ітераційний метод кластеризації даних...	93
	3.2 Кластерний аналіз полів вихідних характеристик в районі підстильної поверхні у Північній Атлантиці.....	102
	3.3 Кластерний аналіз полів вихідних характеристик в нижній і середній тропосфері над Північною Атлантикою	125
	Висновки до розділу 3.....	150
РОЗДІЛ 4	КОМПОНЕНТНО - КЛАСТЕРНИЙ АНАЛІЗ ДІЮЧИХ ФАКТОРІВ У ПІВНІЧНІЙ АТЛАНТИЦІ.....	152
	4.1 Загальні положення	152
	4.2 Алгоритм компонентного аналізу	153
	4.3 Опис вихідних даних і аналіз дисперсій перших трьох головних компонентів.....	159
	4.4 Комплексний аналіз діючих факторів в шарі повітря, прилеглого до підстильної поверхні у Північній Атлантиці.....	165
	4.5 Комплексний аналіз діючих факторів в нижній і середній тропосфері над Північною Атлантикою	185
	Висновки до розділу 4.....	220

РОЗДІЛ 5	ОСОБЛИВОСТІ ПРОЦЕДУРИ ПІДГОТОВКИ ІНФОРМАЦІЇ ЩОДО ВІДГУКІВ КЛІМАТІВ У РЕГІОНАХ СХІДНОЇ ЄВРОПИ.....	224
	5.1 Фізико-географічні особливості Східноєвропейського регіону.....	224
	5.2 Основні аспекти процедури формування відгуків	226
	5.3 Комплексний аналіз відгуків кліматів у регіонах Східної Європи	229
	Висновки до розділу 5.....	254
РОЗДІЛ 6	ОРГАНІЗАЦІЯ ЧИСЕЛЬНИХ ЕКСПЕРИМЕНТІВ ДАЛЕКИХ ЗВ'ЯЗКІВ В СИСТЕМАХ АТМОСФЕРА – ПІДСТИЛЬНА ПОВЕРХНЯ.....	255
	6.1 Аналіз статистичної значущості параметрів моделі та її адекватності	255
	6.1.1 Критерії оцінки статистичної значущості параметрів моделі.....	255
	6.1.2 Статистична значущість параметрів моделі із завчасністю 1 – 4 місяці (діючі фактори в листопаді).....	257
	6.1.3 Статистична значущість параметрів моделі із завчасністю 1 – 3 місяці (діючі фактори в грудні).....	292
	6.1.4 Статистична значущість параметрів моделі із завчасністю 1 – 2 місяці (діючі фактори в січні).....	321
	6.1.5 Оцінка адекватності моделі.....	343
	6.2 Результати чисельних експериментів	351
	Висновки до розділу 6.....	370
	ВИСНОВКИ.....	373
	Список літератури.....	380

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. Наприкінці другої половини ХХ сторіччя питання дослідження клімату Землі набули особливої гостроти. Пов'язано це, у першу чергу, з передбачуваним посиленням парникового ефекту і відповідно підвищенням глобальної температури повітря. Свідченням особливої уваги до глобального потепління і його наслідків стало прийняття в червні 1992 року Рамкової Конвенції по зміні клімату (Ріо-де-Жанейро), яка в силу важливості вирішуваних проблем була ратифікована Україною, яка взяла на себе певні зобов'язання, у тому числі: підвищувати ефективність і інтенсивність наукових досліджень з питань глобальних і регіональних змін клімату, а також питань оцінки екологічних і соціально-економічних наслідків глобального потепління.

В 1997 році в Кіото було прийнято Кіотський протокол, головним завданням для кожної Сторони якого стало недопущення перевищення встановлених обсягів викидів парникових газів. На двадцять першій сесії конференції Сторін Рамкової Конвенції в Парижі (грудень 2015р.) було прийнято Паризьку хартію, підписану більш ніж 170 країнами в квітні 2016 року, де в якості спільної мети позначено стримування підвищення середньої температури на Землі в межах 2 °С до 2100 року від рівня доіндустріальної епохи, а також докладання зусиль щодо стримування цього показника в межах 1,5 °С.

Для різних сценаріїв соціально-економічного розвитку населення і, відповідно, різних швидкостей зростання концентрації в атмосфері парникових газів (вуглекислого газу, метану, закису азоту й інших), а також аерозолів головним методом вивчення ймовірних змін клімату на Землі є чисельне моделювання. Сучасні моделі, складені з блоків, які описують атмосферну циркуляцію, океан, сушу, лід і біоту, дають можливість одержати так звані чисельні проєкції можливих змін клімату в ХХІ сторіччі. Всі вони прогнозують

підвищення глобальної температури повітря на 2,5 – 4,5 °С, зростання кількості опадів, інтенсифікацію гідрологічного циклу (вологообміну) на Землі.

З метою розробки стратегії прогнозування клімату в XXI столітті для надання сприяння в протистоянні загрозі зміни клімату Всесвітньою програмою досліджень клімату (ВПК), Міжнародною програмою геосфера-біосфера (МППГБ) і Всесвітньою програмою метеорологічних досліджень ВМО (6-9 травня 2008 р.) була організована Всесвітня зустріч на вищому рівні з моделювання для прогнозування клімату. Основним результатом цієї зустрічі, став той факт, що здатність наукової спільноти перейти від дослідження мінливості і зміни глобального клімату до застосувань на регіональному рівні має величезні наслідки для сьогоденних і майбутніх моделей клімату.

У той час як при прогнозуванні поточного стану атмосфери і понадкороткостроковому прогнозуванні погоди основні проблеми пов'язані з початковими значеннями, при короткостроковому і середньостроковому прогнозуванні погоди і при підготовці прогнозів з розширеним терміном дії з'являються проблеми, пов'язані з спряженням наземних процесів, роллю оберненого зв'язку вологості ґрунту та інших процесів, які відбивають взаємозв'язок між атмосферою і земною поверхнею. Довгострокове прогнозування погоди і сезонне прогнозування клімату припускають спряження системи атмосфера-океан з початковими умовами, властивими верхньому шару океану, що зумовлює підвищення рівня справджуваності прогнозів з більшою завчасністю.

Актуальність теми. Глобальні зміни клімату зумовили необхідність більш детального розгляду механізмів взаємодії атмосфери й підстильної поверхні як з якісного, так і кількісного боку, а також проведення досліджень стосовно того, яким чином відреагують регіональні клімати, у тому числі і Східної Європи, на аномалії цієї взаємодії. Ці питання безпосередньо пов'язані з розробкою й удосконалюванням математичних моделей, які встановлюють зв'язки між параметрами всередині кліматичної системи.

Цьому й присвячена дана дисертаційна робота.

Зв'язок роботи з науковими програмами. Наукові результати, наведені в дисертації, були одержані при виконанні досліджень за такими темами:

- "Особливості формування регіональних кліматів Східно-Європейського сектора під впливом атмосферних процесів у північній півкулі" (2014-2016 рр.) (№ ДР 0217U003892);
- "Комплексне управління "гарячими" точками і збереження екосистеми Чорного моря – HOT BLACK SEA" ("Integrated hotpots management and saving the living Black Sea ecosystem - HOT BLACK SEA ") (2014 р.) (№ ДР 0114U001752);
- "Комплексне управління водними ресурсами та береговою зоною в Європейських лагунах за умов зміни клімату" (2011-2014 рр.) (№ ДР 0215U000206);
- "Меридіональні переноси водних мас і тепла в південній півкулі і оцінка їх впливу на атмосферні процеси" (2012 рр.) (№ ДР 0111U002214).

Мета і завдання дослідження. Метою дисертаційної роботи є розробка фізико-статистичної моделі далеких зв'язків у системі атмосфера-підстильна поверхня.

Досягнення поставленої в роботі мети вирішується шляхом виконання таких завдань:

1. Визначити склад гідрометеорологічних величин, які спричиняють енергоактивну взаємодію підстильної поверхні і атмосфери в північних частинах Атлантики.
2. Провести компонентний аналіз комплексів відібраних гідрометеорологічних величин у вузлах сітки $2,5 \times 2,5^\circ$ зазначеної території.
3. Розробити алгоритм кластерного аналізу для виділення однорідних районів з використанням метричних і неметричних критеріїв подібності (критеріїв виявлення неоднорідності) для рядів гідрометеорологічних величин, закони розподілу яких невідомі.

4. Провести кластеризацію вихідних гідрометеорологічних величин і головних компонентів їх сукупностей за трьома рівнями. Визначити зони різних за інтенсивністю енергетичних взаємодій у системі атмосфера – підстильна поверхня.
5. Модифікувати багатofакторну нелінійну регресійну модель з оберненими зв'язками з метою застосування її в багатопланових завданнях гідрометеорологічного і кліматичного характеру.
6. Установити закономірності зв'язків між однорідними регіонами процесів взаємодій атмосфери й підстильної поверхні у Північній Атлантиці та у Східно-Європейському секторі.
7. Провести чисельні експерименти з розробленою фізико-статистичною моделлю при різних сценаріях можливих кліматичних змін і здійснити аналіз їх наслідків у різних регіонах Східної Європи.

Об'єкт і предмет дослідження. *Об'єктом дослідження є регіональні особливості клімату Атлантико-Європейського сектора.*

Предмет дослідження. Взаємодії атмосфери й підстильної поверхні у Північній Атлантиці та їх вплив на мінливість регіональних кліматів Східної Європи.

Методи дослідження. У дисертації використовуються методи багатовимірного статистичного аналізу: кореляційного, компонентного, кластерного, метод імовірнісної апроксимації (при побудові системи нелінійних рівнянь регресії з оберненими зв'язками), метод ортогоналізації Грама – Шмидта, методи теорії статистичних рішень.

Наукова новизна отриманих результатів. При виконанні дисертаційної роботи автором вперше одержані такі результати:

- побудовано модифіковану математичну модель у вигляді системи багатовимірних нелінійних рівнянь регресії з оберненими зв'язками. Модель широко використовується на кінцевій стадії дослідження при проведенні чисельних експериментів;

- розроблено новий метод кластерного аналізу УІМКД (Універсальний ітераційний метод кластеризації даних), що ґрунтується як на метричних, так і на неметричних мірах подібності і критеріях однорідності з відомими й невідомими законами розподілу ймовірності. Розроблений метод дозволив здійснити фізично обґрунтовану кластеризацію вихідних гідрометеорологічних полів, а також полів їх головних компонентів;
- проведено розрахунки і фізичне обґрунтування статистичних характеристик зон різної енергетичної активності взаємодій атмосфери й підстильної поверхні у регіонах Північної Атлантики та Східної Європи, визначено їх межі, виявлено нові зони підвищеної енергетичної активності в атмосфері;
- за допомогою модифікованої математичної моделі встановлено регіони в Північній Атлантиці, які здійснюють значний вплив на мінливість регіональних кліматів Східної Європи;
- показано, що в погодоформуючих регіонах Східної Європи післядії є статистично значущими на часових інтервалах 1-4 місяці при різних складах значущих діючих факторів;
- виявлено неоднорідність у залежностях кліматичної мінливості в різних регіонах Східної Європи від взаємодій у системі атмосфера - підстильна поверхня у Північній Атлантиці.

Удосконалено регресійно-компонентно-кластерний метод дослідження статистичної структури багатокomпонентних випадкових полів.

Дістало подальшого розвитку оцінка зв'язку кліматичних умов різних регіонів Північної Атлантики з регіональними кліматами Східної Європи.

Обґрунтованість і вірогідність наукових положень, висновків і рекомендацій. В основу дослідження покладено фізико-статистичну модель у вигляді системи рівнянь регресії третього порядку з оберненими зв'язками. Визначення рівнянь для розрахунку коефіцієнтів регресії базується на відповідних теоремах теорії ймовірності. Вибір діючих факторів і відгуків при побудові моделі ґрунтується на відомих фізичних закономірностях

взаємозв'язку в ланках кліматичної системи при формуванні глобального клімату й фізичних процесів формування регіональних кліматів. Для розрахунку коефіцієнтів моделі використана стандартна гідрометеорологічна інформація. Відбір статистично значущих діючих факторів здійснювався за допомогою методів теорії статистичних рішень. Адекватність моделей оцінювалась за методами кореляційного аналізу. Результати чисельних експериментів не суперечать відомим науковим уявленням про особливості формування глобального й регіональних кліматів.

Практичне значення отриманих результатів. Розроблені принципи й етапи адаптації фізико-статистичної моделі можуть бути використані при моделюванні відгуків параметрів регіональних кліматів Східної Європи, у тому числі й України на кліматоутворювальні процеси в інші сезони року, а також в інших географічних районах. Подальше вдосконалення моделі шляхом включення на її вході головних компонентів гідрометеорологічних полів в інших погодоутворювальних секторах Північної півкулі дасть можливість створити статистичну модель довгострокового прогнозу погоди, зокрема для території України. Розроблений у процесі дисертаційного дослідження метод кластерного аналізу УІМКД (Універсальний метод кластеризації даних) може бути використаний для кластеризації даних при виконанні досліджень у різних галузях знань. Результати досліджень за темою дисертації впроваджені у навчальний процес, а саме, при викладанні аспірантам, що навчаються за спеціальностями «Науки про Землю», «Екологія», «Економіка» дисципліни «Статистичні методи дослідження природних процесів».

Одержані у дисертаційній роботі результати впроваджені для використання в Українському гідрометеорологічному інституті (назва впровадженого результату: «Методика компонентно-кластерного аналізу дослідження впливу процесів у Північній Атлантиці на формування кліматів Східної Європи»).

Особистий внесок здобувача. Постановка наукового завдання для проведення дисертаційного дослідження узгоджувалась з науковим

консультантом. При вирішенні завдань дослідження докторантом самостійно:

- удосконалено багатофакторну фізико-статистичну модель нелінійної регресії з оберненими зв'язками;
- у північних частинах Атлантики проведено відбір і аналіз факторів, які впливають на формування в зимовий період кліматів Східноєвропейської частини Євразійського континенту, в тому числі України;
- розроблено новий метод кластерного аналізу УІМКД і на його основі здійснено об'єктивне районування території Східної Європи, північних частин Атлантики за подібністю кліматичного режиму;
- виконано чисельні експерименти для сценаріїв можливих змін глобального клімату і їх відгуків на кліматичну мінливість регіонів Східної Європи;
- розроблено програмне забезпечення всіх етапів виконаного дослідження.

Зазначені вище результати представлені автором у власних публікаціях.

Апробація результатів дослідження. Обґрунтування й вірогідність наукових положень і висновків підтверджуються апробацією й обговоренням на міжнародних наукових і науково-практичних конференціях. Результати дослідження й основні положення роботи обговорювалися на 8 міжнародних конференціях впродовж 2011-2017рр.

Публікації. Головні наукові положення і результати дисертаційної роботи викладені в 33 наукових публікаціях, в тому числі: в 24 статтях у наукових журналах, з них 19 – у фахових періодичних виданнях України (з них 2 - у виданнях України, які включені до міжнародних наукометричних баз); 2 – у виданнях іноземних держав; 3 – у в наукових фахових виданнях за суміжними галузями наук; а також в 8 публікаціях матеріалів і тез доповідей міжнародних та інших наукових конференцій і в 1 монографії.

Структура і обсяг дисертації. Дисертаційна робота складається з анотації, вступу, шести розділів, висновків, списку використаних літературних джерел (225 найменувань на 24 сторінках). Повний обсяг дисертації становить 402 сторінки (297 сторінок тексту), містить 97 рисунків, 74 таблиці.

РОЗДІЛ 1

КЛІМАТ І КЛІМАТИЧНА СИСТЕМА

1.1 Загальні уявлення про кліматичну систему і глобальний клімат

Відомі історично сформовані поняття погоди й клімату. Погодою називають стан нижнього шару атмосфери в даному географічному пункті й у даний момент часу, який характеризують значеннями метеорологічних величин. Під кліматом розуміється середня погода даного регіону, включаючи її коливання й вплив на земну поверхню. У наш час ці визначення уточнені. По-перше, стан нижнього шару атмосфери багато в чому залежить від стану її верхніх шарів, тому погодою краще називати миттєвий стан всієї товщі атмосфери. По-друге, майбутні зміни погоди в даній місцевості визначаються погодою в цей момент часу в деякій навколишній області. По-третє, при вивченні поведінки атмосфери за тривалий час доцільно розглядати океани, лід, сніг, рослинний покрив і т.д.

Таким чином, при аналізі довгострокових змін погоди і клімату необхідно брати до уваги всю атмосферу, океан і сушу як взаємодіючі частини єдиної системи (яка має назву кліматичної).

Отже, під кліматичною системою (КС) розуміється атмосфера, гідросфера, літосфера, кріосфера й біосфера. Розглянемо окремі компоненти кліматичної системи.

1. Атмосфера - найбільш мінливий компонент. Характерний час термічного відгуку на вимушені зміни зовнішніх умов у нижній атмосфері – приблизно один місяць.

2. Океани поглинають основну частину сонячної радіації, яка надходить на поверхню, і завдяки високій теплоємності являють собою великий акумулятор енергії. Океани переносять приблизно таку ж кількість тепла з

екваторіальних районів у полярні, як і атмосфера. Часовий масштаб взаємодії верхніх шарів океану з атмосферою або льодом лежить у межах від місяця до року або декількох років, а час термічного пристосування більш глибоких шарів океану - кілька сторіч.

3. Поверхня континенту включає наземну біомасу, а також озера, ріки, ґрунтові води, які є важливими складовими гідрологічного циклу. Характерний час змін поверхні континентів варіює в широкому діапазоні: від тижнів для сільськогосподарських угідь до сторіч – для деяких лісових масивів.

4. Кріосфера включає континентальний лід, гірські льодовики і поверхню, покриту снігом і морським льодом. Поширення снігового покриву й морського льоду характеризується значними сезонними варіаціями. Льодовики й льодові щити змінюються набагато повільніше, зміна їх об'єму завжди спричиняє зміну рівня моря.

Взаємодія між компонентами КС здійснюється по-різному. Відбувається обмін енергією, водою, малими хімічними складовими (наприклад, вуглекислим газом). Поверхня суші є також джерелом деяких частинок, наприклад вулканічного походження, пилу з пустель. Ці частинки можуть впливати на радіаційні процеси в атмосфері, отже й на клімат.

Кожна з компонентів КС має різні фізичні характеристики. З табл. 1.1 [1], де наведені оцінки маси й теплоємності складових КС, випливає, що маса і сумарна теплоємність - теплова інерція атмосфери й діяльного шару суші, який бере участь у теплообміні з атмосферою, майже однакові, а у діяльного шару океану, який бере участь у сезонному теплообміні з атмосферою, маса приблизно на порядок, а теплоємність на два порядки вищі. Ще на порядок вище маса й відносна теплоємність глибинного океану.

Відповідно до своїх інерційних характеристик складові кліматичної системи мають різний час релаксації - час установлення нового режиму як реакції на зовнішнє збурювання. Якщо для атмосфери й поверхні суші цей час становить кілька тижнів або місяців, то для поверхневого шару океану - роки й

десятиліття, а для глибинного шару океану - сторіччя. Для материкових льодів через малу швидкість масообміну з атмосферою і великими витратами тепла на танення льоду час релаксації зростає до тисячоріч.

Таблиця 1.1

Оцінки кількісних характеристик складових кліматичної системи

Характеристика	Атмосфера	Суша (поверхневий шар до 10 м)	Океан		Кріосфера	
			поверхневий (шар до 240 м)	глибинний	материкові льоди	морські льоди
Маса відносно маси атмосфери	1	0,55	14,9	238	5,4	0,009
Питома теплоємність, Дж / (кг × К)	1000	800	4200		2100	
Відносна теплоємність, 1 / К	1	0,45	68,5	99,7	11,3	0,019

Зміни клімату з масштабами до декількох десятиріч відбуваються в атмосфері, біосфері і поверхневому шарі океану, але значною мірою не відбиваються на глибинному шарі океану і материкових льодах. Зміни глобального клімату з періодами в тисячі й десятки тисяч років характерні для всієї кліматичної системи (такі, наприклад, як льодовикові періоди).

Для кількісного опису станів КС використовуються набори незалежних фізичних величин, які характеризують ці стани, і деякі функції від таких величин. Оскільки атмосфера, океан, суша просторово неоднорідні, обрані незалежні величини представляються як функції від просторових координат (так звані поля): $F_i = F_i(x, y, z, t)$. Математично миттєвий стан кліматичної системи визначається як багатокomпонентне поле ($i = 1, 2, \dots, k$; k - число

компонентів).

Для характеристики стану атмосфери використовується такий набір незалежних величин: поля тиску, температури, тривимірного вектора швидкості повітря, концентрації водяної пари (масової частки водяної пари); концентрація малих термодинамічно активних домішок (вуглекислого газу, аерозолів і ін.). Найбільш важливі функції від незалежних величин - хмарність, опади, густина повітря й інші, а також особливі явища погоди.

Як основні характеристики стану океану використовуються поля тривимірного вектора швидкості течії, температури і солоності, а також концентрація вуглекислого газу й стан поверхні океану - хвилювання й крижаний покрив.

Опис станів суші повинен враховувати взаємодію з атмосферою й океаном. Тому розглядається обмін з атмосферою кількістю руху (потрібно знати рельєф, його здатність змінюватися при наростанні й таненні льодовикових щитів; шорсткість поверхні суші), теплом (потрібно знати альbedo й випромінювальну здатність), вологою, вуглекислим газом і аерозолями, а також стік рік і льодовиків.

Через складність КС застосовується такий прийом аналізу стану системи: для кожного конкретного випадку розглядається певна внутрішня частина системи, при цьому інші частини вважаються незмінними або зовнішніми щодо неї. Так, у масштабах часу, рівних сезонам, атмосфера вважається внутрішнім компонентом КС, а властивості океану, льодовиків, суші визначаються як граничні умови.

Кліматична система має величезне число степенів вільності, й індивідуальний опис всіх степенів практично не здійснений. Тому неоднорідності розглянутих полів поділяють на великомасштабні процеси, які описуються індивідуально, і дрібномасштабні, які описуються статистично [1, 2, 3, 4, 5].

Стани КС змінюються протягом часу. У цих змінах є, по-перше, складові

з чітко визначеними періодами - добові коливання, які спричиняються добовими змінами опромінювання Землі Сонцем внаслідок її обертання, припливні коливання, зумовлені гравітаційними впливами Місяця й Сонця на обертову Землю, сезонні коливання, які спричиняються змінами інсоляції при обертанні Землі навколо Сонця. По-друге, у змінах стану КС з часом є нерегулярні коливання - синоптичні (з періодами в кілька діб), глобальні (з періодами від тижнів до місяців), міжрічні. У кліматичній системі є й довгоперіодні коливання з періодами в десятки років (внутрішньовікові) і сотні років (міжвікові). У середньому вони менш інтенсивні, ніж короткоперіодні коливання, перераховані вище.

Режим клімату нашої планети залежить як від астрономічних, так і від внутрішньоземних факторів.

Серед астрономічних кліматоформувальних факторів найбільш важливими є такі [6]:

- середня відстань нашої планети від Сонця;
- коливання елементів земної орбіти (ексцентриситет орбіти, кут нахилу осі власного обертання Землі відносно екліптики, прецесія);
- інтенсивність енергії електромагнітного випромінювання Сонцем у космічний простір на різних довжинах хвиль (спектр електромагнітного випромінювання Сонця);
- довгоперіодні ритми сонячної активності;
- катастрофічне забруднення земної атмосфери газоаерозольними домішками космічного походження й т. д.

Однак кліматичні умови нашої планети можуть змінюватись навіть і в тому випадку, коли астрономічні фактори є стабільними. Справа в тому, що на кліматичні умови нашої планети істотно впливають також і такі обставини:

- географічний розподіл материків і океанів;
- оптичні характеристики земної атмосфери й особливості підстильної поверхні;

- інтенсивність меридіонального переносу тепла океанічними течіями;
- ефективність широтного згладжування кліматичних полів метеорологічних величин внаслідок глобального перемішування циркуляційними атмосферними процесами.

А це означає те, що до основних внутрішньоземних кліматоутворювальних факторів необхідно віднести і такі [6]:

- тектонічні рухи земних плит (особливо при термічній ізоляції полярних континентів). Період можливих коливань глобального клімату - ~ 300 млн років (узгоджується із проміжком часу між головними обледеніннями);

- горотворні процеси, морські трансгресії. Періоди можливих коливань глобального клімату $\sim 30-60$ млн років;

- довгоперіодні ритми вулканічної діяльності, які спричиняють забруднення атмосфери радіаційно-активними газо-аерозольними домішками і тим самим зумовлюють довгоперіодні коливання планетарного альbedo або інтенсивності атмосферного парникового ефекту;

- довгоперіодні автоколивання клімату, які спричиняються прямими і оберненими зв'язками між різними ланками кліматичної системи (атмосферою, гідросферою, кріосферою, літосферою й т. д.), або броунівське блукання земної кліматичної системи з великим проміжком часу релаксації [6].

1.2 Дослідження динаміки клімату

Як уже згадувалося вище, основним визначальним фактором клімату є кількість сонячної радіації, яка поглинається поверхнею Землі. Поглинена поверхнею енергія потім перерозподіляється за рахунок циркуляції в атмосфері й океані і відбивається назад у космічний простір у вигляді теплового інфрачервоного випромінювання. Якщо розглядати середньорічні значення температури і Землю в цілому, то енергія сонячної радіації, яка надходить, приблизно компенсується вихідним земним випромінюванням. У наш час

Сонце заведено вважати стабільною зіркою, випромінювання якої на порівняно невеликих (у космічних масштабах) часових проміжках практично не змінюється. Якщо також припустити, що не існує факторів, які можуть змінити величину сонячного випромінювання на його шляху через космічний простір до верхньої межі атмосфери Землі, то вплинути на земний клімат можуть лише фактори, які змінюють перерозподіл енергії всередині атмосфери, а також між атмосферою, сушею й океанами. Зміна в сумарній радіаційній енергії, яка існує в глобальній системі «Земля-атмосфера», називається радіаційним впливом [7]. При цьому додатний радіаційний вплив спричиняє потепління на поверхні Землі і у нижніх шарах атмосфери, а від'ємний - охолоджує їх.

Кількість енергії, яка надходить у вигляді випромінювання від Сонця, змінюється в невеликих межах (0,1 %) протягом 11-річного циклу. Наприклад, у роботі Oh і ін. [8] вказується на те, що зміни температури, викликані цим циклом, можуть досягати $0,1^{\circ}\text{C}$, а модельні розрахунки [9] показують його вплив на інтегральний вміст озону в середніх широтах. Крім того, повільні коливання параметрів орбіти Землі, які відбуваються в часових масштабах більших за десять тисяч років, приводять до змін у сезонному й широтному розподілу сонячної радіації. Ці зміни відігравали важливу роль у регулюванні клімату в минулому, наприклад у льодовикових і міжльодовикових циклах (так звана теорія Миланковича; [10]).

При вулканічній діяльності в стратосферу можуть викидатися величезні кількості сірковмісних газів, які потім перетворюються на сульфатні аерозолі. Окремі виверження вулканів можуть призводити до виникнення істотного, хоча і тимчасового, від'ємного радіаційного впливу, який спричиняє охолодження поверхні Землі й нижніх шарів атмосфери протягом декількох років. До того ж, можливий вплив на клімат інтенсивних і тривалих лісових пожеж [11,12], кількість яких останнім часом збільшилась.

Таким чином, якщо розглядати сценарії зміни клімату на найближчі 100-200 років, то як основні фактори, які визначають радіаційний вплив, має сенс

залучати тільки процеси перерозподілу енергії всередині системи «атмосфера - суша – океан». Тоді основним таким процесом можна вважати підвищення концентрацій парникових газів (водяної пари, двоокису вуглецю, озону, метану, закису азоту й ін.).

Підвищення концентрацій парникових газів призводить до зниження ефективності, з якою поверхня Землі випромінює в космічний простір. Більша частина випромінювання, яке відходить від поверхні Землі, поглинається атмосферою і повторно випромінюється на більш значних висотах. Це приводить до додатного радіаційного впливу, і оскільки в космос іде менше тепла, це спричиняє зростаючий парниковий ефект. Ступінь радіаційного впливу залежить від величини підвищення концентрації кожного парникового газу, радіаційних властивостей відповідних газів і концентрацій інших, уже присутніх в атмосфері, парникових газів. Більше того, багато парникових газів, будучи викинутими в атмосферу, зберігаються в ній сторіччями, створюючи тим самим довгострокові передумови для додатного радіаційного впливу. [13,14].

Коли радіаційний вплив змінюється, кліматична система відгукується на це у різних часових масштабах. Найбільш тривалі періоди реагування мають своєю причиною значну теплоємність океанів і динамічну адаптацію льодовикових щитів. Будь-які зміни в радіаційному балансі Землі, у тому числі і пов'язані з підвищенням концентрацій парникових газів, будуть змінювати глобальний гідрологічний цикл, а також атмосферну і океанічну циркуляції, впливаючи тим самим на поля метеорологічних величин, регіональні температури й опади. Ці зміни будуть накладатися на природні коливання клімату в міжрічному часовому масштабі. Найбільшим з них є явище Ель-Ніньо – Південне коливання, яке впливає на клімат по всій земній кулі. Наприклад, для території України це явище може спричинити аномалію +50 мм для річної суми опадів [15]. Над Атлантикою важливою характеристикою атмосферної циркуляції є Північноатлантичне коливання, яке визначає мінливість погодних

умов (наприклад, температури [16]), над більшою частиною Євро-Атлантичного регіону.

Наведемо деякі спостережувані зміни в кліматичній системі Землі за даними звіту Всесвітньої метеорологічної організації [17]:

По-перше, 2016 рік став найтеплішим за всю історію спостережень, перевищивши на $1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ значення температури доіндустріального періоду і на $0,06\text{ }^{\circ}\text{C}$ значення попереднього рекорду температури, встановленого у 2015 році. Таке збільшення глобальної температури узгоджується з іншими змінами, які відбуваються в кліматичній системі. Починаючи з 2001 року, середньорічна температура кожного з 16 наступних років, була щонайменше на $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ вищою за середнє значення за базовий період 1961–1990 рр., використовуваний ВМО як опорний для моніторингу зміни клімату. Відповідно до звіту глобальні температури як і раніше мають тенденції до підвищення температури на $0,1\text{--}0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятиріччя.

Середньорічні температури, які перевищують щонайменше на $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ середні значення за 1961–1990 роки, були зафіксовані в різних частинах високих широт північної півкулі, особливо вздовж узбережжя Російської Федерації й на Алясці, а також у далеких північно-західних частинах Канади та на островах у Баренцевому і Норвезькому морях. У високих широтах Арктики в аеропорту Свальбард (Норвегія) середньорічна температура дорівнювала $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ і була вищою на $6,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ від середніх значень за 1961–1990 роки й на $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ вищою від раніше зафіксованого рекордного значення.

За межами Арктики потепління в 2016 році було найбільш помітним скоріше у зв'язку з його послідовним проявом у всіх частинах світу, ніж чим у зв'язку з екстремальним характером його прояву в окремих регіонах.

По-друге, глобально усереднені температури поверхні моря за 2016 рік були найвищими в історії спостережень. Найбільші значення аномалій спостерігалися в перші місяці 2016 року. Глобальний тепловміст океанів посів друге місце серед рекордних значень, поступившись 2015 року. Він досяг нових

рекордних максимумів у північній півкулі, однак був більше прохолодним у південній півкулі.

Рівень світового океану з початку ХХ століття піднявся на 20 см, в основному за рахунок теплового розширення океанів і танення льодовиків і крижаних шапок. Глобальний рівень моря сильно зріс впродовж періоду Ель-Ніньо 2015/2016 року, піднявшись приблизно на 15 мм у період з листопада 2014 року до нового рекордного максимуму в лютому 2016 року. Це значно перевищує тенденцію зростання його на 3–3,5 мм у рік з 1993 року. З лютого по серпень значення рівня моря залишалися відносно стабільними, оскільки вплив Ель-Ніньо послабився.

По-третє, сезонний максимум площі арктичного морського льоду, зафіксований 24 березня 2016 року, склав 14,52 млн. км² і став найнижчим сезонним максимумом за всю історію супутникових спостережень із 1979 по 2016 рік. Процес льодоставу восени 2016 року йшов украй повільно — протяжність морського льоду навіть скорочувалася впродовж декількох днів у середині листопада.

В-четвертих, у більшій частині півдня Африки рік почався із сильної посухи. Другий рік постіль кількість дощових опадів була повсюдно на 20–60 % нижчою від середньої в літній сезон дощів (жовтень–квітень) в 2015/2016 році. Попередні дані показали, що 2016 рік був найбільш посушливим в історії спостережень у басейні ріки Амазонка. На північному сході Бразилії також спостерігалася значна посуха. Явище Ель-Ніньо принесло посушливі умови в інші частини Центральної Америки і у північну частину Південної Америки. В той же час у Китаї в цілому це був найбільш дощовий рік в історії спостережень із середньою кількістю опадів по країні – 730 мм, що на 16 % вище від довгострокового середнього значення.

У-п'ятих, рік почався з екстремальної хвилі тепла в південній частині Африки, яка встановилася в перший тиждень січня. 7 січня 2016 року температура досягла 42,7 °С у Преторії і 38,9 °С у Йоганнесбурзі, при цьому

обидва значення були на 3 °С вищими від рекордних значень, зафіксованих коли-небудь, за всю історію спостережень у цих двох містах.

Екстремальна жара також впливала на Південну і Південно-Східну Азію у квітні й травні 2016 року до початку літнього мусонного сезону. Південно-Східна Азія зазнала найбільшого впливу у квітні. Національний рекорд на рівні 44,6 °С був встановлений у Мехонгсоне, Таїланд, 28 квітня, а 19 травня у Фалоди була зафіксована найвища температура в історії спостережень в Індії, яка досягла 51,0 °С.

Багато районів Західної й Центральної Європи зазнали впливу пізньої хвилі тепла в першій половині вересня. На півдні Іспанії в Кордові 6 вересня була зареєстрована температура 45,4 °С.

Таким чином, на питання щодо зміни клімату протягом останніх сторіч варто відповісти ствердно. При цьому, хоча в деяких районах земної кулі потепління в останні десятиріччя не відбувалось, у середньому по земній кулі відзначається підвищення приземної температури. Поряд із природною мінливістю клімату причиною такого підвищення вважається антропогенний фактор. В [7] показано, що у порівнянні з нулем у доіндустріальну епоху, глобальний середньорічний радіаційний вплив зріс до 1,5 Вт/м² для двоокису вуглецю, до 0,5 Вт/м² для метану та до 0,15 Вт/м² для закису азоту. За різними сценаріями розвитку клімату, антропогенний радіаційний вплив буде зростати і до 2100 року становитиме від 4 до 9 Вт/м².

Процеси, які відбуваються в кліматичній системі, визначають як її природну мінливість, так і реагування на збурювання типу підвищення атмосферних концентрацій парникових газів. При цьому зміни, які відбуваються в кліматичній системі, також будуть спричиняти глобальний розподіл парникових газів. Наприклад, Північноатлантичне коливання зумовлює перенос антропогенних газів в Арктику [18]. Процеси оберненого зв'язку підсилюють або послабляють зміни в реагуванні на первісне збурювання й, отже, мають велике значення для точного моделювання еволюції

клімату [19].

Основним фактором оберненого зв'язку в системі клімату Землі, який пояснює значне потепління, прогнозоване кліматичними моделями у відповідь на підвищення концентрації двоокису вуглецю, є підвищення вмісту водяної пари в атмосфері. Підвищення температури в атмосфері збільшує її здатність утримувати воду; з іншого боку, оскільки більша частина атмосфери насичена недостатньо, це не означає автоматично, що повинно відбутися саме по собі збільшення кількості водяної пари. У рамках граничного шару зі зростанням температури відбувається збільшення вмісту водяної пари. У вільній же атмосфері, де парниковий ефект є найбільш значним, визначити ситуацію більш складно. Фактор оберненого зв'язку кількості водяної пари приблизно подвоює потепління в порівнянні з тим показником, яким характеризувався б стійкий рівень водяної пари.

Найбільша невизначеність у майбутніх перспективних оцінках клімату пов'язана із хмарами і їх взаємодією з радіацією. Хмари можуть відбивати сонячну радіацію (охолоджуючи поверхню), поглинати й випромінювати в діапазоні довгих хвиль (нагріваючи поверхню). Співвідношення між цими двома процесами залежить від висоти, потужності й радіаційних властивостей хмарності. При цьому, вплив на клімат здійснюють і хмари верхнього ярусу [20, 21, 22, 23]. Радіаційні властивості й еволюція хмар залежать від розподілу атмосферної водяної пари, водних крапель, часточок льоду, атмосферних аерозолів і потужності хмар. Проте знак чистого оберненого зв'язку хмар дотепер остаточно не визначений.

Важливу роль у кліматичній системі відіграє стратосфера, внаслідок зміни своєї внутрішньої структури [24]. Більшість спостережуваних знижень температури в нижній частині стратосфери були спричинені зменшенням вмісту озону, частиною якого є "озонова діра" над Антарктикою, а не підвищенням концентрації двоокису вуглецю. До зниження температури, хоч і не настільки значного, може призвести і збільшення вмісту водяної пари в

стратосфері [25]. Зміни сонячного випромінювання, головним чином ультрафіолетового, приводять до зміни озону фотохімічного походження і відповідно змінюють показники стратосферного нагрівання, які можуть порушити тропосферну циркуляцію. Так, істотні зміни інтенсивності стратосферної циркуляції передують змінам екстремальних значень індексів Арктичного і Північноатлантичного коливачь [26, 27]. У свою чергу, можна говорити і про вплив великомасштабних тропосферних циркуляцій (наприклад, Північноатлантичного коливачь [28]) на вміст озону в стратосфері.

Як відомо, океанічні течії переносять тепло із тропіків у більш високі широти. Також, океан обмінюється з атмосферою теплом, вологою (через випаровування і опади) і двоокисом вуглецю. Внаслідок своєї величезної маси й високої теплоємності, океан сповільнює змінення клімату і впливає на часові масштаби мінливості в системі "океан-атмосфера". Тут варто також згадати про термохалінну циркуляцію (ТХЦ) в Атлантичному океані – перемішуванні в глобальному масштабі океанських вод, яке спричиняється відмінностями в їх густині, пов'язаними із впливом температури і солоності. В Атлантиці тепло переноситься теплими поверхневими водами, які рухаються у північному напрямку, і холодними солоними водами з Північної Атлантики, які вертаються в глибинні шари. Зміни в структурі атлантичної ТХЦ можуть зумовлюватись змінами показника виваженості поверхневих вод, який може зазнавати впливу таких явищ, як опади, випаровування, континентальний стік, утворення морського льоду й теплообмін, тобто процесів, які самі можуть змінюватись, створюючи зміни регіонального й глобального кліматів. Взаємодія між великомасштабними атмосферними процесами й океаном, поряд з потеплінням і випаровуванням у низьких широтах й охолодженням і посиленням опадів у високих, створює основу для потенційної нестабільності існуючої атлантичної ТХЦ. Феномен Ель-Ніньо також може впливати на атлантичну ТХЦ [29] через зміни балансу прісної води в тропічній частині Атлантики.

Морський лід відіграє важливу роль у формуванні клімату, оскільки він

має більше альbedo, ніж морська поверхня, й ізолює море від втрати тепла в зимовий період. У цьому зв'язку зменшення об'ємів морського льоду зумовлює додатний обернений вплив на потепління клімату у високих широтах. Крім того, оскільки морський лід містить менше солі, ніж морська вода, при його утворенні відбувається збільшення солоності й густини поверхневого шару океану. Це сприяє обміну води з більш глибокими шарами океану. У результаті утворення айсбергів і танення шельфових льодовиків прісна вода із суші повертається в океан, у зв'язку із чим зміни в темпах цих процесів можуть вплинути на циркуляцію океану. На поширення морського льоду акваторією океанів впливає атмосферна циркуляція, наприклад Північноатлантичне колювання [30]. Сніг також має більш високе альbedo в порівнянні з поверхнею суші; отже, зменшення снігового покриву приводить до аналогічного додатного оберненого впливу, хоча й більш слабкого в порівнянні з морським льодом. Відзначимо, що кореляція між сніговим покривом для Європи й Арктичним колюванням дуже велика [31].

Зміни поверхні землі зумовлюють важливі обернені зв'язки, оскільки зміна клімату антропогенного походження впливає на стан земної поверхні (наприклад, зволоженість ґрунту, альbedo, нерівність поверхні й рослинності). При цьому, такі зміни можуть впливати на глобальний клімат декількома шляхами, наприклад через великомасштабне обезліснення у вологих тропіках [32], яке призводить до зменшення випаровування й підвищення приземної температури.

Таким чином, одним з основних висновків, які можна зробити, аналізуючи наведені вище факти, є відмінності у відгуку регіональних кліматів на зміни клімату в різних географічних районах. Останнє, можна пояснити не тільки регіональними особливостями, але й різним впливом обернених зв'язків, які існують у кліматичній системі. По суті, багато природних і антропогенних колювань клімату не тільки накладаються, але й можуть модулювати один одного. У цьому сенсі, при виявленні змін клімату в конкретному

географічному районі необхідно знати, фактори, які впливають на клімат, взаємодіють і зумовлюють один одного.

1.3 Дослідження регіональних кліматів

Як відомо, має місце цілий ряд означень клімату [33]. Якщо глобальний клімат визначається як статистичний ансамбль станів ланок кліматичної системи протягом декількох десятиріч, то стан регіонального клімату описується низкою осереднених параметрів стану атмосфери.

Так, наприклад, дослідження регіональних кліматів України виконуються протягом тривалого часу. Дані про розподіл кліматичних елементів і кліматичних особливостей фізико-географічних зон України вперше були узагальнені І.Е. Бучинським [34, 35]. В його роботі, однак, були використані результати спостережень, які велися до Другої світової війни. Ширші і глибші дослідження кліматичних особливостей регіонів країни містяться в більш пізній монографії з клімату України [36]. Питання закономірностей формування мікроклімату, методи мікрокліматичних досліджень і визначення основних мікрокліматичних показників, особливості основних типів сучасних ландшафтів і їх елементів детально розглядаються в роботі [37].

Починаючи з 70-х років минулого сторіччя, активно стали обговорюватися питання, пов'язані з антропогенним впливом на стан глобальної кліматичної системи. Вперше можливі їх прояви докладно висвітлюються в монографії М.І. Будико [38]. Занепокоєння із приводу небажаних впливів на клімат виробничої діяльності в промислово розвинених країнах стимулювало розширення і поглиблення досліджень динаміки як глобального, так і регіональних кліматів. Такого роду роботи проводилися колективами вчених кліматологів і в Україні. Результати цих досліджень узагальнені у фундаментальній монографії «Клімат України» [39], підготовленої авторським колективом українських вчених. У ній наводиться

великий перелік робіт, присвячених різним аспектам кліматичних досліджень у країні.

Як наводиться у звітах робочої групи експертів Міжурядової комісії зі зміни клімату [7, 40, 41, 42, 43], на 90% (з ризиком помилки не більше 10%), зміни глобальних кліматичних характеристик останнього сторіччя спричинені збільшенням антропогенного навантаження на кліматичну систему Землі. Оскільки кліматична система за визначенням Е.Н. Лоренца [4] являє собою «майже інтранзитивну» динамічну систему, великого значення в наш час набувають роботи, присвячені динамічним аспектам зміни глобального клімату.

Процеси, які протікають усередині кліматичної системи, мають різноманітні обернені зв'язки і їх навряд чи можна назвати лінійними. Під впливом цих процесів у кліматичній системі збуджуються складні власні коливання різних часових масштабів. Для опису станів кліматичної системи: минулого, теперішнього й майбутнього, з урахуванням зовнішніх впливів, необхідні складні фізико-математичні моделі [44].

Один з головних напрямків досліджень змін клімату пов'язаний з розробкою і удосконаленням чисельних моделей теорії клімату. Характеристики основних з цих моделей, а також шляхи їх подальшого вдосконалення викладені у звітах експертів Міжурядової комісії із клімату [41, 42, 43]. Підходи регіоналізації проєкцій майбутніх глобальних змін клімату реалізуються за допомогою динамічних і динаміко-статистичних методів.

У роботі [45] сформульовані загальні принципи моделювання атмосферних процесів, вимоги до існуючих моделей і проаналізований степінь відповідності існуючих моделей глобальних атмосферних процесів цим принципам і вимогам. Показано, що невідповідність існуючих атмосферних моделей загальноприйнятим у природознавстві принципам моделювання, яка має місце, призводить до помилок у діагностиці причин і прогнозу розвитку довгострокових змін у характері атмосферних процесів.

Завдання, які ставляться перед моделюванням, опис самих моделей, їх переваги і недоліки, результати практичного застосування, докладним чином розглянуті у великій кількості наукових праць [46-58]. Основний висновок, який визнається розроблювачами і користувачами існуючих гідродинамічних кліматичних моделей полягає у тому, що на сучасному етапі розвитку науки немає ідеальної моделі, яка однаково добре описує й прогнозує кліматичні величини, а найкращі показники дає "середня" за ансамблем моделей. Для порівняльної оцінки моделей створено низку міжнародних програм, таких як CMIP (Coupled Model Intercomparison Project), AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project), PMIP (Paleoclimate Model Intercomparison Project) і інші, які дозволяють досліджувати систематичні помилки, що виникають у результаті роботи окремих моделей [45, 49].

Незважаючи на перевагу застосування гідродинамічних моделей у дослідженні клімату для кількісного опису зв'язків між діючими факторами і відгуками, а також вивчення властивостей кліматичної системи, доцільно використовувати апарат математичних моделей з розряду ймовірнісно-статистичних [59]. У виборі такого апарату перевагу віддають регресійним (наприклад, у гідродинаміко-статистичному прогнозуванні, для статистичної інтерпретації за допомогою множинної регресії результатів інтегрування гідродинамічних моделей атмосфери від ансамблю початкових станів [60] або ж у якості одного з підходів до завдання "даунскейлінга" [47]) і нейромережевим моделям [61, 62].

Всі існуючі математичні моделі теорії клімату є в тій чи іншій мірі наближеними. Тому великого значення набуває перевірка цих моделей на емпіричному матеріалі. Це особливо актуально для моделей регіонального клімату, оскільки зміни кліматичних характеристик протягом XX-XXI сторіччя на обмеженій за масштабами території, у тому числі й території України, помітно перевищували глобальні осереднені величини.

Велика кількість робіт закордонних і вітчизняних авторів присвячена

вивченню змін температури повітря й опадів, виявленню просторової й часової неоднорідності, циклічності в їх коливаннях [63- 67], а також дослідженню статистичної структури зміни кліматичних елементів і їх зміни у часі й просторі. Однак при цьому приділяється недостатня увага атмосферній циркуляції, її ролі у формуванні регіонального клімату, в тому числі температури й опадів. Незалежно від того, що найбільш імовірні характеристики можуть мати відношення до аномальних, а значить і циркуляція повітря, яка формує їх, теж є аномальною, такі величини є основними параметрами регіонального клімату і корисними при довгостроковому прогнозуванні погоди. Неординарні методи довгострокових прогнозів погоди, які ґрунтуються на вдосконаленні методу аналогів за допомогою відкритих фізико-метеорологічних закономірностей, створені Мартазиною В.Ф. [68, 69]. У цьому ж напрямку необхідно відзначити й існуючі роботи [70-74], метою яких було вивчення еволюції великомасштабної циркуляції атмосфери протягом ХХ сторіччя, оцінки тенденції її зміни й впливу на формування погодних умов території України.

В процесі цих досліджень, з огляду на визначений найбільш ймовірний розподіл атмосферної циркуляції, виявлено характер вітроенергетичних зон по території України, які ця циркуляція визначає [75].

Пояснення причин зміни кліматичних епох і їх стадій (під стадією кліматичної епохи розуміється часовий інтервал, на якому відбувається сезонне існування типової форми циркуляції, яка характеризує епоху) варто тісно пов'язувати з географічними особливостями територій, які впливають на фактори, що формують антициклогенез. Стан кліматичної епохи багато в чому визначається активністю процесів антициклогенезу, які створюють істотні зміни в системі зонального переносу й формують комплекс погодних умов над великими територіями. Модель, яка визначає циркуляційну епоху, базується на генезисі антициклонічних структур, а також на методі аналізу фізичних механізмів, які спричиняють виникнення блокуючих гребневих структур на

фоні зональної циркуляції, запропонував Єфімов В.А. [76].

Відомо, що одними з основних факторів, які впливають на клімат, є прозорість атмосфери і вміст в атмосфері парникових газів. Однак важливу роль у формуванні глобального і регіонального кліматів відіграє також взаємодія названих факторів з льодом Арктики, атмосферою й океанічною циркуляцією. У дослідженнях Дроздова О.О. [77, 78] показано, що ці взаємодії приводять до того, що сучасні потепління спостерігаються нерівномірно по території. Найбільші потепління спостерігаються в центрі материків, у той час як у деяких районах вони практично не проявляються й навіть відзначається похолодання [77].

Стосовно цих положень варто відзначити, що при дослідженнях динаміки регіональних кліматів необхідно розглядати всі перераховані взаємодії в комплексі. Саме під дією комплексу характеристик тепло- і вологообміну між атмосферою і поверхневими водами акваторії океану, особливостей, які виникають під впливом цих взаємодій, циркуляційних процесів, формуються відповідні відгуки характеристик регіональних кліматів. У наступних розділах дисертації здійснюється спроба побудувати і реалізувати статистичну модель, яка враховувала б вплив комплексу зазначених вище кліматоутворювальних факторів на зміну кліматичних характеристик регіонів Східної Європи в зимовий період.

1.4 Обґрунтування факторів, які діють на формування регіональних кліматів Східної Європи

Стан регіонального клімату характеризується, насамперед, особливостями атмосферних процесів, які переважають у розглянутому регіоні. Таке твердження впливає із визначення клімату за М.І. Будиком: «Клімат данної місцевості можна определить как характерный для неё многолетний режим погоды, обусловленный солнечной радиацией, её преобразованиями в

деятельном слое земной поверхности и связанной с ними циркуляцией атмосферы и океанов» [33]. Останні механізми формування клімату тісно пов'язані між собою шляхом обміну кількістю руху, теплом і вологою.

Добре відомо, що турбулентні потоки імпульсу Q_u , прихованого тепла Q_n і явного тепла Q_T визначаються співвідношеннями:

$$Q_u = \rho \overline{w'u'}; \quad (1.1)$$

$$Q_n = L\rho \overline{w's'}; \quad (1.2)$$

$$Q_T = c_p \rho \overline{w'T'}; \quad (1.3)$$

де ρ – густина повітря; w' , u' – пульсації вертикальної й горизонтальної компонент швидкості вітру; s' – пульсація масової частки водяної пари; θ' – пульсація температури повітря; L – питоме тепло випаровування; c_p – питома теплоємність повітря при постійному тиску.

Оскільки пульсації зазначених метеорологічних величин не вимірюються, співвідношення (1.1) – (1.3) не дозволяють одержати достатні значення зазначених потоків.

З цією метою використовуються відповідні напівемпіричні співвідношення [79]:

$$Q_u = c_u \rho u^2; \quad (1.4)$$

$$Q_n = c_n L \rho \frac{0.622}{p} [E_0 - e_z] u; \quad (1.5)$$

$$Q_T = c_T c_p \rho (T_e - T) u, \quad (1.6)$$

де T_e – температура поверхневого шару води; E_0 – парціальний насичувальний тиск пари при температурі T_e ; e_z – парціальний тиск пари; u – швидкість вітру біля поверхні води; p – атмосферний тиск; c_u, c_n, c_T – коефіцієнти обміну імпульсом, вологою й теплом.

При практичній реалізації цих формул ухвалюється гіпотеза про рівність коефіцієнтів обміну, хоча, як показали дослідження [79], вони різняться, однак, ці відмінності несуттєві.

Характеристики обміну, розраховані за формулами (1.4)–(1.6), осереднюють за часом. Часовий масштаб осереднення залежить від мети дослідження. Якщо необхідно одержати достовірні режимні характеристики тепло- і вологообміну, описати на кількісному рівні їх річний хід і міжрічні відмінності, то слід розглядати зазначені параметри атмосфери й океану з місячним осередненням. При дослідженнях просторових відмінностей великомасштабних потоків тепла краще аналізувати дані, які визначають сезонний хід і міжрічну мінливість. Це дає можливість виділити ту частину потоків, яка зумовлена великомасштабними процесами. Співвідношення сезонної й кліматичної компонент потоків тепла різне в різних широтах. У високих і низьких широтах кліматична складова в 2-5 раз перевищує сезонну. В середніх широтах вони мають однакове значення. Оскільки в цих широтах тепловіддача найбільша, урахування теплообміну, пов'язаного із сезонним ходом, має велике значення [79, 80].

Енергетична взаємодія між океаном і атмосферою на масштабах, порівнянних із сезонним ходом, має важливу особливість. Вона полягає в тому, що мають місце амплітудно-фазові відмінності характеристик тепла атмосфери й океану. Дослідження показали, що спостерігається випередження в річному

ході термічних і вологісних характеристик океану термічними й вологісними характеристиками атмосфери. Запізнювання за фазою температури води щодо температури повітря становить у середньому по Світовому океану 25–30 діб [79, 80].

Випередження за фазою термічними і вологісними характеристиками атмосфери аналогічних параметрів поверхні океанів має спричиняти сезонні потоки, які спрямовані від атмосфери до океану. Однак, оскільки $T_B > T$ й $E_0 > e_z$, цей потік, як вказується в роботі [79], є, по суті, «потоким холоду» з атмосфери до океану. Йому відповідає потік тепла у зворотному напрямку. Термін «потік холоду» характеризує фізику процесу сезонного теплообміну, де активну роль відіграє атмосфера.

Обмін теплом й імпульсом між атмосферою і океаном великою мірою визначає степінь пристосування циркуляції повітряних мас до характеристик океанічної поверхні. В роботі [79], як міра пристосування розглядається взаємне розташування вектора вітру над водною поверхнею, який відбиває напрямок переносу й генезис повітряних мас, і вектора швидкості великомасштабних океанічних течій, які визначають градієнти температури вод поверхні океану і положення основних гідрологічних фронтів. Воно характеризується векторним добутком

$$G = [\vec{V}_a \times \vec{V}_B], \quad (1.7)$$

де \vec{V}_a і \vec{V}_B – вектори швидкості вітру й течії.

Коли вектор приводного вітру колінеарний з напрямком течії, характеристики повітря швидко пристосовуються до властивостей поверхні води, і навіть при значних швидкостях вітру не створюється умов для появи аномально високих значень потоків тепла.

Навпаки, якщо повітряна маса переміщується перпендикулярно до

фронту, у безпосередній близькості від нього утворюються великі вертикальні градієнти метеорологічних величин у приводному шарі. Вони спричиняють виникнення екстремальних значень енергообміну. Дослідження показують [наприклад, 79, 80], що максимальні значення потоків тепла й вологи спостерігаються в районах розташування Гольфстріму й Північноатлантичної течії. Таким чином, при опису кліматичних потоків на межі між океаном і атмосферою найбільш важливою характеристикою є великомасштабні температурно-вологісні контрасти в приводному шарі, які утворюються в процесі взаємодії зональної атмосферної циркуляції з полями великомасштабних градієнтів фізичних величин поблизу поверхні океану.

Переважні циркуляційні процеси, які визначають умови формування регіональних кліматів Східної Європи в цілому й окремих її територій, формуються над Північною Атлантикою і прилеглими до неї територіями і, отже, залежать від характеру процесів взаємодії атмосфери з поверхнею океану та прибережних морських акваторій.

У зимовий період в помірних і північних широтах найбільш яскраво проявляється інтенсивна взаємодія між атмосферою і океаном: океан віддає тепло, накопичене в теплі місяці, що приводить, зокрема, до інтенсифікації потоків прихованого і явного тепла. Середня температура шару між підстильною поверхнею і ізобаричними поверхнями на висотах знижується, відповідно, знижується нижня межа ізобаричних поверхонь, посилюється роль турбулентності в енергомасобміні нижніх і середніх шарів атмосфери. Це зумовлює збільшення неоднорідності в розподілах гідрометеорологічних характеристик у зазначених шарах атмосфери, посилення циклогенезу і західно-східного переносу.

Розглянуті вище особливості процесів взаємодії в системі океан – атмосфера, вплив їх на енергетичний стан вільної атмосфери дають підстави для вибору у якості вихідної вибірки для діючих факторів характеристик цих складових системи, які перелічені далі у п.п.1.5.

До того ж, велика увага в роботах, пов'язаних із дослідженнями змін і коливань клімату, приділяється коливальним механізмам термобаричних взаємодій у системі океан-атмосфера, які називаються Північноатлантичним коливанням (ПАК) [81- 86]. Воно являє собою періодично мінливі за величиною аномалії тиску в атмосфері Північної Атлантики і характеризується різницею тиску в азорському максимумі та в ісландській депресії. З аномаліями різниці тиску, які зумовлюють до зміни меридіонального горизонтального градієнта тиску, пов'язані зонально-орієнтовані контрасти зимових температур між Гренландією і Європейським континентом, виникнення додатних аномалій тепла над Європою з інтенсивними опадами. Як показують дослідження, ПАК має двох-, шести- і квазідесятирічну періодичність [87]. З останньою пов'язують десятирічну періодичність у коливаннях клімату на Європейському континенті [88, 89]. Розглядаються дві фази ПАК - “додатна” і “від’ємна”. При “додатній” фазі більшими є меридіональні градієнти тиску взимку над Північною Атлантикою, тому що ісландська депресія значно поглиблюється, а азорський антициклон підсилюється. При “від’ємній” фазі вони послабляються, а центр азорського антициклону переміщається на схід до берегів Північної Африки. Ці процеси визначають характер бароклінності, положення й інтенсивність західно-східного переносу в середній тропосфері, а отже, й траєкторії циклонічних вихорів та їх інтенсивність.

Приклад яскраво вираженої “додатної” фази ПАК наводиться в роботі [79]. У січні 1984 р. тиск у центрі азорського максимуму був вищий на 12-15 гПа, а в центрі Ісландського мінімуму – нижчий на 6-10 гПа в порівнянні із середнім багаторічним. Різниця тиску в центрах склала 45-47 гПа, що на 20 гПа вище від середньої багаторічної. Крім того, центр азорського антициклону змістився на північ на 5-7° широти, що характерно для “додатної” фази. У зв'язку із цим, меридіональний градієнт тиску в січні – лютому 1984 р. досяг 1,6-1,9 гПа/°широти при кліматичному значенні 0,8-0,9 гПа/°широти. Це привело до значного посилення зонального переносу, збільшення

повторюваності циклонічних ситуацій до 68 % (повторюваність антициклонічних ситуацій становила 32%). Аналогічна ситуація мала місце й у грудні 1983 р.

Умови теплообміну між атмосферою й океаном при розглянутих процесах представлено в табл. 1.2 [79].

З таблиці 1.2 випливає, що вертикальний температурний ($T_e - T$) і вологісний ($E_0 - e_z$) градієнти в приводному шарі при антициклонічному режимі в 5–10 раз більші, ніж при циклонічному, а швидкість вітру в 2 рази менша. В результаті цього, потоки явного й прихованого тепла збільшуються при антициклонічній циркуляції в 4–7 раз. Якщо врахувати повторюваність цих типів циркуляції, то антициклонічні умови привели до передачі в атмосферу 70 % явного й 55 % прихованого тепла й до 60 % сумарної тепловіддачі [79].

Таблиця 1.2

Статистичні характеристики параметрів взаємодії океану й атмосфери при типі циркуляції, яка спостерігалась взимку 1983–84 рр. [79]

Параметр	Атмосферна ситуація			
	циклонічна		антициклонічна	
	\bar{X}	σ_x	\bar{X}	σ_x
$(T_e - T), ^\circ\text{C}$	0,6	1,1	9,1	2,7
$(E_0 - e_z), \text{гПа}$	2,3	2,1	11,8	1,9
$u, \text{м/с}$	13,4	5,7	6,3	2,1
$Q_T, \text{Вт/м}^2$	21	29	134	36
$Q_n, \text{Вт/м}^2$	64	42	258	61

Отже можна дійти висновку, що в період розвитку “додатної” фази ПАК повітря в циклонічних вихорах перебуває в стані максимального насичення водяною парою. Це приводить до того, що зима на Європейській території країн СНД стає м’якою з великою кількістю опадів.

Процеси меридіонального переносу й обміну повітрям між океаном і

континентами пов'язані з безперервним перетворенням енергії в атмосфері. Характер цих перетворень в Атлантико-Європейському секторі різний при різних фазах ПАК. У роботі [82] розглядаються інтегральні запаси кінетичної й доступної лабільної енергії для позатропічних широт Північної півкулі, а також середньоширотні їх величини для 2° широтних кіл північніше 30° півн. ш. Ці дані порівнювались з характеристиками ПАК при його різних фазах [84, 85, 86, 90, 91]. Основний максимум кінетичної енергії відзначається взимку біля 30° півн. ш., у той час як найбільші значення доступної лабільної енергії – коло 50° півн. ш. У деякі зими має місце вторинний максимум цієї енергії поблизу 60° півн. ш. Наявність або відсутність його залежить від фази ПАК. Спільний аналіз інтегральних вихорових енергій та індексів ПАК показує, що вплив на перетворення енергії в атмосфері не є завжди повною мірою визначним.

Розглянуті особливості фаз ПАК і їх вплив на процеси формування кліматичного режиму над Європейським континентом дають підставу включати характеристики ПАК до складу діючих факторів, які використовуються в моделях. Такими характеристиками є: довгота й широта центра ісландського мінімуму, відповідно λ_L й φ_L , азорського максимуму, відповідно λ_H і φ_H , різниця тиску в їх центрах ΔP , а також загальноприйнятий індекс ПАК – δp_A . Останній представляє собою аномалії різниці тиску, нормовані на середньоквадратичне відхилення в пунктах Понта Делгада й Рейк'явік.

Циркуляційні процеси в атмосфері різних регіонів Північної півкулі пов'язані між собою. Визначальні їх умови тепло- й вологообміну в Північній Атлантиці є важливим чинником формування кліматичного режиму Європи.

Однак вплив Атлантики поширюється, як відомо, й на більшу частину Євразійського континенту. З іншого боку, на розвиток циркуляційних процесів над Північною Атлантикою, особливо в холодний період, впливають погода й кліматоутворювальні умови, які утворюються на

Північноамериканському континенті. Вони, у свою чергу, як показано в роботі [82], залежать від фаз Північно-Тихоокеанського коливання (ПТК). У зв'язку із цим, склад діючих факторів може доповнюватись індексом ПТК δp_T - .

Слід відзначити, що ПАК і ПТК не є єдиними коливальними механізмами термобаричних взаємодій у системі океан-атмосфера [92, 93]. В роботі [94] наводиться характеристика Арктичної осциляції, яка являє собою періодичне посилення й ослаблення Арктичного максимуму атмосферного тиску. Ослаблення його пов'язане з посиленням циклонічної діяльності над Арктичним басейном, підвищенням температури повітря, збільшенням опадів. У теплий період відбувається розширення зони відкритої води, а отже, збільшується акумуляція тепла. Це, у свою чергу, спричиняє зменшення об'ємів льоду, який утворюється взимку. Зростає водообмін і льодообмін через протоку Фрама, що зумовлює посилення опріснення в Північно-Європейському басейні та надходження атлантичних вод в Арктичний басейн.

У роботі [93] наводяться характеристики ще одного коливального механізму термобаричних взаємодій. Мова йде про так звану Північноморську – Каспійську телеконекцію (North Sea-Caspian Pattern), яка впливає на розвиток атмосферних процесів у Центральній і Східній Європі, а також на Близькому й Середньому Сході.

Особливою коливальною структурою в системі океан-атмосфера є валкерівська циркуляція, яка безпосередньо пов'язана з Ель-Ніньо – Південне коливання (ЕНПК) [95]. Валкерівська комірка являє собою зональну циркуляцію в екваторіальній області під впливом температурного градієнта океану. Повітряні маси північно-східного пасату над Тихим океаном переміщуються з більш холодних східних акваторій океану в західному напрямку, де вони прогріваються, збагачуються вологою, піднімаються вгору в області екваторіальної балки й переносяться в протилежному напрямку. Циркуляція Валкера безпосередньо пов'язана з так званим Південним коливанням (ПК). Інтегральною кількісною характеристикою ПК (індексом ПК)

є перепад тиску між Таїті та п. Дарвін. У роботі [96] ПК розглядається як атмосферні флуктуації, пов'язані зі зміною додатних і від'ємних аномалій температури поверхневих вод в екваторіальній частині Тихого океану. Додатні аномалії проявляються нерегулярно, утримуються впродовж 12–18 місяців і досягають значних величин. Наприклад, у 1982 р. в океані під впливом атмосферних дій в екваторіальній зоні сформувалася тепла температурна аномалія, яка переносилася до східної периферії Тихого океану на рівні термокліну й досягла поверхневих шарів у листопаді-грудні 1982 р. Біля берегів Чилі аномалія температури становила 4°C [95, 97].

Додатні аномалії температури в східній приекваторіальній частині Тихого океану, названі Ель-Ніньо (ЕН), пов'язані з певними атмосферними явищами [79, 80, 98]. По-перше, формується аномальний атмосферний тиск над Австралійсько-Індонезійським регіоном, поєднаний з ослабленням субтропічного максимуму в південно-східній зоні Тихого океану. Така структура поля тиску відноситься до від'ємної фази ПК.

По-друге, відбувається ослаблення або зміна напрямку східних вітрів в екваторіальній частині Тихого океану, яке спричиняє збій у середньокліматичній зональній комірці циркуляції. По-третє, відбувається різке збільшення опадів в екваторіальних районах на схід від 160° сх.д. По-четверте, проявляються глобальні наслідки у позатропічних широтах, які характеризуються поглибленням і зсувом на південь алеутського мінімуму в зимовий сезон у Північній півкулі. Слід підкреслити, що в цей сезон алеутська депресія відіграє велику роль у розвитку ПТК.

Як показує Вирткі [99] і ряд інших дослідників [100-102], Ель-Ніньо тісно пов'язане з Південним коливанням.

Великий інтерес становлять часові інтервали Ель-Ніньо – Південного коливання. Як впливає з [103], відзначається висока когерентність між уздовж екваторіальним градієнтом тиску й різницею тиску на лінії Таїті-Дарвін з періодом 40-60 місяців при зсуві фаз між о. Пасхи й Дарвіном у 8 місяців.

Інші дослідники наводять дані про різні періодичності ЕНПК. Однак усі вони укладаються в інтервал від 2 до 8 років.

У роботах [100-102] наводяться дані про глобальні відгуки на ЕНПК, а саме про його вплив на атмосферні процеси в Індійському океані й Атлантиці. Процеси, пов'язані із взаємодією в системі ЕНПК, і вплив цих процесів на глобальну атмосферну циркуляцію були покладені в основу ідейної частини проекту короткоперіодичних коливань клімату “Tropical Ocean and Global Atmosphere (TOGA)” [79]. Таким чином, природною є можливість включати в число кліматоутворювальних факторів у розглянутій математичній моделі індекс ЕНПК - Δp_{ai} .

Індекси ПАК, ПТК, ЕНПК - це статистичні ряди цих характеристик з визначеною дискретністю. Аналогічний вигляд мають ряди довготи λ й широти φ азорського та ісландського центрів дії атмосфери. Значно складніше питання щодо значень параметрів, які визначають тепло- і вологообмін між поверхнею океану й атмосферою в акваторії Північної Атлантики, оскільки ці характеристики змінюються не тільки за часом, але й у просторі. Такими параметрами є: температура води T_e , температура приводного повітря T , різниця температур повітря-вода $\Delta T = T - T_e$ (або навпаки) й швидкість вітру u .

Розглянуті вище процеси тепло- і вологообміну свідчать про те, що необхідно мати відомості про режим цих характеристик у різних регіонах Північної Атлантики, які включають у тому числі Ньюфаундлендську й Північноатлантичну енергоактивні зони океанів, зони розташування осей Північноатлантичної теплої течії, Східно-Гренландської та Лабрадорської холодних течій і, отже, океанських фронтів [83, 104 - 112].

Експерименти з використанням фізико-статистичної моделі з включенням до складу діючих факторів вказаних індексів коливальних механізмів термобаричних взаємодій атмосфери-океан представлені у роботі [113, 114].

Розвиток методів моніторингу найбільш низькочастотних процесів планетарного масштабу за спостереженнями за деякими геофізичними факторами, які підсумовують внески низькочастотних коливань, особливо актуальний в сучасній кліматології [115-128]. У наш час ця проблема далека від свого вирішення. Однак ряд непрямих дій у зазначеному напрямку вживався у ряді робіт (наприклад, [115-118, 126-128]). В основній роботі Оорта [120] основна увага приділена балансу кутового моменту в планетарних динамічних переміщеннях повітряних мас. На основі даних радіозондувальних вимірів Оорт виконав оцінку зонального розподілу потоку відносного кутового моменту в атмосфері [119, 120]. Спостережуваний баланс (дисбаланс) кутового моменту треба в принципі розраховувати за прямими вимірами вітру в атмосфері й усереднювати за рік [127, 128]. Кутовий момент передається від поверхні Землі (головним чином над океанами) у тропіках і переноситься вгору в осередки Гадлея, потім рухається у верхніх шарах атмосфери до полюса й віддається обернено Землі в середніх широтах. Дисбаланс кутового моменту, який має місце, залишається однією з фундаментальних проблем сучасної фізики Землі. Гідрологічний, літосферний та інші фактори, як правило, детально не розглядалися. У роботах [129-137] пропонується новий підхід до розрахунку балансу кутового моменту атмосфери з урахуванням зазначених факторів з метою можливого його включення в статистичні моделі як діючий фактор.

Як відомо, у найбільш яскравій формі кліматичні зміни й коливання проявляються в зимові місяці. Тому статистична модель будувалася стосовно до зимових місяців. Не тривіальним є питання про те, з яким випередженням у часі для характеристик регіональних кліматів Східної Європи потрібно брати діючі фактори для розрахунків параметрів моделі (2.1). Як впливає з роботи [138], відгуки процесів, які розвиваються над акваторією Північної Атлантики, на кліматоутворювальні фактори над Євроазіатським континентом проявляються в середньому для території Росії через 4 місяці.

О.Р. Андріанова [139] провела дослідження зв'язку теплових аномалій у Північній Атлантиці та їх прояву безпосередньо на території України, як складової Східної Європи. Розглядалися теплові аномалії на поверхні вод в енергоактивних зонах Гольфстріму й Ньюфаундленду. З метою визначення ступеня узгодження їх з температурним режимом в Україні був проведений взаємний спектральний аналіз у зимовий період рядів температури поверхневих вод у зазначених акваторіях океану й температури повітря у трьох пунктах України: Одесі, Києві й Харкові. Установлено, що поява аномалій у районах Гольфстріму й Ньюфаундленду відбивається в районах України за 1-3 місяці. Було показано, що найбільш значні аномалії температури води відзначаються в холодну пору року – грудень-січень. Ці результати досліджень стали основою для формування сукупностей діючих факторів у математичній моделі саме за листопад-лютий, а масиви відгуків кліматичних характеристик на території Східної Європи – за грудень-березень.

Як зазначено в роботах [140, 141], на діючі фактори і відгуки при побудові моделі накладається ряд умов. Тому перед виконанням розрахунків параметрів рівнянь моделі за наведеним нижче алгоритмом, необхідно провести деякі процедури перетворення вхідних діючих факторів, щоб вони задовольняли поставлені вимоги.

1.5 Характеристика вихідного матеріалу і загальний алгоритм дослідження

Для підтримки десятирічних коливань у системі океан – атмосфера особливо важливі обернені зв'язки. Одним з видів додатного оберненого зв'язку в північноатлантичній системі океан – атмосфера, який прямо впливає на мінливість клімату Європи, є циркуляція атмосфери. Посилення вітру з циклонічною завихреністю в атмосфері (від'ємна аномалія приводного тиску)

зумовлює зниження температури поверхні океану (ТПО) через збільшення швидкості залучення і додаткову віддачу тепла океаном в атмосферу. В області ж підвищеної антициклонічної активності в атмосфері (додатна аномалія приводного тиску) ТПО, навпаки, зростає через зменшення швидкості залучення і додатковий приплив тепла до поверхні океану. Якщо при цьому циклонічна активність зростає у високих широтах, а антициклонічна – у субтропіках (що узгоджується з відомим зі спостережень фактом про квазісинхронну інтенсифікацію азорського максимуму й ісландського мінімуму на низьких частотах, відповідає умові збереження абсолютної завихреності в атмосфері і підтверджується цими даними), це приводить до зростання меридіонального градієнта температури і, отже, підсилює зональну циркуляцію в атмосфері. Інтенсифікація зональної циркуляції супроводжується додатковою нестійкістю і зростанням синоптичної активності в атмосфері [142].

Таким чином, можна зробити висновок, що в Північній Атлантиці реалізуються всі розглянуті механізми підтримки коливань десятирічного масштабу. Однак їх відносна роль змінюється від одного регіону до іншого. Так, наприклад, інтенсифікація конвекції в Субполярному кругообігу води супроводжується, практично, синфазним посиленням пасатів через збільшення різниці температур між полюсом й екватором. Це приводить до відносно швидкої (у порівнянні з десятирічним масштабом) реакції верхнього перемішаного шару в низьких широтах унаслідок відносно великої швидкості екмановських переносів, планетарних хвиль у низьких широтах і конвекції. Разом з тим інтенсифікація Субтропічного кругообігу запізнюється на кілька років щодо Тропічного кругообігу через його більш повільне бароклінне пристосування [143].

Основна задача цього дослідження полягала у виявленні характеру зв'язку відгуків основних кліматичних характеристик регіональних кліматів Східної Європи з кліматоутворювальними процесами, які розвиваються в акваторії Північної Атлантики. На першому етапі в якості відгуків розглядалися

складові векторів станів метеорологічних характеристик у приземному шарі повітря. У подальшому завдяки оберненому перетворенню здійснювався перехід до значень показників клімату в регіонах Європейської частини Євразійського континенту, до складу якої була включена й територія України.

Для формування сукупностей діючих факторів і відгуків регіональних кліматів як вихідні характеристики були взяті дані масиву ERA-40 [144], задані у вузлах регулярної сітки точок $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ у період 1957-2002 рр., за листопад – лютий у районі Північної Атлантики (район факторів: 30° - 90° півн. ш. і 70° зах.д. - 20° сх.д.) і за грудень – березень у районі Східної Європи (район відгуків: 30° - 65° півн.ш. і 25° - 55° сх.д.), а саме:

- середньомісячні значення температури підстильної поверхні (T_p , К), температури повітря в шарі 2 м (T , К), різниці зазначених температур (ΔT , К), потоків прихованого тепла (Q_n , Дж/м²) і зональної складової швидкості вітру (u , м/с) (для факторів і відгуків);

- середньомісячні значення температури повітря, геопотенціалу, масової частки водяної пари, зональної складової швидкості вітру, відносного вихору швидкості на поверхнях 850 гПа й 700 гПа (тільки для факторів).

Із сукупності цих даних у кожній точці простору Північної Атлантики для кожної із трьох поверхонь були сформовані п'ять 45-мірних векторів гідрометеорологічних характеристик і характеристик циркуляції атмосфери (у кожному вузлі 15 векторів), для Східної Європи - 5 векторів.

Для виявлення зон активних взаємодій атмосфери й океану в районі Північної Атлантики і визначення регіонів, які здійснюють істотний вплив на формування особливостей кліматичних режимів у районі відгуків, до діючих факторів, які відбивають характеристики тепло- і вологообміну в приповерхневому шарі, а також тепло-, вологовміст і циркуляційні властивості повітря на поверхнях 850 гПа й 700 гПа, перед включенням їх у модель були застосовані методи кластерного і компонентного аналізу.

За допомогою компонентного аналізу із сукупностей вихідних даних у кожному вузлі сітки шляхом ортогонального перетворення були виділені три головних компонента. Вектори відповідних головних компонентів у вузлах виділеного простору Північної Атлантики склали вихідну вибірку для кластерного аналізу. В загальній сумі було побудовано 9 вибірок для кожного місяця. У кожній вибірці 925 45-мірних вектори. В окремі вибірки були виділені координати власних векторів матриці кореляцій, необхідних для аналізу взаємодій у системі атмосфера-океан. При цьому передбачалося, що значення координати власного вектора відповідає ваговому коефіцієнту гідрометеорологічної характеристики у великомасштабному процесі, який виражається головним компонентом.

Метод кластерного аналізу УІМКД (Універсальний ітераційний метод кластеризації даних) [145], застосований до кожної із зазначених вибірок, дозволив визначити в полях відповідних головних компонентів однорідні регіони. Аналогічні процедури були використані і при підготовці вибірок відгуків. Репрезентативні вектори головних компонентів в однорідних регіонах склали далі вихідні вибірки для перевірки працездатності описаної регресійної моделі. Визначення значущості факторів у рівняннях системи моделі здійснювалось за допомогою критерію Фішера (процедура «просіювання»).

Кінцевим етапом формування структури математичної моделі відгуків у різних регіонах Східної Європи на процеси енергетичної взаємодії атмосфери й океану в Північній Атлантиці стала оцінка її адекватності. Для порівняльного аналізу були розраховані коефіцієнти множинної кореляції, які характеризують міру адекватності моделей: вихідної (коефіцієнти системи рівнянь, визначені до процедури просіювання, залишаються без змін, із системи рівнянь усуваються тільки незначущі фактори, відгуки й відповідні їм коефіцієнти) і модифікованої (з перерахунком коефіцієнтів системи рівнянь для значущих факторів і обернених зв'язків).

Висновки до розділу 1

Зміни клімату Землі, зумовлені зовнішніми й внутрішніми факторами та посилені антропогенним впливом, змусили людство звернути увагу на можливі катастрофічні наслідки й незворотність процесів перетворень у природі. Яскравими прикладами цих змін є додатний тренд температури повітря, як наслідок збільшення змісту парникових газів в атмосфері (наприклад, CO_2 , NH_4 , N_2O), підвищення рівня моря (у результаті танення льодів), посухи, які охоплюють великі простори, збільшення числа паводків, повеней, ураганів і т.д., що завдають величезного економічного збитку і навіть приводять до загибелі людей. Всі ці факти вказують на те, що кліматична система вийшла за рамки властивих їй природних коливань. Необхідно відзначити, що спостережувані зміни клімату, точніше їх наслідки, мають географічно неоднорідний характер. Це сприяє розвитку такого напрямку досліджень як регіональні клімати та їх реакції на діючі фактори.

Незважаючи на переваги застосування гідродинамічних моделей у дослідженні клімату для кількісного опису зв'язків між діючими факторами і відгуками, а також вивчення властивостей кліматичної системи, доцільно використовувати апарат математичних моделей з розряду ймовірнісно-статистичних. У виборі такого апарату переваги віддають регресійним і нейромережевим моделям.

У подальших розділах дисертаційної роботи розглядається нелінійна регресійна модель з оберненими зв'язками та її застосування з метою вивчення реакції кліматів Східної Європи на вплив з боку кліматоутворювальних факторів у Північній Атлантиці

РОЗДІЛ 2

ОСНОВНІ ПРИНЦИПИ ПОБУДОВИ БАГАТОФАКТОРНОЇ НЕЛІНІЙНОЇ СТАТИСТИЧНОЇ МОДЕЛІ З ОБЕРНЕНИМИ ЗВ'ЯЗКАМИ

2.1 Вимоги, що ставляться до статистичних моделей

Як і в багатьох інших науках, у метеорології при розробці методів метеорологічних прогнозів, а також при вирішенні задач фізичного аналізу атмосферних процесів, будуються статистичні моделі [146-158], які відбивають взаємозв'язок метеорологічних величин з діючими факторами. Як правило, з цією метою застосовуються лінійні моделі множинної регресії.

Використання в такого роду моделях поліномів першого порядку певною мірою виправдане тим, що розрахунок коефіцієнтів апроксимуючого полінома більш високих порядків за допомогою методу найменших квадратів пов'язаний з великими обчислювальними труднощами. Однак з фізичної точки зору, припущення щодо лінійності взаємозв'язків між параметрами атмосфери й іншими компонентами кліматичної системи навряд чи може знайти переконливе обґрунтування. Тому нелінійні статистичні моделі є більш прийнятними.

Кліматичний режим тієї або іншої території описується рядом кліматичних характеристик. Ці характеристики, по-перше, зумовлюються у більшості випадків тими ж самими факторами й, по-друге, мають статистичний зв'язок один з одним. Ці обставини дають підстави використати для опису відгуків параметрів, які характеризують регіональні клімати, на кліматоутворювальні процеси статистичну модель, у вигляді системи нелінійних регресійних рівнянь. Принципи побудови такої моделі викладені в роботах [140, 141, 159, 160]. Вперше такого роду модель була реалізована при дослідженні особливостей характеристик мікроструктури теплих приморських

туманів і їх зв'язку зі станом атмосфери [161].

Як і в роботах [140, 141, 142], будемо описувати l характеристик регіонального клімату \hat{y}_l , системою нелінійних рівнянь регресії третього порядку вигляду

$$\hat{y}_l = a_0^{(l)} + \sum_{i=1}^m a_i^{(l)} x_i + \sum_{\substack{i,j=1 \\ (i \leq j)}}^m a_{ij}^{(l)} x_i x_j + \sum_{\substack{i,j,s=1 \\ (i \leq j \leq s)}}^m a_{ijs}^{(l)} x_i x_j x_s + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} y_v, \quad (l = \overline{1, k}), \quad (2.1)$$

де $a_0^{(l)}, a_i^{(l)}, a_{ij}^{(l)}, a_{ijs}^{(l)}$ - коефіцієнти регресії при відповідних порядках діючих факторів x . Останній член рівності (2.1) характеризує внесок обернених зв'язків, тобто статистичних зв'язків між характеристиками регіональних кліматів (параметрами на виході моделі). Особливості цих взаємозв'язків визначають коефіцієнти обернених зв'язків α_v .

Діючі фактори x (у подальшому «фактори») в моделі є ортогональними, центрованими й нормованими. Це дає підставу прийняти гіпотезу про їх багатовимірний нормальний розподіл. Параметри на виході моделі (у подальшому «відгуки») - центровані й нормовані [140, 141, 159].

Спочатку передбачається, що структура рівнянь, які є складовими моделі, однакова. Надалі цю умову буде знято, оскільки методика побудови моделі містить алгоритми перевірки статистичних гіпотез про значущість факторів і їх порядків. Отже, у кінцевому вигляді структура кожного з рівнянь системи може виявитися зовсім різною.

Побудова поліномів, що складають систему (2.1), здійснюється на основі методу ймовірнісної апроксимації.

Визначення коефіцієнтів апроксимуючих поліномів здійснюється за умови мінімуму дисперсії похибки апроксимації $D_\varepsilon = \overline{\varepsilon_l^2} - (\overline{\varepsilon_l})^2$ функції $y_l(x)$, де $\varepsilon_l(x) = y_l(x) - \hat{y}_l(x)$.

2.2 Алгоритм побудови системи рівнянь нелінійної регресії методом ймовірнісної апроксимації

У роботах [140, 141] показано, що умова для визначення коефіцієнта a_0 відсутня, тому вводиться додаткова умова рівності нулю середньої похибки апроксимації ($\bar{\varepsilon} = 0$).

Як відомо, умови мінімуму дисперсії $\bar{\varepsilon}^2$ для кожного коефіцієнта моделі досягаються, якщо прирівняти до нуля систему похідних (2.2)

$$\left. \begin{array}{l} \bar{\varepsilon} = 0, \\ \frac{\partial \bar{\varepsilon}^2}{\partial a_0}, \\ \frac{\partial \bar{\varepsilon}^2}{\partial a_p} \quad (p = \overline{1, m}), \\ \frac{\partial \bar{\varepsilon}^2}{\partial a_{ps}} \quad (p, s = \overline{1, m}), \\ \frac{\partial \bar{\varepsilon}^2}{\partial a_{psr}} \quad (p, s, r = \overline{1, m}), \\ \frac{\partial \bar{\varepsilon}^2}{\partial \alpha_\mu} \quad (\mu = \overline{1, k}; \mu \neq l). \end{array} \right\} \quad (2.2)$$

Легко показати, що наприклад,

$$\frac{\partial \bar{\varepsilon}^2}{\partial a_p} = 2M \left[\hat{y} \frac{\partial \hat{y}}{\partial a_p} \right] - 2M \left[y \frac{\partial y}{\partial a_p} \right],$$

де M - позначає операцію математичного сподівання. Аналогічним чином розраховуються й інші похідні системи (2.2).

Введемо такі позначення:

$$\left. \begin{aligned}
 z_0^{(l)} &= M[\hat{y}_l], & (l = \overline{1, k}), \\
 z_p^{(l)} &= M[\hat{y}_l x_p], & (p = \overline{1, m}), \\
 z_{ps}^{(l)} &= M[\hat{y}_l x_p x_s], & (p, s = \overline{1, m}), \\
 z_{psr}^{(l)} &= M[\hat{y}_l x_p x_s x_r], & (p, s, r = \overline{1, m}), \\
 r_{l\mu} &= M[\hat{y}_l y_\mu], & (\mu = \overline{1, k}; \mu \neq l).
 \end{aligned} \right\} \quad (2.3)$$

Ліві частини рівності (2.3) не залежать від вигляду полінома (2.1) і визначаються значеннями апроксимуючої функції й законом розподілу випадкового вектора x .

На основі (2.3), ураховуючи особливості величин y_l і компонент вектора факторів x , можна побудувати систему твірних функцій [140, 141]:

$$z_0^{(l)} = a_0^{(l)} + \sum_{\substack{i,j=1 \\ (i \leq j)}}^m a_{ij}^{(l)} M[x_i x_j] = 0, \quad (2.4)$$

$$z_p^{(l)} = \sum_{i=1}^m a_i^{(l)} M[x_i x_p] + \sum_{\substack{i,j,t=1 \\ (i \leq j \leq t)}}^m a_{ijt}^{(l)} M[x_i x_j x_t x_p] + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} M[y_v x_p], \quad (p = \overline{1, m}), \quad (2.5)$$

$$z_{ps}^{(l)} = a_0^{(l)} M[x_p x_s] + \sum_{\substack{i,j=1 \\ (i \leq j)}}^m a_{ij}^{(l)} M[x_p x_s x_i x_j] + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} M[y_v x_p x_s], \quad (p \leq s = \overline{1, m}), \quad (2.6)$$

$$\begin{aligned}
z_{psr}^{(l)} &= \sum_{i=1}^m a_i^{(l)} M[x_i x_p x_s x_r] + \sum_{\substack{i,j,t=1 \\ (i \leq j \leq t)}}^m a_{ijt}^{(l)} M[x_i x_j x_t x_p x_s x_r] + \\
&+ \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} M[y_v x_p x_s x_r], \quad (p \leq s \leq r = \overline{1, m}),
\end{aligned} \tag{2.7}$$

$$\begin{aligned}
r_{l\mu} &= \sum_{i=1}^m a_i^{(l)} M[y_\mu x_i] + \sum_{\substack{i,j=1 \\ (i \leq j)}}^m a_{ij}^{(l)} M[y_\mu x_i x_j] + \sum_{\substack{i,j,t=1 \\ (i \leq j \leq t)}}^m a_{ijt}^{(l)} M[y_\mu x_i x_j x_t] + \\
&+ \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} M[y_v y_\mu], \quad (\mu = \overline{1, k}; \mu \neq l),
\end{aligned} \tag{2.8}$$

яка дає можливість одержати оцінки шуканих коефіцієнтів системи рівнянь (2.1) за умови, що знайдено коефіцієнти обернених зв'язків $\alpha_v^{(l)}$. Вони мають такий вигляд:

$$a_0^{(l)} = -\sum_{p=1}^m a_{pp}^{(l)}, \quad (l = \overline{1, k}), \tag{2.9}$$

$$a_{pp}^{(l)} = \frac{z_{pp}^{(l)}}{2} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k a_v^{(l)} \frac{z_{pp}^{(v)}}{2}, \quad (p = \overline{1, m}), \tag{2.10}$$

$$a_{ps}^{(l)} = z_{ps}^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{ps}^{(v)}, \quad (p < s = \overline{1, m}), \tag{2.11}$$

$$a_p^{(l)} = z_p^{(l)} - 3a_{ppp}^{(l)} - \sum_{j=1}^{p-1} a_{jjp}^{(l)} - \sum_{j=p+1}^m a_{pjj}^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_p^{(v)}, \quad (p = \overline{1, m}), \tag{2.12}$$

$$a_{ppp}^{(l)} = \frac{1}{6} \left[z_{ppp}^{(l)} - 3z_p^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} (z_{ppp}^{(v)} - 3z_p^{(v)}) \right], \quad (p = \overline{1, m}), \quad (2.13)$$

$$a_{pss}^{(l)} = \frac{1}{2} \left[z_{pss}^{(l)} - z_p^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} (z_{pss}^{(v)} - z_p^{(v)}) \right], \quad (p < s = \overline{1, m}), \quad (2.14)$$

$$a_{pps}^{(l)} = \frac{1}{2} \left[z_{pps}^{(l)} - z_s^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} (z_{pps}^{(v)} - z_s^{(v)}) \right], \quad (p < s = \overline{1, m}), \quad (2.15)$$

$$a_{psr}^{(l)} = z_{psr}^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{psr}^{(v)}, \quad (p < s < r = \overline{1, m}). \quad (2.16)$$

Коефіцієнти обернених зв'язків можна визначити, якщо використати твірну функцію (2.8) і підставити в її праву частину значення коефіцієнтів $a_p^{(l)}, a_{ps}^{(l)}, a_{psr}^{(l)}$ з формул (2.9) - (2.16). Тоді одержимо систему алгебраїчних рівнянь:

$$\sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k A_{\mu v}^{(l)} \alpha_v^{(l)} = B_{\mu}^{(l)}, \quad (\mu = \overline{1, k}; \mu \neq l) \quad (2.17)$$

або в матричній формі рівняння

$$A^{(l)} \alpha^{(l)} = B^{(l)}. \quad (2.18)$$

У ньому $A^{(l)} = \{A_{\mu\nu}^{(l)}\}_{(k-1), (k-1)}$ - квадратична матриця порядку $(k-1)$ утворюється з k - мірної матриці шляхом виключення стовпця й рядка з

номером l . Елементи цієї матриці визначаються за допомогою співвідношення

$$\begin{aligned}
 A_{\mu\nu}^{(l)} = & r_{\mu\nu} - \frac{1}{2} \sum_{p=1}^m \{ [(m+4)z_p^{(\nu)} - \sum_{j=1}^{p-1} z_{jjp}^{(\nu)} - \sum_{\substack{j=p+1 \\ (p<m)}}^m z_{pjj}^{(\nu)}] z_p^{(\mu)} + z_{pp}^{(\nu)} z_{pp}^{(\mu)} + \\
 & + \frac{z_{ppp}^{(\nu)} z_{ppp}^{(\mu)}}{3} - z_p^{(\nu)} z_{ppp}^{(\mu)} \} - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p<s)}}^m [(z_{pss}^{(\nu)} - z_p^{(\nu)}) z_{pss}^{(\mu)} + (z_{pps}^{(\nu)} - \\
 & - z_s^{(\nu)}) z_{pps}^{(\mu)} + 2z_{ps}^{(\nu)} z_{ps}^{(\mu)}] - \sum_{\substack{p,s,r=1 \\ (p<s<r)}}^m z_{psr}^{(\nu)} z_{psr}^{(\mu)}, \quad (\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l).
 \end{aligned} \tag{2.19}$$

У рівності (2.18) $\alpha^{(l)}$ - вектор з координатами

$$\alpha^{(l)} = \begin{pmatrix} \alpha_1^{(l)} \\ \alpha_2^{(l)} \\ \dots \\ \alpha_{l-1}^{(l)} \\ \alpha_{l+1}^{(l)} \\ \dots \\ \alpha_k^{(l)} \end{pmatrix}, \tag{2.20}$$

а $B^{(l)}$ - вектор мірності $(k-1)$

$$B^{(l)} = \begin{pmatrix} B_1^{(l)} \\ B_2^{(l)} \\ \dots \\ B_{l-1}^{(l)} \\ B_{l+1}^{(l)} \\ \dots \\ B_{k-1}^{(l)} \end{pmatrix}, \tag{2.21}$$

координати якого визначаються за формулою

$$\begin{aligned}
 B_{\mu}^{(l)} = & r_{\mu l} - \frac{1}{2} \sum_{p=1}^m \{ [(m+4)z_p^{(l)} - \sum_{j=1}^{p-1} z_{jip}^{(l)} - \sum_{\substack{j=p+1 \\ (p < m)}}^m z_{pjj}^{(l)}] z_p^{(\mu)} + z_{pp}^{(l)} z_{pp}^{(\mu)} + \\
 & + \frac{z_{ppp}^{(l)} z_{ppp}^{(\mu)}}{3} - z_p^{(l)} z_{ppp}^{(\mu)} \} - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p < s)}}^m [(z_{pss}^{(l)} - z_p^{(l)}) z_{pss}^{(\mu)} + (z_{pps}^{(l)} - z_s^{(l)}) z_{pps}^{(\mu)} + \\
 & + 2z_{ps}^{(l)} z_{ps}^{(\mu)}] - \sum_{\substack{p,s,r=1 \\ (p < s < r)}}^m z_{psr}^{(l)} z_{psr}^{(\mu)}, \quad (\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l).
 \end{aligned} \quad (2.22)$$

З рівності (2.19) випливає, що матриця $A^{(l)}$ - симетрична. Якщо $|A^{(l)}| \neq 0$, то розв'язок рівняння (2.18), яке надає всі необхідні коефіцієнти обернених зв'язків $\alpha_{\nu}^{(l)}$, має вигляд

$$\alpha^{(l)} = [A^{(l)}]^{-1} B^{(l)}, \quad (2.23)$$

де (-1) позначає операцію обернення матриці $A^{(l)}$.

2.3 Удосконалена модель нелінійної регресії з оберненими зв'язками

У первісному варіанті моделі передбачалося, що коефіцієнти рівнянь при значущих факторах і відповідних їх порядках, отримані до процедури "просіювання", що здійснюється за допомогою критерію Фішера, залишаються незмінними й повністю формують статистичні зв'язки з відгуками, а незначущі фактори вносять незначний вклад у загальну дисперсію відгуку й ними можна знехтувати.

Вирази для визначення значень критерію Фішера мають вигляд:

- для оцінки загальної значущості факторів

$$F = \frac{D_x[\hat{y}_l]}{\sum_{i=1}^{m-t} \chi_i'[\hat{y}_l]},$$

де $D_x[\hat{y}_l]$ – дисперсія відгуку, зумовлена впливом всіх факторів; $\chi_i'[\hat{y}_l]$ – дисперсія i -го фактора (дисперсії ранжовані в порядку збільшення), $t = \overline{1, m-1}$;

- для оцінки статистичної значущості членів нелінійних рівнянь регресії, які мають другий і третій порядок

$$F = \frac{\chi_p'[\hat{y}_l]}{\chi_i^{(t-1)}[\hat{y}_l]}, \quad t = 2, 3; \quad p, i = \overline{1, m}.$$

Однак висунута гіпотеза щодо спільності значущих факторів для відгуків, які беруть участь у моделі, накладає обмеження на її використання для більш широкого кола статистичних задач, розв'язування в області гідрометеорології й кліматології. Так, наприклад, при розгляді як відгуків характеристик регіональних кліматів великих територій, фактори, що впливають на них, можуть істотно відрізнятися. У цьому випадку виникає ситуація, коли виявляється зовсім різною не тільки зовнішня структура рівнянь у системі, але й структура всередині кожного з них. При цьому застосування моделі в первісному вигляді (без переоцінки параметрів системи рівнянь із урахуванням виключення незначущих факторів і незначущих порядків значущих і незначущих факторів) може призвести до некоректних результатів, тому що: по-перше, коефіцієнти різних порядків значущих факторів і коефіцієнти обернених зв'язків, які є сполучними ланками в системі рівнянь, містять у собі значну кількість різних порядків незначущих факторів і незначущі порядки значущих факторів; по-друге, у результаті ймовірності виникнення ситуації

розбіжності частини із загальної сукупності значущих факторів l -го і μ -го рівнянь, з'являються члени поліномів без участі обернених зв'язків.

Як наслідок, виникає необхідність розглянути максимальну кількість можливих ситуацій, пов'язаних з різними варіантами формування вибірок значущих факторів (загальних для l -го і μ -го рівнянь і власних для кожного з них) роздільно для кожного порядку l й для кожного з рівнянь системи. Різноманітність варіацій гіпотетичних ситуацій із загальними значущими факторами, у свою чергу, визначає необхідність перетворення твірних функцій, і відповідно співвідношень для розрахунку коефіцієнтів рівнянь і обернених зв'язків.

Після виконання цих процедур модель можна представити як модифіковану версію багатofакторної нелінійної регресійної моделі [162].

На першому етапі при збереженні гіпотези про те, що всі члени вихідної вибірки потенційно є загальними діючими факторами для l -го і μ -го відгуків, здійснюється відбір значущих факторів за допомогою відповідних критеріїв (наприклад, критерію Фішера). Оцінюється степінь нелінійності факторів (у результаті, наприклад, може виявитися, що p -й фактор може бути значущим у третьому порядку, але незначущим у перших двох) і значущість кожного елемента оберненого зв'язку. На другому етапі здійснюється розрахунок коефіцієнтів системи рівнянь, побудова апроксимуючих поліномів і визначення модельних значень відгуків.

Основні принципи необхідних перетворень і співвідношення для розрахунку оцінок коефіцієнтів рівняння (2.1) у кінцевому вигляді для другого етапу побудови моделі викладені нижче (докладний висновок цих співвідношень через громіздкість не наводиться).

Для зручності введемо позначення для кількості членів у множинах значущих факторів: q - першого порядку, τ - другого, η - третього, ρ - об'єднаної множини, що складається зі співпадаючих факторів першого й

третього порядків. Індокси $g, \xi, p, s, r, w, \gamma, \iota, \beta$ – позначення номерів різних факторів у вихідній вибірці.

Коефіцієнти $a_0, a_{gg}, a_{g\xi}$ не залежать від коефіцієнтів при першому і третьому порядку змінних у рівняннях регресії (2.1) (коефіцієнт a_0 залежить тільки від коефіцієнта a_{gg}), тому елементи матриці $A^{(l)}$ і вектора вільних членів $B^{(l)}$, необхідні для визначення коефіцієнтів обернених зв'язків при другому порядку ($\alpha_v^{(l)(2)}$) можна представити в такому вигляді:

а) За умови $\tau \geq 2$

$$A_{\mu\nu}^{(l)(2)} = \sum_{g=1}^{\tau} \frac{z_{gg}^{(\mu)} z_{gg}^{(\nu)}}{2} + \sum_{\substack{g, \xi=1 \\ (g < \xi)}}^{\tau} z_{g\xi}^{(\mu)} z_{g\xi}^{(\nu)}, \quad (l = \overline{1, k}; \mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l);$$

$$B_{\mu}^{(l)(2)} = \sum_{g=1}^{\tau} \frac{z_{gg}^{(\mu)} z_{gg}^{(l)}}{2} + \sum_{\substack{g, \xi=1 \\ (g < \xi)}}^{\tau} z_{g\xi}^{(\mu)} z_{g\xi}^{(l)}, \quad (l = \overline{1, k}; \mu = \overline{1, k}; \mu \neq l).$$

б) За умови $\tau = 1$

$$A_{\mu\nu}^{(l)(2)} = \sum_{g=1}^{\tau} \frac{z_{gg}^{(\mu)} z_{gg}^{(\nu)}}{2}, \quad (l = \overline{1, k}; \mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l);$$

$$B_{\mu}^{(l)(2)} = \sum_{g=1}^{\tau} \frac{z_{gg}^{(\mu)} z_{gg}^{(l)}}{2}, \quad (l = \overline{1, k}; \mu = \overline{1, k}; \mu \neq l).$$

Коефіцієнти $a_0, a_{gg}, a_{g\xi}$ розраховуються за формулами (2.9) - (2.11).

Коефіцієнти першого і третього порядків, відповідно до твірних функцій (2.5), (2.7) і виразів (2.12) - (2.15). є взаємозалежними. У зв'язку з цим, потрібно одержати вирази для розрахунку коефіцієнтів обернених зв'язків і коефіцієнтів

рівняння (2.1) при можливих варіантах формування вибірок номерів значущих факторів при вищевказаних порядках. Для цього необхідно показати, як змінюються вирази для твірних функцій (2.5), (2.7).

Із властивостей величин x_i випливає, що:

$$\text{для } M[x_i x_j] = \begin{cases} 1, & \text{якщо } i = j; \\ 0, & \text{якщо } i \neq j. \end{cases}$$

$$\text{для } M[x_i x_j x_p x_s] = \begin{cases} 3, & \text{якщо } i = j = p = s; \\ 1, & \text{якщо } i = j; p = s; i \neq j \text{ и т.д.}; \\ 0, & \text{в інших випадках.} \end{cases}$$

$$\text{для } M[x_i x_j x_k x_p x_s x_r] = \begin{cases} 15, & \text{якщо } i = j = k = p = s = r; \\ 3, & \text{якщо } i = j = k = p; s = r; s \neq p \text{ и т.д.}; \\ 1, & \text{якщо } i = j; k = p; s = r; j \neq p; p \neq s \text{ и т.д.}; \\ 0, & \text{в інших випадках.} \end{cases}$$

Відповідно, за відсутності загальних значущих факторів для першого (q) і третього (η) порядків вирази твірних функцій (2.5), (2.7) набувають вигляду

$$z_p^{(l)} = \sum_{i=1}^q a_i^{(l)} M[x_i x_p] + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} M[y_v x_p], \quad (p = \overline{1, q}),$$

$$z_{psr}^{(l)} = \sum_{\substack{i, j, t=1 \\ (i \leq j \leq t)}}^{\eta} a_{ijt}^{(l)} M[x_i x_j x_t x_p x_s x_r] + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} M[y_v x_p x_s x_r], \quad (p \leq s \leq r = \overline{1, \eta}).$$

При наявності загальних значущих факторів для першого і третього порядку, вигляд твірних функцій для шуканих коефіцієнтів при цих факторах залежить від кількості останніх.

Розглянемо більш докладно перетворення виразів для розрахунку коефіцієнтів рівняння (2.1) при різних можливих ситуаціях.

2.3.1 Визначення коефіцієнтів апроксимуючих поліномів третього порядку у разі відсутності збігів у сукупностях значущих факторів першого і третього порядків в окремо взятому рівнянні системи

У цьому випадку коефіцієнти рівняння і коефіцієнти обернених зв'язків при відповідних порядках визначаються незалежно один від одного.

1. За умови $q \geq 1; \eta = 1$.

а) Для коефіцієнтів першого порядку:

$$a_i^{(l)} = z_i^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_i^{(v)}, \quad (l = \overline{1, q});$$

Для елементів матриці $A^{(l)}$ й вектора $B^{(l)}$:

$$A_{\mu\nu}^{(l)(1,\eta)} = \sum_{i=1}^q z_i^{(\mu)} z_i^{(\nu)}, \quad (l = \overline{1, k}; \mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l);$$

$$B_{\mu}^{(l)(1,\eta)} = \sum_{i=1}^q z_i^{(\mu)} z_i^{(l)}, \quad (l = \overline{1, k}; \mu = \overline{1, k}; \mu \neq l).$$

Вигляд виразів для розрахунку коефіцієнтів і елементів матриці $A^{(l)(1)}$ й вектора $B^{(l)(1)}$ першого порядку для умов 2 і 3 залишається без змін.

б) Для коефіцієнтів третього порядку:

$$a_{ppp}^{(l)} = \frac{1}{15} \left[z_{ppp}^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{ppp}^{(v)} \right], \quad (p = \overline{1, \eta});$$

Для елементів матриці $A^{(l)}$ й вектора $B^{(l)}$:

$$A_{\mu\nu}^{(l)(3,\eta)} = \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta} z_{ppp}^{(\nu)} z_{ppp}^{(\mu)} ; \quad B_{\mu}^{(l)(3,\eta)} = \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta} z_{ppp}^{(l)} z_{ppp}^{(\mu)} .$$

в) Загальний вигляд елементів матриці $A^{(l)}$ і вектора $B^{(l)}$ (при $q \geq 1; \eta = 1; \tau \geq 2$):

$$A_{\mu\nu}^{(l)} = r_{\mu\nu} - \sum_{i=1}^q z_i^{(\nu)} z_i^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{g=1}^{\tau} z_{gg}^{(\nu)} z_{gg}^{(\mu)} - \sum_{\substack{g,\xi=1 \\ (g<\xi)}}^{\tau} z_{g\xi}^{(\nu)} z_{ps}^{(\mu)} - \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta} z_{ppp}^{(\nu)} z_{ppp}^{(\mu)},$$

$$(\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l);$$

$$B_{\mu}^{(l)} = r_{\mu} - \sum_{i=1}^q z_i^{(l)} z_i^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{g=1}^{\tau} z_{gg}^{(l)} z_{gg}^{(\mu)} - \sum_{\substack{g,\xi=1 \\ (g<\xi)}}^{\tau} z_{g\xi}^{(l)} z_{g\xi}^{(\mu)} - \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta} z_{ppp}^{(l)} z_{ppp}^{(\mu)},$$

$$(\mu = \overline{1, k}; \mu \neq l).$$

2. За умови $q \geq 1; \eta = 2$.

б) Для коефіцієнтів третього порядку:

$$a_{ppp}^{(l)} = \frac{1}{12} \left[z_{ppp}^{(l)} - z_{pss}^{(l)} - \sum_{\substack{\nu=1 \\ (\nu \neq l)}}^k \alpha_{\nu}^{(l)} z_{ppp}^{(\nu)} + \sum_{\substack{\nu=1 \\ (\nu \neq l)}}^k \alpha_{\nu}^{(l)} z_{pss}^{(\nu)} \right], \quad (p > s = \overline{1, \eta});$$

$$a_{sss}^{(l)} = \frac{1}{12} \left[z_{sss}^{(l)} - z_{ssp}^{(l)} - \sum_{\substack{\nu=1 \\ (\nu \neq l)}}^k \alpha_{\nu}^{(l)} z_{sss}^{(\nu)} + \sum_{\substack{\nu=1 \\ (\nu \neq l)}}^k \alpha_{\nu}^{(l)} z_{ssp}^{(\nu)} \right], \quad (s > p = \overline{1, \eta});$$

$$a_{pss}^{(l)} = \frac{1}{12} \left[5z_{pss}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)} - 5 \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{pss}^{(v)} + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{ppp}^{(v)} \right], \quad (s > p = \overline{1, \eta});$$

$$a_{pps}^{(l)} = \frac{1}{12} \left[5z_{pps}^{(l)} - z_{sss}^{(l)} - 5 \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{pps}^{(v)} + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{sss}^{(v)} \right], \quad (p > s = \overline{1, \eta}).$$

в) Для елементів матриці $A^{(l)}$ й вектора $B^{(l)}$:

$$A_{\mu\nu}^{(l)(3,\eta)} = \frac{1}{12} \left((z_{ppp}^{(v)} - z_{pss}^{(v)}) z_{ppp}^{(\mu)} + (z_{sss}^{(v)} - z_{ssp}^{(v)}) z_{sss}^{(\mu)} + (5z_{pss}^{(v)} - z_{ppp}^{(v)}) z_{pss}^{(\mu)} + \right. \\ \left. + (5z_{pps}^{(v)} - z_{sss}^{(v)}) z_{pps}^{(\mu)} \right), \quad (\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l);$$

$$B_{\mu}^{(l)(3,\eta)} = \frac{1}{12} \left((z_{ppp}^{(l)} - z_{pss}^{(l)}) z_{ppp}^{(\mu)} + (z_{sss}^{(l)} - z_{ssp}^{(l)}) z_{sss}^{(\mu)} + (5z_{pss}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}) z_{pss}^{(\mu)} + \right. \\ \left. + (5z_{pps}^{(l)} - z_{sss}^{(l)}) z_{pps}^{(\mu)} \right), \quad (\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l).$$

в) Загальний вигляд елементів матриці $A^{(l)}$ й вектора $B^{(l)}$ (при $q \geq 1; \eta = 2; \tau \geq 2$):

$$A_{\mu\nu}^{(l)} = r_{\mu\nu} - \sum_{i=1}^q z_i^{(v)} z_i^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{g=1}^{\tau} z_{gg}^{(v)} z_{gg}^{(\mu)} - \sum_{\substack{g, \xi=1 \\ (g < \xi)}}^{\tau} z_{g\xi}^{(v)} z_{g\xi}^{(\mu)} - \\ - \frac{1}{12} \left((z_{ppp}^{(v)} - z_{pss}^{(v)}) z_{ppp}^{(\mu)} + (z_{sss}^{(v)} - z_{ssp}^{(v)}) z_{sss}^{(\mu)} + (5z_{pss}^{(v)} - z_{ppp}^{(v)}) z_{pss}^{(\mu)} + \right. \\ \left. + (5z_{pps}^{(v)} - z_{sss}^{(v)}) z_{pps}^{(\mu)} \right), \quad (\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l);$$

$$\begin{aligned}
B_{\mu}^{(l)} = & r_{\mu l} - \sum_{i=1}^q z_i^{(l)} z_i^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{g=1}^{\tau} z_{gg}^{(l)} z_{gg}^{(\mu)} - \sum_{\substack{g,\xi=1 \\ (g<\xi)}}^{\tau} z_{g\xi}^{(l)} z_{g\xi}^{(\mu)} - \\
& - \frac{1}{12} \left((z_{ppp}^{(l)} - z_{pss}^{(l)}) z_{ppp}^{(\mu)} + (z_{sss}^{(l)} - z_{ssp}^{(l)}) z_{sss}^{(\mu)} + (5z_{pss}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}) z_{pss}^{(\mu)} + \right. \\
& \left. + (5z_{pps}^{(l)} - z_{sss}^{(l)}) z_{pps}^{(\mu)} \right), \quad (\mu = \overline{1, k}; \mu \neq l).
\end{aligned}$$

3. За умови $q \geq 1; \eta \geq 3$.

б) Для коефіцієнтів третього порядку:

$$\begin{aligned}
a_{ppp}^{(l)} = & \frac{1}{15} \left[z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{4} \left(5 \sum_{j=1}^{p-1} z_{jjp}^{(l)} - \sum_{j=1}^{p-1} z_{ppp}^{(l)} + 5 \sum_{j=p+1}^{\eta} z_{ppj}^{(l)} - \sum_{j=p+1}^{\eta} z_{jjj}^{(l)} \right) - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{ppp}^{(v)} + \right. \\
& \left. + \frac{1}{4} \left(5 \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \sum_{j=1}^{p-1} \alpha_v^{(l)} z_{jjp}^{(v)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \sum_{j=1}^{p-1} \alpha_v^{(l)} z_{ppp}^{(v)} + 5 \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \sum_{j=p+1}^{\eta} \alpha_v^{(l)} z_{ppj}^{(v)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \sum_{j=p+1}^{\eta} \alpha_v^{(l)} z_{jjj}^{(v)} \right) \right], \quad (p = \overline{1, \eta});
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
a_{pss}^{(l)} = & \frac{1}{2} \left[z_{pss}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(5 \sum_{j=1}^{p-1} z_{jjp}^{(l)} - \sum_{j=1}^{p-1} z_{ppp}^{(l)} + 5 \sum_{j=p+1}^{\eta} z_{ppj}^{(l)} - \sum_{j=p+1}^{\eta} z_{jjj}^{(l)} \right) - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{pss}^{(v)} + \right. \\
& + \frac{1}{5} \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{ppp}^{(v)} + \frac{1}{30} \left(5 \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \sum_{j=1}^{p-1} \alpha_v^{(l)} z_{jjp}^{(v)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \sum_{j=1}^{p-1} \alpha_v^{(l)} z_{ppp}^{(v)} + 5 \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \sum_{j=p+1}^{\eta} \alpha_v^{(l)} z_{ppj}^{(v)} - \right. \\
& \left. \left. - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \sum_{j=p+1}^{\eta} \alpha_v^{(l)} z_{jjj}^{(v)} \right) \right], \quad (s > p = \overline{1, \eta}).
\end{aligned}$$

$$a_{pps}^{(l)} = \frac{1}{2} \left[z_{pps}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{sss}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(5 \sum_{j=1}^{s-1} z_{jjs}^{(l)} - \sum_{j=1}^{p-1} z_{sss}^{(l)} + 5 \sum_{j=s+1}^{\eta} z_{ppj}^{(l)} - \sum_{j=p+1}^{\eta} z_{jjj}^{(l)} \right) - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{pps}^{(v)} + \right.$$

$$+ \frac{1}{5} \sum_{\substack{\nu=1 \\ (\nu \neq l)}}^k \alpha_{\nu}^{(l)} z_{sss}^{(\nu)} + \frac{1}{30} \left(5 \sum_{\substack{\nu=1 \\ (\nu \neq l)}}^k \sum_{j=1}^{s-1} \alpha_{\nu}^{(l)} z_{jjs}^{(\nu)} - \sum_{\substack{\nu=1 \\ (\nu \neq l)}}^k \sum_{j=1}^{s-1} \alpha_{\nu}^{(l)} z_{sss}^{(\nu)} + 5 \sum_{\substack{\nu=1 \\ (\nu \neq l)}}^k \sum_{j=s+1}^{\eta} \alpha_{\nu}^{(l)} z_{ssj}^{(\nu)} - \sum_{\substack{\nu=1 \\ (\nu \neq l)}}^k \sum_{j=s+1}^{\eta} \alpha_{\nu}^{(l)} z_{jjj}^{(\nu)} \right), \quad (p > s = \overline{1, \eta}).$$

$$a_{psr}^{(l)} = z_{psr}^{(l)} - \sum_{\substack{\nu=1 \\ (\nu \neq l)}}^k \alpha_{\nu}^{(l)} z_{psr}^{(\nu)}, \quad (p < s < r = \overline{1, \eta});$$

в) Для елементів матриці $A^{(l)}$ і вектора $B^{(l)}$:

$$\begin{aligned} A_{\mu\nu}^{(l)(3,\eta)} &= \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta} \left\{ z_{ppp}^{(\nu)} - \frac{1}{4} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(\nu)} - z_{ppp}^{(\nu)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta} [5z_{ppj}^{(\nu)} - z_{jjj}^{(\nu)}] \right) \right\} z_{ppp}^{(\mu)} + \\ &+ \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p < s)}}^{\eta} \left\{ z_{pss}^{(\nu)} - \frac{1}{5} z_{ppp}^{(\nu)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(\nu)} - z_{ppp}^{(\nu)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta} [5z_{ppj}^{(\nu)} - z_{jjj}^{(\nu)}] \right) \right\} z_{pss}^{(\mu)} + \\ &+ \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p < s)}}^{\eta} \left\{ z_{pps}^{(\nu)} - \frac{1}{5} z_{sss}^{(\nu)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{s-1} [5z_{jjs}^{(\nu)} - z_{sss}^{(\nu)}] + \sum_{j=s+1}^{\eta} [5z_{ssj}^{(\nu)} - z_{jjj}^{(\nu)}] \right) \right\} z_{pps}^{(\mu)} + \\ &+ \sum_{\substack{p,s,r=1 \\ (p < s < r)}}^{\eta} z_{psr}^{(\nu)} z_{psr}^{(\mu)}, \quad (\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l); \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} B_{\mu}^{(l)(3,\eta)} &= \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta} \left\{ z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{4} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta} [5z_{ppj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{ppp}^{(\mu)} + \\ &+ \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p < s)}}^{\eta} \left\{ z_{pss}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta} [5z_{ppj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{pss}^{(\mu)} + \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p<s)}}^{\eta} \left\{ z_{pps}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{sss}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{s-1} [5z_{jjs}^{(l)} - z_{sss}^{(l)}] + \sum_{j=s+1}^{\eta} [5z_{ssj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{pps}^{(\mu)} + \\
& + \sum_{\substack{p,s,r=1 \\ (p<s<r)}}^{\eta} z_{psr}^{(l)} z_{psr}^{(\mu)}, \quad (\mu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l);
\end{aligned}$$

в) Загальний вигляд елементів матриці $A^{(l)}$ й вектора $B^{(l)}$ (при $q \geq 1; \eta \geq 3; \tau \geq 2$):

$$\begin{aligned}
A_{\mu\nu}^{(l)} = & r_{\mu\nu} - \sum_{i=1}^q z_i^{(\nu)} z_i^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{g=1}^{\tau} z_{gg}^{(\nu)} z_{gg}^{(\mu)} - \sum_{\substack{g,\xi=1 \\ (g<\xi)}}^{\tau} z_{g\xi}^{(\nu)} z_{ps}^{(\mu)} - \\
& \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta} \left\{ z_{ppp}^{(\nu)} - \frac{1}{4} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(\nu)} - z_{ppp}^{(\nu)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta} [5z_{ppj}^{(\nu)} - z_{jjj}^{(\nu)}] \right) \right\} z_{ppp}^{(\mu)} - \\
& - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p<s)}}^{\eta} \left\{ z_{pss}^{(\nu)} - \frac{1}{5} z_{ppp}^{(\nu)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(\nu)} - z_{ppp}^{(\nu)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta} [5z_{ppj}^{(\nu)} - z_{jjj}^{(\nu)}] \right) \right\} z_{pss}^{(\mu)} - \\
& - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p<s)}}^{\eta} \left\{ z_{pps}^{(\nu)} - \frac{1}{5} z_{sss}^{(\nu)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{s-1} [5z_{jjs}^{(\nu)} - z_{sss}^{(\nu)}] + \sum_{j=s+1}^{\eta} [5z_{ssj}^{(\nu)} - z_{jjj}^{(\nu)}] \right) \right\} z_{pps}^{(\mu)} - \\
& - \sum_{\substack{p,s,r=1 \\ (p<s<r)}}^{\eta} z_{psr}^{(\nu)} z_{psr}^{(\mu)}, \quad (\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l);
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
B_{\mu}^{(l)} = & r_{\mu l} - \sum_{i=1}^q z_i^{(l)} z_i^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{g=1}^{\tau} z_{gg}^{(l)} z_{gg}^{(\mu)} - \sum_{\substack{g,\xi=1 \\ (g<\xi)}}^{\tau} z_{g\xi}^{(l)} z_{g\xi}^{(\mu)} - \\
& - \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta} \left\{ z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{4} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta} [5z_{ppj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{ppp}^{(\mu)} - \\
& - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p<s)}}^{\eta} \left\{ z_{pss}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta} [5z_{ppj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{pss}^{(\mu)} -
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& -\frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p<s)}}^{\eta} \left\{ z_{pps}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{sss}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{s-1} [5z_{jjs}^{(l)} - z_{sss}^{(l)}] + \sum_{j=s+1}^{\eta} [5z_{ssj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{pps}^{(\mu)} - \\
& - \sum_{\substack{p,s,r=1 \\ (p<s<r)}}^{\eta} z_{psr}^{(l)} z_{psr}^{(\mu)}, \quad (\mu = \overline{1, k}; \mu \neq l).
\end{aligned}$$

2.3.2 Визначення коефіцієнтів апроксимуючих поліномів третього порядку у разі наявності збігів у сукупностях значущих факторів першого і третього порядків в окремо взятому рівнянні системи

Ситуація I. Збіг тільки одного у сукупностях значущих факторів першого і третього порядку, тобто загальній вибірці належить тільки один елемент ($\rho = 1$). Позначимо його через w . Тоді:

а) Для коефіцієнта першого порядку:

$$a_w^{(l)} = \frac{1}{2} \left[5z_w^{(l)} - z_{www}^{(l)} - 5 \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_w^{(v)} + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{www}^{(v)} \right].$$

б) Для коефіцієнтів третього порядку:

$$a_{www}^{(l)} = \frac{1}{6} \left[z_{www}^{(l)} - 3z_w^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{www}^{(v)} + 3 \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_w^{(v)} \right].$$

в) Для елементів матриці $A^{(l)}$ й вектора $B^{(l)}$:

$$A_{\mu\nu}^{(l)(\rho=1)} = \frac{1}{2} \left[(5z_w^{(v)} - z_{www}^{(v)}) z_w^{(\mu)} + \frac{z_{www}^{(v)} z_{www}^{(\mu)}}{3} - z_w^{(v)} z_{www}^{(\mu)} \right], \quad (\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l);$$

$$B_{\mu}^{(l)(\rho=1)} = \frac{1}{2} \left[\left(5z_w^{(l)} - z_{www}^{(l)} \right) z_w^{(\mu)} + \frac{z_{www}^{(l)} z_{www}^{(\mu)}}{3} - z_w^{(l)} z_{www}^{(\mu)} \right], \quad (\mu = \overline{1, k}; \mu \neq l).$$

г) Загальний вигляд виразу для розрахунку елементів матриці $A^{(l)}$ і вектора $B^{(l)}$ (при $\rho = 1$; $(q-1) \geq 1$; $(\eta-1) \geq 3$; $\tau \geq 2$):

$$\begin{aligned} A_{\mu\nu}^{(l)} = & r_{\mu\nu} - \sum_{i=1}^{q-1} z_i^{(\nu)} z_i^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{g=1}^{\tau} z_{gg}^{(\nu)} z_{gg}^{(\mu)} - \sum_{\substack{g, \xi=1 \\ (g < \xi)}}^{\tau} z_{g\xi}^{(\nu)} z_{g\xi}^{(\mu)} - \\ & - \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta-1} \left\{ z_{ppp}^{(\nu)} - \frac{1}{4} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(\nu)} - z_{ppp}^{(\nu)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta-1} [5z_{ppj}^{(\nu)} - z_{jjj}^{(\nu)}] \right) \right\} z_{ppp}^{(\mu)} - \\ & - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p, s=1 \\ (p < s)}}^{\eta-1} \left\{ z_{pss}^{(\nu)} - \frac{1}{5} z_{ppp}^{(\nu)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(\nu)} - z_{ppp}^{(\nu)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta-1} [5z_{ppj}^{(\nu)} - z_{jjj}^{(\nu)}] \right) \right\} z_{pss}^{(\mu)} - \\ & - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p, s=1 \\ (p < s)}}^{\eta-1} \left\{ z_{pps}^{(\nu)} - \frac{1}{5} z_{sss}^{(\nu)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{s-1} [5z_{jjs}^{(\nu)} - z_{sss}^{(\nu)}] + \sum_{j=s+1}^{\eta-1} [5z_{ssj}^{(\nu)} - z_{jjj}^{(\nu)}] \right) \right\} z_{pps}^{(\mu)} - \\ & - \sum_{\substack{p, s, r=1 \\ (p < s < r)}}^{\eta-1} z_{psr}^{(\nu)} z_{psr}^{(\mu)} - \frac{1}{2} \left[\left(5z_w^{(\nu)} - z_{www}^{(\nu)} \right) z_w^{(\mu)} + \frac{z_{www}^{(\nu)} z_{www}^{(\mu)}}{3} - z_w^{(\nu)} z_{www}^{(\mu)} \right], \\ & (\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l); \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} B_{\mu}^{(l)} = & r_{\mu l} - \sum_{i=1}^{q-1} z_i^{(l)} z_i^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{g=1}^{\tau} z_{gg}^{(l)} z_{gg}^{(\mu)} - \sum_{\substack{g, \xi=1 \\ (g < \xi)}}^{\tau} z_{g\xi}^{(l)} z_{g\xi}^{(\mu)} - \\ & - \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta-1} \left\{ z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{4} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta-1} [5z_{ppj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{ppp}^{(\mu)} - \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& -\frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p<s)}}^{\eta-1} \left\{ z_{pss}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta-1} [5z_{ppj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{pss}^{(\mu)} - \\
& -\frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p<s)}}^{\eta-1} \left\{ z_{pps}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{sss}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{s-1} [5z_{jjs}^{(l)} - z_{sss}^{(l)}] + \sum_{j=s+1}^{\eta-1} [5z_{ssj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{pps}^{(\mu)} - \\
& - \sum_{\substack{p,s,r=1 \\ (p<s<r)}}^{\eta-1} z_{psr}^{(l)} z_{psr}^{(\mu)} - \frac{1}{2} \left[(5z_w^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}) z_w^{(\mu)} + \frac{z_{www}^{(l)} z_{www}^{(\mu)}}{3} - z_w^{(l)} z_{www}^{(\mu)} \right], \quad (\mu = \overline{1, k}; \mu \neq l).
\end{aligned}$$

Ситуація II. Збіг двох факторів у сукупностях значущих факторів першого і третього порядку, тобто вибірці, яка складається з загальних для них факторів, належить два елементи ($\rho = 2$). Тоді:

а) Для коефіцієнтів першого порядку:

$$a_w^{(l)} = \frac{1}{2} \left\{ 6z_w^{(l)} - \sum_{j=1}^{w-1} z_{jjw}^{(l)} - \sum_{j=w}^{\rho} z_{wjj}^{(l)} - 6 \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_w^{(v)} + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \sum_{j=1}^{w-1} \alpha_v^{(l)} z_{jjw}^{(v)} + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \sum_{j=w}^{\rho} \alpha_v^{(l)} z_{wjj}^{(v)} \right\},$$

($w = \overline{1, \rho}$);

б) Для коефіцієнтів третього порядку:

$$\begin{aligned}
a_{www}^{(l)} &= \frac{1}{6} \left[z_{www}^{(l)} - 3z_w^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{www}^{(v)} + 3 \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_w^{(v)} \right], \quad (w = \overline{1, \rho}); \\
a_{wss}^{(l)} &= \frac{1}{2} \left[z_{w\gamma\gamma}^{(l)} - z_w^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{w\gamma\gamma}^{(v)} + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_w^{(v)} \right], \quad (w < \gamma = \overline{1, \rho}); \\
a_{wss}^{(l)} &= \frac{1}{2} \left[z_{ww\gamma}^{(l)} - z_\gamma^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{ww\gamma}^{(v)} + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_\gamma^{(v)} \right], \quad (\gamma < w = \overline{1, \rho}).
\end{aligned}$$

в) Для елементів матриці $A^{(l)}$ і вектора $B^{(l)}$:

$$A_{\mu\nu}^{(l)(\rho=2)} = \frac{1}{2} \sum_{w=1}^{\rho} \left\{ [6z_w^{(v)} - \sum_{j=1}^{w-1} z_{jjw}^{(v)} - \sum_{j=w}^{\rho} z_{wjj}^{(v)}] z_w^{(\mu)} + \frac{z_{www}^{(v)} z_{www}^{(\mu)}}{3} - \right. \\ \left. - z_w^{(v)} z_{www}^{(\mu)} \right\} + \frac{1}{2} \sum_{\substack{w,\gamma=1 \\ (w<\gamma)}}^{\rho} [(z_{w\gamma\gamma}^{(v)} - z_w^{(v)}) z_{w\gamma\gamma}^{(\mu)} + (z_{ww\gamma}^{(v)} - z_{\gamma}^{(v)}) z_{ww\gamma}^{(\mu)}], \quad (\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l);$$

$$B_{\mu}^{(l)(\rho=2)} = \frac{1}{2} \sum_{w=1}^{\rho} \left\{ [6z_w^{(l)} - \sum_{j=1}^{w-1} z_{jjw}^{(l)} - \sum_{j=w}^{\rho} z_{wjj}^{(l)}] z_w^{(\mu)} + \frac{z_{www}^{(l)} z_{www}^{(\mu)}}{3} - \right. \\ \left. - z_w^{(l)} z_{www}^{(\mu)} \right\} + \frac{1}{2} \sum_{\substack{w,\gamma=1 \\ (w<\gamma)}}^{\rho} [(z_{w\gamma\gamma}^{(l)} - z_w^{(l)}) z_{w\gamma\gamma}^{(\mu)} + (z_{ww\gamma}^{(l)} - z_{\gamma}^{(l)}) z_{ww\gamma}^{(\mu)}], \quad (\mu = \overline{1, k}; \mu \neq l).$$

г) Загальний вигляд виразу для розрахунку елементів матриці $A^{(l)}$ і вектора $B^{(l)}$ (при $\rho = 2$; $(q - 2) \geq 1$; $(\eta - 2) \geq 3$; $\tau \geq 2$):

$$A_{\mu\nu}^{(l)} = r_{\mu\nu} - \sum_{i=1}^{q-2} z_i^{(v)} z_i^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{g=1}^{\tau} z_{gg}^{(v)} z_{gg}^{(\mu)} - \sum_{\substack{g,\xi=1 \\ (g<\xi)}}^{\tau} z_{g\xi}^{(v)} z_{g\xi}^{(\mu)} - \\ - \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta-2} \left\{ z_{ppp}^{(v)} - \frac{1}{4} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jip}^{(v)} - z_{ppp}^{(v)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta-2} [5z_{ppj}^{(v)} - z_{jij}^{(v)}] \right) \right\} z_{ppp}^{(\mu)} - \\ - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p<s)}}^{\eta-2} \left\{ z_{pss}^{(v)} - \frac{1}{5} z_{ppp}^{(v)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jip}^{(v)} - z_{ppp}^{(v)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta-2} [5z_{ppj}^{(v)} - z_{jij}^{(v)}] \right) \right\} z_{pss}^{(\mu)} - \\ - \sum_{\substack{p,s,r=1 \\ (p<s<r)}}^{\eta-2} z_{psr}^{(v)} z_{psr}^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{w=1}^{\rho} \left\{ [6z_w^{(v)} - \sum_{j=1}^{w-1} z_{jjw}^{(v)} - \sum_{j=w}^{\rho} z_{wjj}^{(v)}] z_w^{(\mu)} + \frac{z_{www}^{(v)} z_{www}^{(\mu)}}{3} - \right. \\ \left. - z_w^{(v)} z_{www}^{(\mu)} \right\} - \frac{1}{2} \sum_{\substack{w,\gamma=1 \\ (w<\gamma)}}^{\rho} [(z_{w\gamma\gamma}^{(v)} - z_w^{(v)}) z_{w\gamma\gamma}^{(\mu)} + (z_{ww\gamma}^{(v)} - z_{\gamma}^{(v)}) z_{ww\gamma}^{(\mu)}], \\ (\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l);$$

$$\begin{aligned}
B_{\mu}^{(l)} = & r_{\mu l} - \sum_{i=1}^{q-2} z_i^{(l)} z_i^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{g=1}^{\tau} z_{gg}^{(l)} z_{gg}^{(\mu)} - \sum_{\substack{g,\xi=1 \\ (g<\xi)}}^{\tau} z_{g\xi}^{(l)} z_{g\xi}^{(\mu)} - \\
& - \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta-2} \left\{ z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{4} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta-2} [5z_{ppj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{ppp}^{(\mu)} - \\
& - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p<s)}}^{\eta-2} \left\{ z_{pss}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta-2} [5z_{ppj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{pss}^{(\mu)} - \\
& - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p<s)}}^{\eta-2} \left\{ z_{pps}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{sss}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{s-1} [5z_{jjs}^{(l)} - z_{sss}^{(l)}] + \sum_{j=s+1}^{\eta-2} [5z_{ssj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{pps}^{(\mu)} - \\
& - \sum_{\substack{p,s,r=1 \\ (p<s<r)}}^{\eta-2} z_{psr}^{(l)} z_{psr}^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{w=1}^{\rho} \left\{ [6z_w^{(l)} - \sum_{j=1}^{w-1} z_{jjw}^{(l)} - \sum_{j=w}^{\rho} z_{wjj}^{(l)}] z_w^{(\mu)} + \frac{z_{www}^{(l)} z_{www}^{(\mu)}}{3} - \right. \\
& \left. - z_w^{(l)} z_{www}^{(\mu)} \right\} - \frac{1}{2} \sum_{\substack{w,\gamma=1 \\ (w<\gamma)}}^{\rho} [(z_{w\gamma\gamma}^{(l)} - z_w^{(l)}) z_{w\gamma\gamma}^{(\mu)} + (z_{w\gamma\gamma}^{(l)} - z_{\gamma}^{(l)}) z_{w\gamma\gamma}^{(\mu)}], \quad (\mu = \overline{1, k}; \mu \neq l).
\end{aligned}$$

Ситуація III. Збіг трьох і більше факторів у сукупностях значущих факторів першого і третього порядку, тобто загальній вибірці належить більше двох елементів ($\rho \geq 3$). Тоді:

а) Для коефіцієнтів першого порядку:

$$a_w^{(l)} = \frac{1}{2} \left\{ (\rho + 4) z_w^{(l)} - \sum_{j=1}^{w-1} z_{jjw}^{(l)} - \sum_{j=w}^{\rho} z_{wjj}^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} \left[(\rho + 4) z_w^{(v)} - \sum_{j=1}^{w-1} z_{jjw}^{(v)} - \sum_{j=w}^{\rho} z_{wjj}^{(v)} \right] \right\},$$

($w = \overline{1, \rho}$).

б) Для коефіцієнтів третього порядку:

$$a_{www}^{(l)} = \frac{1}{6} \left[z_{www}^{(l)} - 3z_w^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} (z_{www}^{(v)} - 3z_w^{(v)}) \right], \quad (w = \overline{1, \rho});$$

$$a_{wss}^{(l)} = \frac{1}{2} \left[z_{w\gamma\gamma}^{(l)} - z_w^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} (z_{w\gamma\gamma}^{(v)} - z_w^{(v)}) \right], \quad (w < \gamma = \overline{1, \rho});$$

$$a_{wvs}^{(l)} = \frac{1}{2} \left[z_{ww\gamma}^{(l)} - z_\gamma^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} (z_{wws}^{(v)} - z_\gamma^{(v)}) \right], \quad (w < \gamma = \overline{1, \rho});$$

$$a_{w\gamma\beta}^{(l)} = z_{w\gamma\beta}^{(l)} - \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} z_{w\gamma\beta}^{(v)}, \quad (w < \gamma < \beta = \overline{1, \rho}).$$

в) Для елементів матриці $A^{(l)}$ й вектора $B^{(l)}$:

$$\begin{aligned} A_{\mu\nu}^{(l)(\rho \geq 3)} &= \frac{1}{2} \sum_{w=1}^{\rho} \{ [(\rho + 4)z_w^{(v)} - \sum_{j=1}^{w-1} z_{jjw}^{(v)} - \sum_{j=w}^{\rho} z_{wjj}^{(v)}] z_w^{(\mu)} + \frac{z_{www}^{(v)} z_{www}^{(\mu)}}{3} - \\ &- z_w^{(v)} z_{www}^{(\mu)} \} + \frac{1}{2} \sum_{\substack{w,\gamma=1 \\ (w < \gamma)}}^{\rho} [(z_{w\gamma\gamma}^{(v)} - z_w^{(v)}) z_{w\gamma\gamma}^{(\mu)} + (z_{ww\gamma}^{(v)} - z_\gamma^{(v)}) z_{ww\gamma}^{(\mu)}] + \sum_{\substack{w,\gamma,\beta=1 \\ (w < \gamma < \beta)}}^{\rho} z_{w\gamma\beta}^{(v)} z_{w\gamma\beta}^{(\mu)}, \\ & \quad (\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l); \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} B_{\mu}^{(l)(\rho \geq 3)} &= \frac{1}{2} \sum_{w=1}^{\rho} \{ [(\rho + 4)z_w^{(l)} - \sum_{j=1}^{w-1} z_{jjw}^{(l)} - \sum_{j=w}^{\rho} z_{wjj}^{(l)}] z_w^{(\mu)} + \frac{z_{www}^{(l)} z_{www}^{(\mu)}}{3} - \\ &- z_w^{(l)} z_{www}^{(\mu)} \} + \frac{1}{2} \sum_{\substack{w,\gamma=1 \\ (w < \gamma)}}^{\rho} [(z_{w\gamma\gamma}^{(l)} - z_w^{(l)}) z_{w\gamma\gamma}^{(\mu)} + (z_{ww\gamma}^{(l)} - z_\gamma^{(l)}) z_{ww\gamma}^{(\mu)}] + \sum_{\substack{w,\gamma,\beta=1 \\ (w < \gamma < \beta)}}^{\rho} z_{w\gamma\beta}^{(l)} z_{w\gamma\beta}^{(\mu)}, \\ & \quad (\mu = \overline{1, k}; \mu \neq l). \end{aligned}$$

г) Загальний вигляд виразу для розрахунку елементів матриці $A^{(l)}$ і вектора $B^{(l)}$ (при $\rho \geq 3$; $(q - \rho) \geq 1$; $(\eta - \rho) \geq 3$; $\tau \geq 2$):

$$\begin{aligned}
A_{\mu\nu}^{(l)} = & r_{\mu\nu} - \sum_{i=1}^{q-\rho} z_i^{(\nu)} z_i^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{g=1}^{\tau} z_{gg}^{(\nu)} z_{gg}^{(\mu)} - \sum_{\substack{g=1 \\ (g<\xi)}}^{\tau} \sum_{\xi=1}^{\tau} z_{g\xi}^{(\nu)} z_{g\xi}^{(\mu)} - \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta-\rho} \left\{ z_{ppp}^{(\nu)} - \frac{1}{4} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(\nu)} - \right. \right. \\
& \left. \left. - z_{ppp}^{(\nu)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta-\rho} [5z_{ppj}^{(\nu)} - z_{jjj}^{(\nu)}] \right) \right\} z_{ppp}^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p=1 \\ (p<s)}}^{\eta-\rho} \sum_{s=1}^{\eta-\rho} \left\{ z_{pss}^{(\nu)} - \frac{1}{5} z_{ppp}^{(\nu)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(\nu)} - z_{ppp}^{(\nu)}] + \right. \right. \\
& \left. \left. + \sum_{j=p+1}^{\eta-\rho} [5z_{ppj}^{(\nu)} - z_{jjj}^{(\nu)}] \right) \right\} z_{pss}^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p=1 \\ (p<s)}}^{\eta-\rho} \sum_{s=1}^{\eta-\rho} \left\{ z_{pps}^{(\nu)} - \frac{1}{5} z_{sss}^{(\nu)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{s-1} [5z_{jjs}^{(\nu)} - z_{sss}^{(\nu)}] + \right. \right. \\
& \left. \left. + \sum_{j=s+1}^{\eta-\rho} [5z_{ssj}^{(\nu)} - z_{jjj}^{(\nu)}] \right) \right\} z_{pps}^{(\mu)} - \sum_{\substack{p=1 \\ (p<s<r)}}^{\eta-\rho} \sum_{s=1}^{\eta-\rho} \sum_{r=1}^{\eta-\rho} z_{psr}^{(\nu)} z_{psr}^{(\mu)} - \\
& - \frac{1}{2} \sum_{w=1}^{\rho} \left\{ \left[(\rho+4)z_w^{(\nu)} - \sum_{j=1}^{w-1} z_{jjw}^{(\nu)} - \sum_{j=w}^{\rho} z_{wjj}^{(\nu)} \right] z_w^{(\mu)} + \frac{z_{www}^{(\nu)} z_{www}^{(\mu)}}{3} - z_w^{(\nu)} z_{www}^{(\mu)} \right\} - \\
& - \frac{1}{2} \sum_{\substack{w=1 \\ (w<\gamma)}}^{\rho} \sum_{\gamma=1}^{\rho} [(z_{w\gamma\gamma}^{(\nu)} - z_w^{(\nu)}) z_{w\gamma\gamma}^{(\mu)} + (z_{ww\gamma}^{(\nu)} - z_{\gamma}^{(\nu)}) z_{ww\gamma}^{(\mu)}] - \sum_{w=1}^{\rho} \sum_{\substack{\gamma=1 \\ (w<\gamma<\beta)}}^{\rho} \sum_{\beta=1}^{\rho} z_{w\gamma\beta}^{(\nu)} z_{w\gamma\beta}^{(\mu)}, \\
& \qquad \qquad \qquad (\mu, \nu = \overline{1, k}; \nu, \mu \neq l).
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
B_{\mu}^{(l)} = & r_{\mu l} - \sum_{i=1}^{q-\rho} z_i^{(l)} z_i^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{g=1}^{\tau} z_{gg}^{(l)} z_{gg}^{(\mu)} - \sum_{\substack{g,\xi=1 \\ (g<\xi)}}^{\tau} z_{g\xi}^{(l)} z_{g\xi}^{(\mu)} - \\
& - \frac{1}{15} \sum_{p=1}^{\eta-\rho} \left\{ z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{4} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta-\rho} [5z_{ppj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{ppp}^{(\mu)} - \\
& - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p<s)}}^{\eta-\rho} \left\{ z_{pss}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta-\rho} [5z_{ppj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{pss}^{(\mu)} - \\
& - \frac{1}{2} \sum_{\substack{p,s=1 \\ (p<s)}}^{\eta-\rho} \left\{ z_{pps}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{sss}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{s-1} [5z_{jjs}^{(l)} - z_{sss}^{(l)}] + \sum_{j=s+1}^{\eta-\rho} [5z_{ssj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right\} z_{pps}^{(\mu)} -
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& - \sum_{\substack{p,s,r=1 \\ (p<s<r)}}^{\eta-\rho} z_{psr}^{(l)} z_{psr}^{(\mu)} - \frac{1}{2} \sum_{w=1}^{\rho} \{ [(\rho+4)z_p^{(l)} - \sum_{j=1}^{w-1} z_{jjw}^{(l)} - \sum_{j=w}^{\rho} z_{wjj}^{(l)}] z_w^{(\mu)} + \\
& + \frac{z_{www}^{(l)} z_{www}^{(\mu)}}{3} - z_w^{(l)} z_{www}^{(\mu)} \} - \frac{1}{2} \sum_{\substack{w,\gamma=1 \\ (w<\gamma)}}^{\rho} [(z_{w\gamma\gamma}^{(l)} - z_w^{(l)}) z_{w\gamma\gamma}^{(\mu)} + (z_{ww\gamma}^{(l)} - z_{\gamma}^{(l)}) z_{ww\gamma}^{(\mu)}] - \\
& - \sum_{\substack{w,\gamma,\beta=1 \\ (w<\gamma<\beta)}}^{\rho} z_{w\gamma\beta}^{(l)} z_{w\gamma\beta}^{(\mu)}, \quad (\mu = \overline{1, k}; \mu \neq l).
\end{aligned}$$

2.3.3 Визначення коефіцієнтів апроксимуючих поліномів третього порядку у разі відсутності збігів у сукупностях значущих факторів між рівняннями системи

Вище представлені вирази для розрахунку коефіцієнтів системи рівнянь (2.1) стосуються тільки різних випадків збігів значущих факторів l -го рівняння зі значущими факторами ν -го і μ -го рівнянь. Якщо ж значущі фактори l -го рівняння не збігаються з ν -м і μ -м, то з виразів для визначення коефіцієнтів виключаються члени, які визначають вплив обернених зв'язків. У такому випадку, коефіцієнти обернених зв'язків розраховуються тільки для збіжних у рівняннях факторів.

Систему твірних функцій (2.4)-(1.7) для одержання оцінок шуканих коефіцієнтів системи рівнянь (2.1), без наявності обернених зв'язків, можна представити в такому вигляді:

$$\begin{aligned}
z_0^{(l)} &= a_0^{(l)} + \sum_{\substack{i,j=1 \\ (i \leq j)}}^m a_{ij}^{(l)} M[x_i x_j] = 0, \\
z_p^{(l)} &= \sum_{i=1}^m a_i^{(l)} M[x_i x_p] + \sum_{\substack{i,j,t=1 \\ (i \leq j \leq t)}}^m a_{ijt}^{(l)} M[x_i x_j x_t x_p], \quad (p = \overline{1, m}),
\end{aligned}$$

$$z_{ps}^{(l)} = a_0^{(l)} M[x_p x_s] + \sum_{\substack{i,j=1 \\ (i \leq j)}}^m a_{ij}^{(l)} M[x_p x_s x_i x_j], \quad (p \leq s = \overline{1, m}),$$

$$z_{psr}^{(l)} = \sum_{i=1}^m a_i^{(l)} M[x_i x_p x_s x_r] + \sum_{\substack{i,j,t=1 \\ (i \leq j \leq t)}}^m a_{ijt}^{(l)} M[x_i x_j x_t x_p x_s x_r], \quad (p \leq s \leq r = \overline{1, m}).$$

Наведемо кінцеві формули для визначення коефіцієнтів системи поліномів третього порядку для незбіжних значущих факторів відповідно до вище представленої послідовності, увівши позначення для кількості значень вибірок незбіжних значущих факторів: q' - першого порядку, τ' - другого, η' - третього, ρ' - пересічена вибірка збіжних факторів першого й третього порядку:

Для коефіцієнтів другого порядку $a_{gg}, a_{g\xi}$, а так само a_0 :

а) За умови $\tau' \geq 2$

$$a_0^{(l)} = -\sum_{g=1}^{\tau'} a_{gg}^{(l)}, \quad (l = \overline{1, k}),$$

$$a_{gg}^{(l)} = \frac{z_{gg}^{(l)}}{2}, \quad (g = \overline{1, \tau'}),$$

$$a_{g\xi}^{(l)} = z_{g\xi}^{(l)}, \quad (g < \xi = \overline{1, \tau'}).$$

б) За умови $\tau' = 1$

$$a_0^{(l)} = -\sum_{g=1}^{\tau'} a_{gg}^{(l)}, \quad (l = \overline{1, k}),$$

$$a_{gg}^{(l)} = \frac{z_{gg}^{(l)}}{2}, \quad (g = \overline{1, \tau'}).$$

Для пп. 2.3.1:

1. За умови $q' \geq 1; \eta' = 1$.

а) Для коефіцієнтів першого порядку:

$$a_i^{(l)} = z_i^{(l)}, \quad (i = \overline{1, q'});$$

б) Для коефіцієнтів третього порядку:

$$a_{ppp}^{(l)} = \frac{1}{15} z_{ppp}^{(l)}, \quad (p = \overline{1, \eta'});$$

2. За умови $q' \geq 1; \eta' = 2$.

б) Для коефіцієнтів третього порядку:

$$a_{ppp}^{(l)} = \frac{1}{12} [z_{ppp}^{(l)} - z_{pss}^{(l)}], \quad (p > s = \overline{1, \eta'});$$

$$a_{sss}^{(l)} = \frac{1}{12} [z_{sss}^{(l)} - z_{ssp}^{(l)}], \quad (s > p = \overline{1, \eta'});$$

$$a_{pss}^{(l)} = \frac{1}{12} [5z_{pss}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}], \quad (s > p = \overline{1, \eta'});$$

$$a_{pps}^{(l)} = \frac{1}{12} [5z_{pps}^{(l)} - z_{sss}^{(l)}], \quad (p > s = \overline{1, \eta'});$$

3. За умови $q' \geq 1; \eta' \geq 3$.

б) Для коефіцієнтів третього порядку:

$$a_{ppp}^{(l)} = \frac{1}{15} \left[z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{4} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta'} [5z_{ppj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right], \quad (p = \overline{1, \eta'})$$

$$a_{pss}^{(l)} = \frac{1}{2} \left[z_{pss}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{ppp}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{p-1} [5z_{jjp}^{(l)} - z_{ppp}^{(l)}] + \sum_{j=p+1}^{\eta'} [5z_{ppj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right],$$

$$(s > p = \overline{1, \eta'})$$

$$a_{pps}^{(l)} = \frac{1}{2} \left[z_{pps}^{(l)} - \frac{1}{5} z_{sss}^{(l)} - \frac{1}{30} \left(\sum_{j=1}^{s-1} [5z_{jjs}^{(l)} - z_{sss}^{(l)}] + \sum_{j=s+1}^{\eta'} [5z_{ssj}^{(l)} - z_{jjj}^{(l)}] \right) \right],$$

$$(s > p = \overline{1, \eta'})$$

$$a_{psr}^{(l)} = z_{psr}^{(l)}, \quad (p < s < r = \overline{1, \eta'}).$$

Для пп.2.3.2:

Ситуація I.

а) Для коефіцієнтів першого порядку:

$$a_w^{(l)} = \frac{1}{2} [5z_w^{(l)} - z_{www}^{(l)}].$$

б) Для коефіцієнтів третього порядку:

$$a_{www}^{(l)} = \frac{1}{6} [z_{www}^{(l)} - 3z_w^{(l)}].$$

Ситуація II.

а) Для коефіцієнтів першого порядку:

$$a_w^{(l)} = \frac{1}{2} \left\{ 6z_w^{(l)} - \sum_{j=1}^{w-1} z_{jjw}^{(l)} - \sum_{j=w}^{\rho'} z_{wjj}^{(l)} \right\}, \quad (w = \overline{1, \rho'}).$$

б) Для коефіцієнтів третього порядку:

$$a_{www}^{(l)} = \frac{1}{6} [z_{www}^{(l)} - 3z_w^{(l)}], \quad (w = \overline{1, \rho'});$$

$$a_{wss}^{(l)} = \frac{1}{2} [z_{w\gamma\gamma}^{(l)} - z_w^{(l)}], \quad (w < \gamma = \overline{1, \rho'});$$

$$a_{wsw}^{(l)} = \frac{1}{2} [z_{w\gamma\gamma}^{(l)} - z_\gamma^{(l)}], \quad (w < \gamma = \overline{1, \rho'}).$$

Ситуація III.

а) Для коефіцієнтів першого порядку:

$$a_w^{(l)} = \frac{1}{2} \left\{ (\rho' + 4)z_w^{(l)} - \sum_{j=1}^{w-1} z_{jjw}^{(l)} - \sum_{j=w}^{\rho'} z_{wjj}^{(l)} \right\}, \quad (w = \overline{1, \rho'}).$$

б) Для коефіцієнтів третього порядку:

$$a_{www}^{(l)} = \frac{1}{6} [z_{www}^{(l)} - 3z_w^{(l)}], \quad (w = \overline{1, \rho'});$$

$$a_{wss}^{(l)} = \frac{1}{2} [z_{w\gamma\gamma}^{(l)} - z_w^{(l)}], \quad (w < \gamma = \overline{1, \rho'});$$

$$a_{w\gamma}^{(l)} = \frac{1}{2} [z_{w\gamma}^{(l)} - z_{\gamma}^{(l)}] \quad (w < \gamma = \overline{1, \rho'});$$

$$a_{w\gamma}^{(l)} = z_{w\gamma}^{(l)}, \quad (w < \gamma < \beta = \overline{1, \rho'}).$$

Таким чином, оптимальна вдосконалена регресійна модель буде мати вигляд системи рівнянь

$$\hat{y}_l = a_0^{(l)} + \sum_{i=1}^{\zeta} a_i^{(l)} x_i + \sum_{\substack{i=1 \\ (i \leq j)}}^{\xi} \sum_{j=1}^{\eta} a_{ij}^{(l)} x_i x_j + \sum_{i=1}^{\gamma} \sum_{\substack{j=1 \\ (i \leq j \leq s)}}^{\beta} \sum_{s=1}^w a_{ijs}^{(l)} x_i x_j x_s + \sum_{\substack{v=1 \\ (v \neq l)}}^k \alpha_v^{(l)} \hat{y}_v, \quad (l = \overline{1, \varepsilon}),$$

де $\{\zeta, \xi, \eta, \gamma, \beta, w\} \in R_x$, R_x – вихідна множина факторів; \hat{y}_v – модельне значення v -го значущого відгуку, k – кількість значущих відгуків для l -го рівняння (відгуку), ε – загальна кількість відгуків (кількість репрезентативних векторів головного компонента в окремому місяці).

Висновки до розділу 2

1. Більшість гідрометеорологічних характеристик, як правило, статистично пов'язані між собою і відповідно, можуть мати загальні діючі фактори. У такому разі систему рівнянь у моделі, логічніше представляти у вигляді апроксимуючих поліномів з оберненими зв'язками.
2. Обернені зв'язки дозволяють виділити ту частину загального значущого фактора для l -го й μ -го відгуків, що впливає на l -й відгук через взаємодію з μ -им відгуком. Це дає додаткові можливості досліднику для аналізу особливостей роботи моделі, зокрема те, яким чином представлений статистичний зв'язок відгуку зі значущим фактором в l -му рівнянні.
3. Однією з вимог, що висуваються до факторів у моделі, є їх ортогональність, яка дозволяє використовувати у вихідній вибірці велику кількість факторів без

погіршення інформативності моделі й природно повинна підвищувати ступінь об'єктивності моделювання.

4. Застосування методу ймовірнісної апроксимації дає можливість отримати систему твірних функцій для оцінки на основі статистичних сукупностей факторів і відгуків коефіцієнтів системи лінійної й нелінійної частини рівнянь регресії, а також коефіцієнтів обернених зв'язків. Принципи методу ймовірнісної апроксимації при побудові моделі дозволяють використовувати в алгоритмах розрахунку її параметрів вибірки змінних різних розмірів сукупностей.

5. Розглянуто ситуації формування вибірок значущих діючих факторів, при яких використання моделі в первісному вигляді може призвести до зниження точності (чутливості) визначення параметрів на виході моделі. Для цих ситуацій визначені системи твірних функцій, які дозволяють одержати вирази для розрахунку параметрів модифікованої моделі.

РОЗДІЛ 3

ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛІВ КЛАСТЕРІВ У ПОЛЯХ ВИХІДНИХ ХАРАКТЕРИСТИК

3.1 Універсальний ітераційний метод кластеризації даних

Однією з вимог, які ставляться до діючих факторів є їх ортогональність [140, 141]. Крім того, при побудові статистичних моделей завжди прагнуть здійснити процедуру стиску інформації про діючі фактори. Це зменшує громіздкість моделей і сприяє одержанню більш достовірних значень її параметрів.

Крім того, з метою виявлення особливостей у розподілах характеристик тепло- і вологообміну в приповерхневому шарі атмосфери, а також характеристик тепло-, вологовмісту на поверхнях 850 гПа й 700 гПа, перед формуванням векторів станів атмосфери для підготовки вихідної вибірки, до них був застосований розроблений автором метод кластерного аналізу під назвою «Універсальний ітераційний метод кластеризації даних».

Універсальний ітераційний метод кластеризації даних (УІМКД) [145].

Перше застосування кластерного аналізу відбулось у соціології. Назва кластерний аналіз походить від англійського слова cluster – грона, скупчення. Вперше в 1939 році був визначений предмет кластерного аналізу й здійснений його опис дослідником Тріоном [163]. Головне призначення кластерного аналізу - розбиття множини досліджуваних об'єктів і ознак на однорідні у відповідному розумінні групи або кластери. Це означає, що вирішується задача класифікації даних і виявлення в ній відповідної структури. Методи кластерного аналізу можна застосовувати у різноманітних випадках, навіть у тих випадках, коли мова йде про просте угруповання, у якому все зводиться до

утворення груп за кількісною подібністю. Велике достоїнство кластерного аналізу в тім, що він дозволяє здійснювати розбиття об'єктів не за одним параметром, а за цілим набором ознак. Крім того, кластерний аналіз на відміну від більшості математико-статистичних методів не накладає ніяких обмежень на вид розглянутих об'єктів і дозволяє розглядати множину вихідних даних практично довільної природи.

Кластерний аналіз дозволяє розглядати досить великий обсяг інформації і різко скорочувати, стискати великі масиви різних даних, робити їх компактними й наочними. Важливе значення кластерний аналіз має стосовно до сукупностей 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 здійснюється доти, поки не будуть досягнуті необхідні результати. При цьому кожен цикл тут може надавати інформацію, здатну сильно змінити спрямованість і підходи щодо подальшого застосування кластерного аналізу. Цей процес можна представити системою із оберненим зв'язком. У задачах прогнозування досить перспективне поєднання кластерного аналізу з іншими кількісними методами (наприклад, з регресійним аналізом). Як і будь-який інший метод, кластерний аналіз має певні недоліки й обмеження: зокрема, склад і кількість кластерів залежить від обраних критеріїв розбиття. При зведенні вихідного масиву даних до більш компактного вигляду можуть виникнути певні перекручування, а також можуть втрачатися індивідуальні риси окремих об'єктів за рахунок заміни їх характеристиками узагальнених значень параметрів кластера. При проведенні класифікації об'єктів дуже часто ігнорується можливість відсутності в розглянутій сукупності яких-небудь значень кластерів.

Існує велика кількість літератури, де докладно описані різні методи

проведення кластерного аналізу [140, 163-170]. Однак ідеального алгоритму не існує й потенційно не може існувати [169]. Можна створити досить якісний алгоритм, який дасть добре зрозумілі результати, наприклад, у медицині, але при застосуванні в інших галузях науки, отримані результати можуть бути сумнівними.

В 2003 році був розроблений алгоритм УАІМКА (Універсальний адаптивний ітераційний метод кластерного аналізу) [171, 172], 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 значущі коефіцієнти кореляції, які використовувалися як критерій в УАІМКА, могли б викликати неоднозначне тлумачення. Використання ж внутрішньокластерних і міжкластерних дисперсій для визначення відмінностей, або таких критеріїв, як індекс Данна, індекс Calinski-Harabasz, індекс Девіса-Болдуїна і т.д. при кластеризації гідрометеорологічних даних, не завжди доречно, відповідно як і критерію Фішера (у вигляді відношення сумарної дисперсії до такої, яка зменшується за ранжованим рядом, або ж відносини дисперсій двох випадкових величин) в якості єдиного, що визначає ті ж самі відмінності, оскільки в залежності від розглянутої характеристики, яка знаходиться під впливом одного глобального процесу, можна отримати, наприклад, один кластер там, де їх декілька. Це може зумовити помилкові судження стосовно фізики процесу.

В зв'язку із зазначеним, було обрано дещо інший підхід до критеріїв кластеризації, з акцентом на виявлення неоднорідностей кластерів за допомогою відомих параметричних і непараметричних критеріїв Фішера, Крамера-Уелча і Лемана-Розеблатта, застосування яких в математичній статистиці до незалежних безперервних випадкових величин з невідомими

законами розподілу є найбільш аргументованим [173-177].

Відомо [170, 178], що найвищий степінь 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 справедлива альтернативна гіпотеза: $H_1: F(x) \neq G(x)$, хоча б при одному значенні аргументу x . Якщо гіпотеза H_0 приймається, то вибірки можна об'єднати в одну, якщо ні, те не можна.

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

Критерії Фішера й Крамера-Уелча досить добре розглянуті в [177, 179]. Тому наведемо лише кінцеві формули які їх визначають:

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

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

де S_x^2 - незміщена оцінка дисперсії випадкової величини x , S_y^2 - незміщена оцінка дисперсії випадкової величини y ; \bar{x} і \bar{y} - середні значення випадкових величин x і y ; m і n - обсяги випадкових вибірок x і y .

Необхідно відзначити, що застосування критерію Крамера-Уелча не менш обгрунтовано, ніж застосування критерію Стьюдента. Додаткова перевага - не потрібна рівність дисперсій S_x^2 і S_y^2 [170, 175]. Тому, для перевірки однорідності математичних сподівань (гіпотеза H_0) доцільно застосовувати

критерій Крамера-Уелча [170, 175].

Критерії перевірки гіпотез про дисперсії на відміну від гіпотез про середні досить чутливі до будь-яких відхилень від припущень, в умовах яких вони були отримані. І також відсутня або суперечлива інформація щодо потужності відповідних критеріїв [173].

Невідхилення гіпотез, що перевіряються, про рівність середніх і (або) рівності дисперсій ще не свідчить про належність вибірок до однієї й тієї ж генеральної сукупності. Це свідчить лише про можливу рівність числових характеристик, але не законів розподілу. Вибір же критеріїв перевірки гіпотез щодо законів розподілу, які відповідають двом вибіркам, більш скромний. Як правило, на практиці використовується або критерій Смирнова, або критерій Лемана-Розенблатта [178]. Перевага використання цих критеріїв для перевірки однорідності докладно висвітлювалась в [177, 178]. В роботах [170, 173] було показано, що для критерію типу омега-квадрат (ω^2) немає вираженого ефекту відмінності між номінальними й реальними рівнями значущості. Тому рекомендовано для перевірки однорідності функцій розподілу (гіпотеза H_0) застосовувати статистику A типу омега-квадрат, а за відсутності методичного, табличного або програмного забезпечення для статистики Лемана-Розенблатта рекомендовано використовувати критерій Смирнова.

Розглянемо критерій Лемана-Розенблатта згідно з тим, як він представлений в [170, 173, 178].

Статистика критерію 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 за об'єднаною

вибіркою. Легко бачити, що

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

Згідно з [177] значення статистики залежить лише від рангів елементів вибірки.

Статистику A типу омега-квадрат було запропоновано Е. Леманом [180] в 1951 р., вивчено М. Розенблаттом [181] 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, що відповідає другій вибірці. Оскільки функції розподілу незалежних вибірок безперервні, то з імовірністю $p=1$ всі вибіркові значення різні, збіги відсутні. Статистика A представляється у вигляді [178]:

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

де r_i - ранг x'_i і s_j - ранг y'_j у загальному варіаційному ряді, побудованому за об'єднаною вибіркою.

Правила прийняття рішень при перевірці однорідності двох вибірок на основі статистики типу омега-квадрат (ω^2), так само як і статистики Смирнова, на основі критичних значень залежно від рівнів значущості і об'ємів сукупностей випадкових величин наведені в таблицях [182].

В розробленому методі (УІМКД) як вихідна інформація виступає матриця $X = (x_{ij})_{m \times n}$, яка містить m векторів-рядків мірності n і характеризує статистичні ряди обсягом n у m пунктах, які й повинні бути кластеризовані. Як

апріорна інформація, на відміну від інших методів, так само як і в УАІМКА, задається тільки мінімальна кількість векторів τ , які можуть скласти кластер.

Ітераційний процес в алгоритмі УІМКД складається з ряду кроків:

1-й крок: Розраховується квадратна матриця порядку m евклідових відстаней між всіма векторами матриці X

$$D = (D_{ij})_{m \times m}, \quad D_{ij} = \sqrt{\sum_{s=1}^n (x_{js} - x_{is})^2}. \quad (3.1)$$

Матриця D є симетричною. 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. У результаті одержимо матрицю D^1 вигляду

$$D^1 = \begin{pmatrix} 0 & d_{12}^{(p)} & d_{13}^{(p)} & d_{14}^{(p)} & \dots & d_{1m}^{(p)} \\ 0 & d_{22}^{(p)} & d_{23}^{(p)} & d_{24}^{(p)} & \dots & d_{2m}^{(p)} \\ 0 & d_{32}^{(p)} & d_{33}^{(p)} & d_{34}^{(p)} & \dots & d_{3m}^{(p)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & d_{m2}^{(p)} & d_{m3}^{(p)} & d_{m4}^{(p)} & \dots & d_{mm}^{(p)} \end{pmatrix}. \quad (3.2)$$

У ній здійснюється перенумерація елементів кожного рядка (p - номер стовпця, у якому розташовується елемент кожного рядка матриці (3.2) у матриці D ($p = \overline{1, m}$)).

Нехай, припустимо, ми домовились, що мінімальне число векторів, які можуть скласти кластер, дорівнює τ . Тоді аналізу піддається блок матриці (3.2), який складається з перших $\tau = \mathcal{G}$ стовпців (на першому етапі, наприклад, $\mathcal{G} = 3$).

3-й крок: Здійснюється порівняння евклідових відстаней D_{lj} ($l, j = \overline{1, m}$) з евклідовими відстанями $d_{l3}^{(p)}$. Якщо $D_{lj} \leq d_{l3}^{(p)}$ ($l = \overline{1, m}$), то j -й вектор може розглядатися як потенційний центр кластера, у який 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 загального числа j -х векторів виділяються ті, для яких $S_j \geq \tau$ (у нашому прикладі $S_j \geq 3$). Інші потенційні центри кластерів, для яких ця умова не виконується, ліквідуються.

6-й крок: Визначається число j -х векторів, що залишилися, як центрів кластерів. Нехай їх число дорівнює r ($j = r$).

7-й крок: Із загального числа m -х векторів установлюються ті, які потрапили в s -й (V_s) і q -й (V_q) кластери одночасно ($s, q = \overline{1, r}; l \neq s, q$) й здійснюється їх розведення по кластерах за визначальним правилом: $X_l \in V_s$, якщо $D_{ls} < D_{lq}$, при цьому $S_q = S_q - 1$.

8-й крок: Повторюються процедури, зазначені у 5-му і 6-му кроках.

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

10-й крок: Знаходиться максимальна з відстаней між векторами, які входять в 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: Евклідова відстань D_{fq} порівнюється з відстанями між центрами кластерів \tilde{D}_{sq} . Якщо $\tilde{D}_{sq} < D_{fq}$, то при $S_s \geq S_q$ ліквідується q -й кластер. Якщо $S_q > S_s$, то ліквідується s -й кластер.

12-й крок: Здійснюється формування попередніх центрів кластерів z_j .

13-й крок: Здійснюється розподіл по кластерах векторів вихідної вибірки відповідно до визначального правила $X \in V_j$ якщо $D_{xz_j} < D_{xz_k}$.

14-й крок: Визначається кількість векторів S_j , які 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 й q -го кластерів на основі R_j визначаються значення критерію Фішера F_j й статистики Крамера-Уелча t_j .

17-й крок: Отримані значення критерію Фішера F_j й критерію Крамера-Уелча t_j порівнюються із критичними значеннями на рівні значущості $\alpha = 0,05$ $F_{кр}$ й $t_{кр}$.

18-й крок: Якщо усі j -ї кластери на даному кроці виявляються неоднорідними стосовно один одного, здійснюється додаткова перевірка на однорідність за допомогою розрахунку критерію типу омега-квадрат (Лемана-Роземблатта) ω^2 і порівняння його із критичним значенням $\omega_{кр}^2$ на рівні значущості $\alpha = 0,05$.

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

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

21-й крок: У випадку виявлення повної неоднорідності середніх векторів R_j і початкових центрів z_j кластерів, отриманих на етапі \mathcal{G} й етапі $\mathcal{G} - g$, ($g \geq 1$) (відповідно до зазначених критеріїв), здійснюється порівняння числа кластерів N_g, N_{g-g} отриманих на відповідних етапах, за умови $N_{g-g} \geq 2$ й

$N_g \geq 2$. Якщо $N_g \geq N_{g-g}$, то \mathcal{G} етап вважається основним, і кількість неоднорідних кластерів, отриманих на подальших етапах, порівнюється з N_g . Якщо $N_{g-g} > N_g$, то $\mathcal{G} - g$ вважається основним етапом.

22-й крок: Процедура повторюється, починаючи із кроку 2 по 21-й крок доти, поки $g \leq m$.

Результати апробації методу кластерного аналізу УІМКД для характеристик тепло- і вологообміну в приповерхневому шарі повітря, а також характеристик тепло-, вологовмісту повітря на поверхнях 850 гПа й 700 гПа в районі північної частини Тихого океану наведені у роботах [183-188].

3.2 Кластерний аналіз полів вихідних характеристик в районі підстильної поверхні у Північній Атлантиці

Умови формування полів гідрометеорологічних характеристик у Північній Атлантиці істотно відрізняються від тих, які присутні в частині океану, розташованій у Південній півкулі. Вони визначаються не тільки особливостями самого водного простору, але й конфігурацією обмежуючої його суші. У зимовий час антициклональне холодне повітря, яке формується над нею в помірних широтах, виноситься сильними західними вітрами на теплу океанську поверхню, яка сприяє посиленню процесу циклогенезу. Ісландський мінімум, який підсилюється, багато в чому визначає гідрометеорологічні умови над Північною Атлантикою й над Європою. У той ж час вплив на формування полів розглянутих характеристик зони підвищеного тиску, пов'язаної з азорським максимумом, зменшується.

Кластеризація полів температур поверхні й повітря на висоті 2 м [189-191] у Північній Атлантиці (рис. 3.1-3.8) має не тільки загальні риси із кластеризацією таких же характеристик у північній частині Тихого океану, але й істотні відмінності, зокрема, зумовлені особливістю розташування Атлантичного океану (наприклад, прямий контакт із Північним льодовитим океаном).

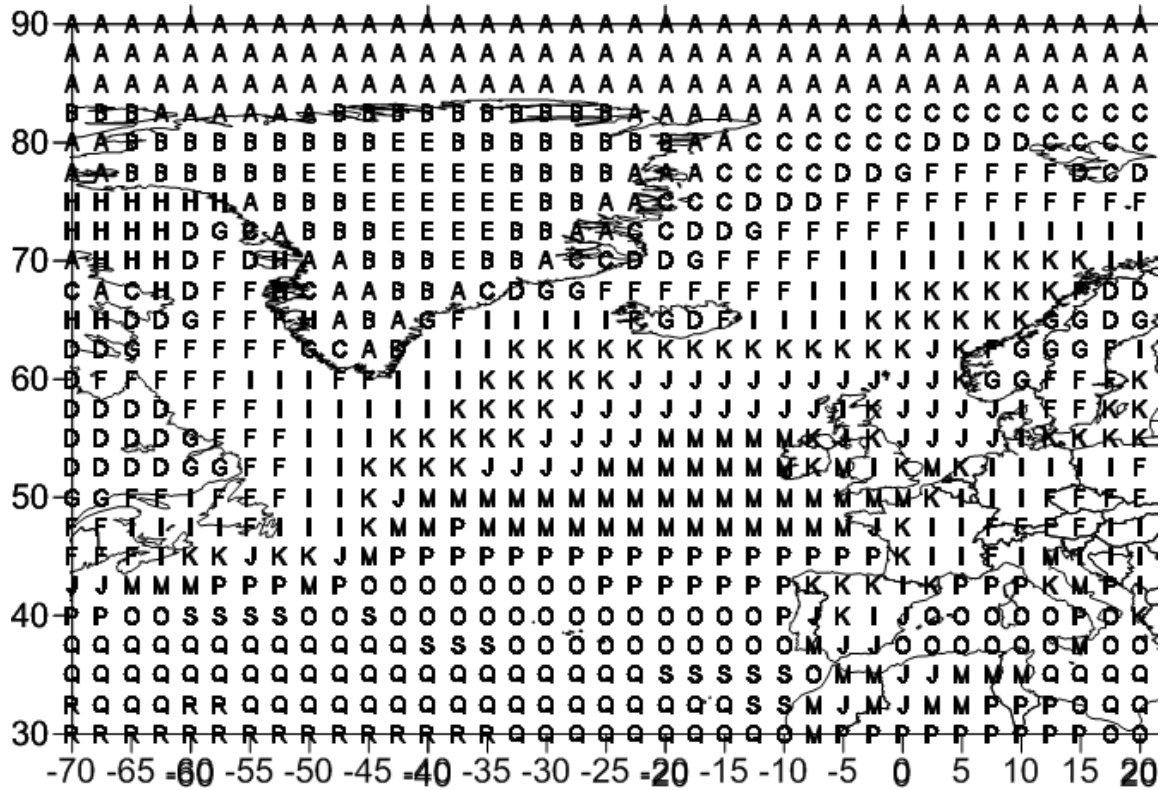


Рис. 3.1 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури підстильної поверхні у Північній Атлантиці (листопад)

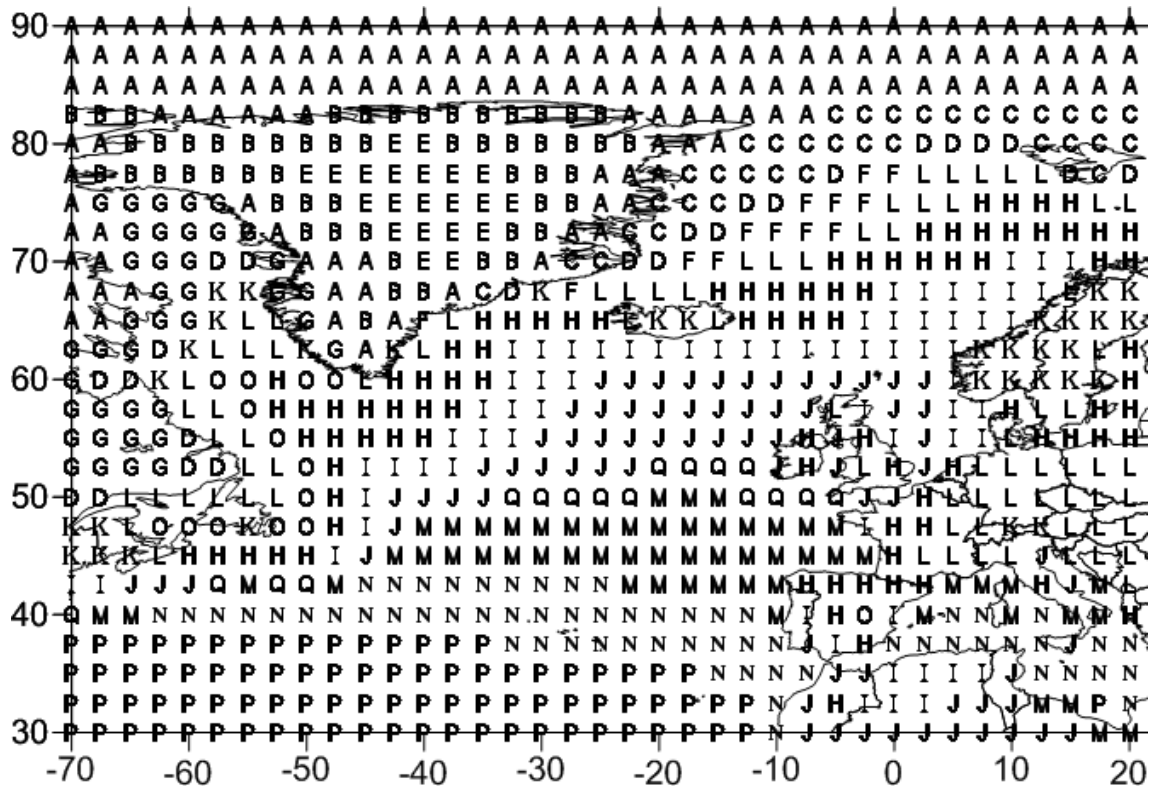


Рис. 3.2 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури підстильної поверхні у Північній Атлантиці (грудень)

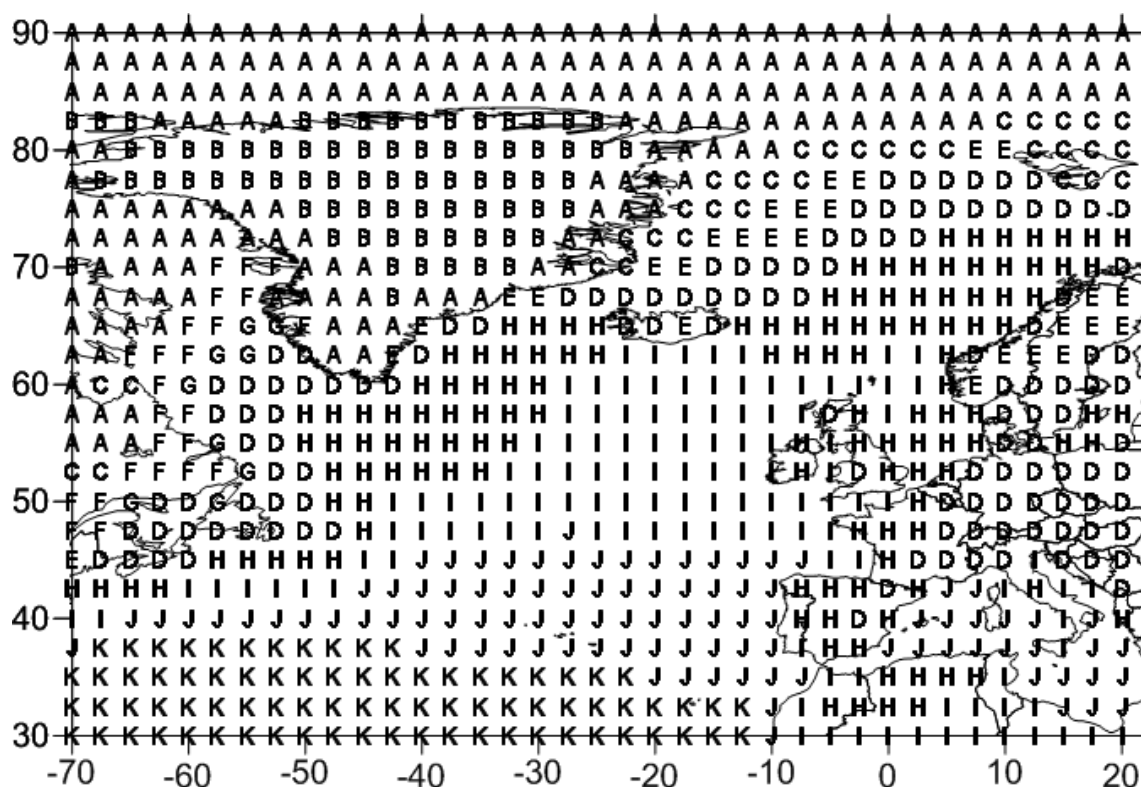


Рис. 3.3 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури підстильної поверхні у Північній Атлантиці (січень)

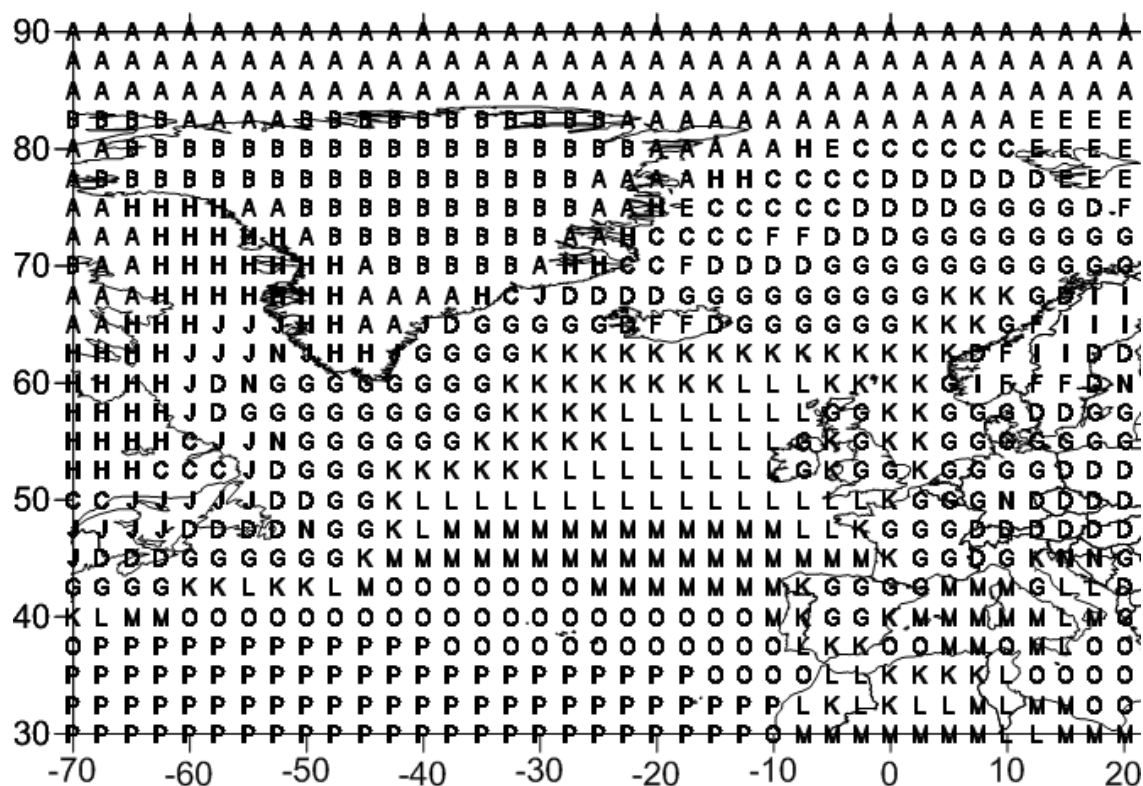


Рис. 3.4 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури підстильної поверхні у Північній Атлантиці (лютий)

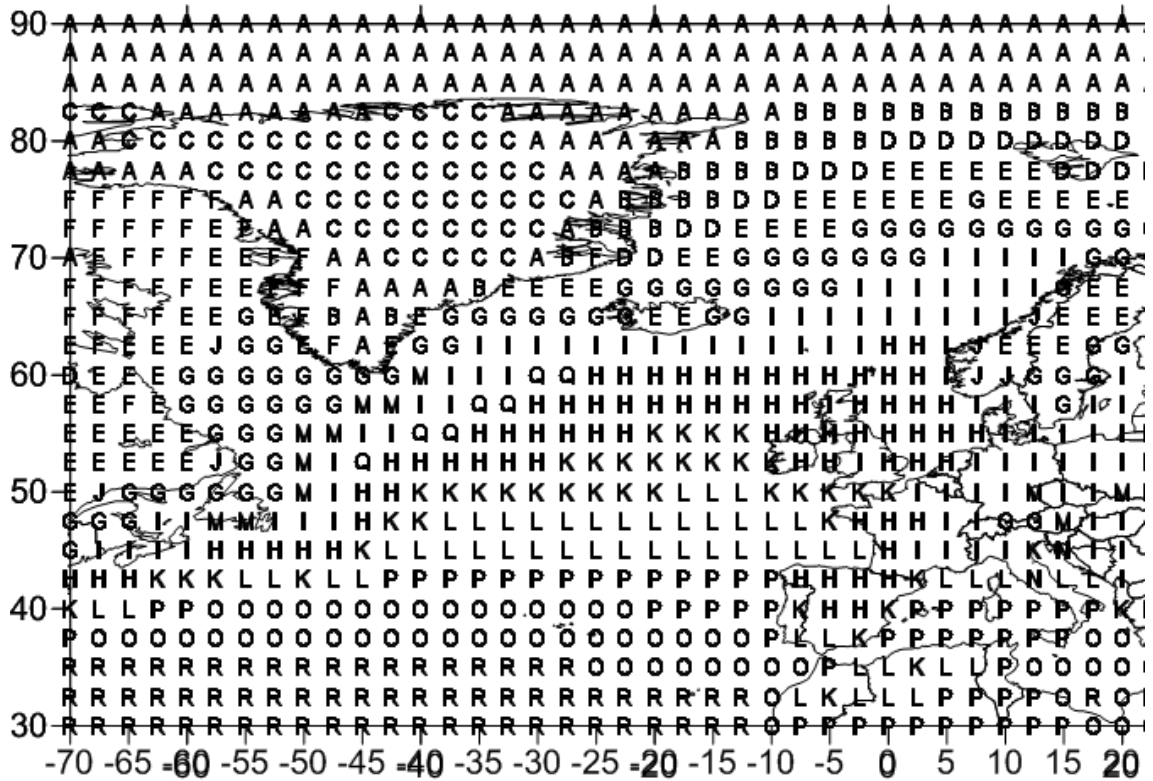


Рис. 3.5 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря на висоті 2 м у Північній Атлантиці (листопад)

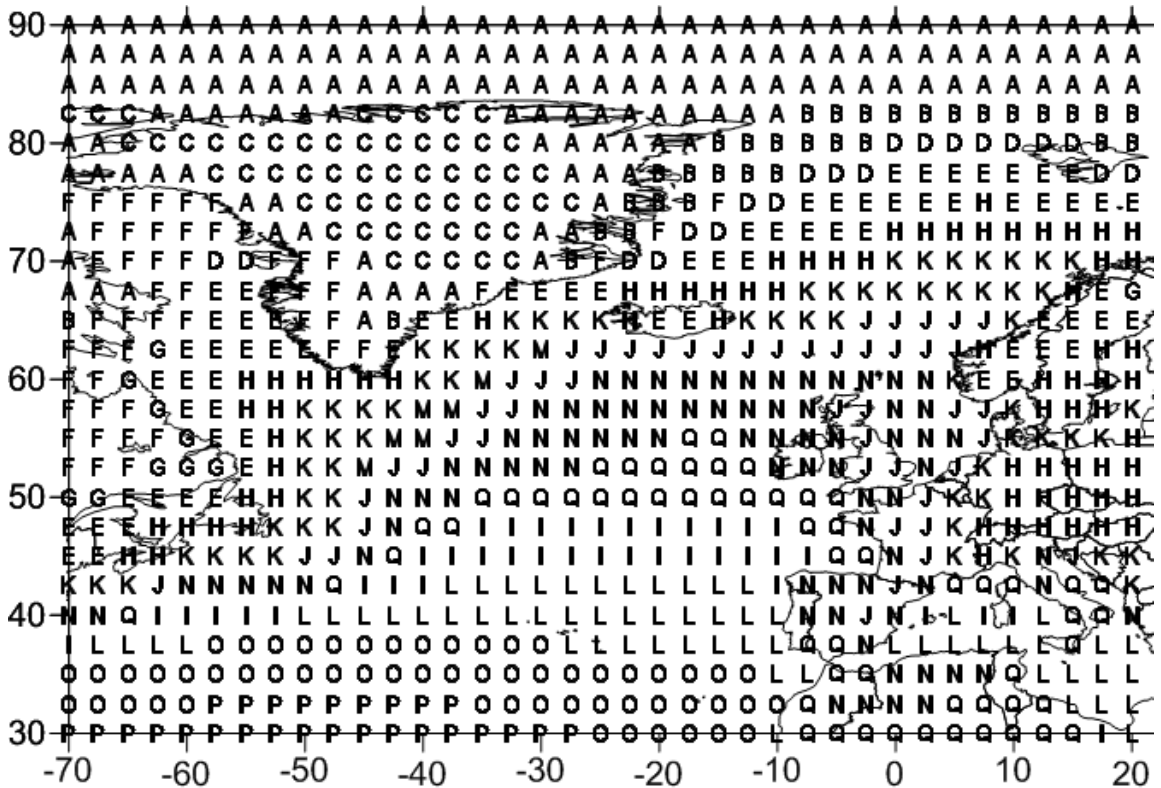


Рис. 3.6 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря на висоті 2 м у Північній Атлантиці (грудень)

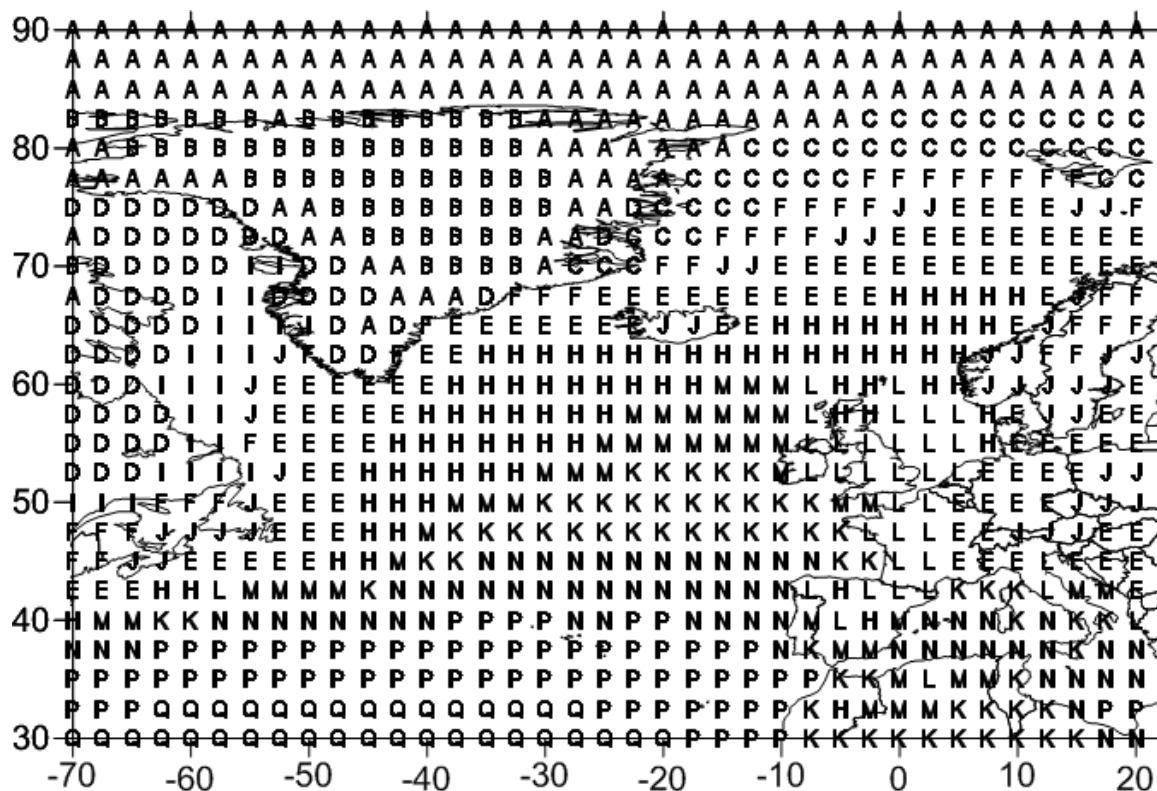


Рис. 3.7 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря на висоті 2 м у Північній Атлантиці (січень)

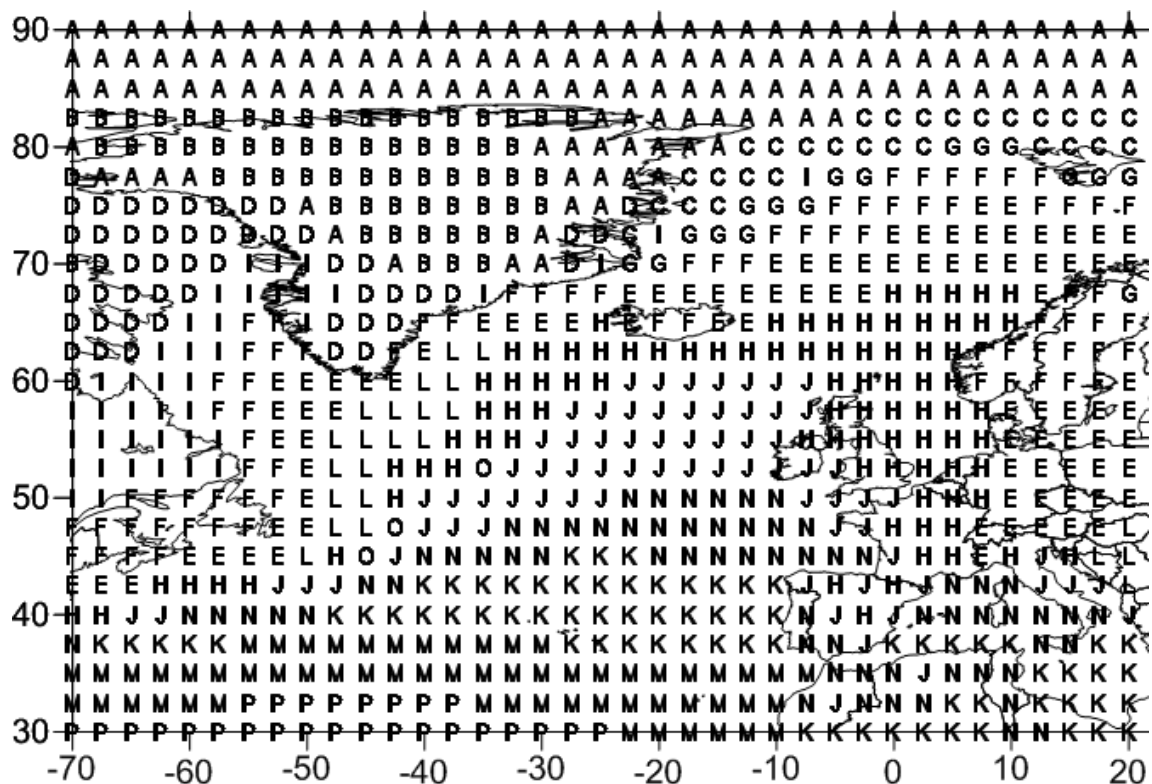


Рис. 3.8 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря на висоті 2 м у Північній Атлантиці (лютий)

Відповідно до широтного розподілу теплового балансу поля середньомісячних температур у Північній Атлантиці мають, загалом, зональний характер, який порушується переносом течіями теплої й холодної води, наявністю континентів, вітровими режимами, пов'язаними з атмосферною циркуляцією. Це знаходить відображення і в отриманих результатах кластеризації полів температури повітря на висоті 2 м й температури підстильної поверхні.

Аналіз загальної структури сформованих однорідних температурних зон (табл. 3.1-3.2) показує, що і для температури повітря, і для температури підстильної поверхні кількість отриманих кластерів по місяцях практично співпадає (15-19). Виняток становить лише січень для температури підстильної поверхні (11). У цьому випадку в районі Північноатлантичної течії формується єдиний однорідний район.

Можна припустити, що саме в цьому місяці відбувається деяка стабілізація температурного режиму Північноатлантичної течії, зумовлена проявом інерційних властивостей океану й взаємодії його з атмосферою, і відповідним переходам від осінніх процесів до зимових.

На користь об'єктивності проведеної кластеризації свідчить досить чітке розмежування у розглянутий період зон розподілу температур у районах розташування суши, поверхні зайнятої льодом і океаном (наприклад, у січні для суши, льоду – кластери **A, B, E, C**; для відкритої океанської поверхні **I, K, G, H** (рис. 3.3)).

Крім того, так само як і для території північної частини Тихого океану [183], в усі розглянуті місяці добре проявляються в полі температури кластери, які відповідають акваторіям із циклональною й антициклональною циркуляцією вод океану.

Таблиця 3.1

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (МВкД) (K^2) і середні значення (СЗ) (К) компонент репрезентативних векторів в кластерах середньомісячної температури підстильної поверхні у Північній Атлантиці (листопад - лютий)

№№ п/п	Позначення кластерів	МВкД				СЗ			
		листопад	грудень	січень	лютий	листопад	грудень	січень	лютий
1	A	7,8	5,9	8,8	7,7	248,4	244,6	244,4	243,5
2	B	6,8	8,9	11,2	9,7	239,9	236,8	234,4	233,5
3	C	13,9	14,0	16,3	17,1	255,6	252,3	254,8	259,1
4	D	2,7	8,6	1,0	1,8	266,2	261,2	271,7	270,7
5	E	11,9	13,9	7,3	25,7	232,7	230,4	263,8	253,8
6	F	0,5	17,4	11,1	6,7	274,7	269,6	256,8	267,8
7	G	1,7	9,4	12,4	0,2	270,3	253,8	268,3	276,3
8	H	14,8	0,1	0,1	11,6	257,5	277,3	278,1	249,3
9	I	0,2	0,1	0,1	10,7	278,0	280,1	282,8	263,1
10	J	0,1	0,1	0,1	4,3	283,0	282,7	288,5	265,3
11	K	0,1	3,0	0,1	0,1	280,7	266,7	292,8	280,3
12	L	-	0,7	-	0,1	-	273,0	-	283,2
13	M	0,1	0,1	-	0,1	285,8	286,7	-	285,9
14	N	3,2	0,1	-	1,5	276,6	290,2	-	273,7
15	O	0,1	0,9	-	0,1	291,5	275,0	-	288,7
16	P	0,2	0,1	-	0,1	288,7	293,8	-	292,0
17	Q	0,1	0,2	-	-	295,2	284,7	-	-
18	R	0,1	-	-	-	297,2	-	-	-
19	S	0,1	-	-	-	293,4	-	-	-

Таблиця 3.2

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (МВкД) (K^2) і середні значення (СЗ) (К) компонент репрезентативних векторів в кластерах середньомісячної температури повітря на висоті 2 м у Північній Атлантиці (листопад – лютий)

№№ п/п	Позначення кластерів	МВкД				СЗ			
		листопад	грудень	січень	лютий	листопад	грудень	січень	лютий
1	A	7,2	5,3	10,8	8,7	248,3	244,6	243,5	242,9
2	B	13,1	11,7	10,0	9,1	254,7	251,1	237,5	236,6
3	C	7,9	9,8	22,1	17,0	240,2	237,7	252,8	250,6
4	D	13,0	14,6	11,5	13,4	262,7	258,7	249,6	246,7
5	E	1,4	1,5	0,5	1,1	268,4	267,1	272,4	271,8
6	F	8,8	8,0	4,8	3,3	259,0	253,8	263,4	265,6
7	G	0,5	6,1	14,2	11,0	274,0	262,5	258,0	259,3
8	H	0,3	0,7	0,3	0,5	280,9	271,8	276,9	276,9
9	I	0,6	0,2	14,0	11,5	277,9	285,9	259,9	254,6
10	J	2,9	0,2	3,5	0,3	271,3	277,6	268,5	280,4
11	K	0,2	0,2	0,2	0,2	283,8	274,9	283,3	286,8
12	L	0,2	0,1	0,9	2,4	286,4	288,3	278,3	273,8
13	M	1,9	1,6	0,2	0,1	275,7	275,9	280,6	289,8
14	N	2,0	0,2	0,1	0,3	281,7	280,2	286,1	284,1
15	O	0,2	0,1	4,0	2,5	291,4	291,4	273,6	277,8
16	P	0,3	0,2	0,1	0,2	289,1	293,9	289,5	292,2
17	Q	1,1	0,3	0,2	-	278,8	283,5	292,5	-
18	R	0,1	-	-	-	294,4	-	-	-

Найбільшу акваторію Північної Атлантики (від 10° півн.ш. до 45° півн.ш.) охоплює океанський північний субтропічний антициклонльний кругообіг,

північну частину якого, у нашому випадку, можна простежити за допомогою структурного розташування кластерів в усі зимові місяці (листопад – **M, P, O, S, Q**; грудень – **Q, M, N, P**; січень – **J, K**; лютий – **M, O, P**). Зазначені кластери добре пов'язані з розташуванням таких течій як: Гольфстрім – Північноатлантична (південні гілки) (листопад – **M, P**; грудень – **Q, M**, січень – південна частина кластера **I, J**, лютий – **M, O**), Португальська, Канарська (відносно холодні), які є однорідними в полі температур із центральною частиною кругообігу (листопад – **O, S**; грудень – **N**, січень – **J**, лютий – **O**) і Північне Пасатне (листопад – **R, Q**; грудень – **P**, січень – **K**, лютий – **P**). З південної сторони кругообіг обмежений північним тропічним океанічним фронтом, а з півночі - північним полярним. Конструктивне розташування кластерів у зоні зазначеного кругообігу відповідає цим океанічним фронтам і підкреслює зональні й меридіональні особливості циркуляційних процесів описаної вище області Північної Атлантики.

Іншою структурною зоною є область розташування субполярного циклонічного кругообігу (від 45°півн.ш. до 75°півн.ш.). Великі контрасти в полях температури підстильної поверхні, які виникають при взаємодії холодних і теплих течій, зумовлюють наявність тут більшої кількості однорідних температурних районів, ніж в акваторії, зайнятої північним субтропічним антициклонічним кругообігом.

Цей циклонічний океанський кругообіг визначається цілим рядом течій, таких як: Лабрадорська течія (на схематичних картах відповідає кластерам у листопаді – **F**, західний осередок **K**; у грудні – **L, O**; у січні – **F, D, J**; у лютому – **J, D**), Північноатлантична течія (листопад – **J, K**; грудень – **J, I**; січень – **I**; лютий – **L, K**), Норвезька течія (листопад – **K, I**; грудень – **I, H**; січень – **H**; лютий – **K, G**), Шпіцбергенська течія (листопад – **F, I**; грудень – **L, H**; січень – **H, D**; лютий – **D, G**), Східно-Гренландська течія (листопад – **C, D**; грудень – **C, D, L**; січень – **C, E, D**; лютий – **C, D**), Західно-Гренландська течія (листопад – **F, D**; грудень – **O, L, K**; січень – **D, F**; лютий – **N, G, H**).

Із заходу на схід у районі 45° півн. ш. простягається лінія розділу між океанськими циклонічним і антициклонічним кругообігами, яка на зазначеній широті в західній частині Північної Атлантики характеризується зоною конвергенції, а в східній - зоною горизонтальної дивергенції. Ці особливості розподілу температури поверхні води можна добре спостерігати, зокрема, на прикладі груп кластерів: на заході Північної Атлантики **I, F, K** (рис. 3.1), **L, O, H, I, Q** (рис. 3.2), **D, H** (рис. 3.3), **D, G, K** (рис. 3.4) і на сході **J, M, P** (рис. 3.1), **J, Q, M** (рис. 3.2), **D, H, I, J** (рис. 3.3), **D, G, K, L, M** (рис. 3.4), де чітко простежується відповідність спрямованості кластерів – розбіжності потоків водних мас на північ і південь.

Отримані схеми кластеризації температури повітря на висоті 2 м (рис. 3.5 – 3.8) добре узгоджуються зі схемами температури поверхні, проте, мають свої особливості, які представлені далі.

Відомо, що циркуляційний режим атмосфери Північної Атлантики формується під впливом двох глобальних атмосферних центрів дії: північного субполярного циклонічного (ісландська депресія) і північного субтропічного антициклонічного (азорський максимум), інтенсивність яких у зимовий період є найбільшою. Природно припустити, що територіальний розподіл середньомісячної температури повітря повинен добре узгоджуватись з кліматичним баричним полем атмосферного тиску над північною частиною Атлантичного океану, в тому числі і з траєкторіями переміщення баричних утворень. Саме ці факти досить добре проявляються: області впливу ісландського мінімуму (північніше кластерів **L, K** (рис. 3.5), **I, Q** (рис. 3.6), **N** (рис. 3.7), **N** (рис. 3.8)) і азорського максимуму (південніше кластерів **H** (рис. 3.5), **N** (рис. 3.6), **K** (рис. 3.7), **J** (рис. 3.8)) розмежовуються лінією розділу, яка простягається із заходу на схід поблизу 50° півн.ш. і починається зоною конвергенції (кластери **G, M, I, H** (рис. 3.5), **K, J, N, Q** (рис. 3.6), **E, H, M** (рис. 3.7), **E, K, J** (рис. 3.8)) у східній частині й далі на захід переходить в зону горизонтальної дивергенції (кластери **H, K** (рис. 3.5), **N, Q** (рис. 3.6), **N, K** (рис. 3.7), **N, J** (рис. 3.8)).

Дослідження показують [35], що великі горизонтальні градієнти

температури повітря створюються біля східних узбереж материків, особливо над Гренландським морем, де вони взимку в 5-6 разів більш, ніж улітку. Їх виникненню сприяє наявність теплих течій, які проходять поблизу східних окраїн берегів. Ці райони характеризуються різкими змінами погоди і сильними вітрами. Структурне розташування кластерів приповерхневої температури повітря (**B, D** (рис. 3.5), **B, F, D** (рис. 3.6), **C, F** (рис. 3.7), **C, G, I** (рис. 3.8)), а також відповідні їм дисперсії (табл. 3.2), у районі Гренландського моря добре відбивають особливості кліматичних відмінностей між окремими районами цього регіону.

Дані статистичного аналізу проведеної кластеризації середньомісячної температури поверхні й температури повітря на висоті 2 м, представлені у вигляді таблиць 3.1-3.2. Відповідно до отриманих результатів внутрішньокластерні дисперсії (табл. 3.1, 3.2) для досліджуваної території в усі місяці мають чіткий поділ на дві частини: великі і незначні. Великі дисперсії відповідають кластерам, які охоплюють материкову поверхню і поверхню покриту льодом. Такі дисперсії пов'язані з особливостями характеру цих поверхонь і взаємодіями з нижнім шаром атмосфери. Незначні дисперсії характеризують кластери океанічної частини регіону і визначаються в більшій мірі інерційними властивостями океану. Середні значення розглянутих температур мають в основному меридіональну спрямованість, зменшуючись із півдня на північ, і тільки на материковій частині спостерігаються відмінності між береговими частинами і більш віддаленими від води. Причому мінімальні середні значення мають місце в кластері, територіально розташованому в центрі Гренландії (полюс холоду), а максимальні - у крайній південно-західній частині, яка перебуває під впливом теплої Північно-Пасатної течії.

Кластеризація полів різниці середньомісячних температур поверхні й повітря на висоті 2 м , поверхневих потоків тепла, зональної складової швидкості вітру [192, 193]. Результати проведеної кластеризації наведені на рис. 3.9 – 3.20. Визначені алгоритмом кластери відображені на рисунках різними літерними позначками латиницею.

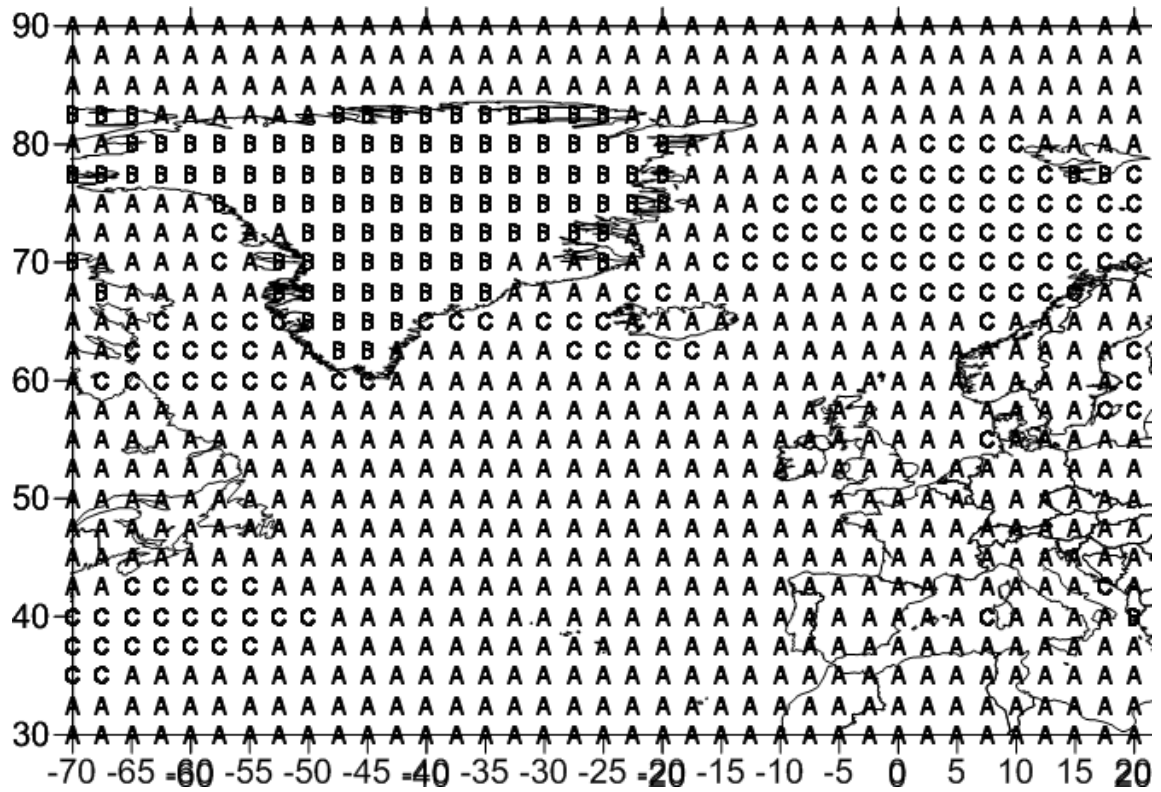


Рис. 3.9 Просторовий розподіл кластерів значень різниці середньомісячних температур у Північній Атлантиці (листопад)

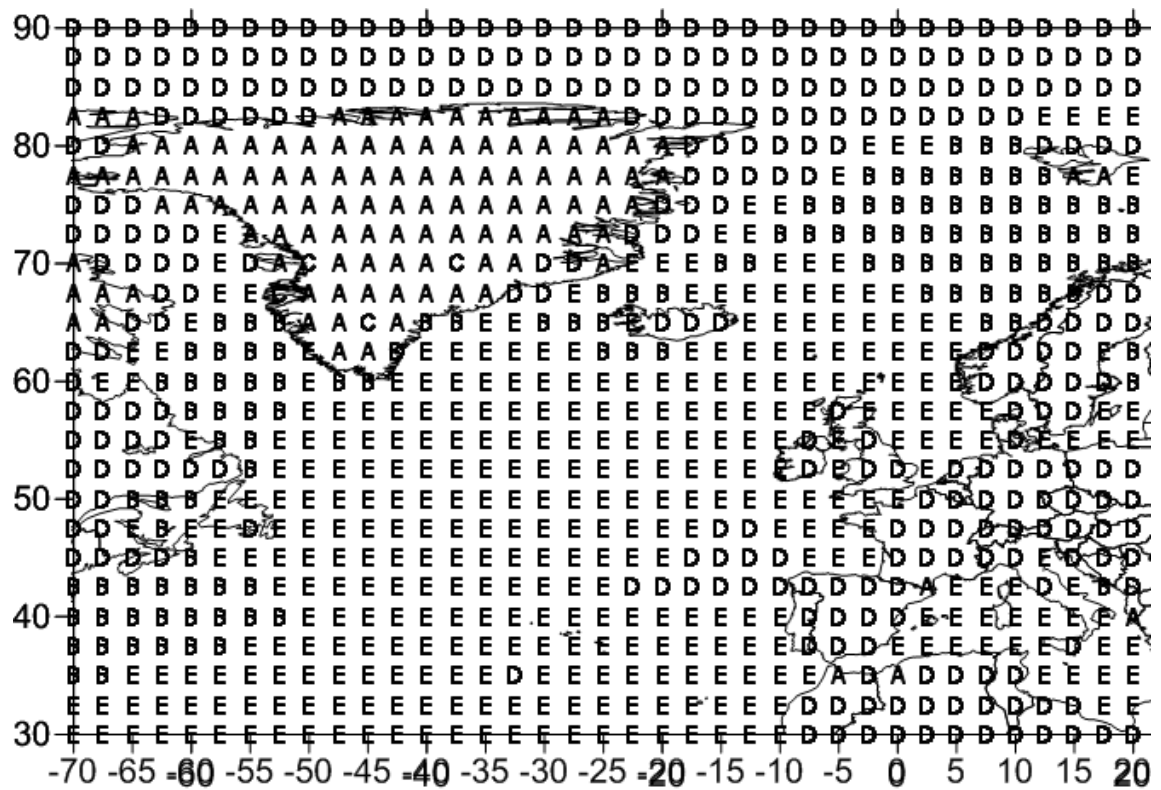


Рис. 3.10 Просторовий розподіл кластерів значень різниці середньомісячних температур у Північній Атлантиці (грудень)

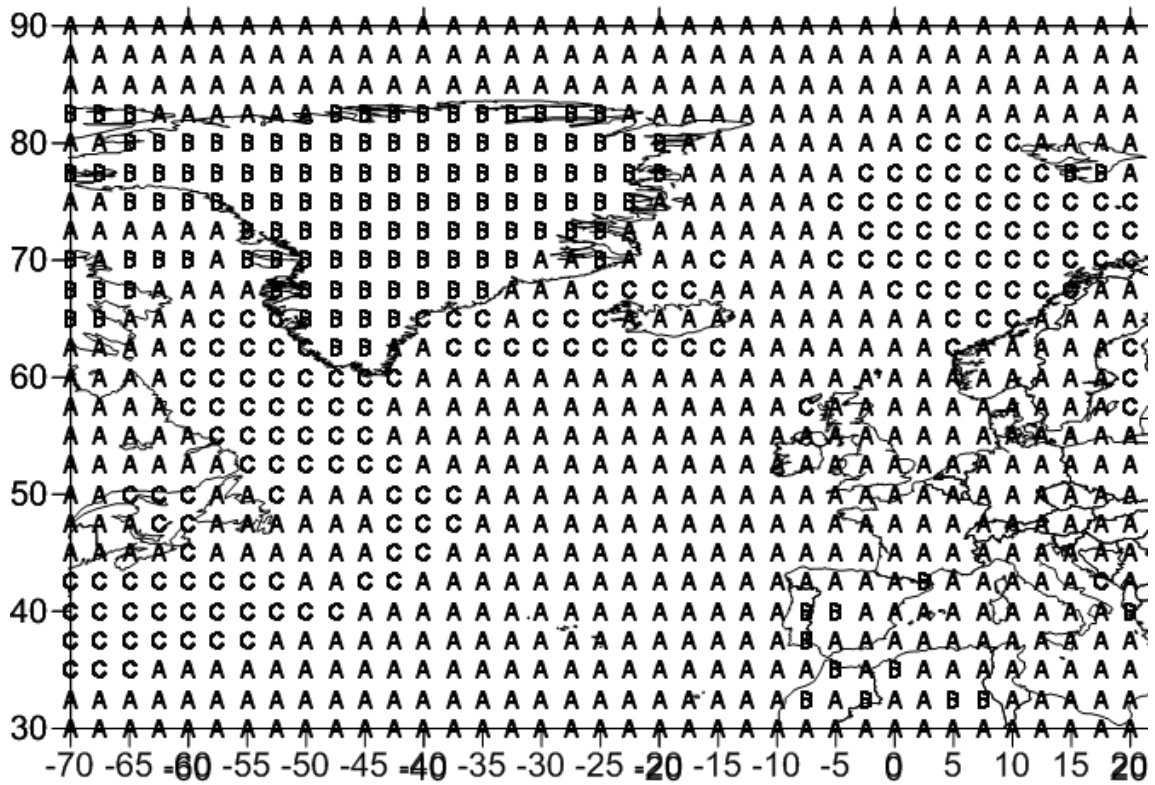


Рис. 3.11 Просторовий розподіл кластерів значень різниці середньомісячних температур у Північній Атлантиці (січень)

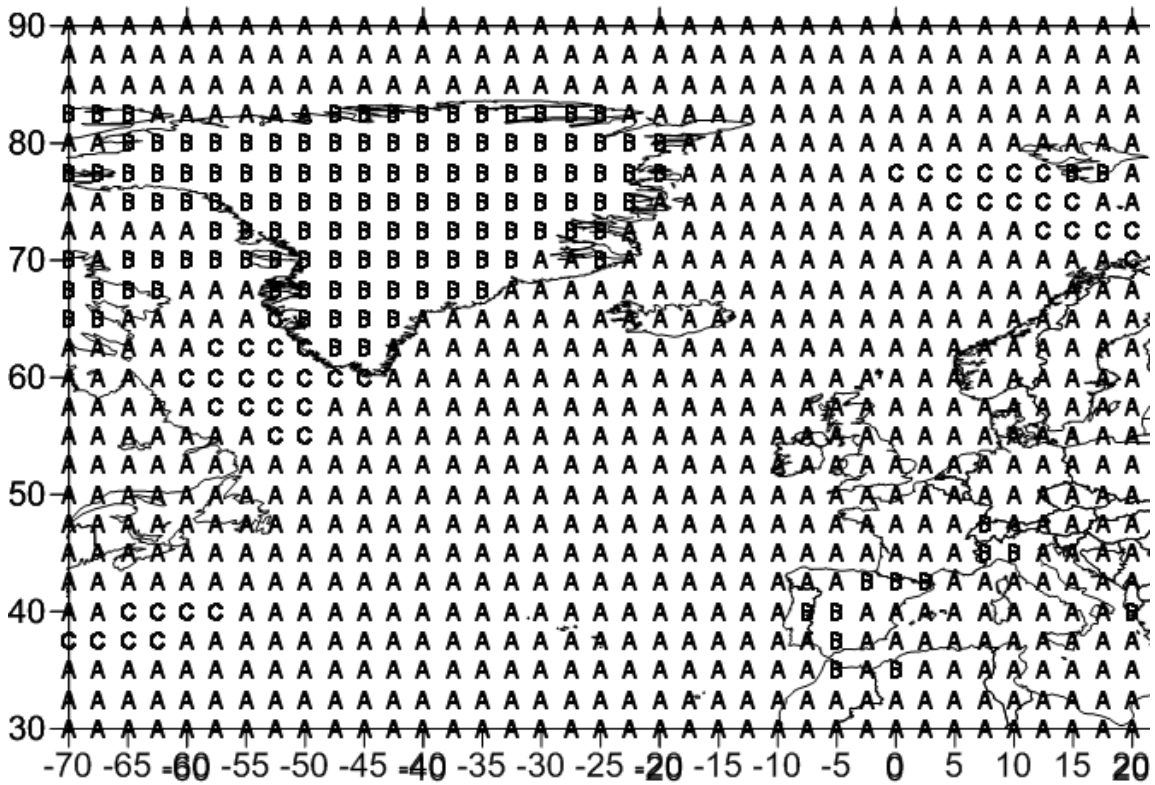


Рис. 3.12 Просторовий розподіл кластерів значень різниці середньомісячних температур у Північній Атлантиці (лютий)

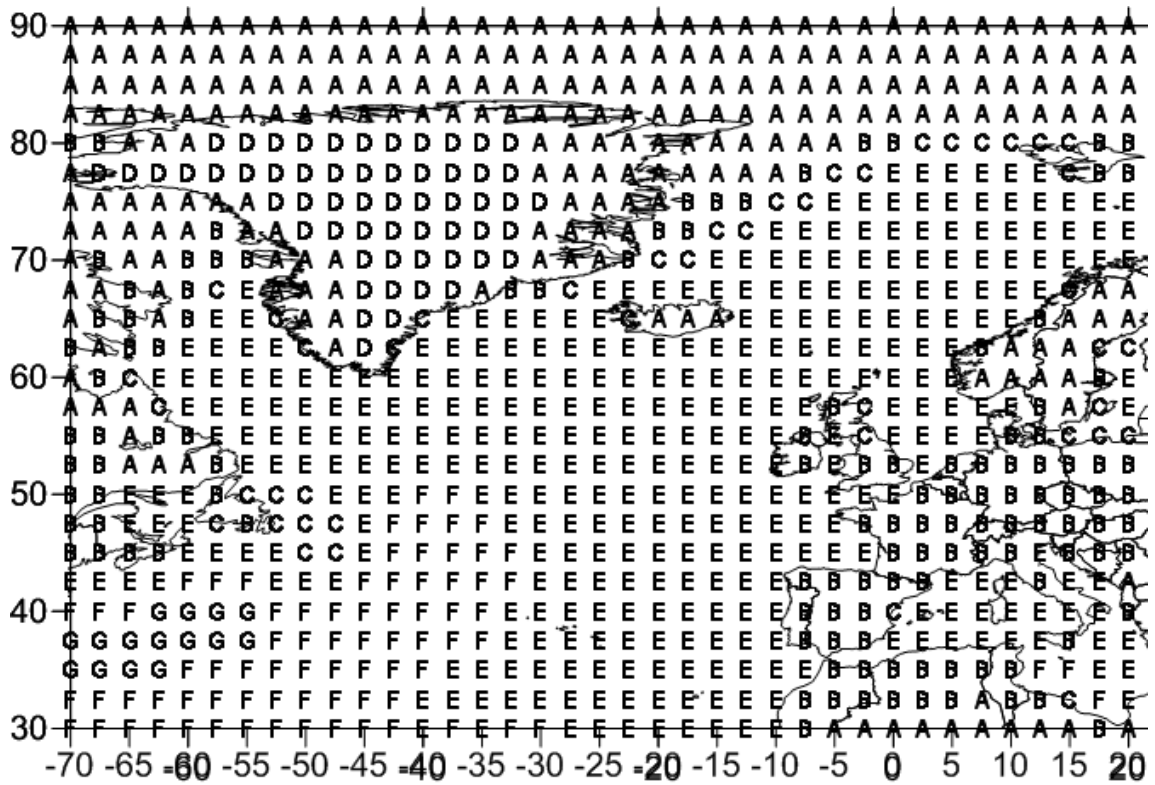


Рис. 3.13 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень потоків прихованого тепла в Північній Атлантиці (листопад)

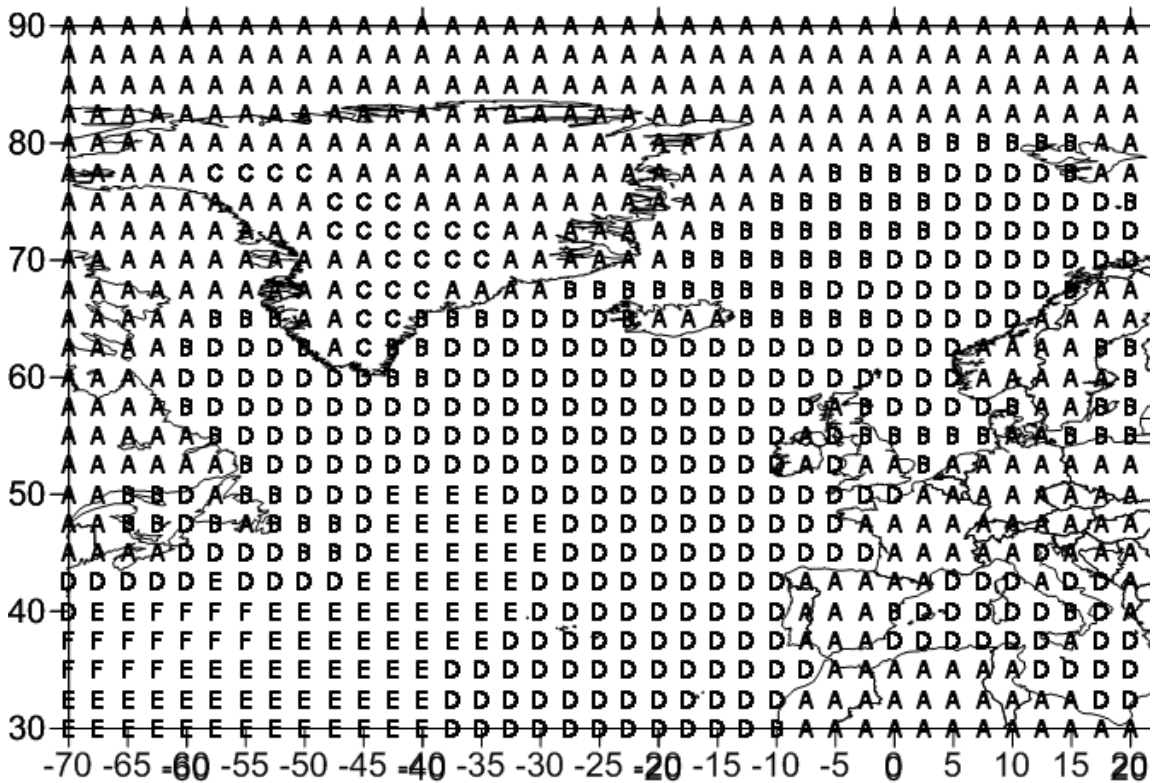


Рис. 3.14 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень потоків прихованого тепла в Північній Атлантиці (грудень)

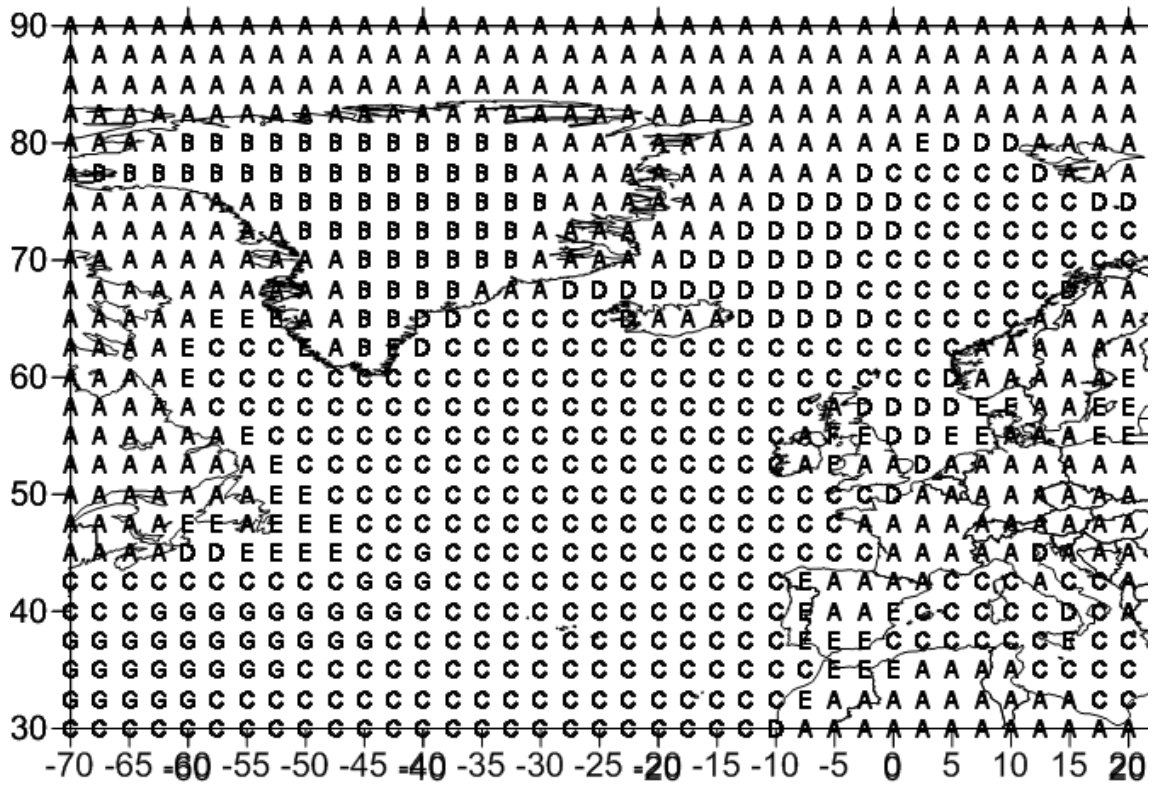


Рис. 3.15 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень потоків прихованого тепла в Північній Атлантиці (січень)

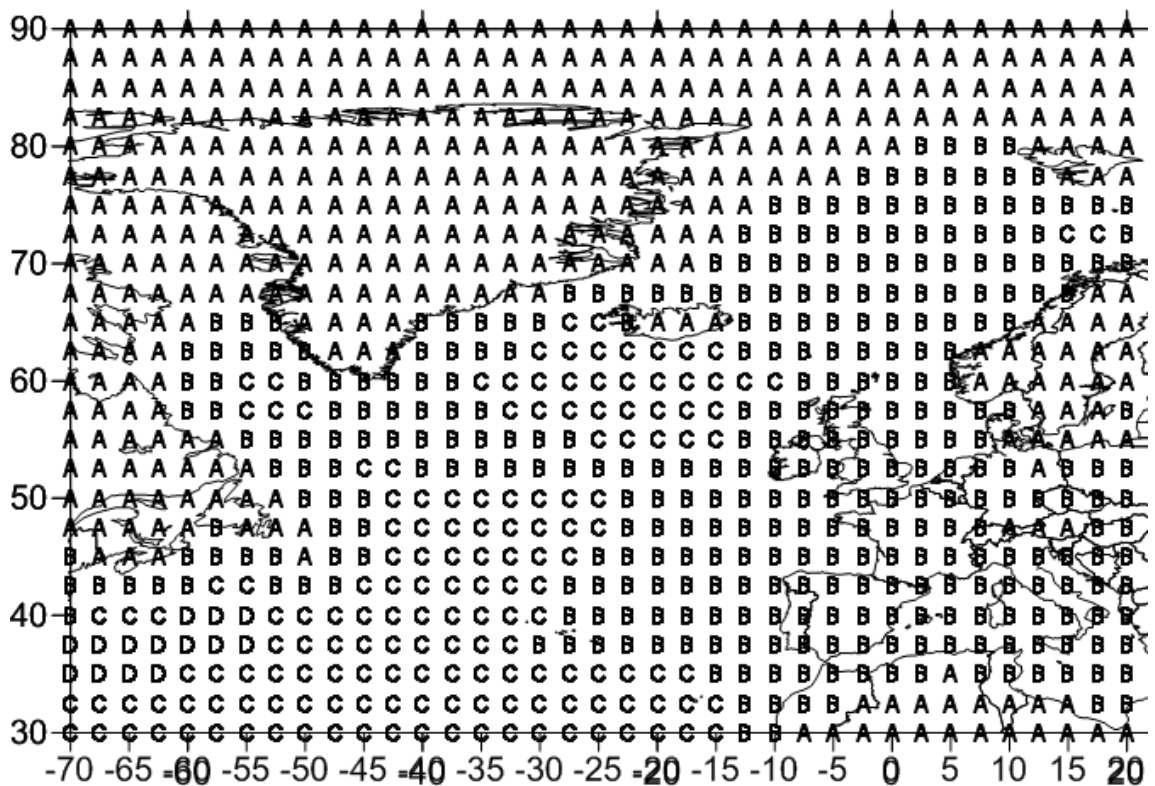


Рис. 3.16 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень потоків прихованого тепла в Північній Атлантиці (лютий)

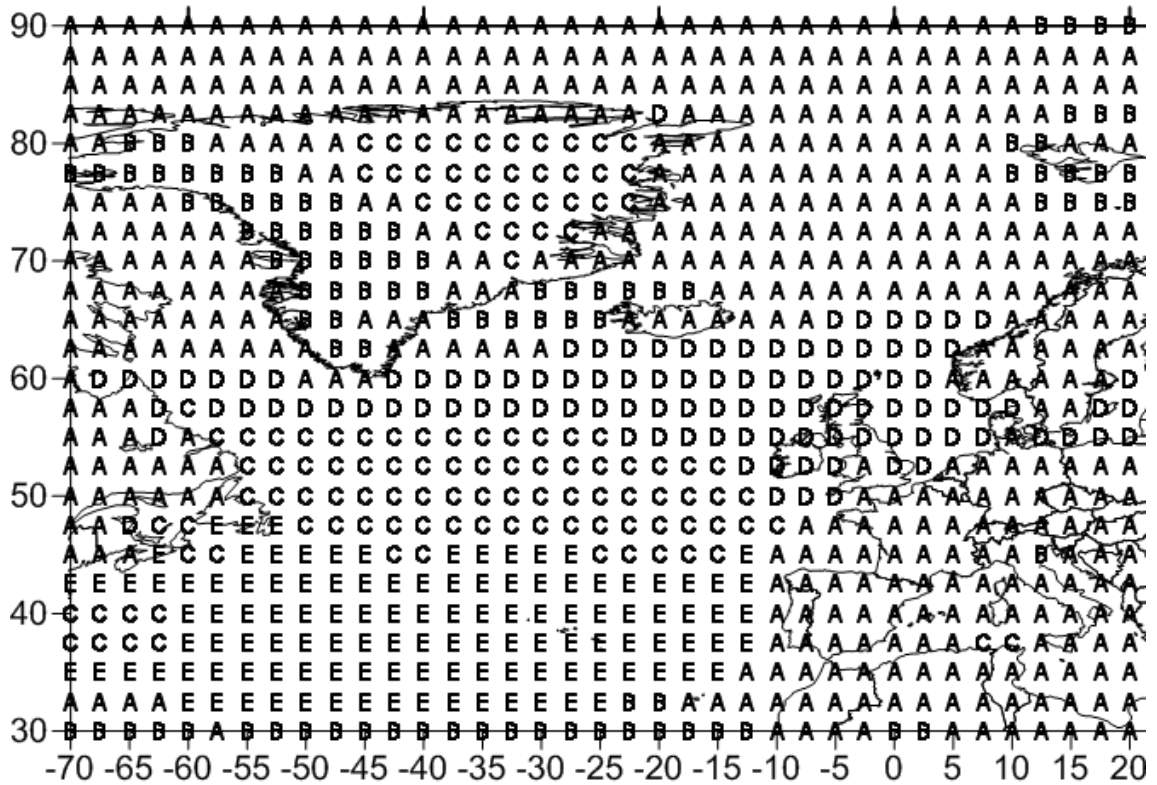


Рис. 3.17 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень зональної складової швидкості вітру в Північній Атлантиці (листопад)

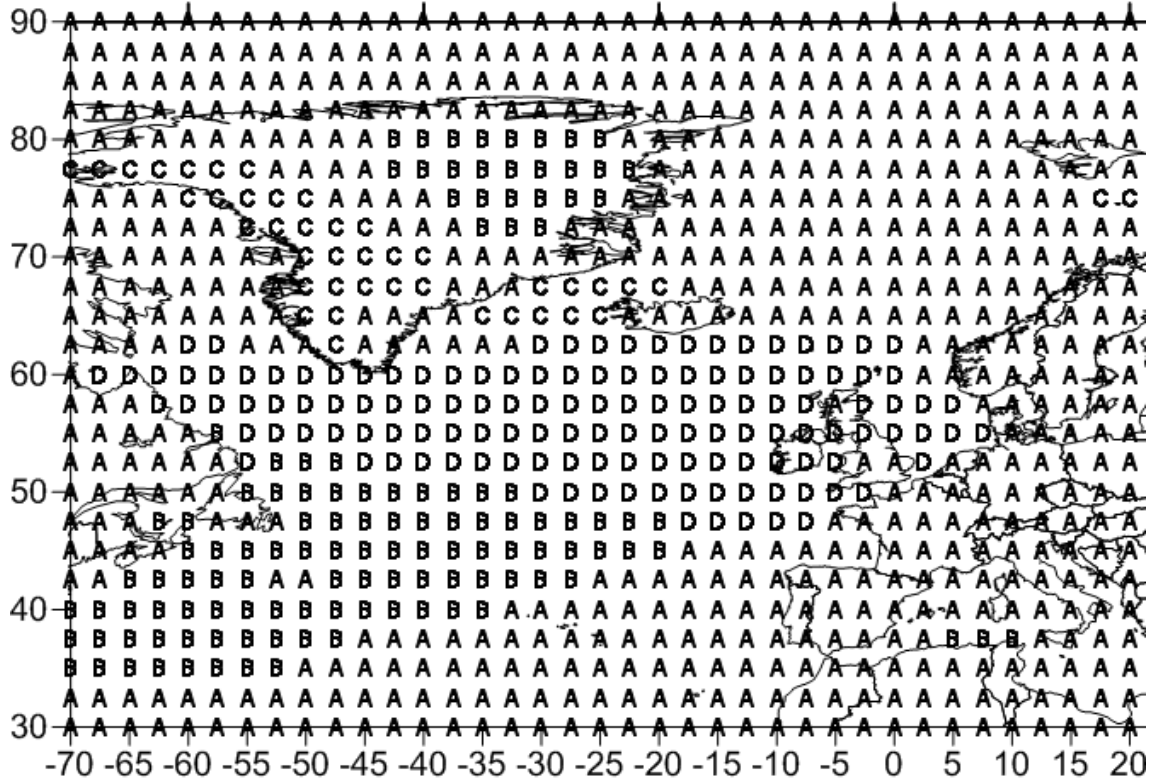


Рис. 3.18 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень зональної складової швидкості вітру в Північній Атлантиці (грудень)

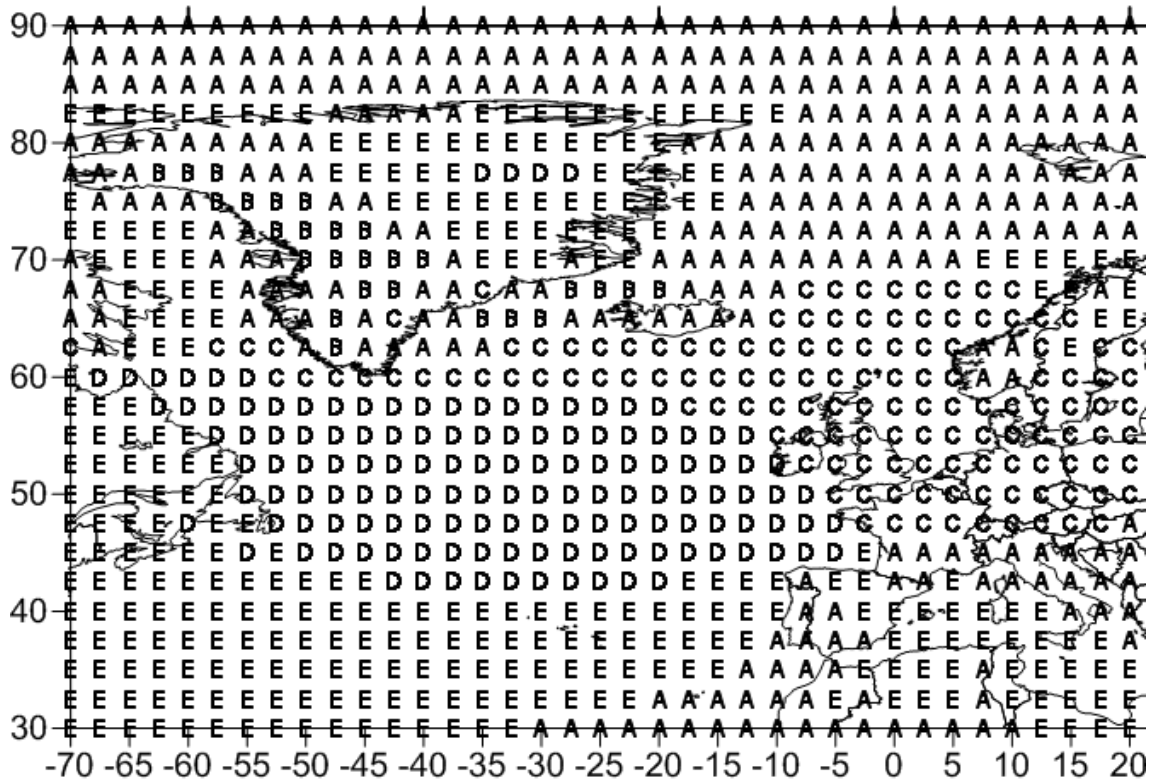


Рис. 3.19 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень зональної складової швидкості вітру в Північній Атлантиці (січень)

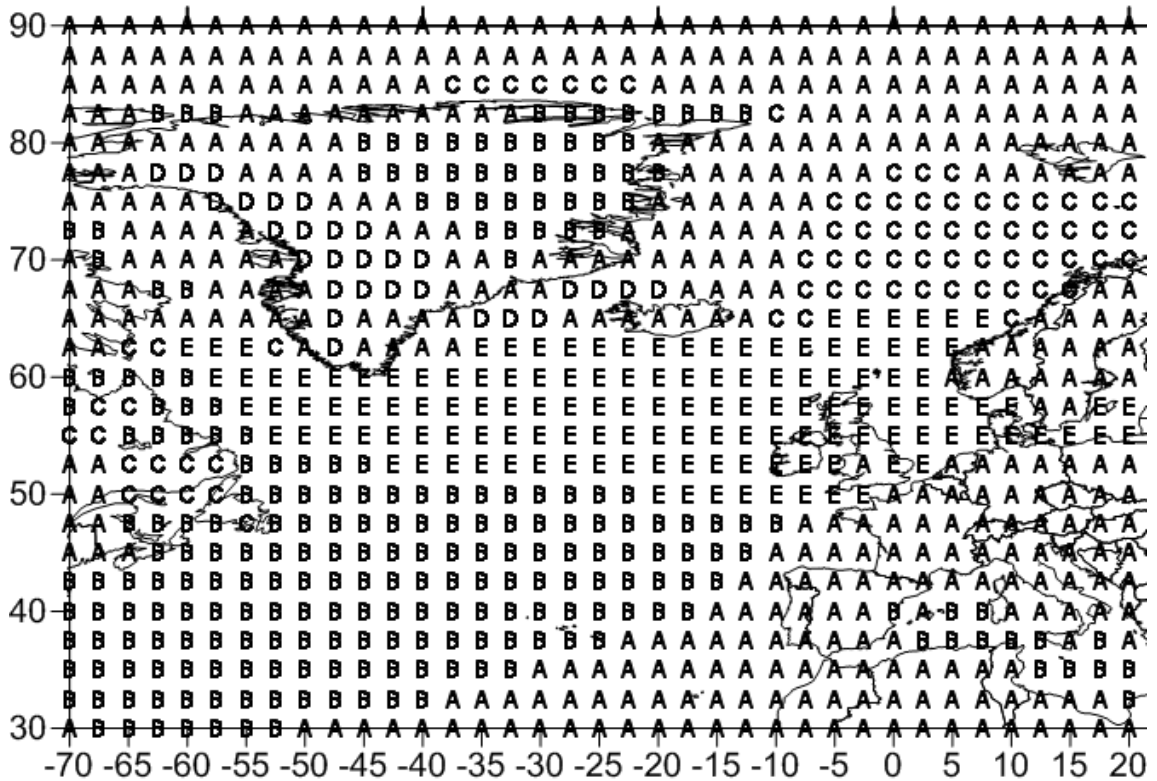


Рис. 3.20 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень зональної складової швидкості вітру в Північній Атлантиці (лютий)

У таблицях 3.3 – 3.5 представлені основні статистичні характеристики (середні значення і міжрічні внутрішньокластерні дисперсії) репрезентативних векторів виділених однорідних районів, які відповідають вихідним гідрометеорологічним характеристикам.

Таблиця 3.3

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (МВкД) (K^2) і середні значення (СЗ) (К) компонент репрезентативних векторів у кластерах різниці середньомісячних температур поверхні й повітря на висоті 2 м у Північній Атлантиці (листопад-лютий)

№ п/п	Позначення кластерів	МВкД				СЗ			
		листопад	грудень	січень	лютий	листопад	грудень	січень	лютий
1	A	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	-3,5	0,7	1,0
2	B	0,0	0,5	0,1	0,1	-3,5	4,6	-3,5	-3,4
3	C	0,5	0,5	0,2	0,6	3,6	-6,0	4,4	5,4
4	D	-	0,0	-	-	-	-0,2	-	-
5	E	-	0,0	-	-	-	2,0	-	-

Дані статистичного аналізу одержаних однорідних районів у полі різниці середньомісячних температур поверхні й повітря на висоті 2 м мають істотні відмінності (табл. 3.3), як за величиною, так і за знаком. Від’ємні середні значення репрезентативних векторів частіше відповідають «потокам тепла» з атмосфери в океан, додатні, навпаки - з океану в атмосферу. Закономірним є також наявність великих дисперсій для районів з екстремальними значеннями різниці температур. Від’ємні значення поверхневих потоків прихованого тепла (табл. 3.4) означають спрямованість їх від поверхні в атмосферу і навпаки. Від’ємні значення зональної швидкості вітру (табл. 3.5) визначають східний, а додатні – західний напрямок. Мінімальні значення символізують перехід від зональних до переважних меридіональних напрямків.

Таблиця 3.4

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (МВкД) $((\text{Дж}/\text{м}^2)^2)$ і середні значення (СЗ) $(\text{Дж}/\text{м}^2)$ компонент репрезентативних векторів у кластерах поверхневих потоків прихованого тепла в Північній Атлантиці (листопад – лютий)

№ п/п	Позначення кластерів	МВкД ($\times 10^8$)				СЗ ($\times 10^5$)			
		листопад	грудень	січень	лютий	листопад	грудень	січень	лютий
1	A	0,6	2,9	4,5	5,3	-0,4	-1,3	-1,6	-1,6
2	B	6,9	366,3	2,1	80,7	-2,6	-11,2	0,4	-12,6
3	C	259,9	3,5	212,1	501,6	-9,5	0,6	-21,5	-24,3
4	D	1,4	211,7	630,6	3417,6	0,4	-20,6	-11,0	-47,3
5	E	170,8	1763,2	118,4	-	-20,0	-34,4	-8,6	-
6	F	1567,7	5797,6	728,8	-	-35,0	-54,5	-13,8	-
7	G	4517,9	-	4158,4	-	-57,6	-	-44,1	-

Таблиця 3.5

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (МВкД) $((\text{м}/\text{с})^2)$ і середні значення (СЗ) $(\text{м}/\text{с})$ компонент репрезентативних векторів у кластерах зональної складової швидкості вітру в Північній Атлантиці (листопад – лютий)

№ п/п	Позначення кластерів	МВкД				СЗ			
		листопад	грудень	січень	лютий	листопад	грудень	січень	лютий
1	A	0,2	0,3	0,6	0,1	0,4	0,5	-0,8	0,0
2	B	0,5	1,6	1,2	1,6	-2,0	4,5	-4,2	3,6
3	C	1,2	0,8	3,1	3,1	4,0	-3,3	1,3	0,7
4	D	3,7	7,6	7,2	1,5	2,4	3,1	4,3	-3,7
5	E	3,1	-	0,4	9,8	1,5	-	2,3	2,4

Результати розрахунків, отримані при застосуванні алгоритму УІМКД до полів різниці температур поверхня-повітря, представлені у вигляді карт-схем (рис. 3.9 – 3.12). На них можна відзначити осередковий характер розподілу однорідних зон цієї характеристики, без чітко вираженої зональної або меридіональної спрямованості в усі обрані місяці року. Стабільними у часовому відношенні є кластери, які мають максимальні додатні середні значення репрезентативних векторів і максимальні міжрічні дисперсії (рис. 3.9 – С, рис. 3.10 – В, рис. 3.11 – С, рис. 3.12 – С, табл. 3.3). Вони розташовуються таким чином:

- у західній частині Північної Атлантики уздовж лінії зіткнення холодної Лабрадорської течії разом із течією Кабота й теплої течії Гольфстрім (північна частина Північно-Американської улоговини), у районі моря Лабрадор (зона зіткнення відносно теплої Західно-Гренландської й холодної Лабрадорської течій);

- у північно-східній частині Північної Атлантики: у районі Ісландії - зона зіткнення гілки теплої течії Ірмінгера (північної гілки Північно-Атлантичної течії) і повільної холодної Східно-Гренландської течії, яка несе значну кількість льоду, і в районі циклонічного кругообігу утвореного лівою гілкою Норвезької течії – Шпіцбергенською течією і Ян-Майенською, а далі Східно-Ісландською холодною течіями.

Перша із зазначених однорідних зон, яка має контури, що зберігаються у перші три розглянуті місяці, у лютому не має чіткої виразності й розчиняється в найбільшому кластері А (рис. 3.12). Просторові розміри другої зони мають тенденцію до зменшення й наприкінці зими (у лютому) є мінімальними. Найбільш ймовірно цей факт пов'язаний зі збільшенням заледеніння водної поверхні.

У розглянутому регіоні також чітко виділяються кластери, визначені межами острова Гренландія (рис. 3.9 – кластер В, рис. 3.10 – кластери А, С, рис. 3.11 – кластер В, рис. 3.12 – кластер В) з максимальними від'ємними

середніми значеннями репрезентативних векторів. Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії в осінні місяці (для океану листопад, грудень) мають нульові значення, взимку ж спостерігаються незначні відхилення від нульових (табл.3.3), що свідчить про сталість процесів, які формують різницю температур поверхня-повітря.

Іншу, найбільшу океанську частину розглянутої території Північної Атлантики з невеликими середніми значеннями й дисперсіями займає єдиний кластер, який має дві частини тільки в грудні (рис. 3.9 – кластер А, рис. 3.10 – кластери Е, D, рис. 3.11 – кластер А, рис. 3.12 – кластер А).

Наступна характеристика, поля якої піддавались кластерному аналізу – *поверхневі потоки прихованого тепла*. Тут відповідно до результатів проведеної регіоналізації в усі місяці простежується однорідний район з максимальними від’ємними значеннями репрезентативного вектора й максимальними міжрічними дисперсіями. Він має координати 32°- 40° півн.ш., 55°- 70° зах.д. у листопаді, грудні, лютому й трохи більші розміри (32°- 45° півн.ш., 40°- 70° зах.д.) північно-східної спрямованості уздовж Північноатлантичної течії у січні (рис. 3.13 – кластер G, рис. 3.14 – кластер F, рис. 3.15 – кластер G, рис. 3.16 - кластер D). Подібна відмінність для січня, як для першого місяця океанської зими, відповідає таким же відмінностям для січня в полі різниці температур і, цілком ймовірно, пов’язана з температурними властивостями поверхневої течії, які ще зберігаються, й з надходженням уже більш холодного, ще ненасиченого вологою повітря з континенту.

Наступним самостійним районом у західній частині Північної Атлантики є кластер з від’ємними середніми значеннями, які складають, приблизно, половину від максимальних. Він має меридіональну орієнтацію (рис. 3.13 – кластер F, рис. 3.14 – кластер E, рис. 3.16 – кластер C). Цей кластер характерний для всіх розглянутих місяців, крім січня, де він зливається із найбільшим однорідним районом (рис. 3.15 – кластер C), а в лютому має другий осередок південніше від Ісландії.

Відповідно до таблиці 3.4, дисперсії репрезентативного вектора для цього утворення є приблизно в 3 рази меншими від максимальних для осінніх місяців, і на порядок меншими в лютому.

Цікавим є той факт, що в північно-західній частині розглянутої території Північної Атлантики, зонам з максимальними від'ємними значеннями різниці температур відповідають зони поверхневих потоків прихованого тепла з істотно меншими, ніж на сході від'ємними значеннями (рис. 3.13 – кластери **Е, С, В**, рис. 3.14 – кластери **Д,В**, рис. 3.15 – кластери **С, Д**, рис. 3.16 – кластер **В**). Вектор зниження значень поверхневих потоків прихованого тепла спрямований зі сходу на захід. Імовірно, все це пов'язане з надходженням на океанську поверхню більш насиченого вологою повітря в передній частині циклонічних утворень, а також зі скованістю льодом у цьому регіоні більшої частини поверхні океану в зимові місяці, і відповідно її меншою здатністю випаровувати.

Підтвердженням першого припущення може бути наявність у цьому районі на картах-схемах кластеризації полів мінімальних додатних значень зональної швидкості вітру, а значить, можливий частий перехід до меридіональної складової.

Мінімальні значення як середніх репрезентативних векторів, так і міжрічної внутрішньокластерної дисперсії розглянутої характеристики пов'язані із крайньою північною, найбільш холодною частиною Північної Атлантики, включаючи Гренландію (рис. 3.13 – кластери **Д, А**, рис. 3.14 – кластери **С, А**, рис. 3.15 – кластери **Д, А**, рис. 3.16 – кластер **А**).

На рис. 3.17 – 3.20 представлені розподіли *зональної складової швидкості вітру*. В цілому цей розподіл, основу якого складають кластери з додатними значеннями, має переважно зональний характер.

Єдина однорідна зона з від'ємними середніми значеннями репрезентативного вектора (східні вітри) займає західне узбережжя Гренландії (рис. 3.17 – кластер **В**, рис. 3.18 – кластер **С**, рис. 3.19 – кластер **В**, рис. 3.20 –

кластер **D**). Можна вважати, що вона формується під впливом циклонічної діяльності, особливо активної у зимовий період.

Друга частина цієї зони розташовується між південно-східним краєм острова й північно-західною частиною Ісландії. Північно-східну територію Гренландії охоплює інший кластер, якому відповідають максимальні додатні значення (західні напрямки вітру) (рис. 3.17 – кластер **C**, рис. 3.18 – кластер **B**, рис. 3.19 – кластери **E**, **D**, рис. 3.20 – кластер **B**). Цей кластер більшою мірою пов'язаний з антициклоном, постійно присутнім над центральною частиною льодовикового покриву. Потрібно відзначити сталість цього розподілу протягом усього осінньо-зимового періоду.

Центральну океанську частину розглянутої території займають від двох до трьох однорідних зон (рис. 3.17 – кластери **C**, **D**, **E**, рис. 3.18 – кластери **D**, **B**, рис. 3.19 – кластери **C**, **D**, **E**, рис. 3.20 – кластери **B**, **E**), серед яких виділяється кластер з максимальними додатними значеннями. В листопаді й січні він розташовується в межах координат 42° - 60° півн.ш., 10° - 65° зах.д. (рис. 3.17 – кластер **C**, рис. 3.19 – кластер **D**) і в грудні, лютому – 30° - 54° півн.ш., 10° - 70° зах.д. (рис. 3.18 – кластер **B**, рис. 3.20 – кластер **B**).

Необхідно відзначити, що в лютому цей кластер також має максимальну міжрічну дисперсію. Формування цієї однорідної зони можна пояснити посиленням бароклінності на межах взаємодії двох середовищ в області зіткнення двох глобальних кругообігів Північної Атлантики - океанських північного субтропічного антициклонального і субполярного циклонічного, а також відповідних їм атмосферних утворень - ісландського мінімуму й азорського максимуму.

Наступний за максимальними середніми значеннями однорідний регіон, який розташовується північніше (рис. 3.17 – кластер **D**, рис. 3.18 – кластер **D**, рис. 3.19 – кластер **C**, рис. 3.20 – кластер **E**), має строго зональну орієнтацію і протяжність від північних берегів Північноамериканського континенту до берегів Європи.

Відмінна риса цього регіону - максимальні міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (за винятком лютого), які свідчать про часті переходи вітру до меридіональних напрямків, або малих значень швидкостей зональної складової вітру.

3.3 Кластерний аналіз полів вихідних характеристик в нижній і середній тропосфері над Північною Атлантикою

Кластеризація полів температури повітря й масової частки водяної пари на поверхні 850 гПа. Результати проведеної кластеризації полів середньомісячних значень температури повітря й масової частки водяної пари на поверхні 850 гПа наведені на рисунках 3.21 – 3.28. У таблицях 3.6 – 3.7 представлені основні статистичні характеристики (середні значення і міжрічні внутрішньокластерні дисперсії), що відповідають репрезентативним векторам виділених однорідних районів.

Загальна структура полів температури повітря, відповідно до схем (рис. 3.21 – 3.24), представлена різноманітністю однорідних зон, які мають найбільшу довжину в зональному напрямку.

При зіставленні результатів, відображених на рисунках 3.21 – 3.24, із кластеризацією температури повітря на висоті 2 м і температури підстильної поверхні за такий же період, описаною раніше, де в кластерах спостерігається порушення цілісності в протяжності над сушею і над водою, на рівні 850 гПа, присутні однойменні однорідні зони, які охоплюють простір над обома видами підстильної поверхні (наприклад, рис. 3.21 – кластери **E, G, M**, рис. 3.22 – кластери **D, H, M, I**; рис. 3.23 – кластери **A, C, E, H, K**; рис. 3.24 – кластери **C, E, G, H, I**). Пов'язано це, як уже вказувалося вище, з впливом на формування температури вільної атмосфери, а саме: ослаблення впливу відносно сильно турбулізованого граничного шару й переважного перемішування в горизонтальному напрямку. З цими процесами також може бути пов'язаний і факт зменшення кількості однорідних зон з листопада по лютий (відповідно, 15, 14, 13, 10).

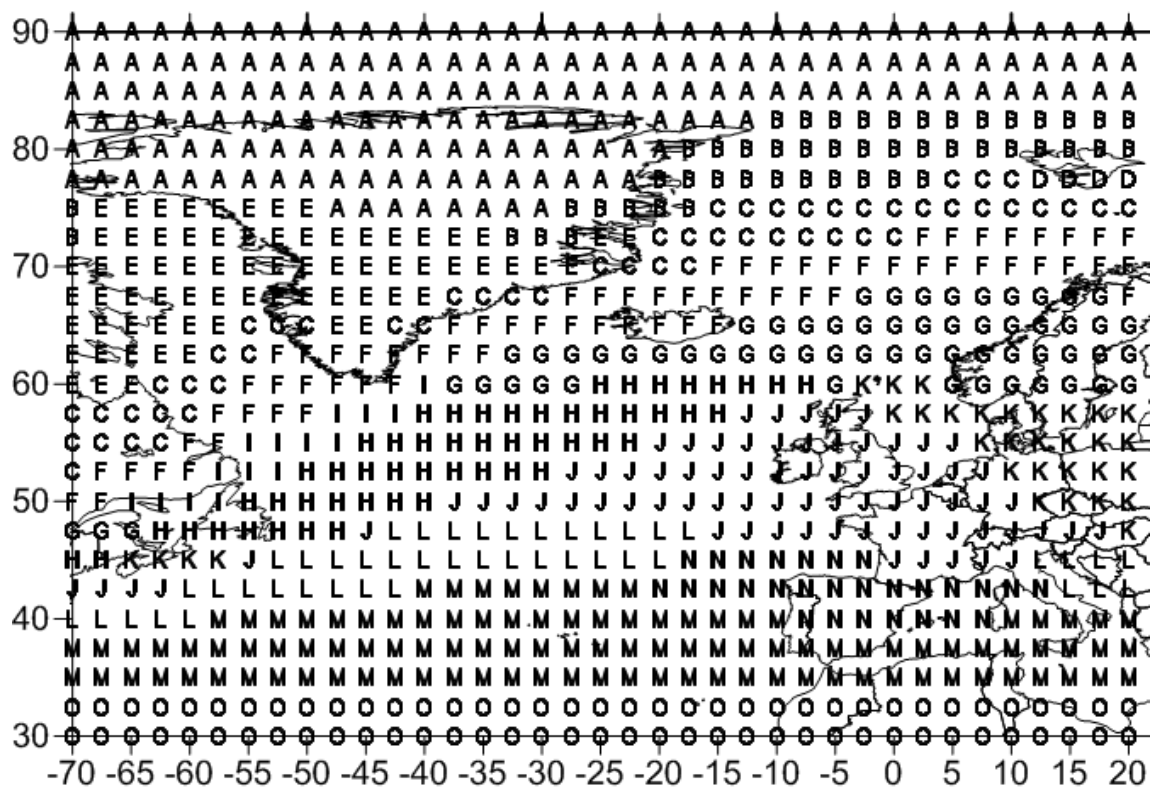


Рис. 3.21 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря, поверхня 850 гПа, Північна Атлантика (листопад)

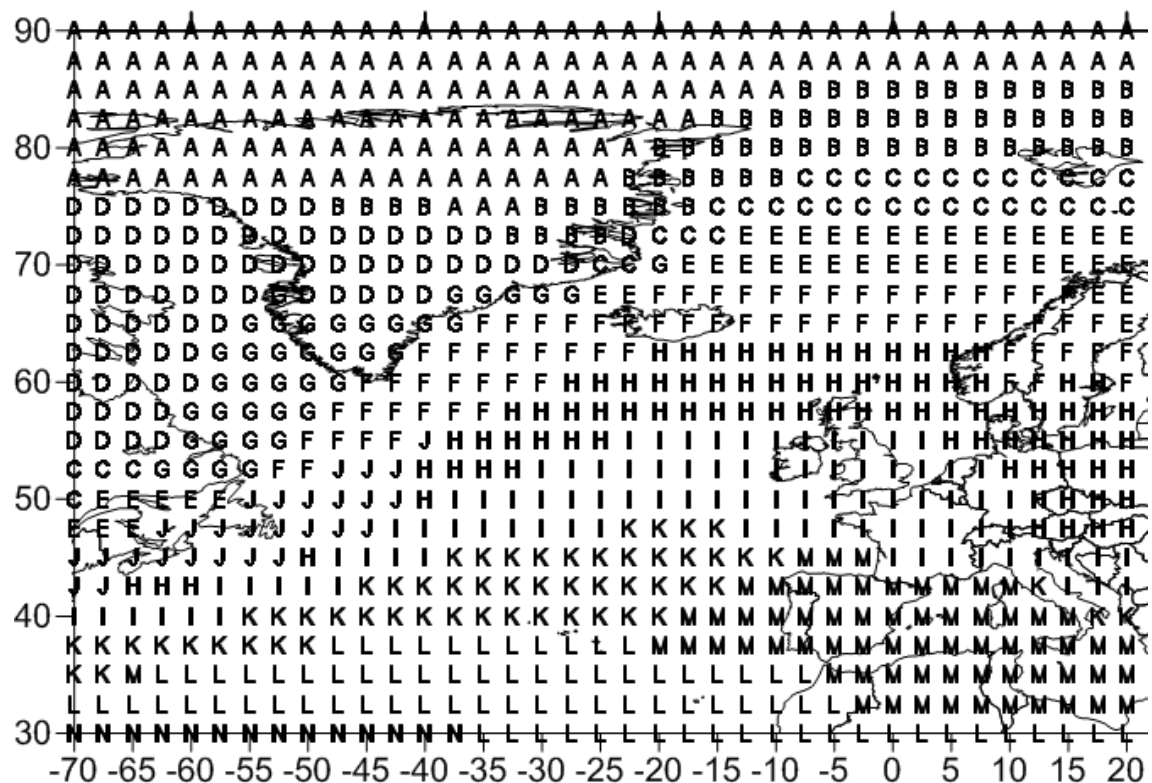


Рис. 3.22 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря, поверхня 850 гПа, Північна Атлантика (грудень)

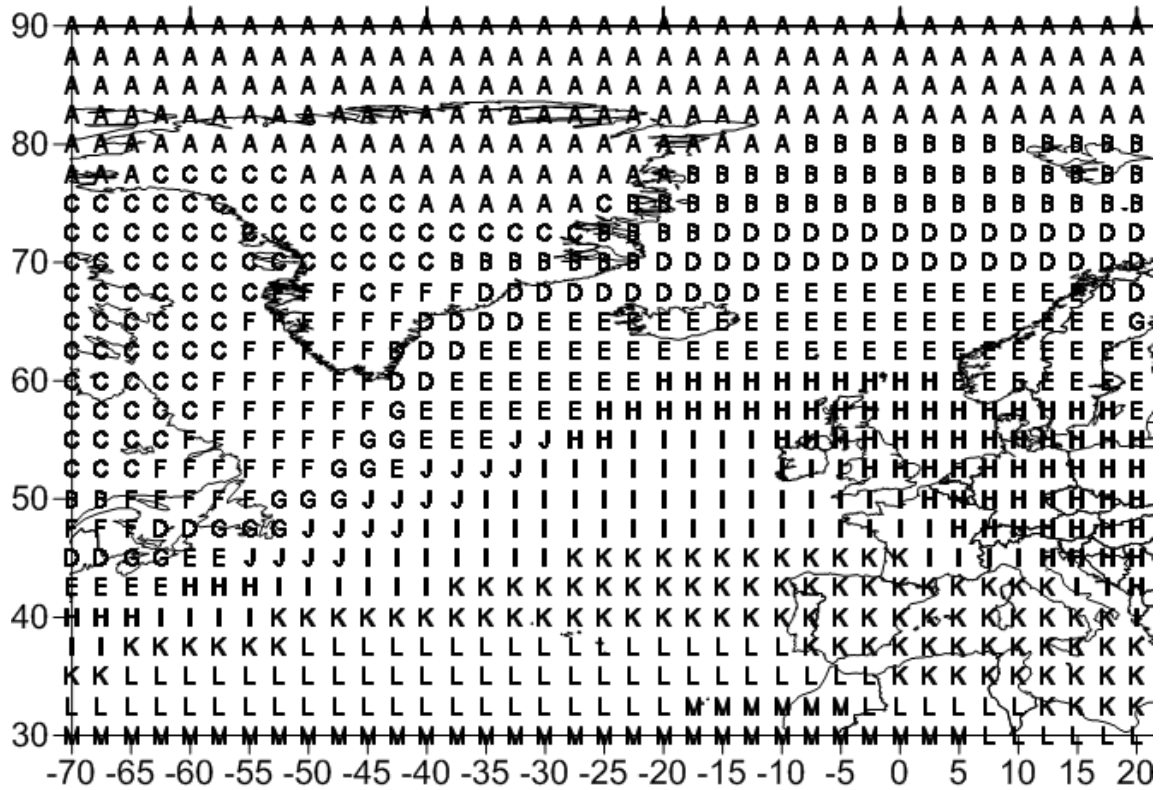


Рис. 3.23 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря, поверхня 850 гПа, Північна Атлантика (січень)

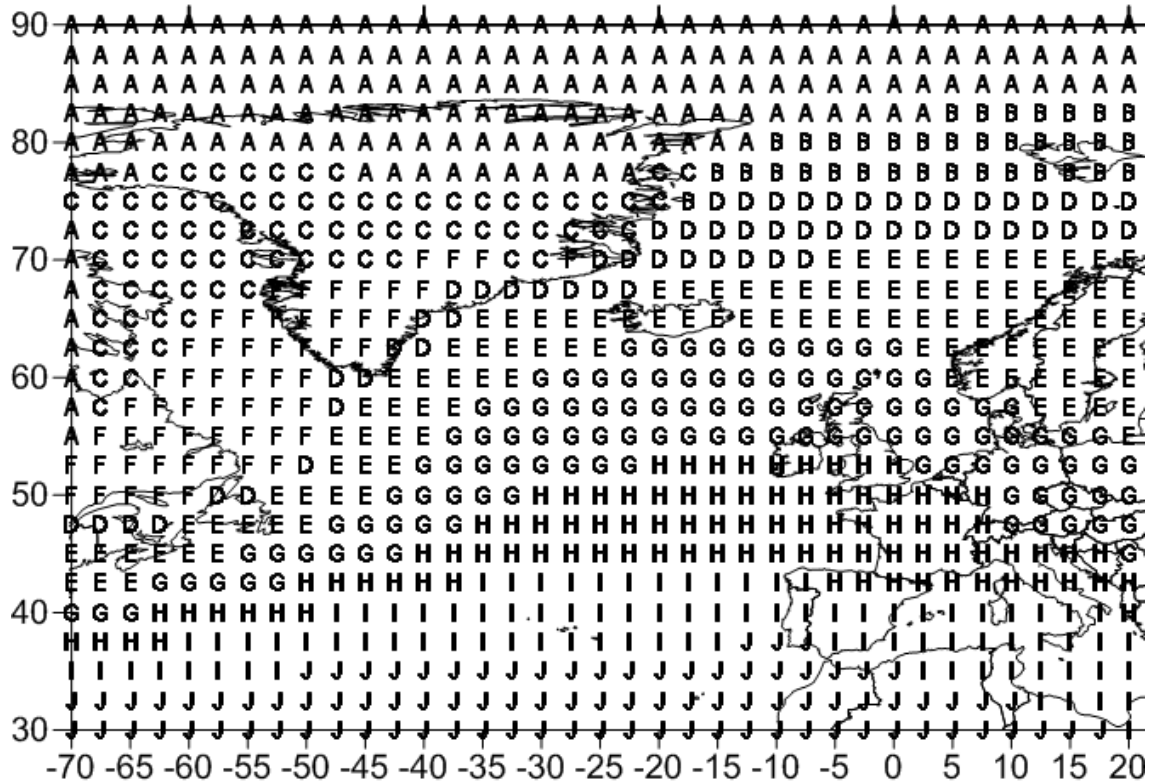


Рис. 3.24 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря, поверхня 850 гПа, Північна Атлантика (лютий)

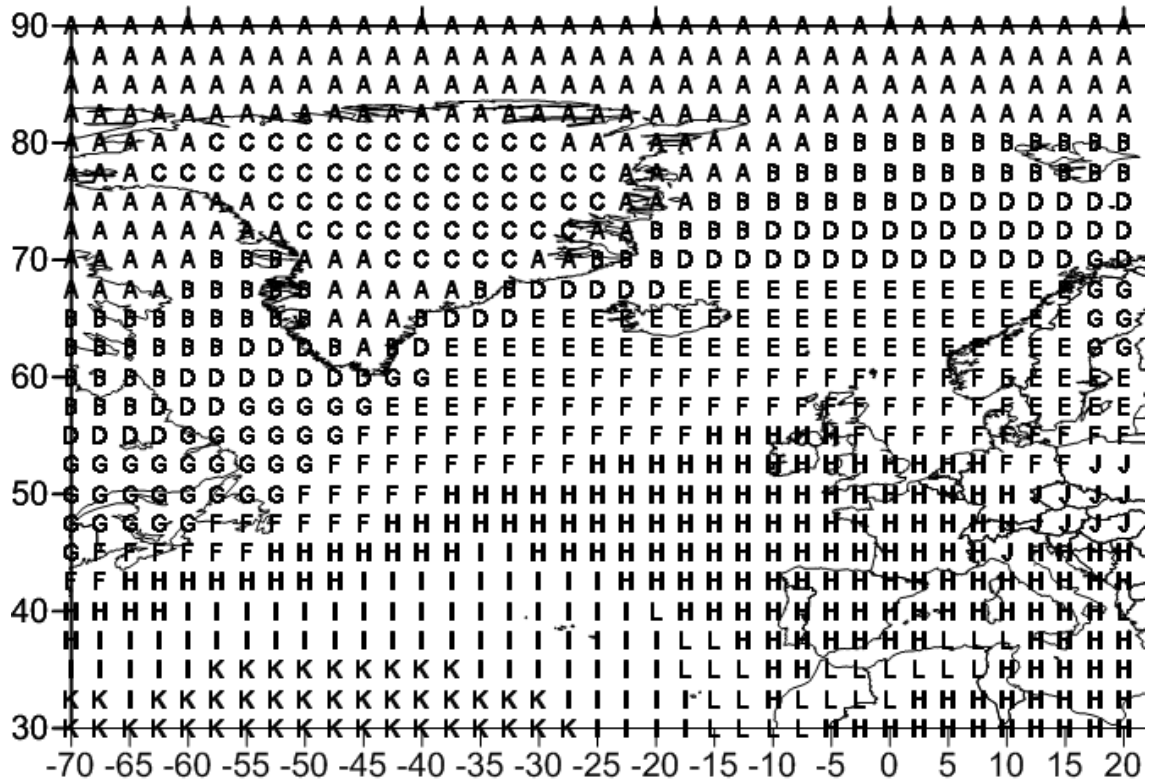


Рис. 3.25 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари, поверхня 850 гПа, Північна Атлантика (листопад)

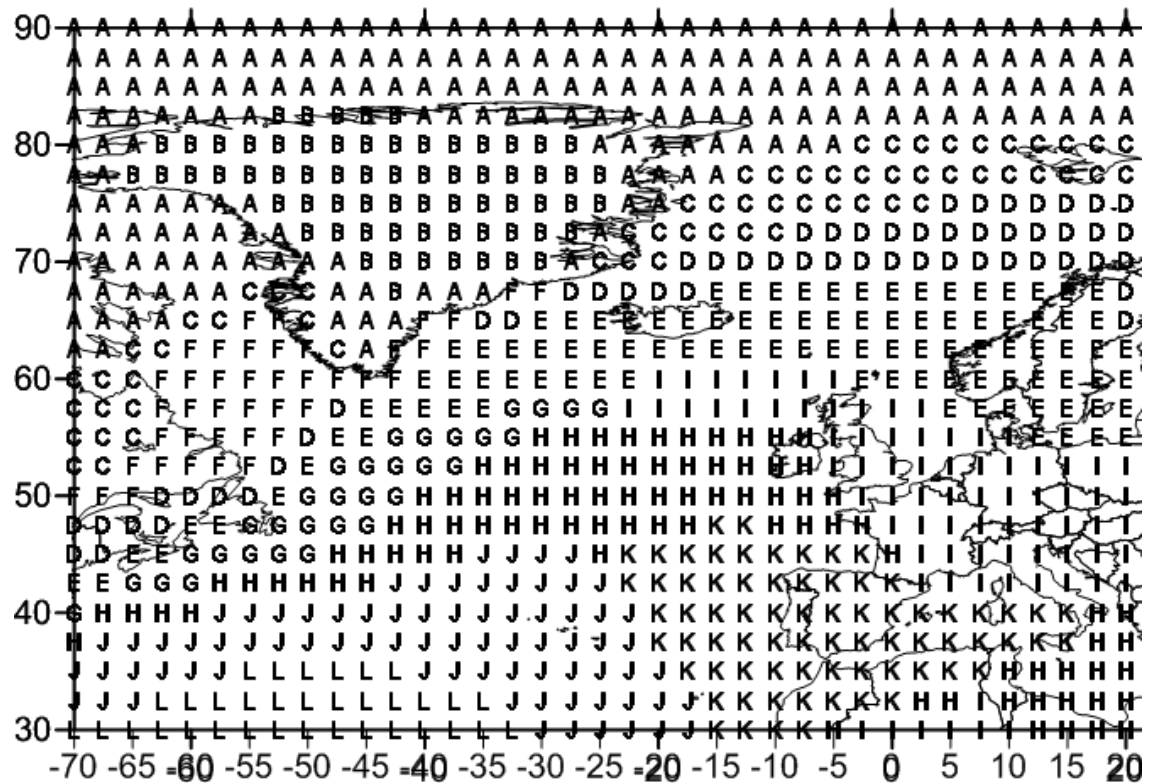


Рис. 3.26 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари, поверхня 850 гПа, Північна Атлантика (грудень)

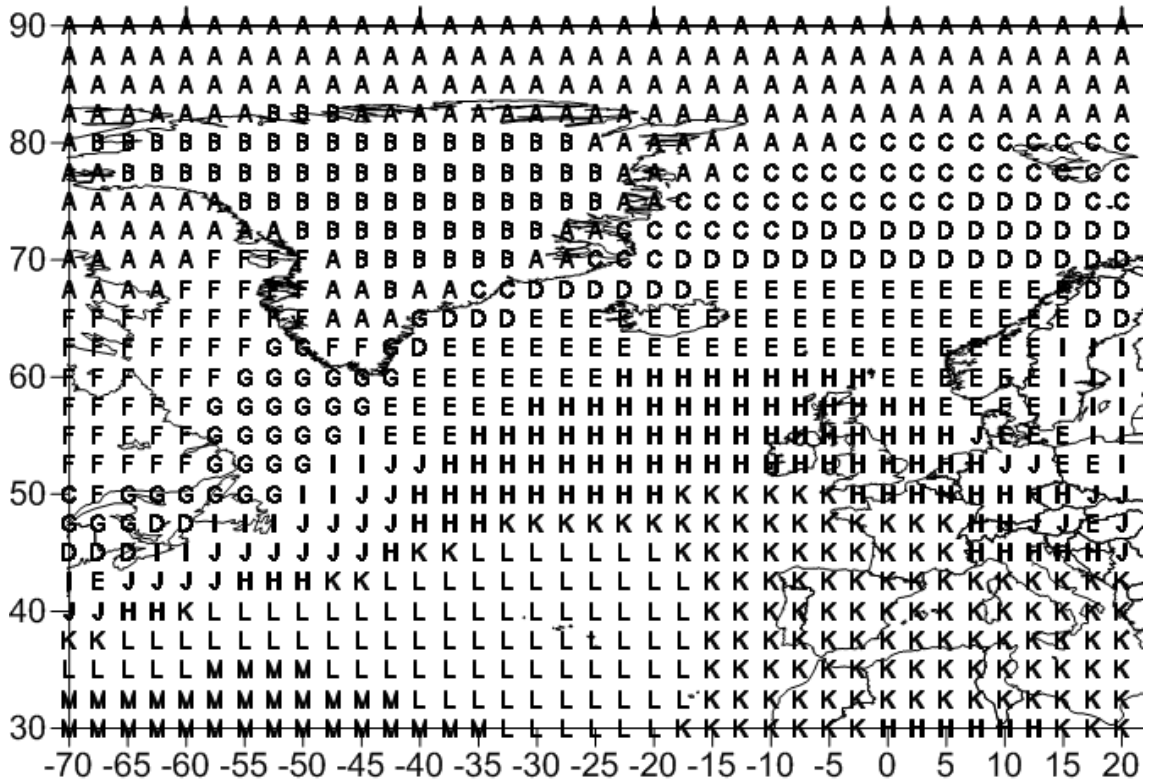


Рис. 3.27 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари, поверхня 850 гПа, Північна Атлантика (січень)

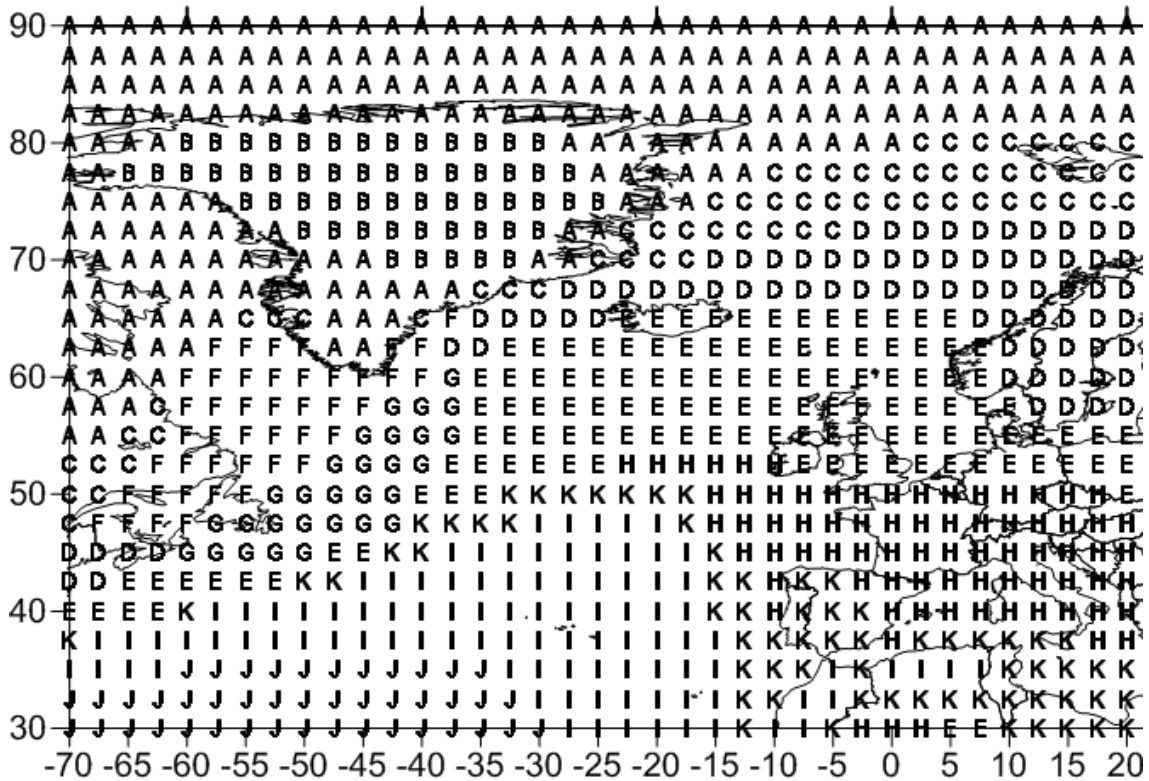


Рис. 3.28 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари, поверхня 850 гПа, Північна Атлантика (лютий)

Таблиця 3.6

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (МВкД) (K^2) і середні значення (СЗ) (К) компонент репрезентативних векторів у кластерах температури повітря на поверхні 850 гПа в Північній Атлантиці (листопад – лютий)

№№ п/п	Позначення кластерів	Внутрішньокластерні дисперсії				Середні значення			
		листопад	грудень	січень	лютий	листопад	грудень	січень	лютий
1	A	3,6	4,3	7,5	4,7	253,0	250,6	250,6	249,8
2	B	5,8	4,8	5,3	5,3	256,2	253,0	256,4	254,6
3	C	2,1	4,9	7,0	9,4	261,5	257,4	253,5	252,4
4	D	6,4	7,7	2,6	2,0	260,6	255,5	261,9	260,1
5	E	4,2	2,7	1,6	1,1	258,2	262,5	266,3	264,6
6	F	1,2	0,9	5,7	9,2	265,0	265,7	259,2	256,9
7	G	1,6	4,7	2,8	0,8	268,5	260,5	263,2	269,1
8	H	1,7	0,5	2,3	0,9	270,6	269,4	269,8	273,1
9	I	3,0	0,4	0,6	0,9	266,8	273,0	272,6	276,8
10	J	0,8	2,9	3,1	0,7	274,1	267,0	268,1	280,4
11	K	2,6	0,7	0,4	-	271,9	276,8	276,2	-
12	L	1,1	0,4	0,4	-	276,5	280,6	279,1	-
13	M	0,3	1,1	0,6	-	280,6	277,8	281,1	-
14	N	1,4	0,74	-	-	278,2	282,7	-	-
15	O	0,4	-	-	-	283,6	-	-	-
16	P	2,2	-	-	-	287,0	-	-	-

Інтерес представляють температурні зони: рис. 3.21 – кластери **E, C**; рис. 3.22 – кластери **D, G**; рис. 3.23 – кластери **C, F**; рис. 3.24 – кластери **C, F**.

Західні частини їх розташовуються над територією моря Баффіна, яке взимку покрито плавучими льодами, і моря Лабрадор, а східні – простягаються над територією центральної й південної Гренландії, де постійно присутня антициклональна циркуляція повітря.

Таблиця 3.7

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (МВкД) ((кг/кг)²) і середні значення (СЗ) (кг/кг) компонент репрезентативних векторів у кластерах масової частки водяної пари на поверхні 850 гПа в Північній Атлантиці (листопад – лютий)

№№ п/п	Позначення кластерів	МВкД ($\times 10^{-8}$)				СЗ ($\times 10^{-3}$)			
		листопад	грудень	січень	лютий	листопад	грудень	січень	лютий
1	A	1,2	0,7	1,7	0,9	0,7	0,6	0,5	0,5
2	B	2,4	0,8	0,9	0,9	1,2	0,3	0,3	0,2
3	C	0,9	2,8	5,2	2,6	0,3	1,0	1,0	1,0
4	D	3,3	3,6	3,6	5,9	1,8	1,6	1,5	1,7
5	E	6,0	2,7	5,3	3,1	2,5	2,2	2,2	2,5
6	F	3,7	5,3	5,2	5,9	3,1	1,3	0,8	1,4
7	G	5,6	7,7	5,9	8,6	2,3	2,6	1,4	2,1
8	H	3,0	2,5	1,9	10,7	4,1	3,6	2,9	2,9
9	I	6,8	5,1	5,1	5,4	5,6	3,0	1,9	4,1
10	J	16,2	3,5	4,5	10,2	3,5	5,0	2,4	5,4
11	K	7,9	16,3	8,6	5,4	6,9	4,0	3,4	3,4
12	L	17,6	8,1	4,2	-	4,7	6,2	4,6	-
13	M	-	-	9,3	-	-	-	5,7	-

Над цією областю Північної Атлантики в грудні – лютому спостерігається максимальна мінливість температури повітря (табл. 3.6), тільки в листопаді максимум дисперсії зміщається в район острова Шпіцберген. Цілком імовірно це пов'язано з циклогенезом, який підсилюється у зимовий період.

Так само як і в розподілі полів температур підстильної поверхні, де лінії конвергенції й дивергенції в зональній спрямованості кластерів не складно виявити в усі розглянуті місяці, на поверхні 850 гПа спостерігається звуження однорідних зон (рис.3.21 – кластери **I, H, L, J**; рис. 3.22 – кластери – **F, H, I, J**; рис. 3.24 – кластери – **I, G, J, E**; рис. 2 – кластери **D, E, G, H**) у районі Ньюфаундлендської банки, а саме, збільшення меридіонального градієнта. Цей район, відповідно до досліджень [79], є однією з відомих енергоактивних зон Північної Атлантики, яка знаходиться на стику Лабрадорської холодної течії (течії Кабота) й північної межі течії Гольфстрім. Можна зробити висновок щодо інтенсивної взаємодії тут нижчих шарів повітря й шарів на 850 гПа. Процес взаємодії забезпечується значними потоками тепла й вологи в атмосферу за рахунок холодного повітря, яке надходить з материка на теплу океанську поверхню.

Ще одна енергоактивна зона – Норвезько-Гренландська (частіше її представляють двома осередками: один біля східних берегів Гренландії, другий – біля берегів Скандинавії [79]) не має особливих проявів у полях температури розглянутої ізобаричної поверхні. Протягом холодного періоду тут присутні чотири в листопаді-грудні (рис. 3.21 – кластери – **B, C, F, G**; рис. 3.22 – кластери – **B, C, F, E**) і три в січні-лютому (рис. 3.23 – кластери – **B, D, E**; рис. 3.24 – кластери **B, D, E**) зонально-орієнтовані однорідні зони, які, практично, не змінюють свою конфігурацію в часі. У листопаді – грудні в кластерах **B, D** (рис. 3.21) і **B, C** (рис. 3.22) відзначається максимальна мінливість температури повітря. У перехідний місяць (грудень) на взаємодію між шарами, ймовірно, впливають дрейфуючі льоди, які перешкоджають

потокам тепла. Надалі, в міру настання зими, лід сковує поверхню води північної половини Гренландського моря й кластери **D** (рис. 3.21) і **C** (рис. 3.22) утворюють єдине ціле з більш глобальним кластером **B** (рис. 3.23 – 3.24), для якого значення міжрічної дисперсії температури зменшується.

На рисунках так само добре простежується зв'язок з основними теплими течіями, наприклад, Північноатлантичною – Норвезькою: її центральною частиною й лівою гілкою (течія Ірмінгера) (рис. 3.21 – кластери – західна зона **L, H, G, K**; рис. 3.22 – кластери **J, F, H**; рис. 3.23 – кластери **J, E, H**; рис. 3.24 – кластери **E, G**) і правою гілкою (рис. 3.21 – кластери – східна зона **L, J, N**; рис. 3.22 – кластери **I, K**; рис. 3.23 – кластери **I, K**; рис. 3.24 – кластери **H, I**). Тепло, що переносять води цього загального потоку на північний схід, є одним з факторів, які забезпечують формування середньої температури шару від водної поверхні до висоти поверхні 850 гПа у холодний час. При цьому, Португальському і Канарському, відносно холодним течіям, на поверхні 850 гПа не можна явно зіставити будь-який з кластерів у полях температури, за винятком кластера **M** у грудні (рис. 3.22), де значення розглянутої характеристики можуть бути пов'язані із процесами взаємодії атмосфери із цими водними потоками.

Відповідно до конфігурації і значень температури (табл. 3.6) об'єднана зона (рис. 3.21 – кластери – **L, N, M, O**, рис. 3.22 – кластери **K, M, L**; рис. 3.23 – кластери **K, M, L**; рис. 3.24 – кластери **I, J**) більше відповідає океанському субтропічному антициклональному кругообігу (азорському антициклону в атмосфері, який характеризується слабкою інтенсивністю в зимовий період), а кластери **J** – рис. 3.21, **I** – рис. 3.22, **I** – рис. 3.23 і **H** – рис. 3.24 - зоні додатної дивергенції, тобто розбіжності між антициклональним і циклональним кругообігами (субполярними й субтропічним) або ж атмосферними центрами дії (азорським максимумом і ісландським мінімумом, останній найбільш інтенсивний у зимовий період). Поширення зазначених кластерів над територією суші пов'язано зі слабкими зональними градієнтами температури і

перевагою внеску горизонтального перемішування повітря на рівні 850 гПа над вертикальними турбулентними потоками, які забезпечують надходження тепла від нижчих шарів.

Розподіл середніх значень репрезентативних векторів відповідає широтному розподілу радіації, яка надходить від Сонця, тобто має місце меридіональний градієнт (значення в південних кластерах вищі, ніж у північних). Межа переходу від додатних значень до від'ємних (своєрідна нульова ізотерма) протягом усього періоду не змінюється і має місце в океанській частині кластерів, які розташовуються в межах 37° – 55° півн.ш. (рис. 3.21 – кластери **H, J, L**; рис. 3.22 – кластери **I, K**; рис. 3.23 – кластери **I, K**; рис. 3.24 – кластери **H, I**), з південного заходу на північний схід. У діапазоні цих широт також знаходиться лінія поділу між зонами дії ісландського мінімуму й азорського максимуму.

Як вже вказувалося раніше, максимальні міжрічні внутрішньокластерні дисперсії температури у районі поверхні 850 гПа мають відношення до кластерів, розташованих над центральною Гренландією і над скованою льодом поверхнею моря Баффіна й морем Лабрадор. Над відкритою океанською поверхнею дисперсії відносно незначні, що свідчить про малу часову мінливість процесів (зокрема, потоків прихованого і явного тепла), які формують поля температури повітря.

Кластеризація *масової частки водяної пари* на поверхні 850 гПа (рис. 3.25 – 3.28), має багато загального із кластеризацією температури повітря на цій же поверхні, наприклад:

– присутній зв'язок з океанськими течіями: Північноатлантичною – Норвезькою: його центральною частиною й лівою гілкою (течія Ірмінгера) (рис. 3.25 – кластери – західна зона **H, E, F**; рис. 3.26 – кластери **E, G, I, H**; рис. 3.27 – кластери **J, E, H**; рис. 3.28 – кластери **E, G, D**) і правої (рис. 3.25 – кластери **H, I**; рис. 3.26 – кластери **J, K**; рис. 3.27 – кластери **L, K**; рис. 3.28 – кластери **K, H, I**) гілкою;

– є наявність ідентичності в кластеризації двох характеристик у північно-східній частині Північної Атлантики, яка виявляється в розташуванні й спрямованості однорідних зон. Географічно на схемах вона представлена холодним Гренландським (рис. 3.25 – кластер – **B**, рис. 3.26 – кластер **C**; рис. 3.27 – кластер **C**; рис. 3.28 – кластер **C**) і більш теплим Норвезьким морем (рис. 3.25 – кластери – **D**, східна частина **E**; рис. 3.26 – кластери **D**, східна частина **E**; рис. 3.27 – кластери **D**, східна частина **E**; рис. 3.28 – кластери **D**, північно-східна частина **E**);

– згідно з таблицею 3.7, репрезентативні вектори представлених кластерів мають практично незмінні у часі середні значення, які зменшуються в північному напрямку від відкритої морської поверхні до поверхні, насиченої льодами, що відповідає широтному розподілу радіації, яка надходить від Сонця. Відмінність полягає тільки у розподілі міжрічних дисперсій (табл.3.6, 3.7): у масовій частки водяної пари збільшення відбувається з півночі на південь, а у температури повітря - навпаки. Значна міжрічна мінливість масової частки водяної пари в однорідних зонах **E** (рис.3.25) і **D** (рис.3.28) пояснюється розташуванням їх на шляху переміщення циклонів, кількість і інтенсивність яких не є постійними величинами;

– у районі Ньюфаундлендської енергоактивної зони спостерігається збільшення меридіонального градієнта масової частки водяної пари, що свідчить про інтенсифікацію процесів, які формують розглянуту характеристику.

У той же час у кластеризації масової частки водяної пари присутні й деякі особливості:

– по-перше, кількість однорідних зон по місяцях більш стабільна (табл. 3.7), тобто постійно присутні умови, які підтримують різноманітність однорідних зон у межах 11 – 12. Формування полів вологості на розглянутій висоті багато в чому залежить від процесів у приповерхневому шарі, а саме випаровування вологи з підстильної поверхні приводить до зменшення питомої

ваги об'єму приповерхневого повітря і, відповідно, у результаті дії сили плавучості, до збільшення кількості вологого повітря, що надходить на більші висоти. Іншою причиною є формування кластерів в залежності від положення траєкторій переміщення циклонічних утворень, де в їх теплому секторі під дією південних вітрів здійснюється перенос більш насиченого вологою повітря;

– по-друге, в усі місяці більшу частину Гренландії займає кластер, який не поширюється на водну поверхню (рис. 3.25 – кластер **C**; рис. 3.26 – кластер **B**; рис. 3.27 – кластер **B**; рис. 3.28 – кластер **B**) і, практично, не змінює свою конфігурацію протягом розглянутого періоду. Цей кластер масової частки водяної пари формується під впливом постійної антициклональної діяльності над островом й відсутності значних потоків вологи з покритої льодом і снігом поверхні, а також характеризується найменшим середнім значенням репрезентативного вектора і значенням міжрічної дисперсії (табл. 3.7). Південь Гренландії виділяється в окрему область (рис. 3.25 – кластери **A**, **B**; рис. 3.26 – кластери **A**, **C**; рис. 3.27 – кластери **A**, **C**, **F**; рис. 3.28 – кластери **A**, **C**), яка знаходиться під впливом циклонічної діяльності. Наявність у прибережній зоні низьких значень масової частки водяної пари визначається випадінням великої кількості опадів і, відповідно, відносним зневоднюванням повітря на поверхні, яка розглядається ;

– по-третє, у південній частині Північної Атлантики протягом холодного періоду більш чітко проявляється гребінь максимальних значень масової частки водяної пари з добре вираженою віссю (рис. 3.25 – кластери **I**, **K**, **L**; рис. 3.26 – кластери **L**, **J**; рис. 3.27 – кластери **M**, **L**; рис. 3.28 – кластери **J**, **I**);

– по-четверте, кластер **H** – рис. 3.25, який знаходиться в зоні додатної дивергенції, тобто зоні розбіжності між антициклональним і циклональним кругообігами (субполярними й субтропічним), або ж атмосферними центрами дії (азорським максимумом і ісландським мінімумом), протягом зимових місяців втрачає самостійні обриси. У січні – лютому він вже представлений трьома кластерами: **H**, **K**, **L** (рис. 3.27); **H**, **K** і частково **I** (рис. 3.28). У зимових

місяцях в однорідних зонах **К** (рис. 3.26) **К** (рис. 3.27) і **Н** (рис. 3.28) спостерігаються максимальні міжрічні дисперсії вологості. Беручи до уваги зазначені процеси, які сприяють формуванню полів вологості на висотах нижньої тропосфери, можна припустити, що цей факт пов'язаний з міжрічними варіаціями деформації полів тиску, які зумовлюють відмінності у вітрових режимах.

Кластеризація полів температури повітря й масової частки водяної пари на поверхні 700 гПа [194]. Результати проведеної кластеризації полів середньомісячних значень температури повітря й масової частки водяної пари на рівні 700 гПа наведені на рисунках 3.29 – 3.36. У таблицях 3.8, 3.9 представлені основні статистичні характеристики (середні значення і міжрічні внутрішньокластерні дисперсії), які відповідають репрезентативним векторам виділених однорідних районів.

Загальна структура однорідних зон у полях *температури повітря* на поверхні 700 гПа (рис. 3.29 – 3.32), відповідно до представлених схем, в основному, має широтну спрямованість, з меридіональною протяжністю, яка не є однаковою (наприклад, кластер **Е** рис.3.29 – у західній частині має меридіональну довжину більшу, ніж на сході).

На відміну від раніше здійсненої кластеризації температури повітря на висоті 2 м і температури підстильної поверхні, де порушується єдина протяжність кластерів над сушею й над водою, на рівні 700 гПа, так само як і на поверхні 850 гПа, спостерігаються однойменні однорідні зони, які охоплюють обидві поверхні (рис. 3.29 – кластери **Е, В, G, N, I**; рис. 3.30 – кластери **А, Е, G, I, М**; рис. 3.31 – кластери **Е, G, I, К, F**; рис. 3.32 – кластери **С, Е, G, J, I**). Така особливість у розташуванні кластерів на поверхнях у вільній атмосфері є наслідком переваги горизонтальної турбулентності над вертикальною, зумовленої процесами, які виникають у результаті взаємодії повітря з підстильною поверхнею. Це ж сприяє й зменшенню кількості однорідних зон з листопада по лютий (відповідно, 18, 14, 12, 11). Присутня в осінньому місяці над центром Гренландії однорідна зона (рис. 3.29 – кластер **С**) зберігається й протягом усього зимового періоду (рис. 3.30 – кластер **В**; рис. 3.31 – кластер **В**; рис. 3.32 – кластер **В**).

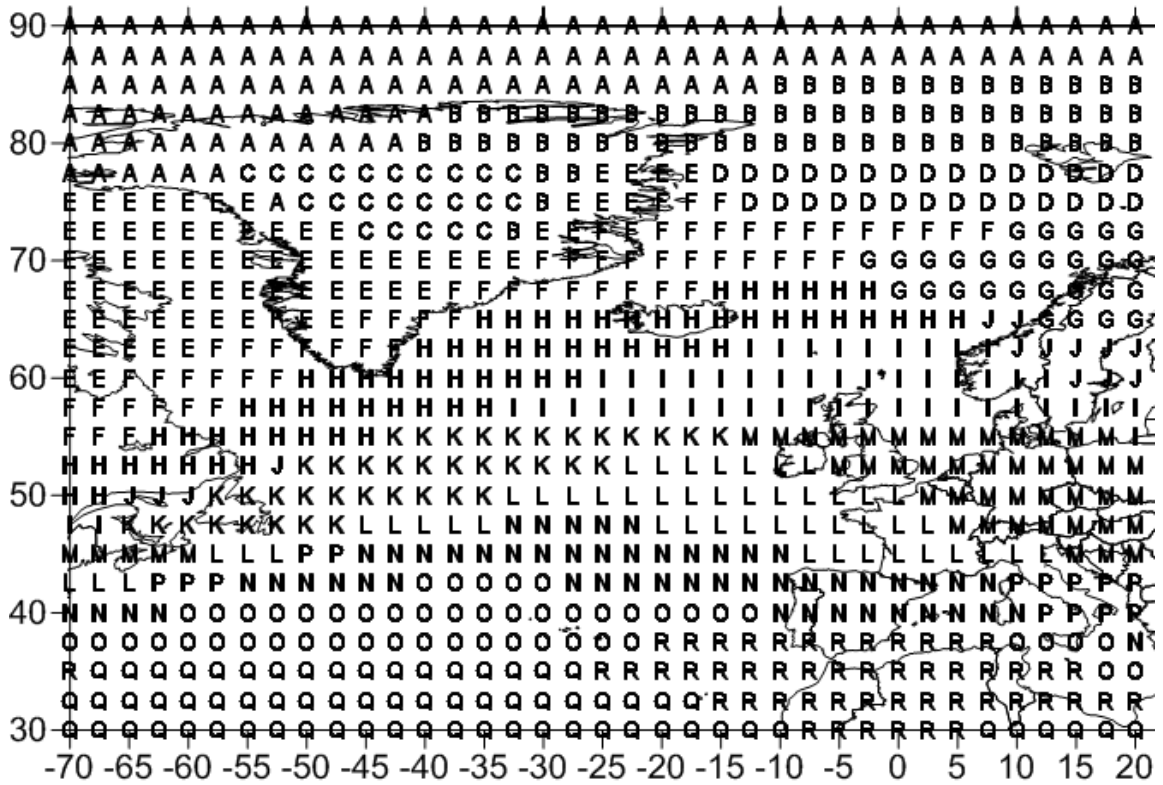


Рис. 3.29 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря, поверхня 700 гПа, Північна Атлантика (листопад)

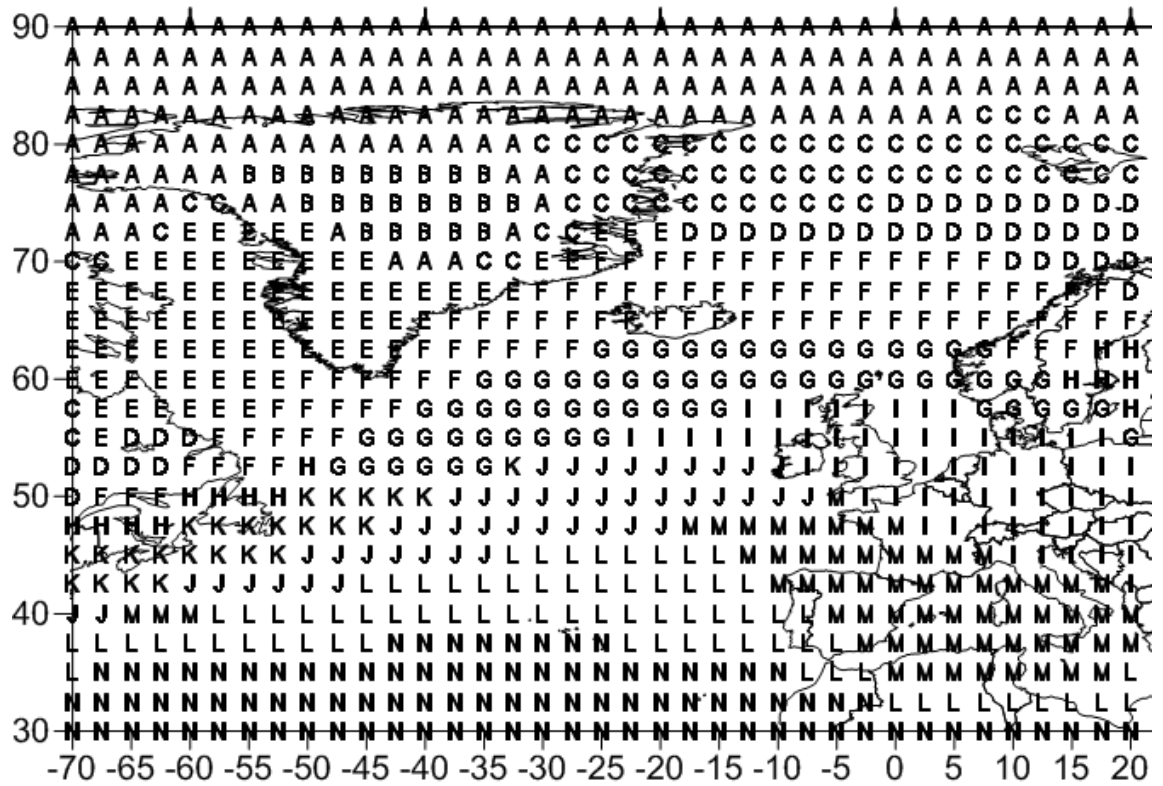


Рис. 3.30 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря, поверхня 700 гПа, Північна Атлантика (грудень)

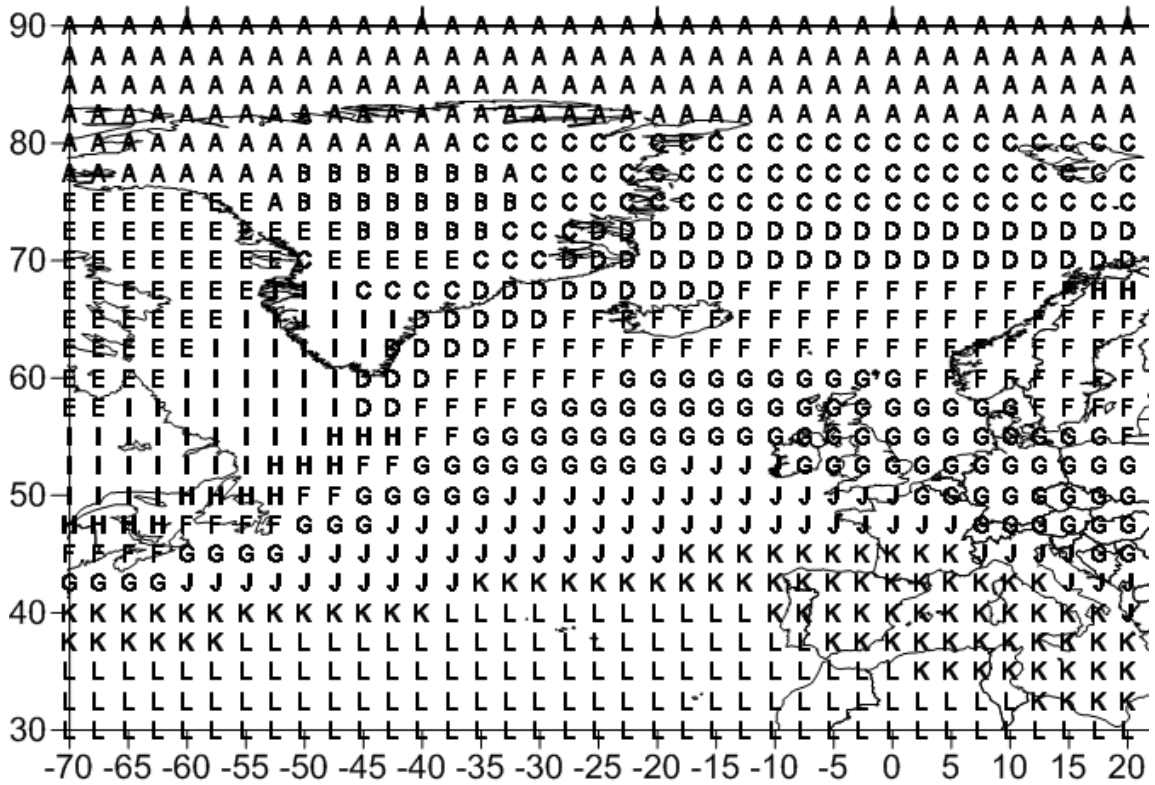


Рис. 3.31 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря, поверхня 700 гПа, Північна Атлантика (січень)

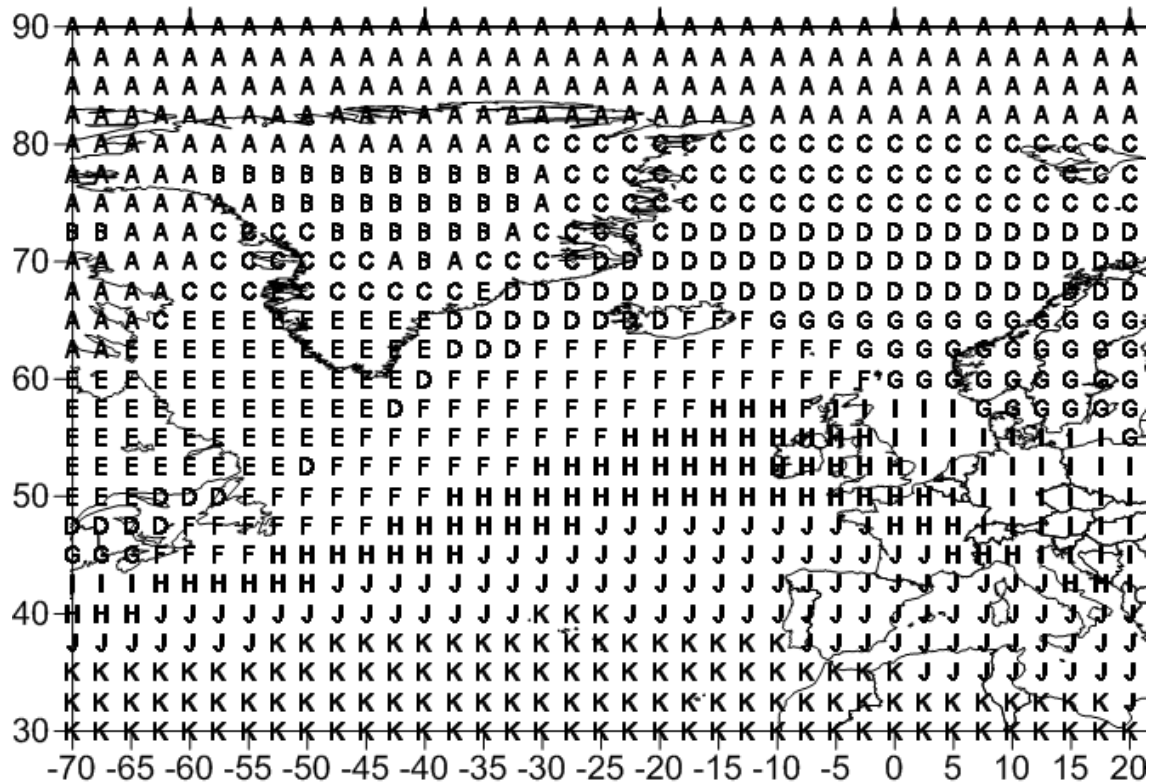


Рис. 3.32 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень температури повітря, поверхня 700 гПа, Північна Атлантика (лютий)

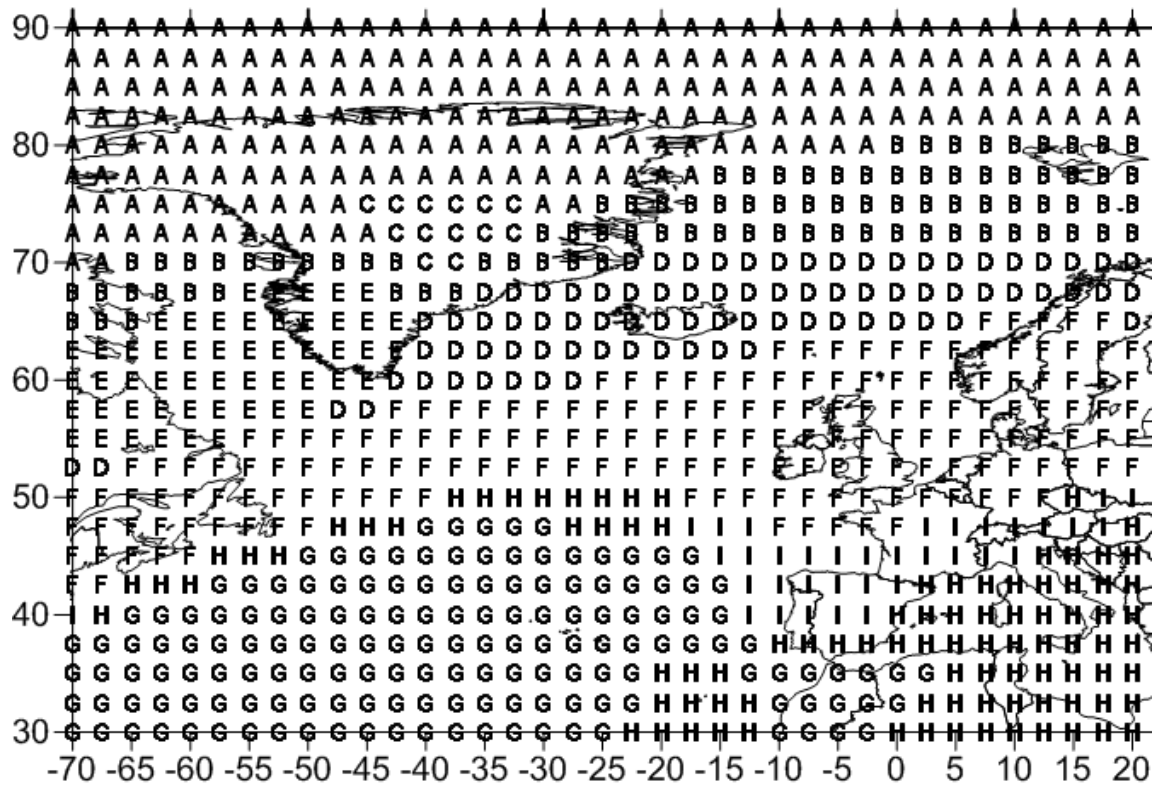


Рис. 3.33 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари, поверхня 700 гПа, Північна Атлантика (листопад)

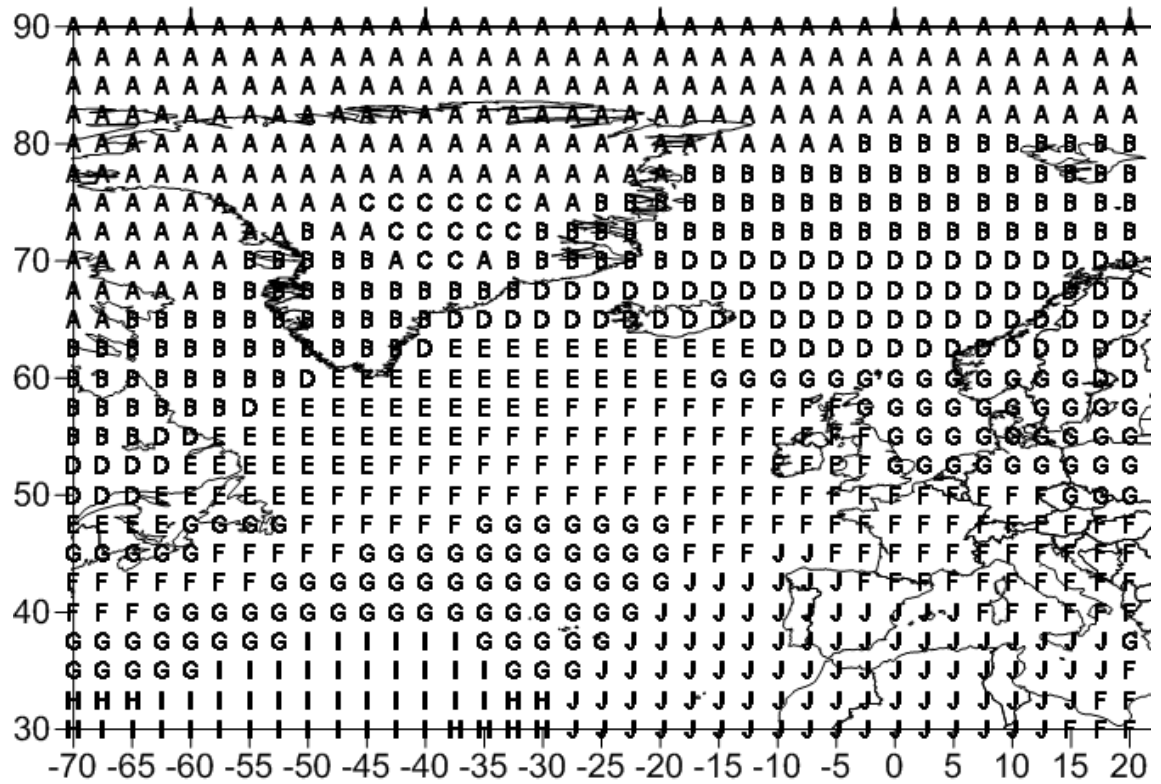


Рис. 3.34 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари, поверхня 700 гПа, Північна Атлантика (грудень)

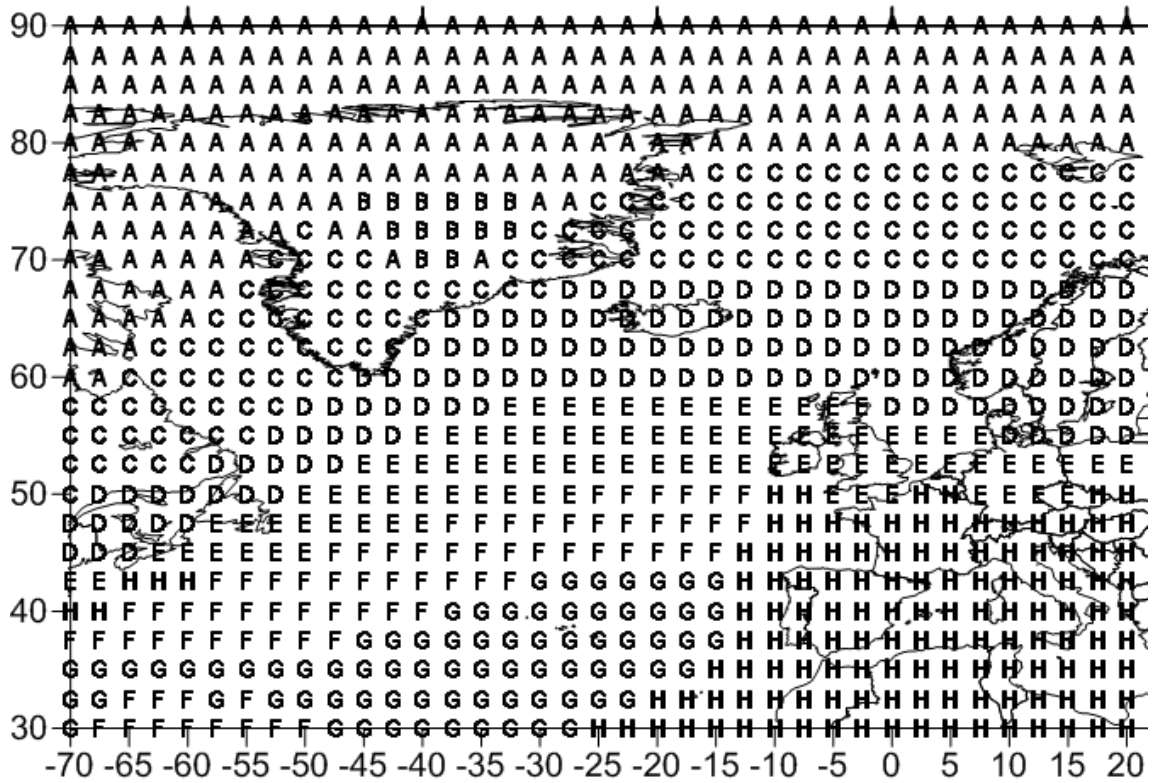


Рис. 3.35 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари, поверхня 700 гПа, Північна Атлантика (січень)

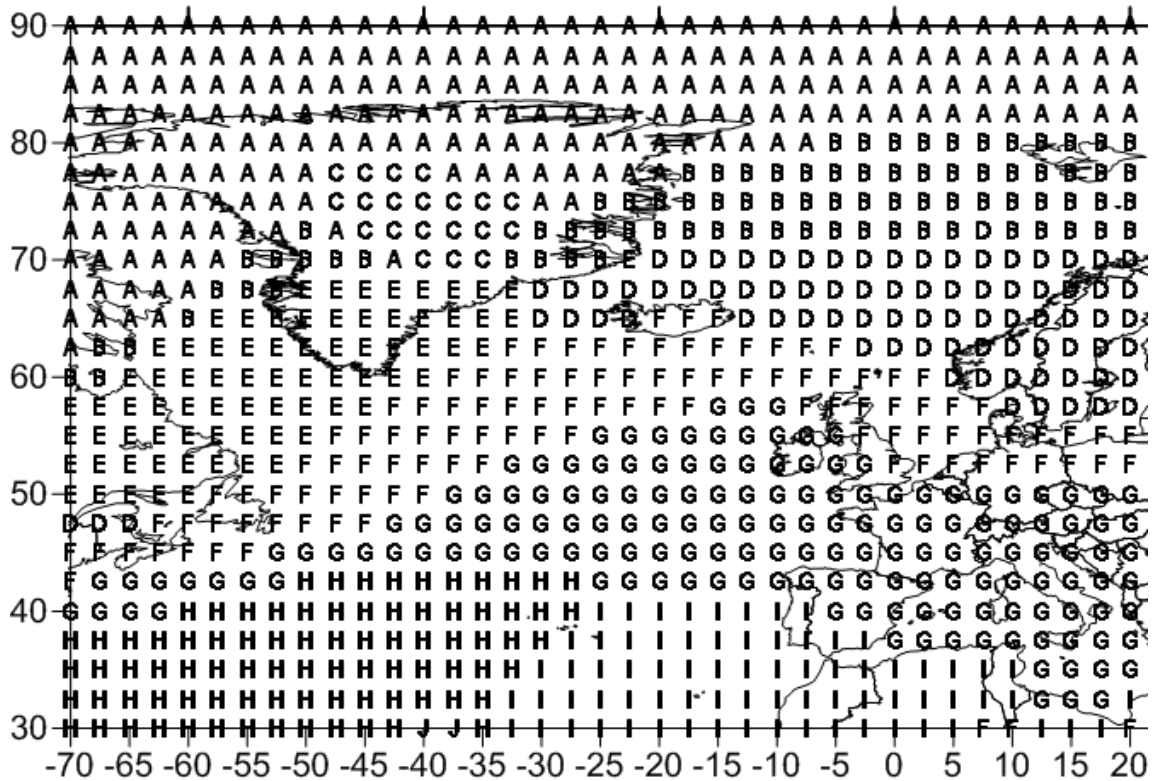


Рис. 3.36 Просторовий розподіл кластерів середньомісячних значень масової частки водяної пари, поверхня 700 гПа, Північна Атлантика (лютий)

Таблиця 3.8

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (МВкД) (K^2) і середні значення (СЗ) (К) компонент репрезентативних векторів у кластерах температури повітря на поверхні 700 гПа в Північній Атлантиці (листопад – лютий)

№№ п/п	Позначення кластерів	МВкД				СЗ			
		листопад	грудень	січень	лютий	листопад	грудень	січень	лютий
1	A	3,5	2,9	6,0	3,6	247,7	246,3	245,9	245,7
2	B	4,9	8,5	6,7	8,4	249,8	244,1	243,9	244,0
3	C	6,4	3,2	4,5	2,5	246,2	249,7	249,7	250,0
4	D	5,8	4,0	4,2	1,6	253,6	253,8	254,4	254,9
5	E	4,2	6,4	6,3	9,2	251,7	251,4	248,2	251,7
6	F	3,0	2,1	2,0	2,8	256,0	256,8	258,5	259,7
7	G	4,4	2,1	0,8	2,6	257,9	260,8	262,1	258,2
8	H	2,8	2,5	2,2	1,0	259,8	258,9	256,0	264,2
9	I	2,2	1,3	4,1	2,2	263,0	264,2	252,1	262,0
10	J	3,6	1,6	0,8	0,7	261,6	266,4	265,7	268,0
11	K	2,7	2,5	0,5	0,5	264,9	262,7	268,5	272,5
12	L	1,0	0,6	0,5	-	268,2	270,9	272,7	-
13	M	1,6	0,7	-	-	266,0	268,6	-	-
14	N	0,5	0,6	-	-	271,0	274,5	-	-
15	O	0,3	-	-	-	273,4	-	-	-
16	P	1,4	-	-	-	269,5	-	-	-
17	Q	0,3	-	-	-	276,7	-	-	-
18	R	0,8	-	-	-	274,2	-	-	-

За географічним розташуванням, це місце є одним із центрів холоду й характеризується активною антициклональною діяльністю, найнижчими середніми значеннями репрезентативних векторів і найбільшими міжрічними дисперсіями (табл.3.9).

Таблиця 3.9

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії (МВкД) ((кг/кг)²) і середні значення (СЗ) (кг/кг) компонент репрезентативних векторів у кластерах масової частки водяної пари на поверхні 700 гПа в Північній Атлантиці (листопад – лютий)

№№ п/п	Позначення кластерів	МВкД ($\times 10^{-8}$)				СЗ ($\times 10^{-3}$)			
		листопад	грудень	січень	лютий	листопад	грудень	січень	лютий
1	A	0,5	0,3	0,6	0,4	0,5	0,4	0,4	0,3
2	B	1,4	0,7	1,2	0,8	0,7	0,6	0,3	0,5
3	C	1,4	1,0	0,9	1,2	0,3	0,2	0,6	0,3
4	D	2,1	1,3	0,8	1,6	1,2	1,0	1,0	0,9
5	E	2,5	3,0	1,3	2,9	1,0	1,1	1,3	0,7
6	F	1,4	1,5	2,1	1,3	1,6	1,7	1,9	1,2
7	G	3,3	1,9	5,9	2,1	2,4	1,3	2,0	1,6
8	H	3,5	1,7	3,9	3,6	2,1	2,1	1,6	2,0
9	I	4,0	6,9	-	8,2	2,0	2,4	-	1,7
10	J	20,0	7,8	-	7,7	2,8	1,8	-	1,9

Східна частина Гренландії в листопаді представлена трьома кластерами – **B**, **E** і **F** (рис. 3.29). Кластер **B** займає північно-східну частину острова, поширюючись далі на схід по північних межах Гренландського моря й острова

Шпіцберген у бік Баренцева моря. Північна межа цієї однорідної зони проходить уздовж 85° півн.ш. Кластер **E** (рис. 3.29) – починається із широкої за меридіаном частини, яка розташовується над морем Баффіна, далі обходить із півдня центральну частину і закінчується вузькою смугою на сході острова. Однорідна зона **F** (рис. 3.29), починаючи з північної частини півострова Лабрадор, через південно-східне узбережжя Гренландії має продовження над півднем Гренландського моря.

Протягом періоду грудень – лютий відбувається розділення однорідної зони **B** (рис. 3.29) у листопаді між кластерами **A** і **D** (рис. 3.29). Останній з них у грудні – лютому утворює частину кластера **C** (рис. 3.30 – 3.32), який займає північну половину Гренландського моря, покриту льодом. Інша частина кластера **C**, яка знаходиться над територією Гренландії, з настанням кожного наступного місяця зими усе далі поширюється на захід острова і в лютому вже охоплює південний край моря Баффіна, який у листопаді знаходився під впливом кластера **E** (рис. 3.29).

Така перебудова в основному пов'язана із частковим ослабленням антициклональної й посиленням циклонічної діяльності в зазначеному районі. Відповідно, це приводить до зміни вітрового режиму на рівні 700 гПа над східною й південною частиною Гренландії, який перешкоджає горизонтальному перемішуванню повітряних мас. Такому розподілу температур сприяє також і однорідна підстильна поверхня, зайнята льодом, наявність якого, у свою чергу, перешкоджає надходженню явного і прихованого тепла в атмосферу.

Кластер **G** (рис. 3.29), який перебуває над центральною частиною Норвезького моря і відповідає Нордкапській течії, у грудні-лютому перестає бути самостійним осередком. Об'єднання його з однорідними зонами **F** і **H** (рис. 3.29), які мають відношення до найбільш протяжних кластерів (**F** – над північно-західною частиною моря Лабрадор через південний край Гренландії до південної половини Гренландського моря й **H** – над центральною частиною

моря Лабрадор через Ісландію до південної частини Норвезького моря) над північно-східною Атлантикою приводить до утворення кластерів **D** і **F** (рис. 3.30 – 3.32).

У зону **F** (рис. 3.32) входять також зони, які територіально розташовані над центральною й північною частиною системи Гольфстрім – Північноатлантична – Норвезька течії (рис. 3.29 – **K, I**). Одним з основних факторів формування значень температури в кластерах над цим потужним водним струменем є турбулентні потоки тепла, пов'язані із проходженням баричних систем над підстильною поверхнею з більшими градієнтами.

У лютому над південною частиною Норвезького моря розташовується самостійний осередок (**G** – рис. 3.32), який включає в себе територію над Скандинавським півостровом і східною частиною Балтійського моря, за обрисами схожий на кластер **G** (рис. 3.29). Західні частини кластерів **F** і **H**, які перебувають над морем Лабрадор (рис. 3.29), наприкінці зимового періоду утворюють єдиний кластер **E** (рис. 3.32), що розташовується над більшою частиною Лабрадорського моря, насиченого льодами, і південним краєм Гренландії. Значні міжрічні варіації температури тут пов'язані з деформаціями баричного поля, які приводять до змін напрямку вітру. Останній, у свою чергу, спричиняє винос холодного континентального повітря в тилу циклонів і відносного теплого морського повітря в їх теплом секторі.

Кількість неоднорідних між собою зон (**K, L, P, N, M** – рис. 3.29), які охоплюють центральну частину Північної Атлантики в листопаді, у зимові місяці зменшується, і замість осередків формуються кластери, які мають протяжність через всю територію із заходу на схід (наприклад, **J, L** (рис. 3.30); **G, J, K** (рис. 3.31); **H, G** (рис. 3.32)).

У місяці холодного періоду на поверхні 700 гПа проявляється температурна зона, яка розташовується над Північним морем і далі через південно-західну частину Балтійського моря на Центральну Європу (кластери: **M** – рис. 3.29, **I** – рис. 3.31, **I** – рис. 3.32). У січні вона становить єдине ціле із

кластером, який відповідає центральній частині Північноатлантичної течії (**G** – рис. 3.31), а в листопаді і грудні, західна частина її включає повітряний простір над Британськими островами.

Аналогічно розподілу полів температур повітря на висоті 2 м та поверхні океану, де на схемах присутні лінії конвергенції і дивергенції в зональній спрямованості кластерів, в полях температур на поверхні 700 гПа спостерігається концентрація або ж звуження різних однорідних зон (рис. 3.29 – кластери **K, L, P, N**; рис. 3.30 – кластери **F, G, J, K**; рис. 3.31 – кластери **F, G, J**; рис. 3.32 – **F, H, I, J**) у районі Ньюфаундлендської банки, тобто збільшення меридіонального градієнта температури. Цей район, відповідно до досліджень [79], є однією з енергоактивних зон Північної Атлантики. Таким чином, можна зробити висновок щодо інтенсивної взаємодії тут нижчих шарів повітря з шаром в районі поверхні 700 гПа. Процес взаємодії характеризується значними потоками тепла й вологи в атмосферу за рахунок холодного повітря, яке надходить з материка на теплу океанську поверхню.

При розгляді формування полів температури на поверхні 700 гПа важливим моментом є відповідність однорідних зон середньомісячному полю тиску, а саме, розподілу областей високих і низьких значень геопотенціала. На представлених схемах систему кластерів **P, N, O, R** – рис. 3.29, **L, N, M** – рис. 3.30, **J, K, L** – рис. 3.31 і **J, K** – рис. 3.32 можна зіставити з азорським максимумом, який характеризується слабкою інтенсивністю в цю пору року (область океанського субтропічного антициклонального кругообігу) і ісландському мінімуму (океанському субполярному циклональному кругообігу) (**F, H, I, K** – рис. 3.29, **G, F, I** – рис. 3.30; **G, F, D, H** – рис. 3.31; **E, F** – рис. 3.32), найбільш розвиненому в зимовий період. Східна частина кластерів **L** – рис. 3.29, **J (M)** – рис. 3.30, **G (I)** – рис. 3.31 і **H** – рис. 3.32 розташовується у зоні додатної дивергенції, тобто у зоні розбіжності між зазначеними вище атмосферними центрами дії (океанськими кругообігами).

Середні значення репрезентативних векторів однорідних зон

відповідають широтному розподілу радіації, яка надходить від Сонця, тобто має місце меридіональний градієнт (значення в південних кластерах вищі, ніж у північних) (табл. 3.8).

Максимальні міжрічні внутрішньокластерні дисперсії значень температури в зимові місяці спостерігаються в кластерах над центральною Гренландією, над скованою льодом поверхнею моря Баффіна і морем Лабрадор (табл. 3.8). У листопаді значна міжрічна мінливість температури, яка відповідає зонам над північною половиною Гренландського моря (**B, D** – рис. 3.29), насамперед, визначається неоднорідністю підстильної поверхні і частою зміною напрямку вітру на рівні 700 гПа.

Над відкритою океанською поверхнею, особливо в південних районах, дисперсії незначні. Це свідчить про малу часову мінливість факторів, які впливають на формування полів температури. До таких факторів можна віднести відносну сталість у значеннях потоків прихованого і явного тепла, а також квазістаціонарність у системі рухів повітря в середній тропосфері.

У кластеризації *масової частки водяної пари* на поверхні 700 гПа (рис. 3.33 – 3.36) є багато загального із кластеризацією температури повітря на цій же поверхні. Але, незважаючи на добру корельованість у розподілах цих характеристик, спостерігається й ряд істотних відмінностей.

Кількість однорідних зон по місяцях є більш стабільною (табл. 3.9), тобто протягом холодного періоду зберігаються умови, які підтримують кількість неоднорідних зон у межах 8 – 10. Формування полів вологості на розглянутій поверхні залежить у тому числі й від процесів у приповерхневому шарі (також як й на рівні 850 гПа), а саме: випаровування вологи з поверхні приводить до зменшення питомої ваги об'єму повітря й, відповідно, у результаті дії сили плавучості, до збільшення ймовірності надходження різних об'ємів вологого повітря на більші висоти.

Але у той же час необхідно враховувати, що з висотою турбулентні потоки тепла і вологи послаблюються, і одним з основних процесів утворення

однорідних зон стає горизонтальне перемішування, зумовлене циркуляцією верхніх шарів тропосфери, особливо північніше від струменя Гольфстрім – Нордкапська течія. Іншою причиною є формування кластерів залежно від положення траєкторій переміщення циклонічних утворень (штормів-треків), де в теплому секторі області низького тиску південні вітри переносять більш насичене вологою повітря.

Згідно таблиці 3.9, середні значення репрезентативних векторів, так само як і у температури повітря, відповідають широтному розподілу сонячної радіації, тобто має місце меридіональний градієнт із півночі на південь.

На представлених схемах у південній частині Північної Атлантики спостерігається зональний градієнт: у південно-східній зоні (кластери: **H** – рис. 3.33, **J** – рис. 3.34, **H** – рис. 3.35, **I** – рис. 3.36) значення нижчі, ніж у південно-західній (кластери: **G** – рис. 3.33, **I** – рис. 3.34, **G** – рис. 3.35, **H** – рис. 3.36).

Перша група кластерів розташовується над відносно холодними Португальською і Канарською течіями, де вертикальні турбулентні потоки вологи слабші, а друга - над правою гілкою Гольфстріму.

Розподіли внутрішньокластерної міжрічної мінливості розглянутих характеристик істотно розрізняються: у масової частки водяної пари відбувається збільшення її значень із півночі на південь, а у температури повітря - навпаки (табл. 3.8, 3.9).

У зимовий період на поверхні 700 гПа інтенсифікація процесів, які формують збільшення меридіонального градієнта масової частки водяної пари в районі Ньюфаундлендської енергоактивної зони проявляється не так яскраво як при кластеризації температури. Цей факт на схемах представлений тільки вузькою перехідною зоною: у листопаді – кластером **H** (рис. 3.33), у грудні – кластером **F** (рис. 3.34), у січні – кластерами **B**, **C** (рис. 3.35), у лютому – західною частиною кластера **G** (рис. 3.36) і пояснюється послабленим вологообміном на поверхні 700 гПа з нижчими шарами в зоні зіткнення

Лабрадорської і Північноатлантичної течій.

Наявність ідентичності в утворенні кластерів розглянутих гідрометеорологічних характеристик у північно-східній частині Атлантики над холодним Гренландським і теплим Норвезьким морями (кластери: **B, D** – рис. 3.33; **B, D** – рис. 3.34; **C, D** – рис. 3.35; **B, D** – рис. 3.36), вираженої у строгій зональності розташування однорідних зон і у формі покриття ними зазначеної області, свідчить про єдність процесів формування значень температури й вологості. До таких процесів відносяться перенос тепла й вологи при переміщенні синоптичних систем і турбулентні потоки прихованого тепла над поверхнею закритою льодами і вільною від льоду (табл. 3.9).

В усі розглянуті місяці над Гренландією область, дещо зміщену на схід від центра, займає кластер, який не поширюється на водну поверхню (рис. 3.33 – кластер **C**; рис. 3.34 – кластер **C**; рис. 3.35 – кластер **B**; рис. 3.36 – кластер **C**) і, практично, не змінює свою конфігурацію протягом розглянутого періоду. Цей кластер масової частки водяної пари формується під впливом антициклональної діяльності над островом, а також в результаті відсутності значних потоків вологи з покритої льодом і снігом поверхні. Він також характеризується найменшим середнім значенням репрезентативного вектора й незначною міжрічною внутрішньокластерною дисперсією (табл. 3.9). Південь Гренландії виділяється в окрему область (рис. 3.33 – кластери **E, B**, рис. 3.34 – кластер **B**, рис. 3.35 – кластер **C**, рис. 3.36 – кластер **E**), яка перебуває під впливом циклонічної діяльності. Наявність у прибережній зоні низьких значень масової частки водяної пари визначається випадінням великої кількості опадів і, відповідно, відносним обезводненням повітря на даній поверхні

Кластер **G** – рис. 3.36, який перебуває в зоні додатної дивергенції, тобто в зоні розбіжності між антициклональним і циклональним кругообігами (субполярними й субтропічним), або ж атмосферними центрами дії (азорським максимумом і ісландським мінімумом), та який відповідає центральній частині й правій гілці Гольфстріму, у листопаді розташовується північніше (**F** –

рис. 3.33). Це пов'язане з тим, що восени азорський максимум ще добре розвинений, і середньомісячне поле високого тиску займає більшу частину Північної Атлантики. Надалі, у зв'язку з послабленням азорського максимуму й підсиленням ісландського мінімуму, відбувається часткова перебудова висотного поля тиску, і зона додатної дивергенції зміщується південніше.

Висновки до розділу 3

1. Розроблено універсальний ітераційний метод кластеризації даних (УІМКД). В основу алгоритму УІМКД покладені методи перевірки статистичних гіпотез функцій евклідових відстаней і критеріїв неоднорідності рядів, закони розподілу яких невідомі. Здійснено кластеризацію полів вихідних характеристик.

2. Зазначені особливості розподілу кластерів розглянутих параметрів атмосфери і підстильної поверхні, їх структури в Північній Атлантиці 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.

3. 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. [195]. 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.

4. 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.

РОЗДІЛ 4

КОМПОНЕНТНО - КЛАСТЕРНИЙ АНАЛІЗ ДІЮЧИХ ФАКТОРІВ У ПІВНІЧНІЙ АТЛАНТИЦІ

4.1 Загальні положення

Енергетичний стан атмосфери і океану визначається в основному термодинамічними процесами всередині цих середовищ. У той же час, у приповерхневому шарі океану і у нижній тропосфері він багато в чому залежить від процесів взаємодії між ними. Відомо, що будь-який термодинамічний процес характеризується термодинамічними параметрами (параметрами стану). У більшості випадків у їх ролі виступають температура, густина, тиск і масова концентрація термодинамічно активної домішки (у морській воді – сіль, в атмосфері – водяна пара).

Використання окремо від інших одного фізичного параметра в якості того, який дозволяє охарактеризувати і виявити неоднорідності в просторовому розподілі енергії атмосфери й океану, було б алогічним. Наприклад, відносно висока температура водної поверхні не завжди є чинником значних потоків прихованого тепла з океану в атмосферу. Подібні потоки в основному визначаються різницею температур вода-повітря й насиченістю вологою повітря, яке надходить на відкриту водну поверхню. Таким чином, правильно було б розглядати комплекси основних гідрометеорологічних характеристик, представлених у вигляді деяких параметрів. Екстремальні значення розрахованих параметрів, у свою чергу, можуть характеризувати підвищену або знижену енергетичну активність у певних районах земної кулі.

Процес взаємодії океану й атмосфери, так само як і стан атмосфери на висотах, можна параметризувати за допомогою методів багатовимірною

статистичного аналізу, зокрема компонентного аналізу. При цьому в ролі параметрів, які визначають інтенсивність взаємодії двох середовищ і параметрів стану атмосфери на висотах, виступають головні компоненти.

У свою чергу, кожен з виділених головних компонентів являє собою лінійну комбінацію вихідних факторів з відповідними ваговими коефіцієнтами (навантаженнями). Як навантаження виступають координати власних векторів.

Вихідні фактори, як правило, мають різну розмірність і порядок. Для позбавлення розмірності і приведення їх до одного порядку до них повинна бути застосована процедура нормування, наприклад, на власну норму. Ця математична дія дозволяє надалі вважати, що навантаження, яке відповідає фактору, визначає значущість його у формуванні головного компонента, і відповідно значущість його у процесі взаємодії океану і атмосфери, або ж у випадку атмосфери, роль його у формуванні енергетичного стану на певній висоті. Значущість вихідного фактора також визначається внеском дисперсії відповідного головного компонента в загальну дисперсію процесу взаємодії у повітрі. Інтенсивність взаємодії атмосфери і океану, а також енергетичний стан атмосфери визначаються відповідними значеннями головного компонента та його дисперсією.

4.2 Алгоритм компонентного аналізу

Використання статистичних методів дослідження при вирішенні метеорологічних задач пов'язане з рядом труднощів, таких як невідповідність у багатьох випадках метеорологічних величин нормальному закону розподілу, неоднорідність і неізотропність метеорологічних полів, нестационарність випадкових процесів і ін. У цьому випадку ефективним є інший шлях вирішення, який полягає в тім, що проводиться параметризація складу

факторів. Тобто в моделі використовуються нові величини, які є лінійними комбінаціями початкових факторів. Нові фактори повинні задовольняти наступні вимоги: а) бути взаємно некорельованими (ортогональними); б) щоб при можливо меншій їх кількості враховувалась значуща частина мінливості вихідних величин. Перерахованим вимогам відповідає компонентний аналіз, який часто в літературі називають методом «емпіричних ортогональних функцій» або «природних ортогональних функцій» (наприклад, [79]).

Компонентний аналіз застосовується при вирішенні різних задач. Однією з них є стиск гідрометеорологічної інформації (значне скорочення кількості інформації при збереженні основного її змісту).

Іншою важливою задачею є фільтрація інформації. Її суть полягає в наступному. Поля досліджуваних фізичних величин в атмосфері формуються під дією атмосферних процесів різних масштабів: процесів макромасштабів, синоптичного масштабу, мезомасштабу і процесів дрібнішого масштабу [140]. В результаті, ця інформація набуває шумового компонента, зумовленого дрібномасштабними флуктуаціями, похибками вимірів і первинної обробки результатів спостережень. Часто виникає необхідність, залежно від характеру задачі, зосередити увагу на процесах великих масштабів і не враховувати складові, зумовлені впливом процесів дрібного масштабу. Для цього також застосовується компонентний аналіз. Розглянемо коротко його ідеї [140] на прикладі просторових полів деякої гідрометеорологічної величини.

Нехай маємо деяке поле центрованих значень фізичної величини ΔX_j :

$$\Delta X_j = \begin{pmatrix} \Delta x_{1j} \\ \Delta x_{2j} \\ \dots \\ \Delta x_{nj} \end{pmatrix} \quad (4.1)$$

Здійсимо параметризацію цього поля, тобто виразимо поле, визначене значеннями фізичної величини на множині точок простору, за допомогою

декількох некорельованих параметрів, які лінійно пов'язані з компонентами вектора (4.1) i , містять основну інформацію про поле. В основі вирішення цієї задачі лежить лінійне перетворення початкового поля (4.1) у базису власних векторів матриці коваріації (або кореляції) полів цієї величини. Матричне рівняння повної проблеми власних значень має вигляд:

$$K_x u_i = \lambda_i u_i \quad (4.2)$$

У цьому рівнянні K_x - n - вимірна матриця коваріації; u_i - i -й власний вектор; λ_i - відповідне власне значення матриці K_x .

Власні значення λ_i і відповідні їм власні вектори

$$u_i = \begin{pmatrix} u_{11} \\ u_{21} \\ \dots \\ u_{ni} \end{pmatrix}, \quad (i = \overline{1, n}) \quad (4.3)$$

розраховуються, наприклад, за методом Якобі [140].

Існує така теорема: власні значення додатно визначеної, симетричної й дійсної матриці є дійсними, додатними й простими числами. Оскільки матриця коваріації задовольняє умови цієї теореми, власні значення мають відзначені в теоремі властивості [140].

Власні значення розташовуються в порядку їх зменшення

$$\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_n. \quad (4.4)$$

Першому власному значенню λ_1 відповідає перший власний вектор

$$u_1 = \begin{pmatrix} u_{11} \\ u_{21} \\ \dots \\ u_{n1} \end{pmatrix}, \quad (4.5)$$

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

Якщо матриця коваріації добре зумовлена, тоді перший власний вектор складається тільки з додатних компонентів, у другому спостерігається одна зміна знака компонент, у третьому - дві зміни й т.д. Власні вектори мають важливу особливість, яка визначається співвідношенням:

$$\langle u_i u_j \rangle = u_i' u_j = \delta_{ij} |u_i| |u_j|, \quad (4.6)$$

де δ_{ij} - символ Кронекера.

Вона означає, що скалярний добуток різних власних векторів дорівнює нулю, тобто власні вектори ортогональні.

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

$$W_i = \frac{u_i}{|u_i|}. \quad (4.7)$$

Тоді, очевидно,

$$\langle W_i W_j \rangle = \frac{\langle u_i u_j \rangle}{|u_i| |u_j|} = \delta_{ij} \frac{|u_i| |u_j|}{|u_i| |u_j|} = \delta_{ij}. \quad (4.8)$$

Такі власні вектори називаються ортонормованими. Сукупність ортонормованих власних векторів становить ортогональну матрицю W причому:

$$W'W = WW' = E. \quad (4.9)$$

Відзначені властивості власних векторів дозволяють розглядати їх як базис n - вимірного евклідова простору R^n . Виходячи з цього, проведемо розкладання вектора ΔX_j , який представляє яке-небудь поле фізичної величини, у цьому базису. Відповідне перетворення має вигляд:

$$W'\Delta X_j = z_j. \quad (4.10)$$

Оскільки базис власних векторів є ортогональним, то компоненти $z_{ij} (i = \overline{1, n})$ вектора z_j

$$z_j = \begin{pmatrix} z_{1j} \\ z_{2j} \\ \dots \\ z_{ij} \\ \dots \\ z_{nj} \end{pmatrix}. \quad (4.11)$$

є лінійно незалежними, а в статистичному сенсі некорельованими.

$$M[z'_i z_j] = \begin{cases} \sigma_{z_i}^2 & \text{при } i = j \\ 0 & \text{при } i \neq j \end{cases}. \quad (4.12)$$

Можна показати, що кожне власне значення має сенс дисперсії ортогонального компонента z_i фізичних полів, тобто

$$\sigma_{z_i}^2 = \lambda_i. \quad (4.13)$$

Однак з (4.4) випливає, що

$$\sigma_{z_1}^2 > \sigma_{z_2}^2 > \dots > \sigma_{z_n}^2. \quad (4.14)$$

Власні значення мають ще одну важливу властивість:

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = t_r K_x. \quad (4.15)$$

Індексом t_r - позначається слід матриці (сума елементів матриці, розташованих на головній діагоналі). Оскільки на головній діагоналі матриці коваріації розташовані дисперсії, тоді

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = \sum_{i=1}^n \sigma_{x_i}^2. \quad (4.16)$$

Це означає, що сума всіх власних значень дорівнює сумарній дисперсії фізичного поля. Зі співвідношення (4.7) випливає, що здійснюється розподіл дисперсій: дисперсія першого ортогонального компонента Z_1 є найбільшою, дисперсії другого і наступних ортогональних компонентів, як правило, швидко зменшуються. Перші ортогональні компоненти Z_1, Z_2, \dots, Z_k , дисперсії яких становлять основну частину сумарної дисперсії, концентрують інформацію про

найбільш великомасштабні особливості фізичних об'єктів. Виходячи з того, яким чином визначаються головні компоненти (4.10), можна сказати, що відповідні їм власні вектори також вміщують інформацію про особливості найбільш великомасштабних процесів, формуючи статистичну структуру полів фізичних величин.

Як ми вже зазначали вище, за допомогою множини власних векторів матриць коваріації можна одержати замість випадкового вектора X вектор ортогональних компонентів Z , дисперсії яких є власні значення. При цьому сумарна дисперсія поля розподіляється так, що найбільша її частина припадає на декілька перших (k) ортогональних компонентів $Z_i (i = \overline{1, k})$, які є головними компонентами. Саме вони містять у собі найбільш важливу інформацію про структуру полів, які досліджуються. Для визначення числа k головних компонентів необхідно знайти частину η_k сумарної дисперсії поля, яка відповідає найбільш великомасштабним процесам, за допомогою такого виразу:

$$\eta = \frac{\sum_{i=1}^k \lambda_i}{\sum_{i=1}^n \lambda_i}. \quad (4.17)$$

Число k , при якому $\eta \geq \eta_k$ визначається так, щоб зберегти найбільш важливу інформацію про статистичну структуру полів досліджуваної фізичної величини.

4.3 Опис вихідних даних і аналіз дисперсій перших трьох головних компонентів

У цьому дослідженні для формування сукупності діючих факторів вихідними характеристиками були взяті дані масиву ERA-40, задані у вузлах регулярної сітки точок $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ у період з 1957 по 2002 роки, у холодний сезон

з листопада по лютий, у районі Північної Атлантики (30° півн.ш.- 90° півн.ш. і 70° зах.д. - 20° сх.д.), а саме:

а) на рівні підстильної поверхні і в приповерхневому шарі повітря - середньомісячні значення температури підстильної поверхні (T_p , К), температури повітря на висоті 2 м (T , К), різниці зазначених температур (ΔT , К), поверхневих потоків прихованого тепла (Q_n , Дж/м²) і зональної складової швидкості вітру (u , м/с);

б) на поверхнях 850 гПа і 700 гПа – середньомісячні значення температури повітря (T_{850} , T_{700} , К), геопотенціалу (Φ^* , м²/с²), масової частки водяної пари (S , кг/кг), зональної складової швидкості вітру (u , м/с), відносного вихору швидкості (Ω_z , с⁻¹).

На основі цих даних були визначені вектор стану в кожному вузлі сітки зазначених територій. Вони складаються з п'яти значень вихідних метеорологічних величин у визначений момент часу. Це дало можливість розрахувати для кожного місяця, кожного вузла поля середні значення і матриці кореляцій. Відповідно до виразу (4.2), з використанням алгоритму Якобі, були розв'язані рівняння повної проблеми власних значень, тобто отримані власні значення і власні вектори, які відповідають їм. Власні вектори є ортогональним базисом W n - вимірного евклідового простору.

Вихідні гідрометеорологічні характеристики в первісному вигляді мали різні розмірності і різний порядок величин. Тому до них була застосована процедура нормування на власну норму, що дозволило усунути вищевказані невідповідності.

Кожна сукупність векторів обраних нормованих вихідних характеристик у вузлах сітки точок визначених вище частин територій Північної Атлантики для зазначених поверхонь була розкладена у відповідному ортогональному базису. Результатами цієї операції стали головні компоненти, які є незалежними параметрами, що визначають інтенсивність взаємодії атмосфери й

океану, а також параметрів стану атмосфери на висотах. Кожен головний компонент, у свою чергу, становить лінійну комбінацію з п'яти вихідних характеристик, які відбивають тепло- і вологообміни у приповерхневому шарі, а також тепло-, вологовміст і циркуляційні властивості повітря на поверхнях 850 гПа й 700 гПа.

Використання компонентного аналізу в конкретному вузлі не надає можливості побудувати поля власних векторів, що дещо ускладнює аналіз отриманих результатів. Подібна процедура часто застосовується для просторової візуалізації основних процесів, зумовлених головними компонентами, при розгляді як вихідної – тільки однієї характеристики (наприклад, тиску, температури). Однак відповідно до алгоритму компонентного аналізу процедура, яка була застосована для нормування вихідних об'єктів, дає можливість додатково розглядати значення власних векторів як коефіцієнти, що визначають значущість кожної з п'яти вихідних гідрометеорологічних величин (або циркуляційних характеристик) у відповідному головному компоненті. Надалі будемо називати значення власних векторів ваговими коефіцієнтами або ваговими навантаженнями.

Розглянуті вагові коефіцієнти можуть набирати як від'ємних, так і додатних значень, і, незважаючи на нормування вихідних характеристик, не відбивають внесок останніх у компонент у вигляді частки, порівнянної з одиницею. Головні компоненти, які виражають проекції векторів вихідних величин, будучи ортогональними складовими процесу взаємодії океану й атмосфери, а також енергетичного стану атмосфери на висотах, теж можуть мати як від'ємні, так і додатні значення, які залежать від знака координат власних векторів і значень вихідних характеристик.

Внесок перших компонентів у процес взаємодії океану й атмосфери та енергетичний стан атмосфери на висотах (представлений відновленими відфільтрованими значеннями векторів вихідних характеристик) може бути як додатний, так і від'ємний і залежить також від знака відповідних значень

власних векторів. Саме таке співвідношення знаків і значень, крім внеску в загальну дисперсію, визначає часову мінливість процесу, параметрами якого є головні компоненти.

Крім того застосування компонентного аналізу до просторових полів окремо взятого гідрометеорологічного параметра (тиску, температури) потенційно повинне виявити особливості основних процесів, масштаби яких визначаються порядковим номером і значенням відповідного власного числа (внеском у загальну дисперсію). У сукупності ці процеси і формують поля представленої вихідної величини.

В дослідженні подібного роду таке припущення відсутнє. Розглянуті об'єкти можуть мати різні за тісністю кореляційні зв'язки. Це може привести до різного числа головних компонентів з власними числами матриці коваріації (кореляції), які незначно розрізняються.

Застосування компонентного аналізу до вихідних метеорологічних характеристик і циркуляційних параметрів у районі Північної Атлантики показало, що перші три власних значення вичерпують більше 80% сумарної дисперсії процесів взаємодії розглянутих об'єктів (табл.4.1, 4.2). Діапазони значень дисперсій (по місяцях), які пояснюються отриманими головними компонентами, представлені в табл.4.3, 4.4.

Необхідно відзначити, що використання тільки одного компонентного аналізу, як методу в підготовці вихідного вектора-фактора на вході в модель, не є раціональним.

Таблиця 4.1

Сумарна дисперсія перших трьох головних компонентів, отриманих за всією сукупністю значень, в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих у Північній Атлантиці (шар повітря прилеглий до підстильної поверхні)

Місяць	Для компонентів відповідних					
	максимальним значенням дисперсій			мінімальним значенням дисперсій		
	1 gk	2 gk	3 gk	1 gk	2 gk	3 gk
листопад	95,1	89,2	88,3	87,2	92,3	83,3
грудень	95,8	88,9	85,1	88,9	95,2	93,8
січень	93,7	93,3	82,7	89,9	92,5	89,1
лютий	95,2	89,9	83,7	94,7	91,2	89,0

Таблиця 4.2

Сумарна дисперсія перших трьох головних компонентів, отриманих за всією сукупністю значень, у репрезентативних вузлах кластерів, розташованих у Північній Атлантиці (нижня й середня тропосфера)

Місяць	Для компонентів відповідних					
	максимальним значенням дисперсій			мінімальним значенням дисперсій		
	1 gk	2 gk	3 gk	1 gk	2 gk	3 gk
	поверхня 850 гПа					
листопад	91,3	91,2	82,8	87,9	95,5	88,4
грудень	87,6	90,7	88,5	91,1	86,4	88,2
січень	97,2	87,5	81,6	87,2	89,9	95,5
лютий	95,0	89,7	87,8	89,3	89,6	89,3
	поверхня 700 гПа					
листопад	93,3	92,8	88,4	90,6	89,6	91,3
грудень	87,6	95,7	90,0	89,7	94,1	91,0
січень	97,2	95,6	88,0	88,6	93,7	93,1
лютий	95,0	98,0	90,3	91,2	95,5	93,3

Таблиця 4.3

Максимальні й мінімальні значення дисперсій головних компонентів за всією сукупністю значень, у репрезентативних вузлах кластерів, розташованих у Північній Атлантиці (шар повітря прилеглий до підстильної поверхні)

Місяць	Максимальні значення дисперсій			Мінімальні значення дисперсій		
	1gk	2 gk	3 gk	1 gk	2 gk	3 gk
листопад	59,7	26,3	21,6	39,9	22,3	18,0
грудень	64,7	32,4	19,2	37,9	18,4	17,3
січень	70,8	32,3	19,6	42,4	23,9	14,0
лютий	72,2	30,5	18,0	40,1	20,5	13,4

Таблиця 4.4

Максимальні й мінімальні значення дисперсій головних компонентів за всією сукупністю значень, у репрезентативних вузлах кластерів, розташованих у Північній Атлантиці (нижня й середня тропосфера)

Місяць	Максимальні значення дисперсій			Мінімальні значення дисперсій		
	1gk	2 gk	3 gk	1 gk	2 gk	3 gk
	поверхня 850 гПа					
листопад	52,3	26,8	17,1	51,4	18,8	14,0
грудень	53,9	33,7	18,4	44,1	24,0	13,5
січень	75,8	33,2	17,4	40,6	17,7	7,85
лютий	74,7	32,1	22,5	37,5	24,1	12,0
	поверхня 700 гПа					
листопад	61,2	30,2	19,7	41,7	20,6	11,3
грудень	52,6	35,4	17,8	41,1	16,5	10,9
січень	57,4	32,9	19,2	50,1	17,8	14,3
лютий	70,0	35,0	16,0	39,0	20,9	9,7

Велика кількість одержаних головних компонентів може спричинити серйозні труднощі при відборі і при аналізі значущих діючих факторів, а також можливість допущення помилки. До того ж це може призвести до не виправданого збільшення обчислювальних потужностей, необхідних для розрахунків у моделі. Тому з метою скорочення вихідної вибірки і одержання однорідних районів, у яких процеси взаємодії атмосфери й океану, а також енергетичний стан атмосфери на висотах, мають великий ступінь схожості, до головних компонентів, нами був застосований алгоритм кластерного аналізу УІМКД, представлений в п.п.3.1.

4.4 Комплексний аналіз діючих факторів в шарі повітря, прилегло до підстильної поверхні у Північній Атлантиці

Значення координат власних векторів (вагових навантажень або ж вагових коефіцієнтів), які відносяться до певних однорідних районів, виділених у результаті кластеризації перших трьох головних компонентів, показують істотне різноманіття комбінацій значущих вихідних гідрометеорологічних характеристик у формуванні незалежних параметрів (головних компонентів). Внесок останніх у процеси взаємодій й енергетичний стан атмосфери на висотах визначається власними числами.

Крім того, у більшості випадків, відповідно до представлених схем кластеризації, перший головний компонент, який пояснює максимальний внесок у загальну дисперсію, навіть при однаковій кількості отриманих однорідних районів, має менші дроблення на локальні осередки, тобто кластери, в основному, являють собою цільні райони великої протяжності. У той же час, дотримуючись основної гіпотези про можливу появу нових енергоактивних зон при підготовці діючих факторів, є необхідність відсторонитися від загальноприйнятих принципів. Наприклад, визначення цих зон за екстремальним значенням окремих параметрів: температур поверхні й

приповерхневого шару повітря, їх різниці, а також тиску насиченої водяної пари (наприклад, [79]). До того ж не зовсім коректно було б стверджувати, що подібні енергетичні зони проявлять себе тільки в першому головному компоненті, який пояснює максимальний внесок у загальну дисперсію розглянутого процесу.

З точки зору автора, необхідно уточнити, що, по-перше, участь більшості з п'яти вихідних характеристик у формуванні значень певного головного компонента, яка виявляється в значних вагових навантаженнях, може свідчити про посилення інтенсивності взаємодії атмосфери й океану, а також посилення ефекту бароклінності в розглянутій однорідній зоні. По-друге, в лінійних комбінаціях, які формують значення головних компонентів, при співпадінні знака вагових навантажень і знака значень вихідних характеристик відбувається збільшення значень розглянутого компонента, а при розбіжності – зменшення. Так, наприклад, для характеристик взаємодій у шарі повітря прилеглого до підстильної поверхні (відповідно до п.п.3.2), у Північній Атлантиці в усі розглянуті місяці додатні знаки мають температури повітря і підстильної поверхні, й постійно від'ємні знаки мають поверхневі потоки прихованого тепла, за винятком кластера, який охоплює поверхню Гренландії. Значення зональної складової швидкості вітру і різниці температур мають істотну різноманітність у розподілі знака на території Північної Атлантики.

Листопад відноситься до холодної половини року, але є останнім календарним осіннім місяцем, а в межах акваторії океану, з урахуванням його інерційності, календарною серединою осіни. Розглядаючи процеси в цьому місяці, як діючі фактори, автор мав на меті не тільки визначити їх зв'язок з відгуками на території Східної Європи, але й простежити яким чином змінюється структура однорідних зон вихідних характеристик і головних компонентів у перехідний період від осені до зими.

Перший головний компонент. Кластери першого головного компонента, який відбиває великомасштабні процеси взаємодії підстильної поверхні й

прилегло до неї шару повітря, в усі розглянуті місяці мають в центральній частині Північної Атлантики структуру, витягнуту вздовж системи течій Гольфстрім - Північноатлантична - Норвезька і охоплює на північному заході район моря Лабрадор (кластери: С (рис. 4.1), В (рис. 4.2), В (рис. 4.3), А (рис. 4.4)).

Репрезентативним векторам цих кластерів відповідають додатні середні значення й відносно незначні міжрічні дисперсії (табл.4.5), які підкреслюють певну стабільність у процесах взаємодій впродовж розглянутого 45-річного періоду.

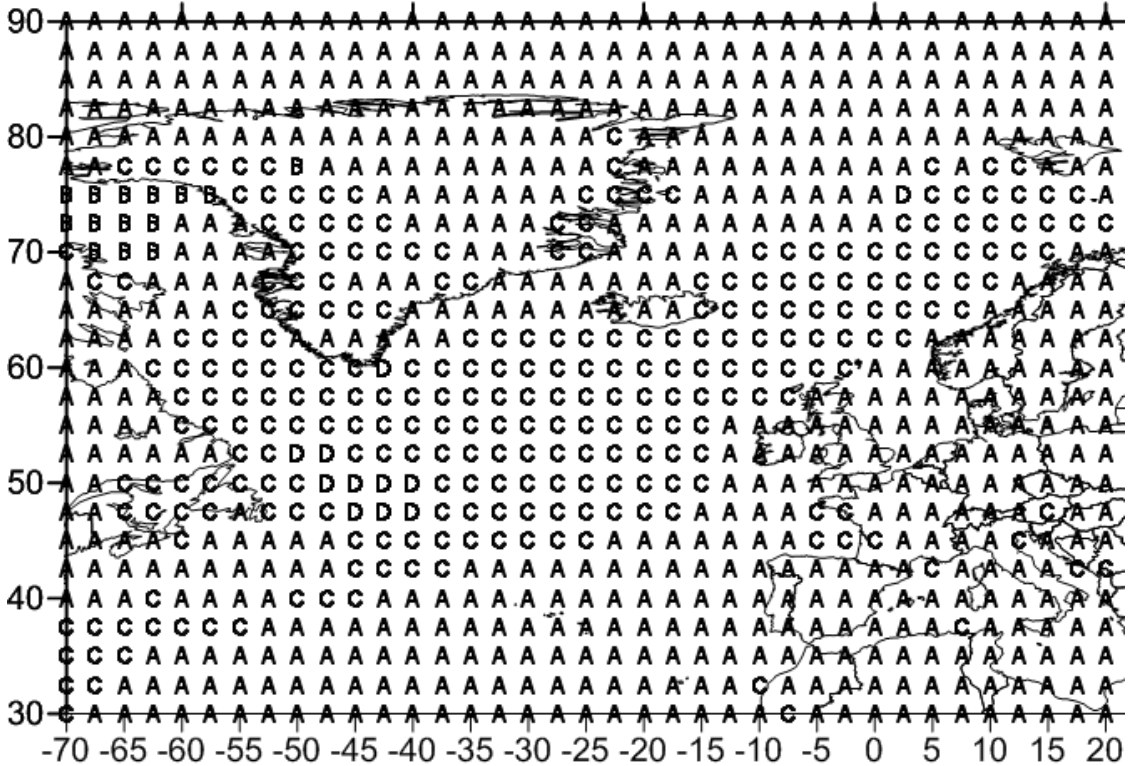


Рис. 4.1 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці, (листопад)

При дослідженні мінливості проєкцій вихідного поля на координати власних векторів у межах даного простору спостерігаються й істотні відмінності в значеннях вагових навантажень на вихідні характеристики по місяцях.

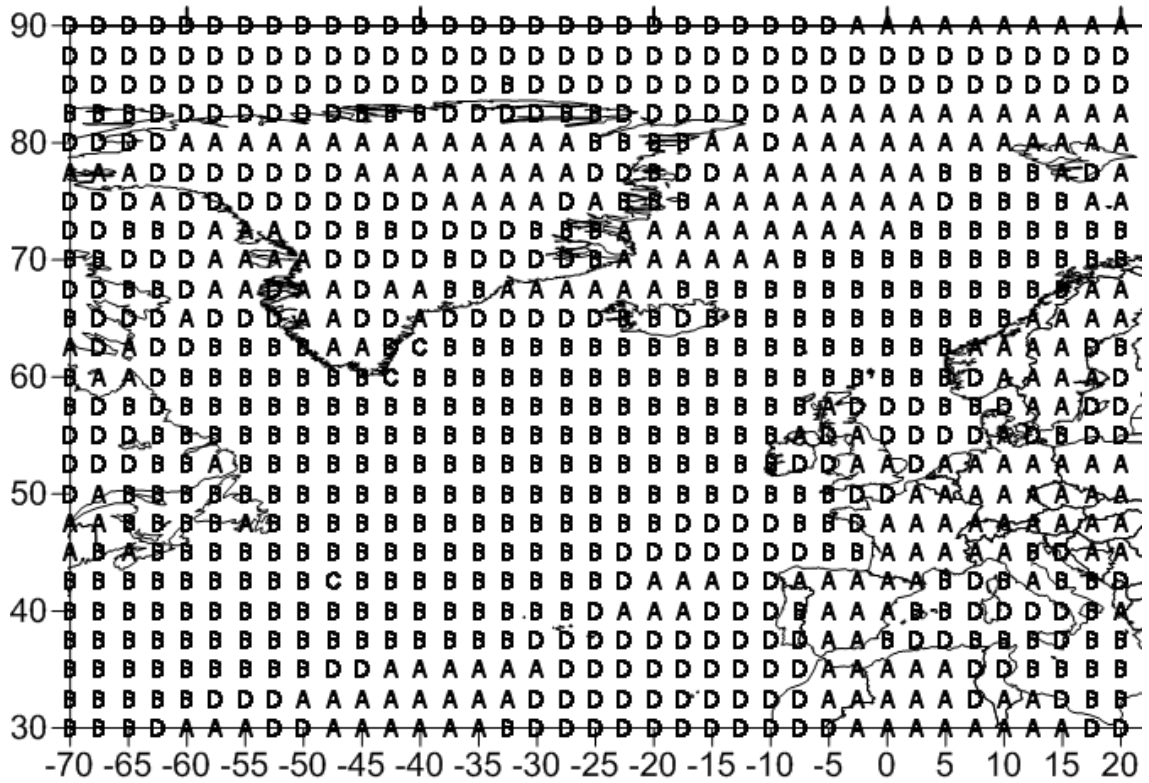


Рис. 4.2 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці, (грудень)

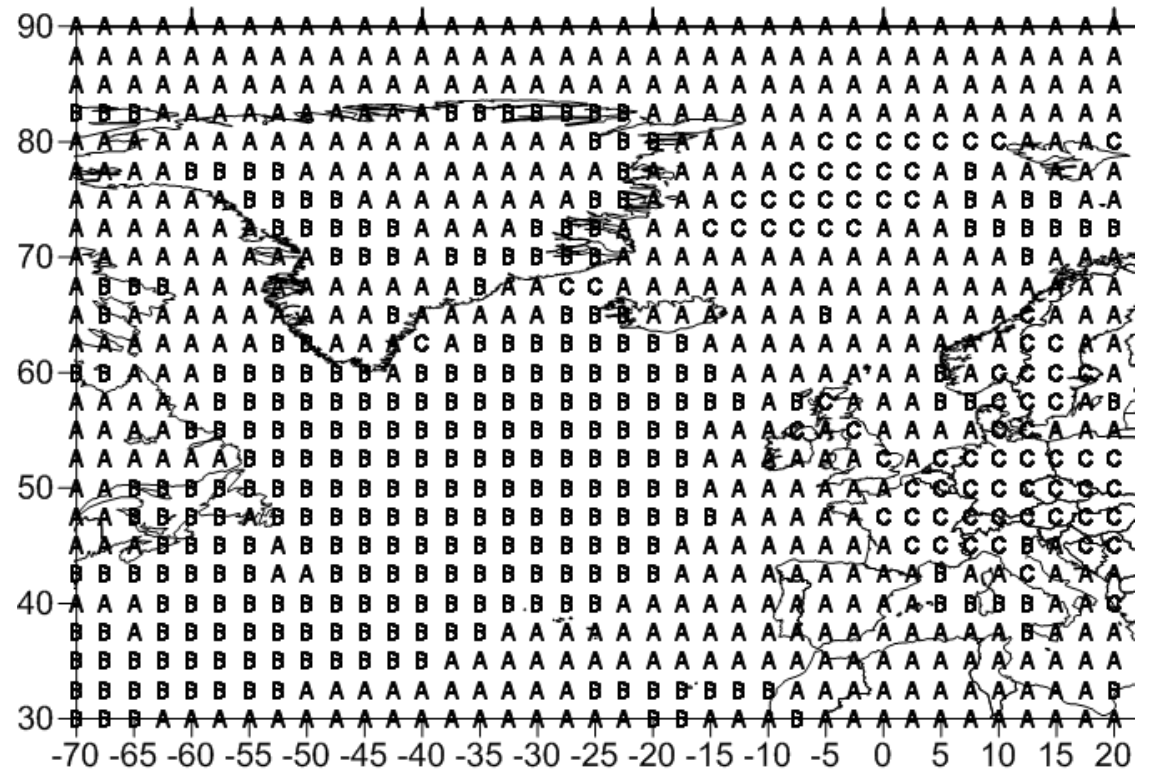


Рис. 4.3 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці, (січень)

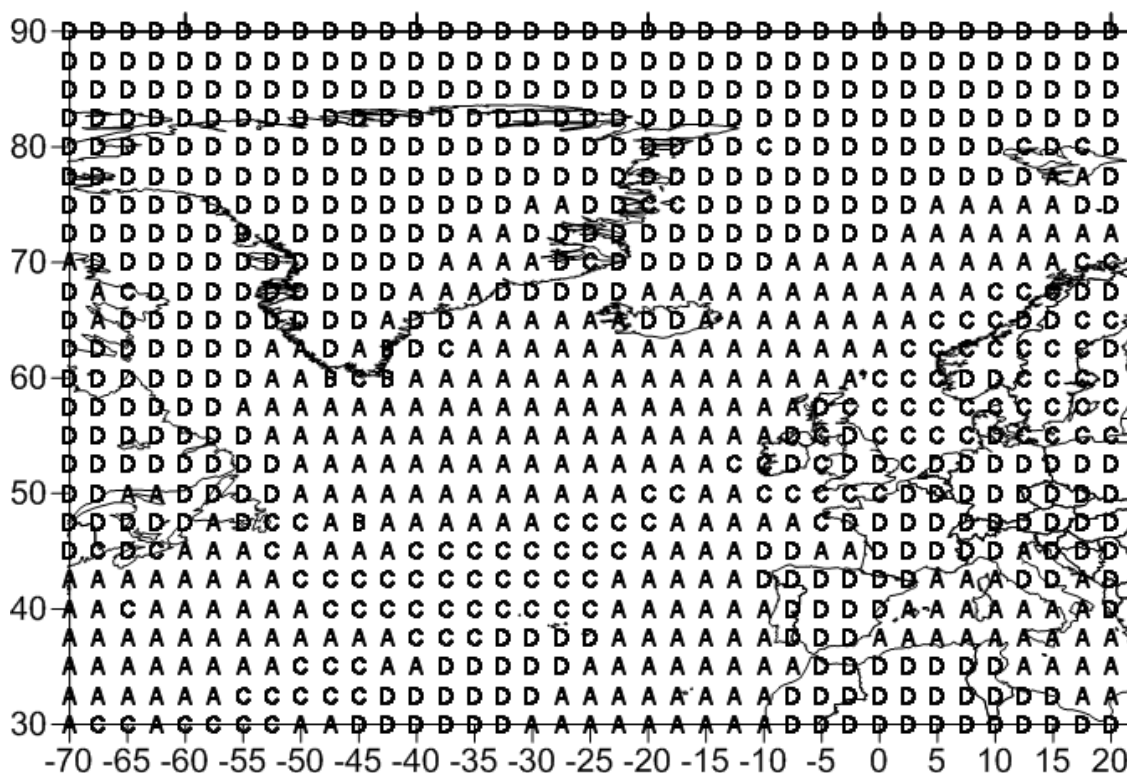


Рис. 4.4 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці, (лютий)

Таблиця 4.5

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії і середні значення головних компонентів процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих у Північній Атлантиці (перший головний компонент)

Позначення кластерів	Середні значення ($\cdot 10^{-2}$)			
	Внутрішньокластерні дисперсії ($\cdot 10^{-4}$)			
	листопад	грудень	січень	лютий
A	19,1	23,4	17,3	4,7
	0	2,95	2,1	2,51
B	15,8	6,6	4,3	-13,8
	50,93	1,26	4,71	54,25
C	5,2	-14,7	26,3	15,5
	2,62	19,79	26,64	15,36
D	-8,6	16,3	-	21
	42,19	5,45	-	2,63

Так, згідно з табл. 4.6 для листопада основне навантаження у першому компоненті (кластер С, рис. 4.1) припадає на температуру повітря й температуру підстильної поверхні з додатним знаком і дещо менше з від'ємним знаком - на різницю температур і зональну складову швидкості вітру.

Таблиця 4.6

Координати власних векторів і власні значення (внесок у загальну дисперсію) параметрів процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих у Північній Атлантиці, (листопад)

Координати власних векторів													
1-й власний вектор				2-й власний вектор						3-й власний вектор			
Літера кластера													
A	B	C	D	A	B	C	D	E	F	A	B	C	D
0,70	0,51	0,53	0,45	-0,30	0,22	-0,13	0,28	-0,25	-0,17	-0,04	0,20	0,19	-0,20
0,71	0,56	0,58	-0,09	-0,20	0,13	-0,26	0,17	-0,71	-0,33	-0,07	0,18	0,03	-0,13
-0,08	-0,49	-0,42	0,59	-0,58	0,71	0,69	0,68	0,37	0,56	0,16	0,06	0,88	-0,35
0,06	-0,38	0,29	0,39	0,70	-0,51	0,16	0,61	0,37	0,08	0,90	-0,45	0,15	0,23
-0,05	0,22	-0,35	-0,54	-0,18	0,41	0,64	-0,26	-0,39	0,74	-0,41	0,85	0,41	0,88
Власні значення/внесок у загальну дисперсію													
Літера кластера													
A	B	C	D	A	B	C	D	E	F	A	B	C	D
2,0	3,0	2,5	2,5	1,2	1,1	1,3	1,2	1,1	1,2	0,9	0,9	1,1	1,1
39,9	59,7	49,3	50,6	24,1	22,6	26,3	23,6	22,3	24,4	18,7	18,0	21,6	21,1

У таблицях 4.6 – 4.9, в частині «Координати власних векторів», в першому рядку вказуються вагові навантаження, які відносяться до температури повітря на висоті 2 м, у другому - до температури поверхні, в

третьому - до різниці температур, в четвертому - до поверхневих потоків прихованого тепла, в п'ятому - до зональної складової швидкості вітру.

Для інших трьох місяців холодного періоду картина дещо змінюється - основне навантаження з додатним знаком припадає на температуру повітря на висоті 2 м, різницю температур i , за винятком січня, на зональну складову швидкості вітру.

Другий кластер, який відноситься до першого головного компонента процесу взаємодії двох середовищ, у листопаді охоплює, практично, решту простору Північної Атлантики (рис. 4.1 – кластер **A**) і має основні вагові навантаження на значення температур поверхні і повітря на висоті 2 м. У подальші холодні місяці він поділяється на два (у грудні – **A**, **D** (рис. 4.2), у січні – **A**, **C** (рис. 4.3), у лютому - **C**, **D** (рис. 4.4)), які, в основному, займають північну частину розглянутої території. Середні значення репрезентативних векторів головних компонентів у цих кластерах мають також додатний знак, але дисперсії їх в кластерах **C** у січні (рис.4.3) і у лютому (рис.4.4) значно відрізняються від інших у бік збільшення.

Звертаючи увагу на вагові навантаження вихідних характеристик у розглянутих районах, можна відзначити, що для трьох зимових місяців, так само як і для кластера **A** в листопаді (рис. 4.1), зберігаються їх великі значення при температурах підстильної поверхні і повітря на висоті 2 м. У той же час для інших характеристик спостерігаються значні їх варіації. Наприклад, ваговий коефіцієнт при різниці температур вода-повітря для кластера **A** в грудні (рис. 4.2) (цей кластер співпадає з місцем розташування Норвезько-Гренландської енергоактивної зони) має велике від'ємне значення (-0,5) (табл. 4.7), а для кластерів **A** у січні і **D** у лютому – незначні: 0,1 (табл. 4.8) і 0,16 (табл. 4.9) відповідно.

Особливу увагу викликають однорідні райони Північної Атлантики поблизу південно-східного краю Гренландії (мису Фарвель). Ці райони відповідають таким кластерам: у листопаді – **D** (рис. 4.1) (подібна структура

спостерігається й на схід від Ньюфаундленду), у грудні – **С** (рис.4.2), у січні – **С** (рис.4.3) (який охоплює, у тому числі, район Норвезько-Гренландської енергоактивної зони), у лютому – **В** (рис.4.4).

Таблиця 4.7

Координати власних векторів і власні значення (внесок у загальну дисперсію) параметрів процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих у Північній Атлантиці, (грудень)

Координати власних векторів												
1-й власний вектор				2-й власний вектор					3-й власний вектор			
Літера кластера												
A	B	C	D	A	B	C	D	E	A	B	C	D
0,49	0,62	0,00	0,57	0,15	-0,15	0,27	-0,10	-0,20	0,14	0,04	0,31	-0,12
0,54	0,26	-0,62	0,52	0,02	-0,23	0,16	-0,63	-0,26	0,15	0,11	0,21	-0,83
-0,50	0,59	0,62	0,54	0,68	0,67	0,58	0,41	0,16	-0,09	-0,42	0,48	0,35
-0,47	0,13	0,49	-0,10	-0,37	0,13	-0,31	0,61	0,32	0,80	-0,22	0,77	-0,11
-0,01	0,42	-0,07	0,33	0,61	0,67	0,69	0,23	0,88	0,55	0,87	0,22	-0,40
Власні значення/внесок у загальну дисперсію												
Літера кластера												
A	B	C	D	A	B	C	D	E	A	B	C	D
3,2	2,5	1,9	2,8	1,2	1,2	1,2	1,6	0,9	1,0	1,0	0,9	0,9
64,7	48,9	37,9	55,2	24,4	23,2	24,5	32,4	18,4	19,2	18,9	18,6	17,3

У східній частині моря Баффіна також має місце кластер **В** (рис. 4.1). Міжрічні дисперсії у зазначених однорідних районах мають найвищі значення. Це свідчить про те, що репрезентативні вектори першого головного компонента мають тут значну часову мінливість, яка зумовлена різноманітністю умов формування вихідних характеристик і їх перетворень в базисі першого власного вектора.

Таблиця 4.8

Координати власних векторів і власні значення (внесок у загальну дисперсію) параметрів процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих у Північній Атлантиці, (січень)

Координати власних векторів										
1-й власний вектор			2-й власний вектор					3-й власний вектор		
Літера кластера										
А	В	С	А	В	С	Д	Е	А	В	С
0,61	0,66	0,51	0,16	-0,07	0,40	-0,04	-0,10	-0,07	0,35	0,15
0,61	0,14	0,49	0,11	-0,18	0,30	0,05	-0,64	-0,10	0,22	0,16
0,10	0,66	0,40	0,44	0,65	0,41	-0,68	0,54	0,23	0,90	-0,15
-0,14	0,26	-0,38	0,73	0,73	-0,13	-0,08	0,40	-0,44	-0,16	0,95
-0,47	0,19	0,45	-0,48	0,02	0,76	0,73	-0,36	0,86	-0,06	0,13
Власні значення/внесок у загальну дисперсію										
Літера кластера										
А	В	С	А	В	С	Д	Е	А	В	С
2,5	2,1	3,5	1,2	1,3	1,2	1,4	1,6	1,00	0,7	0,9
49,5	42,4	70,8	24,6	25,7	23,9	28,4	32,3	19,6	14,0	17,1

Таблиця 4.9

Координати власних векторів і власні значення (внесок у загальну дисперсію) параметрів процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих у Північній Атлантиці, (лютий)

Координати власних векторів											
1-й власний вектор				2-й власний вектор					3-й власний вектор		
Літера кластера											
А	В	С	Д	А	В	С	Д	Е	А	В	С
0,61	-0,25	0,50	0,59	0,01	0,25	-0,11	0,53	-0,14	-0,02	0,24	0,05
0,18	-0,60	0,49	0,57	0,12	-0,16	-0,12	0,60	-0,26	0,11	0,30	-0,80

Продовження табл. 4.9

Координати власних векторів											
1-й власний вектор				2-й власний вектор					3-й власний вектор		
Літера кластера											
А	В	С	Д	А	В	С	Д	Е	А	В	С
0,58	0,46	0,45	0,16	-0,55	0,68	0,08	0,03	0,27	-0,46	-0,13	0,59
0,23	0,59	-0,38	-0,21	0,83	0,20	0,95	-0,38	0,04	-0,54	0,80	0,03
0,46	-0,08	0,40	0,50	-0,05	0,64	0,25	-0,46	0,91	0,70	0,43	0,06
Власні значення/внесок у загальну дисперсію											
Літера кластера											
А	В	С	Д	А	В	С	Д	Е	А	В	С
2,4	2,0	3,6	2,6	1,1	1,5	1,1	1,5	1,0	0,9	0,7	0,7
48,3	40,1	72,2	52,7	21,3	30,2	21,2	30,5	20,5	18,0	13,4	14,7

Враховуючи це, розглянемо більш докладно для кожного місяця умови формування параметрів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери, а саме, середніх значень репрезентативних векторів першого головного компонента, з позиції комбінацій знаків і величин вагових навантажень і вихідних характеристик.

Для кластера **Д** у листопаді (рис. 4.1) вагові коефіцієнти є значними практично при всіх вихідних характеристиках, за винятком температури підстильної поверхні, і мають додатний знак, крім коефіцієнта при зональній складовій швидкості вітру. При цьому середнє значення репрезентативного вектора головного компонента має від'ємний знак. Температура повітря на висоті 2 м у всіх випадках є додатною (у К). Значення різниці температур повітря – вода і потоків прихованого тепла в цьому районі від'ємні (див. підрозділ 3.2). Зональна складова швидкості вітру – додатна (переважає західний вітер). Це значить, що знак і величина першого головного компонента визначаються, в основному, потоками прихованого тепла, різницями температур і швидкістю вітру, що характерно для поняття енергоактивних зон

(наприклад, [79]). У районі розташування цього кластера знаходиться зона зіткнення східної гілки холодної Лабрадорської і північної частини теплої Північноатлантичної течій, що є океанічним фронтом.

Для кластера В (рис. 4.1), знаки вагових коефіцієнтів при температурах повітря на висоті 2 м і підстильної поверхні - додатні, при різниці цих температур і потоках прихованого тепла - від'ємні, при швидкості вітру знак також від'ємний, але за абсолютною величиною коефіцієнт значно менший від інших (табл. 4.6.). Середнє значення репрезентативного вектора першого головного компонента – додатне (друге максимальне за величиною) (табл. 4.5). Зважаючи на те, що середнє значення різниці температур є від'ємним (температура повітря в цьому місяці дещо нижча від температури підстильної поверхні) (див. підрозділ 3.2), потоки прихованого тепла мають теж від'ємний знак (спрямовані від поверхні в атмосферу), велике значення й знак першого головного компонента визначаються практично всіма вихідними характеристиками, за винятком швидкості вітру.

Виходячи з вищевикладеного, можна стверджувати, що основними вихідними характеристиками, які утворюють значення першого головного компонента для кластерів С (рис. 4.2, 4.3) і В (рис. 4.4), відповідно до значних вагових коефіцієнтів при них, зазначеними в (табл. 4.6 – 4.9), є: для кластера С (рис. 4.2) – температура поверхні (ваговий коефіцієнт від'ємний), різниця температур (ваговий коефіцієнт додатний, середнє значення репрезентативного вектора різниці температур у цьому районі від'ємне), потоки прихованого тепла (ваговий коефіцієнт додатний, середнє значення репрезентативного вектора від'ємне); для кластера С (рис. 4.3) – температури підстильної поверхні і повітря на висоті 2 м (вагові коефіцієнти додатні), різниця температур (ваговий коефіцієнт додатний, середнє значення репрезентативного вектора від'ємне), потоки прихованого тепла (ваговий коефіцієнт від'ємний, середнє значення репрезентативного вектора від'ємне), зональна складова швидкості вітру (ваговий коефіцієнт додатний, середнє значення репрезентативного вектора

від'ємне (переважає східний вітер)); для кластера **B** (рис. 4.4) – температура підстильної поверхні (ваговий коефіцієнт від'ємний), різниця температур, потоки прихованого тепла (вагові коефіцієнти додатні, середні значення репрезентативних векторів від'ємні). Відмінною рисою цих однорідних зон є великі міжрічні внутрішньокластерні дисперсії репрезентативних векторів першого головного компонента.

Розглянуті кластери в основному охоплюють незначну частину морської поверхні, яка примикає до південного краю Гренландії (мис Фарвель). У цьому районі також розташовується західна частина Норвезько-Гренландської енергоактивної зони. Однак в січні у кластера **C** (рис. 4.3) є і другий великий осередок – західніше від Шпіцбергена в районі Гренландського моря.

Другий і третій головні компоненти, згідно з таблицею 4.3, пояснюють у середньому, відповідно, четверту й п'яту частини загальної дисперсії процесу взаємодії атмосфери й підстильної поверхні.

Відповідно до алгоритму компонентного аналізу природних процесів, зі зниженням значень власних чисел матриці кореляцій (коваріації) масштаб відповідних їм процесів зменшується. При цьому проведена кластеризація повинна виявитися в територіальному дробленні однорідних районів, які відповідають другому і третьому головним компонентам.

Однак, як показують результати дослідження, якщо в полях третього компонента цей факт завжди підтверджується, то для полів другого компонента, іноді, різкий перехід відсутній. Очевидно, це пов'язане з тим, що в деяких випадках внесок другого компонента в загальну дисперсію параметрів, які характеризують процеси взаємодії атмосфери й підстильної поверхні, незначно відрізняється від внеску першого, тобто можна припустити, що обидва компоненти, у цих випадках, можуть описувати процеси приблизно одного масштабу. Так у полях другого головного компонента по місяцях простежуються глобальні кластери **E** (рис. 4.5), **D** (рис. 4.6), **E** (рис. 4.7) і **B** (рис. 4.8), які, в основному, займають центральну і частково північно-східну

частину Північної Атлантики (між островом Шпіцберген і Скандинавією), з найбільшими за абсолютною величиною від’ємними середніми значеннями репрезентативних векторів і мінімальними міжрічними дисперсіями (табл. 4.10). Тут, незважаючи на зазначену схожість у значеннях другого компонента, вагові навантаження при однойменних вихідних характеристиках мають розбіжності, особливо у лютому.

Згідно з табл. 4.6 у листопаді в формуванні значень цього компонента основне навантаження припадає на температуру підстильної поверхні. Інші характеристики з меншими ваговими коефіцієнтами лише доповнюють цей внесок. У грудні й січні значення навантажень при вихідних характеристиках дещо вирівнюються, а протилежний знак вагового коефіцієнта при зональній складовій швидкості вітру компенсується протилежним знаком значень репрезентативного вектора (табл. 4.7 – 4.8). У лютому картина повністю змінюється (табл. 4.9).

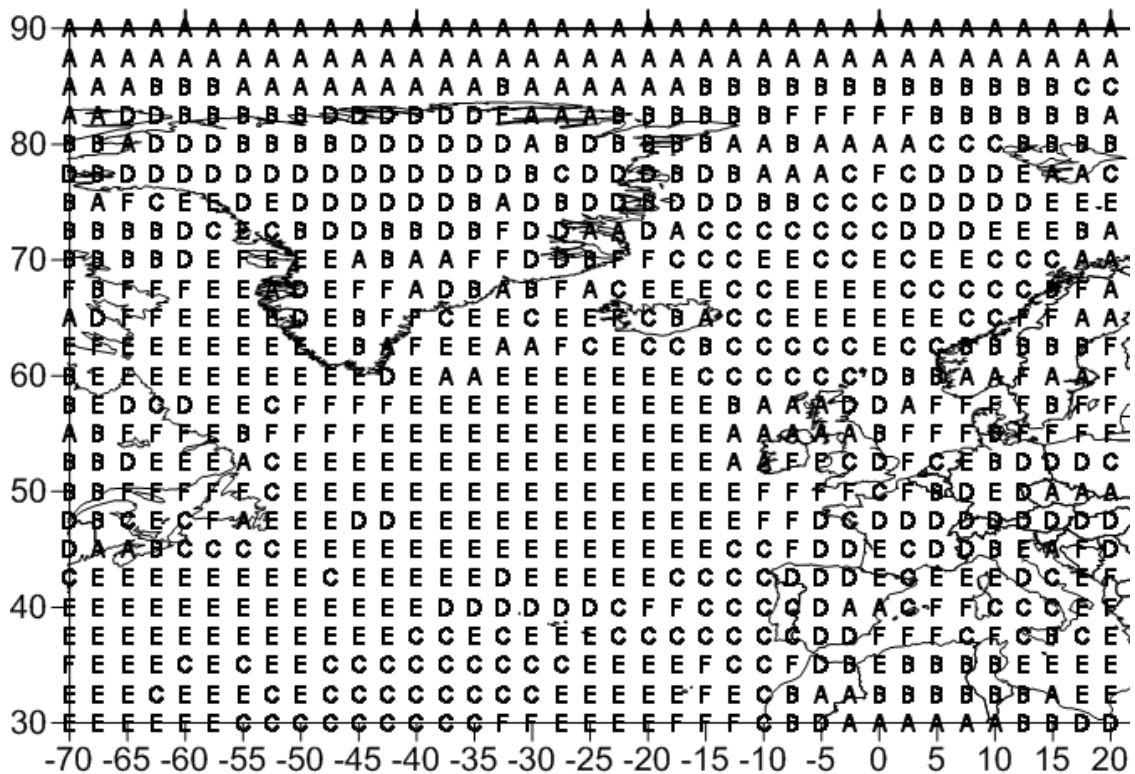


Рис. 4.5 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці, (листопад)

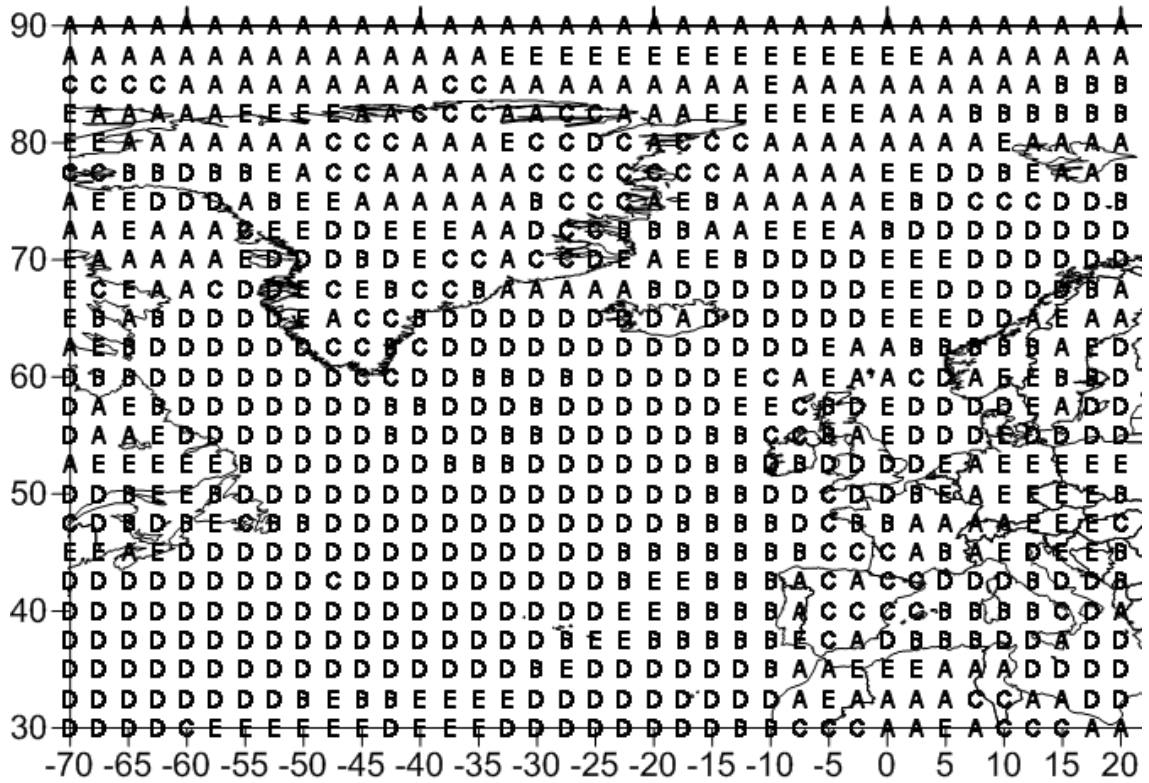


Рис. 4.6 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці, (грудень)

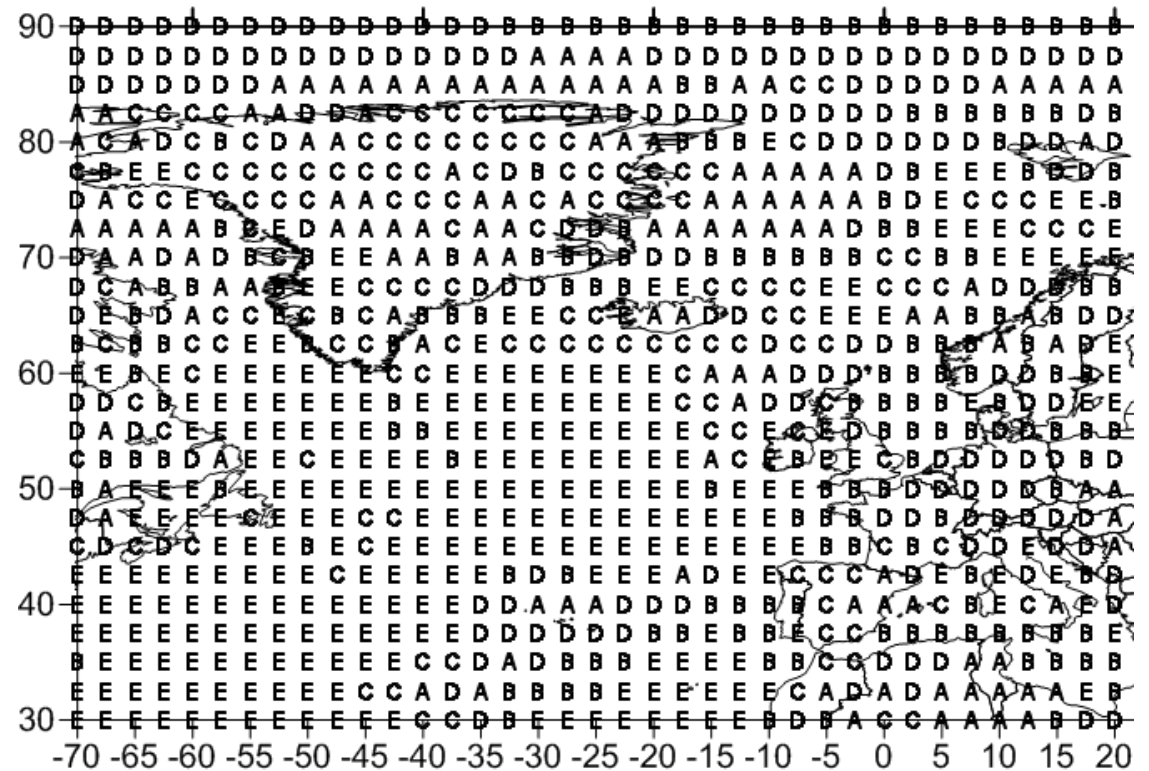


Рис. 4.7 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці, (січень)

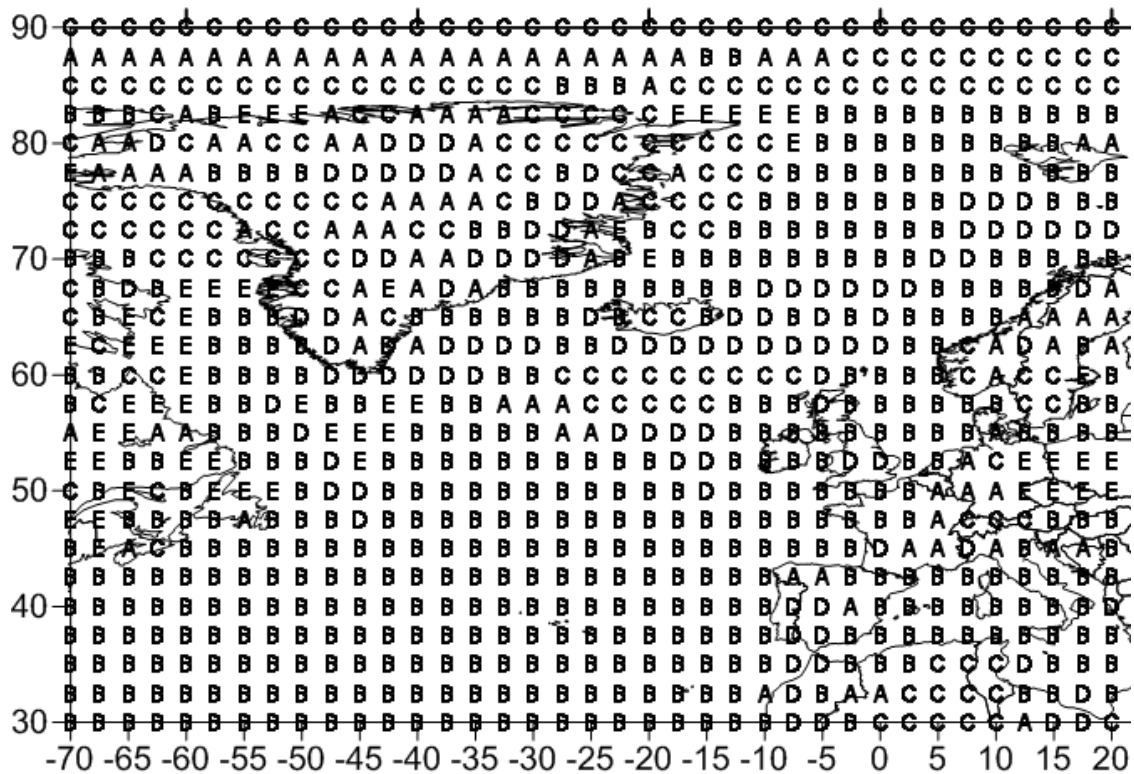


Рис. 4.8 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці, (лютий)

Таблиця 4.10

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії й середні значення головних компонентів процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих у Північній Атлантиці (другий головний компонент)

Позначення кластерів	Середні значення ($\cdot 10^{-2}$)			
	Внутрішньокластерні дисперсії ($\cdot 10^{-4}$)			
	листопад	грудень	січень	лютий
A	0,4	3,3	4,6	7,5
	42,64	23,76	14,25	11,51
B	7,3	-12,2	-10,9	-18,7
	11,95	19,23	9,03	1,87
C	-15,4	17,2	17,8	0,1
	15,98	2,7	2,44	20,2

Продовження табл. 4.10

Позначення кластерів	Середні значення (*10 ⁻²)			
	Внутрішньокластерні дисперсії (*10 ⁻⁴)			
	листопад	грудень	січень	лютий
D	20,8	-22,2	-4,2	20
	2,86	0,67	17,42	1,47
E	-24	-4,9	-23,4	-6,2
	1,29	7,21	0,99	23,49
F	-8,6	-	-	-
	7,83	-	-	-

Це пояснюється зменшенням впливу температури підстильної поверхні, температури повітря на висоті 2 м і потоків прихованого тепла на другий компонент. До того ж, враховуючи додатний знак і близькість значень вагових коефіцієнтів при різниці температур і зональної швидкості вітру, яка теж додатна, можна з повною впевненістю стверджувати, що значення другого головного компонента в межах даної однорідної зони формується тільки за рахунок різниці температур.

Інтерес викликає кластер **C** (рис. 4.5), який простежується осередками поблизу північно-західного узбережжя Скандинавії (Норвезька енергоактивна зона), західного узбережжя Піренейського півострова (Канарська холодна течія) і південно-західніше від Азорських островів (Канарська енергоактивна зона). В інші місяці ці території займають в основному: у грудні кластери - **B**, **D**, **E** (рис. 4.6), у січні **B**, **D** (рис. 4.7), у лютому - описаний вище кластер **B** (рис. 4.8). Всі ці однорідні райони мають від'ємні середні значення і значну міжрічну дисперсію репрезентативних векторів другого головного компонента.

Координати репрезентативного другого власного вектора в кластері **C** у листопаді (рис. 4.5) мають максимальні значення при різниці температур повітря - вода і зональній складовій швидкості вітру (табл. 4.6). Вагові навантаження при вихідних характеристиках, які формують значення другого

головного компонента процесів взаємодії, для кластерів **В** і **Е** у грудні (рис. 4.6) розподілені таким чином: у кластері **В** вони практично співпадають із кластером **С** у листопаді, тобто основне навантаження припадають також на різницю температур повітря-вода (табл.4.6 – 4.7) і зональну складову швидкості вітру, а в кластері **Е** – більшою мірою на швидкість вітру і потоки прихованого тепла.

В кластері **В** у січні (рис. 4.7) максимальне додатне навантаження припадає на потоки прихованого тепла і різницю температур, які мають від’ємні середні значення. У кластері **Д** - значення другого компонента формуються в основному під дією різниці температур і зональної складової швидкості вітру. Січневий кластер **С** (рис.4.7), який складається з локальних зон в акваторії Північної Атлантики, здебільшого представлений Норвезько-Гренландською енергоактивною зоною і має додатне значення репрезентативного вектора другого головного компонента при додатних вагових коефіцієнтах вихідних характеристик. Це дозволяє прийняти гіпотезу про посилення в цьому кластері активності процесів взаємодії двох середовищ, зумовлених другим компонентом.

Третій головний компонент, як складова загальних процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери, відрізняється від другого головного компонента дещо меншим внеском у загальну дисперсію. Він представлений по місяцях приблизно такою же кількістю однорідних районів, виділених при кластеризації, як і перші два головні компоненти (табл. 4.11, рис. 4.9 – 4.12). Однак загальна картина розподілу кластерів третього компонента відрізняється від розподілу перших двох компонентів, тобто на схемах кластеризації (рис. 4.9 – 4.12) вони більше представлені локальними осередками в різних частинах розглянутої території.

Таблиця 4.11

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії й середні значення головних компонентів процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих у Північній Атлантиці (третій головний компонент)

Позначення кластерів	Середні значення (*10 ⁻²)			
	Внутрішньокластерні дисперсії (*10 ⁻⁴)			
	листопад	грудень	січень	лютий
A	2,9	8,8	-12,9	-1,1
	7,78	9	1,49	1,21
B	-0,9	-2,5	13,7	9,9
	10,62	2,21	1,79	3,21
C	14,6	18,6	0,6	-13,9
	3,13	2,42	4,25	2,51
D	-14	-15,9	-	-
	2,33	3,1	-	-

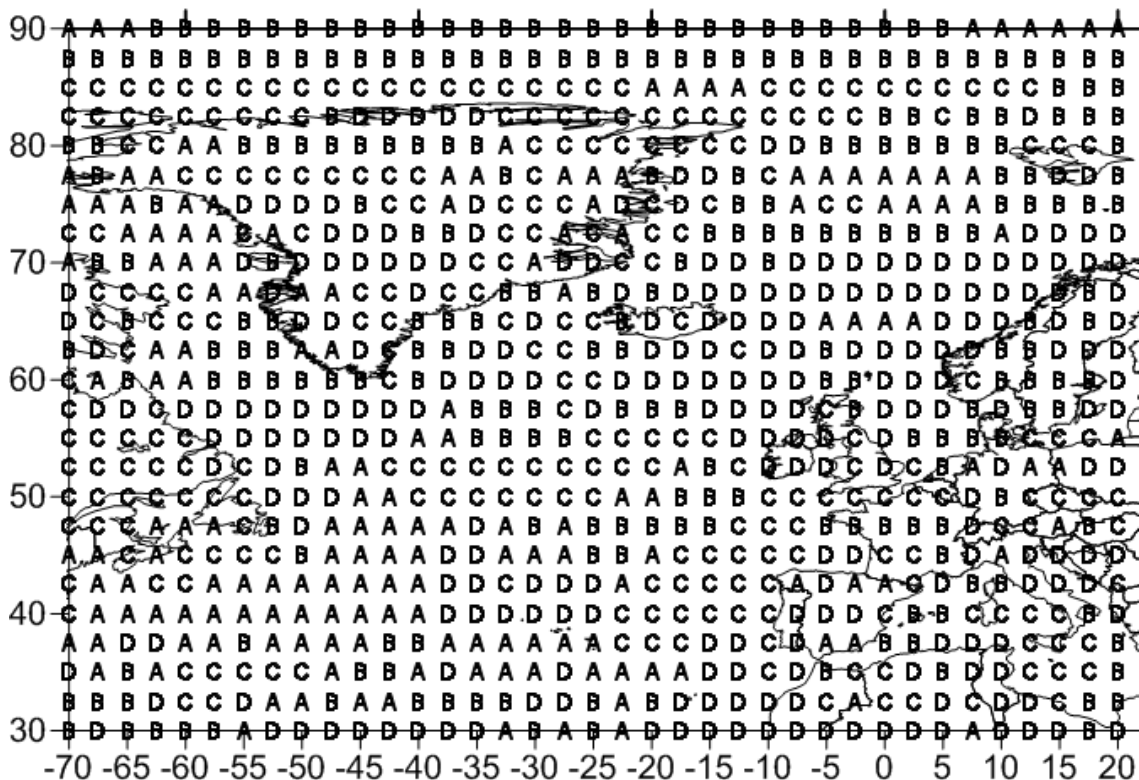


Рис. 4.9 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці, (листопад)

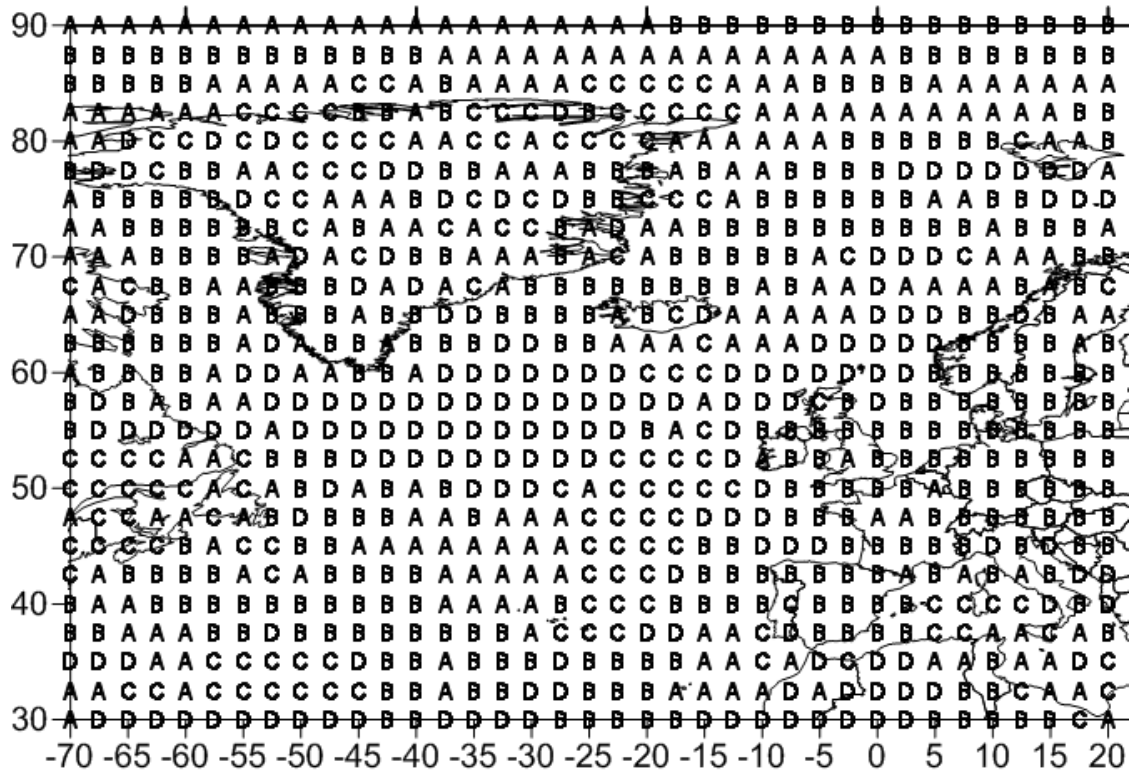


Рис. 4.10 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці, (грудень)

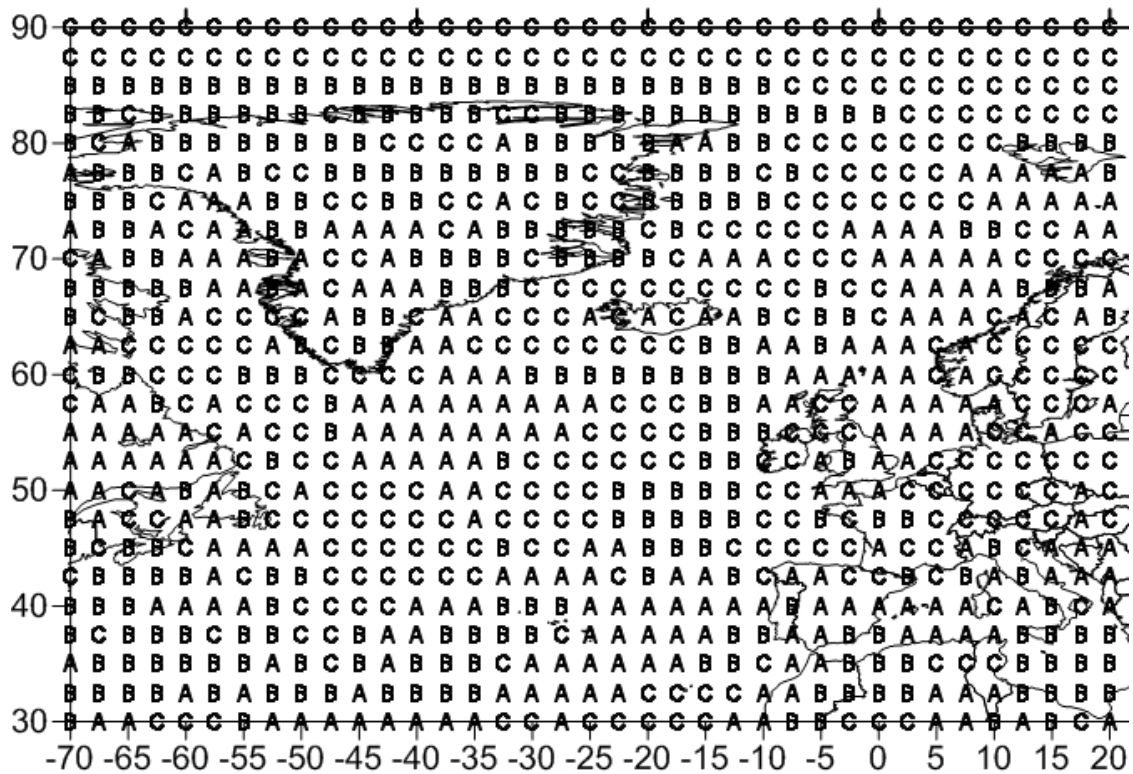


Рис. 4.11 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці, (січень)

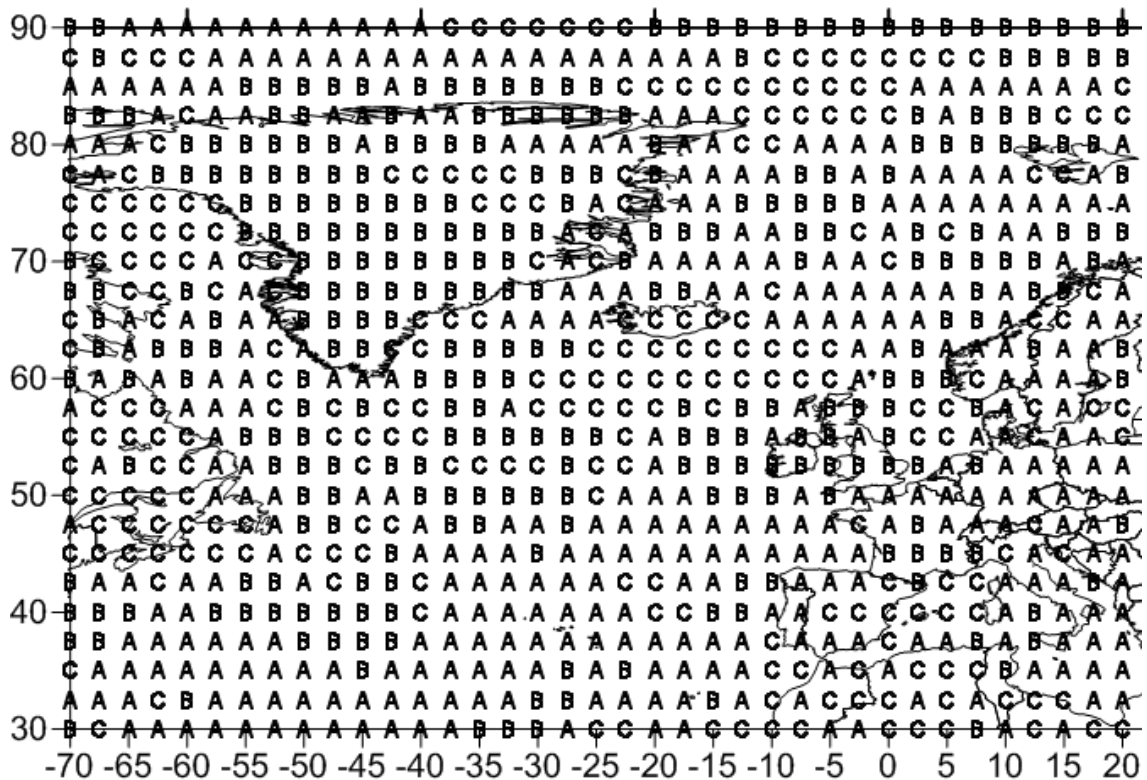


Рис. 4.12 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці, (лютий)

Згідно з ваговими коефіцієнтами (табл. 4.6 – 4.9), навантаження в третьому компоненті на вихідні характеристики припадають, переважно, на зональну складову швидкості вітру (максимальне додатне навантаження в кластерах **B**, **D** (рис. 4.9), **B** (рис. 4.10), **A** (рис. 4.11), **A** (рис. 4.12)) і поверхневі потоки прихованого тепла (максимальне додатне навантаження в кластерах **A** (рис. 4.9), **A,C** (рис. 4.10), **C** (рис. 4.11), **B** (рис. 4.12)). Різниця температур повітря-вода проявляється з великими ваговими коефіцієнтами спільно зі швидкістю вітру (кластер **C**, рис. 4.9), температурою повітря на висоті 2 м (кластер **B**, рис. 4.10) і зі значним від'ємним коефіцієнтом при температурі води (кластер **C**, рис. 4.12). Максимальні міжрічні дисперсії (табл. 4.11) репрезентативних векторів третього головного компонента (кластер **B** (рис. 4.9), **A** (рис. 4.10), **C** (рис. 4.11), **B** (рис. 4.12)) значно менші від максимальних міжрічних дисперсій в однорідних районах, які відносяться до перших двох головних компонентів. Це свідчить про наявність деякої стабільності в процесах більш дрібнішого масштабу (наприклад, локальних

океанських вихорів), які характеризуються третім головним компонентом фізичних параметрів взаємодії океану й атмосфери в міжрічному періоді. Максимальні від'ємні значення даного компонента відзначаються в кластерах **D** (рис. 4.9), **D** (рис. 4.10), **A** (рис. 4.11), **C** (рис. 4.12), а додатні - у кластерах **C** (рис. 4.9, 4.10) і **B** (рис. 4.11, 4.12). Що стосується територіального розташування існуючих циклічних енергоактивних зон океану (наприклад, [79]), найбільшу область їх охоплюють кластери: у Норвезько-Гренландської ЕАО (а) – **B, C, D** (рис. 4.9), **A, B** (рис. 4.10), **A, B, C** (рис. 4.11), **A, B, C** (рис. 4.12); у Норвезько-Гренландській ЕАО (б) - **B, D** (рис. 4.9), **A, B, D** (рис. 4.10), **A, C** (рис. 4.11), **A, B, C** (рис. 4.12); у Ньюфаундлендській ЕАО - **A, B, C** (рис. 4.9), **A, B, C** (рис.4.10), **A, C** (рис. 4.11), **A, B, C** (рис. 4.12); у Канарській ЕАО - **A, B, D** (рис. 4.9), **A, B, D** (рис. 4.10), **A, C** (рис. 4.11), **A, B, C** (рис. 4.12).

Наявність неоднорідностей у територіальному розподілі третього головного компонента в одній і тій ж енергоактивній зоні, а також повторення тих самих кластерів у різних ЕАО свідчить про різноманітність атмосферних процесів у районах активних зон океану. Цей факт підтверджується величиною внеску в загальну дисперсію третього головного компонента і відбивається в розподілі вагових коефіцієнтів при вихідних характеристиках.

Наступною важливою задачею є визначення основних неоднорідностей у структурі параметрів, які визначають температурно-вологісний режим і деформацію висотного баричного поля *на поверхнях 850 гПа й 700 гПа*. Результати кластеризації перших трьох головних компонентів, як параметрів енергетичного стану атмосфери на цих поверхнях, а також статистичні характеристики репрезентативних векторів представлені нижче.

4.5 Комплексний аналіз діючих факторів в нижній і середній тропосфері над Північною Атлантикою

Розподіл однорідних районів першого головного компонента на поверхні 850 гПа над територією Північної Атлантики в усі місяці показує

наявність трьох однорідних районів з додатними середніми значеннями репрезентативних векторів (табл. 4.12). Ці райони мають як відмінності, так і схожості у значеннях і в знаках вагових коефіцієнтів при вихідних характеристиках.

Таблиця 4.12

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії й середні значення головних компонентів енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих над районом Північної Атлантики (перший головний компонент)

Позначення кластерів	Середні значення (*10 ⁻²)			
	Внутрішньокластерні дисперсії (*10 ⁻⁴)			
	листопад	грудень	січень	лютий
A	17,9	18,4	20,5	18,5
	2,64	3,2	3,72	2,53
B	25,1	24,6	13,4	17,3
	5,47	4,39	25,36	56,89
C	0,8	0,6	0,9	2,3
	2,06	1,99	2,87	7,21

Враховуючи це, а також те, що значення температури повітря, масової частки водяної пари і геопотенціалу мають тільки додатний знак, а відносний вихор і зональна складова швидкості вітру змінюють знак з додатного на від'ємний в залежності від географічного розташування кластера, проведемо аналіз перших трьох головних компонентів.

Найбільший кластер **A** першого головного компонента, представлений на рис. 4.13 – 4.16, характеризується від'ємними ваговими навантаженнями на зональну складову швидкості вітру і відносний вихор (табл. 4.13 – 4.16), які, у свою чергу, в районі розташування цього кластера мають у середньому додатні значення. Тільки вище від 80° півн.ш. швидкість вітру змінює знак. Ці навантаження за абсолютною величиною дещо нижчі від навантажень на інші характеристики.

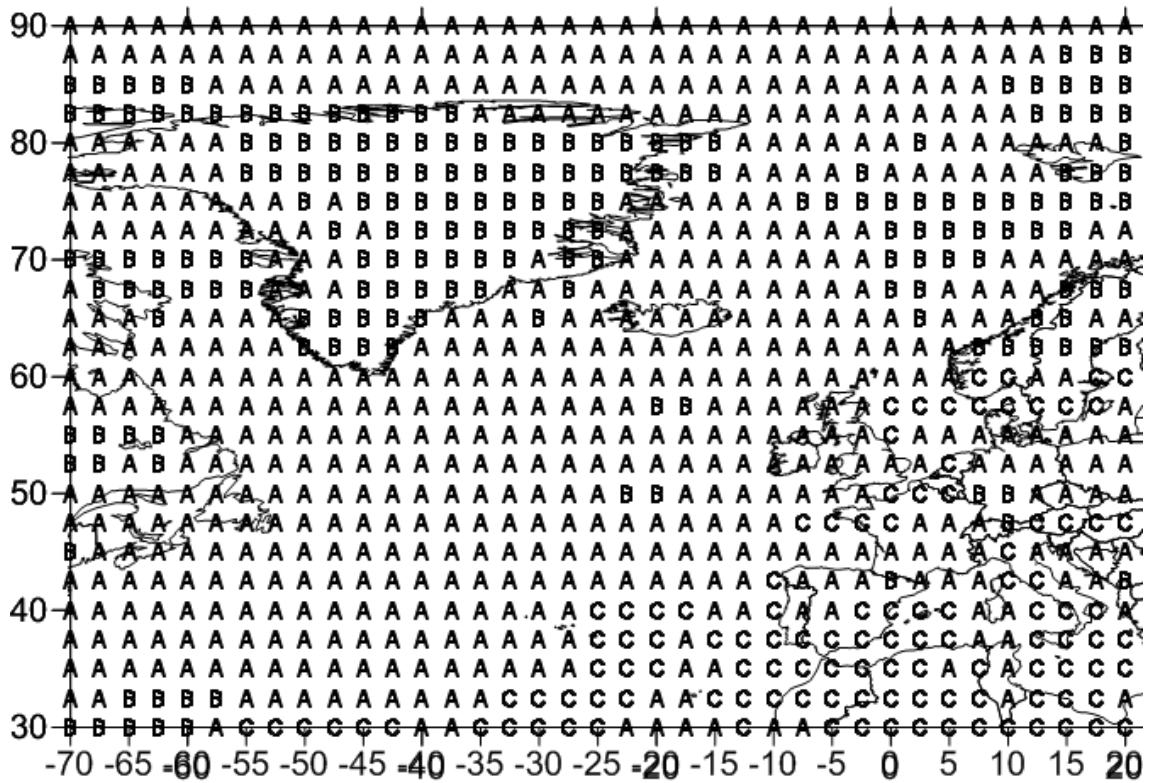


Рис. 4.13 Просторовий розподіл кластерів 1-ого головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа над Північною Атлантикою, (листопад)

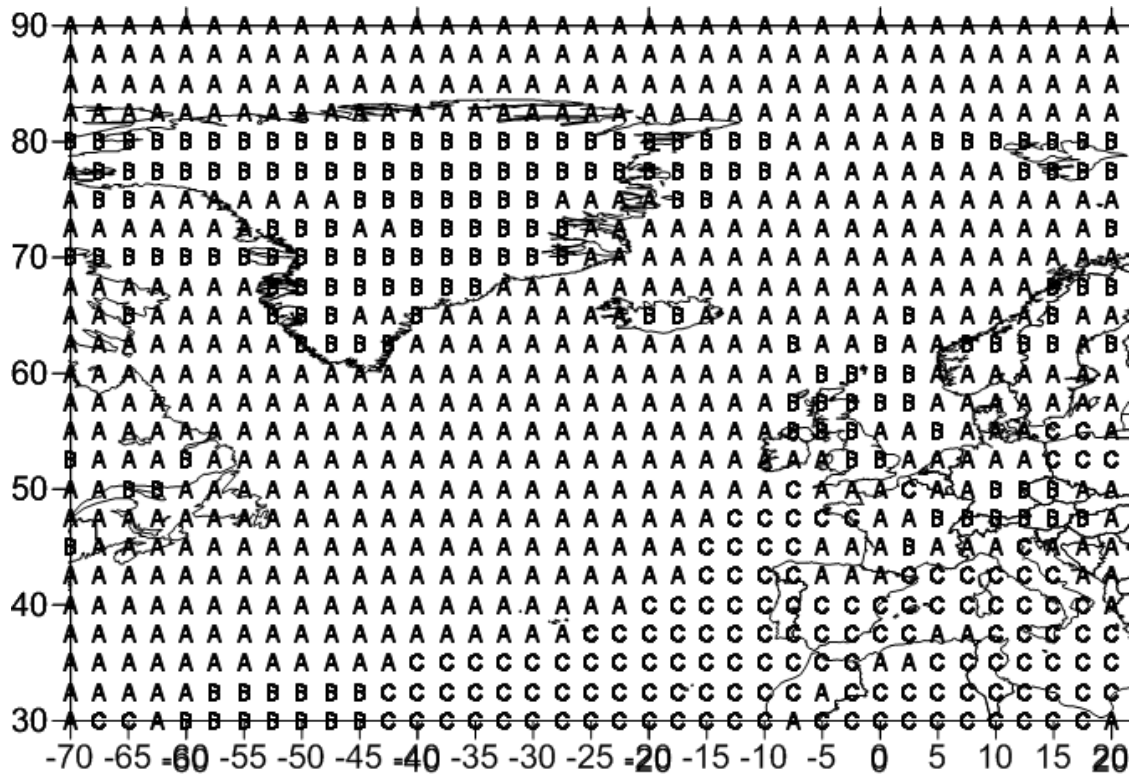


Рис. 4.14 Просторовий розподіл кластерів 1-ого головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа над Північною Атлантикою, (грудень)

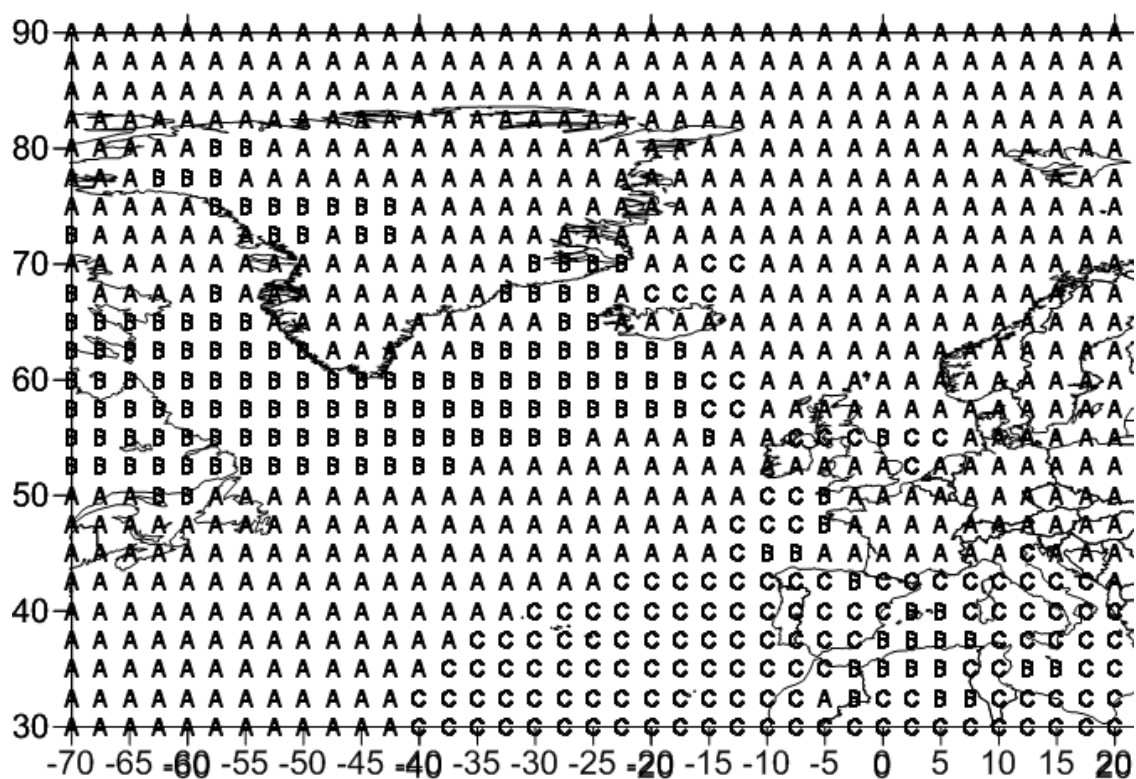


Рис. 4.15 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа над Північною Атлантикою, (січень)

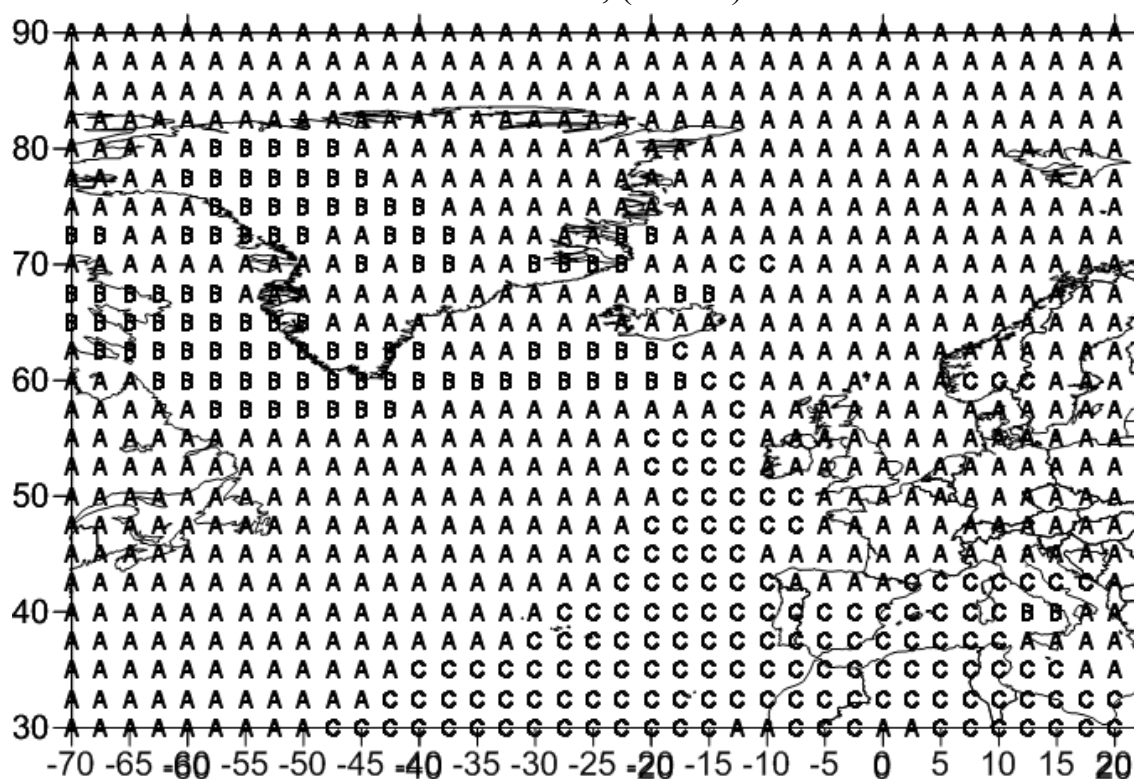


Рис. 4.16 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа над Північною Атлантикою, (лютий)

Таблиця 4.13

Координати власних векторів і власні значення (внесок у загальну дисперсію) параметрів енергетичного стану атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів на поверхні 850 гПа, розташованих над районом Північної Атлантики, (листопад)

Координати власних векторів										
1-й власний вектор			2-й власний вектор				3-й власний вектор			
Літера кластера										
A	B	C	A	B	C	D	A	B	C	D
0,51	0,54	-0,28	0,38	-0,11	0,37	0,03	0,24	-0,22	0,09	-0,44
0,43	0,53	0,41	0,57	-0,11	0,20	-0,13	0,34	-0,27	-0,01	-0,58
0,49	0,48	-0,59	-0,35	-0,61	0,25	0,34	-0,63	-0,06	0,51	0,01
-0,43	0,29	0,41	0,22	-0,36	-0,41	-0,25	0,48	0,89	0,77	-0,52
-0,36	-0,34	0,49	0,60	0,69	0,77	0,90	0,44	-0,29	0,37	0,46
Власні значення/внесок у загальну дисперсію										
Літера кластера										
A	B	C	A	B	C	D	A	B	C	D
2,6	2,6	2,6	1,3	1,0	0,9	1,1	0,9	0,8	0,7	0,85
52,3	51,4	51,9	26,8	20,9	18,8	21,8	17,0	16,6	14,0	17,05

У таблицях 4.13 – 4.16, 4.20 – 4.23, в частині «Координати власних векторів» в першому рядку вказуються вагові навантаження, які відносяться до температури повітря, у другому – до масової частки водяної пари, в третьому – до геопотенціалу, в четвертому – до зональної складової швидкості вітру, в п'ятому – до відносного вихору швидкості.

Викликає інтерес зміна форми і географічних меж однорідних зон в залежності від місяця. Так у листопаді і в грудні кластер **B** відрізняється, практично, тільки додатковим осередком у районі Північного моря у грудні (рис. 4.14) і більш об'ємним осередком у листопаді, який простягається від Норвезького моря далі через острів Шпіцберген на північ (рис. 4.13).

Таблиця 4.14

Координати власних векторів і власні значення (внесок у загальну дисперсію) параметрів енергетичного стану атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів поверхні 850 гПа, розташованих над районом Північної Атлантики, (грудень)

Координати власних векторів										
1-й власний вектор			2-й власний вектор					3-й власний вектор		
Літера кластера										
А	В	С	А	В	С	Д	Е	А	В	С
0,49	0,50	-0,17	-0,41	-0,40	0,25	0,01	0,66	-0,2	0,02	0,07
0,34	0,54	0,48	-0,66	-0,20	0,26	0,16	0,44	-0,2	-0,1	0
0,55	0,47	-0,56	0,31	-0,07	-0,15	-0,40	0,38	0,16	0,84	-0,1
-0,38	0,33	0,33	-0,19	0,64	-0,64	0,63	0,28	0,86	0,41	-0,9
-0,45	-0,36	0,56	-0,51	-0,62	0,66	0,65	-0,37	-0,3	-0,3	0,5
Власні значення/внесок у загальну дисперсію										
Літера кластера										
А	В	С	А	В	С	Д	Е	А	В	С
2,2	2,7	2,6	1,5	1,6	1,2	1,4	1,7	0,7	0,7	0,9
44,1	53,9	52,2	29,3	32,3	24,0	27,3	33,7	14,8	13,5	18,4

На подальших схемах кластеризації (рис. 4.15, рис. 4.16) цей кластер проявляється у вигляді витягнутої зони, яка займає простір від затоки Баффіна через південний край Гренландії до південного краю Ісландії. Таким же чином простежується зміна структури кластера С (рис. 4.13 – 4.16). У листопаді він має осередкову структуру в південно-східній частині Північної Атлантики, а в інші місяці перетворюється на єдину однорідну область, яка поширюється з півдня на північ.

Таблиця 4.15

Координати власних векторів і власні значення (внесок у загальну дисперсію) параметрів енергетичного стану атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів на поверхні 850 гПа, розташованих над районом Північної Атлантики, (січень)

Координати власних векторів													
1-й власний вектор			2-й власний вектор					3-й власний вектор					
Літера кластера													
А	В	С	А	В	С	Д	Е	А	В	С	Д	Е	Ф
0,62	0,47	-0,12	-0,04	0,12	0,34	-0,62	0,00	0,08	-0,34	0,00	0,31	-0,48	0,20
0,46	0,44	-0,37	0,28	-0,22	0,39	-0,26	-0,10	0,05	-0,25	-0,06	0,13	-0,21	0,21
0,53	0,37	0,62	-0,50	0,61	0,47	-0,03	0,61	0,76	0,34	-0,01	0,12	-0,02	0,61
-0,25	-0,48	-0,28	0,54	-0,36	0,57	0,60	-0,43	0,62	0,79	-0,69	-0,72	0,76	0,50
-0,24	-0,46	-0,62	0,62	-0,67	-0,44	-0,43	-0,66	0,19	-0,29	0,72	0,60	0,39	0,55
Власні значення/внесок у загальну дисперсію													
Літера кластера													
А	В	С	А	В	С	Д	Е	А	В	С	Д	Е	Ф
2,0	3,8	2,1	1,7	1,5	1,2	0,9	1,6	0,7	0,5	0,9	0,8	0,7	0,4
40,6	75,8	42,2	33,2	30,1	24,4	17,7	31,2	12,9	10,5	17,4	16,4	13,7	7,5

Таблиця 4.16

Координати власних векторів і власні значення (внесок у загальну дисперсію) параметрів енергетичного стану атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів на поверхні 850 гПа, розташованих над районом Північної Атлантики, (лютий)

Координати власних векторів											
1-й власний вектор			2-й власний вектор			3-й власний вектор					
Літера кластера											
А	В	С	А	В	С	А	В	С	Д	Е	
0,69	0,48	0,26	0,16	-0,69	0,71	-0,01	0,19	-0,54	0,05	0,19	
0,66	0,47	-0,34	-0,27	-0,37	0,49	-0,18	-0,02	-0,01	0,00	0,40	

Продовження табл.4.16

Координати власних векторів										
1-й власний вектор			2-й власний вектор			3-й власний вектор				
Літера кластера										
0,08	0,38	0,54	0,68	0,29	0,24	0,63	0,39	-0,05	0,03	0,32
-0,29	-0,44	-0,55	-0,08	0,46	0,41	0,75	0,20	0,77	0,76	0,58
0,06	-0,47	0,47	-0,66	-0,31	-0,18	0,07	0,88	0,33	0,64	0,61
Власні значення/внесок у загальну дисперсію										
Літера кластера										
A	B	C	A	B	C	A	B	C	D	E
1,9	3,7	2,6	1,6	1,2	1,5	1,19	0,9	0,6	1,1	0,7
37,5	74,7	52,7	32,1	24,1	29,4	21,8	17,3	12,0	22,5	13,1

Кластеризація полів другого головного компонента параметрів стану атмосфери на поверхні 850 гПа відрізняється від кластеризації першого і третього компонентів більшою кількістю локальних осередків однойменних однорідних зон (рис. 4.17 – 4.20). Особливо це простежується у перші три місяці (листопад, грудень, січень).

У лютому картина змінюється: у полі другого компонента присутні три кластери, а в полі третього – п'ять. До того ж, кластери вже являють собою більші однорідні райони різноманітної конфігурації.

У листопаді в однорідному регіоні **C** (рис. 4.17) середнє значення репрезентативного вектора другого компонента має максимальну додатну величину (табл. 4.17). Максимальне значення координати власного вектора з додатним знаком (0,77) у цьому кластері припадає на відносний вихор швидкості. Наступне за модулем значення координати власного вектора належить зональній складовій швидкості вітру, але вже з від'ємним знаком (табл. 4.13). Додатний знак середнього значення цієї характеристики (табл. 4.17) свідчить про знижувальну роль її у формуванні значення другого головного компонента.

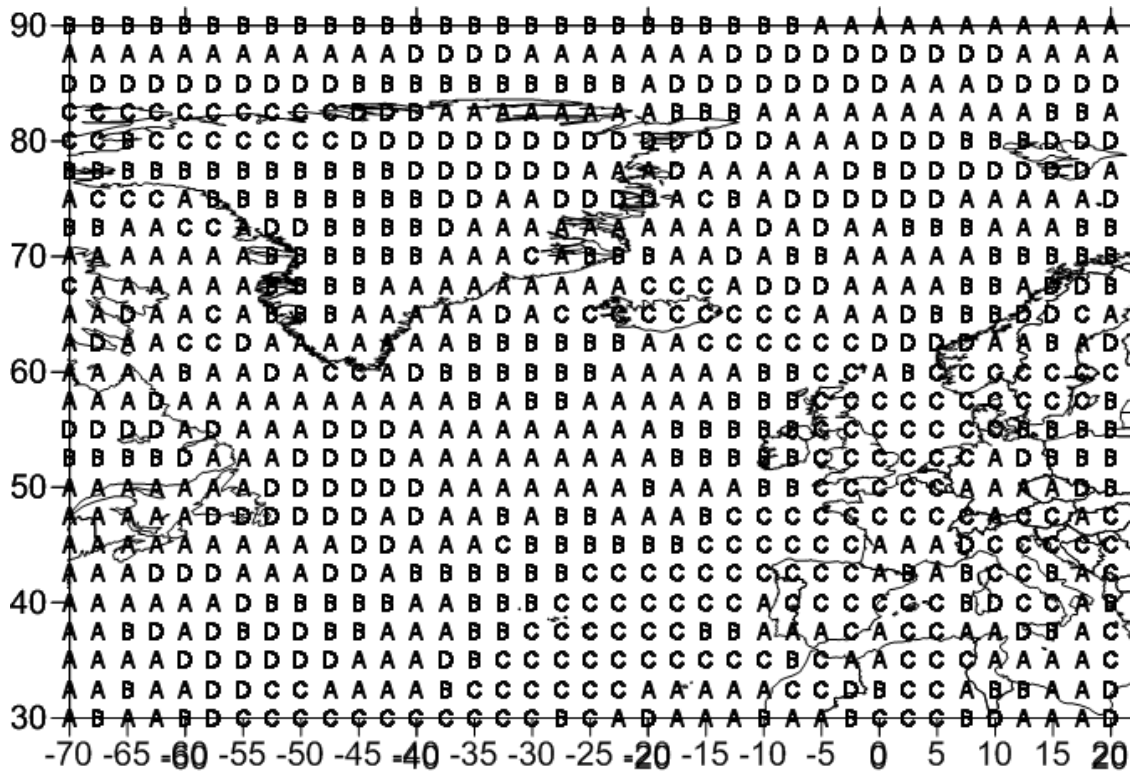


Рис. 4.17 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа над Північною Атлантикою, (листопад)

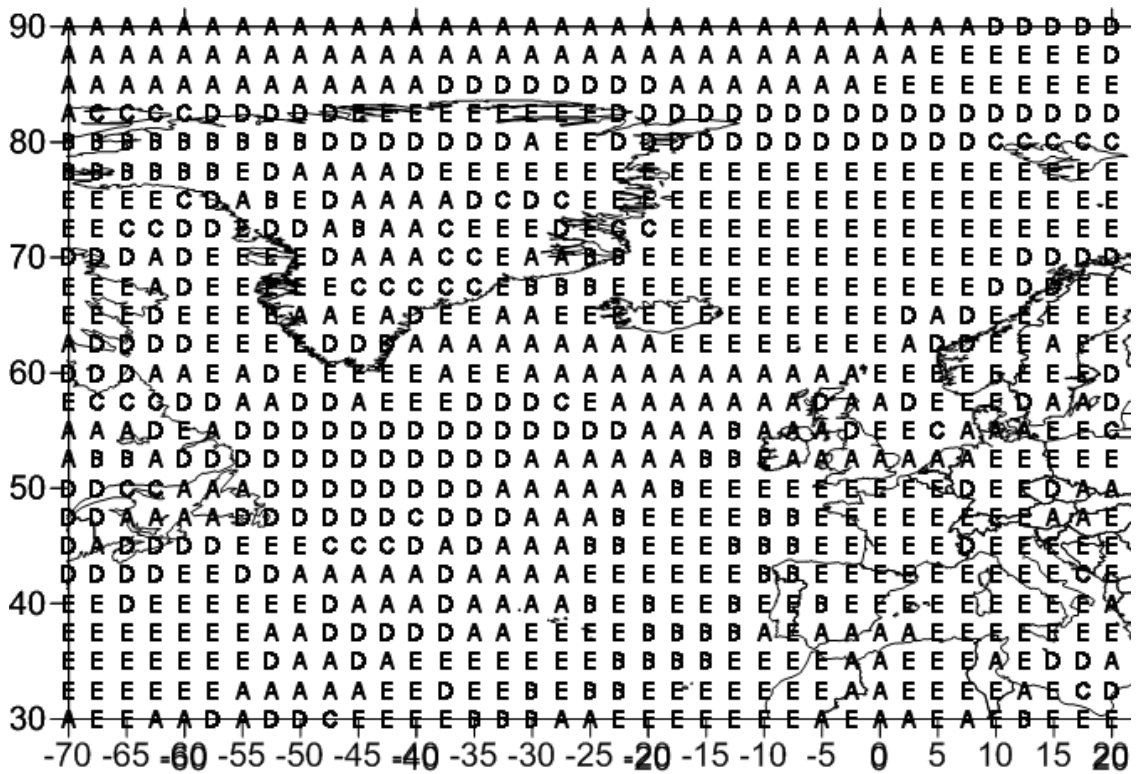


Рис. 4.18 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа над Північною Атлантикою, (грудень)

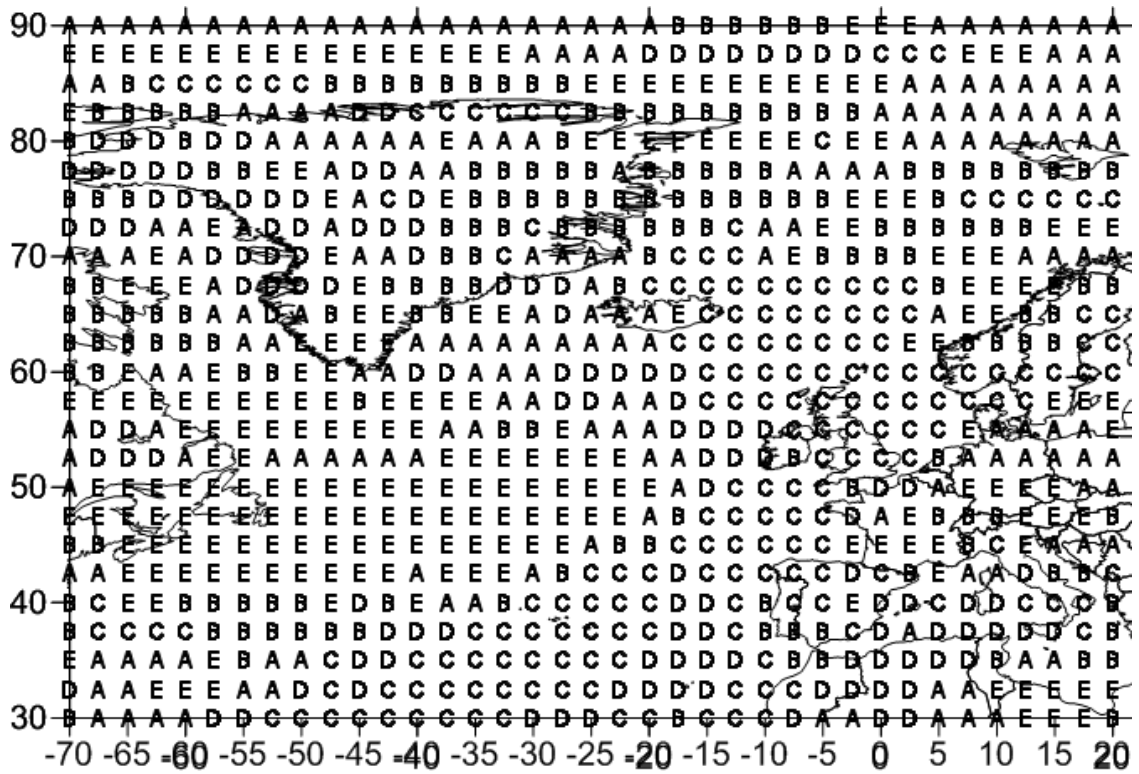


Рис. 4.19 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа над Північною Атлантикою, (січень)

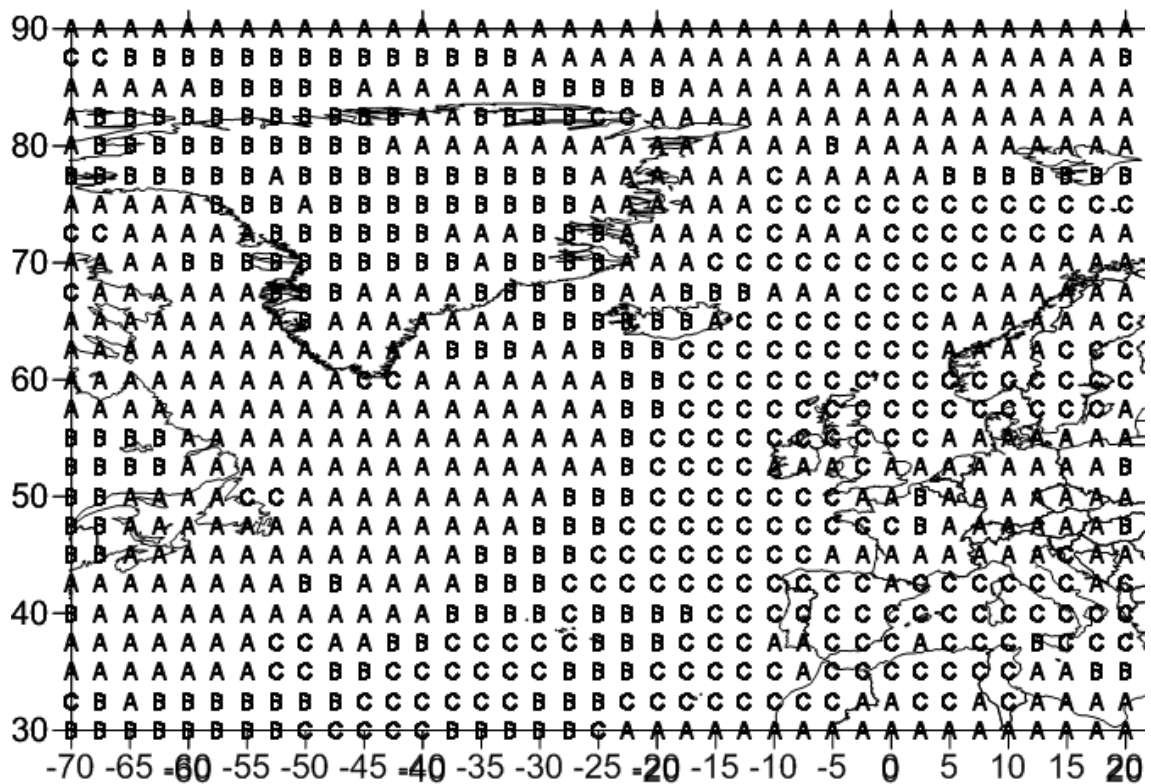


Рис. 4.20 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа над Північною Атлантикою, (лютий)

Таблиця 4.17

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії й середні значення головних компонентів енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих над районом Північної Атлантики (другий головний компонент)

Позначення кластерів	Середні значення ($\cdot 10^{-2}$)			
	Внутрішньокластерні дисперсії ($\cdot 10^{-4}$)			
	листопад	грудень	січень	лютий
A	6,3	-9,6	-6,1	6
	4,38	4,57	9,23	2,83
B	-12,8	21,5	10	-13,9
	4,98	24,86	6,18	3,97
C	21,4	4,9	21,1	20,9
	2,26	30,89	2,05	3,79
D	-2	0,9	-18,1	-
	8,65	17,47	6,47	-
E	-	15,8	2,4	-
	-	2,62	2,04	-

Невеликі осередки кластера **C** (рис. 4.17) розташовуються над північно-західною Гренландією, північним сходом моря Баффіна, протокою Дейвиса. Основна частина цієї однорідної зони (кластер **C**, рис. 4.17) становить меридіонально орієнтовану область протяжністю від острова Ісландія, через Північне море і острів Великобританія - уздовж холодної Канарської течії на південь.

Цікавим виявляється також кластер **B** (рис. 4.17). Значення репрезентативного вектора в ньому має від'ємний знак (знак вагових коефіцієнтів при чотирьох з п'яти вихідних характеристик є від'ємним) і другу за модулем величину. Основне навантаження у другому головному компоненті тут припадає також на відносний вихор (знак додатний) і геопотенціал (знак від'ємний). Розташовується кластер **B** таким чином: над західною половиною Гренландії (зона утворення циклонічних вихорів); над зоною зіткнення Східно-

Гренландської і західної гілки Північноатлантичної (течії Ірмінгера) течій (над Норвезько-Гренландською ЕАО, зона а); над акваторією океану, пов'язаною із західними берегами Скандинавського півострова (над Норвезько-Гренландською ЕАО, зона б). Основна частина однорідної зони **В** межує із найбільшим осередком кластера **С** із західної сторони.

У грудні найбільше середнє значення другого головного компонента (додатний знак) на поверхні 850 гПа відповідає кластеру **В** (рис. 4.18). Значення репрезентативного вектора в цьому кластері формуються в основному, так само як і в кластері **С** (рис. 4.17), за рахунок відносного вихору (знак навантаження від'ємний) і зональної складової швидкості вітру (знак навантаження додатний). Ці характеристики визначають і велику міжрічну дисперсію репрезентативного вектора кластера **В**. Інша однорідна зона з підвищеною енергетичною активністю атмосфери на поверхні 850 гПа в грудні – це зона **Е** (рис. 4.18). Стан атмосфери в цій зоні визначають такі вихідні характеристики: з додатними навантаженнями – температура повітря (0,66), вологість (0,44), геопотенціал (0,38); з від'ємним навантаженням - вихор швидкості (-0,37) (табл. 4.14). Зона **Е** (рис. 4.18) розташовується великими осередками над Норвезько-Гренландською ЕАО, Ньюфаундлендською ЕАО, протокою Дейвиса, а також разом з осередком кластера **В**, який має місце над холодною Канарською течією, займає простір над східною частиною Північної Атлантики і Західною Європою.

Кластери **С** у січні (рис. 4.19) і лютому (рис. 4.20) мають схожість із кластером **Е** у грудні (рис. 4.18), а саме, мають максимальні додатні значення репрезентативних векторів і займають простір над східною частиною акваторії Північної Атлантики. Тут же, в районі розташування однорідної зони **В** (рис. 4.18), відзначаються зони **Д** (рис. 4.19) і **В** (рис. 4.20) з великим (за модулем) середнім значенням репрезентативного вектора, але з від'ємним знаком. Основні навантаження на характеристики стану атмосфери в цих кластерах розподілені таким чином: у кластері **С** (рис. 4.19) - на зональну

складову швидкості вітру, геопотенціал (додатні знаки), вихор швидкості (від'ємний знак); у кластері **D** (рис. 4.19) - на температуру повітря (від'ємний знак), зональну складову швидкості вітру (додатний знак) і вихор швидкості (від'ємний знак); у кластері **C** (рис. 4.20) - на температуру повітря, масову частку водяної пари й зональну складову швидкості вітру (додатні знаки); у кластері **B** (рис. 4.20) - на температуру повітря, зональну складову швидкості вітру (додатні знаки), характеристику вологості і вихор швидкості (від'ємні знаки) (табл. 4.15 – 4.16).

Однак, крім відмінностей у розподілі навантажень на характеристики стану атмосфери, у лютому спостерігаються ще й відмінності в розташуванні осередків кластерів **B** і **C** (рис. 4.20). Великий осередок однорідної зони **B** (рис. 4.20) витягнутої форми займає простір над центральною гілкою Північноатлантичної течії, течією Ірмінгера, центральною й західною частинами Гренландії, а кластер **C** (рис. 4.20) - над Норвезьким морем (Норвезько-Гренландською ЕАО, зоною б).

Репрезентативні вектори третього головного компонента, які відбивають на поверхні 850 гПа підвищений енергетичний стан атмосфери, відповідають кластерам **C** (рис. 4.21), **B** (рис. 4.22), **F** (рис. 4.23), **E** і **B** (рис. 4.24). Всі перераховані однорідні зони знаходяться над центральною й західною частинами акваторії Північної Атлантики, включаючи Ньюфаундлендську ЕАО (район сходження теплих і холодних вод Північноатлантичної і Лабрадорської течій), Лабрадорське море і море Баффіна. При цьому у листопаді кластер **C** (рис. 4.21) є найбільшим з розглянутих кластерів і охоплює, додатково, область над островом Великобританія, Північним морем і південною частиною Норвезького моря.

Значення репрезентативних векторів третього головного компонента в цих однорідних зонах залежать, в основному, від геопотенціалу, зональної складової швидкості вітру і відносного вихору швидкості (табл. 4.13 – 4.16).

У кластері **E** (рис. 4.24) до цих характеристик додається вологість, а в кластері **B** (рис. 4.24) беруть участь, тільки з більшим ваговим коефіцієнтом,

відносний вихор і з набагато меншим за величиною, але значущим - геопотенціал.

Репрезентативні вектори однорідних зон **D** (рис. 4.21), **A** (рис. 4.22), **E** (рис. 4.23), **C** (рис. 4.24) характеризуються великими за величиною від’ємними значеннями третіх компонентів (табл. 4.18). Отже, ці однорідні зони теж можна віднести до розряду однорідних зон з підвищеною енергетичною активністю атмосфери. При цьому тільки в кластері **D** (рис. 4.21) мають місце істотні від’ємні навантаження на вихідні характеристики (на масову частку водяної пари (-0,58), на зональну складову швидкості вітру (-0,52), на температуру (-0,44)) (табл. 4.13). У січні в зоні **E** (рис. 4.23) велике за величиною від’ємне значення третього компонента формується за рахунок від’ємних значень зональної складової швидкості вітру (навантаження – 0,76) і температури повітря (навантаження – (-0,48)) (табл. 4.15).

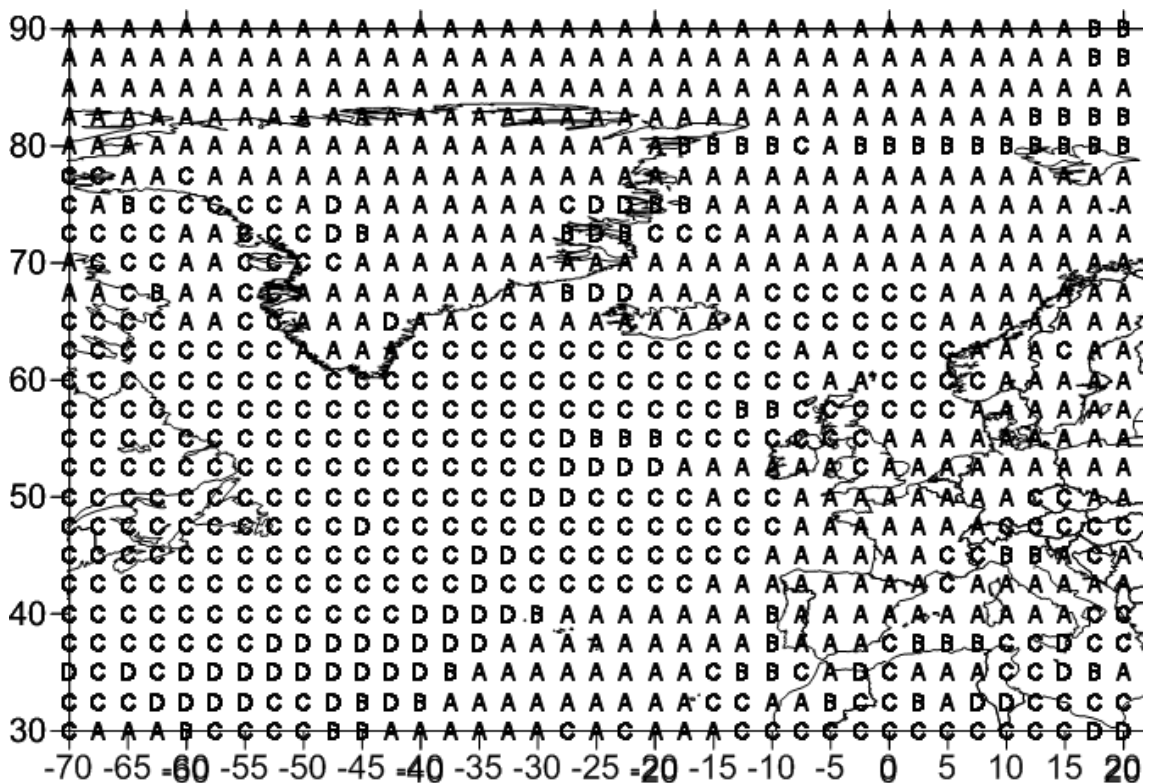


Рис. 4.21 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа над Північною Атлантикою, (листопад)

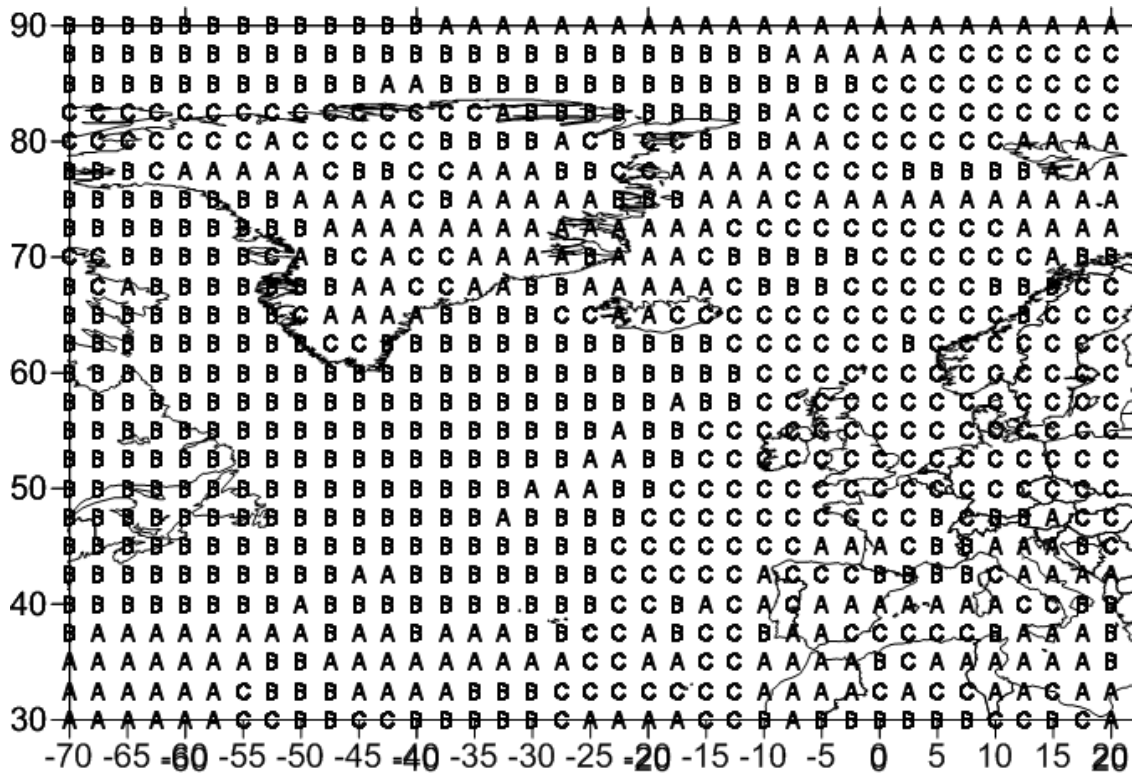


Рис. 4.22 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа над Північною Атлантикою, (грудень)

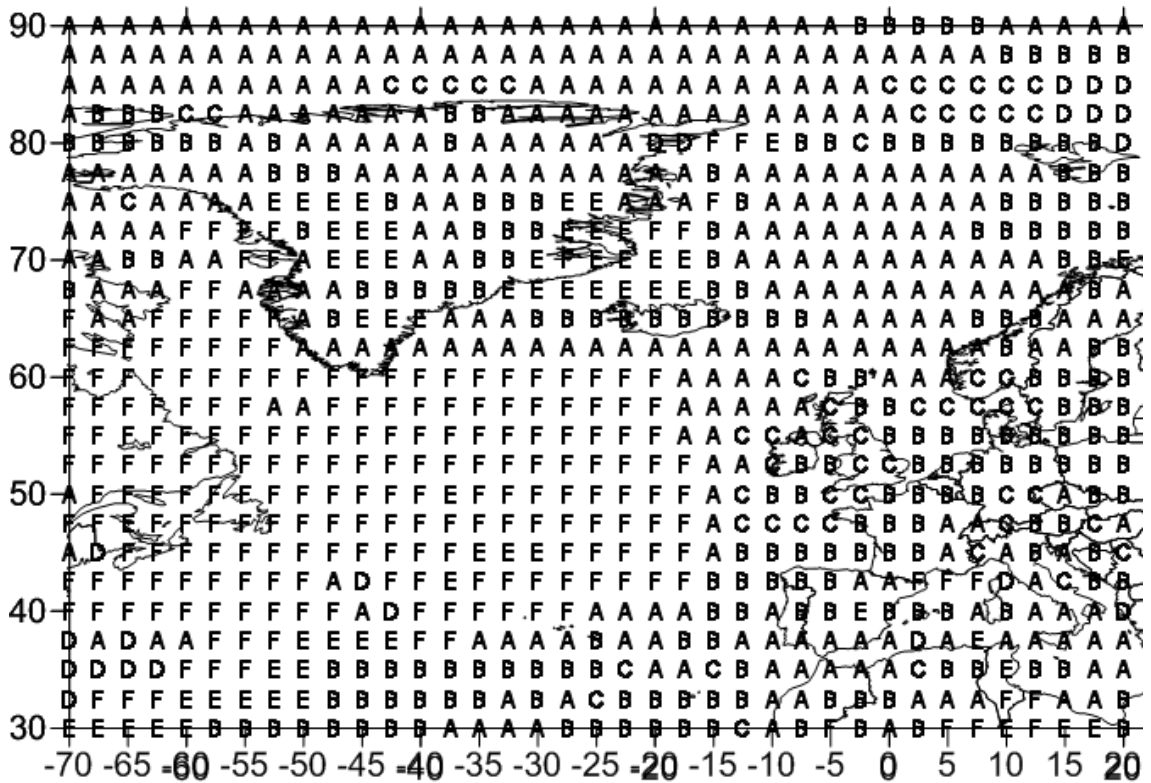


Рис. 4.23 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа над Північною Атлантикою, (січень)

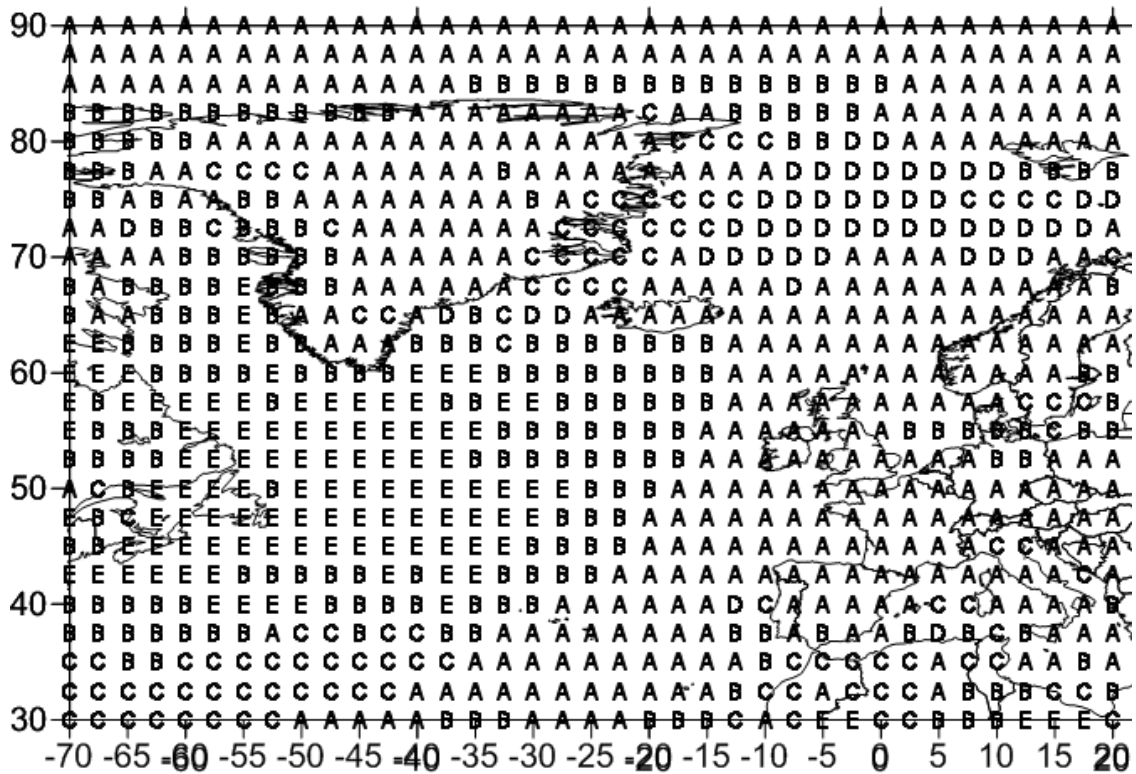


Рис. 4.24 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа над Північною Атлантикою, (лютий)

Таблица 4.18

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії й середні значення головних компонентів енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих над районом Північної Атлантики (третій головний компонент)

Позначення кластерів	Середні значення (*10 ⁻²)			
	Внутрішньокластерні дисперсії (*10 ⁻⁴)			
	листопад	грудень	січень	лютий
А	-0.3	-9.5	7.3	-1.5
	4.73	7.01	5.38	4.72
В	-11	14.7	-5.9	14.5
	40.72	4.88	4.24	4.33

Продовження табл.4.18

Позначення кластерів	Середні значення (*10 ⁻²)			
	Внутрішньокластерні дисперсії (*10 ⁻⁴)			
	листопад	грудень	січень	лютий
C	17.9	1.5	2.5	-15.4
	7.76	8.91	25.99	4.64
D	-18.5	-	16.5	4.3
	19.13	-	45.07	76.19
E	-	-	-20.2	24.3
	-	-	8.17	20.75
F	-	-	20.9	-
	-	-	12.53	-

Аналогічна за навантаженнями картина спостерігається і у кластері **C** (рис. 4.24) у лютому. Осередки однорідних зон **E** (рис. 4.23) і **C** (рис. 4.24) практично співпадають і мають місце: над заходом Гренландії, над Східно-Гренландською течією (біля східного узбережжя Гренландії, Норвезько-Гренландською ЕАО, зоною а) і в районі Саргасова моря. Однак у зони **E** (рис. 4.23) є ще один осередок, відсутній у лютому (**C** (рис. 4.24)) - над Британськими островами і їх прибережними водами. Листопадовий кластер **D** (рис. 4.21) територіально межує із кластером **C** (рис. 4.21) і утворює два осередки над системою Гольфстрім-Північноатлантична течія. Остання із зазначених зон з від'ємним значенням третього головного компонента, зона **A** (рис. 4.22), частково повторює розташування кластерів **E** (рис. 4.23) і **C** (рис. 4.24), але у той же час, займає більшу частину простору над Гренландією і над північною акваторією Норвезького моря (над Норвезько-Гренландською ЕАО, зоною б)).

Розподіл значень першого головного компонента характеристик енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа над територією Північної Атлантики відрізняється різноманітністю від місяця до місяця (рис. 4.25 – 4.28).

У листопаді спостерігається велика однорідна зона, яка займає близько двох третин простору над акваторією Північної Атлантики і прилеглими до неї ділянками суши (рис. 4.25 - кластер А).

Тільки в північній частині має місце витягнутий кластер - над більшою частиною території Гренландії, південною частиною моря Баффіна й Гренландським морем (над Норвезько-Гренландською ЕАО, частиною а) (рис. 4.25 - кластер В). Другий осередок цього кластера розташовується над північною частиною Норвезького моря (над Норвезько-Гренландською ЕАО, частиною б). Кластеру А (рис. 4.25) відповідає мінімальна міжрічна дисперсія репрезентативного вектора першого головного компонента і мінімальне додатне середнє значення, а кластеру В (рис. 4.25) - значна дисперсія і максимальне додатне середнє значення (табл. 4.19).

Основний внесок у формування значень репрезентативних векторів головного компонента однорідних зон А і В (рис. 4.25) вносять значення температури повітря, масової частки водяної пари і геопотенціалу (значення додатні). Вагові навантаження при них мають теж додатний знак (табл. 4.20).

Дещо меншу роль тут відіграють зональна складова швидкості вітру (у кластері А - вагове навантаження від'ємне, у кластері В - додатне, значення характеристики - додатне) і відносний вихор швидкості (в обох кластерах вагові навантаження від'ємні (табл. 4.20), значення характеристики у центральній частині Гренландії від'ємне, на іншій території - незначне додатне).

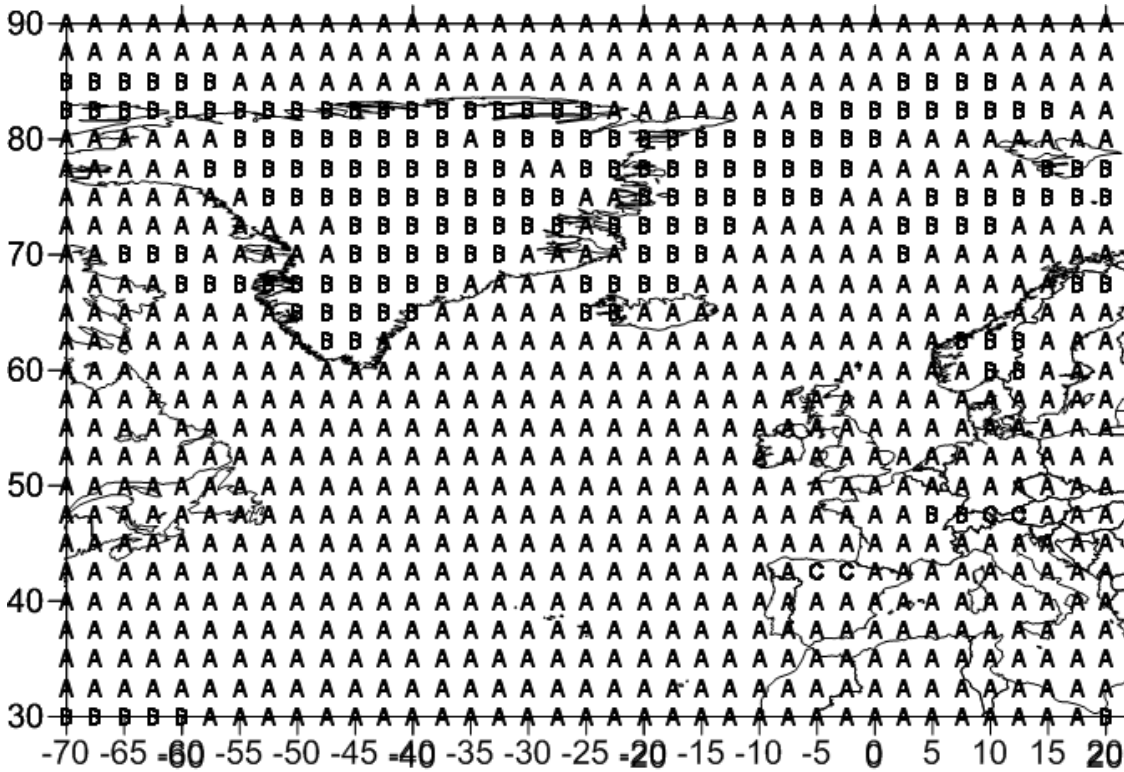


Рис. 4.25 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа над Північною Атлантикою, (листопад)

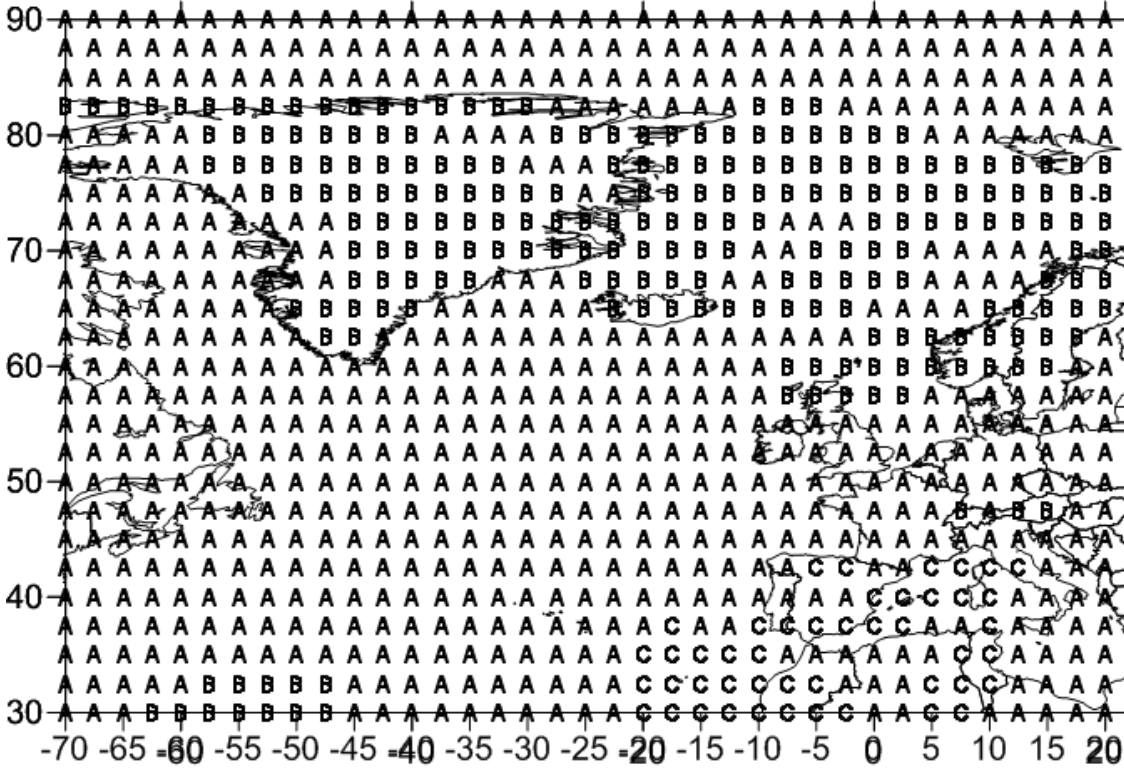


Рис. 4.26 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа над Північною Атлантикою, (грудень)

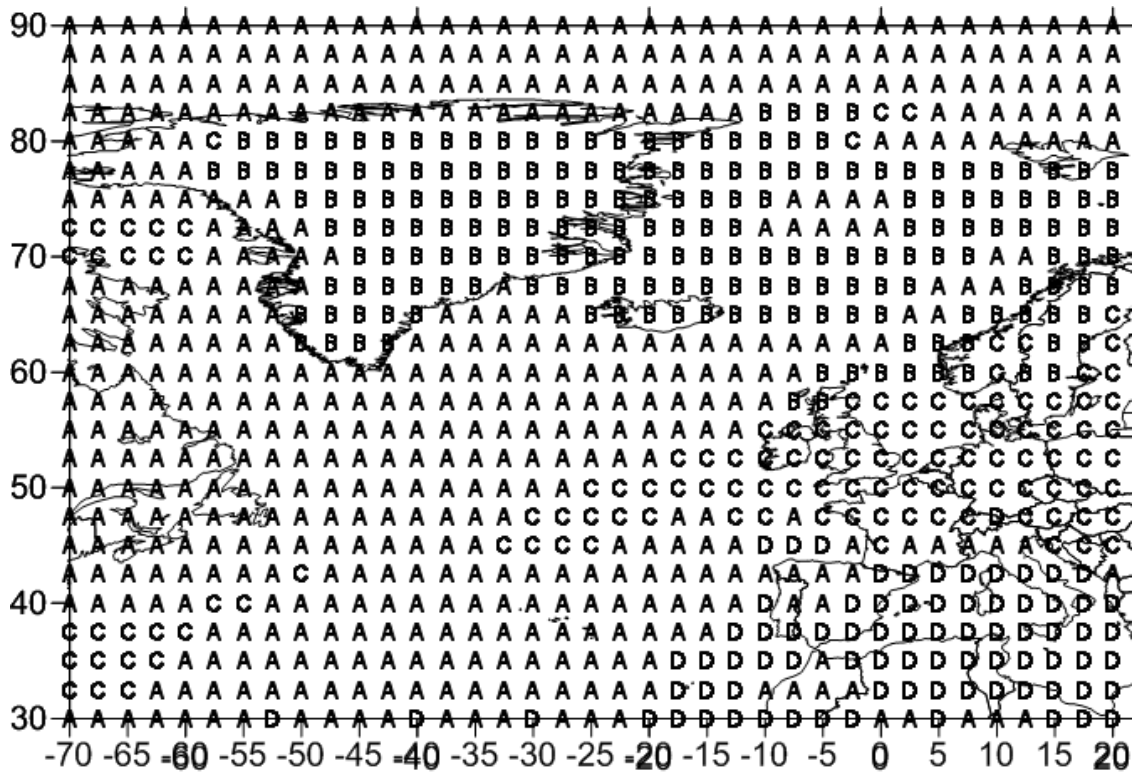


Рис. 4.27 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа над Північною Атлантикою, (січень)

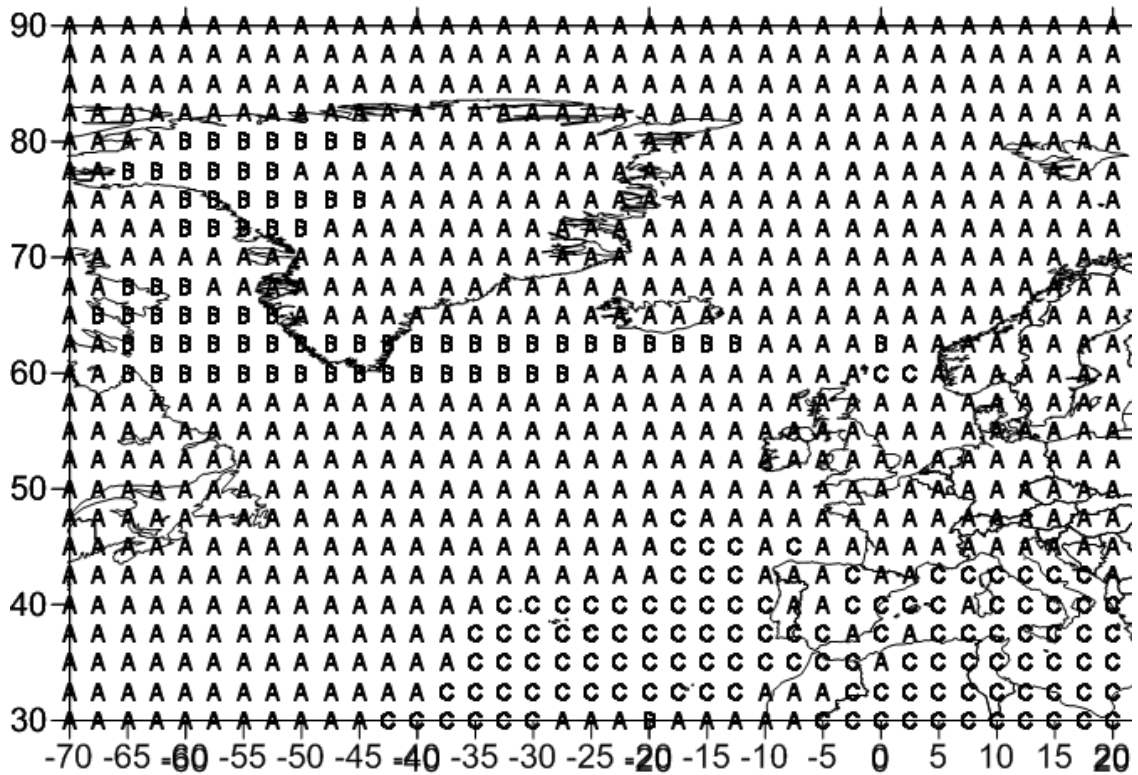


Рис. 4.28 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа над Північною Атлантикою, (лютий)

Таблиця 4.19

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії й середні значення головних компонентів енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих над районом Північної Атлантики (перший головний компонент)

Позначення кластерів	Середні значення (*10 ⁻²)			
	Внутрішньокластерні дисперсії (*10 ⁻⁴)			
	листопад	грудень	січень	лютий
A	18,5	18,5	17,7	21,2
	1,53	1,35	2,38	2,22
B	26,4	26,3	25,8	17,4
	6,02	6,44	13,66	51,55
C	-5,1	2,7	21,8	2,8
	12,17	8,29	8,5	3,89
D	-	-	0,9	-
	-	-	5,14	-

Таблиця 4.20

Координати власних векторів і власні значення (внесок у загальну дисперсію) параметрів енергетичного стану атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів на поверхні 700 гПа, розташованих над районом Північної Атлантики, (листопад)

Координати власних векторів									
1-й власний вектор			2-й власний вектор			3-й власний вектор			
Літера кластера									
A	B	C	A	B	C	A	B	C	D
0,54	0,49	-0,59	-0,09	0,22	-0,57	-0,14	0,29	0,23	-0,24
0,45	0,52	0,11	-0,18	0,26	-0,68	-0,22	0,25	-0,04	-0,85
0,51	0,49	-0,64	-0,15	0,22	-0,21	-0,04	0,06	0,04	-0,34

Продовження табл.4.20

Координати власних векторів									
1-й власний вектор			2-й власний вектор			3-й власний вектор			
Літера кластера									
A	B	C	A	B	C	A	B	C	D
-0,39	0,36	0,19	-0,65	0,78	-0,27	0,93	0,22	-0,09	-0,14
-0,30	-0,34	0,43	0,72	0,47	0,31	-0,26	0,90	0,97	0,29
Власні значення/внесок у загальну дисперсію									
Літера кластера									
A	B	C	A	B	C	A	B	C	D
2,49	3,06	2,09	1,28	1,03	1,51	0,92	0,64	0,98	0,56
49,75	61,17	41,71	25,58	20,56	30,24	18,44	12,88	19,69	11,25

Такий розподіл вагових навантажень, максимальне додатне середнє значення і велика міжрічна мінливість першого головного компонента в кластері **B** свідчить про підвищену енергетичну активність атмосфери на поверхні 700 гПа в цьому районі.

У грудні і у січні кластер **B** (рис. 4.26 – 4.27) поширюється на більшу частину Гренландського моря і далі – через північ Норвезького моря подовжується до Баренцева моря. Південніше він охоплює північну частину Північного моря і Скандинавський півострів. Вагові коефіцієнти при вихідних характеристиках у першому головному компоненті не зазнають істотних змін (табл. 4.21 – 4.22).

Зберігаються також максимальні середні значення репрезентативного вектора головного компонента і істотна міжрічна мінливість (табл. 4.19).

Таким чином можна стверджувати, що в ці місяці висока енергетична активність атмосфери на поверхні 700 гПа в зазначеній однорідній зоні зберігається. У грудні над південно-східною частиною акваторії Північної Атлантики (над холодною Канарською течією) утворюється кластер **C** (рис. 4.26), який поширюється, у тому числі, і на Європейську частину суші. В

січні він простежується у вигляді кластера **D** (рис. 4.27).

Таблиця 4.21

Координати власних векторів і власні значення (внесок у загальну дисперсію) параметрів енергетичного стану атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів на поверхні 700 гПа, розташованих над районом Північної Атлантики, (грудень)

Координати власних векторів										
1-й власний вектор			2-й власний вектор				3-й власний вектор			
Літера кластера										
A	B	C	A	B	C	D	A	B	C	D
0,56	0,50	-0,22	0,42	-0,41	0,28	0,24	-0,07	0,10	0,18	0,26
0,41	0,51	0,04	0,63	-0,16	0,26	0,57	0,02	-0,09	0,08	0,15
0,51	0,54	-0,64	-0,28	-0,07	0,40	-0,12	-0,14	0,13	0,26	0,03
-0,33	0,32	0,49	0,30	0,77	0,50	0,69	-0,84	0,91	0,86	-0,61
-0,38	-0,32	0,55	0,52	-0,46	0,67	-0,36	0,51	-0,38	-0,39	0,73
Власні значення/внесок у загальну дисперсію										
Літера кластера										
A	B	C	A	B	C	D	A	B	C	D
2,3	2,6	2,1	1,4	1,3	0,8	1,8	0,8	0,9	0,8	0,6
46,5	52,6	41,1	27,9	25,5	16,5	35,4	15	17,8	15,3	10,9

Координати власних векторів у цих однорідних зонах, практично, не змінюються (табл. 4.21 – 4.22).

Таблиця 4.22

Координати власних векторів і власні значення (внесок у загальну дисперсію) параметрів енергетичного стану атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів на поверхні 700 гПа, розташованих над районом Північної Атлантики, (січень)

Координати власних векторів											
1-й власний вектор				2-й власний вектор					3-й власний вектор		
Літера кластера											
A	B	C	D	A	B	C	D	E	A	B	C
0,56	0,50	0,58	-0,43	0,27	-0,05	-0,21	0,17	0,41	-0,19	-0,21	0,07
0,46	0,56	0,27	0,33	0,48	-0,23	0,03	0,27	0,45	-0,15	-0,25	0,50
0,46	0,44	0,53	-0,58	-0,30	-0,52	0,32	0,29	0,06	-0,24	0,86	0,08
-0,39	0,39	0,15	0,33	0,26	-0,45	0,67	0,85	0,56	0,82	0,38	0,68
-0,35	-0,30	-0,54	0,51	0,73	0,69	-0,63	0,30	-0,56	-0,46	-0,11	0,53
Власні значення/внесок у загальну дисперсію											
Літера кластера											
A	B	C	D	A	B	C	D	E	A	B	C
2,5	2,9	2,65	2,7	1,4	1,5	1,2	0,9	1,7	0,9	1,0	0,7
50,1	57,4	51,0	54,7	27,3	29,5	24,2	17,8	32,9	17,3	19,2	14,3

Для обох місяців найбільші їх значення спостерігаються для геопотенціалу (знак від'ємний) і відносного вихору швидкості (знак додатний). У грудні для температури повітря навантаження від'ємне незначне за величиною, для масової частки водяної пари – додатне незначне, для зональної складової швидкості вітру – значне додатне. У січні, у порівнянні із груднем, при збереженні знака, значення навантажень за абсолютною величиною змінюються: для температури і для вологості збільшуються, а для швидкості вітру дещо зменшуються.

У цьому ж місяці має місце ще один кластер (кластер С, рис. 4.27), який за розмірами не поступається кластеру В (рис. 4.27). Однорідна зона С (рис. 4.27) представлена осередками над різними частинами Північної Атлантики: над морем Баффіна; над районом південніше від Ньюфаундленду (над Гольфстрімом, над Ньюфаундлендською ЕАО). Найбільший осередок розташований над південною частиною Північноатлантичної течії, Ірландією, Великобританією, Північним морем, Балтикою і Північною Європою. Основні навантаження в цій однорідній зоні припадають на температуру повітря, геопотенціал (додатний знак) і відносний вихор швидкості (від'ємний знак і від'ємне середнє значення характеристики) (табл. 4.22). Середнє значення головного компонента в кластері С (рис. 4.27) незначно відрізняється від значення в кластері В. Його теж можна віднести до категорії максимальних. Така ж тенденція спостерігається і у значенні міжрічної дисперсії (табл. 4.19). Це дає підставу розглядати осередки кластера С (рис. 4.27) – як зони підвищеного енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа.

Кластеризація першого головного компонента у лютому значною мірою відрізняється від кластеризації у попередніх трьох місяцях. У цьому місяці більшу частину простору на поверхні 700 гПа займає кластер А (рис. 4.28). Стан атмосфери в цьому кластері, в основному, залежить від температури повітря і вологості (великі додатні вагові навантаження (табл. 4.23)) і дещо менше - від деформації баричного поля на цієї висоті (додатний знак вагового коефіцієнта). Середнє значення репрезентативного вектора компоненти має максимальну величину, що свідчить про високу інтенсивність процесів, описуваних нею. Мінімальна внутрішньокластерна дисперсія свідчить про деяку стабільність цих процесів у міжрічному періоді (табл. 4.19).

Над південно-східною частиною акваторії Північної Атлантики (над районом розташування холодної Канарської течії і далі на Європу) зберігається однорідна зона С (рис. 4.28).

Таблиця 4.23

Координати власних векторів і власні значення (внесок у загальну дисперсію) параметрів енергетичного стану атмосфери в репрезентативних вузлах кластерів на поверхні 700 гПа, розташованих над районом Північної Атлантики, (лютий)

Координати власних векторів										
1-й власний вектор			2-й власний вектор					3-й власний вектор		
Літера кластера										
А	В	С	А	В	С	Д	Е	А	В	С
0,69	0,50	-0,35	0,03	-0,12	0,05	-0,32	0,62	0,38	0,34	-0,57
0,64	0,48	0,39	-0,23	0,16	0,11	-0,73	0,34	0,18	0,10	-0,14
0,32	0,42	-0,56	0,66	-0,69	0,38	0,02	0,04	0,05	0,35	0,06
-0,05	-0,35	0,37	-0,13	0,04	0,90	-0,61	0,54	0,90	-0,31	0,47
0,03	-0,46	0,53	-0,70	0,70	0,20	0,07	-0,45	-0,04	0,81	-0,65
Власні значення/внесок у загальну дисперсію										
Літера кластера										
А	В	С	А	В	С	Д	Е	А	В	С
2,00	3,5	2,8	1,5	1,5	1,0	1,5	1,8	0,8	0,77	0,5
39,1	69,9	56,7	30,5	30,1	20,9	30,1	35,0	16,0	13,2	9,7

Вона відповідає зонам **D** (рис. 4.27) у січні і **C** (рис. 4.26) у грудні, які знаходяться над зазначеним районом, але має менші розміри. Вагові навантаження на характеристики стану атмосфери у даній зоні (**C** (рис. 4.28)) в порівнянні із груднем і січнем, практично, залишаються без змін. Те ж саме стосується і середнього значення головного компонента. Воно є мінімальним. Цей факт зумовлений слабкою активністю в зимовий період азорського максимуму, в зону впливу якого входить кластер **C** (рис. 4.28).

Третій за розмірами, кластер **B** (рис. 4.28), має у складі два осередки.

Перший осередок розташовується над західною Гренландією, другий – над районом акваторії Північної Атлантики, прилеглим до південного берега Ісландії, і далі за течією Ірмінгера через південний край Гренландії він охоплює більшу частину простору над морем Лабрадор. Цей кластер, як випливає із середнього значення репрезентативного вектора, є також однією із зон підвищеної енергетичної активності атмосфери на поверхні 700 гПа, що має підтвердження і у відповідній йому найбільшій міжрічній дисперсії (табл. 4.19). Крім зазначеного, необхідно відзначити, що ця однорідна зона перебуває в районі виникнення й переміщення циклонічних утворень Північної Атлантики.

Кластери полів другого головного компонента параметрів стану атмосфери на поверхні 700 гПа являють собою осередкову структуру (рис. 4.29 – 4.32). Кількість однорідних зон і їх осередків збільшується протягом зимового періоду. Кластер **В** (рис. 4.29), якому відповідає максимальне додатне середнє значення репрезентативного вектора головного компонента (табл. 4.13), у листопаді займає більше половини простору над розглянутою територією. Наступний за розмірами кластер **А** (рис. 4.29) з мінімальним значенням другого головного компонента має такі осередки: перший - над півостровом Лабрадор, о. Ньюфаундленд, над холодною Лабрадорською течією; другий - над центральною Гренландією, над акваторією Північного Льодовитого океану, пов'язаною з північним узбережжям Гренландії, над західною частиною Гренландського моря. В однорідній зоні **В** (рис. 4.29) підвищений енергетичний стан атмосфери на поверхні 700 гПа визначається тільки циркуляційними характеристиками, а саме, відносним вихором (вагове навантаження 0,78) і зональною складовою швидкості вітру (0,47) (табл. 4.20). У подальші місяці кластер **В** (рис. 4.29) трансформується. У грудні він розбивається на два кластери **С** і **Д** (рис. 4.30), які мають максимальні додатні середні значення репрезентативних векторів (22,7 і 20,4) і міжрічній дисперсії (18,9 і 16,2) (табл. 4.24).

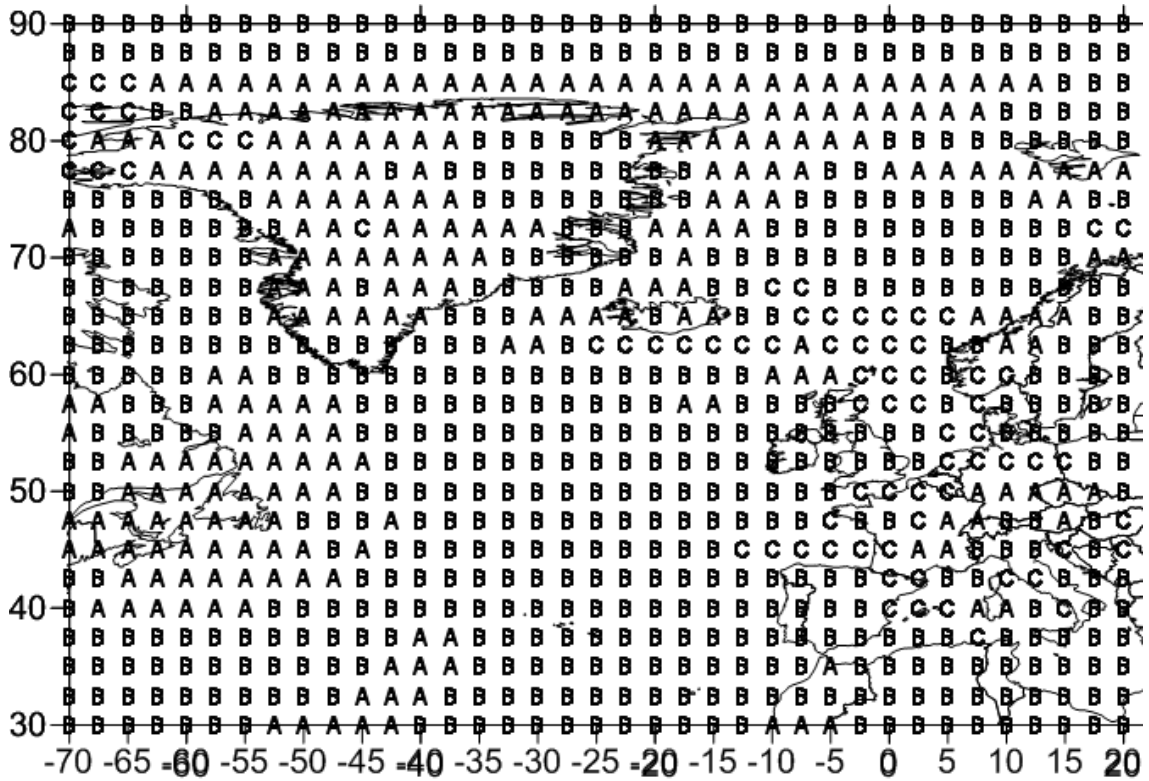


Рис. 4.29 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа над Північною Атлантикою, (листопад)

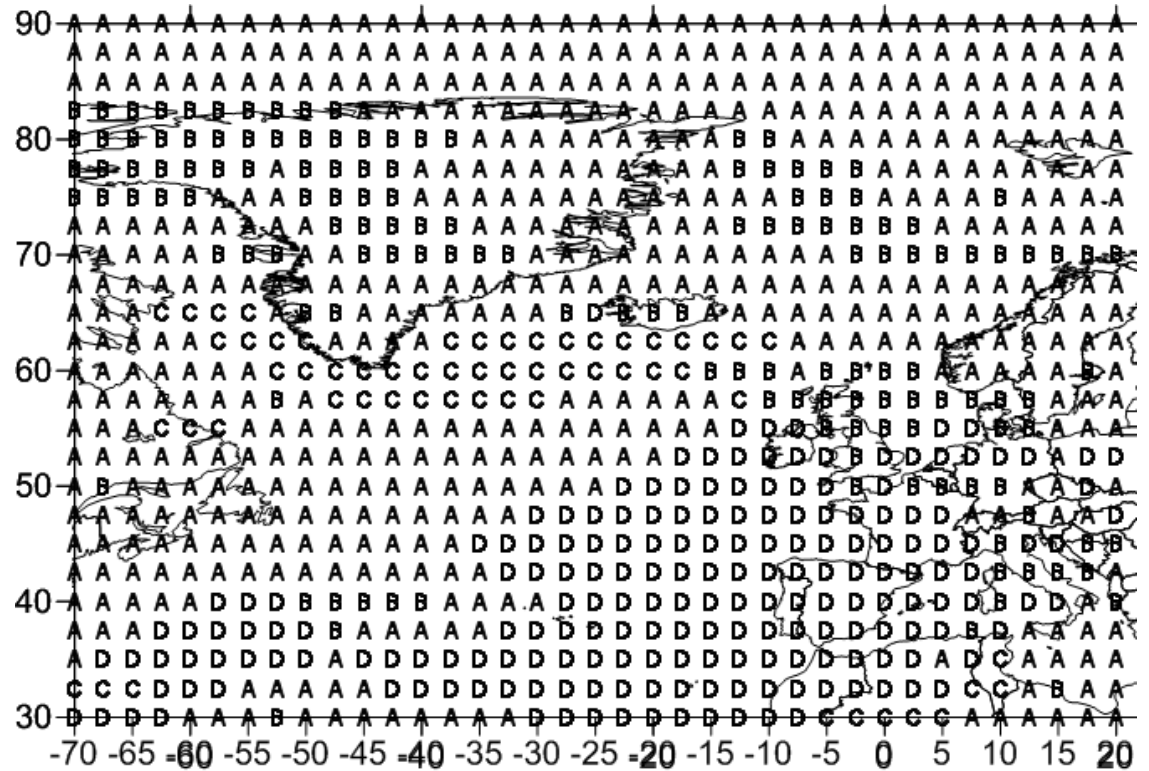


Рис. 4.30 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа над Північною Атлантикою, (грудень)

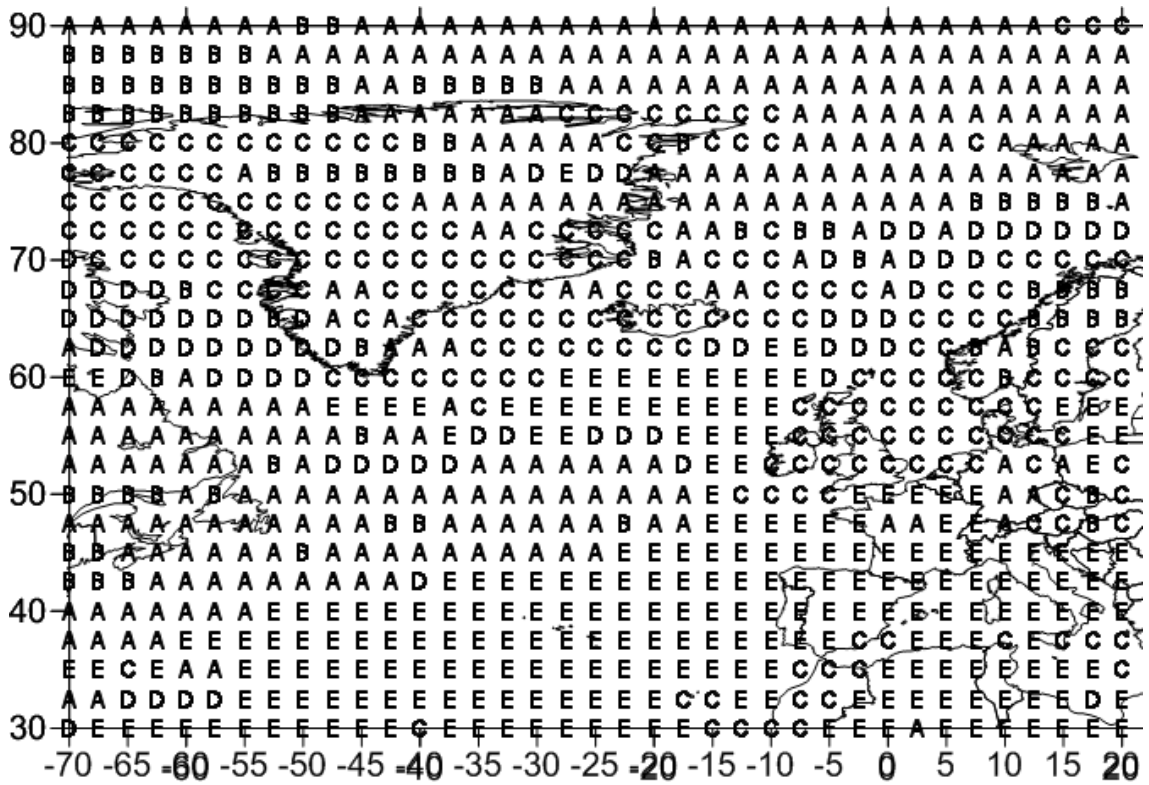


Рис. 4.31 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа над Північною Атлантикою, (січень)

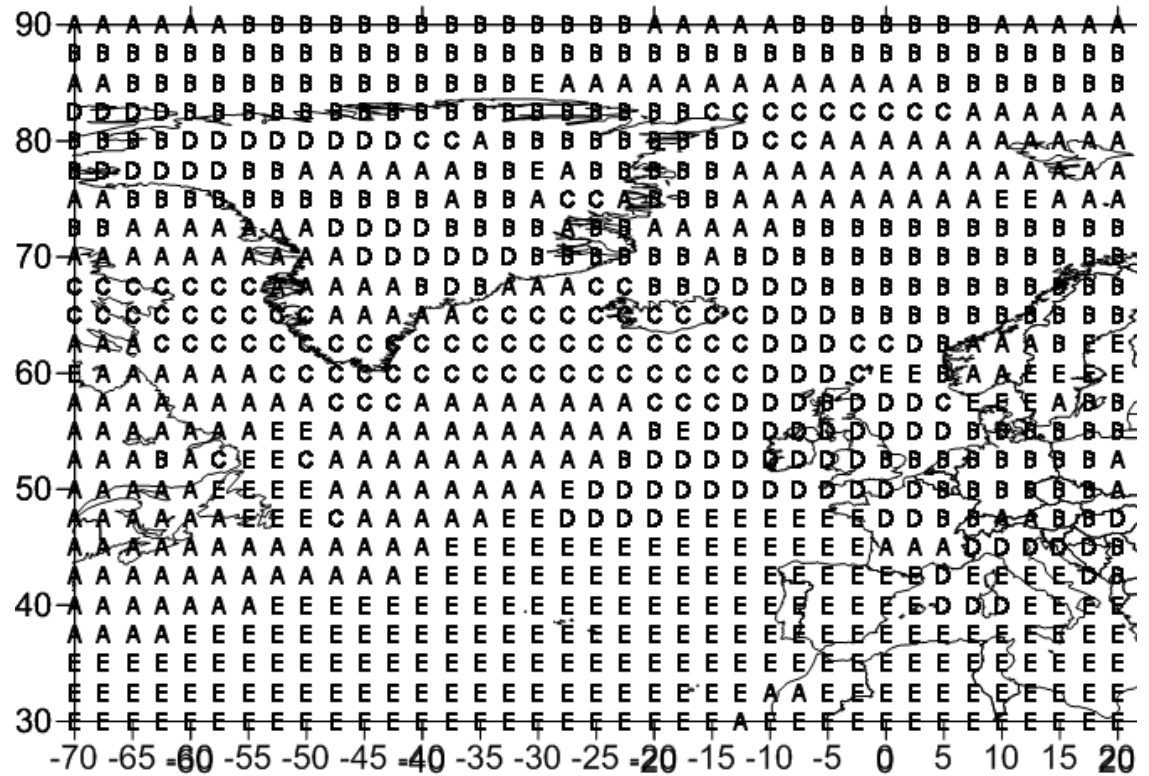


Рис.4. 32 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа над Північною Атлантикою, (лютий)

Таблиця 4.24

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії й середні значення головних компонентів енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа у репрезентативних вузлах кластерів, розташованих над районом Північної Атлантики (другий головний компонент)

Позначення кластерів	Середні значення (*10 ⁻²)			
	Внутрішньокластерні дисперсії (*10 ⁻⁴)			
	листопад	грудень	січень	лютий
A	-0,3	9,5	6,7	3,7
	6,84	7,48	14,45	6,89
B	14,6	-10,5	-2,8	-4,3
	3,68	11,98	13,3	27,33
C	-18,2	22,7	-10,7	13,8
	7,08	18,86	12,28	47,68
D	-	20,4	13,8	-16
	-	16,2	21,84	17,04
E	-	-	21,6	22
	-	-	4,66	8,52

Перший із цих кластерів, у вигляді витягнутої по широтному колу структури, розташовується над північною половиною моря Лабрадор і далі на схід охоплює простір над течією Ірмінгера. Другий, має місце над південною і південно-східною акваторією Північної Атлантики і Західною Європою. У кластері **C** (рис. 4.30) основне навантаження припадає на відносний вихор, зональну складову швидкості вітру і геопотенціал (знаки додатні), а у кластері **D** (рис. 4.30) – на зональну складову швидкості вітру і на масову частку водяної пари (додатні знаки) (табл. 4.21). На відносний вихор у кластері **D** (рис. 4.30) припадає порівняно невелике від’ємне навантаження. У січні і у лютому великі осередки однорідних зон з максимальними додатними

значеннями репрезентативного вектора другого головного компонента (21,6 і 22,0) (табл. 4.24), так само як й у грудні, займають простір над південною акваторією Північної Атлантики і над Західною Європою (Е рис. 4.31 – 4.32). Крім цього, на схемах спостерігаються менші за площею осередки: у січні осередок, розташований над місцем розгалуження Північноатлантичної течії на течію Ірмінгера і Норвезьку течію, а в лютому – в області зіткнення холодної Лабрадорської і теплої Північноатлантичної течій. Стан атмосфери в цих однорідних зонах визначається процесами, що описуються такими вихідними характеристиками, як температура повітря (у січні навантаження 0,41; у лютому, відповідно, 0,62), масова частка водяної пари (0,45; 0,34), зональна складова швидкості вітру (0,56; 0,54) і відносний вихор (-0,56; -0,43) (табл. 4.22 – 4.23).

У листопаді і у лютому присутні ще два кластери **С** (рис. 4.29) і **Д** (рис. 4.32) з великими за величиною, але від'ємними за знаком значеннями другого головного компонента (табл. 4.24). Враховуючи те, що в них вагові навантаження на характеристики є від'ємними, а саме, у кластері **С** (рис. 4.29) – вологість (-0,68) і температура повітря (-0,57), у кластері **Д** – (рис. 4.32) – вологість (-0,73), зональна складова швидкості вітру (-0,61) і температура повітря (-0,32), є підстава стверджувати, що в цих зонах стан атмосфери визначають процеси великої інтенсивності. У взаємному розташуванні кластерів з максимальними за величиною значеннями другого головного компонента зберігається така ж тенденція – зони із протилежними знаками компонента межують між собою. Осередки кластерів **С** (рис. 4.29) і **Д** – (рис. 4.32) займають на поверхні 700 гПа простір над центральною і північно-західною Гренландією, над акваторією Північної Атлантики в районі Ісландії, Норвезького півострова та Британських островів.

При кластеризації третього головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа спостерігається обернена картина. Кількість кластерів і осередковість протягом розглянутого холодного періоду зменшуються. Місце розташування кластерів з максимальними за величиною значеннями репрезентативних векторів зміщується в західну частину Північної

Атлантики (рис. 4.33 – 4.36).

У листопаді такі кластери представлені зонами **В** і **Д** (рис. 4.33). Зона **В** має складну форму і займає простір над західною Гренландією, морем Лабрадор, далі на схід від південного краю Гренландії через Ісландію і Норвезький півострів, на південь над півостровом Лабрадор, над Ньюфаундлендською ЕАО до центральної частини океанського північного субтропічного антициклонального кругообігу.

На півночі Гренландського моря й над островом Шпіцберген присутні ще два осередки кластера **В**. Основне навантаження в третьому компоненті в зоні **В** (рис. 4.33) припадає на відносний вихор швидкості (0,93) (табл.4.20). Додатне значення репрезентативного вектора і розподіл навантажень у кластері **В** (рис. 4.33) свідчать про посилення циклонічного вихору процесами, які описуються третім компонентом. У зоні **Д** (рис. 4.33), осередки якої розосереджені над центральною частиною акваторії Північної Атлантики, значення головного компонента має від'ємний знак (табл. 4.25) і, в основному (за винятком навантаження на відносний вихор), від'ємні вагові коефіцієнти при вихідних характеристиках. Найбільший за величиною з коефіцієнтів має відноситься до масової частки водяної пари (-0,85) (табл. 4.20).

У грудні зону з активними процесами в атмосфері на поверхні 700 гПа представляє кластер **Д** (рис. 4.34). Він займає простір практично над всією західною частиною акваторії Північної Атлантики (окрім району над Ньюфаундлендською енергоактивною зоною) і над прилеглого до неї території суші.

У січні і у лютому зони з атмосферними процесами високої інтенсивності (кластери **С** (рис. 4.35) і **В** (рис. 4.36)) мають менші розміри, ніж у грудні й листопаді. Цим зонам відповідають максимальні додатні середні значення репрезентативних векторів третього головного компонента (табл. 4.25).

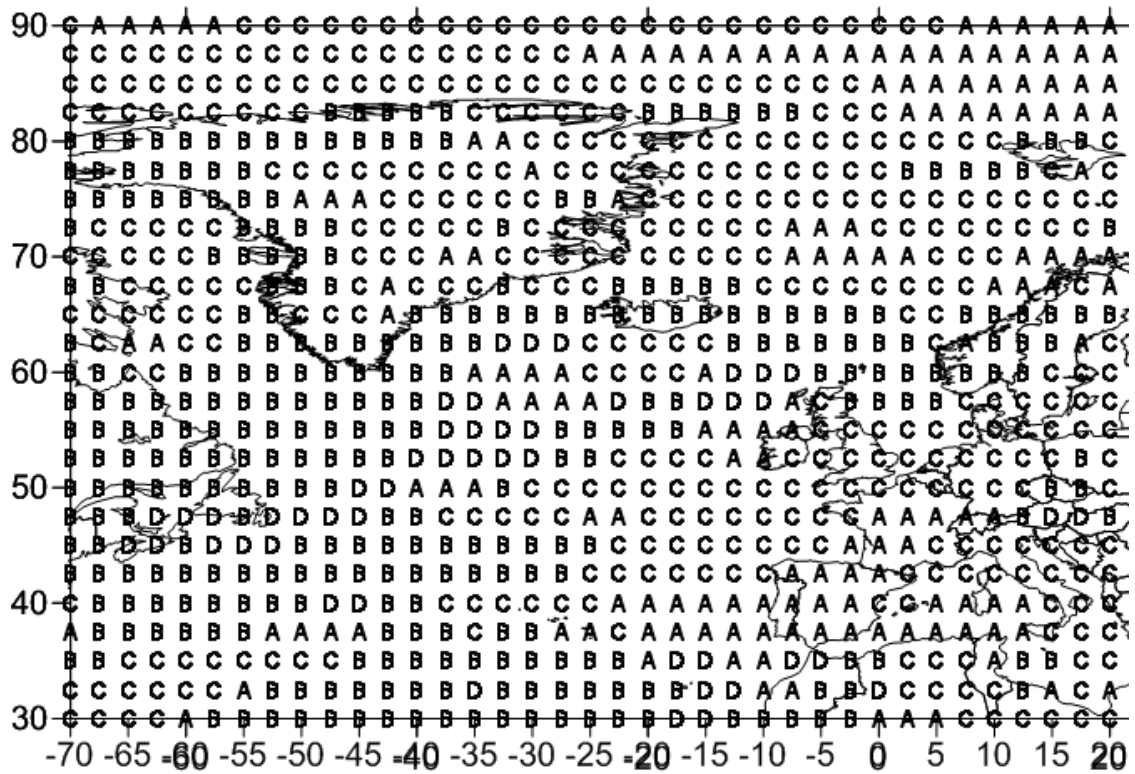


Рис. 4.33 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа над Північною Атлантикою, (листопад)

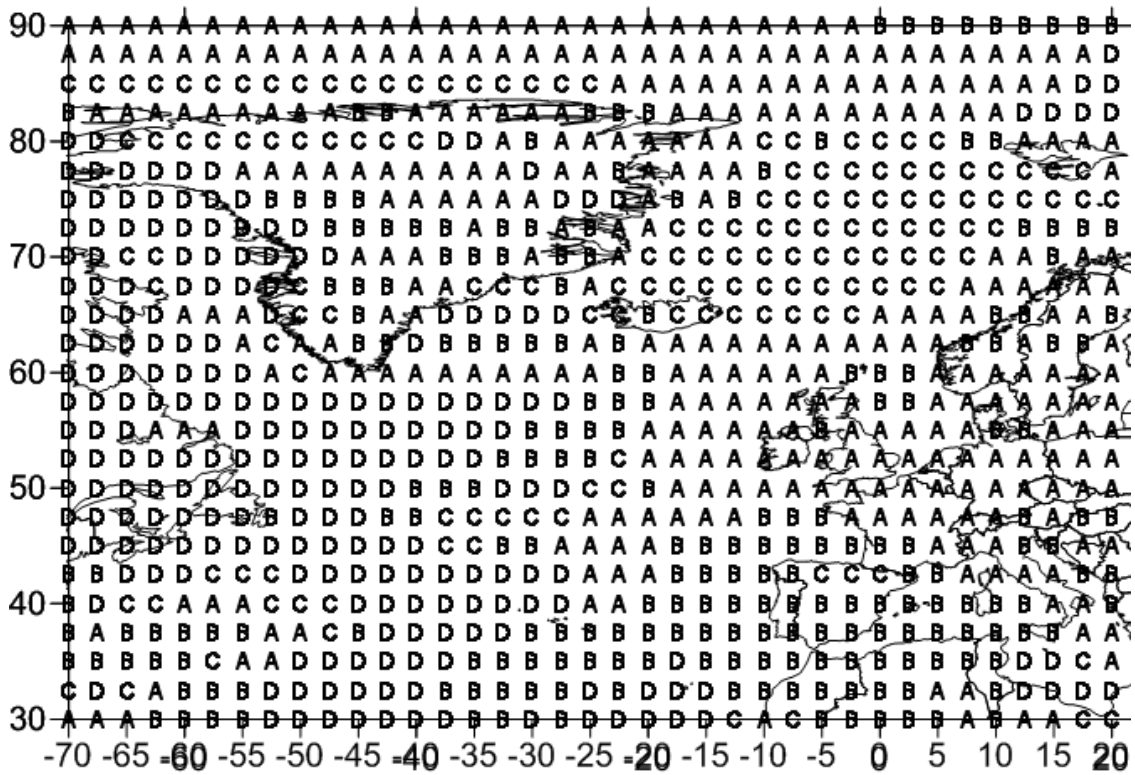


Рис. 4.34 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа над Північною Атлантикою, (грудень)

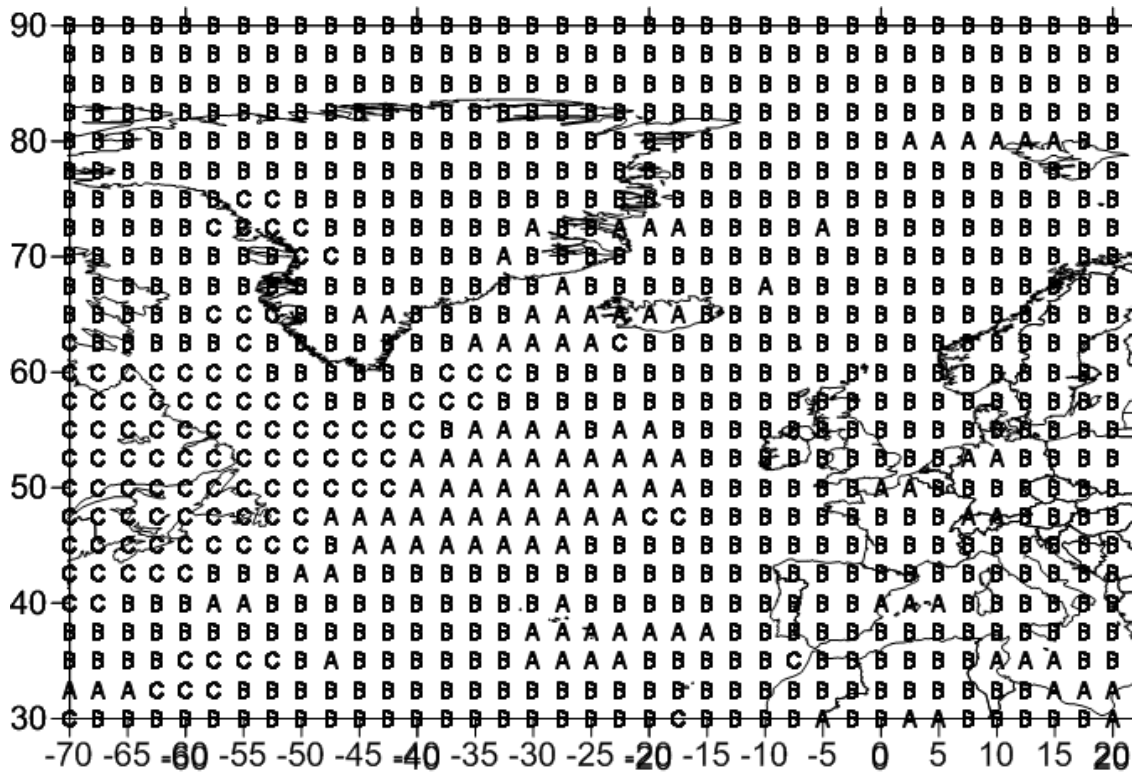


Рис. 4.35 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа над Північною Атлантикою, (січень)

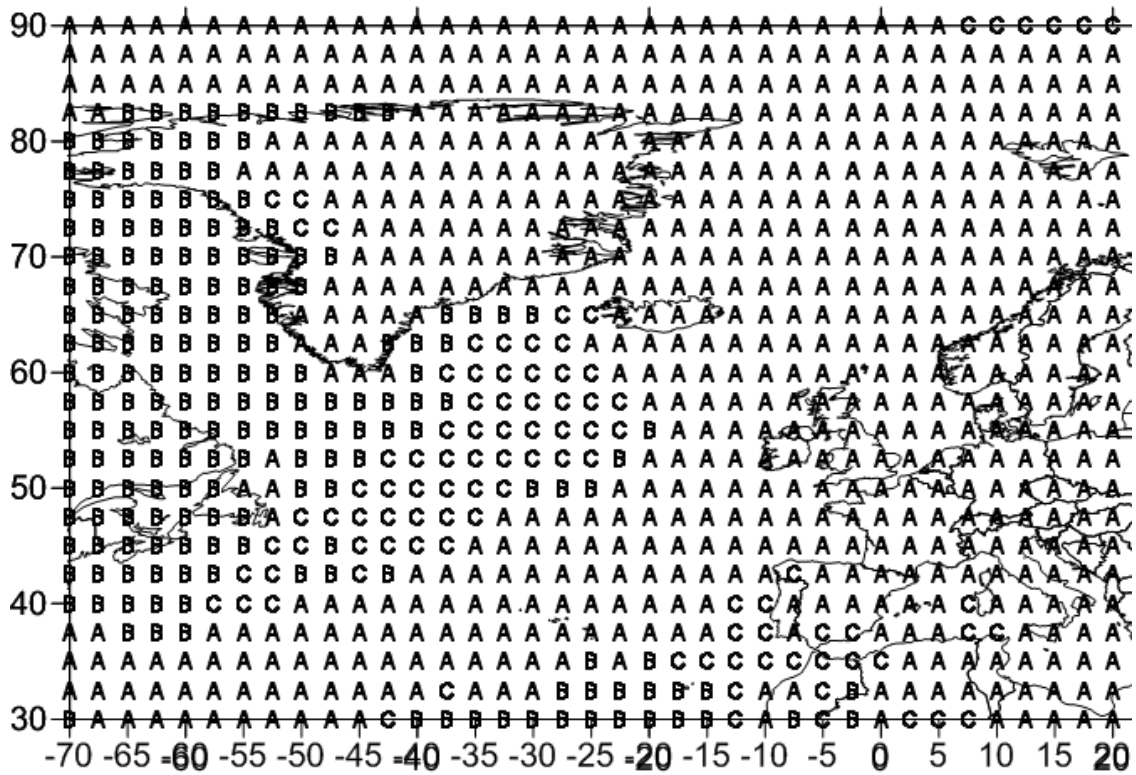


Рис. 4.36 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа над Північною Атлантикою, (лютий)

Максимальні навантаження з додатним знаком у кластері **С** (рис. 4.35) припадають на циркуляційні характеристики і вологість, у кластері **В** (рис. 4.36) – на відносний вихор швидкості (табл. 4.22 – 4.23). У лютому має місце ще одна однорідна зона атмосферних процесів високої активності з літерою **С** (рис. 4.36).

Таблиця 4.25

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії і середні значення головних компонентів енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих над районом Північної Атлантики (третій головний компонент)

Позначення кластерів	Середні значення (*10 ⁻²)			
	Внутрішньокластерні дисперсії (*10 ⁻⁴)			
	листопад	грудень	січень	лютий
A	-5,1	1,9	-12	0,9
	19,94	5,01	2,32	3,6
B	14,5	-6,9	5,1	18,6
	2,95	2,45	2,16	7,15
C	1,9	6,8	21,7	-13,3
	2,91	13,52	7,87	13,81
D	-16,2	17,5	-	-
	6,55	4,12	-	-

Середнє значення головного компонента в ній - друге за величиною, але з від'ємним знаком. Основні навантаження в ній припадають на відносний вихор і температуру повітря (відповідно, -0,65 і -0,57), а також на зональну складову швидкості вітру (0,47). Кластер **С** (рис.4.36) представлений над акваторією Північної Атлантики двома осередками. Найбільший з них перебуває над центральною частиною акваторії і примикає до кластера **В** зі східної сторони.

Другий осередок розташовується над Португальською і далі Канарською течіями.

Висновки до розділу 4

1. Застосування компонентного аналізу дозволило у кожному вузлі градусної сітки $2,5 \times 2,5^\circ$ регіону Північної Атлантики ($30 - 90^\circ$ півн. ш. і 70° зах.д. - 20° сх.д.) виділити основні особливості полів векторів станів, які складаються з п'яти вихідних характеристик процесів взаємодії у прилеглому до підстильної поверхні шарі повітря, і для кожної з двох (850 гПа і 700 гПа) ізобаричних поверхонь на висотах, а також визначити головні компоненти цих векторів. Ці компоненти мають певні відмінності й відбивають різні за масштабом та інтенсивністю процеси взаємодій у прилеглому до підстильної поверхні шарі повітря і в шарах атмосфери на висотах нижньої та середньої тропосфери. Така процедура одночасно є першим етапом стиску інформації щодо діючих факторів на вході в модель.

2. Другим етапом стиску інформації щодо факторів є кластерний аналіз, виконаний на основі розробленого автором методу УІМКД, який дозволив сформувати кластери перших трьох головних компонентів. Мірою подібності векторів-компонент усередині кластера є близькість їх середніх значень і дисперсій, а також належність до однієї генеральної сукупності (одного закону розподілу). Відмінною рисою цього методу є те, що, по-перше, відсутні деякі умови на вході (наявність гіпотетичних центрів кластерів, їх кількості і т.д.); по-друге, досвід дослідника має значення тільки при аналізі кінцевих результатів, а не на етапі прийняття рішення щодо вибору «найбільш якісного» з його точки зору розподілу характеристик; по-третє, окрім представницького середнього по кластеру вектора, метод дозволяє визначити репрезентативний центр кожного кластера серед вихідних даних (розподіли яких невідомі). Цей

центр має прив'язку до географічного місця, тобто - конкретні географічні координати. До того ж, характеристики векторів станів повітря у такому центрі є еталоном для всіх інших вузлів однорідного регіону.

3. Сформовані шляхом кластерного аналізу поля перших двох головних компонентів, які роблять найбільший внесок у сумарні дисперсії векторів-станів, чітко відбивають положення відомих енергоактивних зон у Північній Атлантиці, а саме: Ньюфаундлендської, Норвезько-Гренландської ((а) й (б)), Канарської енергоактивних зон океану. Так встановлено, що протягом розглянутого холодного періоду року розміри й енергетична активність різних однорідних регіонів у Північній Атлантиці істотно змінюються. Це виявляється не тільки у перетворенні меж зазначених кластерів, а й у перерозподілі екстремальних значень компонентів і їх внутрішньокластерних дисперсій, які є характеристиками ступеня енергетичної активності. Так при розгляді великомасштабних процесів взаємодії атмосфери та підстильної поверхні, які описуються першим головним компонентом, у листопаді мають місце процеси великої інтенсивності у північній та південній частинах території Північної Атлантики, які значно залежать від температур поверхні океану та повітря у прилеглому до підстильної поверхні шарі. У подальшому, в грудні й січні, ці однорідні зони значно скорочуються за розмірами, інтенсивність процесів в них підвищується й у січні найбільш активно виявляється зона територіально розташована у Гренландському морі (область зіткнення Західно-Шпіцбергенської та Східно-Гренландської течій) й біля мису Фарвель (південна точка Гренландії, область зіткнення Східно-Гренландської течії та течії Ірмінгера) із максимальною дисперсією репрезентативного вектора, а енергетичний стан прилеглому до підстильної поверхні шару повітря стає залежним від значень всього спектра вихідних параметрів (температур підстильної поверхні й повітря на висоті 2 м, різниці цих температур, потоків прихованого тепла та зональної складової швидкості вітру). У лютому зона біля мису Фарвель утворює самостійний кластер з великою мінливістю

інтенсивності процесів взаємодії у прилеглому до підстильної поверхні шарі повітря, а однорідна зона у Гренландському морі поширюється на північну та західну частини території діючих факторів.

Зона підвищеної інтенсивності процесів взаємодій у прилеглому до підстильної поверхні шарі повітря, яка описується другим компонентом, з листопада по січень охоплює простір над системою теплих течій (Північноатлантичною, Ірмінгера, Норвезькою течіями, включно з «дельтою Гольфстріму») та Лабрадорським морем, а у лютому, додатково, простір над Біскайською затокою та Португальською і Канарською течіями. Найбільших змін протягом холодного періоду (за винятком лютого) ця зона зазнає у районі Норвезького моря, де існують вкраплення осередків кластерів з малоактивними процесами. В листопаді основну роль у формуванні значення другого головного компонента відіграє температура поверхні океану. В грудні вона доповнюється різницею температур і потоками тепла, а у січні – ще й зональним потоком швидкості вітру. В лютому, на північному сході спостерігаються дві зони процесів підвищеної активності: одна є осередком зазначеної вище зони, а інша – починається з місця розгалуження дрейфової Північноатлантичної течії на течію Ірмінгера та Норвезьку і далі на захід і північ. Відрізняються між собою ці два кластери значеннями репрезентативних векторів і характеристиками, які описують ці процеси.

4. Кластери третіх головних компонентів (внесок у дисперсію процесів взаємодій) характеризуються в більшій мірі осередковим характером. Їх структура, на відміну від полів перших двох головних компонентів, більше залежить від місяців розглянутого холодного періоду року. Наявність неоднорідностей у територіальному розподілі третього головного компонента в одній енергоактивній зоні, а також повторення тих самих кластерів у різних енергоактивних зонах океану свідчить про велику різноманітність атмосферних процесів у районах активних зон океану. Цей факт підтверджується величиною внеску в загальну дисперсію третього головного компонента і відбувається в

розподілі вагових коефіцієнтів при вихідних характеристиках, які формують вектори стану атмосфери.

5. Кластери першого компонента, який робить максимальний внесок в дисперсію енергетичного стану нижньої й середньої тропосфери на рівнях 850 гПа й 700 гПа над Північною Атлантикою, за своєю структурою й масштабами значно відрізняються від кластерів, які належать до шару повітря, прилеглого до підстильної поверхні. Процеси у зонах підвищеної активності цього компонента описуються у більшості випадків всіма характеристиками, а саме: антициклональним вихором швидкості, високими значеннями геопотенціалу, масової частки водяної пари, температури повітря. Зональна складова швидкості вітру в цих зонах в перші два розглянуті місяці (листопад, грудень) має західний напрямок, а в наступні два – східний. Поля першого головного компонента взимку добре відбивають структуру основних океанічних течій, що свідчить про великий вплив процесів, які розвиваються в атмосфері, на динаміку океанічних вод і навпаки.

6. Однорідні зони другого та третього компонентів мають осередковий характер. При цьому кластери, з найбільшою енергетичною активністю, для процесів, які описуються другим компонентом, розташовуються у східній частині Північної Атлантики, а описувані третім компонентом – у західній. В основному ці процеси характеризуються відносним вихором швидкості та зональною складовою швидкості вітру. Однак у листопаді навантаження припадає практично на весь комплекс характеристик.

7. Зазначені результати компонентно-кластерного аналізу вихідних векторів станів покладені в основу розділу, присвяченого підготовці факторів для представлення їх на вході основної моделі.

РОЗДІЛ 5

ОСОБЛИВОСТІ ПРОЦЕДУРИ ПІДГОТОВКИ ІНФОРМАЦІЇ ЩОДО ВІДГУКІВ КЛІМАТІВ У РЕГІОНАХ СХІДНОЇ ЄВРОПИ

5.1 Фізико-географічні особливості Східноєвропейського регіону

Перш ніж приступити до аналізу результатів кластеризації перших трьох головних компонентів процесів взаємодії підстильної поверхні і прилегло до неї шару повітря в районі відгуків, необхідно, загалом, описати умови, які впливають на інтенсивність цієї взаємодії. До них можна віднести такі фактори як різноманітність підстильної поверхні та її рельєфу (гори і рівнини, суша і вода, ліс і степ). Вони істотно впливають на фізичний стан атмосфери, особливо в приземному шарі. Це пов'язано, у першу чергу, з різними здатностями ділянок поверхні поглинати й накопичувати короткохвильову сонячну радіацію, а також випромінювати радіацію в довгохвильовому діапазоні. Більшу частину території Східної Європи з північного боку займає Східно-Європейська рівнина (далі Рівнина). Вона простягається від Балтійського моря і Карпат на заході до Уральських гір на сході, від Баренцева і Білого морів на півночі до Кавказьких гір і Чорного моря на півдні. До складу Східно-Європейської рівнини входить цілий ряд низовин (Причорноморська, Придніпровська, Оксько-Донська, Прикаспійська (частина її розташована нижче від рівня Світового океану), Печорська, Кумо-Маничська западина і т.д.) і височин (Придніпровська, Середньоруська, Валдайська, Приволзька, Волинсько-Подільська височини, Північні ували, Тіманський кряж), перепад висот яких не значний. Височина Загальний сирт, єдина частина гірської системи Урал, що входить до складу розглянутої території відгуків з південного сходу. На півдні Східної Європи розташовані гірські масиви

Кавказу і Криму, на південному заході – середньовисотний молодий гірський ланцюг Карпати. Основна частина Криму – це степова зона, гірські пасма, розташовані по півдню півострова. Гірський масив Кавказ охоплює територію між Чорним і Каспійським морями і складається із трьох частин: Передкавказзя (в основному рівнинна поверхня, що включає Ставропольську височину), Великого Кавказу (потужна система гір зонально-меридіональної спрямованості), Колхидської низовини і Куринської западини, і далі – ланцюга Малеого Кавказу і Джавахетсько-Вірменського нагір'я .

Велику частину розглянутої території займають болота, розташовані головним чином у лісовій і тундровій зонах (Карелія, Полісся й т.д.). Для цих районів характерне перевищення кількості опадів над випаровуванням.

На території Східної Європи протікає безліч рік, розташована велика кількість озер, які відносяться до внутрішніх водоймищ. Найбільшими озерами є Ладозьке, Чудське, Онезьке, Псковське. Вони розташовуються в північно-західній частині Східно-Європейської рівнини. На півдні і на північному заході розташовуються Чорне, Каспійське й Балтійське моря, які входять до складу басейну Атлантичного океану й багато в чому визначають погодні умови прибережних зон.

Одну з основних ролей у процесах взаємодії атмосфери й підстильної поверхні відіграють циркуляційні умови в атмосфері над територією Східної Європи. Узимку південна частина Східно-Європейської рівнини перебуває під впливом зони підвищеного атмосферного тиску, зумовленої Азорським і Сибірським максимумами. Своєрідна вісь, яка проходить через центр цього утворення, розділяє систему вітрів на західні і південно-західні (вологі і відносно теплі вітри) - у північній частині та східні і північно-східні (сухі і холодні) - у південній. Над материковою частиною при тривалому розташуванні над нею повітряної маси, формується континентальне повітря. Взимку, частіше з північного заходу, з циклонами надходить тепле вологе морське атлантичне повітря, а з південного заходу, з Балкан, циклони виносять

більш тепле, насичене вологою середземноморське повітря. Подібні виходи цих баричних утворень супроводжуються сильними вітрами й опадами, особливо на території України. Просуваючись на схід, повітряна маса охолоджується і стає сухішою, тобто набуває рис континентального повітря. З півночі взимку на північну частину території Східної Європи надходить арктичне повітря. Іноді воно проникає і у південні області. Просуваючись на південь, воно трансформується в повітря помірних широт.

Взимку, більша частина Східної Європи знаходиться в області від'ємних температур повітря і покрита сніговим покривом. Виняток, як правило, становлять південні райони, наприклад південний берег Криму. Опадів найбільше випадає в гірських районах. Оподи і температури визначають вміст вологи в атмосфері, а сніговий покрив, який вкриває підстильну поверхню, зводить до мінімуму потоки тепла в атмосферу.

5.2 Основні аспекти процедури формування відгуків

У розробленій імітаційній фізико-статистичній моделі кліматів у різних регіонах Східної Європи, які формуються в процесі енерго-масообміну в нижній тропосфері над акваторією Північної Атлантики, діючими факторами виступають значущі головні компоненти векторів станів. Координатами останніх є: у шарі взаємодії підстильної поверхні і прилеглого до неї повітря – температура підстильної поверхні, температура повітря на висоті 2 м, різниця цих температур, поверхневі потоки прихованого тепла, зональна складова швидкості вітру; на поверхнях 850 гПа і 700 гПа - температура повітря, масова частка водяної пари, геопотенціал, зональна складова швидкості вітру, відносний вихор швидкості. Репрезентативні вектори головних компонентів визначалися шляхом компонентного і кластерного аналізу полів векторів станів у зазначеному в попередньому розділі просторі Північної Атлантики. У ролі

відгуків виступають головні компоненти векторів станів кліматичних характеристик, задані середньомісячними значеннями у вузлах регулярної сітки точок $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ у просторі, обмеженому координатами $30^\circ - 65^\circ$ півн.ш. і $25^\circ - 55^\circ$ сх.д. Такими характеристиками є температура підстильної поверхні, температура повітря на висоті 2 м, різниця зазначених температур, поверхневі потоки прихованого тепла й зональна складова швидкості вітру.

У роботі [138] наводились дані про те, що післядії процесів тепло- і вологообміну в Північній Атлантиці на територію Східної Європи здійснюються через 1-3 місяця. Тому масиви даних для перерахованих вище факторів формувалися за листопад – лютий, а для відгуків – за грудень – березень, з 1957 по 2002 рр. У зазначеному просторі відгуків до векторів станів характеристик так само були застосовані процедури компонентного та кластерного аналізів. Це дало можливість, по-перше, одержати головні компоненти векторів станів кліматів, по-друге, виділити однорідні кліматичні райони на території Східної Європи. Репрезентативні вектори останніх і були включені в модель як відгуки кліматів Східної Європи на фактори атмосферних процесів у Північній Атлантиці.

Розрахунки показали, що перші три власні значення вичерпують значно більше 80% сумарної дисперсії векторів станів. Тому, у подальшому, розглядалися тільки перші три їх головні компоненти. Дані по розподілу різних варіантів сумарних дисперсій наведені у табл.5.1 і 5.2.

Формування значень у табл.5.1 здійснювалося таким чином - у кожному місяці визначалося максимальне (або мінімальне) із всіх кластерів значення внеску головного компонента в загальну дисперсію процесів взаємодії двох середовищ, потім воно підсумувалося зі значеннями внесків, які пояснюють інші два головних компонента у цьому вузлі.

Діапазони значень дисперсій, які пояснюються отриманими головними компонентами по місяцях, представлені в табл.5.2.

Таблиця 5.1

Сумарна дисперсія перших трьох головних компонентів в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих на території Східної Європи

Місяць	Для компонентів відповідних					
	максимальним значенням дисперсій			мінімальним значенням дисперсій		
	1 gk	2 gk	3 gk	1 gk	2 gk	3 gk
грудень	96,2	94,5	93,3	84,3	94,0	89,4
січень	94,4	92,3	91,8	91,7	89,0	95,4
лютий	94,9	86,7	89,6	95,2	92,3	89,7
березень	95,2	91,4	94,6	90,2	94,0	94,4

Вектори відповідних головних компонентів у вузлах виділеного простору Східної Європи склали вихідну вибірку для проведення кластерного аналізу. В загальній сумі вийшло по 3 вибірки для кожного місяця (всього 12 вибірок).

Таблиця 5.2

Максимальні й мінімальні значення дисперсій головних компонентів в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих на території Східної Європи

Місяць	Максимальні значення дисперсій			Мінімальні значення дисперсій		
	1 gk	2 gk	3 gk	1 gk	2 gk	3 gk
грудень	64,4	28,1	18,0	38,8	18,0	14,1
січень	66,0	29,4	19,6	51,3	19,3	10,9
лютий	66,0	22,1	16,0	56,8	18,5	12,0
березень	67,3	30,6	15,1	50,4	22,1	12,2

У кожній вибірці міститься 195 45-мірних векторів. В окремі вибірки були виділені координати власних векторів матриці кореляцій, необхідні для

аналізу характеру взаємодій у системі атмосфера – підстильна поверхня. При цьому передбачалося, що значення координати власного вектора відповідає ваговому коефіцієнту гідрометеорологічної характеристики в процесах взаємодії, які відбиваються головним компонентом.

Метод кластерного аналізу УІМКД (Універсальний ітераційний метод кластеризації даних), застосований до кожної із зазначених вибірок, дозволив одержати в полях відповідних головних компонентів однорідні регіони.

5.3 Комплексний аналіз відгуків кліматів у регіонах Східної Європи

Основні результати компонентного аналізу і статистичні характеристики репрезентативних векторів головних компонентів, які описують процеси взаємодій підстильної поверхні і атмосфери, представлені в табл.5.3-5.9.

Таблиця 5.3

Координати власних векторів і власні значення параметрів взаємодії в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих на території Східної Європи, (грудень)

Координати власних векторів (вагові навантаження)											
1-й власний вектор				2-й власний вектор					3-й власний вектор		
Літера кластера											
А	В	С	Д	А	В	С	Д	Е	А	В	С
0,54	0,56	0,69	0,60	0,25	-0,07	0,34	0,11	0,03	0,02	0,08	0,28
0,53	0,54	0,34	0,58	-0,12	-0,08	0,43	0,80	-0,52	0,77	0,02	0,04
0,48	0,49	0,51	0,13	0,82	-0,02	-0,29	-0,23	0,50	-0,23	0,38	0,63
-0,33	-0,22	0,12	-0,35	0,44	0,42	0,59	-0,54	0,56	0,60	0,85	-0,65
0,30	0,33	-0,37	-0,41	-0,26	0,90	-0,52	-0,11	-0,41	-0,04	-0,37	0,33

Продовження табл.5.3

Координати власних векторів (вагові навантаження)											
1-й власний вектор				2-й власний вектор					3-й власний вектор		
Власні значення/внесок у загальну дисперсію											
Літера кластера											
А	В	С	Д	А	В	С	Д	Е	А	В	С
3,2	2,8	1,9	2,5	1,1	0,9	1,4	1,1	1,2	0,7	0,9	0,8
64,4	56,5	38,8	49,6	22,1	18,0	28,1	21,5	24,5	14,1	18,0	16,6

У таблицях 5.3 – 5.6, в частині «Координати власних векторів», в першому рядку вказуються вагові навантаження, які відносяться до температури повітря на висоті 2 м, у другому - до температури підстильної поверхні, в третьому - до різниці температур, в четвертому - до поверхневих потоків прихованого тепла, в п'ятому - до зональної складової швидкості вітру.

Таблиця 5.4

Координати власних векторів і власні значення параметрів взаємодії в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих на території Східної Європи, (січень)

Координати власних векторів (вагові навантаження)													
1-й власний вектор				2-й власний вектор					3-й власний вектор				
Літера кластера													
А	В	С	Д	А	В	С	Д	Е	А	В	С	Д	Е
0,52	0,54	0,52	0,61	0,06	0,08	0,42	0,21	0,08	-0,15	0,12	0,20	0,05	-0,04
0,51	0,53	-0,28	0,59	-0,11	-0,62	0,82	0,33	-0,04	-0,12	0,15	-0,37	0,55	-0,09
0,48	0,50	0,56	0,18	0,77	0,43	0,19	-0,51	0,56	-0,35	-0,06	0,55	-0,38	0,12

Продовження табл.5.4

Координати власних векторів (вагові навантаження)													
1-й власний вектор				2-й власний вектор					3-й власний вектор				
Літера кластера													
А	В	С	Д	А	В	С	Д	Е	А	В	С	Д	Е
-0,29	-0,26	0,42	0,00	0,60	0,55	0,10	0,18	0,55	-0,27	0,80	0,72	-0,14	-0,25
0,40	0,34	0,41	-0,50	0,18	0,33	-0,33	0,74	0,62	0,88	0,57	-0,07	0,73	0,96
Власні значення/внесок у загальну дисперсію													
Літера кластера													
А	В	С	Д	А	В	С	Д	Е	А	В	С	Д	Е
3,3	3,3	2,8	2,6	1,1	1,4	1,0	1,5	1,3	0,8	0,6	1,0	0,9	1,0
65,9	65,3	56,5	51,3	21,7	28,1	19,3	29,4	26,1	16,1	10,9	19,5	16,9	19,6

Таблиця 5.5

Координати власних векторів і власні значення параметрів взаємодії в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих на території Східної Європи, (лютий)

Координати власних векторів (вагові навантаження)												
1-й власний вектор				2-й власний вектор				3-й власний вектор				
Літера кластера												
А	В	С	Д	А	В	С	А	В	С	Д	Е	
0,53	0,53	0,56	0,57	-0,18	-0,14	0,37	0,29	-0,40	-0,09	-0,24	-0,30	
0,51	0,51	0,39	0,56	-0,18	-0,72	0,14	0,29	-0,46	0,02	-0,26	-0,26	
0,46	0,49	0,53	0,25	-0,09	0,12	0,75	0,18	0,20	-0,64	0,06	-0,02	
-0,35	-0,44	-0,05	-0,26	-0,14	0,67	-0,48	0,62	-0,36	-0,33	-0,09	0,92	
0,36	0,17	0,49	0,47	0,95	0,06	0,24	-0,64	0,68	0,69	0,93	-0,02	

Продовження табл. 5.5

Координати власних векторів (вагові навантаження)											
1-й власний вектор				2-й власний вектор				3-й власний вектор			
Літера кластера											
А	В	С	Д	А	В	С	А	В	С	Д	Е
Власні значення/внесок у загальну дисперсію											
Літера кластера											
А	В	С	Д	А	В	С	А	В	С	Д	Е
3,2	3,3	3,1	2,8	1,9	1,0	1,1	0,6	0,7	0,6	0,8	0,8
63,0	66,0	61,5	56,8	18,5	20,2	22,1	12,0	13,7	12,4	16,0	15,8

Таблиця 5.6

Координати власних векторів і власні значення параметрів взаємодії в репрезентативних вузлах кластерів, розташованих на території Східної Європи, (березень)

Координати власних векторів (вагові навантаження)												
1-й власний вектор				2-й власний вектор				3-й власний вектор				
Літера кластера												
А	В	С	Д	А	В	С	Д	А	В	С	Д	Е
0,53	0,52	0,59	0,60	-0,08	0,10	-0,25	-0,14	-0,10	-0,16	0,32	-0,15	-0,34
0,52	0,49	0,41	0,54	-0,09	0,22	-0,40	-0,65	-0,07	-0,11	0,38	-0,09	-0,32
0,47	0,38	0,54	0,40	-0,04	-0,49	0,54	0,28	-0,24	-0,41	-0,03	-0,33	0,08
-0,33	-0,45	0,08	-0,20	0,88	0,41	-0,07	0,63	0,30	-0,64	0,64	0,24	0,86
0,35	0,38	0,42	0,38	0,46	0,73	0,69	-0,28	0,92	0,61	-0,59	0,90	-0,20

Продовження табл.5.6

Координати власних векторів (вагові навантаження)												
1-й власний вектор				2-й власний вектор				3-й власний вектор				
Власні значення/внесок у загальну дисперсію												
Літера кластера												
А	В	С	Д	А	В	С	Д	А	В	С	Д	Е
3,2	3,4	2,7	2,5	1,1	1,1	1,1	1,5	0,8	0,6	0,7	0,6	0,7
64,2	67,3	53,6	50,4	22,1	22,8	22,7	30,6	15,1	12,2	14,2	12,7	14,4

Таблиця 5.7

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії і середні значення головних компонентів у репрезентативних вузлах кластерів, розташованих на території Східної Європи (перший головний компонент)

Позначення кластерів	Середні значення (*10 ⁻²)			
	Внутрішньокластерні дисперсії (*10 ⁻⁴)			
	грудень	січень	лютий	березень
А	18,1	16,6	18,6	18,3
	17,42	17,49	24,3	10,89
В	23,3	27	26,6	21,8
	52,54	25,12	22,12	60,89
С	6,5	-10	4	8,1
	7,99	41,06	41,6	22,31
D	26,4	21,8	22,3	25,5
	3,73	8,34	23,41	5,91

Таблиця 5.8

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії й середні значення головних компонентів у репрезентативних вузлах кластерів, розташованих на території Східної Європи (другий головний компонент)

Позначення кластерів	Середні значення (*10 ⁻²)			
	Внутрішньокластерні дисперсії (*10 ⁻⁴)			
	грудень	січень	лютий	березень
A	-13,3	-14,1	1,2	-8,2
	10,65	8,76	5,98	5,26
B	1,1	-16,9	-16,7	8,4
	46,09	21,84	3,03	31
C	3,7	12,2	19,6	-0,8
	16,2	4,9	7,11	34,15
D	16	-5	-	-24,2
	14,2	9,61	-	13,1
E	-24	1,5	-	-
	9,2	33,08	-	-

Таблиця 5.9

Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії й середні значення головних компонентів у репрезентативних вузлах кластерів, розташованих на території Східної Європи (третій головний компонент)

Позначення кластерів	Середні значення (*10 ⁻²)			
	Внутрішньокластерні дисперсії (*10 ⁻⁴)			
	грудень	січень	лютий	березень
A	1,1	13	-6,8	2,1
	11,55	13,64	9,72	24,27
B	-13	0,5	-0,7	13,4
	4,79	12,58	10,94	9,21
C	21	-16,3	14,8	-4,6
	17,15	3,22	8,83	8,24

Продовження табл.5.9

Позначення кластерів	Середні значення ($*10^{-2}$)			
	Внутрішньокластерні дисперсії ($*10^{-4}$)			
	грудень	січень	лютий	березень
D	-	20,7	6,5	-9,9
	-	18,33	15,6	60,95
E	-	5,1	-19,8	-18,5
	-	11,26	6,04	9,67

Результати поведеної кластеризації перших трьох головних компонентів процесів взаємодій підстильної поверхні і прилегло до неї шару повітря в районі Східної Європи представлені на рис.5.1 – 5.12.

Перший головний компонент. У полі першого головного компонента із грудня по лютий має місце кластер А (рис. 5.1 – 5.4), який займає більшу частину території Східно-Європейської рівнини. Найбільшим він є у січні й охоплює ще центральну і західну частини Чорного моря, включаючи півострів Крим, а також східну частину Середземного моря й прилеглу до неї частину суші аж до Месопотамської низовини.

У березні однорідна зона А (рис. 5.4) істотно скорочується і представляє вже тільки північну та північно-східну частини території Східної Європи. Крім перерахованих районів розташування кластера А (рис. 5.1 – 5.4) на схемах є ще його окремі осередки – південніше від широтного кола, яке проходить через Кримський півострів.

Найбільш явно таке дроблення виражене в грудні і в березні. Кластеру А (рис. 5.1, рис. 5.4) відповідають додатні середні значення репрезентативного вектора першого головного компонента, величина яких істотно менша від максимальної (табл. 5.7).

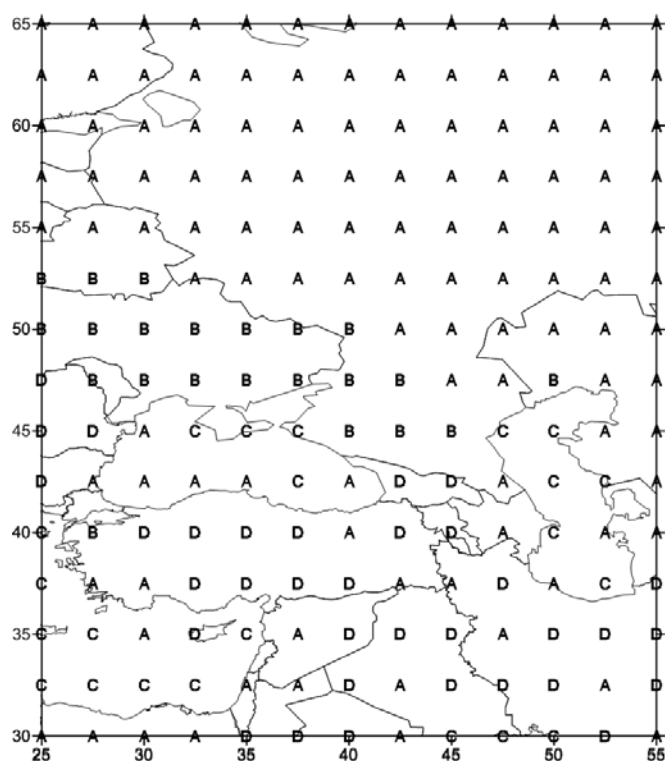


Рис. 5.1 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери на території Східної Європи

(грудень)

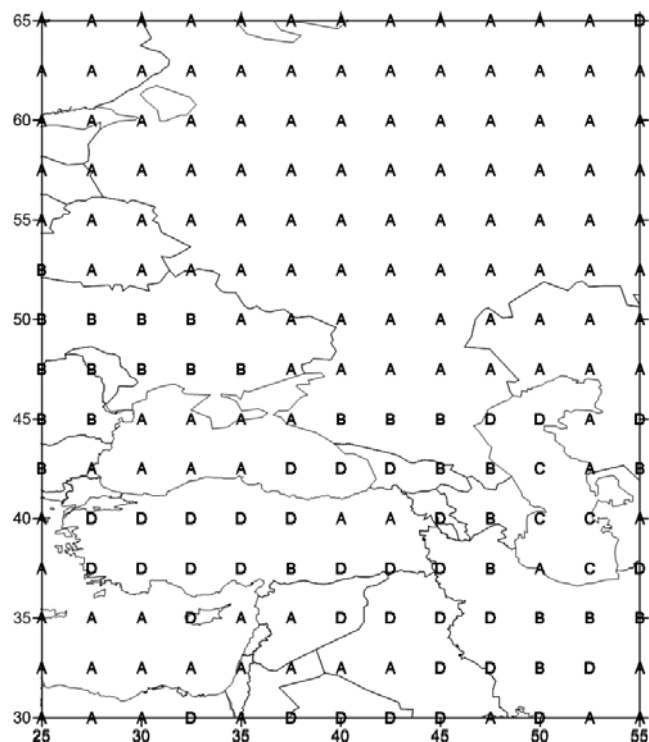


Рис. 5.2 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери на території Східної Європи

(січень)

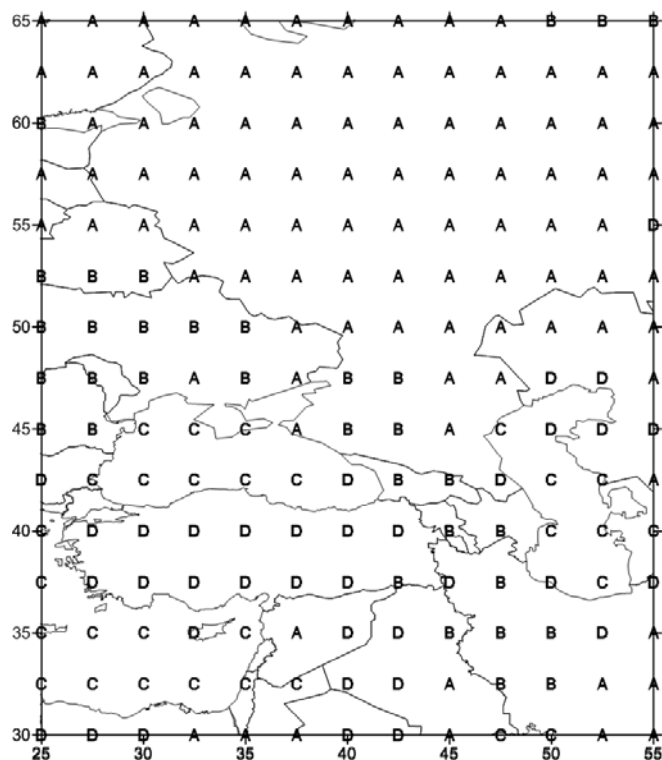


Рис. 5.3 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери на території Східної Європи (лютий)

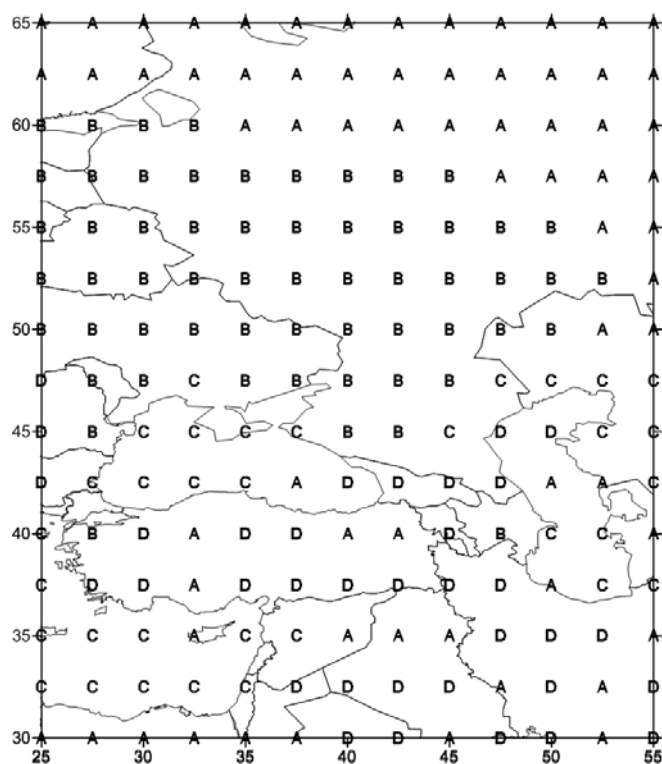


Рис. 5.4 Просторовий розподіл кластерів 1-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери на території Східної Європи (березень)

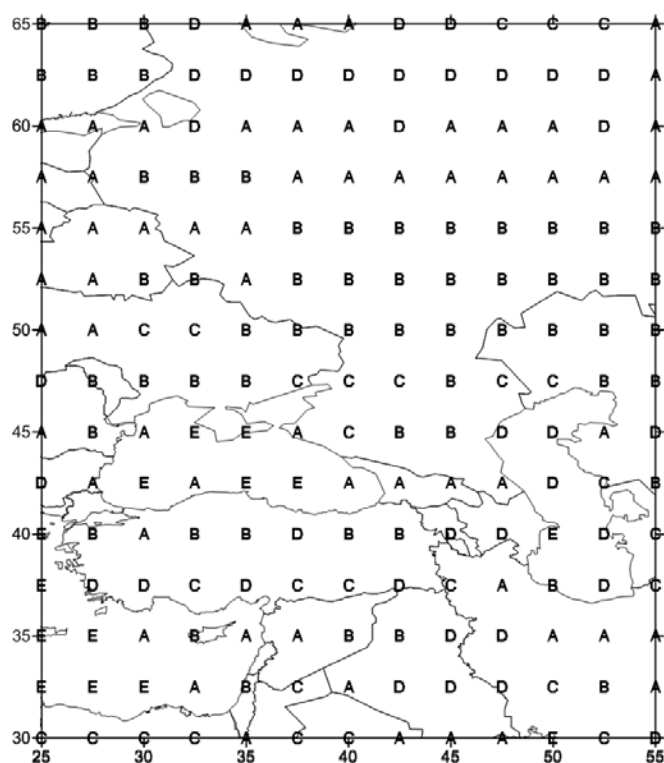


Рис. 5.5 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери на території Східної Європи

(грудень)

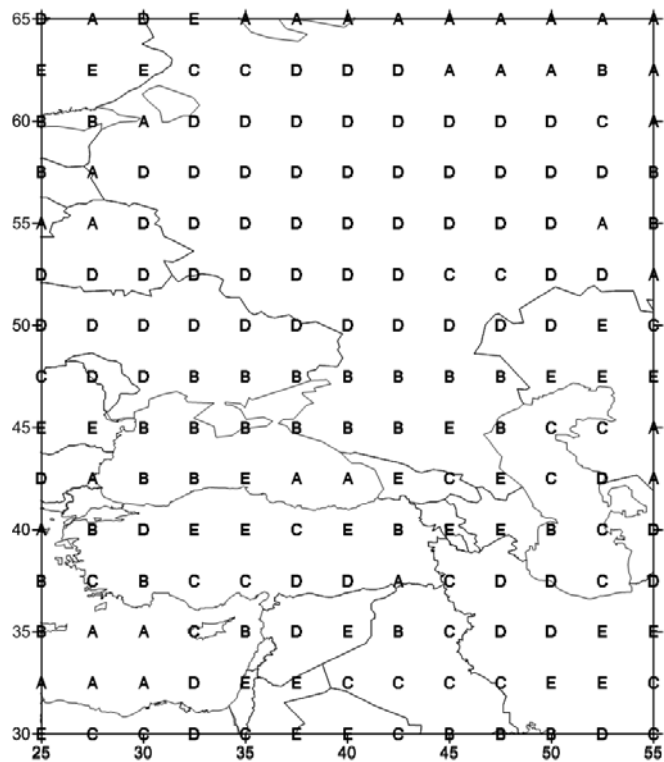


Рис. 5.6 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери на території Східної Європи

(січень)

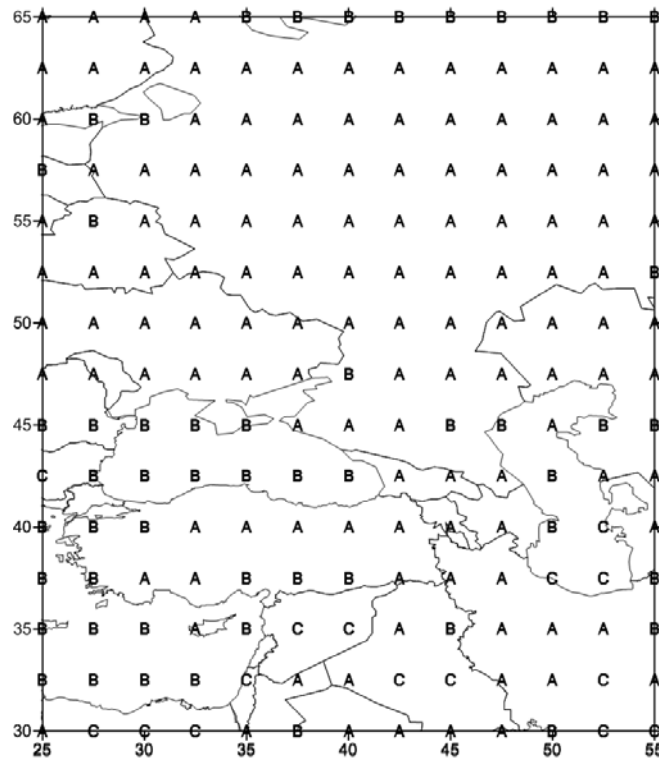


Рис. 5.7 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери на території Східної Європи (лютий)

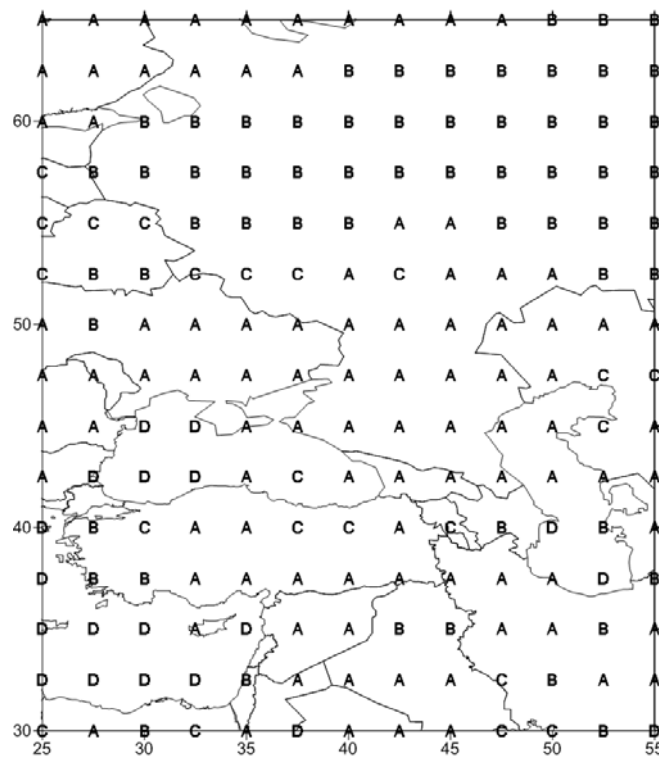


Рис. 5.8 Просторовий розподіл кластерів 2-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери на території Східної Європи (березень)

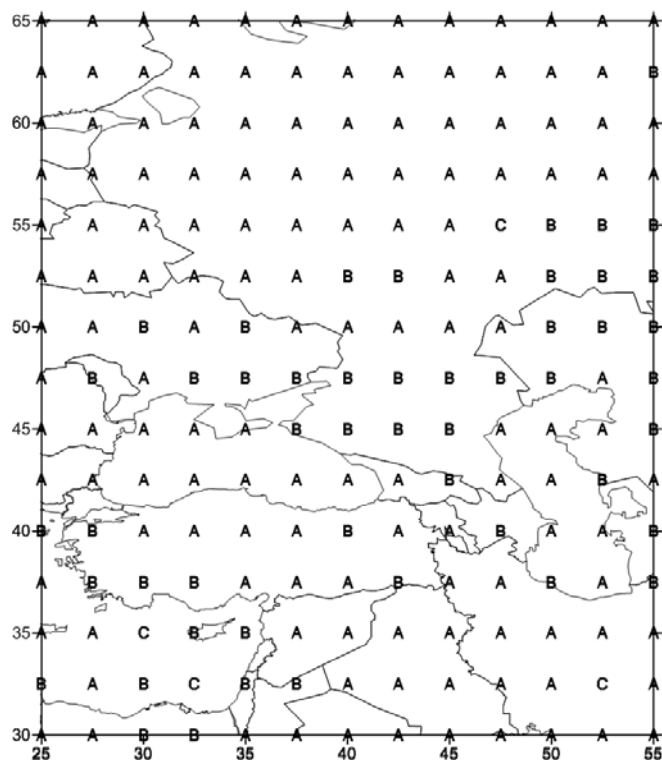


Рис. 5.9 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери на території Східної Європи (грудень)

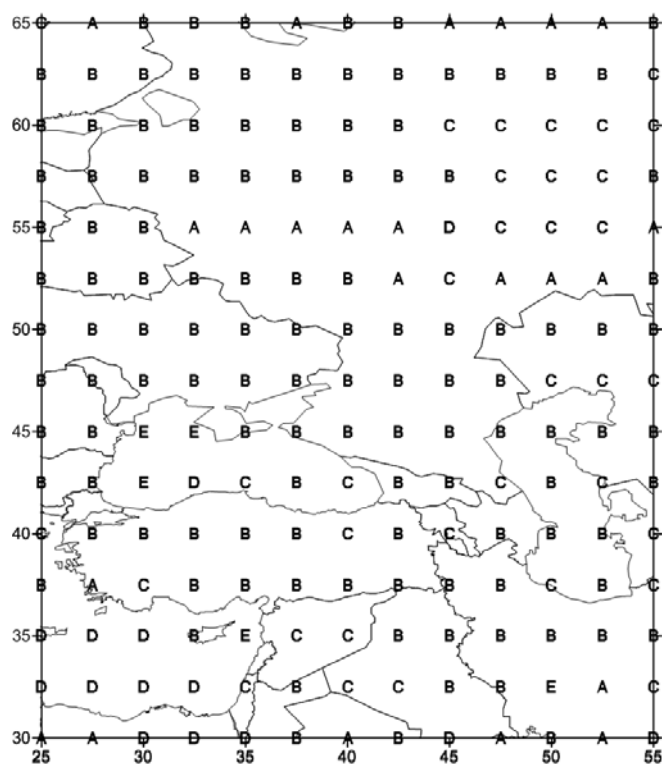


Рис. 5.10 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери на території Східної Європи (січень)

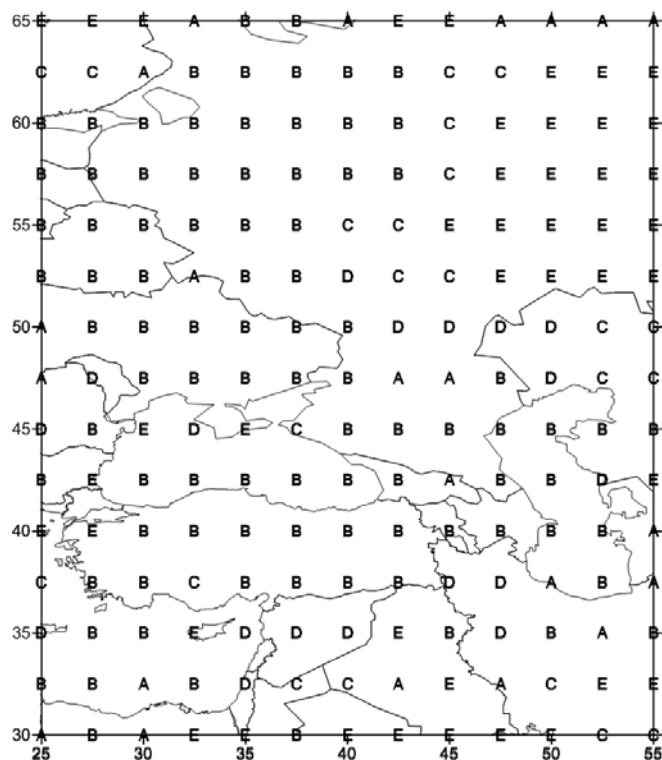


Рис. 5.11 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери на території Східної Європи (лютий)

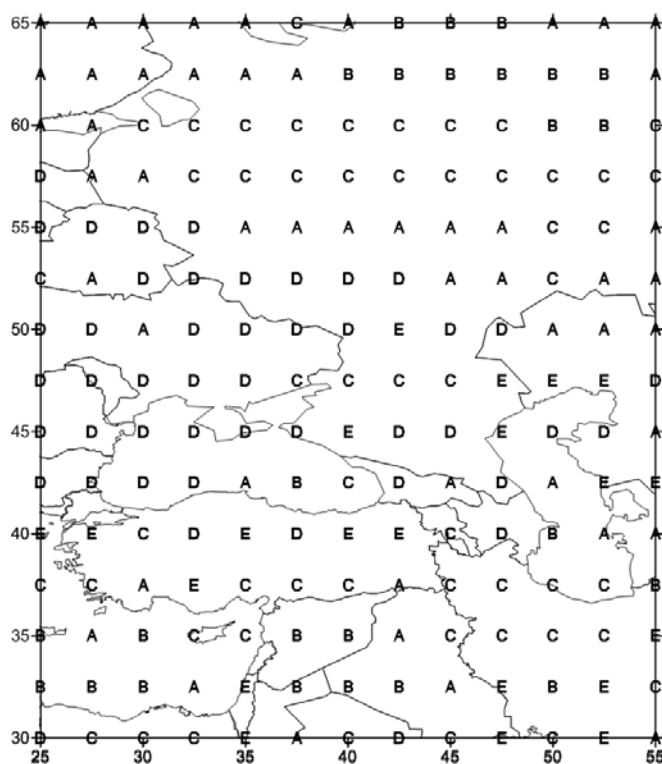


Рис. 5.12 Просторовий розподіл кластерів 3-го головного компонента процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери на території Східної Європи (березень)

Вагові навантаження на вихідні характеристики процесів взаємодії в приземному шарі в кластері **A** (в усі місяці) розподілені таким чином (табл. 5.3-5.6): додатні максимальні – припадають на температури поверхні і повітря на висоті 2 м, а також на різницю цих температур. Інші, істотно менші і приблизно рівні за величиною, належать таким характеристикам: додатні - зональній складовій швидкості вітру і від’ємні - потокам прихованого тепла.

Приблизно такий же розподіл навантажень має місце і у кластері **B** (рис. 5.1 – 5.4). Тільки в лютому навантаження за модулем при потоках прихованого тепла збільшується в порівнянні із кластером **A**, а зональної складової швидкості вітру зменшується. У березні при такому збільшенні – зменшується вже вагове навантаження при різниці температур.

Репрезентативні вектори першого головного компонента в кластері **B** (рис. 5.3) у січні і у лютому мають максимальні додатні, а в грудні й березні – другі за величиною значення від максимальних. У розподілі однорідної зони **B** (рис. 5.1 – 5.4) на схемах присутні деякі закономірності і послідовності. Так, наприклад, до складу цієї зони на постійній основі входить територія України. У грудні зона **B** має продовження на південний схід до гірської системи Великий Кавказ.

В січні і у лютому додатково присутній другий великий витягнутий осередок в напрямку з північного заходу на південний схід. Він охоплює території Кумо-Маничської западини, гірських систем Великий і Малий Кавказ, Вірменського нагір’я, Західного Ірану. Необхідно відзначити, що міжрічні внутрішньокластерні дисперсії першого головного компонента в кластері **B** (рис. 5.1, 5.4) у грудні та у березні мають максимальні значення. Така висока мінливість у цьому регіоні більшою мірою пов’язана з почерговим переважним впливом на процеси взаємодії відносно теплих і вологих повітряних мас із Атлантики й Середземного моря, і холодного сухого континентального повітря зі сходу (Сибірський максимум).

Наступний масштабний кластер, який має максимальні додатні значення

першого головного компонента – кластер **D** (рис. 5.1–5.4). Внутрішньокластерна дисперсія репрезентативного вектора в цій зоні мінімальна (за винятком лютого). Таке значення дисперсії свідчить про стабільність процесів взаємодії підстильної поверхні і приземного шару повітря в міжрічному періоді. Основний район розташування кластера **D** – півострів Мала Азія. У грудні він (**D**, рис. 5.1) додатково займає територію Сирійської пустелі і східніше від Месопотамії – територію Ірану, у січні (**D**, рис. 5.2) – Месопотамію, Західний Іран і окремих осередок на півночі Каспійського моря, у лютому (**D**, рис. 5.3) – Сирійську пустелю, північ Каспійського моря, гірську систему Ельбрус. У березні кластер **D** (рис. 5.4) має складну конфігурацію. Його розташування зберігається у районі півострова Мала Азія у вигляді двох нерівномірних за масштабом зон. Менша зона займає західну частину півострова, більша – східну частину і далі поширюється таким чином: на схід – на територію Ірану, на північ – на північну частину Чорного і Каспійського морів, систему Кавказьких гір, на південь – на Сирійську пустелю. Основні вагові навантаження в кластері **D** (рис. 5.1–5.4) мають температури підстильної поверхні і повітря в приземному шарі, і, дещо менші за величиною, потоки прихованого тепла: у грудні та січні вагові коефіцієнти від’ємні, у лютому й березні – додатні. У березні, додатково, істотно збільшується додатне навантаження на різницю температур.

Останнім на схемах кластеризації першого головного компонента, який описує процеси взаємодії підстильної поверхні і прилеглого до неї шару повітря в районі Східної Європи, є кластер **C** (рис. 5.1–5.4). Особливістю цього кластера є присутність його над морською поверхнею і прибережною територією. Так у грудні він розташовується в районі Каспійського моря, північної й східної частини Чорного і східної частини Середземного морів; у січні, відповідно, тільки над центральним і південним Каспієм; у лютому та березні – над всіма морськими акваторіями розглянутої території Східної Європи. Вагові коефіцієнти при вихідних характеристиках в однорідній зоні **C**

(рис. 5.1 – 5.4) нерівномірно розподілені по місяцях (табл. 5.3 – 5.6). Об'єднуючим в кластерах С першого головного компонента (рис. 5.1 – 5.4) для всього розглянутого часового періоду є присутність максимальних додатних навантажень на температуру повітря та різницю температур підстильної поверхні і повітря (табл. 5.3 – 5.6). Наступними, дещо меншими за величиною, є такі навантаження: у грудні – на температуру підстильної поверхні (знак навантаження додатний) та зональну складову швидкості вітру (знак від'ємний); у січні - на потоки прихованого тепла та зональну складову швидкості вітру (знаки додатні) ; у лютому і березні - на температуру підстильної поверхні і швидкість вітру (знаки додатні). По-різному проявляються і середні значення репрезентативних векторів першого головного компонента в зонах С (рис. 5.1 – 5.4). Поєднує їх те, що вони мінімальні за величиною для всіх місяців. У той же час, при додатних знаках вагових коефіцієнтів, спостерігається єдине від'ємне значення компонента у січні (табл. 5.7). Цей факт свідчить про відмінності процесів взаємодій у приземному шарі в зоні С (рис. 5.2) у цьому місяці, які приводять до зниження значень більшості вихідних характеристик. Крім того, виходячи з описаної вище кластеризації для березня, можна зробити висновок про те, що підвищена осередкованість і зміна конфігурації однорідних зон пов'язані зі зміною атмосферних процесів із зимових на весняні.

Другий головний компонент. Розподіл однорідних зон процесів взаємодії в приземному шарі, які зумовлюються другим головним компонентом, так само як і вагові навантаження на вихідні характеристики в репрезентативних векторах, має велику різноманітність (рис. 5.5-5.8, табл. 5.3-5.6). Це свідчить про те, що переважну роль у формуванні стану атмосфери в приповерхневому шарі, який описується другим головним компонентом, відіграють місцеві умови.

Найбільша осередкованість на схемах кластеризації другого компонента спостерігається в грудні (рис. 5.5). Східно-Європейська рівнина тут

представлена кластерами **A, B, C, D** (рис. 5.5). Найбільш великомасштабний з них - **B**, займає південну половину рівнини й частково її північний захід. Ще кілька дрібних осередків кластера **B** розосереджені в південній частині розглянутої території Східної Європи: у районі хребта Кюре, на півночі Вірменського нагір'я і на північному сході Сирійської пустелі. Основне додатне навантаження в репрезентативному векторі другого головного компонента в кластері **B** (рис. 5.5) припадає на зональну складову швидкості вітру і дещо менше - на потоки прихованого тепла. Середнє значення головного компонента - мінімальне за величиною, але у той же час однорідній зоні **B** (рис. 5.5) відповідає найбільша мінливість у міжрічному періоді (табл. 5.8).

Однорідна зона **A** (рис. 5.5) охоплює центральну частину рівнини та має осередки в районі Кавказьких гір, на сході Чорного і Середземного морів і на півночі Іранського нагір'я.

Значення другого компонента в кластері **A** (рис. 5.5) за величиною є середнім між максимальним і мінімальним значеннями у грудні, але з від'ємним знаком. Основні додатні навантаження при різниці температур і потоках тепла у цьому випадку вказують на знижувальну роль другого компонента в процесах взаємодії підстильної поверхні і прилеглого до неї шару повітря у разі формування додатних значень зазначених вихідних характеристик і навпаки - для від'ємних.

Кластеру **D** (рис. 5.5), який займає північ розглянутої території, відповідають додатні значення компонента і відносно велика внутрішньокластерна міжрічна дисперсія (табл. 5.8). Вагові коефіцієнти в цій зоні розподілені таким чином: додатний максимальний - при температурі поверхні і другий за величиною, але від'ємний за знаком, при потоках прихованого тепла. Цей розподіл навантажень і співвідношення знаків показують, що процеси, які описуються другим компонентом в кластері **D** (рис. 5.5), сприяють збільшенню температури підстильної поверхні та потоків прихованого тепла, спрямованих від поверхні в атмосферу. Подібні процеси

спостерігаються і у районі Каспійського моря, Месопотамії та західного Ірану, а також на півдні півострова Мала Азія.

Найбільш інтенсивні процеси, які описуються другим компонентом у грудні, спостерігаються в однорідній зоні **Е** (рис. 5.5). Відповідно до максимального за величиною і додатного за знаком значення другого компонента (табл. 5.8), а також приблизно однакових значних навантажень на всі вихідні величини (крім коефіцієнта при температурі повітря) (табл. 5.3), процеси в цієї зоні сприяють збільшенню температури підстильної поверхні, зональної складової швидкості вітру, потоків прихованого тепла в атмосферу і зменшенню різниці температур. Осередки зони **Е** (рис. 5.5) розташовуються в районі Чорного та східної частини Середземного морів.

У січні, при збереженні такої ж кількості однорідних зон, як і в грудні, спостерігається менше дроблення їх на осередки. Східно-Європейська рівнина в основному зайнята кластером **Д** (рис. 5.6), який до того ж є найбільш великомасштабним і має додаткові осередки в північній частині Сирійської пустелі та на північному заході Іранського нагір'я. Невелике за величиною значення другого компонента в кластері **Д** (рис. 5.6) з від'ємним знаком і його невелика міжрічна дисперсія, свідчать про слабку активність процесів у приповерхневому шарі повітря, які відбиваються цим компонентом. Подібним кластером з мінімальним, але вже додатним значенням компонента, є кластер **Е** (рис. 5.6). Однак у ньому спостерігається найбільша міжрічна мінливість значень репрезентативного вектора другого компонента. Відрізняються в цих однорідних зонах і навантаження на вихідні характеристики. У кластері **Е** (рис. 5.6) максимальними є навантаження на різницю температур, потоки прихованого тепла і зональну складову швидкості вітру (знаки додатні), а в кластері **Д** (рис. 5.6) - на різницю температур (знак від'ємний) і зональну складову швидкості вітру (знак додатний). Осередки кластера **Е** (рис. 5.6) розташовуються на території Іранського нагір'я, на півночі півострова Мала Азія, в районі систем Кавказьких гір і Вірменського нагір'я, на північному

заході Сирійської пустелі й на Прикаспійській низовині.

В однорідних зонах **A** і **B** (рис. 5.6) середні значення другого головного компонента максимальні за величиною, але мають від'ємний знак. Процеси взаємодії підстильної поверхні й приземного шару повітря, які описуються другим головним компонентом, у цих зонах найбільш активні. Вони сприяють збільшенню від'ємних потоків прихованого тепла (вагові коефіцієнти в кластері **A** - 0,88, у кластері **B** - 0,41) і зменшенню значень зональної складової швидкості вітру (коефіцієнти відповідно - 0,46 і 0,73). Крім цього у кластері **B** (рис. 5.6) ці процеси сприяють збільшенню різниці температур (коефіцієнт - 0,49) (табл. 5.4). Зона **A** (рис. 5.6) має осередки на півночі і заході Східно-Європейської рівнини, в східних частинах Середземного й Чорного морів, а зона **B** (рис. 5.6) – великий осередок, витягнутий у зональному напрямку від Егейського моря через Чорне море і південь України на Кумо-Маничську западину до Прикаспійської низовини, а також невеликі осередки на заході і сході Східно-Європейської рівнини. Останній нерозглянутий кластер **C** у січні (рис. 5.6) має третє за величиною значення другого компонента з додатним знаком. На схемі він розташовується в районі Каспійського моря, Месопотамії та на півдні півострова Мала Азія. Основні навантаження в другому головному компоненті тут припадають на температуру поверхні (0,82) і температуру повітря (0,42) (табл. 5.4).

У лютому спостерігається найменша кількість кластерів другого компонента. Міжрічні внутрішньокластерні дисперсії в цьому місяці незначні (табл. 5.9). Більшу частину розглянутої території Східної Європи, а також півострова Мала Азія, і далі - західну частину Іранського нагір'я і Сирійську пустелю займає однорідна зона **A** (рис. 5.7) з мінімальними додатними значеннями другого компонента та максимальним додатним навантаженням на зональну складову швидкості вітру. Процеси, які описуються другим головним компонентом у зоні **A** (рис. 5.7), малоактивні.

Кластери **B** і **C** (рис. 5.7) мають великі значення другого компонента, але

з різними знаками (табл. 5.8). Відповідно до вагових навантажень процеси взаємодії двох середовищ вносять істотний вклад у формування значень вихідних характеристик, а саме: в однорідній зоні **В** - температури поверхні (коефіцієнт (-0,72)) і потоків прихованого тепла (0,67); у зоні **С** - різниці температур (0,75) і потоків прихованого тепла (-0,48). Взагалі це приводить до збільшення температури поверхні, різниці температур та потоків тепла в атмосферу. Кластер **В** (рис. 5.8), в основному, займає територію водних просторів і прибережних територій, а саме: акваторію Чорного моря, східну частину Середземного і північну Каспійського морів; західну та південну частину півострова Мала Азія; північну частину Східної Європи, яка примикає до Білого і Баренцева морів. Кластер **С** (рис. 5.7) розташовується осередками в районі центральної частини Іранського нагір'я, Сирійської пустелі та південної частини Каспійського моря.

У березні кількість однорідних зон збільшується до чотирьох (табл. 5.8). Найбільш представницькими за розмірами з них є зони **А** і **В** (рис. 5.8). Значення репрезентативного вектора другого головного компонента в них невеликі за величиною і розрізняються за знаком (-8,2 і 8,4) (табл. 5.8). Однак міжрічна мінливість другого компонента в кластері **В** істотно більша. Найбільші вагові навантаження в кластері **А** (рис. 5.8) припадають на потоки прихованого тепла (0,88) і складову швидкості вітру (0,46), а в кластері **В** (рис. 5.8) - на швидкість вітру (0,73), різницю температур (-0,49) і потоки прихованого тепла (0,41) (табл. 5.6). Співвідношення знаків при вагових коефіцієнтах і значеннях другого компонента свідчить про те, що процеси взаємодії двох середовищ, у цьому випадку, зумовлюють збільшення потоків прихованого тепла в атмосферу. Крім того, у зоні **А** відбувається зменшення значень зональної складової швидкості вітру, а в зоні **В** - їх збільшення і зменшення різниці температур. Кластер **А** (рис. 5.8) займає північно-західну та південну частини Східно-Європейської рівнини і далі на південь - Великий Кавказ, центральну і східну частину півострова Мала Азія, Вірменське нагір'я,

Сирійську пустелю, більшу частину Месопотамії, північно-західну і центральну частину Іранського нагір'я та разом із кластером **С** (рис. 5.8) ділить східну половину Чорного моря. Однорідна зона **В** (рис. 5.8) охоплює центральну і східну частину Східно-Європейської рівнини, західну частину півострова Мала Азія, а також окремими осередками присутня у районі Каспійського моря і на південному сході розглянутої території. Кластер з мінімальним за величиною середнім значенням і максимальною дисперсією репрезентативного вектора другого компонента (кластер **С**, рис. 5.8) має локальні осередки, розосереджені по всій розглянутій території. Основні вагові навантаження в ньому припадають на зональну складову швидкості вітру (0,69), на різницю температур (0,54) і на температуру підстильної поверхні (-0,40) (табл. 5.6).

Найбільш інтенсивні процеси, які відбиваються другим компонентом у березні (значення максимальне за величиною (-24,2), (табл. 5.8)), і приводять до збільшення температури поверхні і потоків прихованого тепла від поверхні в атмосферу (вагові коефіцієнти -0,65 і 0,63 (табл. 5.6)), відбуваються в однорідній зоні **Д** (рис. 5.8). Розташовується ця зона осередками в районі морських акваторій: у східній частині Середземного, західній частини Чорного та південній частини Каспійського морів.

Третій головний компонент. Процеси, які описуються третім головним компонентом, пояснюють менше п'ятої частини загальної дисперсії процесів взаємодії двох середовищ у районі Східної Європи (табл. 5.2). Однак, враховуючи те, що в деяких випадках внесок третього компонента за величиною наближається до внеску другого компонента, а також те, що розгляд третього компонента дозволить більш повно представити різноманітність процесів, які беруть участь у формуванні вихідних характеристик, виникає необхідність проаналізувати результати її кластеризації (рис. 5.9 – 5.12) у повному об'ємі.

Так само як і в результатах кластеризації перших двох головних компонентів, у найбільш масштабних кластерах **А** (рис. 5.9), **В** (рис. 5.10), **В**

(рис. 5.11) у зимові місяці, процеси, які відбиває третій компонент, мають найменшу інтенсивність, тобто їм відповідають мінімальні середні значення репрезентативного вектора (табл. 5.9).

В грудні така однорідна зона займає більше половини розглянутого простору (**A**, рис. 5.9) і включає в себе центральну й північну частину Східно-Європейської рівнини, західну і північну Україну, Чорне і Каспійське моря, частину Середземного моря, центральну частину півострова Мала Азія, Сирійську пустелю, Месопотамію, Іранське нагір'я. При додатному значенні середнього вектора головного компонента основні навантаження в ньому припадають на температуру поверхні (0,77) і потоки прихованого тепла (0,60) (табл. 5.3).

Така комбінація зумовлює до зменшення потоків прихованого тепла від підстильної поверхні, що частіше відбувається при надходженні на неї відносно теплового вологого повітря, наприклад, з Атлантики або Середземномор'я.

У січні масштабний кластер **B** (рис. 5.10) займає північну, східну і південну частини Східно-Європейської рівнини, включаючи територію України, півострів Мала Азія, Вірменське та північну частину Іранського нагір'я, схід Месопотамії, східну частину Чорного моря та Каспійське море. У цій зоні процеси, які описуються третім компонентом (середнє значення 0,5), спричиняють незначне збільшення зональної складової швидкості вітру і додатних потоків прихованого тепла (від атмосфери до підстильної поверхні) (табл. 5.4). У лютому кластер **B** (рис. 5.11) змінює конфігурацію і представляє східну частину Рівнини, півострів Мала Азія, Великий і Малий Кавказ, Вірменське нагір'я, а також південь Чорного моря, Каспій і схід Середземного моря. Основне навантаження тут припадає на зональну складову швидкості вітру (0,68). Деякі менші навантаження відносяться до температур поверхні (-0,46) і повітря (-0,40), а також до потоків прихованого тепла (-0,36) (табл. 5.5). З урахуванням величини середнього значення репрезентативного вектора компонента (-0,7), процеси, які відбиваються ним, спричиняють незначні зміни

зазначених вихідних характеристик.

Найбільш інтенсивні процеси для цих зимових місяців спостерігаються у кластерах з максимальними за величиною значеннями третього головного компонента (табл. 5.9). До них відносяться такі кластери як: **С** (рис. 5.9) – з основним навантаженнями на різницю температур (0,63) і потоки прихованого тепла (-0,65); **Д** (рис. 5.10) - з основним навантаженнями на температуру поверхні (0,55) і зональну складову швидкості вітру (0,73); **Е** (рис. 5.11) – з основним навантаженнями на потоки прихованого тепла (0,86).

Грудневий кластер **С** (рис. 5.9) представлений невеликим осередком у східній частині акваторії Середземного моря. Другий у цьому місяці за величиною середнього значення третього головного компонента (табл. 5.9) кластер **В** (рис. 5.9) розташовується на південному сході і півдні рівнини, включаючи східну й центральну частину України, і далі - через систему Кавказьких гір до північно-західної окраїни Іранського нагір'я, а також окремими осередками. Перший з цих осередків має місце на західній частині півострова Мала Азія та на східній частині акваторії Середземного моря, а другий - у районі Вірменського нагір'я. Відповідно до середнього значення компонента і значень вагових навантажень, а також враховуючи співвідношення знаків при них (табл. 5.9 і табл. 5.3), можна стверджувати, що процеси в кластері **В** (рис. 5.9), які описуються третім компонентом, спричиняють збільшення потоків прихованого тепла в атмосферу. Це можна пояснити надходженням у ці райони сухого континентального повітря зі східних напрямків.

У січні кластером з найбільш інтенсивними процесами взаємодії двох середовищ, описуваними третім компонентом, є кластер **Д** (рис. 5.10). Він являє собою осередки, розташовані в східній частині акваторії Середземного моря і на півдні Чорного моря. Процеси в цієї однорідній зоні приводять до збільшення температури морської поверхні та зональної складової швидкості вітру. Репрезентативному вектору в кластері **Д** (рис. 5.10) властива найбільша

міжрічна дисперсія. Наступними в цьому місяці кластерами, із приблизно однаковими за величиною значеннями репрезентативного вектора (табл. 5.9), є кластери **A** і **C** (рис. 5.10). Ці дві однорідні зони займають центральну і східну частину Рівнини. Крім цього, у кластера **C** (рис. 5.10) є осередки в районі Кавказьких гір, на півдні Чорного моря та у районі Сирійської пустелі. Процеси взаємодії двох середовищ у зазначених зонах, згідно з ваговими коефіцієнтами, приводять у зоні **A** - до збільшення зональної складової швидкості вітру, а в зоні **C** - до зменшення різниці температур і збільшення потоків прихованого тепла, спрямованих в атмосферу. Крім перерахованих вище кластерів, у січні присутній осередок кластера **E** (рис. 5.10) у західній частині Чорного моря. У цьому регіоні процеси, які описуються третім компонентом, сприяють збільшенню швидкості вітру у східному напрямку.

У лютому в однорідній зоні **E** (рис. 5.11), яка представлена осередками на сході Рівнини, заході Чорного моря, у районі Месопотамської низовини і на півдні Іранського нагір'я, процеси, які відповідають третьому компоненту, зумовлюють збільшення потоків прихованого тепла, спрямованих в атмосферу. Наступна зона із процесами підвищеної інтенсивності - зона **C** (рис. 5.11). Вона має вузький витягнутий осередок з півночі на південь у центральній частині рівнини, північно-східніше від Каспійського моря і у районі Сирійської пустелі. Згідно з ваговими навантаженнями, процеси, які описуються третім компонентом у кластері **C** (рис. 5.11), спричиняють зменшення різниці температур і збільшення західної складової швидкості вітру. Два кластери, які також присутні на схемі розподілу третього компонента у лютому, це кластери **A** і **D** (рис. 5.11). Враховуючи невеликі за модулем значення головного компонента (табл. 5.9) і вагові навантаження при вихідних характеристиках (табл. 5.5), можна стверджувати, що в них відбувається незначне збільшення значень зональної складової швидкості вітру (західного напрямку), а в зоні **C** (рис. 5.11) ще й збільшення потоків прихованого тепла в атмосферу. Кластер **D** (рис. 5.11) має два осередки: перший - витягнутий від Оксько-Донської рівнини

до північного узбережжя Каспійського моря, другий - північніше Сирійської пустелі. Основні осередки зони **A** (рис. 5.11) розташовуються на півночі Східно-Європейської рівнини, на північний захід від Прикаспійської низовини і на південний схід від Каспійського моря.

Велика різноманітність у розподілі осередків однорідних зон третього компонента спостерігається в березні. Тут, найбільш інтенсивні процеси, які відповідають третьому компоненту, відбуваються у кластері **E** (рис. 5.12) і сприяють збільшенню потоків прихованого тепла в атмосферу, а також незначному збільшенню температур поверхні і повітря на висоті 2 м. Осередки зони **E** (рис. 5.12) розташовуються в районі Прикаспійської низовини, Вірменського нагір'я, центральної частини півострова Мала Азія, північно-східної частини Егейського моря і прилеглої до неї прибережної території півострова Мала Азія, західніше від Каспійського моря в районі хребта великий Балхан і на півдні Іранського нагір'я. Основна відмінність зони **D** (рис. 5.12), від інших зон у березні, полягає в наявності в ній максимальної міжрічної внутрішньокластерної дисперсії значень репрезентативного вектора (5,9). Найбільший осередок кластера **D** (рис. 5.12) займає західну частину Східної Європи, включаючи територію України, західну половину Чорного моря і центр Приволзької височини. Осередки цієї однорідної зони менші за розміром, спостерігаються на околицях Кавказьких гір - на заході та сході. Ще одним кластером, який має велике середнє значення третього головного компонента (табл. 5.9), є кластер **B** (рис. 5.12). Він розташовується на півночі і півдні розглянутої території, а саме: у районі Тиманського кряжа, у східній частині Середземного моря і у Сирійській пустелі.

Процеси, які описуються третім компонентом, у кластері **D** (рис. 5.12) приводять до зменшення додатних значень зональної складової швидкості вітру, а у кластері **B** (рис. 5.12) – до зменшення різниці температур, збільшення потоків прихованого тепла з підстильної поверхні і зональної складової швидкості вітру. В березні решту простору розглянутої території, займають

однорідні зони **A** і **C** (рис. 5.12) з мінімальними середніми значеннями репрезентативного вектора головного компонента. Цей простір охоплює північну половину Східно-Європейської рівнини (крім крайньої північної частини зайнятої кластером **B**), морську акваторію Середземного моря в районі острова Кіпр, південь Туреччини, Месопотамію, західну частину Малою Кавказу й північний схід Іранського нагір'я. Основні навантаження в кластерах **A** і **C** (рис.5.12) припадають на зональну складову швидкості вітру, а в зоні **C**, додатково, ще й на поверхневі потоки прихованого тепла.

Висновки до розділу 5

Використання компонентного і кластерного аналізу стосовно до полів вихідних характеристик взаємодії приповерхневого шару повітря і підстильної поверхні у районі Східної Європи й Малої Азії дозволило виділити в полях складових векторів станів однорідні зони, які відповідають процесам взаємодії різних масштабів. Процеси, які описуються компонентами, відрізняються за розмірами кластерів, а саме: більш масштабні (великомасштабні) відповідають першому компоненту, менш масштабні - другому і третьому. Крім цього, розмір однорідних регіонів залежить від географічного положення - у південній частині досліджуваної території спостерігається більша осередкованість у полях всіх складових векторів станів (позначається великий вплив різноманітності підстильної поверхні). Так само має місце наявність відмінностей в розподілі вагових навантажень на вихідні характеристики: для першого компонента великі навантаження припадають на більшу частину характеристик взаємодії, для другої й третьої - на одну-дві. Репрезентативні вектори виділених кластерів є параметрами на вході у модель (відгукми), за допомогою яких розраховуються коефіцієнти обернених зв'язків.

РОЗДІЛ 6
ОРГАНІЗАЦІЯ ЧИСЕЛЬНИХ ЕКСПЕРИМЕНТІВ ДАЛЕКИХ ЗВ'ЯЗКІВ В
СИСТЕМАХ АТМОСФЕРА – ПІДСТИЛЬНА ПОВЕРХНЯ

6.1 Аналіз статистичної значущості параметрів моделі і її адекватності

6.1.1 Критерії оцінки статистичної значущості параметрів моделі

Першим етапом аналізу структури рівнянь є оцінка значущості діючих факторів стосовно їх внеску в дисперсію відгуку, яка зумовлюється впливом всіх факторів. Як показано в роботах [140, 141], дисперсія відгуків $D(\hat{y}_l)$ складається із двох частин – дисперсії, зумовленої дією факторів $D_x(\hat{y}_l)$ і дисперсії, визначуваної впливом обернених зв'язків $D_y(\hat{y}_l)$.

$$D(\hat{y}_l) = D_x(\hat{y}_l) + D_y(\hat{y}_l). \quad (6.1)$$

У свою чергу, кожна із цих дисперсій у зв'язку з умовами, які накладаються на фактори (див. розділ 2), є лінійною комбінацією дисперсій, визначених дією кожного p -го фактора:

$$D_x[\hat{y}_l] = \sum_{p=1}^m \chi_p(\hat{y}_l), \quad (6.2)$$

$$D_y[\hat{y}_l] = \sum_{s=1}^k \Theta_s(\hat{y}_l), \quad (6.3)$$

де

$$\Theta_s(\hat{y}_l) = \alpha_s^{(l)} \sum_{\substack{\mu=1 \\ (\mu \neq l)}}^k \alpha_\mu^{(l)} r_{s\mu}, \quad (l = \overline{1, k}), \quad (6.4)$$

$$\begin{aligned} \chi_p(\hat{y}_l) = & 2(z_p^{(l)} a_p^{(l)} + z_{pp}^{(l)} a_{pp}^{(l)} + z_{ppp}^{(l)} a_{ppp}^{(l)}) - \\ & - \left[a_p^{(l)2} + 6a_p^{(l)} a_{ppp}^{(l)} + (2a_p^{(l)} + 6a_{ppp}^{(l)}) \left(\sum_{j=1}^{p-1} a_{jjp}^{(l)} + \sum_{j=p+1}^m a_{pjj}^{(l)} \right) + 2a_{pp}^{(l)2} + 15a_{ppp}^{(l)2} \right] + \\ & + \sum_{j=p+1}^m \left\{ 2(z_{pj}^{(l)} a_{pj}^{(l)} + z_{pjj}^{(l)} a_{pjj}^{(l)} + z_{ppj}^{(l)} a_{ppj}^{(l)}) - [a_{pj}^{(l)2} + 2a_{pjj}^{(l)2} + 2a_{ppj}^{(l)2} + a_{ppj}^{(l)} \times \right. \\ & \times \left. \left(\sum_{\eta=1}^{j-1} a_{\eta j \eta}^{(l)} + \sum_{\eta=j+1}^m a_{j \eta \eta}^{(l)} \right) + a_{pjj}^{(l)} \left(\sum_{\eta=1}^{p-1} a_{\eta p}^{(l)} + \sum_{\eta=p+1}^m a_{p \eta \eta}^{(l)} \right) + \sum_{s=j+1}^m 2z_{pjs}^{(l)} a_{pjs}^{(l)} - a_{pjs}^{(l)2} \right\}, \\ & (p = \overline{1, m}; l = \overline{1, k}). \end{aligned} \quad (6.5)$$

Після розрахунку складової повної дисперсії факторів $\chi_p^{(l)}$, ($p = \overline{1, m}$) здійснюється перевірка гіпотези H_0 щодо їх значущості. Для цього $\chi_p^{(l)}$, розташовуються в порядку їх збільшення, і перевірка гіпотези про незначущості на рівні α внеску перших t факторів, здійснюється за допомогою критерію Фішера:

$$F = \frac{D_x[\hat{y}_l]}{\sum_{i=1}^{m-t} \chi_i^{(l)}(\hat{y}_l)} \times \frac{n - (m - t)}{n - m}. \quad (6.6)$$

Гіпотеза не відхиляється, якщо $F < F_{\text{кр}}[\alpha; N - m; N - (m - t)]$. У такий же спосіб перевіряється гіпотеза щодо значущості внеску кожного оберненого зв'язку.

Одержані результати дають можливість вирішити задачу про статистичну значущість членів нелінійних рівнянь регресії, які мають другий і третій порядок. Це можна зробити шляхом порівняння критерію Фішера

$$F = \frac{\chi_p^t [\hat{y}_l]}{\chi_i^{(t-1)} [\hat{y}_l]}, \quad t = 2, 3. \quad (6.7)$$

з критичним значенням $F_{кр}[\alpha; N - m; N - (m - k)]$, де k - кількість членів другого або третього порядків, які не дають істотного внеску в дисперсію, що зумовлюється впливом - p -го фактора. Дослідження впливу нелінійностей і факторів, звичайно, треба починати з рівнянь, у яких містяться більш високі порядки змінних.

Варто мати на увазі, що виключати з рівнянь регресії статистично незначущі фактори треба дуже обережно. Може трапитися, що виключення їх призведе до зниження інформативності моделі. Щоб уникнути цієї ситуації, необхідно в модель увести й ті параметри регресії, для яких критерій Фішера незначно відрізняється від критичного.

Критичні значення критерію Фішера вибирались для членів системи рівнянь (2.1) першого й другого порядку при довірчій імовірності 0,8. Для третього порядку брався більш жорсткий критерій при ймовірності 0,9.

6.1.2 Статистична значущість параметрів моделі із завчасністю 1 – 4 місяці (діючі фактори в листопаді)

У таблицях 6.1 – 6.2 представлені варіанти формування вихідних вибірок діючих факторів і відгуків, а також порядок розташування і їх кількість по місяцях. Для зручності сприйняття для діючих факторів введені позначення, у яких: перша цифра означає номер головного компонента, літери «gk» -

головний компонент, наступна літера - літерне позначення кластера, далі, літера s - приземний шар, p - поверхня в атмосфері, 85 - поверхня 850 гПа, 70 - поверхня 700 гПа. Наприклад, 1gkAs: кластер А першого головного компонента процесів взаємодії в приземному шарі. У позначеннях для відгуків \hat{y}_A - індекс-літера позначає літерне позначення кластера відгуків.

Таблиця 6.1

Схема формування вихідних вибірок діючих факторів у Північній Атлантиці для імітаційної моделі встановлення зв'язку з відгуками в регіонах Східної Європи за місяцями

№ п/п	Місяці				№ п/п	Місяці			
	листопад	грудень	січень	лютий		листопад	грудень	січень	лютий
1	1gkAs	1gkAs	1gkAs	1gkAs	20	2gkCp85	2gkDp85	3gkAp85	3gkBp85
2	1gkBs	1gkBs	1gkBs	1gkBs	21	2gkDp85	2gkEp85	3gkBp85	3gkCp85
3	1gkCs	1gkCs	1gkCs	1gkCs	22	3gkAp85	3gkAp85	3gkCp85	3gkDp85
4	1gkDs	1gkDs	2gkAs	1gkDs	23	3gkBp85	3gkBp85	3gkDp85	3gkEp85
5	2gkAs	2gkAs	2gkBs	2gkAs	24	3gkCp85	3gkCp85	3gkEp85	1gkAp70
6	2gkBs	2gkBs	2gkCs	2gkBs	25	3gkDp85	1gkAp70	3gkFp85	1gkBp70
7	2gkCs	2gkCs	2gkDs	2gkCs	26	1gkAp70	1gkBp70	1gkAp70	1gkCp70
8	2gkDs	2gkDs	2gkEs	2gkDs	27	1gkBp70	1gkCp70	1gkBp70	2gkAp70
9	2gkEs	2gkEs	3gkAs	2gkEs	28	1gkCp70	2gkAp70	1gkCp70	2gkBp70
10	2gkFs	3gkAs	3gkBs	3gkAs	29	2gkAp70	2gkBp70	1gkDp70	2gkCp70
11	3gkAs	3gkBs	3gkCs	3gkBs	30	2gkBp70	2gkCp70	2gkAp70	2gkDp70
12	3gkBs	3gkCs	1gkAp85	3gkCs	31	2gkCp70	2gkDp70	2gkBp70	2gkEp70
13	3gkCs	3gkDs	1gkBp85	1gkAp85	32	3gkAp70	3gkAp70	2gkCp70	3gkAp70
14	3gkDs	1gkAp85	1gkCp85	1gkBp85	33	3gkBp70	3gkBp70	2gkDp70	3gkBp70
15	1gkAp85	1gkBp85	2gkAp85	1gkCp85	34	3gkCp70	3gkCp70	2gkEp70	3gkCp70
16	1gkBp85	1gkCp85	2gkBp85	2gkAp85	35	3gkDp70	3gkDp70	3gkAp70	-
17	1gkCp85	2gkAp85	2gkCp85	2gkBp85	36	-	-	3gkBp70	-
18	2gkAp85	2gkBp85	2gkDp85	2gkCp85	37	-	-	3gkCp70	-
19	2gkBp85	2gkCp85	2gkEp85	3gkAp85					

Результати розподілу значущості діючих факторів при першому, другому й третьому порядках поліномів представлені в табл. 6.3 – 6.29. В них «+» і числа вказують на значущі фактори. Число - це порядковий номер, який

визначає місце фактора в ранжованому за значенням критерію Фішера ряді – чим він більший, тим менше значення критерію.

Таблиця 6.2

Схема формування вихідних вибірок відгуків у кластерах Східної Європи

Позначення відгуків	Головні компоненти /місяць/кількість кластерів							
	1 gk				2 gk			
	грудень	січень	лютий	березень	грудень	січень	лютий	березень
	4	4	4	4	5	5	3	5
\hat{y}_1	1gkAs	1gkAs	1gkAs	1gkAs	2gkAs	2gkAs	2gkAs	2gkAs
\hat{y}_2	1gkBs	1gkBs	1gkBs	1gkBs	2gkBs	2gkBs	2gkBs	2gkBs
\hat{y}_3	1gkCs	1gkCs	1gkCs	1gkCs	2gkCs	2gkCs	2gkCs	2gkCs
\hat{y}_4	1gkDs	1gkDs	1gkDs	1gkDs	2gkDs	2gkDs	–	2gkDs
\hat{y}_5	–	–	–	–	2gkEs	2gkEs	–	2gkEs

Продовження табл.6.2

Позначення відгуків	Головні компоненти / місяць/кількість кластерів			
	3 gk			
	грудень	січень	лютий	березень
	3	5	5	3
\hat{y}_1	3gkAs	3gkAs	3gkAs	3gkAs
\hat{y}_2	3gkBs	3gkBs	3gkBs	3gkBs
\hat{y}_3	3gkCs	3gkCs	3gkCs	3gkCs
\hat{y}_4	–	3gkDs	3gkDs	–
\hat{y}_5	–	3gkEs	3gkEs	–

Знак «+» відноситься до значущих факторів, для яких критерій Фішера має значення, близьке до критичного. Виконані розрахунки за процедурою

«просіювання» показали, що в середньому для перших 3–4 діючих факторів значення критерію Фішера істотно перевищує критичне (перші 2 - для деяких випадків у десятки разів). Тому надалі будемо брати до уваги тільки перші три значущі діючі фактори.

Дослідження статистичної значущості діючих факторів показує, що структура рівнянь моделі розрізняється, по-перше, для різних параметрів (головних компонентів), які відбивають процеси взаємодії підстильної поверхні і прилегло до неї шару повітря, а також для стану атмосфери на висотах, по-друге, для різних територіальних кластерів Східної Європи, по-третє, для всіх розглянутих місяців при різних термінах завчасності.

Однак існують і подібні особливості структури моделі. Вони полягають у тому, що в усі моделі для всіх виділених кластерів входять фактори, які відбивають процеси енергетичної взаємодії між атмосферою й океаном в областях енергоактивних зон Північної Атлантики.

Вплив циркуляційних характеристик, так само як і характеристик тепло- і вологовмісту повітря на поверхнях 850 гПа і 700 гПа над Північною Атлантикою, проявляється по-різному, в основному через другий і третій порядок. Це означає, що мінливість процесів у приповерхневому шарі повітря над територією Східної Європи багато в чому залежить і від енергетичного стану атмосфери на зазначених поверхнях.

Розглянемо більш докладно розподіл значущості діючих факторів у процесах взаємодії двох середовищ в однорідних регіонах Східної Європи із завчасністю 1 - 4 місяці. Раніше було зазначено, що внески в загальну дисперсію між головними компонентами відгуків і діючих факторів у середньому розподілені таким чином: $\approx 55\%$ дисперсії пояснює перший головний компонент, $\approx 20\%$ - другий й $\approx 15\%$ - третій компоненти.

Вплив процесів взаємодії атмосфери й підстильної поверхні у Північній Атлантиці в листопаді, так само як і енергетичного стану атмосфери на висотах в нижній та середній тропосфері, на процеси, які відбиваються головними компонентами в районі відгуків у грудні-березні, має загальні риси і відмінності (табл.6.3-6.14).

Таблиця 6.3

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 1-го головного компонента векторів станів (фактори у листопаді, відгуки \hat{y}_i у грудні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
1	1gkAs	7	7	+	5	1	1	1		4	1	1	2
2	1gkBs	1	1	7	4	7	+					2	+
3	1gkCs	6	5	6	7	+	+	+	2	+	+	7	3
4	1gkDs	8	6	2	2	+	+	+	+	6	9		
5	2gkAs	2	4	+	+	+	+	+				+	5
6	2gkBs	+	+	1	1		+	9	+	9	6		
7	2gkCs	+	2	+	3	+	12	+	+	+		+	
8	2gkDs	+	+				+	+	1	+	+	6	1
11	3gkAs	3	3	3	+	4	+	7	13				+
20	2gkCp85					2	8	+	10	5		+	
21	2gkDp85						2	+	9	2	2		
22	3gkAp85							+	+	3	3		
26	1gkAp70					+	+		+			3	
27	1gkBp70			4			+	4	8	1			
29	2gkAp70					+	5	2	+			2	
31	2gkCp70					+	7	+	3				4
33	3gkBp70			+		3	4	3	5				
34	3gkCp70		+			+	3	+	+				

Таблиця 6.4

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 1-го головного компонента векторів станів (фактори у листопаді, відгуки \hat{y}_i у січні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
1	1gkAs	6	5	+	9	1		1	1	1	1	2	2
2	1gkBs	1	1	1	6	+	+	+					+
3	1gkCs	+	+	3	1	3	2	+	+	6	2		
4	1gkDs	+	3	+	7	4	+			3		6	+

Продовження табл.6.4

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
5	2gkAs	8	+	+	+			+		2	5	+	7
8	2gkDs	5	+	2	4	+		+	+		+		
10	2gkFs	3	2	6	+		+	+	+				+
11	3gkAs	+			+		+	3		+	+	1	3
14	3gkDs	+	+			+	+	2				3	+
15	1gkAp85				+	+		+	+		3		+
17	1gkCp85					2	7	+		4			5
18	2gkAp85							9		+	8		1
25	3gkDp85						3					+	+
27	1gkBp70			4	3	+		4	5				
31	2gkCp70						1	7			4		6
33	3gkBp70	2	4		2	8	5	5	3				
34	3gkCp70					+	+	+	2				

Таблиця 6.5

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 1-го головного компонента векторів станів (фактори у листопаді, відгуки \hat{y}_l у лютому)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
1	1gkAs	6	+	+	+					1	1	1	4
2	1gkBs	1	1	8	6	5	+					8	+
3	1gkCs	+		+	8	+				+	3	2	1
4	1gkDs	+	5	6	7		+	2		5	7	7	+
6	2gkBs	2	2	2	2	+	+		+		+	+	
7	2gkCs	+	3	4	3	+	+	+	+		+		
8	2gkDs	+	+	1	+	+	+	6		+		+	
11	3gkAs	4	4	+		+	+		2			+	7
12	3gkBs					+	+	1	+			+	+
13	3gkCs		+			+	+	8	1			+	3
14	3gkDs				1		+	9	+	7	+		
17	1gkCp85			+		3	7	+	+	+			
18	2gkAp85					8			3				

Продовження табл.6.5

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
20	2gkCp85					2	+	+	+	4			
21	2gkDp85					+	+					3	8
22	3gkAp85					+			+	+	2	+	
24	3gkCp85					4	+	+	+	3			
26	1gkAp70					+	2						2
27	1gkBp70					1	1	+	4	2	4		
28	1gkCp70			+		+	3	+	+		5		
29	2gkAp70					+		3		6	6		
31	2gkCp70	3				10	6		5			+	
32	3gkAp70			3		7		+	6				

Таблиця 6.6

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 1-го головного компонента векторів станів (фактори у листопаді, відгуки \hat{y}_i у березні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
1	1gkAs	9	8	8	7	2				2	1	2	6
2	1gkBs	5	3	1	2				6	+	+		
3	1gkCs	3	+	7	6	+			7		3	+	+
4	1gkDs	+	4	+	+		+	+	1	4	+	+	5
5	2gkAs	6	9	+	+		3	1	8	+	7	3	+
6	2gkBs	4	6	4	3	+		+	+	+	+		
7	2gkCs	7	2	2	4	+	+	+		+			
8	2gkDs	+	7	+	+				3	8	+	+	7
12	3gkBs	+	+			+	+	+	4			+	2
19	2gkBp85					8	2	2			4	1	1
22	3gkAp85					+	1		+	1	2		
25	3gkDp85		1	3	+	+	8	+	+				
27	1gkBp70	2				3	+	6	+				
28	1gkCp70			+		1		5	+	3			

Продовження табл.6.6

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
29	2gkAp70					+	+		2			+	3
30	2gkBp70	1				6	7		+			8	
33	3gkBp70				1	4	4	+	5			+	
34	3gkCp70					5	6	3			+		

Таблиця 6.7

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 2-го головного компонента векторів станів(фактори у листопаді, відгуки \hat{y}_l у грудні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
1	1gkAs	4	9	7	5		2	1	1	1	2	1	1
2	1gkBs	2	5	6	1	+	7		+		+	4	
3	1gkCs	5	4	3	4	+	8			+	7	+	+
4	1gkDs	3	7	5	2	10			+		6	7	
5	2gkAs	7	+	4	7	11	1			+	1	+	+
6	2gkBs	6	8	2	6	+		+	3	+	5		+
7	2gkCs		1	1	+	2	+	+	4	5			
8	2gkDs	8	3	+	3	4			+	+		5	
10	2gkFs	+	+	+	+					9	+	+	2
12	3gkBs	+	+	8				8	2				+
15	1gkAp85									+	3		+
17	1gkCp85							7	+	+		3	
18	2gkAp85					+	+		+			2	
19	2gkBp85						+		+	3		8	
23	3gkBp85					3	5			6		+	
24	3gkCp85							2				6	+
25	3gkDp85					+	9	+					3
26	1gkAp70				+	+	10	3	6				
27	1gkBp70		2			+	+	+		7			4
28	1gkCp70	1				+	+	+	+				
30	2gkBp70					1		5	7	2	4		
32	3gkAp70						3	+	8		+		

Таблиця 6.8

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 2-го головного компонента векторів станів (фактори в листопаді, відгуки \hat{y}_l в січні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
1	1gkAs	8	6	+	7	6		1	1		1	1	1	2	1	2
2	1gkBs	5	5	8	1	5	+			+		+	+	7		1
3	1gkCs	1	7	+	+	+	9		2		3		7	3	2	
4	1gkDs	7	1	2	6	1		+	+		+	8			+	
5	2gkAs	6	3	5	8	2	+	+				+		+	7	
7	2gkCs	+	+	4	2	+		2	+	+		5	3	+		7
8	2gkDs	3	2	3	3	4	+		+	9	+					
13	3gkCs	+	+	+		+	+		3					1		
14	3gkDs			+			1			+	5	4	2			9
15	1gkAp85						2			+		2	+			
16	1gkBp85						+						3	5	3	3
17	1gkCp85						+	3					8	6	+	
18	2gkAp85							+	+		2					4
21	2gkDp85						3	+	+	7	7	3				
27	1gkBp70				+	3	8	9	+							
30	2gkBp70			7			7		7	1	+		6		4	
31	2gkCp70	4					+	8		2					6	
34	3gkCp70	2		1	+		5	10	6	3	12					

Таблиця 6.9

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 2-го головного компонента векторів станів (фактори у листопаді, відгуки \hat{y}_l у лютому)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку			Поліноми другого порядку			Поліноми третього порядку		
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C
1	1gkAs	7	+	6	1			3	2	1
2	1gkBs	6	+	2			+	1	1	+
3	1gkCs	1	6	8	+				4	2
5	2gkAs	+	7	+				2	6	3
6	2gkBs	+	5	1			3	5	+	

Продовження табл.6.9

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку			Поліноми другого порядку			Поліноми третього порядку		
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C
7	2gkCs	+	1	3		7		10		
8	2gkDs	3	2	+	7	+				+
9	2gkEs	4	3	7	+	+				
17	1gkCp85						2	7		
20	2gkCp85				8	1	6		3	
27	1gkBp70	2			5	+				4
29	2gkAp70					3	5	+		
34	3gkCp70			5	2	8	1			
35	3gkDp70	5			3	2				

Таблиця 6.10

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 2-го головного компонента векторів станів (фактори в листопаді, відгуки \hat{y}_l в березні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
1	1gkAs	6	6	6	8			1		4	3	3	3
2	1gkBs	2	2	2	3	+	11					+	
3	1gkCs	1	1	5	5	7	12					7	+
4	1gkDs	+	+	1	+			+		1	+		2
5	2gkAs	5	4	+	1	3		3				2	
6	2gkBs	+	+	3	9					2	+		+
7	2gkCs	4	+	+	2	6			+			1	
9	2gkEs	3	3	+	6	+	10		7			4	
11	3gkAs			+	+		1			+	2		+
12	3gkBs		+	+		+				+		+	1
13	3gkCs							2		5	1	+	+
16	1gkBp85			+		1	+			3		+	8
28	1gkCp70					+	+	+	3				
31	2gkCp70				4		7	7	2				
32	3gkAp70					8	3	6			+		9
33	3gkBp70					2	4						5
34	3gkCp70		5			4		5	1				
35	3gkDp70			8		5	2	8	+		7		+

Таблиця 6.11

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 3-го головного компонента векторів станів (фактори у листопаді, відгуки у \hat{y}_l грудні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку			Поліноми другого порядку			Поліноми третього порядку		
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C
1	1gkAs	7	4	6	1	1		2	2	1
2	1gkBs	1	1	1	10	5	8			
3	1gkCs	5	2	+	+			+		9
5	2gkAs	+	5	+				3	+	2
6	2gkBs	6	+	2	+		7	+	+	
7	2gkCs	2	+	+	+				7	+
9	2gkEs	+	3	5		+	3	+		
13	3gkCs							1		+
14	3gkDs							+	3	+
20	2gkCp85					2		+		+
22	3gkAp85				2		9	4		
23	3gkBp85					7				3
25	3gkDp85						+		1	
27	1gkBp70	3			7	9				
29	2gkAp70					3		6		+
31	2gkCp70	+		3	8	+	2			
32	3gkAp70				3	+	11			
35	3gkDp70				5		1			

Таблиця 6.12

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 3-го головного компонента векторів станів (фактори у листопаді, відгуки \hat{y}_l у січні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
1	1gkAs	5	6	6	7	7			1	2		2	1	1	1	1
2	1gkBs	1	1	1	4	4	8	+	11		+					
3	1gkCs	+	+	5	6	3		2				+	11	9	+	
4	1gkDs	3	4	4	8	+	+	8		1	4			+	3	2

Продовження табл.6.12

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
5	2gkAs	+	7	7	3	2				+	6	8	+	6		
6	2gkBs	+	+	8	+	5	3					6	+	7	8	
7	2gkCs	4	3	+	2	1	+	+		+	+			4		
8	2gkDs	+	+	2	+	+			10			5	7		+	7
10	2gkFs	+	+	+	+	+	+			+	2	+	5	2	+	3
12	3gkBs	+	+	+	5	6		+			+	+		3		
15	1gkAp85						1				7	3	8			+
17	1gkCp85						2					1	2	+	+	+
18	2gkAp85							+	+	3	3		9		2	5
23	3gkBp85						+		6				3		+	
24	3gkCp85						10	1	7	+	+		6			
26	1gkAp70						+	3		+						
30	2gkBp70						+	+			1			5	4	4
32	3gkAp70	6	2				+	4	+	+	8					
33	3gkBp70						+	5	3							
35	3gkDp70	2		3	1		7		2	9	9					

Таблиця 6.13

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 3-го головного компонента векторів станів (фактори у листопаді, відгуки \hat{y}_i у лютому)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
1	1gkAs	8	6	6	+	5	1	1				1	1	1	1	1
2	1gkBs	7	2	2	4	1		+	+		+	4			+	
3	1gkCs	4	3	8	2	3	+	+						8	+	
4	1gkDs	6	1	3	3	2			+		+	+			+	
6	2gkBs	3	5	5	7	4	+			+			+		+	
9	2gkEs	+	+	+	+	+	2					2	+	+	10	5
10	2gkFs	+	+		+	+						+	6	+	6	2
11	3gkAs	+	+	+	+	6					1	3	4	+	+	
14	3gkDs	+			+	+		4		4		+		3	+	7
16	1gkBp85			+					2	1	3	+	+	2	2	3
17	1gkCp85							3	4			+	2	+	9	

Продовження табл.6.13

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
19	2gkBp85							+		+	2	+		+		4
20	2gkCp85						+	5	+		+				3	
26	1gkAp70	1					5	+		6	9			7		
27	1gkBp70		8				3		+	+	7	+				
28	1gkCp70									2				6	7	
29	2gkAp70	2		+	+		4		6	+						
30	2gkBp70						+	2	3		4		3	+	4	
33	3gkBp70			1	1			7	9	7	6	+				
35	3gkDp70		7				8	8	1	3	10					

Таблиця 6.14

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 3-го головного компонента векторів станів (фактори у листопаді, відгуки \hat{y}_i у березні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
1	1gkAs	7	+	6	+	+	1	1	1			2	1	1	1	1
2	1gkBs	4	1	2	5	1		+	11		7			+	8	
3	1gkCs	+	4	7	7	+	2			10	1	1	+	3	7	2
4	1gkDs	6	+	5	2	5					+	+	2	+	+	+
5	2gkAs	5	3	4	+	+		+			4	+		+	3	5
6	2gkBs	2	5	1	+	4	12		+				+		2	+
7	2gkCs	+	8	+	+	+			2			6	+	4	4	+
8	2gkDs		6	+	+	6	3					3		+	+	+
12	3gkBs	+			3	7				7		+	+	9		
13	3gkCs	8			4	3	+		10	+	+		+			
14	3gkDs						4		3	1	6	4	3	7	5	+
20	2gkCp85							7	4		3	+		5		4
22	3gkAp85										2				+	3
23	3gkBp85							2		3	9		4	+	6	
29	2gkAp70						9	+		+	+	+		2		

Продовження табл.6.14

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
32	3gkAp70					2	5		5	+	8	+	7	+		
33	3gkBp70	1			1		+	3	+	8	+					
34	3gkCp70		2				7	5		2	+					
35	3gkDp70	3		3			+	4	7	5	+					

Перший головний компонент. На формування значень першого головного компонента векторів станів у лінійній моделі на всій розглянутій території Східної Європи істотно впливають процеси в приводному шарі в районі моря Баффіна (зона факторів **B**, рис. 4.1) (табл. 6.3-6.6). Найбільший їх вплив із завчасністю 1-3 місяці позначається на процесах у кластерах відгуків **A** і **B** (рис. 5.1 – 5.3), які займають територію Східно-Європейської рівнини, частково акваторії Чорного і Каспійського морів, а в січні і у лютому, додатково ще Кавказ і північну частину Іранського нагір'я. Зазначені кластери також повністю охоплюють територію України. Крім цього, основну роль у формуванні вихідних характеристик (згідно вагового навантаження) у південних районах території відгуків (**C** і **D**, рис. 5.1 – 5.3) відіграють процеси, описувані першим компонентом, в області зіткнення теплої Північноатлантичної і холодної Лабрадорської течії (зона факторів **D**, рис. 4.1). Необхідно відзначити, що при відносно невеликому від'ємному значенні головного компонента в зоні факторів **D** (рис. 4.1) і при великому додатному значенні у зоні факторів **B** (рис. 4.1), спостерігається їх максимальна міжрічна мінливість. При завчасності 4 місяці (розглядаються відгуки в березні), істотну роль у формування значень відгуків в однорідних зонах **B**, **C**, **D** (рис. 5.4) теж відіграють процеси в районі моря Баффіна.

Основний внесок у складову першого головного компонента векторів станів у кластерах Східної Європи, яка виражається нелінійними членами поліномів другого й третього порядків, протягом усього часового інтервалу

вносять процеси у Північній Атлантиці, які відносяться до найбільш масштабної зони факторів **A** (рис. 4.1). Репрезентативний вектор компонента у цій зоні має максимальне середнє значення й мінімальну міжрічну дисперсію.

У полі другого головного компонента, який також представляє процеси взаємодій у приповерхневому шарі повітря в районі розташування факторів, істотний вплив на лінійну складову відгуків здійснюють: у кластерах **C**, **D** (рис. 5.1), **A**, **B**, **C**, **D** (рис. 5.3) – процеси в зоні факторів **B** (рис. 4.5), яка представлена осередками в районі моря Баффіна між північно-східним краєм Гренландії й Шпіцбергеном; у кластерах **B**, **D** (рис. 5.1), **B**, **C**, **D** (рис. 5.3), **B**, **C** (рис. 5.4) – процеси в зоні факторів **C** (рис. 4.5), з осередками в Норвезькому й Гренландському морях (Норвезько-Гренландська ЕАО), в областях зіткнення Лабрадорської і Північноатлантичної течії, Канарської течії, Центрального кругообігу Північної Атлантики.

Крім зазначених районів значущих факторів, у другому головному компоненті має місце зона **D** (рис. 4.5), репрезентативний вектор другого головного компонента якої із завчасністю 2 і 3 місяці визначає лінійні складові відгуків у кластерах **C** (рис. 5.2 – 5.3).

Серед нелінійних членів апроксимуючих поліномів, фактори, що мають відношення до другого компонента (який, у свою чергу, виражає енерго-масообмін у приповерхневому шарі повітря) і активно впливають на процеси в районі відгуків, представлені тільки репрезентативними векторами зони факторів **D** (рис. 4.5) (у поліномах другого й третього порядків – на відгуки в південному кластері **D** (рис. 5.1)) і векторами зони факторів **A** (рис. 4.5) (у поліномах другого і третього порядків – на відгуки в кластерах **B**, **C** (рис. 5.1)).

Найбільша значущість третього головного компонента, який вносить менший, ніж перші два компоненти, внесок у загальну дисперсію процесів взаємодії атмосфери й підстильної поверхні у Північній Атлантиці, проявляється в поліномах першого порядку тільки з місячною завчасністю у кластерах відгуків **A**, **B**, **C** (рис. 5.1). У цьому випадку діючі фактори

відносяться до осередків зони факторів **A** (рис. 4.9), територіально розташованої в районі моря Баффіна, на півночі Гренландського моря, у зоні зіткнення Північноатлантичної й Лабрадорської течій і Ньюфаундлендської банки (Ньюфаундлендська ЕАО). У поліномах другого порядку така значущість присутня у варіанті із дво- і три місячною завчасністю. Так для кластера **C** (рис. 5.2) (Каспійське море) найбільш значущими є процеси в зонах **A** і **D** (рис. 4.9), остання (**D**) розташована в районі Норвезько-Гренландської ЕАО й у південній частині моря Лабрадор, а для кластера **D** (рис. 5.3) (північна частина Каспійського моря, півострів Мала Азія, Сирійська пустеля, північ Іранського нагір'я) – процеси в зонах **A** і **C** (рис. 4.9). Кластер **C** (рис. 4.9) має осередки в морі Баффіна, в областях розгалуження Північноатлантичної течії й Ньюфаундлендської ЕАО, а також у районі Португальської холодної течії. Для поліномів третього порядку повторюється ситуація для зони відгуків **C** (рис. 5.2) з варіантом двомісячної завчасності, а для зони **D** (рис. 5.2 – 5.4), яка розташовується в південній половині території відгуків, на перші місця за значущістю виходять процеси у кластерах **A**, **B**, **C** (рис. 4.9).

Циркуляційні умови й температурно-вологісний режим на *поверхні 850 гПа* входять до складу значущих факторів для відгуків із завчасністю 1-3 місяця тільки в поліномах другого й третього порядків.

Так, для моделей другого порядку, у випадку одномісячної завчасності, на значення першого головного компонента векторів станів у регіонах **A** і **B** (рис. 5.1), розташованих у північній половині території відгуків, істотно впливають процеси, які описуються другим компонентом у зонах **C** і **D** (рис. 4.17). Ці зони представлені множинними осередками, у тому числі й над різними ЕАО. Вони розрізняються між собою середніми значеннями репрезентативних векторів (21,4 (максимальне) і (-2) (мінімальне)). Основні навантаження в зоні **C** припадають на відносний вихор (циклональний) і зональну складову швидкості вітру, а в зоні **D** – тільки на відносний вихор

швидкості. Значний вплив процесів у зоні факторів **C** (рис. 4.17) на процеси в кластері відгуків **A** (рис. 5.3) зберігається й у лютому, із завчасністю 3 місяці. До складу значущих факторів із завчасністю три місяці, для яких критерій Фішера істотно перевищує критичне значення, так само входять репрезентативні вектори кластерів на поверхні 850 гПа: у кластері **C** (рис. 4.13) – для відгуків у зоні **A** (рис. 5.3) й у кластері **A** (рис. 4.17), який охоплює простір над всіма ЕАО Північної Атлантики, – для відгуків у зоні **D** (рис. 5.3) (півострів Мала Азія, Сирійська пустеля, північ Каспію й Іранського нагір'я).

У поліномах третього порядку серед значущих для відгуків компонентів векторів станів у районі діючих факторів найяскравіше проявляються такі компоненти (характеристики, які їх формують або процеси, які вони описують):

– при одномісячній завчасності для кластерів відгуків **A** і **B** (рис. 5.1) – інтенсивність відносного вихору швидкості в зоні **D** (рис. 4.17) (над північним сходом Гренландії, осередки над Східно-Гренландською і Норвезькою ЕАО, над зоною зіткнення Лабрадорської й Північноатлантичної течій) і представлені у векторі станів циркуляційні характеристики (включаючи деформацію висотного баричного поля) у зоні **A** (рис. 4.21) (над Гренландією, над Норвезько-Гренландською ЕОА, над Португальською і Канарською течіями). Репрезентативні вектори головних компонентів у зазначених зонах діючих факторів мають мінімальні середні значення, а також мінімальну міжрічну мінливість у зоні **A** (рис. 4.21) і максимальну – у зоні **D** (рис. 4.17);

– при двомісячній завчасності для кластера відгуків **B** (рис. 5.2) (Україна, Кумо-Маничська западина, Кавказ, Іранське нагір'я) – перший компонент найбільшої на поверхні 850 гПа зони факторів **A** (рис. 4.13) із приблизно рівним розподілом навантажень на складові вектора станів і для кластера відгуків **D** (рис. 5.2) – другий компонент зони діючих факторів **A** (рис. 4.17);

– при тримісячній завчасності для кластера відгуків **A** (рис. 5.3) одними з основних процесів, що впливають на дисперсію відгуків, є процеси, описувані третім головним компонентом у зоні **C** (рис. 4.21) (над центральною й західною

частиною Північної Атлантики). Енергетичний стан атмосфери в ній визначається циркуляційними характеристиками й деформацією висотного баричного поля. Для кластера відгуків **В** (рис. 5.3) (Україна, Кумо-Маничська западина, Кавказ, схід Іранського нагір'я) такими процесами є процеси у зоні факторів **А** (рис. 4.21), а для кластера **С** (рис. 5.3) (морська частина розглянутої території відгуків) – процеси у зоні факторів **Д** (рис. 4.17).

Весняний місяць березень у районі відгуків відрізняється від інших розглянутих місяців не тільки підвищеною осередковістю в полі першого головного компонента. Для цього місяця циркуляційні умови й температурно-вологісний режим на поверхні 850 гПа входять до складу значущих факторів для відгуків у поліномах усіх порядків. Так для лінійного полінома в кластерах відгуків **В** (більша частина Східно-Європейської рівнини (включаючи Україну)) і **С** (морський простір) (рис. 5.4) велику вагу мають складові полінома в зоні факторів **Д** (рис. 4.21), розташованій над Північноатлантичною течією. Цій зоні відповідає максимальне за величиною середнє значення репрезентативного вектора третього головного компонента із приблизно однаково розподіленими навантаженнями на вихідні характеристики (крім геопотенціалу). Серед найбільш значущих нелінійних членів рівнянь другого й третього порядків є діючі фактори, які характеризують такі однорідні зони:

– зону факторів **В** (рис. 4.17), яка охоплює райони поверхні 850 гПа над східною частиною Гренландії, південніше від Ісландії, на захід від острова Великобританія й Норвезько-Гренландської ЕАО (зона б). Репрезентативний вектор другого головного компонента цієї зони в поліномах другого порядку є істотно значущим для зон відгуків **В** і **С** (рис. 5.4), а в поліномах третього порядку – для зон **С** і **Д** (рис. 5.4). Зазначеній зоні факторів відповідають максимальні середні значення репрезентативного вектора, низькі значення геопотенціалу й висока інтенсивність відносного вихру швидкості. Її осередки розташовуються над районами утворення циклонального вихру й середньомісячного розташування Ісландського мінімуму;

– зону факторів **A** (рис. 4.21), описану вище. Енергетичний стан атмосфери у цій зоні тісно пов'язаний із процесами енерго-, масообміну в таких однорідних районах відгуків як **B** (рис. 5.4) через поліноми другого порядку і **A**, **B** (рис. 5.4) – через поліноми третього порядку.

Параметри стану атмосфери на *поверхні 700 гПа* над Північною Атлантикою так само впливають на вектори станів приповерхневого шару повітря над територією Східної Європи. Їх вага визначається переліком значущих за критерієм Фішера факторів, які формують у кінцевому вигляді поліноми різних порядків.

У грудні в моделях другого порядку серед зазначених факторів мають місце середні вектори таких однорідних зон третього головного компонента:

- зони **B** (рис. 4.33) - для відгуків у кластерах **A** і **C** (рис. 5.1);
- зони **C** (рис. 4.33) - для відгуків у кластері **B** (рис. 5.1). Максимальне навантаження в зоні факторів **C** має відносний вихор швидкості.

Вектор другого головного компонента в зоні **C** (рис. 4.29) є одним з визначальних у нелінійному рівнянні для відгуку в південному кластері **D** (рис. 5.1). У нелінійних поліномах для відгуку в кластері **C** (рис. 5.1) також значущим є репрезентативний вектор другого компонента в зоні факторів **A** (рис. 4.29) з невеликим середнім значенням, але відносно великою міжрічною мінливістю і з основним навантаженням на циркуляційні характеристики. У моделях третього порядку для відгуків у кластерах **A** і **C** (рис. 5.1) на перших місцях за значущістю перебувають вектори першого компонента характеристик стану атмосфери на поверхні 700 гПа в зонах **B** і **A** (рис. 4.25) з максимальними середніми значеннями і з основними ваговими коефіцієнтами при температурно-вологісних характеристиках і при геопотенціалі. В січні значущі фактори, які описують вектори станів на поверхні 700 гПа, спостерігаються тільки в поліномах першого й другого порядків. При цьому в кінцеву модель для відгуку в південному кластері **D** (рис. 5.2) входять репрезентативні вектори в зоні факторів **B** (рис. 4.25) першого компонента й у

зонах факторів **В**, **С** (рис. 4.33) третього компонента. У рівняннях моделі, які визначають значення першого компонента в кластерах відгуків **А** і **В** (рис. 5.2), присутні по одному з діючих факторів, що належать поверхні 700 гПа. Ними є, відповідно, середні вектори у зоні факторів **В** (рис. 4.33) третього компонента у складі лінійної моделі і у зоні факторів **С** (рис. 4.29) другого компонента у складі моделі другого порядку, з максимальним за модулем значенням і максимальним навантаженням на характеристики температурно-вологісного режиму. Із завчасністю 3-4 місяці, для лютого й березня, діючі фактори у вигляді параметрів стану атмосфери на поверхні 700 гПа відзначаються в моделях всіх порядків. Так, у лютому, в загальному рівнянні для відгуку в найбільш масштабному кластері **А** (рис. 5.3) містяться значущі фактори у вигляді середніх векторів другого компонента в зоні факторів **С** (рис. 4.29) (лінійний поліном) і першого компонента в зоні факторів **В** (рис. 4.25) (нелінійні поліноми).

Фактори у вигляді репрезентативних векторів всіх трьох зон першого головного компонента (**А**, **В**, **С** (рис. 4.25)) в основному визначають чутливість моделі в поліномі другого порядку для першого компонента в кластері відгуку **В** (рис. 5.3), який включає в себе територію України.

На формування значень вектора відгуку в кластері **С** (рис. 5.3) вплив процесів на поверхні 700 гПа, які характеризуються другим компонентом у зоні **А** (рис. 4.29) і третім компонентом у зоні **А** (рис. 4.33), проявляється через поліноми другого й першого порядків.

У березні процеси, які визначають значення температур поверхні й повітря в кластері відгуків **А** (рис. 5.4), значною мірою залежать від температурно-вологісного режиму і значень геопотенціалу в зоні факторів **В** (рис. 4.25), а також циркуляційних характеристик у зоні факторів **В** (рис. 4.29), які мають місце в лінійній моделі. Для цих же процесів (у кластері відгуків **А** (рис. 5.4)) у нелінійних моделях значущим є середній вектор першого компонента в зоні факторів **С** (рис. 4.29). Подібна картина спостерігається й для

кластера відгуків **D** (рис. 5.4), де до складу лінійних членів рівняння входить вектор третього компонента в зоні **B** (рис. 4.33), а до складу нелінійних членів рівняння - вектор другого компонента в зоні **A** (рис. 4.29) з великою міжрічною мінливістю.

Надалі, щоб уникнути частих повторень при опису тісноти зв'язку відгуків і діючих факторів, будемо іноді заміняти поняття «процеси взаємодії в приповерхневому шарі повітря й енергетичний стан повітря на поверхні 850 гПа і 700 гПа» поняттям «репрезентативний вектор певного кластера», які по суті своїй ідентичні. Однорідні зони факторів без опису розташування й супутніх їм статистичних характеристик представлені вище при аналізі першого компонента відгуків.

Другий головний компонент. Однорідні зони в полях другого головного компонента характеристик процесів взаємодій у приповерхневому шарі повітря в районі відгуків, зображені на рисунках 5.5 – 5.8, мають більшу осередкованість, ніж у полях першого головного компонента. Відмінність між цими компонентами, у головному, полягає у величині внеску в загальну дисперсію процесів, які описуються векторами станів, і розподілом навантажень на вихідні характеристики. Все це припускає наявність загальних рис і відмінностей у залежності процесів взаємодії підстильної поверхні і приповерхневого шару повітря в межах території Східної Європи, які описуються другим й першим головними компонентами, від кліматоутворювальних процесів у Північній Атлантиці (табл.6.7 – 6.10).

В поліномах першого порядку, які відбивають лінійні зв'язки між факторами (у листопаді) й відгуками (з різною завчасністю) у вигляді другого головного компонента, найбільш значущими є процеси в приповерхневому шарі повітря в Північній Атлантиці, представлені репрезентативними векторами в зазначених далі кластерах.

При завчасності один місяць (для грудня (рис. 5.5)):

– у кластері факторів **B** (рис. 4.1) (море Баффіна) і **D** (місце розташування:

район зіткнення Північноатлантичної й Лабрадорської течій; максимальні навантаження за величиною на температуру повітря, різницю температур, зональну складову швидкості вітру) – для відгуків у зонах **A** і **D**, які займають північну частину території Східно-Європейської рівнини;

– у кластерах факторів **C** (рис. 4.1) (місце розташування: західна Гренландія, море Лабрадор, система Північноатлантична – Норвезька течія (Норвезько-Гренландська й Ньюфаундлендська ЕАО); максимальні навантаження на температури підстильної поверхні й повітря, і різницю температур), **B** і **C** (рис. 4.5) – для відгуків у зоні **C** (має осередки на півночі України, у районах Кумо-Маничської западини, Вірменського нагір'я);

– у кластерах факторів **C** і **D** (рис. 4.5) – для відгуків у зоні **B**;

– у кластері факторів **D** (рис. 4.5) – для відгуків у зоні **D**.

При завчасності два місяці (для січня (рис. 5.6)):

– у кластері факторів **B** (рис. 4.1) – для відгуків у зоні **D** (місце розташування: більша частина Східно-Європейської рівнини (включаючи територію України, крім півдня), осередки в районі Сірійської пустелі, північ Іранського нагір'я);

– у кластері факторів **C** (рис. 4.1) – для відгуків у зоні **A** (має осередки на півночі й заході Східно-Європейської рівнини, сході Чорного й Середземного морів);

– у кластері факторів **D** (рис. 4.1) – для відгуків у зонах **B**, **C**, **E** (південь України, центральна й західна частина Чорного моря, осередки в південній половині розглянутої території відгуків);

– у кластері факторів **A** (рис. 4.5) (репрезентативний вектор має максимальні за величиною навантаження на різницю температур і поверхневі потоки прихованого тепла) – для відгуків у зонах **B**, **C**, **E**;

– у кластері факторів **D** (рис. 4.5) – для відгуків у зонах **A**, **B**, **C**, **D**;

– у кластері факторів **C** (рис. 4.5) – для відгуків у зоні **D**.

При завчасності три місяці (для лютого (рис. 5.7)):

– у кластерах факторів **B** (рис. 4.1) (море Баффіна), **B** і **C** (рис. 4.5), – для відгуків у зоні **C** (місце розташування: південь Каспію, південне узбережжя східної частини Середземного моря, Сирійська пустеля);

– у кластерах факторів **C** (рис. 4.1), **D** (репрезентативний вектор у цьому кластері має максимальне середнє значення, що свідчить про велику інтенсивність процесів, і основні навантаження на різницю температур і потоки прихованого тепла) (рис. 4.5) – для відгуків у зоні **A** (місце розташування: північна половина розглянутої території відгуків, Кавказ, захід Іранського нагір'я, Месопотамія);

– у кластерах факторів **C**, **D**, **E** (місце розташування кластера **E**: Північноатлантична течія, осередки в морі Лабрадор і в Норвезькому морі; максимальне навантаження в другому компоненті вектора станів – на температуру поверхні) (рис. 4.5) – для відгуків у зоні **B** (місце розташування: крайня північ Східно-Європейської рівнини, захід і південь півострова Мала Азія, Чорне й Каспійське море).

При завчасності чотири місяці (для березня (рис. 5.8)):

– у кластері факторів **B** (рис. 4.1) – для відгуків у зонах **A** (місце розташування: північна й південна частини Східно-Європейської рівнини (включаючи територію України) і далі більша частина південної половини розглянутої території відгуків), **B** (місце розташування: центральна й східна частини Східно-Європейської рівнини, захід півострова Мала Азія), **C** (має дрібномасштабні осередки по всій території відгуків), **D** (місце розташування: західна половина Чорного й східна частина Середземного морів);

– у кластерах факторів **C** (рис. 4.1), **E** (рис. 4.5) – для відгуків у зонах **A** і **B**;

– у кластерах факторів **D** (рис. 4.1), **B** (рис. 4.5) – для відгуків у зоні **C**;

– у кластерах факторів **A**, **C** (рис. 4.5) – для відгуків у зоні **D**.

Третій головний компонент характеристик процесів у приповерхневому шарі повітря в Північній Атлантиці на формування значень другого головного

компонента векторів станів у лінійній моделі на всій розглянутій території Східної Європи істотно не впливає.

Поліноми другого й третього порядків, що відбивають нелінійні зв'язки між факторами (у листопаді) і відгуками (з різною завчасністю) у вигляді другого головного компонента, також містять у собі значущі члени, які описують процеси взаємодій у приповерхневому шарі повітря в Північній Атлантиці. Найяскравіше серед них з різною завчасністю, як і для першого компонента відгуків, проявляється однорідна зона **A** (рис. 4.1). Процеси в ній мають помірну інтенсивність і мінімальну міжрічну мінливість. У поліномах третього порядку протягом усього розглянутого періоду (грудень-березень) репрезентативний вектор зони факторів **A** (рис. 4.1) займає перші позиції за значущістю для всіх однорідних кластерів відгуків. У поліномах другого порядку значущість зазначеного репрезентативного вектора змінюється в залежності від завчасності. Так при завчасностях в один і два місяці, процеси, які описуються другим головним компонентом у приповерхневому шарі в зоні факторів **A** (рис. 4.1) (компонент в цій зоні має максимальні навантаження на температури підстильної поверхні і повітря в шарі 2 м), в основному, визначають значення репрезентативних векторів другого головного компонента відгуків у кластерах **B**, **C**, **D** (рис. 5.5) і **B**, **C**, **E** (рис. 5.6), відповідно. При завчасностях три й чотири місяці така значущість фактора в зоні **A** (рис. 4.1) існує тільки для кластерів відгуків **A** (рис. 5.7) у лютому й **C** (рис. 5.8) у березні. Розподіл інших діючих факторів, які представляють перші три компоненти характеристик процесів взаємодії підстильної поверхні і приземного шару повітря і здійснюють істотний внесок у формування другого компонента відгуків у поліномах другого й третього порядку, не є однорідним і послідовним. Так у полі першого головного компонента (рис. 4.1) відсутні репрезентативні вектори, які істотно впливають на формування нелінійної складової репрезентативних векторів другого компонента відгуків (рис. 5.5) з одномісячною завчасністю (для грудня). Однак в інші місяці значущість зв'язку

факторів, які відповідають першому головному компоненту, з відгуками має місце, а саме:

- у січні, у поліномі другого порядку репрезентативний вектор зони факторів **C** (рис. 4.1) є значущим для однойменних векторів-відгуків у кластерах **C** і **E** (рис. 5.6); а у поліномі третього порядку – для кластерів **C** і **D** (рис. 5.6);

- у лютому, в поліномі третього порядку репрезентативний вектор зони факторів **B** (море Баффіна) (рис. 4.1) формує значення середніх векторів для кластерів відгуків **A** і **B** (рис. 5.7), а зони факторів **C** (рис. 4.1) – тільки для кластера відгуків **C** (рис. 5.7);

- у березні, у поліномі третього порядку репрезентативний вектор зони факторів **D** (район зіткнення Лабрадорської й Північноатлантичної течій) (рис. 4.1) формує нелінійну складову репрезентативних векторів для кластерів відгуків **A** і **D** (рис. 5.8).

У полі другого компонента (рис. 4.5) вагома значущість факторів для однойменного компонента в районі відгуків із завчасністю два місяці (для січня) проявляється слабо. Тільки лише один репрезентативний вектор зони факторів **C** (рис. 4.5) активно впливає на формування аналогічного вектора кластера відгуків **B** (рис. 5.6) у поліномі другого порядку. В інші місяці ситуація змінюється. Так, при одномісячній завчасності (для грудня), процеси в приповерхневому шарі повітря, які описуються другим компонентом, мають значущість, а саме :

- у зоні факторів **A** (рис. 4.5) – для кластера відгуків **B** (рис. 5.5) у моделях другого й третього порядків;

- у зоні факторів **B** (рис. 4.5) – для кластера відгуків **D** (рис. 5.5) у моделі другого порядку;

- у зоні факторів **C** (рис. 4.5) – для кластера відгуків **A** (рис. 5.5) у моделі другого порядку;

- у зоні факторів **F** (рис. 4.5) – для кластера відгуків **D** (рис. 5.5) у моделі

третього порядку.

При тримісячній завчасності (для лютого) діючими факторами (другий компонент) для яких значення критерію Фішера істотно перевищують критичні, є такі: у поліномі другого порядку фактор у зоні **B** (рис.4.5) – для кластера відгуків **C** (рис. 5.7) і в поліномі третього порядку фактор у зоні **A** (рис. 4.5) – для кластерів відгуків **A** і **C** (рис. 5.7).

Процеси взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в однорідній зоні **A** (рис.4.5), які описуються другим головним компонентом, мають істотну вагу в поліномах другого порядку для відгуків у кластерах **A** і **C** (рис. 5.8) і в поліномі третього порядку для відгуку в кластері **C** (рис. 5.8). У поліномах третього порядку значущими також є середні вектори другого компонента зони факторів **B** (рис. 4.5) – для кластера відгуків **A** (рис. 5.8) і зони факторів **C** (рис. 4.5) – для кластера відгуків **C** (рис. 5.8).

Істотна значущість членів поліномів, які представляють моделі другого й третього порядків, і відповідають третім компонентам процесів енерго- і масообміну в приповерхневому шарі повітря в Північній Атлантиці, проявляється в основному в січні й у березні. В грудні цей факт має місце в рівнянні другого порядку для кластера відгуків **D** (рис. 5.5), де значущим членом виступає середній вектор третього компонента зони факторів **B** (рис. 4.9) з максимальною міжрічною мінливістю (основні навантаження припадають на зональну складову швидкості вітру й поверхневі потоки прихованого тепла). Для відгуків у січні моделі другого порядку для кластерів **A** і **C** (рис. 5.6) і третього порядку для кластерів **B** і **C** (рис. 5.6) після процедури просівання містять у собі репрезентативні вектори зон факторів **D** і **C** (рис. 4.9) відповідно. У березні, до числа діючих факторів, які вносять істотний внесок у нелінійний компонент відгуків, входять: середній вектор в зоні факторів (рис. 4.9) – у поліноми другого й третього порядків для кластера **B** (рис. 5.8); середній вектор в зоні факторів **B** (рис. 4.9) – у поліном третього порядку для кластера **D** (рис. 5.8); середній вектор в зоні факторів **C** (рис. 4.9) - у поліном

другого порядку для кластера **С** (рис. 5.8) і в поліном третього порядку для кластера **В** (рис. 5.8).

Головні компоненти, які відбивають енергетичний стан атмосфери в кластерах *на поверхні 850 гПа*, мають вагому значущість для відгуків, представлених другим компонентом векторів станів, тільки у моделях другого й третього порядків. При цьому у випадках із завчасністю 1 – 2 місяці кількість значущих факторів значно більша, ніж із завчасністю 3 – 4 місяці (для лютого й березня).

Так у *поліномах другого порядку*, у випадку при одномісячній завчасності, на формування репрезентативних векторів у кластерах відгуків **А** і **С** (рис. 5.5) найбільш значущо впливають процеси, які описуються третім головним компонентом, у зонах факторів **В** (представницький вектор у неї має максимальну внутрішньокластерну міжрічну дисперсію і основне навантаження на зональну складову швидкості вітру) і **С** (ця зона має велике середнє значення репрезентативного вектора з основним навантаженням на зональну складову швидкості вітру й геопотенціал) (рис. 4.21) відповідно.

Для січня (завчасність два місяці) ситуація змінюється. Значущими стають середні вектори в зонах першого й другого головних компонент, а саме: у зонах **А** (має велике середнє значення компонента з рівномірно розподіленими навантаженнями) (рис. 4.13) і **Д** (має максимальне за величиною середнє значення компонента з максимальними навантаженнями на відносний вихор швидкості) (рис. 4.17) – для відгуків у кластері **А** (рис. 5.6), у зоні **С** (рис. 4.13) – для відгуків у кластері **В** (рис. 4.13) і в зоні **А** (рис. 4.17) – для відгуків у кластері **Е** (рис. 5.6).

У лютому, із завчасністю три місяці, середній вектор першого компонента векторів станів на поверхні 850 гПа зони факторів **С** (рис. 4.13) (він має мінімальні середні значення й невелику дисперсію компонента, що є свідченням слабкої активності процесів у цій зоні) впливає в поліномах другого порядку на формування значень репрезентативного вектора в кластері відгуків

С (рис. 5.7). У цьому ж місяці внесок у формування значень другого компонента в кластері відгуків **В** (рис. 5.7) у нелінійних моделях першого й другого порядку визначається в основному процесами в зоні факторів **С** (рис. 4.17), якій відповідають максимальні значення середнього вектора й велике вагове навантаження на відносний вихор швидкості.

Подібна ситуація за участю одного значущого фактора в нелінійній частині моделі має місце й у березні: середній вектор зони **В** (рис. 4.13), з максимальними значеннями й основними додатними навантаженнями на температурно-вологісні характеристики і геопотенціал, активно впливає на значення другого головного компонента в кластері відгуків **А** (рис. 5.8).

Найбільш вагомо значущість діючих факторів (у вигляді головних компонентів векторів станів на поверхні 850 гПа) у поліномах третього порядку проявляється із завчасністю 1-2 місяці. Так, для відгуків у грудні процеси, які характеризує другий компонент у зоні факторів **В** (рис. 4.17), вносять істотний вклад у визначення середнього вектора кластера відгуків **А** (рис. 5.5). Аналогічно, вектор першого компонента в зоні факторів **А** (рис. 4.13) визначає у моделях третього порядку середній вектор кластера відгуків **В** (рис. 5.5), а значення першого компонента в зоні факторів **С** (рис. 4.13) і другого компонента в зоні факторів **А** (рис. 4.17) визначають середній вектор кластера відгуків **С** (рис. 5.5). Третій головний компонент у зоні факторів **Д** (рис. 4.21), (район Північноатлантичної течії), який входить до складу значущих членів полінома третього порядку, має максимальне за величиною середнє значення і рівномірно розподілені навантаження на вихідні характеристики (крім геопотенціалу) і визначає середній вектор кластера відгуків **Д** (рис. 5.5).

Для відгуків у січні репрезентативний вектор зони **В** (рис. 4.13) першого головного компонента векторів станів на поверхні 850 гПа у листопаді, який характеризує підвищений енергетичний стан атмосфери, у моделях третього порядку вносить істотний вклад у формування середнього вектора другого компонента в кластерах **В**, **Д**, **Е** (рис. 5.6).

У рівнянні третього порядку для відгуку в кластері **A** (рис. 5.6) велику роль відіграють перший головний компонент стану атмосфери на поверхні 850 гПа у листопаді в однорідній зоні факторів **A** (рис. 4.13) і другий головний компонент – у зоні факторів **D** (рис. 4.17).

На відміну від процесів на поверхні 850 гПа в Північній Атлантиці, процеси на поверхні 700 гПа в моделях третього порядку для відгуків у кластерах другого компонента векторів станів не мають особливої значущості й в основному представлені в поліномах другого порядку.

У *лінійних моделях* при завчасності один місяць (для грудня) у кластерах **A** і **B** (рис. 5.5) істотний внесок у формування значень відгуків вносять репрезентативні вектори першого головного компонента в зонах факторів **C** (з максимальною міжрічною дисперсією) і **B** (з максимальним середнім значенням компонента) (рис. 4.25). Такий же вплив вектор першого головного компонента в зоні **B** (рис. 4.25), який охоплює простір над Гренландією, Гренландським морем і над північню Норвезького моря (Норвезько-Гренландська ЕАО), здійснює при двомісячній завчасності на вектор другого компонента в кластері відгуків **E** (рис. 5.6) і при тримісячній завчасності – у кластері відгуків **A** (рис. 5.7). У полі третього компонента векторів станів на поверхні 700 гПа є тільки один середній вектор значущий у лінійних моделях для відгуків у кластерах **A** і **C** (рис. 5.6). Цей середній вектор відповідає зоні факторів **C** (рис. 4.33). Основне навантаження в ньому припадає на відносний вихор швидкості.

Для відгуку в кластері **A** (рис. 5.5) у нелінійних рівняннях другого й третього порядків на перших місцях за значущістю перебуває вектор другого головного компонента, який відноситься до однорідної зони **B** (рис. 4.29). Ця зона - найбільш масштабна, а процеси, які описуються в ній другим компонентом, в основному, визначають циркуляційні характеристики атмосфери на поверхні 700 гПа.

При такій ж одномісячній завчасності у поліномах другого порядку для

відгуків у кластерах **B** і **C** (рис. 5.5) значущими є вектори третього компонента в зоні факторів **A** (рис. 4.33) і першого компонента в зоні факторів **A** (рис. 4.25). У першій із зазначених зон навантаження припадають на зональну складову швидкості вітру, у другій - на температурно-вологісні характеристики й геопотенціал.

У моделі другого порядку із двомісячною завчасністю для кластера відгуку **D** (рис. 5.6), який займає практично всю Східно-Європейську рівнину, значущими є тільки фактори, які характеризують особливості процесів, що відбиваються на поверхні 700 гПа. Зазначений кластер також має осередки у південній частині території відгуків. Основними діючими факторами у цій моделі є головні компоненти з однорідних зон факторів **B** і **C** (рис. 4.29) з максимальними за величиною середніми значеннями (у зоні **C** основні навантаження припадають на компоненти, які визначають температурно-вологісний режим). У полі третього компонента такою зоною є зона факторів **C** (рис. 4.33) з навантаженням на відносний вихор швидкості.

У моделях другого порядку із тримісячною і чотиримісячною завчасностями кількість кластерів на території відгуків, на які впливає структура енергетичного стану атмосфери на поверхні 700 гПа, збільшується до трьох. Так, у лютому на характеристики процесів, які описуються другим головним компонентом у кластерах відгуків **A**, **B** і **C** (рис. 5.7), великий вплив здійснюють атмосферні процеси над Північною Атлантикою, представлені третім головним компонентом у зонах факторів **C** і **D** (рис. 4.33). Останні розташовані над основними ЕАО. До складу цих однорідних зон також входить і зона факторів другого головного компонента **A** (рис. 4.29), відмінною рисою якої є великі навантаження на циркуляційні характеристики.

В ситуації з весняним місяцем березнем у визначенні кінцевого вигляду рівнянь другого порядку для кластерів відгуків **A**, **B**, **D** (рис. 5.8) беруть участь середні вектори, представлені в зонах третього головного компонента **A**, **B**, **D** (рис. 4.33). Крім цього, для кластера відгуків **D** (рис. 5.8) такими факторами є

репрезентативні вектори в зоні першого головного компонента **C** (рис. 4.25) і в зоні другого головного компонента **C** (рис. 4.29).

Третій головний компонент. Як вказувалось раніше (розділ опису відгуків) третій компонент у середньому описує 15% від загальної дисперсії характеристик процесів взаємодій у приповерхневому шарі повітря. Ця невелика частка свідчить про те, що на формування векторів станів відгуків, процеси, які описуються третім компонентом, мають відносно слабкий вплив. До таких процесів можна віднести ті, які зумовлені місцевими особливостями, наприклад, рельєфом місцевості. У зв'язку із зазначеним, надалі будемо подавати опис впливу кліматоутворювальних факторів Північної Атлантики на відгуки у вигляді векторів третього головного компонента більш стисло, вказуючи в основному тільки ті значущі фактори, які впливають на процеси в більшій частині території відгуків (табл. 6.11 – 6.14).

Серед таких факторів у розглянутих *лінійних моделях* мають є головні компоненти векторів станів у приповерхневому шарі повітря, визначені в таких однорідних зонах Північної Атлантики:

– у зоні факторів першого компонента **B** (рис. 4.1) (море Баффіна) – при всіх завчасностях і векторів відгуків;

– у зоні факторів другого компонента **C** (рис. 4.5) (області Гренландського і Норвезького морів, океанська вода в районі острова Ньюфаундленд, у зоні Португальської течії, центра північного антициклонального кругообігу) – із завчасністю два місяці (вплив на відгуки в кластерах **B, D, E** (рис. 5.10));

– у зоні факторів першого компонента **D** (рис. 4.1) (область зіткнення холодної Лабрадорської й теплої Північноатлантичної течій) – із завчасністю три місяці (вплив на відгуки в кластерах **C, D, E** (рис. 5.11));

– у зоні факторів другого компонента **B** (рис. 4.5) (область моря Баффіна, прибережні води північної і східної частин Гренландії й острів Шпіцберген) – із завчасністю чотири місяці (вплив на відгуки в кластерах **A, C** (рис. 5.12)).

Значущими членами в лінійних поліномах є також параметри стану атмосфери на поверхні 700 гПа. Особливо цей факт проявляється в кінцевих рівняннях моделі для відгуків у січні, лютому й у березні, де головні компоненти, які характеризують енергетичний стан атмосфери на поверхні 700 гПа, мають значну вагу.

У січні до складу лінійних поліномів входять репрезентативні вектори третього компонента в зоні факторів **A** (рис. 4.33) – для відгуків у кластері **B** (рис. 5.10) і в зоні факторів **D** (рис. 4.33) – для відгуків у кластерах **A**, **C**, **D** (рис. 5.10). Репрезентативні вектори зони факторів **D** і зони **B** (рис. 4.33) є також серед значущих членів у поліномі третього порядку для відгуку в кластері **C** (рис. 5.10).

У лінійній моделі в лютому для відгуку в кластері **A** (рис. 5.11) перші місця за значущістю посідають середні вектори в однорідних зонах факторів **A** першого головного компонента (рис. 4.25) і другого головного компонента (рис. 4.29) векторів станів приповерхневого повітря. Основні навантаження в першому головному компоненті припадають на характеристики температурно-вологісного режиму й геопотенціал, а для другого компонента - на циркуляційні характеристики атмосфери.

Крім цього, інтенсивність відносного вихру швидкості в зоні факторів **B** (рис. 4.33) впливає через поліном першого порядку на формування різниці температур і зональної складової швидкості вітру в кластерах відгуків **C** і **D** (рис. 5.11).

У березні лінійні рівняння, які визначають значення характеристик процесів взаємодії підстильної поверхні і прилеглого до неї повітря, описувані третім компонентом у кластерах Східної Європи, містять середні вектори всіх однорідних зон третього компонента поверхні 700 гПа (рис. 4.33). Причому репрезентативні вектори, які відносяться до зон **B** і **C** (рис. 4.33), також містяться в поліномах другого порядку для кластерів відгуків **B** і **D** (рис. 5.12).

В нелінійних моделях вплив процесів взаємодій атмосфери й підстильної

поверхні у Північній Атлантиці на відгуки в кластерах третього компонента визначається, головним чином, репрезентативним вектором першого головного компонента в найбільшій однорідній зоні факторів **A** (рис. 4.1) з максимальним середнім значенням і максимальними навантаженнями на температури повітря на висоті 2 м і підстильної поверхні протягом усього часового інтервалу.

Зонами факторів, які мають трохи меншу вагу в поліномах другого й третього порядку, але також беруть участь у формуванні значень третього компонента відгуків, є:

- для грудня – зона факторів другого компонента **A** (рис. 4.5), з максимальною міжрічною дисперсією й приблизно нульовим значенням середнього вектора, з навантаженнями на потоки прихованого тепла (0,7) і різницю температур (-0,58) (для відгуків у кластерах **A** і **C** (рис. 5.9));

- для січня – зона факторів першого компонента **D** (рис. 4.1) (для відгуків у кластерах **D** і **E** (рис. 5.10), розташованих на заході Чорного і в східній частині Середземного морів) і зона факторів **F** другого компонента (рис. 4.5) з максимальними навантаженнями у векторі станів на різницю температур і зональну складову швидкості вітру, яка представлена осередками в різних частинах Північної Атлантики, у тому числі і на стику Лабрадорської й Північноатлантичної течій, у районах протоки Дейвіса, Північного й Балтійського морів (для відгуків у кластерах **C** і **E** (рис. 5.10));

- для лютого – зона факторів другого компонента **E** (рис. 4.5), з максимальними за величиною значеннями середнього вектора й основним навантаженням на поверхневу температуру води, яка охоплює області Північноатлантичної течії, моря Лабрадор і центральну частину Норвезького моря (для відгуків у кластері **A** (рис. 5.11)). З такою же завчасністю на відгуки в кластерах **A** і **E** (рис. 5.11) впливають циркуляційні умови в зоні третього компонента факторів **A** (рис. 4.9);

- для березня – зона факторів першого компонента **C** (рис. 4.1), з основними навантаженнями на температуру повітря, температуру поверхні

води й різницю температур, яка охоплює систему Північноатлантичної – Норвезької течій і море Лабрадор (Ньюфаундлендська й Норвезько-Гренландська (б) ЕАО) (для відгуків у кластерах **A**, **C**, **E** (рис. 5.12)). Для цього місяця мають місце ще дві зони значущих факторів: зона другого компонента **D** (рис. 4.5), з навантаженнями на різницю температур і потік прихованого тепла, – для відгуків у кластері **A** (рис. 5.12) і зона третього компонента **D** (рис. 4.9), з навантаженнями на зональну складову швидкості вітру, – для відгуків у кластері **A** (рис. 5.12).

У рівняннях другого порядку при завчасності для лютого наявність векторів другого і третього головних компонентів характеристик стану атмосфери на поверхні 700 гПа в зонах факторів **B** (рис. 4.29) і **D** (рис. 4.33), з навантаженнями на циркуляційні характеристики й масову частку водяної пари, відповідно, сприяє підвищенню чутливості моделей для кластерів відгуків **B**, **C** і **D** (рис. 5.11). У поліномі для відгуку в останньому згаданому кластері (**D** (рис. 5.11)) також значущим є репрезентативний вектор однорідної зони факторів **C** (рис. 4.25) першого компонента.

Характеристики, які входять до складу векторів станів атмосфери на *поверхні 850 гПа*, мають значущість серед факторів для відгуків у вигляді середніх векторів третього компонента тільки в поліномах другого й третього порядку. Так з одномісячною завчасністю через поліноми другого порядку на потоки прихованого тепла в кластерах відгуків **A** і **B** (рис. 5.9), і на різницю температур у кластері відгуків **A** (рис. 5.9) активно впливають процеси, пов'язані з деформацією поля геопотенціалу й циркуляційними характеристиками в зоні факторів **A** (рис. 4.21), а також циркуляційними характеристиками в зоні факторів **C** (рис. 4.17). Крім зазначеного для кластера відгуків **B** (рис. 5.9), у рівнянні третього порядку велику значущість має середній вектор зони **D** (рис. 4.21), з приблизно рівномірно розподіленими навантаженнями між вихідними характеристиками (крім геопотенціалу).

В січні, формування характеристик вітру в кластері відгуків **A** (рис. 5.10)

у нелінійній частині моделі істотно залежить від стану атмосфери на поверхні 850 гПа, який описується першим головним компонентом, у зонах факторів **A** і **C** (рис. 4.13). В рівняннях другого й третього порядків для найбільш масштабного кластера **B** (рис. 5.10) у полі третього компонента взаємодій у приповерхневому шарі повітря, найбільш значущими факторами є репрезентативні вектори однорідних зон **B**, **C** (рис. 4.21) і **C** (рис. 4.13). В таких же рівняннях для відгуків у січневих кластерах **D** і **E** (рис. 5.10) мають велику вагу масова частка водяної пари і відносний вихор швидкості в зоні факторів **A** (рис. 4.17).

З тримісячною завчасністю (для лютого) процеси, які характеризуються першим головним компонентом у зоні факторів **C** (рис. 4.13), активно впливають на формування значень середнього вектора кластера відгуків **B** (рис. 5.11) з основними навантаженнями на зональну складову швидкості вітру й температури поверхні й повітря. У цьому місяці створенню умов для взаємодій у приповерхневому шарі повітря в кластерах відгуків **C**, **D**, **E**, сприяють температурно-вологісний режим і значення геопотенціалу в однорідній зоні факторів **B** (рис. 4.13) першого головного компонента.

Для відгуків у березні серед значущих репрезентативних векторів, які відбивають енергетичний стан атмосфери на поверхні 850 гПа і для яких критерій Фішера перевищує критичне значення, можна виділити такі:

- вектор зони факторів **B** (рис. 4.21) третього компонента, який здійснює внесок у рівняння другого порядку для відгуків у кластерах **B**, **D** (рис. 5.12);

- вектори в зонах факторів **C** (рис. 4.17) другого компонента і **A** (рис. 4.21) третього компонента, які беруть участь у нелінійних поліномах для відгуку в кластері **E** (рис. 5.12).

6.1.3 Статистична значущість параметрів моделі із завчасністю 1 – 3 місяці (діючі фактори в грудні)

Степінь впливу процесів взаємодії атмосфери і підстильної поверхні а також енергетичного стану атмосфери на висотах у нижній і середній тропосфері Північної Атлантики в грудні, які описуються першими трьома компонентами, на процеси, що відбиваються головними компонентами в районі відгуків у січні - березні представлена у таблицях 6.15 – 6.24.

Таблиця 6.15

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 1-го головного компонента векторів станів (фактори у грудні, відгуки \hat{y}_i у січні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
1	1gkAs	7	+	7	6		1	2		2	1	1	1
2	1gkBs	6	3	5	5					5	+	+	5
3	1gkCs	1	7	3	2	+					+		
4	1gkDs	2	+	8	4					+	7	+	+
5	2gkAs	8	8	6	1				9	6	9	+	
6	2gkBs	3	+	+	+	+					6	9	+
8	2gkDs	5	9	+		12					+	4	3
9	2gkEs	+	4	+	+	2				+	+	10	
10	3gkAs	+	+	+	3	+			+		+	5	
11	3gkBs	+	5	2	+			7	+		+		
12	3gkCs	+	+		+	+		1	+		+	2	
15	1gkBp85		+							+	+	3	
16	1gkCp85					1				1		8	+
18	2gkBp85							+	1	+	3		2
19	2gkCp85						2		+		5	6	

Продовження табл. 6.15

№ п/п	Фактор	Поліноми				Поліноми				Поліноми			
		першого порядку				другого порядку				третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
20	2gkDp85							3	+	4			
25	1gkAp70					+	8	5	3				
29	2gkBp70						+	+	8	2			
30	2gkCp70				9	3						+	
32	3gkAp70			1		4	5	4					
33	3gkBp70		1	+		5	6	6					
34	3gkCp70		2	4	+	3	+	4	2				
35	3gkDp70					4	+	3	7				

Таблиця 6.16

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 1-го головного компонента векторів станів (фактори у грудні, відгуки \hat{y}_l у лютому)

№ п/п	Фактор	Поліноми				Поліноми				Поліноми			
		першого порядку				другого порядку				третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
1	1gkAs	8	6	5	8	1				1	1	1	1
2	1gkBs	7	3	+	+					8	+	2	5
3	1gkCs	2		2	3	+					9	+	+
4	1gkDs	+	+	+	+	3		1	2	3	2	4	4
5	2gkAs	5	+	+	5		1				5	3	8
7	2gkCs	1	1	6	+	9	+	2	1			6	2
8	2gkDs	+	+	3	4						4	+	+
9	2gkEs	+	+	4	2	+			+	7	+		
10	3gkAs	3	2	+	+	+						+	3
11	3gkBs		+	+	+			6		2	+	9	+
12	3gkCs	+	+	1	+				+		+		
16	1gkCp85	+		+			+		3	+		+	7
20	2gkDp85					2	2			4	6	+	+
27	1gkCp70				1	4			9				
31	2gkDp70						3		+	6	+		
34	3gkCp70							3	6	+	3	+	+

Таблиця 6.17

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 1-го головного компонента векторів станів (фактори у грудні, відгуки \hat{y}_l у березні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
1	1gkAs	7	6	7	7	1		1	1	1	1	1	1
2	1gkBs	5	2	8	6	+		2		+		5	9
3	1gkCs	3	5	6	3	+					6	+	+
4	1gkDs	+	3	3	5					2	+	+	10
5	2gkAs	+	+	4	2		1	+		+	2		+
6	2gkBs	4	+	1	1	+		+	+		4		
7	2gkCs	+	1	5	+	2	+	+	+	4			7
8	2gkDs	+	4	+	8		+			+		2	+
10	3gkAs	2	7	+	4	+	+	7					
11	3gkBs		+						2	8	3	+	4
13	3gkDs	+					+	5				7	3
17	2gkAp85							3	9	9		4	
18	2gkBp85					+		4				3	+
22	3gkAp85							8		3	+		
27	1gkCp70							+	3	+		+	8
28	2gkAp70	1	+			4	5		+				+
29	2gkBp70			2		3	+	+	4	6			
30	2gkCp70	6				6	2	+					
33	3gkBp70							6			+	6	2
35	3gkDp70					5	3	+	6				

Таблиця 6.18

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 2-го головного компонента векторів станів (фактори у грудні, відгуки \hat{y}_l у січні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
1	1gkAs	+	4	7	+	8					1	2	4	6	7	1
2	1gkBs	7	1	3	1	1		+			+	4		+		
3	1gkCs	+	2	8	+	3		+				3		8	+	
4	1gkDs	2	+	2	+	7		8	+			+	5		+	+

Продовження табл.6.18

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
6	2gkBs	+	+	4	3	+		3		+		6	6	+		8
7	2gkCs	1	+	1	+	4	+		7				9		+	
8	2gkDs	4	+	9	5	+		1			+		1	+		+
9	2gkEs	+	6	+	+	9				2	+	+		+	2	+
11	3gkBs	+	3	+	6	+		+		+	+	9		+		
12	3gkCs	6					10						3	2	+	9
14	1gkAp85						7				6			3	+	
15	1gkBp85						+	5	4				10		6	3
16	1gkCp85										5		+	1	8	
19	2gkCp85							+			+	1		9	+	
21	2gkEp85						+			+			2	+		2
22	3gkAp85							7							3	
23	3gkBp85				2			+		7	+					
24	3gkCp85						8				2		8	5		4
25	1gkAp70	+					6		+	3	7				4	
28	2gkAp70			6					2	+	+					
29	2gkBp70						1	6	+			5				+
30	2gkCp70						5	4	1	1			+	+	1	+
31	2gkDp70									5	3	8				5
32	3gkAp70			+	9		+	2	8	+	8		7			
33	3gkBp70		8	+	8		2	9	9	8	+		+			
34	3gkCp70					2	3	+	3	+	+					
35	3gkDp70	3		5			4	+	6	6	9		+			

Таблиця 6.19

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 2-го головного компонента векторів станів (фактори у грудні, відгуки \hat{y}_i у лютому)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку			Поліноми другого порядку			Поліноми третього порядку		
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C
1	1gkAs	5	+	+		1		3	2	1
2	1gkBs	1	6	5	6				+	8

Продовження табл.6.19

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку			Поліноми другого порядку			Поліноми третього порядку		
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C
3	1gkCs	7	7	1			5	9	7	
4	1gkDs	+	3	4		+		1		
5	2gkAs	8	4	2		+	4	5	+	
7	2gkCs	2	+	+	+				9	4
9	2gkEs	3	8	+	+	+	+			
10	3gkAs	+	+			+	+	2	+	+
20	2gkDp85								3	
23	3gkBp85							8	+	3
24	3gkCp85				+		1	+	+	2
26	1gkBp70				2	+	+			
28	2gkAp70				10		7		1	
29	2gkBp70		2		8	8	8			
30	2gkCp70				1		+		+	
31	2gkDp70	6			+	2				6
32	3gkAp70			+		7	3	+		
33	3gkBp70				3		+			
34	3gkCp70				5	3				7
35	3gkDp70		1	3	4	4	2			

Таблиця 6.20

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 2-го головного компонента векторів станів (фактори у грудні, відгуки \hat{y}_i у березні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
1	1gkAs	+	7	+	8					2	1	1	1
2	1gkBs	1	5	1	7	11		6			8		+
4	1gkDs	3	+	5	3		1		+	+	2	+	+
6	2gkBs	5	+	+	4	+	2				3	6	
7	2gkCs	4	+	2	+			7			9		4
8	2gkDs	+	2	3	+					+			7

Продовження табл.6.20

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		y_A	y_B	y_C	y_D	y_A	y_B	y_C	y_D	y_A	y_B	y_C	y_D
9	2gkEs		3	4	5	+		8			+		
10	3gkAs	+	+		2	+		9	7		+	4	
12	3gkCs		+		+	1		+	+	1	+	+	
13	3gkDs	6	+			10		+					3
19	2gkCp85					3	+	4		3			+
23	3gkBp85					9	+					3	+
24	3gkCp85				+		+	3	2	+			
31	2gkDp70						7					2	2
32	3gkAp70					2		1	+	4			
34	3gkCp70				1	4	3		1		5	+	
35	3gkDp70	2	1			6	9	2	3				

Таблиця 6.21

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 3-го головного компонента векторів станів (фактори у грудні, відгуки y_l у січні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		y_A	y_B	y_C	y_D	y_E	y_A	y_B	y_C	y_D	y_E	y_A	y_B	y_C	y_D	y_E
1	1gkAs	7	4	+	+	9				1	1	1	2	4	1	2
2	1gkBs	1	2	3	+	+	+	+		2				+	4	5
4	1gkDs	+	6	1	5	8		3			+	5		+	+	
5	2gkAs	3	3	2	+	6	+	+							9	+
6	2gkBs	2	1	7	1	2	+	+		+	+			+		
7	2gkCs	+	+	+	4	+					7	3	+	+	+	
8	2gkDs	+	+	4	+	+	2	7	+		2	+		2	+	
9	2gkEs	+	+	+	+	+	6				+		3	+	+	
11	3gkBs			+	2	5			+	5	9	+	6		10	
14	1gkAp85					+		2		+	+	4			+	
15	1gkBp85								+		3	+		10	+	
17	2gkAp85							1	+	+	4	4	1		7	7
19	2gkCp85							6	+	3			+		3	4
23	3gkBp85					7	+	+	2	+	8			2		
24	3gkCp85						5		1	8		+		1		+

Продовження табл.6.21

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
26	1gkBp70								+	3		+			3	
27	1gkCp70	5					8	+		2					1	
28	2gkAp70						7		3	7	+			5		
31	2gkDp70						1	5				8		7	8	6
33	3gkBp70				3	1		4	7	11	6		8			
34	3gkCp70						3	9	8		9					
35	3gkDp70					3	10	11	5	10	7	+				

Таблиця 6.22

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 3-го головного компонента векторів станів (фактори у грудні, відгуки \hat{y}_l у лютому)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
1	1gkAs	6	7	+	+	6						4	3	1	4	1
2	1gkBs	4	3	5	6	2		+				+	+	+	8	+
3	1gkCs	5	2	2	3	1			6			9			+	
4	1gkDs	+	1	6	+	9		5		3		2		9	3	4
5	2gkAs	3	4	+	+	7				2			+	+	7	7
6	2gkBs	2	6	+	5	+	9						+	5	+	6
7	2gkCs	+	+	7	2	5				+		+	9	+		+
8	2gkDs	1	+	1	1	4	8		+	+			4			+
10	3gkAs	+	+	+	+	+			+			8	2	+		+
11	3gkBs	+	+	+	+	+	+		+			5	+			3
12	3gkCs		+	+		+						3	+	7	5	
13	3gkDs	+	+			+	6	+						2		
16	1gkCp85				+		7	+	10	+						2
19	2gkCp85						+		2		6			4	6	

Продовження табл.6.22

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
21	2gkEp85							1						3		9
22	3gkAp85						+	1				10	1	8	+	5
25	1gkAp70								3	1	8		8		2	
26	1gkBp70							6	8						1	
29	2gkBp70					8	5		+		3		7			
30	2gkCp70					+	1	2		10	4	1	6			
32	3gkAp70	+					2	10			5			6		
33	3gkBp70							3		4	2				10	
34	3gkCp70				4		3	4	+	9	4					
35	3gkDp70			3	7	3	4	7	11	8	1					

Таблиця 6.23

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 3-го головного компонента векторів станів (фактори у грудні, відгуки \hat{y}_i у березні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
1	1gkAs	+	6	6	8	6	1			1		1	1	1	1	4
2	1gkBs	+	1	3	2	1		4			+	4		5	+	
3	1gkCs	1	5	1	+	+	11		+				5		3	10
4	1gkDs	6	3	5	+	7		9				+		+	4	+
5	2gkAs	+	2	+	+	+	6		1			3		3	6	3
7	2gkCs	2	+	2	3	5	+		+	+			+			+
9	2gkEs		+		5	4			2	+		9	+	4	+	
10	3gkAs	+	+	+	6	3			+	6		+	+			
11	3gkBs	+	+	+	+	+			6	3		+	4		7	
12	3gkCs		+		+		2				1	5		7	2	2

Продовження табл.6.23

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
13	3gkDs	+		+			7			2			2		8	
20	2gkDp85							3	5		4			+		
22	3gkAp85							1	4	10	+	+	3	9		
23	3gkBp85										3	2		8	5	
25	1gkAp70	3		4			+	10	12	8	+					
27	1gkCp70						3		3	4		8	+	2	+	1
29	2gkBp70						9		+		2					9
30	2gkCp70							2	7			+				11
34	3gkCp70					2	5			11	8	+		10		
35	3gkDp70				1		+		9	9	6					

Перший головний компонент відгуків. У кінцевий варіант лінійних моделей для відгуків, представлених першим головним компонентом векторів станів, при завчасностях 1-3 місяця, увійшли репрезентативні вектори однорідних зон у полях компонентів сукупностей вихідних характеристик, які описують стани приповерхневого шару атмосфери і повітря на поверхні 700 гПа (табл. 6.15 – 6.17). Так на всьому розглянутому інтервалі завчасності серед значущих факторів, для яких критерій Фішера істотно більший від критичного, має місце репрезентативний вектор зони факторів С першого компонента (рис. 4.2), розташованої в районі зіткнення теплої течії Ірмінгера та холодної Східно-Гренландської течії (з огляду на специфічність умов глибокої конвекції, наслідком якої є формування холодних розпріснених проміжних від цієї області (моря Ірмінгера й моря Лабрадор) приділяється особлива увага [196-223]). Основні навантаження у векторі цього головного компонента припадають на температуру води, різницю температур і поверхневі потоки прихованого тепла. Крім того йому відповідає максимальна міжрічна дисперсія,

а зазначена зона перебуває в оточенні осередків інших кластерів, що свідчить про істотну різноманітність й інтенсивність процесів взаємодій поверхні і приповерхневого шару повітря в цьому районі. Середній вектор першого головного компонента в зоні **C** (рис. 4.2) входить до складу лінійних моделей для відгуків, які відповідають кластерам **A, C, D** (рис. 5.2, 5.3) у варіанті з одномісячною і двомісячною завчасностями, і кластерам **A, D** (рис. 5.4) у варіанті із тримісячною завчасністю. В найбільшому великому кластері **A** (рис. 5.2), який охоплює Східно-Європейську рівнину, у січні, серед значущих для відгуку факторів виступають процеси в приповерхневому шарі повітря, які характеризуються першим головним компонентом зони **D** (рис. 4.2) і другим компонентом у зоні **B** (рис. 4.6). У зоні **D** (рис. 4.2) навантаження в першому компоненті припадають на температури і різницю температур. Основні осередки зони **B** (рис. 4.6) розташовані таким чином: у центрі циклонального кругообігу, схематично утвореного Північноатлантичною течією, течією Ірмінгера та Лабрадорською течією; північніше від Шпіцбергена; у районі розгалуження Північноатлантичної течії і далі у районі Португальської й Канарської течій. Визначальні процеси в цьому кластері описуються такими вихідними характеристиками як різниця температур повітря – вода й зональна складова швидкості вітру. В цьому ж місяці для лінійних рівнянь у кластері відгуків **C** (рис. 5.2) (Каспійське море) значущими є середні вектори третього компонента в зоні факторів **B** (рис. 4.10), з ваговими навантаженнями на зональну складову швидкості вітру і різницю температур, і третього компонента векторів станів повітря на поверхні 700 гПа в зоні факторів **A** (рис. 4.34) з навантаженнями на циркуляційні характеристики.

На значення температур поверхні і повітря, а також на зональну складову швидкості вітру в південному кластері відгуків **D** (рис. 5.2), крім процесів у зоні факторів **C** (рис. 4.2), активно впливають процеси взаємодій у приповерхневому шарі повітря в зоні **A** другого головного компонента (рис. 4.6), з навантаженнями на різницю температур і зональну складову

швидкості вітру, і в зоні третього головного компонента **A** (рис. 4.10), з навантаженнями на потоки прихованого тепла і зональну складову швидкості вітру.

Останній нерозглянутий у лінійних моделях при одномісячній завчасності в полі першого компонента векторів станів приповерхневого шару повітря кластер відгуків **B** (рис. 5.2), який займає більшу частину України, Кавказ і північ Іранського нагір'я, в основному перебуває під впливом процесів, що визначають енергетичний стан повітря на поверхні 700 гПа в зонах факторів третього компонента **B** і **C** (рис. 4.34). Зона **C** (рис. 4.34) охоплює простір над Гренландським і Норвезьким морями (Норвезько-Гренландською ЕАО), а відповідний їй середній вектор присутній серед членів, які визначають більшу частину дисперсії відгуків, у моделях другого порядку для кластерів **A** і **D** (рис. 5.2).

При завчасності у два місяці в лінійних моделях для відгуків кластерів **A**, **B** (рис. 5.3) на перших місцях за значущістю розташовуються репрезентативний вектор другого головного компонента в зоні факторів **C** (рис. 4.6) (основні вагові коефіцієнти в ньому припадають на різницю температур і зональну складову швидкість вітру.), який територіально представляє південь і схід Гренландії, включаючи прибережні води, і вектор третього компонента в зоні **A** (рис. 4.10). Зазначений фактор (представницький вектор другого головного компонента в зоні факторів **C** (рис. 4.6)) є також значущим у нелінійній частині рівнянь для відгуків у кластерах **C**, **D** (рис. 5.3), а вектор в зоні третього головного компонента **A** (рис. 4.10) – у поліномі третього порядку для відгуку в кластері **D** (рис. 5.3).

Процеси взаємодій у приповерхневому шарі повітря в кластері відгуків **C** (рис. 5.3) у лінійному поліномі багато в чому залежать від аналогічних процесів, які описуються другим компонентом у зоні факторів **D** (рис. 4.6) (він характеризується максимальним за величиною середнім значенням і навантаженнями на температуру поверхні й поверхневі потоки прихованого

тепла) і третім компонентом – у зоні факторів **С** (рис. 4.10) (він характеризується максимальним середнім значенням і навантаженнями на поверхневі потоки прихованого тепла й різницю температур). У південній половині території відгуків крім кластера **С** (рис. 5.3) присутній ще один кластер – кластер **D** (рис. 5.3), у кінцевій моделі для якого, серед лінійних членів найбільш вагомими (відповідно до значення критерію Фішера) є репрезентативні вектори зони **С** (рис. 4.26) першого головного компонента стану атмосфери на поверхні 700 гПа (з максимальною дисперсією та з навантаженнями на геопотенціал і циркуляційні характеристики) і зони **E** (рис. 4.6) у полі другого головного компонента процесів взаємодій у приповерхневому шарі повітря.

У березні для кластера відгуків **A** (рис. 5.4) першого компонента векторів станів вихідних характеристик, який займає північний схід території Східної Європи, додатково до вищевказаного репрезентативного вектора в зоні **С** (рис. 4.2), визначуваними у поліномах першого порядку є середні вектори зони **A** (рис. 4.30) другого компонента стану атмосфери на поверхні 700 гПа, у якому максимальні навантаження припадають на температурно-вологісні характеристики і відносний вихор швидкості, і однойменної зони (**A**, рис. 4.10) третього компонента стану приповерхневого шару повітря. У кластерах **B** і **C** (рис. 5.4), до складу яких входить територія України, у лінійній частині рівнянь велику вагу має репрезентативний вектор першого компонента зони факторів **D** (рис. 4.2), значущість якого простежується і в поліномі третього порядку для відгуку в кластері **A** (рис. 5.4).

Серед факторів, які визначають процеси взаємодії в приповерхневому шарі повітря в кластері відгуків **B** (рис. 5.4), є процеси в Північній Атлантиці, які описуються другим компонентом у зоні факторів **С** (рис. 4.6) і першим компонентом у зоні факторів **B** (рис. 4.2), основні навантаження в ній припадають на температуру повітря, різницю температур і зональну складову швидкості вітру. Зона факторів **B** (рис. 4.2) охоплює простір над системою

Гольфстрім – Північноатлантична – Норвезька течії і морем Лабрадор, а репрезентативний вектор, що їй відповідає, має істотну вагу, у тому числі, і в поліномах другого й третього порядків в однойменних кластерах відгуків під літерою **C** (рис. 5.3, 5.4), які розташовуються в акваторіях Чорного, Каспійського морів і східної частини Середземного моря.

Потрібно відзначити, що представницький вектор другого компонента в зоні **C** (рис. 4.6), є і в поліномі другого порядку, але вже для кластера відгуків **A** (рис. 5.4). Процеси в зоні факторів **B** (рис. 4.6) другого компонента, представлені такими характеристиками як різниця температур і зональна складова швидкості вітру (на них припадають максимальні навантаження), в основному, визначають дисперсію в лінійних моделях у кластерах відгуків **C** і **D** (рис. 5.4). До числа значущих членів лінійної моделі для відгуку в кластері **C** (рис. 5.4) входить середній вектор зони факторів **B** (рис. 4.30) у полі другого головного компонента стану атмосфери на поверхні 700 гПа, який має основні вагові коефіцієнти при температурі повітря й циркуляційних характеристиках. Він (середній вектор зони **B** (рис. 4.30)) є і серед значущих факторів у поліномі другого порядку в кластері відгуку **A** (рис. 5.4).

Другий компонент векторів станів приповерхневого шару повітря в зоні факторів **A** (рис. 4.6), так само як і для відгуку в кластері **D** (рис. 5.2) (у січні), має велику значущість у лінійному поліномі в кластері відгуку **D** (рис. 5.4) і в нелінійних поліномах у кластері відгуку **B** (рис. 5.4) (у березні).

У *нелінійних моделях* при завчасностях 1–3 місяці з максимальним значенням критерію Фішера першочергове місце займає репрезентативний вектор зони факторів **A** (рис. 4.2) першого компонента векторів станів приповерхневого шару повітря, а саме, у моделях третього порядку у всіх кластерах відгуків і в моделях другого порядку: у січні – в кластерах відгуків **B, C** (рис. 5.2); у лютому – в кластері відгуку **A** (рис. 5.3); у березні – в кластерах відгуків **A, C, D** (рис. 5.4). Ця зона факторів (**A** (рис. 4.2)) відповідає східній акваторії моря Баффіна, південно-західній і північно-східній частинам

Гренландії, Гренландському морю і далі водному простору північніше острова від Шпіцберген. Середнє значення репрезентативного вектора зони факторів **A** (рис. 4.2) є максимальним, а вагові навантаження приблизно рівномірно розподілені між вихідними характеристиками (за винятком характеристики вітру (0)).

При одномісячній завчасності (для відгуків у січні), крім зазначеного фактора, серед значущих членів у нелінійних поліномах, які мають відношення до процесів у приповерхневому шарі повітря в Північній Атлантиці, є такі репрезентативні вектори:

- вектор у зоні другого компонента **E** (рис. 4.6), з максимальним навантаженням на зональну складову швидкості вітру - у поліномі другого порядку для кластера відгуків **A** (рис. 5.3);

- вектор у зоні другого компонента **D** (рис. 4.6) - у поліномі третього порядку для кластера відгуків **D** (рис. 5.3);

- вектор у зоні третього компонента **C** (рис. 4.10) - у поліномах другого й третього порядків для кластера відгуків **C** (рис. 5.3).

Інші члени в нелінійних поліномах для відгуків у січні представлені нижчепереліченими компонентами векторів станів атмосфери на поверхнях 850 гПа і 700 гПа. На поверхні 850 гПа їм відповідають:

- перший компонент у зоні факторів **B** (рис. 4.14) з максимальним середнім значенням і основними навантаженнями на температурно-вологісні характеристики і геопотенціал - у поліномі третього порядку для відгуку в кластері **C** (рис. 5.2);

- перший компонент у зоні факторів **C** (рис. 4.14) з основними навантаженнями на характеристику вологості, геопотенціал і відносний вихор швидкості - у поліномах другого й третього порядків для відгуку в кластері **A** (рис. 5.2);

- другий компонент у зоні факторів **B** (рис. 4.18) з максимальним середнім значенням, великою міжрічною мінливістю і з основними

навантаженнями на циркуляційні характеристики – у поліномі другого порядку для відгуків у кластері **D** (рис. 5.2) і в поліномах другого і третього порядків для відгуків у кластерах **B, D** (рис. 5.2);

- другий компонент у зоні факторів **C** (рис. 4.18) з максимальною дисперсією і з основними навантаженнями на циркуляційні характеристики - у поліномі другого порядку для відгуку в кластері **B** (рис. 5.2);

- другий компонент у зоні факторів **D** (рис. 4.18) з мінімальним середнім значенням (0,9), великою дисперсією і з основними навантаженнями на циркуляційні характеристики та геопотенціал - у поліномі другого порядку для відгуку в кластері **D** (рис. 5.2).

І на поверхні 700 гПа:

- перший компонент у найбільш масштабній зоні факторів **A** (рис. 4.26) з навантаженнями на температурно-вологісні характеристики, геопотенціал і трохи менше на відносний вихор швидкості - у поліномі третього порядку для відгуку в кластері **A** (рис. 5.2);

- другі компоненти в зонах факторів **C** і **B** (рис. 4.30) - у поліномі другого і третього порядків, відповідно, для відгуку в кластері **B** (рис. 5.2). Репрезентативний вектор у зоні факторів **C** (рис. 4.30) має максимальне середнє значення, максимальну міжрічну дисперсію та навантаження на циркуляційні характеристики, а в зоні **B** (рис. 4.30) - додатково ще й навантаження на температуру повітря;

- третій компонент у зоні факторів **D** (рис. 4.34) з максимальним середнім значенням і з навантаженнями на циркуляційні характеристики - у поліномі другого порядку для відгуку в кластері **C** (рис. 5.2).

Крім зазначеного вище діючого фактора в зоні **A** (рис. 4.2) серед значущих факторів має місце середній вектор зони **D** (рис. 4.2) першого компонента, який визначає вигляд нелінійних рівнянь для більшості відгуків у *лютому*, а саме: вигляд рівнянь другого порядку – у кластерах відгуків **A, C, D** (рис. 5.3); вигляд рівнянь третього порядку – у кластерах відгуків **A, B**

(рис. 5.3). У цьому ж місяці (у лютому) в кінцевому вигляді нелінійних поліномів у кластерах відгуків **A**, **B** (рис. 5.3) мають місце такі репрезентативні вектори однорідних зон у Північній Атлантиці:

- вектор другого компонента стану атмосфери на поверхні 850 гПа, який відповідає зоні факторів **D** (рис. 4.18) і має основні навантаження на циркуляційні характеристики та геопотенціал (у поліномах другого порядку в кластерах відгуків **A**, **B**);

- вектор другого компонента стану атмосфери на поверхні 700 гПа, який відповідає зоні факторів **D** (рис. 4.30) і має основні навантаження на масову частку водяної пари і зональну складову швидкості вітру (у поліномі другого порядку в кластері відгуків **B**);

- вектор другого компонента процесів взаємодії в приповерхневому шарі повітря, який відповідає зоні факторів **A** (рис. 4.6) (у поліномі другого порядку для відгуків у кластері **B** і в поліномі третього порядку в кластері відгуків **C**);

- вектор третього компонента процесів взаємодії в приповерхневому шарі повітря, який відповідає зоні факторів **B** (рис. 4.10) (у поліномі третього порядку в кластері відгуків **A**);

- вектор третього компонента стану атмосфери на поверхні 700 гПа, який відповідає зоні факторів **C** (рис. 4.34) (у поліномі третього порядку в кластері відгуків **B**).

У нелінійних моделях у весняному місяці березні незазначені вище значущі фактори розподілені таким чином:

- у кластері відгуків **B** (рис. 5.4): у моделі другого порядку значущими є другий компонент у зоні факторів **C** (рис. 4.30) і третій компонент у зоні факторів **D** (рис. 4.34) на поверхні 700 гПа; у моделі третього порядку – третій компонент процесів взаємодій у приповерхневому шарі повітря в зоні факторів **B** (рис. 4.10) (характеристики цих зон зазначені вище);

- у кластері відгуків **C** (рис. 5.4): у моделі другого порядку значущими є другий компонент у зоні факторів **A** (рис. 4.18) поверхні 850 гПа з

навантаженнями на температурно-вологісні характеристики та на вихор швидкості; у моделі третього порядку – другий компонент векторів станів приповерхневого шару повітря в зоні факторів **D** (рис. 4.6) і другий компонент у зоні факторів **B** (рис. 4.34) на поверхні 850 гПа;

– у кластері відгуків **D** (рис. 5.4): у моделі другого порядку значущими є третій компонент процесів взаємодій у приповерхневому шарі повітря в зоні факторів **B** (рис. 4.10) і перший компонент у зоні факторів **C** (рис. 4.26) на поверхні 700 гПа; у моделі третього порядку – третій компонент процесів взаємодій у приповерхневому шарі повітря в зоні факторів **B** (рис. 4.10) і третій компонент у зоні факторів **B** (рис. 4.34) на поверхні 700 гПа.

Другий головний компонент відгуків. У грудні зв'язок стану атмосфери над Північною Атлантикою із другим головним компонентом процесів взаємодій у приповерхневому шарі повітря в Східній Європі в лінійних моделях при завчасностях 1 – 3 місяці реалізується за допомогою головних компонентів векторів станів вихідних характеристик у приповерхневому шарі повітря та на поверхні 700 гПа (табл. 6.18 – 6.20).

Середній вектор третього головного компонента енергетичного стану атмосфери на поверхні 850 гПа в зоні факторів **B** (рис. 4.22), який охоплює простір над центральною й західною частинами акваторії Північної Атлантики, є значущим для найбільшого кластера відгуків **D** (рис. 5.6) лише при завчасності в один місяць. Основні навантаження в цьому векторі припадають на геопотенціал і зональну складову швидкості вітру. Вплив процесів у зоні факторів **B** (рис. 4.22) поширюється й на однойменні кластери відгуків **C** (рис. 5.7, 5.8) з завчасностями 2 – 3 місяці, але вже в поліномах третього порядку.

На всьому часовому інтервалі для більшої частини території відгуків (у січні – для кластерів **B**, **C**, **D**, **E** (рис. 5.6), у лютому – для кластера **A** (рис. 5.7), у березні – для кластерів **A**, **C** (рис. 5.8)) у *лінійні моделі* з більшою вагою входить репрезентативний вектор першого головного компонента станів

приповерхневого шару повітря однорідної зони факторів **В** (рис. 4.2), який включає в себе систему теплих течій Гольфстрім – Норвезьке і море Лабрадор.

На такому ж часовому інтервалі серед значущих факторів мають місце середні вектори однорідних зон першого компонента – **D** (рис. 4.2) і другого компонента – **С** (рис. 4.6). Цим векторам відповідають більші значення критерію Фішера в лінійних моделях для кластерів другого компонента відгуків **А, С** (рис. 5.6), **В** (рис. 5.7), **А, D** (рис. 5.8) і **А, С** (рис. 5.6), **А** (рис. 5.7), **С** (рис. 5.8) відповідно. Крім цього, середній вектор зони першого компонента **D** (рис. 4.2) дає істотний внесок у дисперсію відгуків у кластерах другого головного компонента, а саме: у поліномах другого й третього порядків із завчасністю три місяці - для кластера **В** (рис. 5.8), у поліномі третього порядку із завчасністю два місяці - для кластера **А** (рис. 5.8).

Зона **С** (рис. 4.2) першого компонента векторів станів приповерхневого шару повітря з максимальною міжрічною мінливістю при завчасності в один місяць має значущість у моделях першого порядку для кластерів відгуків **В, Е** (рис. 5.6) і третього порядку для кластера відгуків **А** (рис. 5.6). При завчасності у два місяці її вплив на розглянуту територію відгуків слабшає й простежується тільки в лінійному поліномі для кластера відгуків **С** (рис. 5.7), осередки якого розташовуються в районах Сирійської пустелі, півдня Каспію й заходу Іранського нагір'я. Репрезентативний вектор однорідної зони факторів **В** (рис. 4.6) другого головного компонента, значення якого визначаються в основному різницею температур і зональною складовою швидкості вітру, вносить значущий вклад у дисперсію відгуків із завчасністю 1 – 2 місяці, а саме:

- із завчасністю один місяць у поліномі першого порядку для масштабного кластера **D** (рис. 5.6) і в поліномі другого порядку - для кластера **В** (рис. 5.6). Ці два кластери відгуків повністю включають в себе територію України та більшу частину акваторії Чорного моря;

- із завчасністю три місяці в поліномах другого й третього порядків для

кластера **B** (рис. 5.8).

Серед кластерів другого головного компонента в Північній Атлантиці виділяється зона діючих факторів **D** (рис. 4.6) з максимальним за величиною значенням середнього вектора і мінімальною його мінливістю. Процеси, які залежать в основному від значень температури води, потоків прихованого тепла і дещо менше від різниці температур у цій зоні, відбиваються із тримісячною завчасністю в лінійних моделях на процесах взаємодій у приповерхневому шарі повітря в суміжних кластерах відгуків **B, C** (рис. 5.8) і в нелінійних моделях при завчасності один місяць – для кластера відгуків **B** (рис. 5.6).

У лінійних рівняннях для відгуків у північних кластерах **A** (рис. 5.7) і **B** (рис. 5.8) (у лютому і у березні) має місце репрезентативний вектор зони **E** (рис. 4.6) другого компонента з невеликим від'ємним середнім значенням і з додатним навантаженням на зональну складову швидкість вітру. Це співвідношення знаків при середньому значенні і навантаженні свідчить про перевагу процесів, що описуються другим компонентом у зоні **E** (рис. 4.6), які сприяють установленню східного напрямку вітру. При одномісячній завчасності цей вектор є значущим тільки в нелінійних поліномах для кластера відгуків **D** (рис. 5.6). Максимальна міжрічна дисперсія середнього вектора зони факторів **A** (рис. 4.6), яка забезпечується мінливістю значень різниці температур і складової швидкості вітру, при завчасності у два місяці дає значущий внесок у дисперсію відгуку в поліномі першого порядку для південного кластера **C** (рис. 5.7). Інші значущі члени в лінійних моделях, пов'язані з головними компонентами, які характеризують процеси взаємодії в приповерхневому шарі повітря, представлені векторами третіх компонентів в однорідній зоні **B** (рис. 4.10) для відгуку в однойменному кластері (рис. 5.6) і в зоні **A** (рис. 4.10) - для відгуку в кластері **D** (рис. 5.8). Осередки кластера **D** (рис. 5.8) розташовані на заході Чорного моря, сході Середземного і півдні Каспійського морів. Середній вектор у зоні **A** (рис. 4.10) другого компонента так само має місце в поліномі третього порядку для відгуку в кластері **C**

(рис. 5.7) при двомісячній завчасності.

Нелінійні моделі. У моделях третього порядку, тим який визначає значення у всіх кластерах відгуків (рис. 5.6 – 5.8) при завчасностях 2 – 3 місяці та для кластерів відгуків **A**, **E** (рис. 5.6) при завчасності один місяць, є представницький вектор першого головного компонента в зоні факторів **A** (рис. 4.2) з максимальним середнім значенням, малою мінливістю і рівномірно розподіленими серед вихідних характеристик навантаженнями (крім зональної складової швидкості вітру). Таку ж значущість має вектор першого головного компонента в зоні факторів **A** (рис. 4.2) у моделях другого порядку для кластерів **E** (рис. 5.6) і **B** (рис. 5.7) відгуків. Поліпшенню чутливості моделей при завчасності один місяць – у кластерах відгуків **B**, **C** (рис. 5.6) і при завчасності три місяці – у кластері відгуків **A** (рис. 5.8) сприяє репрезентативний вектор зони факторів **C** (рис. 4.10) третього компонента векторів станів приповерхневого шару повітря. Він є значущим членом у нелінійних поліномах і має максимальне середньо значення і основні навантаження на різницю температур і потоки прихованого тепла.

Поверхня 850 гПа. Найбільш широко вплив процесів, які описуються першими головними компонентами стану атмосфери на поверхні 850 гПа, на кластери відгуків другого головного компонента станів характеристик атмосфери в приповерхневому шарі, представлений в поліномах третього порядку. В поліномах другого порядку протягом усього часового інтервалу для відгуків значущим є тільки середній вектор третього компонента зони факторів **C** (рис. 4.22), а саме: у січні – для кластера відгуків **E** (рис. 5.6), у лютому – для кластера відгуків **C** (рис. 5.7) (у тому числі й у поліномі третього порядку), у березні – для кластерів відгуків **C**, **D** (рис. 5.8). Об'єднуючим для всіх цих кластерів є те, що їх осередки, відносно невеликих масштабів, розташовуються, в основному, у південній половині території відгуків. Відмітною рисою вектора факторів у зоні **C** (рис. 4.22) є максимальна дисперсія, яка забезпечується міжрічною мінливістю зональної складової швидкості вітру (переважно східних

напрямоків).

У січні для кластера відгуків **В** (рис. 5.6), який має витягнуту форму й простягається від Чорного моря через південь України на Кумо-Маничську западину, а також для осередків кластера відгуків **Е** (рис. 5.6), які межують з ним, у поліномах третього порядку, крім діючих факторів які представлені другим головним компонентом процесів взаємодії атмосфери та підстильної поверхні, як значущий входить середній вектор другого компонента в зоні факторів **Е** (рис. 4.18), з максимальними навантаженнями на температурно-вологісні характеристики.

При одномісячній завчасності в кластері відгуків **С** (рис. 5.6) мінливість температури повітря, температури підстильної поверхні і зональної складової швидкості вітру багато в чому визначають варіації полів геопотенціалу, відносного вихору швидкості і масової частки водяної пари в однойменній зоні факторів (рис. 4.14) з мінімальним середнім значенням першого компонента.

У найбільшому кластері відгуків **А** (рис. 5.8) (який включає територію України) серед членів нелінійних поліномів для другого головного компонента станів приповерхневого шару атмосфери має місце представницький вектор другого компонента в зоні факторів **С** (рис. 4.18). Цьому значущому фактору з максимальною дисперсією відповідають основні навантаження на циркуляційні характеристики, які в поліномі другого порядку при одномісячній завчасності також впливають на значення репрезентативного вектора в кластері відгуків **А** (рис. 5.6). Зазначена зона (зона факторів **С** (рис. 4.18)) має осередки над півднем Гренландії, над морем Баффіна і невеликий осередок на схід від Ньюфаундлендської банки.

Перший головний компонент векторів станів у зонах факторів **А** і **В** (рис. 4.14), які охоплюють простір над більшою частиною території Північної Атлантики, входить до числа тих, що визначають дисперсію відгуків у моделях третього порядку для кластерів відгуків **С** і **Е** (рис. 5.6). Репрезентативні вектори зон факторів **А** і **В** (рис. 4.14), незважаючи на максимальні середні

значення і відносно незначні відхилення у розподілі навантажень на вихідні характеристики (які є свідченням процесів високої інтенсивності), розташовуються за критерієм значущості в моделі тільки на третьому місці. Таку ж значущість у січні для кластера відгуків **D** (рис. 5.6) (який включає територію України) має середній вектор третього компонента в зоні факторів **A** (рис. 4.22), з великим ваговим коефіцієнтом при зональній складовій швидкості вітру.

Поверхня 700 гПа. На поверхні 700 гПа в лінійних поліномах для кластерів відгуків другого компонента основне навантаження припадає на третій головний компонент. Винятком є середній вектор другого компонента зони факторів **B** (рис. 4.30). Процеси в цій зоні характеризуються переважним східним напрямком вітру, циклональною циркуляцією і підвищеними значеннями температури повітря. Вони впливають на формування другого компонента в кластері відгуків **B** (рис. 5.7) при завчасності в два місяці.

Третій головний компонент масштабної західної зони факторів **D** (рис. 4.34) характеризує енергетику циркуляційних процесів на поверхні 700 гПа (їй відповідає максимальне середнє значення). Вона є істотним фактором, який впливає на відгуки в усі розглянуті місяці. У поліномах першого порядку такий вплив має місце для кластерів відгуків **A** (рис. 5.6), **B**, **C** (рис. 5.7), **A**, **B** (рис. 5.8), а в поліномах другого порядку – для кластерів відгуків **C** (рис. 5.7) **C**, **D** (рис. 5.8).

У лінійних моделях репрезентативний вектор третього компонента зони **C** (рис. 4.34) на поверхні 700 гПа з максимальною міжрічною дисперсією, зумовленою мінливістю зональної складової швидкості вітру, має значущість тільки для відгуків у кластері **E** (рис. 5.6) при завчасності один місяць, і в кластері **D** (рис. 5.8) при упередженні три місяці. У моделі другого порядку представлений вектор третього компонента (вектор зони **C** (рис. 4.34)) формує значення другого компонента векторів станів у кластерах відгуків **A**, **C** (рис. 5.6), **B** (рис. 5.7) і **B**, **D** (рис. 5.8).

Компоненти векторів станів характеристик на поверхні 700 гПа є найбільш представницькими в поліномах другого порядку. Так, із завчасністю один місяць для відгуків у суміжних кластерах **C**, **D** (рис. 5.6) найбільш значущим є вектор другого головного компонента однорідної зони факторів **C** (рис. 4.30). Це властиво і для моделі третього порядку. Ця зона процесів великої інтенсивності відповідає шторм-треку переміщення циклонічних утворень і розташовується над системою течії Ірмінгера – Західно-Гренландська. При завчасності у два місяці вектор другого компонента в зоні факторів **C** (рис. 4.30) у сукупності з векторами першого компонента і третього компонента в зонах факторів **B** (рис. 4.26, 4.34) відіграє визначальну роль у поліномі другого порядку для кластера відгуків **A** (рис. 5.7), який за масштабом і розташуванням ідентичний відповідним кластерам відгуків **C** і **D** (рис. 5.6). Зона факторів **B** (рис. 4.26) характеризується максимальним середнім значенням представницького вектора, а процеси в ній, що описуються першим головним компонентом станів характеристик, сприяють збільшенню значень температури повітря, масової частки водяної пари і геопотенціалу.

У моделях другого порядку для кластерів відгуків **B** (рис. 5.6) у січні і **C** (рис. 5.7) у лютому, а також для кластерів відгуків **A**, **C** (рис. 5.8) у березні, значущим є репрезентативний вектор третього компонента зони факторів **A** (рис. 4.34) у грудні. Стан атмосфери в цій зоні третього головного компонента залежить, в основному, від інтенсивності відносного вихору швидкості (циклональної циркуляції) і від варіацій зональної складової швидкості вітру (переважають східні напрямки). Для відгуків у кластерах **E** (рис. 5.6) з одномісячною завчасністю і **B** (рис. 5.7) із двомісячною завчасністю в поліномах другого порядку велику вагу має вектор другого компонента в зоні факторів **D** (рис. 4.30). Осередки цих кластерів відгуків у більшості розташовані в південній половині розглянутої території. Великі значення дисперсії і самого компонента в зоні факторів **D** (рис. 4.30) визначаються значеннями вологості й складової швидкості вітру, мінливість яких тісно пов'язана з дисперсією

відгуків у поліномах третього порядку для кластерів **C** і **D** (рис. 5.8) у березні.

У рівнянні другого порядку для кластера відгуків **A** (рис. 5.6) найбільший внесок у дисперсію відгуку вносять репрезентативні вектори однорідних однойменних зон **B** у полі другого компонента (рис. 4.30) і в полі третього компонента (рис. 4.34) на поверхні 700 гПа. Кластер відгуків **A** (рис. 5.6) розташовується осередками в акваторіях Середземного і Чорного морів, а також на території, яка примикає до Баренцева моря. Величина і мінливість значень третього компонента в зоні **B** факторів (рис. 4.34), в основному, залежить від варіацій зональної складової швидкості вітру.

У моделях другого порядку для кластера відгуків **C** (рис. 5.6) у січні і третього порядку для кластера відгуків **B** (рис. 5.7) у лютому максимальне значення критерію Фішера має репрезентативний вектор зони факторів **A** (рис. 4.30) з великими навантаженнями на масову частку водяної пари та відносний вихор швидкості (і трохи меншу - на температуру повітря).

Третій головний компонент відгуків. Вплив процесів, які визначають стан повітря в нижній і середній тропосфері в Північній Атлантиці в грудні, на третій головний компонент векторів характеристик стану атмосфери в приповерхневому шарі в Східній Європі при завчасностях 1 – 3 місяці, у лінійних поліномах представлено компонентами аналогічних векторів у приповерхневому шарі повітря і на поверхні 700 гПа (табл. 6.21 – 6.23). До факторів, які чинять такий вплив на відгуки в більшій частині території Східної Європи (включаючи Україну), а саме в кластерах третього компонента **A**, **B**, **C** (рис. 5.10), **B**, **E** (рис. 5.11), **B**, **C**, **D**, **E** (рис. 5.12), протягом періоду 1 – 3 місяці, відноситься репрезентативний вектор першого компонента в зоні **B** (рис. 4.2). Цей вектор є значущим у поліномі другого порядку і для кластера відгуків **B** (рис. 5.10). Наступним фактором з великим значенням критерію Фішера в поліномах першого порядку для кластерів відгуків **C** (рис. 5.10), **B** (рис. 5.11), **B** (рис. 5.12) є вектор першого компонента в зоні факторів **D** (рис. 4.2). Він також має вагу в рівнянні другого порядку для відгуків у масштабному кластері **B**

(рис. 5.10) при одномісячній завчасності; у рівняннях третього порядку для кластера **A** (рис. 5.11), другого і третього порядків для кластера **D** (рис. 5.11) при завчасності у два місяці. Велика міжрічна дисперсія вектора третього компонента в кластері відгуків **D** (рис. 5.11) забезпечується мінливістю зональної складової швидкості вітру, а в кластері відгуків **B** (рис. 5.10) – мінливістю поверхневих потоків прихованого тепла. Для відгуків у лютому і березні (**B, C, D, E** (рис. 5.11) і **A, C** (рис. 5.12)) серед значущих факторів, які відбивають перший компонент векторів стану в приповерхневому шарі, виділяється середній вектор зони факторів **C** (рис. 4.2), розташованої поблизу південно-східного краю Гренландії в районі зіткнення теплої течії Ірмінгера і холодної Східно-Гренландської течії. Зазначений середній вектор має максимальну дисперсію і навантаження на температуру води, різницю температур і потоки прихованого тепла. Подібна за розташуванням, зоні першого компонента **C** (рис. 4.2) однойменна зона (рис. 4.6) з великим середнім значенням другого компонента і з навантаженнями на різницю температур і зональну складову швидкості вітру, представлена в поліномах першого порядку тільки для кластера відгуків **D** (рис. 5.11) і для кластерів відгуків **A, C, D** (рис. 5.12) у лютому та у березні. При завчасності один місяць, процеси в ній мають значущість тільки в поліномах третього порядку для кластера відгуків **B** (рис. 5.10).

Міжрічні варіації різниці температур і зональної складової швидкості вітру, які визначають велику дисперсію другого компонента процесів взаємодії атмосфери та океану в Північній Атлантиці в зоні **A** (рис. 4.6), впливають через поліноми першого порядку на значення репрезентативних векторів у кластерах третього компонента **A, B, C** (рис. 5.10), **A** (рис. 5.11) і **B** (рис. 5.12), а також через нелінійні поліноми – у кластерах **D** (рис. 5.11) і **A, C, E** (рис. 5.12) у районі розташування відгуків при завчасностях 2 – 3 місяці.

Ще одна зона, якій властиві відносно великі за величиною середнє значення і дисперсія другого компонента, з такими ж навантаженнями, як і у

другого компонента в зоні **A** (рис. 4.6) - це зона факторів **B** (рис. 4.6). Середній вектор цієї зони відіграє основну роль у лінійних моделях при одномісячній завчасності у кластерах відгуків **A, B, D, E** (рис. 5.10) і при двомісячній завчасності – у кластері відгуків **A** (рис. 5.11). При такій же завчасності для кластерів відгуків **A, C, D** (рис. 5.11) є значущими процеси взаємодій, описувані другим головним компонентом у зоні факторів **D** (рис. 4.6) з максимальним середнім значенням репрезентативного вектора.

Нелінійні моделі. Серед членів нелінійних моделей особливе місце посідає вектор першого компонента в зоні факторів **A** (рис. 4.2). Його значущість простежується в поліномах третього порядку в кластерах відгуків **A, B, D, E** (рис. 5.10), **B, C, E** (рис. 5.11), **A, B, C, D** (рис. 5.12) при всіх варіантах завчасності. Цей вектор (вектор першого компонента в зоні **A** (рис. 4.2)) має істотну вагу і у моделях другого порядку для кластерів **A, D** (рис. 5.12), які охоплюють більшу частину території відгуків. Для січня вплив других складових процесів взаємодій у зоні факторів **A** (рис. 4.2) на територію відгуків обмежується тільки дрібномасштабними осередками кластерів **D, E** (рис. 5.10).

У січні для формування зональної складової швидкості вітру в центральній частині Східно-Європейської рівнини (кластер відгуків **A** (рис. 5.10)), а також зональної складової швидкості вітру та температури поверхні в східній частині Середземного моря (кластер відгуків **D** (рис. 5.10)) у поліномах другого і третього порядків є значущим вектор другого головного компонента масштабної зони факторів **D** (рис. 4.6).

Процеси, описувані другим компонентом векторів станів вихідних характеристик у зоні факторів **E** (рис. 4.6) Північної Атлантики (максимальне значення власного вектора в ній відповідає зональній складовій швидкості вітру), впливають через модель третього порядку на відгук у кластері **C** (рис. 5.10) і через модель другого порядку – на відгук у кластері з такою ж літерою (**C**, рис. 5.12). Поєднує кластери відгуків **C** (рис. 5.10, 5.12) те, що у

векторів компонентів, які належать їм, велике навантаження припадає на потоки прихованого тепла: у січні вона пов'язана з різницею температур, а в березні – із зональною складовою швидкості вітру.

В полях третього компонента найбільш яскраво проявляється зона факторів **С** (рис. 4.10), репрезентативний вектор якої має максимальне середнє значення і навантаження на потоки прихованого тепла та різницю температур. Мінливість цих вихідних характеристик через поліноми другого порядку впливає на дисперсію відгуків у кластерах **А**, **Е** (рис. 5.12) і через поліноми третього порядку – на дисперсію відгуків у кластерах **А** (рис. 5.11) і **Д**, **Е** (рис. 5.12) при завчасностях два – три місяці відповідно.

Інші однорідні зони третього компонента процесів взаємодії в приповерхневому шарі атмосфери в Північній Атлантиці (зони **А**, **В**, **Д** (рис. 4.10)) представлені середніми векторами в моделях третього порядку для кластерів відгуків **В**, **С**, **Е** (рис. 5.11) у лютому і для кластера відгуків **В** (рис. 5.12), а також у моделях першого та другого порядків для кластерів відгуків **Д**, **Е** (рис. 5.12) у березні.

Поверхня 850 гПа. Процеси в атмосфері на поверхні 850 гПа, представлені першими трьома головними компонентами, впливають на вектори станів у районі відгуків тільки через нелінійні поліноми. У більшості випадків серед членів рівнянь першого та другого порядків мають місце фактори, значущі для того самого відгуку, а саме:

- репрезентативний вектор зони факторів **А** (рис. 4.18) другого компонента - для відгуку в найбільш масштабному кластері **В** (рис. 5.10) (у січні), у якому значення і дисперсія третього головного компонента визначаються потоками прихованого тепла і зональною складовою швидкості вітру. До поліному другого порядку для цього відгуку з великим значенням критерію Фішера також входить вектор першого компонента в однойменній зоні факторів (зона **А**, рис. 4.14);

- репрезентативні вектори в зонах факторів **В**, **С** (рис. 4.22) третього

компонента – для відгуку в кластері **С** (рис. 5.10) (у січні), у якому значення та дисперсія третього головного компонента визначаються потоками прихованого тепла, різницею температур i , трохи менше, температурою поверхні. Векторам у зонах факторів **В** і **С** (рис. 4.22) властиві максимальні середнє значення та міжрічна дисперсія відповідно. Третій компонент у зоні факторів **В** (рис. 4.22) має велику вагу в поліномі третього порядку для кластера відгуків **А** (рис. 5.12) (у березні), де визначає максимальну дисперсію зональної складової швидкості вітру;

- репрезентативний вектор зони факторів **С** (рис. 4.18) другого компонента - для відгуку в осередках кластера **Д** (рис. 5.10) (у січні), у якому значення та дисперсія головного компонента тісно пов'язані з мінливістю зональної складової швидкості вітру та температурою поверхні, і для відгуку в однойменному кластері в лютому (рис. 5.10);

- репрезентативний вектор зони факторів **Е** (рис. 4.18) другого компонента - для відгуку в кластері **С** (рис. 5.11) (у лютому). Наявність істотних навантажень при вихідних характеристиках (крім складової вітру) свідчить про підвищений енергетичний стан атмосфери в зоні факторів **Е** (рис. 4.18), який впливає на варіації різниці температур і характеристик вітру;

- репрезентативний вектор зони факторів **А** (рис. 4.22) третього компонента – для відгуків в однойменних кластерах **В** у лютому і березні (рис. 5.11, 5.12). У найбільшому кластері відгуків **В** (рис. 5.11) у лютому максимальні вагові коефіцієнти належать зональній складовій швидкості вітру, температурам поверхні і повітря, а в зоні факторів **А** (рис. 4.22) – тільки зональній складовій швидкості вітру (перевага східних напрямків).

Поверхня 700 гПа. Процеси в атмосфері на поверхні 700 гПа, представлені першими трьома головними компонентами, на відміну від процесів на поверхні 850 гПа, впливають на вектори станів у районі відгуків через поліноми всіх трьох порядків. Але так само як і для поверхні 850 гПа, у деяких випадках, серед членів рівнянь різних порядків є фактори, значущі для

того самого відгуку. До їх числа входять:

- вектор першого компонента в найбільшій грудневій зоні факторів **A** (рис. 4.26) з великим середнім значенням - у нелінійних поліномах для відгуку в лютневому кластері **D** (рис. 5.11). Цей вектор також має вагу в поліномі другого порядку для відгуку в кластері **C** (рис. 5.11) і в лінійному поліномі - для відгуку в кластері **A** (рис. 5.12) у березні;

- вектор першого компонента в зоні факторів **B** (рис. 4.26) з максимальним середнім значенням і великою дисперсією - у нелінійних поліномах для відгуку в кластері **E** (рис. 5.10) у січні та в поліномі третього порядку для кластера відгуків **D** (рис. 5.11);

- вектор першого компонента в зоні факторів **C** (рис. 4.26) з максимальною дисперсією і навантаженнями на геопотенціал (переважно знижені значення) і циркуляційні характеристики - у нелінійних поліномах для відгуків у кластері **E** (рис. 5.10) у січні та в кластері з такою ж літерою (**C**) у березні (рис. 5.12), у поліномі другого порядку для кластера **A** (рис. 5.12) і в поліномі третього порядку для кластера **E** (рис. 5.12);

- вектор другого компонента в зоні факторів **C** (рис. 4.30) з максимальним середнім значенням і максимальною дисперсією - у нелінійних поліномах для відгуків у кластері **A** (рис. 5.11) і в поліномах другого порядку - в однойменних кластерах **B** (рис. 5.11, 5.12) у лютому і в березні;

- вектор третього компонента в зоні факторів **D** (рис. 4.34) з максимальним середнім значенням і великими ваговими коефіцієнтами при циркуляційних характеристиках - у моделях першого і другого порядків для відгуків у кластері **E** (рис. 5.11), і в лінійних моделях - для відгуків у кластерах **E** (рис. 5.10) в січні, **C** (рис. 5.11) в лютому, **D** (рис. 5.12) в березні.

Інші значущі фактори на поверхні 700 гПа представлені або в моделях одного порядку, або тільки в певній моделі для одного відгуку. До таких факторів відносяться:

- репрезентативний вектор у зоні факторів **B** (рис. 4.30) другого

компонента, який впливає на дисперсію відгуків у моделях другого порядку для кластерів **E** (рис. 5.11, 5.12);

– репрезентативний вектор у зоні факторів **B** (рис. 4.34) третього компонента. Порівняно невеликі варіації від’ємної зональної складової швидкості вітру (східний вітер) у зоні факторів **B** (рис. 4.34) визначають через лінійні поліноми мінливість відгуків у кластерах **D**, **E** (рис. 5.10) (у січні) і через поліноми другого порядку мінливість відгуків у кластерах **B**, **E** (рис. 5.11) (у лютому);

– репрезентативний вектор у зоні факторів **C** (рис. 4.34) третього компонента з такими ж навантаженнями, як і в зоні факторів **B** (рис. 4.34), але з максимальним додатним середнім значенням (вітер західний) і дещо більшим ваговим коефіцієнтом при геопотенціалі. Цей вектор є значущим у поліномах другого порядку для однойменних кластерів відгуків **A** у січні і у лютому (рис. 5.10, 5.11), а також у лінійному поліномі для кластера відгуків **E** (рис. 5.12) у березні;

- репрезентативний вектор у зоні факторів **D** (рис. 4.30) другого компонента, із другими за величиною середнім значенням і дисперсією, які, у свою чергу, залежать від мінливості масової частки водяної пари і циркуляційних характеристик, має вагу в поліномі другого порядку для відгуку в кластері **A** (рис. 5.10).

6.1.4 Статистична значущість параметрів моделі із завчасністю 1 – 2 місяці (діючі фактори в січні)

Степінь впливу процесів взаємодії атмосфери і підстильної поверхні, як й енергетичного стану атмосфери на висотах у нижній і середній тропосфері Північної Атлантики, описуваних першими трьома компонентами у січні, на процеси, які відбиваються головними компонентами в районі відгуків у лютому – березні, представлена в таблицях 6.24 – 6.29.

Таблиця 6.24

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 1-го головного компонента векторів станів (фактори у січні, відгуки \hat{y}_l у лютому)

№ п/п	Фактор	Поліноми				Поліноми				Поліноми			
		першого порядку				другого порядку				третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
1	1gkAs	5	6	7	+				1	1	1	1	1
2	1gkBs	3	7	2	8						+	+	8
3	1gkCs	4	3	3	7		+	6		9			+
4	2gkAs	7	5	+	+		5		2	3	+	10	4
5	2gkBs	1	1	1	4	10	+	+	+				
6	2gkCs	+	+	+	9					+	8	2	+
7	2gkDs	+	+	+	+	1			3	+	+	8	6
10	3gkBs		+	+				2		6	5	6	7
11	3gkCs	+		+	2		2		8	+	3		
15	2gkAp85			+				14		2	10		
19	2gkEp85					7		1			+	5	9
24	3gkEp85					2			7				
25	3gkFp85						1			4	2	4	2
27	1gkBp70										9	3	5
31	2gkBp70				1	+	+	+	+				
32	2gkCp70					+		4				9	3
33	2gkDp70	2	2			4	10	15					
34	2gkEp70				3			13					
35	3gkAp70					5	3	3	9		+	+	+
37	3gkCp70					3	8	8					

Таблиця 6.25

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 1-го головного компонента векторів станів (фактори у січні, відгуки \hat{y}_l у березні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
1	1gkAs	+	8	5	5					1	1	2	3
2	1gkBs	6	7	1	1			+		+	6		
3	1gkCs	+	5	8	+			3		10	+	4	6
4	2gkAs	7	2	2	4		+	+		+			+
5	2gkBs	3	+	3	3			+			8		
6	2gkCs	+	6	+	8				4	3	+	9	+
8	2gkEs	2	1	+	2	8	+		+			+	
11	3gkCs	+		+		+			1		5	+	2
15	2gkAp85					+		4				+	1
16	2gkBp85		+			+	3		3			+	
19	2gkEp85						1		6	7	2	+	
22	3gkCp85					+	+	2	+			6	
24	3gkEp85									5	3	8	
26	1gkAp70				+	1	4		+	2			
28	1gkCp70					9			+		+	1	
29	1gkDp70							1	2	6	7	3	
31	2gkBp70					3		+	+	8			
32	2gkCp70		+			2	2			+		+	7
34	2gkEp70		3	+			6	+	8	+			
35	3gkAp70	1				5	+	+	+				

Таблиця 6.26

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 2-го головного компонента векторів станів (фактори у січні, відгуки \hat{y}_i у лютому)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку			Поліноми другого порядку			Поліноми третього порядку		
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C
1	1gkAs	+	+	3				4	7	3
2	1gkBs	5	2	1			4	+		
3	1gkCs	1	+	2	+				6	+
4	2gkAs	+	5	+	1	+		3		1
5	2gkBs	3	1	+	+	4				9
6	2gkCs	2	3	4	+	8				
7	2gkDs	+	+	+				7	2	4
9	3gkAs	+	+	+			+	1		+
11	3gkCs		+					8		2
12	1gkAp85			+		1	8	+	3	
14	1gkCp85								1	6
20	3gkAp85			+	+	7	2			
25	3gkFp85				2		+	2		
33	2gkDp70		7			3	3			
36	3gkBp70				3					
37	3gkCp70	+	8		4	2	1			

Перший головний компонент відгуків. До кінцевого варіанта лінійних моделей для відгуків, представлених першим головним компонентом векторів станів, із завчасністю 1 – 2 місяці увійшли репрезентативні вектори однорідних зон у полях компонентів сукупностей вихідних характеристик, які описують стани приповерхневого шару атмосфери і повітря на поверхні 700 гПа (табл. 6.24 – 6.25).

Таблиця 6.27

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 2-го головного компонента векторів станів (фактори у січні, відгуки \hat{y}_l у березні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку				Поліноми другого порядку				Поліноми третього порядку			
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D
1	1gkAs	+	+	7	+				1	3	2	2	1
2	1gkBs	+	+	6	1		1		9	4	1	+	
4	2gkAs	6	8	1	3			6		+	+		
5	2gkBs	3	1	3	2	+	+	+	+				
6	2gkCs	1	2	+	4	+							
8	2gkEs		+		+					2	8	3	+
11	3gkCs		+		+					+	3	5	+
12	1gkAp85	+	4	+	+	+	9						3
14	1gkCp85							1			+	4	
15	2gkAp85									1	6		4
22	3gkCp85						3		+	8	+		
23	3gkDp85					3						+	+
24	3gkEp85					2		+	8	+			
25	3gkFp85					+	+	2	2			1	2
27	1gkBp70					+	2		6		7	+	
28	1gkCp70							3		+			
34	2gkEp70	2				10	+		4			6	
36	3gkBp70					1	4	7	5		+		
37	3gkCp70		3	2		7	5	5	3				

Таблиця 6.28

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 3-го головного компонента векторів станів (фактори у січні, відгуки \hat{y}_i у лютому)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
1	1gkAs	+	7	7	+	6			1			5	2	1	4	4
2	1gkBs	1	1	6	5	1	10			+	+			4	+	
3	1gkCs	2	2	5	7	8	+	+			2			6	+	3
4	2gkAs	+	+	4	3	+					1	+	3	+	+	2
5	2gkBs	+	3	1	1	2		+	+	+	+					
6	2gkCs	7	8	+	+	4	+	2					6	2	9	
8	2gkEs	+	+	3	4	+			+			9	8			5
11	3gkCs		+	9	+	+	1					1				+
12	1gkAp85		+	+	+	5		+	3		8				3	
15	2gkAp85							1		1	10	7	1	+	7	
18	2gkDp85						3				+	2	9			
21	3gkBp85								+	3	+					
23	3gkDp85						9	+		2	+				2	
26	1gkAp70							9		10	3			8		1
29	1gkDp70													3	8	
31	2gkBp70	3		+		3	5	6	10	7	4					
32	2gkCp70							+							1	
33	2gkDp70		+				+	7	2	+				5		
34	2gkEp70	6			2		8		4	9			+			
35	3gkAp70					+	2		8	6	6	3				
36	3gkBp70	4			8		6	3	+	4						
37	3gkCp70		5	2			7	4	9	+	7					

Таблиця 6.28

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах 3-го головного компонента векторів станів (фактори у січні, відгуки \hat{y}_l у березні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми другого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
1	1gkAs	+	+	7	8	7				1		2	2	4	1	1
2	1gkBs	1	+	1	5	4	+		+				1		+	9
3	1gkCs	+	6	+	7	6	2					4	+	6	+	10
4	2gkAs	8	2	+	+	5				2		+	+	3	8	+
5	2gkBs	2	8	4	3	+	8						8			4
6	2gkCs	7	3	3	+	3					+	+	+		2	+
7	2gkDs	3	1	5	6	2		5	9	+	+				+	
8	2gkEs	+	+	+	+	+			+			+	3		+	8
9	3gkAs		5		+	+	+		1			8		2	7	+
10	3gkBs		+		+	8	3	3		5		5	+		+	+
13	1gkBp85	4	7	+	1	1	+	7	6	8	7					
17	2gkCp85							+	+	3	+				6	
19	2gkEp85								7			1			+	2
21	3gkBp85										4	7		1	4	+
23	3gkDp85								2						3	+
25	3gkFp85						1				+	3	5	10	9	3
26	1gkAp70							8			3	6	6	9	5	
32	2gkCp70						6	+	4		2			+	+	+
33	2gkDp70								3	+	5			+		+
34	2gkEp70		+		2	+		6		7	6		7	+		
35	3gkAp70						4	+		+	1					6
36	3gkBp70						9	1		6				5		+
37	3gkCp70	+		2			12	2	8		8					

У лютому на першому місці за значущістю в поліномах першого порядку для відгуків у кластерах **A**, **B**, **C** (рис. 5.3), що охоплюють більшу частину території Східної Європи (включаючи Україну і морські акваторії), перебуває середній вектор другого компонента в однорідній зоні **B** (рис. 4.7). Значення та дисперсія цього вектора визначаються різницею температур і потоками прихованого тепла в атмосфері. У весняному місяці березні процеси, описувані першим компонентом у зоні **B** (рис. 4.7), впливають на формування значень характеристик у південних кластерах відгуків **A**, **C**, **D** (рис. 5.4) і в північній, північно-східній частині – у масштабному осередку кластера **A** (рис. 5.4). Перший компонент зони **B** (рис. 4.3) з максимальними навантаженнями на різницю температур і температуру повітря, входить до числа факторів з найбільшим значенням критерію Фішера в моделях першого порядку для відгуків у кластерах **C**, **D** (рис. 5.4). Перші головні компоненти в цих кластерах мають приблизно однакові навантаження на температурні характеристики та зональну складову швидкості вітру, але розрізняються середньою величиною і дисперсіями (у кластері **C** – максимальна дисперсія, у кластері **D** – максимальне середнє значення). Із дещо меншими значеннями відношення дисперсій, середній вектор зони **B** (рис. 4.3) має місце в моделях для відгуків у найбільшому кластері **A** (який займає, у тому числі, східну частину України) і кластері **C** (рис. 5.3), який охоплює морські акваторії. Така ж вага в поліномах для відгуків у кластерах **B**, **C** (рис. 5.3) у лютому припадає на вектор першого компонента в зоні **C** (рис. 4.3), який має масштабні осередки в Норвезько-Гренландській енергоактивній зоні і у Західній Європі. Процеси в зоні **C** (рис. 4.3) відрізняються різноманітністю й інтенсивністю, про що свідчать велике середнє значення, велика дисперсія та значущі навантаження на всі вихідні характеристики. У березні вплив процесів у цій зоні простежується тільки в поліномі другого порядку для однойменного кластера **C** (рис. 5.4). У цьому ж місяці спостерігається обернена ситуація: вектор другого компонента в зоні **A** (рис. 4.7), значущий у поліномах другого і третього порядку для

кластерів відгуків **D** і **A** (рис. 5.3) у лютому, відповідно має істотну вагу в поліномах першого порядку для кластерів **B** і **C** (рис. 5.4) у березні. Розташування зони **A** (рис. 4.7) у Гренландському морі (Норвезько-Гренландська ЕАО) практично співпадає із зоною **C** (рис. 4.3). Розбіжність між репрезентативними векторами в цих зонах полягає у середніх значеннях і навантаженнях: у зоні **A** (рис. 4.7) мінімальне середнє значення та основні навантаження припадають на потоки прихованого тепла в атмосферу, різницю температур і зональну складову швидкості вітру (східний напрям). Ще одна зона з підвищеною енергетикою – це зона **E** (рис. 4.7), яка має максимальне середнє значення репрезентативного вектора і високий ступінь стабільності в міжрічному періоді. Процеси, описувані в ній другим компонентом, зумовлюють значні навантаження практично на всі вихідні характеристики у факторі (крім температури повітря) і активно впливають у лінійних моделях на відгуки в кластерах **A**, **B**, **D** (рис. 5.4) із двомісячною завчасністю. Кластери **A**, **B**, **D** (рис. 5.4) охоплюють всю континентальну частину розглянутої території Східної Європи і Малої Азії. При завчасності один місяць на процеси, які описуються першим компонентом у лінійному поліномі для кластера **D** (рис. 5.3) (північ Каспію, схід Чорного моря, півострів Мала Азія, північ Іранського нагір'я), впливає фактор у зоні **C** (рис. 4.11) з максимальною дисперсією і додатним значенням, що незначно відрізняється від нуля. Останні характеристики, з урахуванням розподілу навантажень, свідчать про міжрічні мінливості знаків потоків прихованого тепла. У *нелінійних моделях* зазначений фактор (у зоні **C** (рис. 4.11)) відіграє значну роль у рівняннях для відгуків у кластері **B** (рис. 5.3) (Україна, Кавказ, захід Іранського нагір'я) і в кластері **D** (рис. 5.4) у лютому і березні. Найбільш глобальний за масштабом дії на територію відгуків вплив через поліноми третього порядку для всіх кластерів **A**, **B**, **C**, **D** (рис. 5.3, 5.4) чинять процеси, які визначають значення температури поверхні, температури повітря і зональної складової швидкості вітру (східного напрямку) у зоні **A** (рис. 4.3). Через поліноми другого порядку для відгуків у

кластерах **A, D** (рис. 5.3) у лютому, внесок у поліпшення чутливості моделей здійснюють процеси, які сприяють підвищенню значень різниці температур і складової швидкості вітру східного напрямку в зоні другої компоненти **D** (рис. 4.7).

Мінливість значень температур повітря і поверхні, а також вітру в морській частині території відгуків у лютому (кластер **C** (рис. 5.3)) тісно пов'язана через нелінійні поліноми із процесами, які формують аналогічні характеристики в зоні факторів **C** другого компонента (рис. 4.7) і різницю температур у зоні факторів **B** третього компонента (рис. 4.11).

Поверхня 850 гПа. Головні компоненти векторів станів характеристик повітря на поверхні 850 гПа є значущими в системі рівнянь для відгуків винятково в нелінійній частині поліномів. Причому в таких комбінаціях фактор – відгук, як січень – лютий і січень – березень, відсутній перший головний компонент векторів станів.

На процеси взаємодії підстильної поверхні і атмосфери в приземному шарі в найбільшому кластері відгуків **A** (рис. 5.3) при одномісячній завчасності активно впливає стан атмосфери в зоні **A** (рис. 4.19) другого компонента (через поліном третього порядку) і в зоні факторів **E** (рис. 4.23) третього компонента (через поліном другого порядку). Представницьким векторам у цих зонах факторів (**A** (рис. 4.19) і **E** (рис. 4.23)) належать, відповідно, максимальна дисперсія і максимальне за величиною середнє значення. Середній вектор у зоні факторів **A** (рис. 4.19) другого компонента підвищує чутливість моделі в поліномі третього порядку для відгуку в кластері **D** (рис. 5.4), а середній вектор у зоні факторів **E** (рис. 4.23) - для відгуку в кластері **B** (рис. 5.4). У зоні факторів **A** (рис. 4.19) процеси, які описуються другим компонентом, сприяють посиленню антициклональної діяльності, східного вітру та підвищенню значень геопотенціалу, а в зоні факторів **E** (рис. 4.23) - збільшенню температури повітря і посиленню східного вітру. Середній вектор у зоні факторів **A** (рис. 4.19) другого компонента підвищує чутливість моделі в поліномі третього порядку

для відгуку в кластері **D** (рис.5.4).

Репрезентативними векторами з більшими навантаженнями при таких же характеристиках, як і для компонента в зоні факторів **A** (рис. 4.19), але із протилежними знаками, є другі компоненти в зонах факторів **E** і **B** (рис. 4.19). Перший з них має значення критерію Фішера, яке істотно перевищує критичне значення в поліномі другого порядку для відгуку в кластері **C** (рис. 5.3) (у лютому) і в поліномах другого й третього порядків для відгуку в кластері **B** (рис. 5.4) (у березні), другий – у поліномах другого порядку для кластерів відгуків **B** і **D** (рис. 5.4). Умови в атмосфері на поверхні 850 гПа в зонах факторів **E** і **B** (рис. 4.19), які характеризуються другим компонентом, сприяють розвитку циклонічної діяльності і зниженню значень геопотенціалу.

У нелінійних моделях для відгуків у кластерах **B** (включає територію України) і **D** (рис. 5.3) серед діючих факторів на поверхні 850 гПа виділяється середній вектор зони факторів **F** (рис. 4.23) третього головного компонента, який розташовується над центральною і західною частинами Північної Атлантики. Максимальні значення власного вектора для третього головного компонента в цій зоні припадають на циркуляційні характеристики (посилення циклонічного вихору і західного вітру) і геопотенціал.

Для відгуку в кластері **C** (рис. 5.4) місце серед значущих членів у рівнянні другого порядку так само належить третьому компоненту в зоні факторів з ідентичною літерою (рис. 4.23). Репрезентативний вектор у цій зоні має невелике середнє значення та велику дисперсію, що свідчить про часту зміну знаків відносного вихору швидкості і напрямку вітру (при переважному західному напрямку вітру і циклонічній циркуляції).

Поверхня 700 гПа. Діючі фактори, які відбивають стан атмосфери на поверхні 700 гПа, входять до складу поліномів всіх трьох порядків із завчасністю один і два місяці.

В поліномі *першого порядку* для кластерів відгуків **A** і **B** (рис. 5.3) у лютому вагомим є другий головний компонент у зоні факторів **D** (рис. 4.31),

який займає простір над північною частиною Норвезької течії (Шпіцбергенською течією) і морем Лабрадор. Середньому вектору цієї зони відповідає максимальна дисперсія, яка у свою чергу, залежить від мінливості зональної складової швидкості вітру (західний напрямок). У цьому ж місяці для відгуку в кластері **D** (рис. 5.3) (Мала Азія, північ Каспію) відіграють велику роль процеси, які описуються другим компонентом у зонах факторів **B** і **E** (рис. 4.31). Єдність цих процесів полягає в тому, що вони сприяють активній антициклонічній діяльності і формуванню західного напрямку вітру, при цьому в зоні факторів **B** (рис. 4.31) збільшуються значення геопотенціалу, а в зоні факторів **E** (рис. 4.31) - значення температурно-вологісних характеристик. Репрезентативний вектор у зоні факторів **E** (рис. 4.31) має місце в лінійній моделі для масштабного кластера відгуків **B** (рис. 5.4), який включає територію України, у березні. Подібна модель для осередків південного кластера **D** (рис. 5.4) містить середній вектор зони факторів **A** (рис. 4.35) третього компонента з основними навантаженнями на циркуляційні характеристики.

У нелінійних моделях, у першу чергу, можна виділити зони факторів з репрезентативними векторами, які підвищують чутливість або в моделі одного порядку для декількох кластерів відгуків, або для моделей першого і другого порядків для одного кластера відгуку. До числа таких векторів у лютому входить третій компонент у зоні факторів **A** (рис. 4.35), який має вагу в поліномі другого порядку для кластерів відгуків **B**, **C** (рис. 5.3). У березні через нелінійні поліноми обох порядків мінливість середнього вектора зоні факторів **D** (рис. 4.27) першого компонента визначає дисперсію відгуків у кластерах **C** і **D** (рис. 5.4), а мінливість середнього вектора в зоні факторів **A** (рис. 4.27) - дисперсію відгуку в кластері з такою ж літерою (**A**, рис. 5.4).

У цьому ж місяці другий компонент у зоні факторів **C** (рис. 4.31) з великим значенням критерію Фішера входить до числа значущих у моделях другого порядку для кластерів **A**, **B** (рис. 5.4), що охоплюють більшу частину території відгуків, і в моделі третього порядку – для кластера **D** (рис. 5.3) у

березні. Міжрічні варіації другого компонента в зоні факторів С (рис. 4.31) визначають інтенсивність циклонального вихору і мінливість зональної складової швидкості вітру (західного напрямку). Представницький вектор однорідної зони факторів першого компонента з такою ж літерою (С, рис.4.27), який відрізняється великим середнім значенням, є значущим у рівнянні третього порядку для відгуку в кластері С (рис. 5.4). Процеси в зоні факторів С (рис. 4.27) сприяють підвищенню значень температури повітря, геопотенціалу і розвитку антициклональної діяльності.

Єдиний фактор на поверхні 700 гПа, який відноситься до першого головного компонента в зоні факторів В (рис. 4.27), входить до полінома третього порядку для кластера відгуків С (рис. 5.3) у лютому. В цій зоні навантаження в компоненті припадають на вихідні характеристики, аналогічні характеристикам у зоні факторів А (рис. 4.27). Розбіжності між зонами факторів полягає в середніх значеннях і дисперсіях репрезентативних векторів - у зоні факторів В (рис. 4.27) вони максимальні. Вектор третього компонента в зоні факторів С (рис. 4.35), теж з максимальним середнім значенням і максимальною дисперсією, має місце в поліномі другого порядку для найбільшого кластера відгуків А (рис. 5.3) у лютому.

Другий головний компонент відгуків. Лінійні моделі для відгуків, представлених другим головним компонентом векторів станів, із завчасністю 1 – 2 місяці в основному містять репрезентативні вектори однорідних зон у полях першого й другого головних компонентів процесів взаємодій підстильної поверхні і атмосфери в Північній Атлантиці (табл.6.26 – 6.27). Виняток становлять фактори, які відносяться до поверхні 700 гПа і є значущими в лінійних моделях для відгуків у березні, а саме

– середній вектор у зоні факторів третього компонента С (рис. 4.35) – для відгуків у кластерах В, С (рис. 5.8). Цей фактор має місце і у поліномах другого порядку у лютому для кластерів відгуків В, С (рис. 5.7), які охоплюють морську частину і територію суші, примикаючу до неї, і у березні для кластера

відгуків **D** (рис. 5.8), який так само має відношення до морської поверхні. Навантаження в третьому компоненті в зоні факторів **C** (рис. 4.35) припадають на циркуляційні характеристики (циклональний вихор і західний напрямок вітру) і масову частку водяної пари;

- середній вектор у зоні факторів другого компонента **E** (рис. 4.31) - для відгуку в масштабному кластері **A** (рис. 5.8), включаючи територію України. Другий компонент у зоні **E** (рис. 4.31) має максимальне додатне середнє значення. Процеси, описувані другим компонентом у зоні факторів **E** (рис. 4.31), сприяють збільшенню значень температурно-вологісних і циркуляційних характеристик (західного напрямку вітру і антициклонального вихору).

Серед складових векторів станів характеристик у приповерхневому шарі атмосфери в Північній Атлантиці виділяється другий головний компонент у зоні факторів **B** (рис. 4.7), який вносить великий вклад у формування значень векторів відгуків на всій розглянутій території в лютому і в березні (рис. 5.7, 5.8). Аналогічним за масштабом впливу є другий компонент у зоні факторів **C** (рис. 4.7), описаний вище. Він входить до складу поліномів першого порядку для кластерів **A**, **B** (рис. 5.7, 5.8).

Незначний за розміром кластер відгуків **C** (рис. 5.7), який має максимальне середнє значення і максимальну дисперсію вектора другого головного компонента, перебуває під впливом процесів, які формують температуру поверхні і різницю температур у зоні факторів **B** (рис. 4.3), а також всі вихідні характеристики в зоні факторів **C** (рис. 4.3). Остання із зазначених зон відрізняється від інших зон підвищеною інтенсивністю процесів, описуваних першим головним компонентом (максимальна дисперсія і середнє значення компонента). Репрезентативний вектор у зоні **B** (рис. 4.3) має велику вагу в поліномі першого порядку і у морському кластері відгуків **B** (рис. 5.7), у якому другий компонент формує за значні потоки прихованого тепла в атмосферу та підвищену температуру води. Примітно, що цей же

репрезентативний вектор (у зоні факторів **B** (рис. 4.3)) має велику вагу в моделі першого порядку для кластера відгуків **D** (рис. 5.8) і в нелінійних поліномах для північного кластера відгуків **B** (рис. 5.8) у лютому. Подібна ситуація характерна і для другого головного компонента в зоні факторів **A** (рис. 4.7) з великою дисперсією та з основним навантаженням на приховані потоки тепла, які у свою чергу, тісно пов'язані з додатною різницею температур і східним вітром. У березні він є значущим в моделі першого порядку для кластерів відгуків **C** і **D** (рис. 5.8), а в лютому - у нелінійних поліномах для кластерів відгуків **A** (що включає територію України) і **C** (рис. 5.7).

Одночасно для зазначених кластерів відгуків у лютому (**A**, **C** (рис. 5.7)) більшу роль відіграють процеси в зоні факторів **C** (рис. 4.3) першого компонента. Особливістю цього впливу є те, що в найбільш масштабному кластері відгуків **A** (рис. 5.7), відповідно до співвідношень середньоквадратичного відхилення (2.5) і середнього значення (1.2) вектора другого компонента, має місце зміна знаків внесків у зональну складову швидкості вітру. В нелінійній частині рівнянь для відгуків у кластерах **A**, **C** (рис. 5.7) у лютому з максимальними значеннями критерію Фішера в моделях третього порядку фігурує третій компонент у суміжних зонах факторів з такими ж літерами (рис. 4.11). Процеси в зоні факторів **A** (рис. 4.11) (для зони факторів **C** (рис. 4.11) вони зазначені вище в описі для перших компонентів відгуків) сприяють додатним потокам прихованого тепла (з атмосфери до поверхні) і східному напрямку вітру.

У березні, невелика міжрічна мінливість середнього вектора в зоні факторів **E** (рис. 4.7) другого компонента, зумовлена, головню, варіаціями значень температури води та різниці температур, активно впливає через поліном третього порядку на чутливість моделей для кластерів відгуків **A** і **C** (рис. 5.8). Для цього весняного місяця істотний внесок у поліномах третього порядку в формування значень вихідних характеристик, які описують стан атмосфери в приповерхневому шарі у всіх кластерах відгуків (рис. 5.8), вносять

процеси, які визначають додатні зміни температури поверхні, температури повітря і західної складової швидкості вітру в зоні факторів **A** (рис. 4.3). У поліномі другого порядку ця дія має місце тільки для морського кластера відгуків **D** (рис. 5.8), а в лютому - у поліномах першого і третього порядку для осередків дрібномасштабного кластера відгуків **C** (рис. 5.7), у якому вектор другого компонента має максимальну дисперсію і максимальне середнє значення. У той же час для процесів взаємодії в морському кластері відгуків **B** (рис. 5.7) істотну роль відіграє мінливість різниці температур (тільки додатна) і зональної складової швидкості вітру (східний напрям) у зоні факторів **D** (рис. 4.7).

Поверхня 850 гПа. Фактори, які відповідають поверхні 850 гПа, представлені в нелінійній частині моделей для відгуків вибірково чином. Так, наприклад, для лютого серед значущих факторів повністю відсутній другий компонент, а в березні має місце практично весь спектр однорідних зон третього компонента (крім факторів зон **A** і **B** (рис. 4.23)).

Перший компонент векторів станів характеристик на поверхні 850 гПа в нелінійних рівняннях для відгуків представлений відповідними векторами в зонах факторів **A** і **C** (рис. 4.15). Такими відгуками в лютому є другий компонент у морському кластері **B** (рис. 5.7), а в березні - другий компонент у такому ж за розташуванням кластері **D** (рис. 5.8) (у поліномі третього порядку) і у осередків дрібномасштабного кластера **C** (рис. 5.8) (у поліномі третього порядку). Для цих же кластерів відгуків у березні велику роль відіграють процеси, зумовлені третім компонентом з максимальним середнім значенням і великою дисперсією в зоні факторів **F** (рис. 4.23), а саме, процеси, які спричиняють збільшення значень геопотенціалу і зональної складової швидкості вітру (західного напрямку), а також посилення циклонального вихору. При одномісячній завчасності вплив зазначених процесів у зоні факторів **F** (рис. 4.23) позначається тільки на великомасштабному кластері **A** (рис. 5.7), який займає повністю північну половину території відгуків.

Ще два вектори третього компонента, які відбивають зміни циркуляційних умов (східного вітру і циклонального вихору швидкості) у зоні факторів **D** (рис. 4.23) і температури повітря й зональної складової швидкості вітру (східний напрямок) у зоні факторів **E** (рис. 4.23), є значущими в поліномі другого порядку для найбільш об'ємного в березні кластера відгуків **A** (рис. 5.8), який включає територію України. У поліномі третього порядку для цього кластера відгуків (**A** (рис. 5.8)) має вагу другий компонент в однойменній однорідній зоні факторів (рис. 4.19) з основними навантаженнями на геопотенціал (підвищені значення) і циркуляційні характеристики (антициклонльний вихор і східний напрямок вітру).

У дрібномасштабному осередковому кластері відгуків **C** (рис. 5.7), репрезентативному вектору якого властиві максимальна мінливість і середнє значення, процеси, що формують додатну різницю температур (температура повітря вища від температури поверхні) і потоки прихованого тепла в атмосферу, через поліном другого порядку пов'язані зі станом атмосфери в зоні **A** (рис. 4.23) третього компонента.

Поверхня 700 гПа. Крім описаних вище значущих діючих факторів у лінійній частині рівнянь (вектори головних компонентів у зонах факторів **C** (рис. 4.35) і **E** (рис. 4.31)), у поліноми другого порядку для масштабних кластерів відгуків у лютому і у березні (**A** (рис. 5.7,5.8)), відповідно до критерію Фішера, який значно більший від критичного, входить репрезентативний вектор зони факторів **B** (рис. 4.35) третього компонента з основним навантаженням на геопотенціал. При такій ж завчасності, процеси, які спричиняють додатні зміни значень температурно-вологісних характеристик і геопотенціалу в зоні факторів **B** (рис. 4.27) першого компонента, через поліном другого порядку визначають мінливість зональної складової швидкості вітру, різниці температур і потоків прихованого тепла в однойменному кластері відгуків (**B**, рис. 5.8).

Третій головний компонент відгуків. Відгуки у вигляді третього головного компонента в лютому і в березні, крім відмінностей у дисперсіях і

середніх значеннях, мають відмінності в комбінаціях максимальних навантажень на вихідні характеристики, особливо в лютому, де збіги серед них взагалі відсутні.

У лінійних частинах рівнянь, які відбивають залежність відгуків від процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці (табл. 6.28 – 6.29), містяться перші і другі компоненти останніх. Третій компонент як значущий фактор має місце тільки в нелінійній частині. Так у лютому середній вектор у зоні факторів **C** (рис. 4.11) формує основний внесок у дисперсію серед нелінійних членів рівняння для відгуку в малорозмірних осередках кластера відгуків **A** (рис. 5.11). При двомісячній завчасності (у березні) у нелінійній моделі для відгуку в великому кластері **C** (рис. 5.11) такий же внесок у дисперсію вносить третій компонент, але вже той, який має відношення до зони факторів **A** (рис. 4.11).

Серед репрезентативних векторів зон першого головного компонента особливе місце займає вектор у зоні факторів **B** (рис. 4.3). Його значущість простежується в лінійних моделях для більшої частини території відгуків з обома варіантами завчасності (кластери відгуків: **A**, **B**, **E** (рис. 5.11) – у лютому й **A**, **C** (рис. 5.12) – у березні). Варіації додатних значень температури повітря на висоті 2 м і різниці температур зоні факторів **B** (рис. 4.3) через поліноми третього порядку впливають на дисперсію третього головного компонента в кластері відгуків **B** (рис. 5.12) у березні. Зона факторів **C** (рис. 4.3) у полі першого головного компонента з осередками в Гренландському морі (Норвезько-Гренландська ЕАО) і в Північній Європі, яка відрізняється процесами взаємодії підвищеної інтенсивності (максимальне середнє значення, максимальна дисперсія компонента і рівномірний розподіл навантажень), представлена в лютому репрезентативним вектором у лінійних моделях для кластерів відгуків **A**, **B** (рис. 5.11) (кластер відгуків **B** включає Україну) і в нелінійній моделі для кластера відгуків **E** (рис. 5.11). Представницький вектор у зоні факторів **C** (рис. 4.3) першого головного компонента має місце тільки в

поліномі другого порядку при двомісячній завчасності для кластера відгуків **A** (рис. 5.12) (в марте).

У лютому процеси взаємодій практично на всій території відгуків (кластери **B, C, D, E** (рис. 5.11)) мають залежність через поліноми першого порядку від величин потоків прихованого тепла і різниці температур у осередках зони факторів **B** (рис. 4.7) другого головного компонента. В березні аналогічна залежність (від зони факторів **B** (рис. 4.7)) простежується тільки для великомасштабних кластерів відгуків **A** і **D** (рис. 5.12) (останній включає територію України). У цьому ж місяці в більшій частині території відгуків (за винятком кластера відгуків **D** (рис. 5.12), що включає територію України) позначаються умови формування векторів станів у зонах факторів **C** і **D** (рис. 4.7) другого головного компонента, а саме, значень різниці температур і зональної складової швидкості вітру.

Серед факторів, які представляють процеси, описувані головними компонентами енергетичного стану повітря в нижній і середній тропосфері, у лінійних моделях мають місце такі:

1. На поверхні 850 гПа – тільки перший головний компонент у зоні факторів **B** (рис. 4.15) для кластерів відгуків **D** і **E** (рис. 5.12) у березні. Ця зона факторів підвищеної активності покриває простір над морем Лабрадор, течією Ірмінгера і північною частиною Північноатлантичної течії. Репрезентативному вектору в ній відповідають максимальне середнє значення, максимальна дисперсія і рівномірно розподілені навантаження.

2. На поверхні 700 гПа:

- другий компонент у зоні факторів **E** (рис. 4.31) з максимальним середнім значенням і рівномірно розподіленими навантаженнями (крім навантаження на геопотенціал) – для однойменних кластерів відгуків **D** (рис. 5.11, 5.12). Процеси в цій зоні факторів сприяють розвитку антициклонального вихору;

- другий компонент у зоні факторів **B** (рис. 4.31) з мінімальним середнім

значенням і дисперсією, які свідчать про мінливість знаків геопотенціалу й циркуляційних характеристик (переважає поле зниженого висотного тиску, східний напрямок вітру і циклональний вихор) - для кластерів відгуків **A** і **E** (рис. 5.11).

– третій компонент у зоні факторів **C** (рис. 4.31) з максимальним середнім значенням, максимальною дисперсією, основними навантаженнями на масову частку водяної пари і циркуляційні характеристики – для однойменних кластерів відгуків **C** (рис. 5.11, 5.12). Процеси в цій зоні факторів сприяють розвитку циклонального вихору. У поліномі другого порядку середній вектор у зоні факторів **C** (рис. 4.31) підвищує чутливість моделі для дрібномасштабного кластера **B** (рис. 5.12) (з осередками на півночі і півдні території відгуків);

Нелінійні поліноми. Для кластера відгуків **D** (рис. 5.12) процеси в зоні факторів **C** (рис. 4.7) є значущими винятково в поліномі третього порядку. Така ситуація характерна і для лютого в поліномі другого порядку для найбільш великомасштабного кластера відгуків **B** (рис. 5.11), який теж включає територію України, і в поліномі третього порядку для середнього за розмірами кластера відгуків **C** (рис. 5.11). Для цих же кластерів відгуків (**B, C** (рис. 5.11)), у нелінійних моделях, а також і для кластерів відгуків **A, B, D, E** (рис. 5.12), у моделях третього порядку з максимальним значенням критерію Фішера, відіграє значущу роль репрезентативний вектор зони факторів **A** (рис. 4.3) першого компонента, із процесами в якій установлений аналогічний зв'язок (показано вище) з усіма кластерами *першого головного компонента відгуків*. Цей факт свідчить про важливу роль фактора в зоні **A** (рис. 4.3) у визначенні чутливості моделей для регіональних кліматів Східної Європи при завчасності 1-2 місяці.

Наступний другий головний компонент, який відбиває процеси взаємодії в приповерхневому шарі в зоні факторів **A** (рис. 4.7), має місце серед значущих членів у моделях для лютого і березня, але бере участь у формуванні процесів, описуваних третім компонентом, тільки в певних кластерах відгуків, а саме:

- у лютому (рис. 5.11) - для кластерів **D** (у лінійній моделі), **E** (у моделі другого порядку), **B** і **E** (у моделі третього порядку);

- у березні (рис. 5.12) - **B** (у лінійній моделі), **C** (у моделі другого порядку), **D** (у моделі третього порядку).

Поверхня 850 гПа. При одномісячній завчасності (для відгуків у лютому) важливий внесок у реагування відгуків у поліномах третього порядку для кластерів **B**, **D** (рис. 5.11) на стан атмосфери над Північною Атлантикою в січні (поверхня 850 гПа) вносять процеси, які відбиваються другим компонентом, у зоні факторів **A** (рис. 4.19). Ця зона факторів докладно описана вище. У цьому ж місяці в нелінійних поліномах для кластерів відгуків **A** і **D** (рис. 5.11) з навантаженнями на потоки прихованого тепла (спрямовані від поверхні) і зональну складову швидкості вітру (західні напрямки) значущу роль відіграють другий компонент у зоні факторів **D** (рис. 4.19) і третій компонент у зоні факторів з такою ж літерою (**D**, рис. 4.23) відповідно. Репрезентативний вектор останньої із зазначених зон факторів (**D**, рис. 4.23) є характерним також для нелінійних моделей у кластері відгуків **C** (рис. 5.12) при двомісячній завчасності, де його мінливість вносить істотний вклад у максимальну дисперсію відгуку. Подібна ситуація, у якій простежується значущість одного і того ж фактора в нелінійних рівняннях для різних відгуків при різних завчасностях (у цьому випадку для кластерів відгуків **D** (рис. 5.11) – у поліномі другого порядку і **C** (рис. 5.12) у поліномі третього порядку), має місце і для зони факторів **B** (рис. 4.23) третього компонента. Стан атмосфери, описуваний третім компонентом у зоні факторів **B** (рис. 4.23), характеризується в першу чергу східними напрямками вітру, а також зниженими значеннями геопотенціалу і циклональним вихором швидкості. Серед значущих факторів на поверхні 850 гПа при завчасності два місяці для кластерів відгуків **A**, **E** (рис. 5.12) виділяються ще два:

- другий компонент у зоні факторів **E** (рис. 4.19) у моделях третього порядку;

- третій компонент у зоні факторів **F** (рис. 4.23), з максимальним середнім значенням і навантаженнями на циркуляційні характеристики, у моделях другого й третього порядків.

Поверхня 700 гПа. Однорідні зони на поверхні 700 гПа в нелінійних поліномах представлені таким чином: при одномісячній завчасності – у поліномах обох порядків, при двомісячній завчасності – тільки в поліномі другого порядку. При цьому, так само як і для поверхні 850 гПа, мають місце єдині фактори, які в першу чергу визначають дисперсію відгуків у лютому і березні. До них відносяться:

- фактор у зоні першого головного компонента **A** (рис. 4.27), значущий в обох поліномах для кластера відгуків **E** (рис. 5.11);

- фактор у зоні другого головного компонента **C** (рис. 4.31), значущий у поліномі третього порядку для середнього за масштабом кластера відгуків **D** (рис. 5.11) (йому відповідає максимальна дисперсія середнього вектора);

- фактор у зоні третього головного компонента **A** (рис. 4.35), значущий в обох поліномах для дрібномасштабного кластера відгуків з такою ж літерою (рис. 5.11). Всі перераховані вище фактори є значущими і для дрібномасштабного кластера відгуків **E** (рис. 5.12) у березні;

– фактор у зоні другого головного компонента **D** (рис. 4.31), значущий у поліномі другого порядку для однойменних кластерів відгуків **C** (рис. 5.11, 5.12). Кластер відгуків **C** (рис. 5.11, 5.12) у лютому займає простір набагато менший, ніж у березні, де він характеризується великим значенням компонента і дисперсії.

– фактор у зоні третього головного компонента **B** (рис. 4.35), значущий у поліномах другого порядку для кластерів відгуків з такою ж літерою (рис. 5.11, 5.12), найбільшого за масштабом в лютому (включає територію України) і дрібного за масштабом в березні.

6.1.5 Оцінка адекватності моделі

Наступним етапом формування математичних моделей для відгуків регіональних кліматів Східної Європи на процеси енергетичної взаємодії атмосфери й океану в Північній Атлантиці є оцінка її адекватності. З цією метою були розраховані коефіцієнти множинної кореляції. Відповідно до загальноприйнятої методики перевірки статистичних моделей на адекватність вихідна вибірка, що спочатку містить 45 значень факторів (за 45 років), була поділена на дві: вибірку для визначення оцінок параметрів моделей і обернених зв'язків (перші 35 значень) і вибірку для визначення оцінки адекватності моделей (решта 10 значень). У моделі ортогоналізація проводилася на загальній сукупності значень (45).

Для порівняльного аналізу були розраховані коефіцієнти множинної кореляції, які характеризують міру адекватності моделей: вихідної (оцінки параметрів системи рівнянь, отримані до процедури просівання, залишаються без змін, із системи рівнянь усуваються тільки незначущі фактори, відгуки й відповідні їм коефіцієнти) і модифікованої (з перерахунком оцінок параметрів системи рівнянь для значущих факторів і обернених зв'язків). Результати перевірки моделі на адекватність, правильність визначення значущих діючих факторів у Північній Атлантиці в листопаді, грудні, січні і лютому для відгуків у грудні, січні, лютому і березні представлені в таблиці 6.29 у вигляді коефіцієнтів множинної кореляції. У цій таблиці так само зазначені варіанти «прямої» дії діючих факторів тобто без урахування останнього члена системи рівнянь (2.1) (без врахування обернених зв'язків), і з наявністю його. Такий підхід розширює можливості аналізу результатів і дозволяє оцінити степінь впливу значущих факторів на l -й через μ -й відгук.

Таблиця 6.29

Коефіцієнти множинної кореляції між відгуками в кластерах Східної Європи (1-й, 2-й, 3-й головні компоненти) і діючими факторами у Північній Атлантиці

Місяць діючих факторів	Місяць відгуків	Літера кластера відгуку	З урахуванням внеску обернених зв'язків		Без урахування внеску обернених зв'язків	
			без перерахунку коефіцієнтів	з перерахунком коефіцієнтів	без перерахунку коефіцієнтів	з перерахунком коефіцієнтів
1	2	3	4	5	6	7
1-й головний компонент						
листопад	грудень	A	0,68	0,81	0,52	0,73
		B	0,66	0,75	0,64	0,78
		C	0,50	0,70	0,44	0,74
		D	0,48	0,83	0,39	0,68
	січень	A	0,54	0,77	0,53	0,61
		B	0,31	0,56	0,24	0,63
		C	0,63	0,85	0,62	0,78
		D	0,58	0,75	0,58	0,83
	лютий	A	0,50	0,75	0,47	0,59
		B	0,35	0,64	0,21	0,54
		C	0,13	0,72	0,10	0,34
		D	0,26	0,67	0,26	0,44
	березень	A	0,65	0,85	0,61	0,72
		B	0,40	0,76	0,40	0,56
		C	0,41	0,65	0,19	0,39
		D	0,44	0,57	0,51	0,65
грудень	січень	A	0,69	0,83	0,63	0,76
		B	0,44	0,72	0,40	0,60
		C	0,60	0,80	0,56	0,77
		D	0,73	0,83	0,67	0,79

Продовження табл.6.29

1	2	3	4	5	6	7
	лютий	A	0,57	0,66	0,43	0,54
		B	0,39	0,63	0,23	0,53
		C	0,28	0,64	0,14	0,25
		D	0,40	0,68	0,37	0,50
	березень	A	0,61	0,78	0,50	0,70
		B	0,42	0,60	0,48	0,73
		C	0,29	0,79	0,29	0,48
		D	0,33	0,70	0,20	0,69
січень	лютий	A	0,55	0,65	0,39	0,60
		B	0,47	0,69	0,35	0,47
		C	0,29	0,79	0,20	0,31
		D	0,42	0,77	0,35	0,46
	березень	A	0,59	0,82	0,38	0,69
		B	0,68	0,79	0,60	0,60
		C	0,49	0,70	0,42	0,49
		D	0,44	0,65	0,29	0,54
лютий	березень	A	0,68	0,80	0,54	0,65
		B	0,67	0,83	0,58	0,75
		C	0,47	0,77	0,28	0,48
		D	0,39	0,74	0,34	0,58
2-й головний компонент						
листопад	грудень	A	0,44	0,71	0,28	0,44
		B	0,44	0,65	0,28	0,37
		C	0,55	0,70	0,61	0,70
		D	0,40	0,59	0,39	0,53
		E	0,57	0,76	0,57	0,84
	січень	A	0,63	0,81	0,66	0,83
		B	0,52	0,65	0,38	0,45
		C	0,61	0,64	0,56	0,62
		D	0,67	0,80	0,58	0,70
		E	0,59	0,68	0,30	0,37
	лютий	A	0,57	0,78	0,44	0,80
		B	0,56	0,82	0,59	0,76
		C	0,53	0,90	0,51	0,91

Продовження табл.6.29

1	2	3	4	5	6	7
	березень	A	0,10	0,79	0,17	0,65
		B	0,31	0,75	0,37	0,56
		C	0,45	0,77	0,34	0,64
		D	0,61	0,87	0,59	0,82
грудень	січень	A	0,52	0,79	0,55	0,81
		B	0,28	0,52	0,27	0,44
		C	0,57	0,63	0,40	0,55
		D	0,72	0,79	0,67	0,75
		E	0,47	0,65	0,37	0,32
	лютий	A	0,69	0,81	0,64	0,74
		B	0,66	0,83	0,57	0,77
		C	0,70	0,82	0,68	0,85
	березень	A	0,59	0,74	0,46	0,75
		B	0,64	0,80	0,45	0,53
		C	0,53	0,75	0,39	0,71
		D	0,73	0,86	0,69	0,84
січень	лютий	A	0,71	0,83	0,60	0,82
		B	0,82	0,85	0,71	0,80
		C	0,80	0,87	0,79	0,87
	березень	A	0,61	0,72	0,52	0,67
		B	0,61	0,75	0,36	0,54
		C	0,64	0,74	0,60	0,71
		D	0,58	0,83	0,54	0,86
лютий	березень	A	0,37	0,67	0,31	0,72
		B	0,46	0,69	0,37	0,49
		C	0,68	0,79	0,63	0,78
		D	0,66	0,81	0,59	0,79
3-й головний компонент						
листопад	грудень	A	0,66	0,83	0,50	0,69
		B	0,70	0,89	0,68	0,86
		C	0,68	0,84	0,57	0,80
	січень	A	0,41	0,62	0,43	0,54
		B	0,57	0,74	0,32	0,50
		C	0,54	0,88	0,48	0,87
		D	0,45	0,64	0,43	0,68
E	0,45	0,61	0,47	0,58		

Продовження табл.6.29

1	2	3	4	5	6	7
	лютий	A	0,65	0,69	0,49	0,64
		B	0,46	0,62	0,45	0,60
		C	0,46	0,73	0,43	0,47
		D	0,41	0,56	0,39	0,74
		E	0,46	0,58	0,47	0,73
	березень	A	0,24	0,61	0,29	0,45
		B	0,53	0,61	0,58	0,73
		C	0,18	0,56	0,10	0,44
		D	0,29	0,65	0,41	0,53
		E	0,21	0,53	0,11	0,64
грудень	січень	A	0,45	0,59	0,39	0,62
		B	0,38	0,68	0,38	0,40
		C	0,47	0,78	0,47	0,77
		D	0,40	0,61	0,29	0,57
		E	0,66	0,66	0,55	0,54
	лютий	A	0,28	0,64	0,38	0,77
		B	0,34	0,61	0,46	0,69
		C	0,36	0,59	0,12	0,40
		D	0,09	0,47	0,39	0,54
		E	0,45	0,63	0,53	0,74
	березень	A	0,10	0,63	-0,07	0,24
		B	0,04	0,46	0,32	0,64
		C	0,09	0,43	0,43	0,61
		D	0,42	0,75	0,43	0,56
		E	0,42	0,82	0,44	0,72
січень	лютий	A	0,65	0,67	0,54	0,78
		B	0,36	0,67	0,44	0,69
		C	0,30	0,64	0,19	0,54
		D	0,35	0,71	0,53	0,60
		E	0,53	0,70	0,48	0,72
	березень	A	0,17	0,67	0,16	0,41
		B	0,40	0,64	0,44	0,76
		C	0,32	0,60	0,32	0,65
		D	0,60	0,74	0,46	0,52
		E	0,58	0,67	0,33	0,57

Продовження табл.6.29

1	2	3	4	5	6	7
лютий	березень	A	0,13	0,54	0,16	0,23
		B	0,18	0,48	0,34	0,59
		C	0,30	0,57	0,29	0,57
		D	0,50	0,64	0,48	0,59
		E	0,46	0,65	0,36	0,63

Статистична значущість коефіцієнтів множинної кореляції R перевірялася за допомогою критерію Стьюдента (для вибірок $n < 50$):

$$t = \frac{|\hat{z}|}{\sigma_z}, \quad (6.8)$$

де \hat{z} - логарифмічне перетворення Фур'є, яке підлягає нормальному закону розподілу

$$\hat{z} = \frac{1}{2} \ln \frac{1+R}{1-R}, \quad (6.9)$$

σ_z - середньоквадратичний відхил величини \hat{z}

$$\sigma_z = \frac{1}{\sqrt{n-3}}. \quad (6.10)$$

У результаті нескладних обернених перетворень можна одержати вирази для мінімального значення значущого коефіцієнта множинної кореляції:

$$R_{\min \text{ знач}} = \frac{e^{2t_{\text{кр}}(\alpha, \nu)\sigma_z} - 1}{e^{2t_{\text{кр}}(\alpha, \nu)\sigma_z} + 1}, \quad (6.11)$$

у нашому випадку для числа степенів вільності $\nu = 42$ й рівня значущості $\alpha = 0,05$ (імовірність $p = 0,95$) критичне значення критерію Стьюдента $t_{кр}(\alpha, \nu) = 2,02$, тоді згідно з (6.11) мінімальний значущий коефіцієнт кореляції $R_{\min} = 0,29$. З таблиць 6.29 – 6.31 видно, що при використанні вдосконаленої моделі з перерахунком коефіцієнтів апроксимуючих поліномів, для всіх випадків з урахуванням обернених зв'язків, коефіцієнти множинної кореляції $t > t_{кр}(\alpha, \nu)$, $R_{\min} = 0,53$. Це означає, що гіпотеза про статистичну значущість коефіцієнтів множинної кореляції не відкидається. Однак, у деяких випадках без урахування обернених зв'язків присутні коефіцієнти кореляції від 0,34 до 0,39. Відповідно до алгоритму моделі це означає, що внесок діючих факторів у формування модельного результату l -го рівняння через обернені зв'язки з μ -ми рівняннями ($\mu = \overline{1, k-1}$) є істотним і практично повністю визначає кінцеве значення відгуку.

Аналізу піддаються блоки «з перерахунком коефіцієнтів», що містять виділені значення. Результати в блоках «без перерахунку коефіцієнтів», що відносяться до первинного вигляду моделі, наведені тільки для порівняння. Більш тісні зв'язки між фактичними значеннями й значеннями, отриманими в результаті застосування модифікованої моделі, підтверджують обґрунтованість і необхідність внесених коректив у визначення параметрів моделі.

Високі значення і невеликий діапазон розходжень коефіцієнтів кореляції для всіх отриманих однорідних регіонів відгуків і при різних завчасностях, підкреслюють визначальну роль процесів енерго- і масообміну між підстильною поверхнею і атмосферою в Північній Атлантиці у формуванні складових стану приповерхневого шару атмосфери в районі відгуків, і як наслідок, у формуванні вихідних характеристик.

При цьому існують деякі особливості у встановлених кореляційних зв'язках. Найбільші значення коефіцієнтів кореляції мають місце між

модельними і фактичними значеннями відгуків у вигляді першого й другого головних компонент. Дещо нижчі коефіцієнти кореляції спостерігаються у третього компонента. Він вносить мінімальний вклад у дисперсію процесів, які визначають енергетичний стан атмосфери в приповерхневому шарі, і відбиває більшою мірою особливості місцевого характеру і їх внесок у взаємодії. При цьому зв'язок діючих факторів з першою і третьою складовими процесів взаємодій у регіонах Східної Європи найбільш тісно проявляється при одномісячній та двомісячній завчасностях, а з другою складовою - при три- і чотиримісячних завчасностях.

Як вказувалося раніше, внесок обернених зв'язків в l -й відгук визначається останнім членом рівняння (2.25) $(\sum_{\substack{\nu=1 \\ (\nu \neq l)}}^k \alpha_{\nu}^{(l)} \hat{y}_{\nu})$. Коефіцієнти

обернених зв'язків між l -м і ν -м відгуками $(\alpha_{\nu}^{(l)})$ визначають тісноту взаємодій між ними, тобто визначають ступінь впливу ν -го відгуку на l -й відгук у випадку наявності в них збіжних факторів, і навпаки. При визначенні оцінок параметрів моделей (наприклад, (2.13)) сума внесків зазначених взаємодій у формування l -го відгуку вилучається шляхом віднімання, тому існує необхідність їх подальшого урахування в кінцевих моделях у вигляді доданка $\sum_{\substack{\nu=1 \\ (\nu \neq l)}}^k \alpha_{\nu}^{(l)} \hat{y}_{\nu}$, де добуток $\alpha_{\nu}^{(l)} \hat{y}_{\nu}$ являє собою частину модельного значення

ν -го відгуку в значенні l -го відгуку (або ж частину загального фактора для l -го й ν -го відгуків, яка впливає на l -й відгук через взаємодію з ν -м відгуком). У деяких випадках коефіцієнти кореляції для варіантів без урахування обернених зв'язків приблизно рівні або ж дещо вищі, ніж для варіантів з їх урахуванням (наприклад, фактори в листопаді, для відгуку в кластері Е у грудні (табл. 6.30)). Подібна ситуація виникає тоді, коли між l -м і ν -м відгуками, на які впливають однакові фактори в Північній Атлантиці, або практично відсутні взаємодії (слабкі), або серед загальних факторів існують

такі, які мають істотне розходження в значущості, у той час коефіцієнт обернених зв'язків визначається за загальною сукупністю і є єдиним для всіх збіжних факторів. У цих випадках з урахуванням останнього доданка в рівнянні системи (2.1) може дещо знижуватися чутливість моделі, що відбивається в значеннях коефіцієнтів кореляції.

Такий факт зустрічається в моделях для всіх трьох розглянутих головних компонентів. Загальна кількість випадків (12) і найбільші розбіжності між значеннями коефіцієнтів кореляції (0,15-0,18) спостерігаються для відгуків у вигляді третього головного компонента векторів станів, який має найменший із трьох внесок у загальну дисперсію і основні навантаження на одну-дві вихідні характеристики (табл. 6.31), частіше потоки тепла й або різницю температур, або зональну складову швидкості вітру.

При розгляді таблиці 6.29 має місце й така закономірність: чим менша кількість кластерів, на які поділена територія відгуків, тим тісніші кореляційні зв'язки. Імовірно, це пояснюється тим, що в цьому випадку процеси, які формують відгуки, перебувають здебільшого під впливом глобальних кліматоутворювальних факторів у Північній Атлантиці, які у свою чергу у взаємодіях в приповерхневому шарі переважають над місцевими регіональними особливостями в Східній Європі й Малій Азії.

6.2 Результати чисельних експериментів

Модифікована математична модель з уточненими твірними функціями може застосовуватись при вирішенні ряду задач. У кінцевій формі моделі складаються з різної кількості поліномів першого, другого й третього порядків різної структури для різних відгуків, які представлені у вигляді компонентів векторів станів характеристик регіональних кліматів Східної Європи.

Як було показано в попередніх розділах, така модель використовується

для вивчення відгуків кліматичних умов у регіонах Східної Європи на кліматоформуючі процеси в акваторії Північної Атлантики. З метою деталізації цих взаємодій у системі атмосфера-океан, а також для вивчення реакції кліматів Східної Європи на можливі динамічні і термохалінні аномалії в енергетично активних зонах океану був спланований ряд чисельних експериментів.

Як відомо, інтенсивність потоків явного й прихованого тепла між поверхнею океану й атмосферою залежить великою мірою від температур поверхні океану та приводного шару повітря і від насиченості повітря вологою. Крім того, інтенсивність енергообміну, а отже, і інтенсивність атмосферних процесів, залежить і від того, як різниці температур у системі “повітря-вода” розподілені в просторі акваторії Північної Атлантики, особливо в зоні Північно-Атлантичної теплої течії (її гілок) й у системі холодних протитечій: Східно-Гренландської й Лабрадорської. Ці розподіли пов’язані з інтенсивністю бароклінних зон атмосфери й океану, від чого, у свою чергу, залежить інтенсивність атмосферного фронтогенезу й циклогенезу, траєкторії переміщення циклонічних вихрів і, отже, особливості формування регіональних кліматів Європи й України в тому числі. Однорідні зони, які відносяться до першого, другого і третього головних компонентів, а також їх зв’язок із процесами в Східно-Європейському секторі описані вище.

Варто відзначити, що будь-яка статистична модель будується при неодмінній присутності операції осереднення за множиною й за часом. Таким чином, вона не може претендувати на відбиття різких коливань модельованих характеристик, тобто «викидів». Крім того, на формування клімату регіонів Східної Європи впливає не тільки Північна Атлантика, але й процеси взаємодії атмосфери з підстильною поверхнею Північного Льодовитого океану й східної частини Росії. Відповідні діючі фактори на жаль, включити в модель не було можливості. Проте, як показують наведені вище чисельні експерименти, модель адекватно відбиває тенденції кліматичних змін у різних регіонах Східної Європи.

Існує велика кількість сценаріїв зміни глобального клімату, а отже й регіональних кліматів. Вони описані в доповідях [40-44]. Як в “песимістичному”, так і в “оптимістичному” сценаріях потепління клімату в XXI сторіччі найбільші зміни температури повітря відбуватимуться у високих широтах. Підвищення температури в полярних областях повинне привести до інтенсивного танення полярних льодів, що в дійсності й спостерігається в останнє десятиліття.

Із цим, очевидно, пов’язана гіпотеза про можливу майбутню зміну глобального клімату, яка виникла порівняно недавно. Основні її положення полягають у такому. Посилення з плином часу підвищення температури у високих широтах буде спричиняти танення полярних льодів і льодів Гренландії [224]. Як наслідок цього процесу - зниження альбедо поверхні льоду, поглинання ним більшої кількості сонячної радіації й підвищення швидкості танення льоду. Це приведе до того, що все більші простори високих широт Північної Атлантики будуть охоплюватися холодними опрісненими талими водами. При цьому буде слабшати транспортування теплих солоних вод із тропічних широт океану за допомогою Північноатлантичної течії, оскільки більш солоні води будуть іти з поверхні океану в більш глибокі горизонти. При викидах більш легкої прісної води створяться умови, перешкоджаючі виникненню конвекції, а також істотно послабшає меридіональна термохалінна циркуляція. Блокування термохалінної циркуляції може привести до зниження температури повітря на 1.4°C у зазначеній області, що також вплине на глобальний клімат [224].

Як показують експедиційні дослідження, зазначена тенденція вже має місце. В останні десятиріччя відбувається зниження температури поверхневих вод і зростання температури глибинних вод у високих широтах Північної Атлантики [8]. Зазначений процес повинен призвести через деякий час (він визначається в кілька десятків років) до прискореного замерзання опріснених вод у Північній Атлантиці, у результаті чого відбудеться різке похолодання

планетарного клімату. Таким чином, у цій гіпотезі передбачається, що потепління глобального клімату є свого роду “спусковим гачком” для різкого його похолодання.

У підрозділі 6.2 показано, яким чином формувалася вихідна вибірка для перевірки адекватності моделі, а також для визначення за допомогою критерію Фішера ступеня впливу перших трьох головних компонентів векторів станів атмосфери в межах розглянутих шарів (у шарі атмосфери, прилеглому до підстильної поверхні, поверхні 850 гПа й 700 гПа) у Північній Атлантиці на відгуки в Східній Європі. З використанням модифікованих виразів (підрозділ 2.3) були отримані оцінки коефіцієнтів поліномів різних порядків у системах рівнянь для відгуків у грудні - березні при завчасності 1-4 місяці.

В розділі 2 були наведені результати роботи [140], у якій показано, що процеси, які розвиваються над Північною Атлантикою, характеризуються для Східної Європи післядією в 1-3 місяці.

У пропонованому експерименті діючі фактори розглядаються тільки головні компоненти процесів взаємодій у приповерхневому шарі повітря, тому що змодельовати, яким чином будуть змінюватися характеристики енергетичного стану атмосфери на висотах при втіленні ймовірного сценарію, описаного вище, досить складно. Зміна складу вихідної вибірки зумовила необхідність провести заново процедуру просіювання (визначення значущості діючих факторів) і, відповідно, перевизначити оцінки коефіцієнтів поліномів систем рівнянь. Результати розподілу значущості діючих факторів при першому, другому й третьому порядках поліномів, наприклад для завчасності один місяць (для січня), представлені в табл. 6.32. У них «+» і числа вказують на значущі фактори. Число - це порядковий номер, що визначає місце фактора в ранжованому за значенням критерію Фішера ряді: чим він більший, тим менше значення критерію.

Таблиця 6.30

Значущі фактори у поліномах різних порядків для відгуків у кластерах перших трьох головних компонентів векторів станів (фактори в грудні, відгуки \hat{y}_l в січні)

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми іншого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
для кластерів першого головного компонента																
1	1gkAs	2	3	3	2	X		1	1		X	1	1	1	1	X
2	1gkBs	3		4	1	X	1	2			X	2	5		3	X
3	1gkCs	5	2	2	4	X	6				X		6			X
4	1gkDs	4			3	X					X		2	6	5	X
5	2gkAs		4	5		X					X	3				X
6	2gkBs					X					X		3	4		X
7	2gkCs					X	7				X	4			4	X
8	2gkDs		5	6		X					X			2	2	X
9	2gkEs					X	2		2		X			5		X
10	3gkAs				5	X				3	X			3		X
11	3gkBs			1		X	4		3	4	X					X
12	3gkCs					X	5	4		2	X			7		X
13	3gkDs	1	1			X	3	3	4	1	X		4			X
для кластерів другого головного компонента																
1	1gkAs	4	3	4	3	3					1	2	1	1	1	1
2	1gkBs	5	4	2	2	1				7	6	3		3		
3	1gkCs	3	2						3	1	5	1			2	
4	1gkDs	2		1	4		2	4					6		5	2
5	2gkAs		5						2			5	7	2	7	
6	2gkBs			3				3	5		3	4	4			
7	2gkCs						6	6	6	6			5		6	

Продовження табл.6.30

№ п/п	Фактор	Поліноми першого порядку					Поліноми іншого порядку					Поліноми третього порядку				
		\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E	\hat{y}_A	\hat{y}_B	\hat{y}_C	\hat{y}_D	\hat{y}_E
8	2gkDs						5	2			2		3			
9	2gkEs								4	2					3	
10	3gkAs						3	5							4	
11	3gkBs									4	4					
12	3gkCs	1			5	2	1	1	1	3			2			
13	3gkDs		1		1		4	7	7	2	7					
для кластерів третього головного компонента																
1	1gkAs	3	2	4	4	2				1	1	1	1	1	2	1
2	1gkBs	1	1	2	5	3	5			3				5	4	2
3	1gkCs		3				3	3		4		4	2	3	6	
4	1gkDs			3	3		1	1				3	6		5	3
5	2gkAs	2	5		6		7		3	2	4				3	
6	2gkBs	4				1		5		6						
7	2gkCs											5	3	6		
8	2gkDs						2				3	2	5		1	
9	2gkEs		4				4				2			2		
10	3gkAs						6	6		5						
11	3gkBs				1						5		4	4		
12	3gkCs	5		1				2	1	7						
13	3gkDs			5	2			4	2	8			7			

Раніше за результатами проведеної кластеризації перших трьох головних компонентів, які описують процеси взаємодії в приповерхневому шарі повітря в Північній Атлантиці, були отримані репрезентативні вектори й репрезентативні вузли у відповідних однорідних зонах (розділ 4).

Схема розташування репрезентативних вузлів у зазначених однорідних зонах зображена на рисунку 6.1, де літера позначає найменування кластера, а цифра - номер головного компонента.

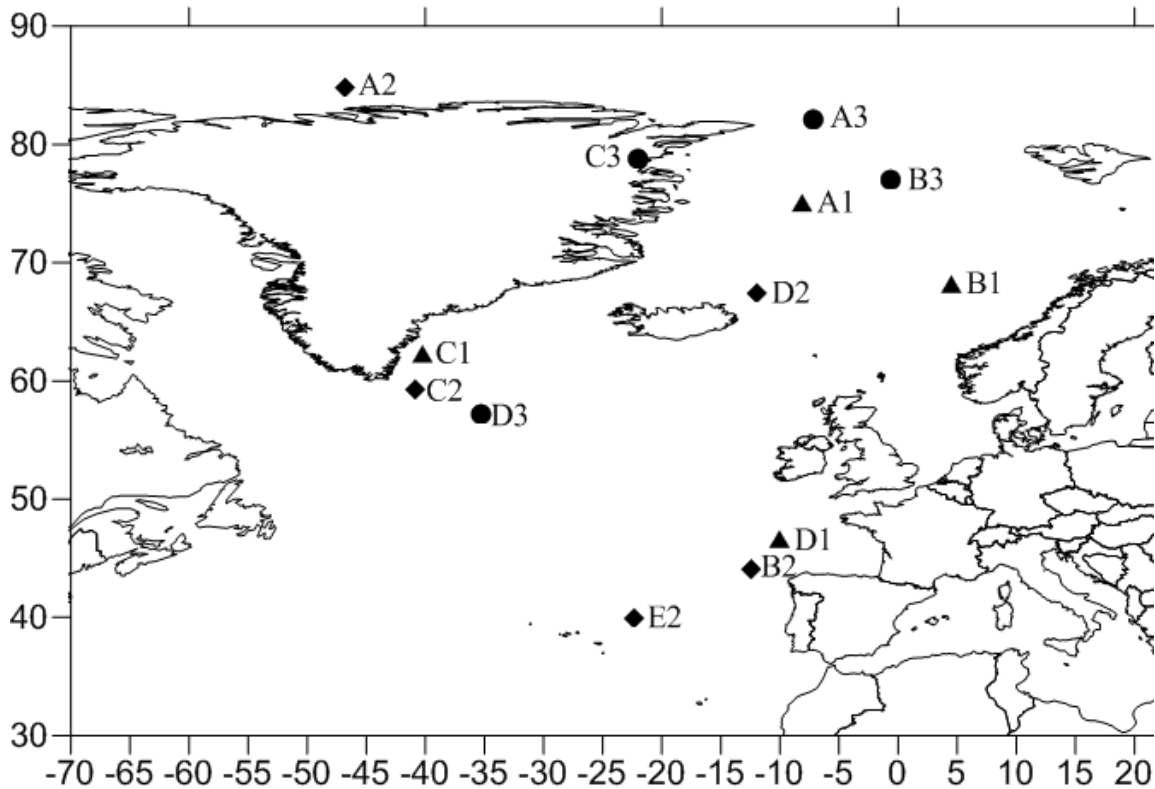


Рис. 6.1 Просторовий розподіл репрезентативних вузлів головних компонентів процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери в Північній Атлантиці, (грудень)

Як видно з рисунка 6.1, має місце таке розташування репрезентативних вузлів: C1, C2 - в області зіткнення холодної Східно-Гренландської течії й теплої течії Ірмінгера (західна гілка Північноатлантичної течії), у зоні дії останнього також перебуває вузол D3; D1, B2 і E2 розташовуються в районі «дельти Гольфстріму», а саме, відносно холодних Португальської й Канарської течій; D2 - у районі холодної Східно-Ісландської течії (гілка Східно-Гренландської течії), B1 - у районі теплої Норвезької течії; A1 - у районі Ян-Майєнської холодної течії (гілка Східно-Гренландської течії); B3 - у районі

теплої Західно-Шпіцбергенської течії; А3 - у північній частині Гренландського моря; С3 - на північно-східній околиці Гренландії; А2 - у скованих льодом водах Північного Льодовитого океану, що примикають до північного узбережжя Гренландії.

Для кожного репрезентативного вузла території Північної Атлантики (30° - 90° півн.ш. і 70° зах.д. - 20° сх.д.) у грудні були сформовані ситуативні вектори. Координатами кожного із зазначених векторів стали значення характеристик взаємодій підстильної поверхні і прилеглого до неї шару атмосфери з урахуванням передбачуваного сценарію зміни клімату, описаного вище. Такими характеристиками були обрані: температура підстильної поверхні, температура повітря на висоті 2 м, різниця цих температур, поверхневі потоки прихованого тепла, зональна складова швидкості вітру.

Координати власних векторів, що відповідають головним компонентам у репрезентативних вузлах, представлені в таблиці 4.7.

Ці координати мають місце й для інших вузлів, що входять до складу кластера. Опираючись на цей факт, застосувавши до ситуативних векторів процедури компонентного аналізу, а саме, операції перемноження транспонованого власного вектора головного компонента на вихідний ситуативний вектор характеристик, отримані додаткові до первісної вибірки діючих факторів 46-ті значення головних компонентів. Таким чином, була сформована загальна вибірка діючих факторів для проведення експерименту.

Відповідно до вимог представленої фізико-статистичної моделі діючі фактори були піддані процедурі ортогоналізації за допомогою методу Грама – Шмідта [225]. Ортогоналізація проводилася щодо всієї загальної вибірки.

За розрахованими раніше оцінками коефіцієнтів поліномів різних порядків кінцевих систем рівнянь для кластерів відгуків були визначені модельні значення перших трьох головних компонентів процесів взаємодії в приповерхневому шарі повітря в кожному вузлі Східної Європи й Малої Азії.

Для одержання модельних ситуативних значень вихідних характеристик

регіональних кліматів у районі відгуків використовувалась процедура оберненого перетворення, тобто перемножування матриці власних векторів на вектор ортогональних компонентів:

$$\tilde{X}_j = WZ_j$$

і операція множення на норму.

Подібна процедура використовувалась й для одержання відфільтрованих за першими трьома головними компонентами вихідних значень характеристик у кожному вузлі розглянутої території відгуків для періоду з 1957 по 2002 рр., з метою проведення осереднення відфільтрованих значень характеристик за означений період.

За допомогою формальної дії «накладення» полів, які є результатами кластеризації першого, другого й третього компонентів векторів станів характеристик взаємодій у приземному шарі повітря, здійснена загальна (об'єднана) кластеризація по трьох зазначених компонентах. Таким чином, були визначені однорідні райони, що складаються з одного або групи вузлів на території Східної Європи, для яких представлені компоненти відбивають однотипні процеси взаємодій, а саме: для січня - 41 кластер (від 1 до 30 вузлів; для лютого - 40 кластерів (від 1 до 29 вузлів); для березня - 50 кластерів (від 1 до 16 вузлів)).

Становить інтерес питання про те, яка буде реакція регіональних кліматів Східної Європи, якщо зазначена вище гіпотеза похолодання перетвориться на реальність. З метою його прояснення проведено чисельний експеримент, який полягав у такому. Якщо високі широти Північної Атлантики будуть охоплені поверхневими талими водами, то це приведе до того, що в області розташування репрезентативних вузлів С1, С2 (південний край о. Гренландія, Східно-Гренландська холодна течія) і А1, D2 (Гренландське море: Ян-Майєнська й Східно-Ісландська холодні течії), В3, В1 (Шпіцбергенська й

Норвезька теплі течії) і D3 (течія Ірмінгера) температура поверхневих вод буде знижуватися. У той час у південно-східній частині Північної Атлантики, у вузлах D1, B2 і E2 («дельта Гольфстріму», Португальська й Канарська відносно холодні течії) температура поверхневих вод буде підвищуватися. Відповідно до цього для проведення експерименту були встановлені ситуативні значення вихідних метеорологічних характеристик, наведені в табл.

Таблиця 6.31

Значення векторів станів вихідних характеристик у репрезентативних вузлах
Північної Атлантики, грудень

Репрезентативні вузли	Ситуативні значення вихідних характеристик			
	T_s, K	T, K	$Q, Дж / м^2$	$u, м / с$
A1	$T_{s, \min} - 1$	T_{sred}	Q_{\min}	u_{sred}
B1	$T_{s, \min} - 1$	T_{\max}	Q_{\max}	u_{sred}
C1	$T_{s, \min} - 2$	T_{sred}	Q_{\min}	u_{sred}
D1	$T_{s, \max} + 1$	$T_{\max} + 2$	Q_{sred}	u_{sred}
A2	$T_{s, \max} + 3$	$T_{\max} + 2$	Q_{\max}	u_{sred}
B2	$T_{s, \max} + 1$	$T_{\max} + 2$	Q_{sred}	u_{sred}
C2	$T_{s, \min} - 2$	T_{sred}	Q_{\min}	u_{sred}
D2	$T_{s, \min} - 3$	T_{sred}	Q_{\min}	u_{sred}
E2	$T_{s, \max} + 1$	$T_{\max} + 2$	Q_{sred}	u_{sred}
A3	$T_{s, \max} + 3$	$T_{\max} + 2$	Q_{\max}	u_{sred}
B3	$T_{s, \min} - 1$	T_{sred}	Q_{\min}	u_{sred}
C3	$T_{s, \max} + 3$	$T_{\max} + 2$	Q_{\max}	u_{sred}
D3	$T_{s, \min} - 1$	T_{\max}	Q_{\max}	u_{sred}

$T_{s,\min}$, $T_{s,\max}$; T_{\max} , T_{sred} ; Q_{\min} , Q_{\max} , Q_{sred} ; u_{sred} – мінімальні, максимальні й середні значення відповідно температури підстильної поверхні, температури повітря в шарі 2 м, поверхневих потоків прихованого тепла й зональної складової швидкості вітру в зазначених репрезентативних вузлах, взяті з первісної вихідної сукупності.

У результаті, на основі математичної моделі при завчасностях один, два й три місяці (фактори в грудні, відгуки відповідно у січні, лютому й березні) були отримані відгуки кліматичних характеристик в однорідних регіонах Східної Європи на зазначені процеси в Північній Атлантиці (гіпотеза похолодання глобального клімату), представлені на рисунках 6.2–6.13 як відгуки в аномаліях.

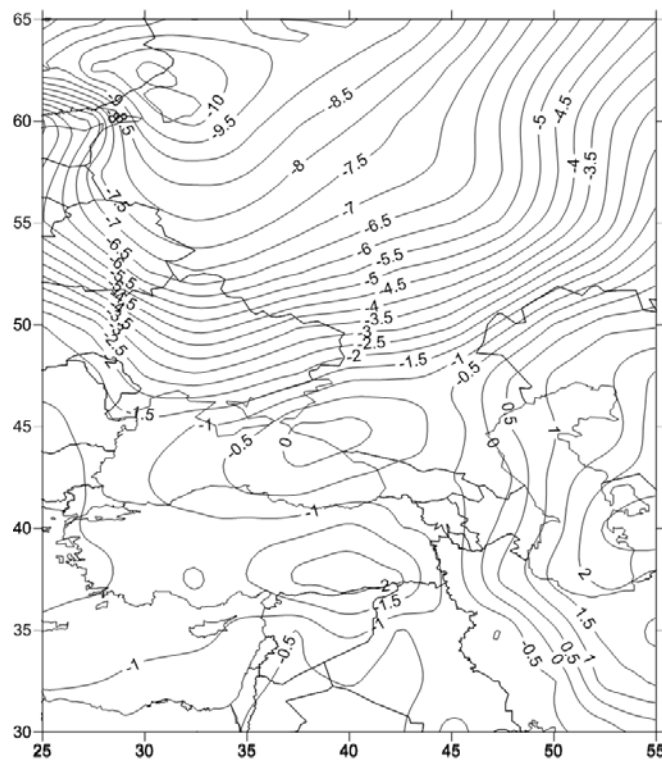


Рис. 6.2– Відгуки в аномаліях температури повітря на висоті 2 м на розглянуті процеси в Північній Атлантиці, січень

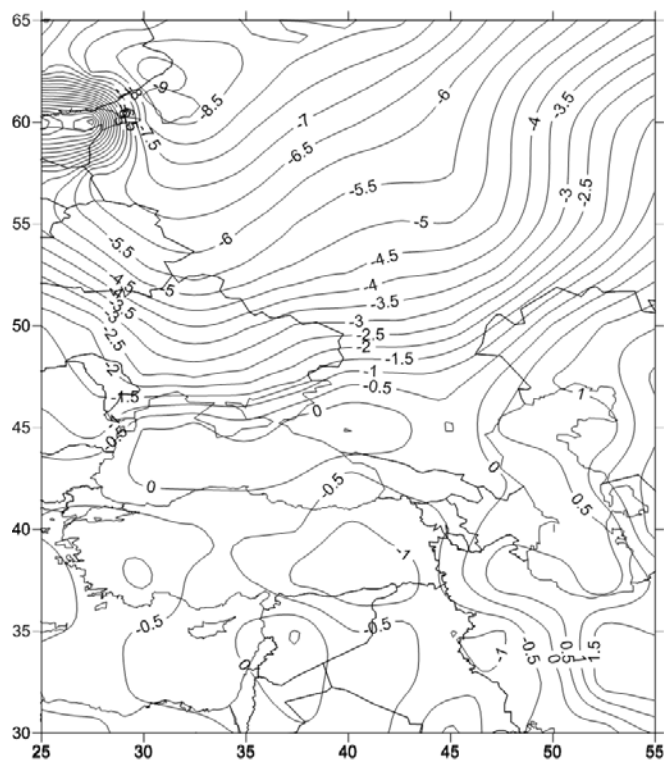


Рис. 6.3 Відгуки в аномаліях температури підстильної поверхні на розглянуті процеси в Північній Атлантиці, січень

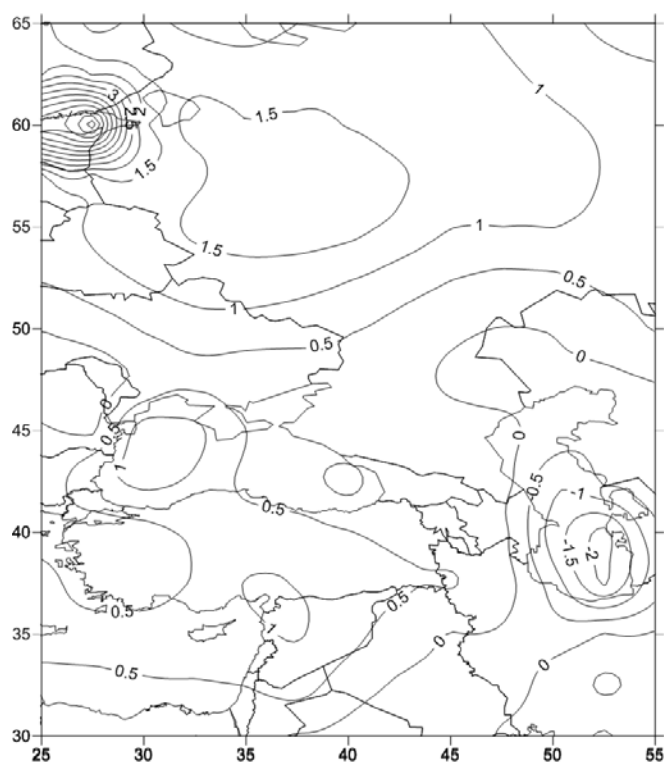


Рис. 6.4 Відгуки в аномаліях різниці температур на розглянуті процеси в Північній Атлантиці, січень

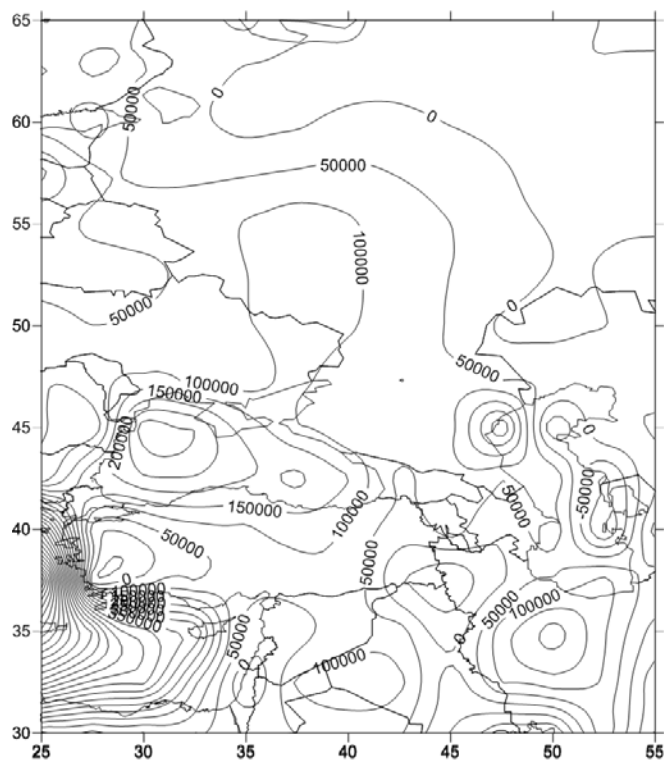


Рис. 6.5 Відгуки в аномаліях поверхневих потоків прихованого тепла на розглянуті процеси в Північній Атлантиці, січень

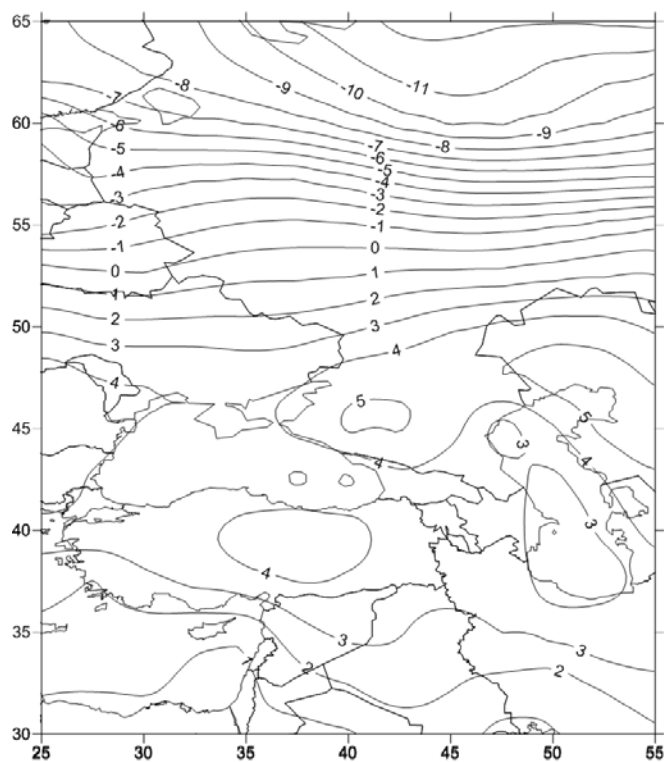


Рис. 6.6 Відгуки в аномаліях температури повітря на висоті 2 м на розглянуті процеси в Північній Атлантиці, лютий

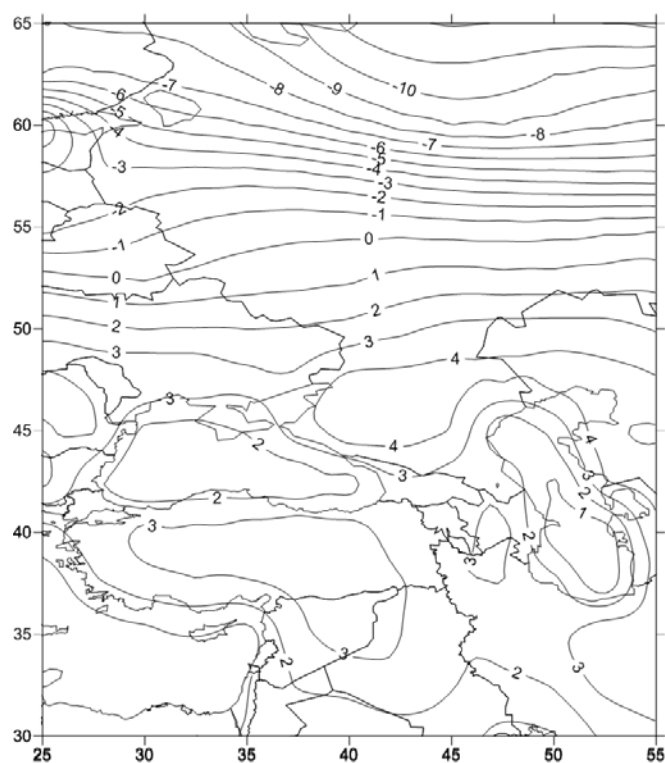


Рис. 6.7 Відгуки в аномаліях температури підстильної поверхні на розглянуті процеси в Північній Атлантиці, лютий

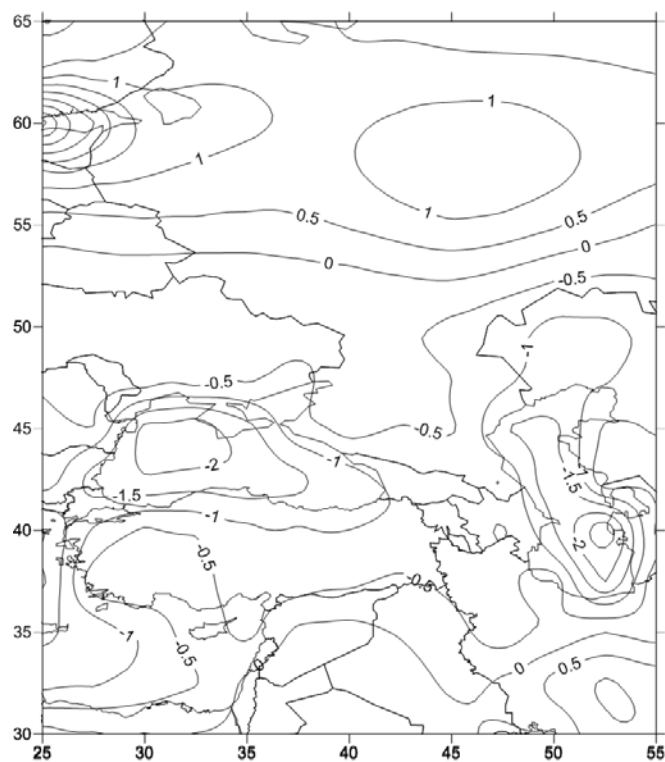


Рис. 6.8 – Відгуки в аномаліях різниці температур на розглянуті процеси в Північній Атлантиці, лютий

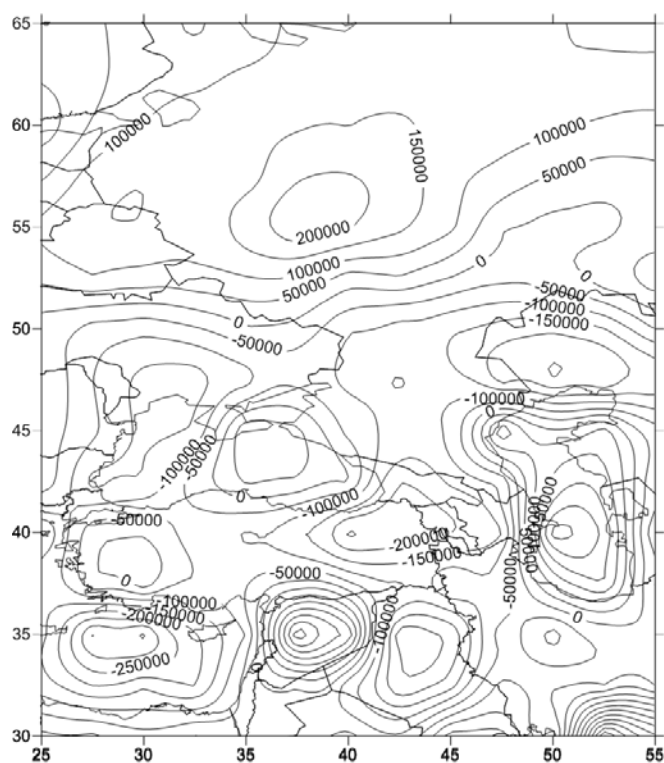


Рис. 6.9 – Відгуки в аномаліях поверхневих потоків прихованого тепла на розглянуті процеси в Північній Атлантиці, лютий

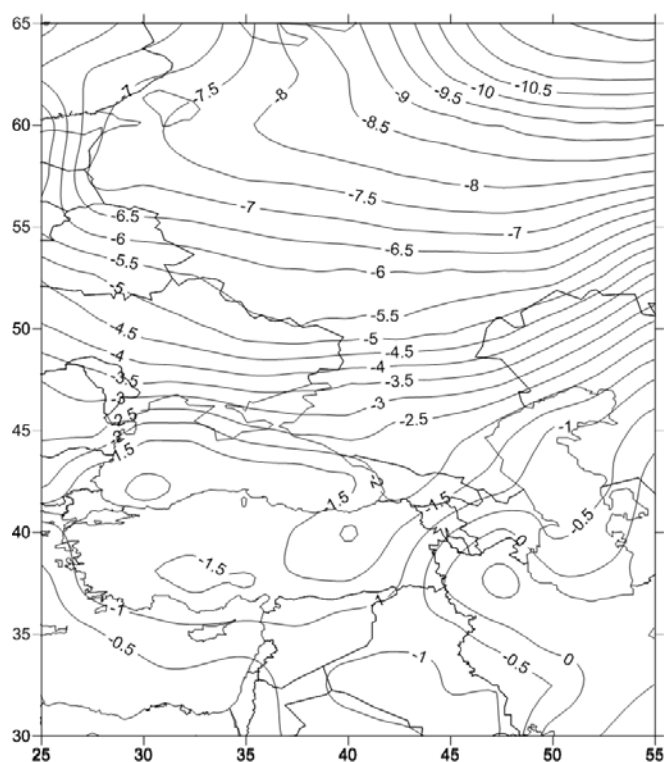


Рис. 6.10 Відгуки в аномаліях температури повітря на висоті 2 м на розглянуті процеси в Північній Атлантиці, березень

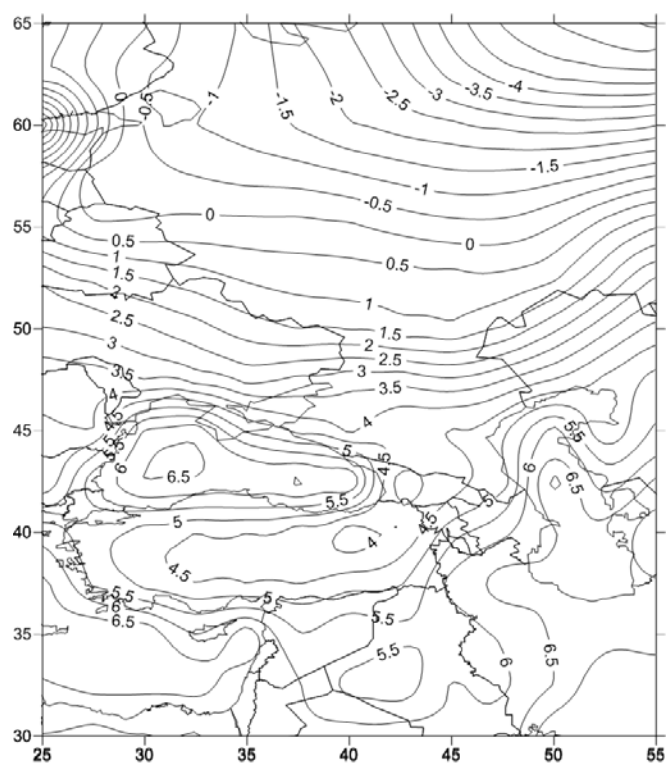


Рис. 6.11 Відгуки в аномаліях температури підстильної поверхні на розглянуті процеси в Північній Атлантиці, березень

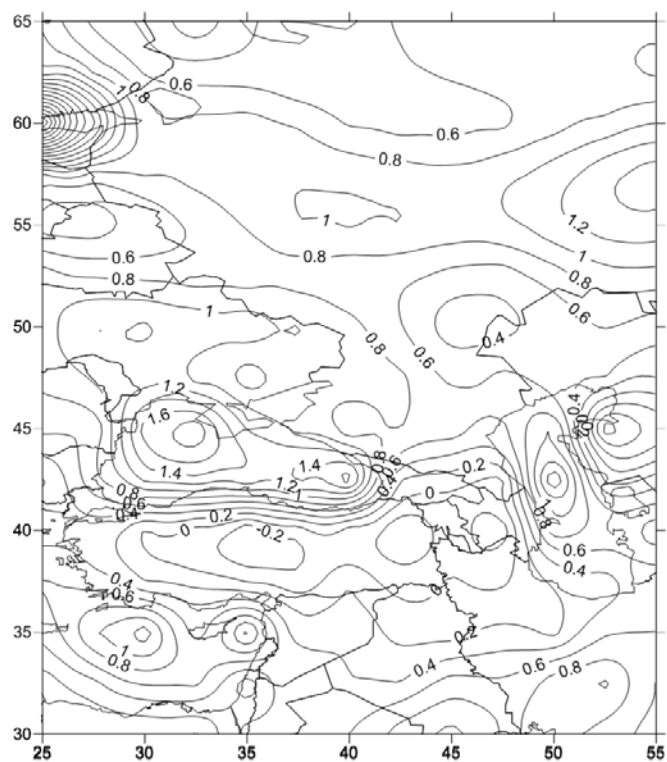


Рис. 6.12 – Відгуки в аномаліях різниці температур на розглянуті процеси в Північній Атлантиці, березень

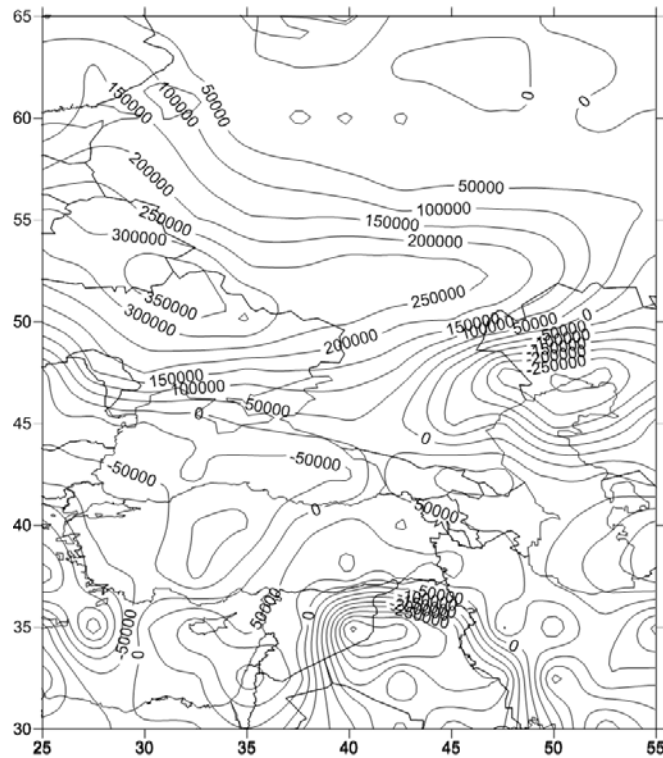


Рис. 6.13 Відгуки в аномаліях поверхневих потоків тепла на розглянуті процеси в Північній Атлантиці, березень

Описані вище умови експерименту припускають збільшення градієнтів температури поверхні й повітря у високих широтах Північної Атлантики. Це спричинить інтенсифікацію циклогенезу в цих районах. З іншого боку зниження температури підстильної поверхні спричинить зменшення потоків прихованого тепла в атмосферу й відповідно зменшення вологовмісту повітря на висотах. Крім того, можна припустити, що зменшення поверхневої температури води в Нордкапській й Мурманській теплих течіях (продовження системи Північноатлантична – Норвезька течії), стане причиною посилення впливу атмосферних процесів над Баренцовим морем й морем Лаптевих на північну частину Східної Європи в холодний період року. Цей факт чітко простежується на рисунках 6.2-6.3, 6.6-6.7, 6.10-6.11, де видно, що від’ємна аномалія температури повітря на 2 м поширюється на південь: у січні й у березні – на всю розглянуту територію, у лютому – тільки до 53° півн. ш. У січні спостерігається осередок таких аномалій північніше від Ладозького озера.

У подальші місяці він зміщується на північний схід. Винятками в такому розподілі є: у березні - райони Іранського нагір'я й у січні - територія Каспійського моря із прилеглою сушею зі східної сторони, де спостерігаються додатні аномалії температури. У лютому максимумами додатних відхилень температури повітря відповідають районам Кумо-Маничської западини, Прикаспійської низовині і Малої Азії. Над всією територією України в січні й березні спостерігаються від'ємні аномалії, у лютому - додатні.

Аналогічна картина розподілу аномалій температури повітря в січні й у лютому спостерігається і для температури підстильної поверхні. У березні додатні відхилення температури підстильної поверхні охоплюють більшу частину простору Східної Європи й Малої Азії із центрами максимумів, які відповідають акваторіям Чорного, Каспійського морів і східної частини Середземного моря. Цей факт пояснюється нагріванням поверхні за рахунок збільшення кількості короткохвильової радіації, що надходить від Сонця.

Наступними характеристиками, що становлять не менший інтерес, є різниця температури підстильної поверхні й температури повітря на 2 м та поверхневі потоки прихованого тепла (рис.6.4-6.5, 6.8-6.9, 6.12-6.13). Між цими характеристиками є певний обернений зв'язок: додатні аномалії різниці температур відповідають від'ємним аномаліям потоків прихованого тепла, або ж – збільшення різниці температур приводить до зменшення додатних потоків прихованого тепла й навпаки. Саме такі співвідношення й повинні були б простежуватися при аналізі результатів експерименту з урахуванням незмінності в просторі вмісту водяної пари в повітрі. У дійсності спостерігається порушення суворості такого зв'язку, що є свідченням істотної різноманітності в процесах взаємодії в приповерхневому шарі повітря. Наприклад, у січні над Чорним морем спостережуване збільшення різниці температур супроводжується збільшенням додатних потоків прихованого тепла (від атмосфери до поверхні). Такий випадок може мати місце при частому проходженні через відкриту водну поверхню середземноморських циклонів з

інтенсивними опадами, траєкторія яких буде зміщатися дещо південніше при втіленні сценарію «похолодання». Максимальна додатна аномалія потоків тепла розташовується над східною частиною Середземного моря й безпосередньо пов'язана з аномалією над Чорним морем. Над іншою великою водною поверхнею - східною акваторією Каспійського моря, при від'ємній аномалії різниці температур має місце збільшення потоків тепла в атмосферу. В січні більшу частину Східно-Європейської рівнини, включаючи територію України, займає область додатних аномалій потоків тепла при таких же аномаліях різниці температур.

В лютому ситуація змінюється. Всю Східно-Європейську рівнину вище за 52° півн. ш. займає значна додатна аномалія із центром над північчю Оксько-Донської рівнини. Західну частину Чорного моря й всю територію України охоплює велика зона від'ємних аномалій потоків прихованого тепла, яка межує із осередком невеликих додатних аномалій із центром над східною частиною Чорного моря. Подібна за інтенсивністю від'ємна аномалія спостерігається в районі Прикаспійської низовини й у районі східної частини Середземного моря, тобто тут має місце перевага процесу випаровування над опадами. На півдні Каспійського моря розташовується значна за інтенсивністю додатна аномалія, протилежна за знаком аномалії різниці температур у цьому районі (виконується класична схема співвідношення знаків, описана вище).

У березні, коли додатні аномалії температури підстильної поверхні займають частину простору (більшу з півдня) розглянутої території Східної Європи й Малої Азії, центр найбільшої додатної аномалії потоків тепла зміщується на північ України, а сама область, відповідна їй, має вигляд клина довжиною із заходу на схід і являє собою розділову зону між нульовими аномаліями на півночі Східно-Європейської рівнини і осередками від'ємних відхилень із різною інтенсивністю - на півдні. Найбільш яскравими представниками останніх є аномалії на півночі Каспійського моря з примикаючою до нього Прикаспійською низовиною й у районі Сірійської

пустелі. Подібна схема розподілу аномалій поверхневих потоків тепла і різниці температур може свідчити про перевагу в березні впливу процесів взаємодії океану й атмосфери в Північній Атлантиці над атмосферними процесами, які впливали на формування вихідних характеристик на території Східної Європи з боку Баренцового моря й моря Лаптевих.

Висновки до розділу 6

1. Проведений відбір значущих діючих факторів за допомогою процедури просівання, яка полягає в порівнянні із критичним значенням відношення дисперсії модельних значень відгуку (сумарного внеску дисперсій факторів) до зменшеної суми ранжованих внесків дисперсій факторів у дисперсію відгуку (критерій Фішера) показав, що існує велика різноманітність у впливі процесів у Північній Атлантиці на клімат Східної Європи. Ця різноманітність має залежність не тільки від розташування зон діючих факторів і місяців, яких вони стосуються, але й від терміну завчасності.

2. Визначено, що більшість у лінійній частині моделі мають перший і другий компоненти процесів взаємодії підстильної поверхні й атмосфери. Вони (компоненти) роблять найбільший внесок у загальну дисперсію цих процесів. Міжрічну внутрішньокластерну дисперсію зазначених компонентів забезпечують мінливості більшості з розглянутих гідрометеорологічних характеристик. Так, наприклад, сухе континентальне повітря, яке надходить з півострова Лабрадор на поверхню моря Лабрадор, спричиняє сильне випаровування (великі потоки прихованого тепла), охолодження поверхні води, посилення зональної складової швидкості вітру (внаслідок великих градієнтів температури).

3. Складові енергетичного стану атмосфери на висотах мають вагу в основному в нелінійних моделях і не мають будь-яких чітко виражених

закономірностей у розподілі за ступенем значущості. У той же час, складові векторів станів характеристик повітря в районі поверхні 700 гПа частіше мають вагу в поліномах першого і другого порядків, а в районі 850 гПа – третього порядку. Серед загальної кількості зустрічаються випадки, коли компоненти стану повітря на поверхні 700 гПа визначають максимум дисперсії відгуків (займають перші місця по значущості відповідно до критерію Фішера). Цей факт відноситься, в першу чергу, до південних регіонів розглянутої території відгуків.

4. Серед значущих діючих факторів з великими критеріями Фішера мають місце ті, які розташовуються поза енергетично активними зонами океану, тобто ті, які охоплюють територію за межами цих зон і мають різний ступень енергетичної активності в атмосфері. Це свідчить про те, що енергоактивні зони Північної Атлантики не забезпечують повноту встановленого статистичного зв'язку з відгуками на території Східної Європи. Тому у «процедурі просіювання» треба дуже ретельно аналізувати ступень значущості параметрів на вході в модель.

5. Для кожного з відгуків з метою дослідження ступеня адекватності моделі були розраховані множинні коефіцієнти кореляції, які для всіх модельних відгуків виявилися статистично значущими. Порівняння коефіцієнтів кореляції, отриманих для первісної моделі і для модифікованої, показало перевагу використання останньої для вирішення подібних завдань в області кліматології й гідрометеорології.

6. На модифікованій моделі був проведений чисельний експеримент для діючих факторів у грудні й відгуків при завчасностях 1-3 місяці (для січня, лютого й березня). У чисельному експерименті проаналізований один зі сценаріїв можливого похолодання глобального клімату, у якому сучасне потепління клімату розглядається як «спусковий гачок» до похолодання. Показано, що післядії для регіональних кліматів Східної Європи й Малої Азії виявляються різноплановими. Так при втіленні вище описаного сценарію,

наприклад видно, що від'ємна аномалія температури повітря на 2 м поширюється на південь: у січні й у березні – на всю розглянуту територію, у лютому – тільки до 53° півн. ш. У січні спостерігається осередок таких аномалій північніше від Ладозького озера. У подальші місяці він зміщується на північний схід. Винятками в такому розподілі є: у березні - райони Іранського нагір'я й у січні - територія Каспійського моря із прилеглою сушею зі східної сторони, де спостерігаються додатні аномалії температури. У лютому максимумами додатних відхилень температури повітря відповідають районам Кумо-Маничської западини, Прикаспійської низовини і Малої Азії. Над всією територією України в січні й березні спостерігаються від'ємні аномалії, у лютому - додатні.

ВИСНОВКИ

Проведені дослідження характеру впливу процесів взаємодії у системі атмосфера – підстильна поверхня (океанська) і особливостей температурно-вологісного та циркуляційного режимів на висотах на різні регіони Східної Європи (включно з Україною) і Малу Азію дають можливість зробити такі висновки:

1. Особливості завдання вихідних даних, які представляють собою множину векторів ситуацій (значень вихідних гідрометеорологічних характеристик) на великих просторах Північної Атлантики й Східної Європи, вимагає істотного її перетворення з метою стиску в розглянутому просторі й зміни її смислового навантаження. Для вирішення цієї задачі був вперше застосований компонентно-кластерний метод. Компонентний аналіз дозволив одержати головні компоненти векторів станів характеристик, які описують взаємодії в прилеглому до підстильної поверхні шарі повітря й енергетичні стани атмосфери на висотах. Кожен компонент (як складову процесів взаємодій) також можна представити варіантом реакції сукупності характеристик стану повітря на процеси взаємодії у різних шарах атмосфери. Інтенсивність зазначених процесів і енергетичних станів визначається ваговими навантаженнями (координатами власних векторів) на вихідні характеристики, міжрічною дисперсією й величиною середніх значень головних компонентів. Порядковий номер компонента в ранжованому ряді (у напрямку зменшення), і масштаб описуваного ним процесу, визначається внеском його в міжрічну дисперсію процесів взаємодії в різних шарах повітря.

2. Кліматоутворювальні фактори в різних регіонах Північної Атлантики значно відрізняються, оскільки зумовлені відмінностями циркуляційних процесів і різноманітністю теплових властивостей підстильної поверхні (океанські течії, льоди, острівна й материкова зона). Тому була вирішена задача виділення однорідних регіонів, які мають подібні процеси взаємодії у

прилеглому до підстильної поверхні шарі повітря й на висотах у нижній і середній тропосфері. Для об'єктивної класифікації був застосований розроблений автором «Універсальний ітераційний метод кластеризації даних (УІМКД)», перевага якого полягає в тому, що його застосування не потребує, як в інших відомих алгоритмах (наприклад, ІСОМАД, Максимальної відстані, k-means і т.д.), завдання вихідних гіпотетичних центрів кластерів і числа кластерів, а також суб'єктивної участі дослідника у визначенні оптимального кроку в кінцевому числі ітерацій. Крім того, важливо те, що УІМКД, окрім представницького середнього по кластеру вектора, дозволяє визначити репрезентативний центр кожного кластера серед вихідних даних (розподіли яких невідомі). Цей центр має прив'язку до географічного місця, тобто - конкретні географічні координати. До того ж, характеристики векторів станів повітря у такому центрі є еталоном для всіх інших вузлів однорідного регіону. Зазначене значно підвищує об'єктивність результатів кластеризації і розширює можливості для їх аналізу. Зокрема, змінення статистичних даних репрезентативного вектора дозволяє судити про ступінь впливу змін глобального клімату на регіональні процеси у Північній Атлантиці та Східній Європі.

3. За допомогою компонентно-кластерного методу на основі даних у вузлах регулярної сітки у Північній Атлантиці (30° – 90° півн. ш. і 70° зах.д. – 20° сх.д.) вперше були виділені регіони з подібними процесами взаємодії у прилеглому до підстильної поверхні шарі повітря і нижній та середній тропосфері. У різних регіонах відзначається різний ступінь активності процесів, який, як правило, змінюється від місяця до місяця протягом холодного періоду. Враховуючи великі інерційні властивості океану, зроблено висновок, що активність процесів у визначених регіонах значною мірою залежить від процесів в атмосфері. Підтверджено висновок (наприклад, [79,80]) про запізнювання процесів, які відбуваються у водному середовищі, порівняно з процесами в атмосфері, в середньому на 25–30 діб (зокрема, зміни температур

цих середовищ).

Серед процесів взаємодії у прилеглому до підстильної поверхні шарі повітря та енергетичного стану на висотах, основне навантаження припадає на найбільш великомасштабні процеси, які й визначають величини більшості розглянутих гідрометеорологічних характеристик у різних їх комбінаціях. До чинників, які визначають такі процеси, можна віднести сонячну радіацію, меридіональний перенос тепла у високі широти океанськими течіями тощо. Процеси менших просторових і часових масштабів роблять істотно менший внесок у загальну дисперсію процесів і впливають, як правило, на одну-дві вихідні гідрометеорологічні характеристики (локальні осередки поверхневих потоків прихованого тепла, додатного відносного вихору швидкості, зональної складової швидкості вітру у зоні великих контрастів температур і т.д.). Специфіка використання компонентного аналізу у даному випадку полягає в тому, що перед проведенням фільтрації незначущих компонентів (тобто дрібномасштабних процесів), мають бути ретельно проаналізовані вагові навантаження (значення власних векторів) на вхідні гідрометеорологічні характеристики.

4. Аналіз середніх значень і дисперсій репрезентативних компонентів і вагових коефіцієнтів, які їм відповідають, показав різноманітність процесів у системі океан-атмосфера та їх інтенсивності у виділених однорідних регіонах Північної Атлантики, а саме:

- велике (максимальне) за величиною середнє значення компонента, велика (максимальна) дисперсія, квазірівномірно розподілені серед вхідних гідрометеорологічних характеристик вагові навантаження свідчать про високу енергетичну активність процесів і мінливість її протягом досліджуваного періоду (наприклад, наявність переважної траєкторії переміщення циклонів у цьому регіоні (шторм-треків));

- великі міжрічні дисперсії, невеликі середні значення компонентів, які не змінюють знак у межах середньоквадратичного відхилення, свідчать про

високу мінливість інтенсивності процесів одного типу (наприклад, надходження холодного повітря з суходолу на холодну, покриту льодом океанічну поверхню моря Баффіна або півночі Гренландського моря в певні роки і, навпаки в інші роки);

- великі міжрічні дисперсії, близькі до нуля середні значення компонентів, які змінюють знак у межах середньоквадратичного відхилення, свідчать про різноманітність процесів, які визначають величини та знак вхідних гідрометеорологічних характеристик (наприклад, тенденцію до зміни знака зональної складової швидкості вітру, або ж до зміни напрямку поверхневих потоків прихованого тепла);

- невелика дисперсія і велике за величиною середнє значення компонента з рівномірним розподілом навантажень свідчить про збереження протягом досліджуваного періоду високої енергетичної активності процесів (наприклад, наявність у регіоні сталої енергоактивної зони);

- невеликі середні значення компонента і його дисперсії свідчать про сталість слабкої активності процесів у часі (наприклад, процеси у дельті Гольфстріму).

5. Процедури компонентного й кластерного аналізу були застосовані і до аналогічних характеристик взаємодій у приземному шарі повітря над територією Східної Європи й Малої Азії в грудні-березні. Вперше отримані кластери, що відбивають різноманіття процесів, які формують стан атмосфери в районі відгуків (наприклад, середземноморські, південні балканські циклони, „пірнаючі” (що переміщуються з півночі чи північного заходу), полярні вторгнення (з північного заходу), ультраполярні вторгнення (з північного сходу), відроги сибірського антициклону), а також взаємодію атмосфери з підстильною поверхнею. Репрезентативні вектори, які відповідають кластерам відгуків, разом з векторами діючих факторів склали основу для розрахунку параметрів моделі.

6. Обмеження, накладені на вихідні умови при побудові первісної

статистичної моделі, не дозволили, через особливості завдання необхідної інформації на вході і виході моделі, безпосередньо використовувати її при вирішенні проблеми формування змін глобального й регіональних кліматів. Аналіз взаємодії атмосфери й підстильної поверхні, а також енергетичних станів атмосфери на висотах, привів до висновку щодо необхідності модифікації вихідної моделі в напрямку зміни її структури, різних можливих сполучень нелінійностей і, отже, вигляду твірних функцій. Для вирішення цієї задачі була здійснена адаптація фізико-статистичної моделі у вигляді системи поліномів третього порядку із оберненими зв'язками. Як вхідні параметри моделі були обрані три перші ортогональні складові векторів станів характеристик атмосфери в прилеглому до підстильної поверхні шарі повітря у Східній Європі. Для Північної Атлантики у якості вхідних параметрів, окрім зазначених вище, використовувались ще й складові векторів станів нижньої та середньої тропосфери.

7. Оцінка статистичної значущості з урахуванням внеску кожного фактора в загальну дисперсію відгуку дозволила здійснити відбір статистично значущих діючих факторів для кожного відгуку. Чисельні експерименти показали, що відгуки різної завчасності в різних регіонах Східної Європи істотно відрізняються за складом значущих факторів і за чутливістю до процесів, які розвиваються в Північній Атлантиці. Тобто, великомасштабний атмосферний процес над Північною Атлантикою, який є найбільш визначальним для певного регіону Східної Європи, може бути менш значущим для іншого регіону Східної Європи або для іншого місяця холодної пори року. Більш того, за допомогою реалізації системи рівнянь регресії для відгуків підтверджена неоднорідність зв'язків обраних діючих факторів з регіонами відгуків.

8. Ступінь адекватності моделі була підтверджена за допомогою множинних коефіцієнтів кореляції між модельними і фактичними значеннями для кожного з відгуків. Перевірка статистичної гіпотези про статистичну

значущість множинних коефіцієнтів кореляції здійснювалася за критерієм Стьюдента для довірчої ймовірності 0,95. Множинні коефіцієнти кореляції для всіх модельних відгуків виявилися статистично значущими ($R_{\text{знач.мин}} = 0,29$; для відгуків у вигляді першого компонента відгуків $R_{\text{мин}} = 0,6 - R_{\text{макс}} = 0,85$; для відгуків у вигляді другого компонента $R_{\text{мин}} = 0,52 - R_{\text{макс}} = 0,9$; для відгуків у вигляді третього компонента $R_{\text{мин}} = 0,43 - R_{\text{макс}} = 0,89$). Це свідчить про те, що побудовані математичні моделі добре відбивають вплив кліматоутворювальних факторів у Північній Атлантиці на регіональні клімати Східної Європи та Малої Азії. Порівняльний аналіз варіантів застосування пропонованої фізико-статистичної моделі з перерахуванням оцінок параметрів по модифікованих виразах та з урахуванням внеску останнього члена рівняння, який характеризує обернені зв'язки, з модельними значеннями інших рівнянь, вказує на значну перевагу удосконаленої моделі над первісною при розв'язанні аналогічних задач.

9. Чисельні експерименти на моделях проводилися для діючих факторів у грудні й відгуків при завчасностях 1-3 місяця (для січня, лютого й березня). У чисельному експерименті проаналізовано один зі сценаріїв зміни глобального клімату, в якому сучасне потепління клімату розглядається як «спусковий гачок» до похолодання. Показано, що післядії для регіональних кліматів Східної Європи й Малої Азії виявляться різноплановими. Так при втіленні вище описаного сценарію, наприклад для України, в січні очікується зниження температур повітря й підстильної поверхні, у лютому - підвищення обох температур, в березні - зниження температур повітря й підвищення температури поверхні з відхиленнями від норми. Аномалії поверхневих потоків прихованого тепла в ці місяці розподілені таким чином: незначні додатні у січні і від'ємні – у лютому, в березні - значні додатні. Відповідно до такого розподілу аномалій прихованого тепла і температури повітря, взимку на Україні очікується: у лютому відносно тепла суха погода, у січні – від'ємні аномалії

температури та незначна перевага опадів над випаровуванням; навесні в березні холодна погода з великою кількістю опадів (особливо в північній частині).

Таким чином, в дисертаційній роботі вирішена наукова проблема встановлення фізико-статистичних закономірностей кліматичних зв'язків між процесами взаємодії у системі атмосфера-підстильна поверхня у Північній Атлантиці й Східноєвропейському секторі.

Запропонований в дисертаційній роботі системний підхід, може бути використаний для аналізу інших процесів, що відбуваються у системі «атмосфера-підстильна поверхня» з метою виявлення ступеня їх інтенсивності та значущості для інших частин земної кулі. У роботі детально викладені алгоритми кластерного аналізу (УІМКД) і модифікованої статистичної моделі багатофакторної нелінійної регресії з оберненими зв'язками, що надає можливість їх застосування при розв'язанні різних завдань, спрямованих на краще розуміння процесів глобальної кліматичної системи.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. М.: Изд. МГУ, 1974. 311с.
2. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеиздат 1956. 344 с.
3. Динамика климата / Под ред. С. Манабе. Пер. с англ. Сб.статей. Л.:Гидрометеиздат, 1988. 138 с.
4. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы : Пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 294 с.
5. Шапаев В.М. Взаимодействие Мирового океана с атмосферой и формирование климата. Л.: ЛГМИ, 1974. 168 с.
6. Глобальне потепління і клімат України: Регіональні екологічні та соціально-економічні аспекти / Волощук В.М., Бойченко С.Г., Степаненко С.М., Бортник С.Ю., Шищенко П.Г. К.: Київський нац. ун. ім. Т.Г. Шевченка, 2002. 116 с.
7. Изменение климата, 2001: Обобщенный доклад. Женева: ВМО, 2003. 520 с.
8. Oh H.S., Ammann C., Naveau P., Nychka D., Otto-Bliesner B. Multi-resolution time series analysis applied to solar irradiance and climate reconstructions. *J. Atmos. Solar-Terrestrial Physics*. 2003. Vol. 65. P. 191-201.
9. Chipperfield M.P. A three-dimensional model study of long-term mid-high latitude lower stratosphere ozone changes. *Atmos. Chem. Phys.* 2003. Vol. 3. P.1253-1265.
10. Ruddiman W.F. *Earth's climate: past and future*. New York: W.H. Freeman, 2001. 465 p.
11. Fromm M., Bevilacqua R., Stocks B., Servranckx R. Eruptive transport to the stratosphere: add fire-convection to volcanoes *Atmos. Environ.* 2004. Vol. 38. P.163-165.
12. Кондратьев К.Я. Атмосферный аэрозоль как климатообразующий

компонент атмосферы. Оптика атмосферы и океана. Томск, 2004г., Том 17, №1. стр. 5-24.

13. Глушков А.В., Серга Э.Н., Бунякова Ю.Я. Хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере (г. Одесса). Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту. 2009. Вип. 8. <http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2009-uk/8-uk/>.

14. Глушков А.В., Серга Э.Н., Бунякова Ю.Я., Хаос во временных рядах концентраций пыли в атмосфере промышленного города (на примере г. Одессы). Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту. 2010. Вип. 9. <http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2010-uk/9-uk/>.

15. Dai A., Wigley T.M.L. Global patterns of ENSO-induced precipitation. Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27. P. 1283-1286.

16. Bodri L., Cermak V. High frequency variability in recent climate and the North Atlantic oscillation. Theor. Appl. Climatol. 2003. Vol. 74. P. 33-40.

17. Электронный ресурс <https://public.wmo.int/ru/media/пресс-релизы/> (или же <https://data.giss.nasa.gov/gistemp/news/20161017/>)

18. Eckhardt S., Stohl A., Beirle S., Spichtinger N., James P., Forster C., Junker C., Wagner T., Platt U., Jennings S.G. The North Atlantic Oscillation controls air pollution transport to the Arctic. Atmos. Chem. Phys. 2003. Vol. 3. P. 1769-1778.

19. Boer G.J., Yu B. Climate sensitivity and response. Clim. Dyn. 2003. Vol. 20. P. 415-429.

20. Chou C., Neelin J.D. Cirrus detrainment-temperature feedback. Geophys. Res. Lett. 1999. Vol. 26. P. 1295-1298.

21. Mitchell D.L., Finnegan W. Modification of cirrus clouds to reduce global warming. Environ. Res. Lett. 2009. Vol. 4, No. 045102. P. 1-8.

22. Muri H., Kristjánsson J.E., Storelvmo T., Pfeffer M.A. The climatic effects of modifying cirrus clouds in a climate engineering frame work. J. Geophys. Res. 2014. Vol.119, No. 7. P. 4174-4191.

23. Storelvmo T., Herger N. Cirrus cloud susceptibility to the injection of ice

nuclei in the upper troposphere. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2014. Vol. 119, No. 5. P. 2375–2389.

24. Holton J.R., Haynes P.H., McIntyre M.E., Douglass A.R., Rood R.B., Pfister L. Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.* 1995. Vol. 33. P. 403-439.

25. Forster P.M. de F., Shine K.P. Stratospheric water vapour changes as a possible contributor to observed stratospheric cooling. *Geophys. Res. Lett.* 1999. Vol. 26. – P. 3309-3312.

26. Baldwin M.P., Dunkerton T.J. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science.* 2000. Vol. 294. P. 581-584.

27. Black R.X. Stratospheric forcing of surface climate in the Arctic Oscillation. *J. Clim.* 2002. Vol. 15. P. 268-277.

28. Appenzeller C., Weiss A.K., Staehelin J. North Atlantic Oscillation modulates total ozone winter trends. *Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 27 1131-1134.

29. Aeberhardt M., Blatter M. Stoecker T.F. Variability on the century time scale and regime changes in a stochastically forced zonally averaged ocean-atmosphere model. *Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 27. P. 1303-1306.

30. Hilmer M., Jung T. Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 27. P. 989-992.

31. Saito K., Yasunari T., Cohen J. Changes in the sub-decadal covariability between Northern Hemisphere snow cover and the general circulation of the atmosphere. *Int. J. Climatol.* 2004. Vol. 24. P. 33-44.

32. Burke E.J., Shuttleworth W.J., Yang Z.-L., Mullen S.L., Arain M.A. The impact of the parameterization of heterogeneous vegetation on the modeled large-scale circulation in CCM3-BATS. *Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 27.P. 397-400.

33. Климатология / Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева М.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Л: Гидрометеоиздат, 1989. 567 с.

34. Бучинский И.Е. Климат Украины в прошлом, настоящем, будущем. – К: Госсельхозиздат, 1963. 308 с.
35. Бучинский И.Е. Климат Украины. Л.: Гидрометиздат, 1960. 130 с.
36. Климат Украины / Под редакцией Прихотько Г.Ф., Ткаченко А.Р., Бабиченко В.Н.. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 913 с.
37. Щербань М.И. Микроклиматология. К.: Вища школа, 1985. 221 с.
38. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 351 с.
39. Клімат України / за ред. Ліпінського В.М., Дячка В.А., Бабіченко В.М. – К.: Видавництво Раєвського, 2003. 343 с.
40. Hilmer M., Jung T. Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 27. P. 989-992.
41. IPCC, 2001 *Climate Change 2001: Synthesis report. A Contribution of Working I and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Watson R.I. and the Core Writing Team (eds)]. Cambridge Univ. Press., Cambridge, United Kingdom and New York., NY, USA. 398 p.
42. IPCC. *Climate Change 2007: The Physical Basis. Contributions of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* M.: Cambridge, UK and New York, NY, 2007. 996 p.
43. IPCC. *The Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2013.* M.: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 2013. 1535 p.
44. Randall D. A., Wood R. A., Bony S., Colman R., Fichefet T., Fyfe J., Kattsov V., Pitman A., Shukla J., Srinivasan J., Stouffer R.J., Sumi A., Taylor K. Climate models and their evaluation. In: *Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007. (Eds: Solomon S.,

Qin D., Manning M. et al.)

45. Крученицкий Г.М. , Галкина И.Л., Белявский А.В., Скоробогатый Т.В. О принципиальных ограничениях в моделировании атмосферных процессов. Труды УкрНИГМИ. 2002. Вып.250. С.149-161.

46. Дымников В. П., Лыкосов В. Н., Володин Е. М. Моделирование климата и его изменений: Современные проблемы. Вестн. РАН. 2012. Т. 82. С. 227–236.

47. Зарипов Р. Б. Обзор современных методов повышения детализации метеорологических полей. Динамика окруж. Среды и глобал. Изменения климата. 2010. №1. С. 1–11.

48. Катцов В. М., Мелешко В. П. Современные приоритеты фундаментальных исследований климата. Тр. ГГО им. А. И. Воейкова. 2008. Вып. 557. С. 3–19.

49. Глушков А.В., Серга Э.Н. Ренорм-групповой подход к исследованию спектра турбулентности в общей динамике атмосферы. Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту. 2011. Вип. 11. <http://bulletin.odku.edu.ua/uk/category/2011-uk/11-uk/>.

50. Gordon C., Cooper C., Senior C. A., et al. The simulation of SST, sea-ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim. Dyn.* 2000. № 16. P. 147–168.

51. Sinha B., Smith R. S. Development of a fast Coupled General Circulation Model (FORTE) for climate studies, implemented using the OASIS coupler. Southampton Oceanography Centre Internal Document. 2002. № 81 67 p.

52. Goosse H., Selten F. M., Haarsma R. J., Opsteegh J. D. Decadal variability in high northern latitudes as simulated by an intermediate-complexity climate model. *Annals of Glaciology.* 2001. № 33. P. 525–532.

53. Hogg A. McC., Dewar W. K., Killworth P. D., Blundell J. R. A quasigeostrophic coupled model: Q-GCM. *Monthly Weather Review.* 2003. № 131. P. 2261–2278.

54. Marsh R., Edwards N. R., Shepherd J. G. Development of a fast climate model (C-GOLDSTEIN) for Earth System Science. SOC. 2002. № 83. 54 p.
55. Пархоменко В. П. Модель климата с учетом глубинной циркуляции Мирового океана. Вестн. МГТУ им. Н.Э. Баумана. Сер. Естеств. науки. Спец.вып. Мат. моделирование. 2011. С. 186–200.
56. Школьник И. М., Мелешко В. П., Гаврилина В. М. Валидация региональной климатической модели ГГО, Метеорология и гидрология, № 1, 2005. с. 14–27.
57. AchutaRao K. M., Covey C., Doutriaux C., Fiorino M., Gleckler P., Phillips T., Sperber K., and Taylor K. An Appraisal of Coupled Climate Model Simulations, Bader D. (ed.), PCMDI Technical Report, UCRL-TR-202550, 2004.
58. Benestad R. E., 2005. Climate change scenarios for northern Europe from multi-model IPCC AR4 climate simulations, Geophys. Res. Lett., vol. 32, L17704, doi:10.1029/2005GL023401.
59. Айвазян С. А., Енюков И. С., Мешалкин Л. Д. Прикладная статистика. Основы моделирования и первичная обработка данных. М.: Финансы и статистика, 1983. 471 с.
60. Мелешко В. П., Гаврилина В. М., Мирвис В. М., Матюгин В. А., Пичугин Ю. А., Вавулин С. В. Гидродинамико-статистический долгосрочный прогноз метеорологических полей по модели ГГО. 2. Результаты оперативных испытаний и перспективы улучшения прогностической схемы. Метеорология и гидрология. 2002. № 10. С. 5–17.
61. Maqsood I., Khan M. R., Abraham A. An ensemble of neural networks for weather forecasting. Neural Computing & Applications, 2004, vol.13, № 2, pp. 112–122.
62. Taylor, J. W., Buizza R. Neural Network Load Forecasting with Weather Ensemble Predictions. IEEE Trans. on Power Systems, 2002, vol. 17 (3). pp. 626–632.
63. Геодонов А.Д. Изменения температуры воздуха на северном

полушарии за 90 лет. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 146 с.

64. Рубинштейн Е.С. Структура колебаний температуры воздуха на Северном полушарии. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 36 с.

65. Рубинштейн Е.С., Полозова Л.Г. Современное изменение климата. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 268 с.

66. Амплитудно – фазовые характеристики годового хода приповерхностной температуры : сравнение расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы и океана с данными реанализа / А.В.Елисеев, М.С. Гусева, И. И.Мохов, К.Г. Рубинштейн. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т.40, No 4. С.435–449.

67. Груза Г. В. Климат ближайшего будущего / Г.В.Груза, Э. Я. Ранькова. Земля и вселенная. 2004. No 6. С . 3–9.

68. Мартазинова В.Ф., Свердлик Т.А. Крупномасштабная атмосферная циркуляция XX столетия, её изменения и современное состояние. Труды УкрНИГМИ. 1998. Вып.246. С.21-27.

69. Мартазинова В.Ф., Сологуб Т.А. Определение квазипериодичности атмосферных процессов на Северном полушарии с помощью метода «плавающий аналог». Труды УкрНИГМИ. 1986. Вып.219. С.42-46.

70. Свердлик Т.А. Влияние крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха на изменение регионального климата Украины. Тр. конференции молодых учёных национальных гидрометслужб стран СНГ. Москва, Россия. 1999. С. 6-7.

71. Свердлик Т.О. Мінливість у масштабах десятиріч атмосферної циркуляції повітря північної півкулі : Зб. наук. праць “Україна та глобальні процеси: географічний вимір”. Київ-Луцьк, Вежа, 2000. Т.2. С.308-311.

72. Свердлик Т.О. Сучасні зміни великомасштабної атмосферної циркуляції в Атлантико – Європейському регіоні в холодний період року та виявлення особливостей синоптичних процесів останнього десятиріччя. Вісник Київського університету ім. Тараса Шевченка, Сер. географія. Вип. 44. С. 78-80.

73. Свердлик Т.А. Эволюция крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха Северного полушария во второй период современного потепления климата. Наукові праці УкрНДГМІ. 1999. Вип.247. С.63-75.

74. Свердлик Т.О. Зміни великомасштабної атмосферної циркуляції повітря протягом ХХ століття і перетворення погодних умов на території України: дис...канд. географ.наук: 11.00.09. Київ, 2000. 131 с.

75. Мартазінова В.Ф., Іванова О.К., Сологуб Т.А. Сучасний стан вітроенергетичних зон на території України у 1990-х роках. Наукові праці УкрНДГМІ. 2002. Вип.250. С.19-33.

76. Ефимов В.А., Ивус Г.П. О физике антициклогенеза современной климатической эпохи. Наукові праці УкрНДГМІ. 2002. Вип.250. С.78-91.

77. Дроздов О.А., Арапов П.П., Лугіна К.М., Мосолова Г.І. Деякі аспекти взаємодії природних та антропогенних змін клімату. Український географічний журнал. 2000.№2.С.54-59.

78. Дроздов О.А., Григорьева А.С. Характеристика цикличности осадков на территории СССР и связь с цикличностью общей циркуляции атмосферы. Проблемы общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометиздат, 1972. С.87-96.

79. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана: Л. Гидрометеиздат, 1990. 335 с.

80. Лаппо С.С. и другие. Энергоактивные области Мирового океана . ДАН СССР. 1984. Т. 275. №4. С.125-129.

81. Исследование взаимодействия пограничных слоев атмосферы и океана. Анализ современного состояния и оценка перспективных направлений работ в рамках программы “Разрезы” / Под редакцией Ю.А. Волкова, В.Н. Лыкосова. М., 1987. 63 с.

82. Хохлов В.Н. Влияние Северо-Атлантического колебания на энергетику внетропических широт. Міжвідомчий наук. зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2002. Вип. 46. С.30-34.

83. Bunker A.F. Computation of surface energy flux and annual Sea – air interaction cycles of the North Atlantic Ocean. *Mou. Wea. Rev.* 1976. Vol. 104, №9. P. 1122-1140.
84. Da Costa E.D., de Verdiere A.C. The 7.7 – year North Atlantic Oscillation. *Q, J, R. Meteorol Soc.* 2002. Vol. 128. P. 797-817.
85. Hurrell J.W., Van Loon H. Decadal variation in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Clim. Change.* 1997. Vol 36. P. 301-326.
86. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation. Regional temperatures and precipitation. *Science.* 1995. Vol. 269. P. 676-679.
87. Visbeck M, Harrell J.W, Kushnir Y. The first international Conference on the North Atlantic Oscillation (NAO). *Exchanges.* 2001. Vol. 6, №1. P 24-25.
88. Haarsma R.J., Selten F.M. Mechanisms of extratropical Decadal Variability. *Exchanges.* 2001. Vol. 6, №1, Part 1. P 8-11.
89. Rowan Sutton. Predicate: Mechanisms and Predictability of Decadal Fluctuations in Atlantic-European Climate. *Exchanges.* 2001. Vol. 6. P. 11-15.
90. Wallace J.M., Gutzler D.S. Teleconnections in the geopotential heights field during the hotheris Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.* 1981. Vol 109. P.784-812.
91. Серга Э.Н., Школьный Е.П. Статистический анализ временных рядов колебательных механизмов термобарических взаимодействий. *Міжвідомчий науковий зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія.* 2005. Вип.49. С.204-214.
92. Хохлов В.Н., Серга Э.Н., Свиначенко А.А., Василишин В.Н. Временная изменчивость площади распространения льда в полярных морях и её связь с атмосферной телеконнекцией. *Укр. гідрометеорол. ж.* 2006. №1. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2006-uk/1-uk/>.
93. Серга Э.Н., Бунякова Ю.Я., Лобода А.В., Мансарлийский В.Ф., Дудинов А.А. Мультифрактальный анализ временных рядов индексов Арктического, Атлантического и Южного колебаний. *Укр. гідрометеорол. ж.* 2013. №13. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2013-uk/13-uk/>.

94. Thompson D.W. J. and Wallace J.M. The Arctic Oscillation signature in winter geopotential heights and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.* 1998. Vol. 25. P. 1297-1300.
95. Oberhuber J., Roeckner E, Christopf M., Esch M., Latif M. Predicting the El-Nino event with a global climate model. Max-Planck Institute fur Meteorology. Report №254, Hamburg. 1998.
96. Julian P.R., Chervin R.M. A study of the Southern oscillation and Walker circulation phenomena. *Mon. Wea. Rev.* 1978. Vol. 106. P.1433-1451.
97. Кузин В.И. , Моисеев В.М. Моделирование реакции океана на атмосферные воздействия в период Эль-Ниньо. Труды международной конференции, посвященной 75-летию академика Г.И. Марчука и 20-летию Института вычислительной математики. Том II, Москва, 19-22 июня 2000 г. С.113-120.
98. Серга Э. Н., Школьный Е. П., Сущенко А.И. Оценка влияния явления Эль-Ниньо-Ла-Нинья на формирование метеорологических полей в Южном полушарии. *Вісник ОНУ Серія: Географічні та геологічні науки. ТОМ 19. Вип. 4 (23).* 2014. С. 13-27.
99. Wyrтки К. The Southern oscillation ocean – atmosphere interaction and El-Nino. *Mar. Technology Soc. Journ.* 1982. Vol 16, №1. P. 3-10.
100. Kok C.J., Opsteegn J.D. Possible causes of anomalies during the 1982-83 El-Nino Event. *J. Atmosph. Sci.* 1985. Vol. 42, №7. P. 677-694.
101. Quiros R.S. Observed response of the Northern hemisphere atmospheric circulation to the 1982-83 El-Nino Ocean Warning. *Tropical Ocean – Atmosphere Newsletter.* 1984. №24. P. 1-2.
102. Quiros R.S. The climate of the El-Nino winter of 1982-83, a season of extraordinary climatic anomalies. *Mon. Wea. Rev.* 1983. Vol. 111. P. 1685-1706.
103. Chen W.Y. Assessment of Southern oscillation Sea level pressure indices. *Mon. Wea. Rev.* 1982. Vol 110, №7. P. 800-807.
104. Алексеев Г.В., Иванов В.В., Кораблёв А.А. Климатические изменения

в Норвежско-Гренландской энергоактивной зоне и Арктическом бассейне Северного Ледовитого океана. Труды международной конференции, посвященной 75-летию академика Г.И. Марчука и 20-летию Института вычислительной математики. Том II, Москва, 19-22 июня 2000г. С.17-39.

105. Гулев С.К., Колинко А.В., Лаппо С.С. Взаимодействие океана и атмосферы в Ньюфаундлендской энергоактивной области в условиях аномальных атмосферных ситуаций. Метеорология и гидрология. 1987. №8. С. 63-70.

106. Гулев С.К., Лаппо С.С., Тихонов В.А. Межгодовая динамика интегральных характеристик теплового взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой. Изв. АН СССР. ФАО. 1988. Т.24, №8. С. 861-872.

107. Марчук Г.И. Моделирование изменений климата и проблема долгосрочного прогноза погоды. Метеорология и гидрология. 1979. №7. С.25-36.

108. Марчук Г.И., Дымников В.П., Курбаткин Г.П., Саркисян А.С. Программа «Разрезы» и мониторинг Мирового океана. Метеорология и гидрология. 1984. №8. С.9-17.

109. Рождественский А.Е., Тихонов В.А. Векторная параметризация климатических крупномасштабных потоков тепла над океаном и ее адаптация для акватории Северной Атлантики. Гидрометеорологические закономерности формирования среднеширотных энергоактивных областей Мирового океана. Ч.1. М.: Гидрометеоиздат, 1986. С. 202-206.

110. World Climate News. Geneva. 1998. №12. 12 p.

111. Марчук Г. И., Кондратьев К. Я., Козодеров В. В., Лаппо С. С., Саркисян А. С., Хворостьянов В. И. Энергоактивные зоны: концептуальные основы. Серия: Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы». М.: ВИНТИ, 1989. Т. II. Ч. II. 368 с.

112. Рождественский А. Е. Крупномасштабные потоки энергии в годовом цикле в системе океан-атмосфера: Дис...докт. физ.-мат. наук: 25.00.29. Москва,

2015. 288 с.

113. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України: [монографія]/ колектив авт.:С.М. Степаненко, А.М. Польовий, Є.П. Школьний, Е.М. Серга [та інш.]; за ред. С.М. Степаненко, А.М. Польового.-Одеса: Екологія, 2011. 696с.

114. Shkol'nyi E.P., Serga E.N. Influence of processes in the ocean-atmosphere system in North Atlantic on the intraannual variation on climatic characteristics on the territory of Ukraine. *Physical Oceanography*. 2009. vol.19, №4. P.240-253.

115. Русов В.Д., Глушков А.В., Ващенко В.Н. Астрофизическая модель глобального климата Земли . К.: Наук. думка , 2005. 215 с .

116. Glushkov A.V., Rusov V.N., Loboda N.S., Khetselius O.Yu., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A., Prepelitsa G.P. On possible genesis of fractal dimensions in the turbulent pulsations of cosmic plasma – galactic-origin rays – turbulent pulsation in planetary atmosphere system. *Adv. Space Res.* 2008. Vol. 42. P. 1614-1617.

117. Глушков А.В., Ефимов В.А., Кивганов А.Ф. Моделирование климата как задача взаимодействия триплета солитонов (постановка задачи). *Метеорология, климатология и гидрология* .1999. № 38. С.3-8.

118. Ефимов В.А. Математическая теория экспериментов по долгосрочному прогнозу динамики атмосферы южного полушария. *Труды ААНИИ* . 1982. Т. 385. С. 12-115.

119. Peixoto J.P., Oort A.H. *Physics of Climate* – American Institute of Physics, 1992. 520 p.

120. Оорт А. Х. Балансовые соотношения в земной климатической системе. *Динамика климата: Пер. с англ. Под ред . С . Манабе .* Л.: Гидрометеиздат , 1988. С. 91-113.

121. Rosen R.D. The axial momentum balance of the earth and its fluid envelope *Surv. Geophys.* 1993. Vol.14. P. 1-29.

122. Storch J.-S. The reddest atmospheric modes and the forcing of the spectra of these modes. *J. Atmos. Sci.* 1999. Vol. 56. P. 1614-1626.

123. Kang I.-K., Lau K.-M. Principal modes of atmospheric circulation anomalies associated with global angular momentum fluctuations. *J. Atmos. Sci.* 1994. Vol. 51. P. 1194-1205.

124. Storch J.-S. Angular momenta of the Antarctic and the Arctic Oscillations. *J. Clim.* 2000. Vol. 13. P. 681-685.

125. Hou A.Y. Hadley circulation as a modulator of the extratropical climate. *J. Atmos. Sci.* 1998. Vol. 55. P. 2437-2457.

126. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоздат, 1971. 280 с.

127. Амбросов С. В. Обобщенный критерий форм циркуляции атмосферы. *Метеорология, климатология и гидрология*. 1999. Вып. 38. С.164-168.

128. Амбросов С. В. Фактор макротурбулентности в типовых формах циркуляции атмосферы и в балансе по влагообороту и угловому моменту. *Метеорология, климатология и гидрология*. 1999. Вып.38. С. 59-63.

129. Глушков А.В., Серга Э.Н., Свиначенко А.А., Хохлов В.Н. Глобальные механизмы в атмосферных моделях и баланс углового момента Земли. *Укр. гідрометеорол. ж.* 2009. №5. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2009-uk/5-uk/>.

130. Глушков А.В., Амбросов С.В., Серга Э.Н., Свиначенко А.А., Бунякова Ю.Я., Лукаш Т.В. Глобальные механизмы в атмосферных моделях и баланс углового момента Земли – Результаты. *Укр. гідрометеорол. ж.* 2010. №6. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2010-uk/6-uk/>.

131. Глушков А.В., Амбросов С.В., Серга Э.Н. Глобальные механизмы в атмосферных моделях и баланс углового момента Земли: Компьютерные эксперименты – III. *Укр. гідрометеорол. ж.* 2011. №9. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2011-uk/9-uk/>.

132. Амбросов С.В., Серга Э.Н., Мансарлийский В.Ф., Кольцова Н.Ю. Баланс углового момента земли и атмосферные волноводы: элементы нестационарной теории. *Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту.* 2012.

Вип. 14. <http://bulletin.odetu.edu.ua/uk/category/2012-uk/14-uk/>.

133. Глушков А.В., Амбросов С.В., Хецелиус О.Ю., Бунякова Ю.Я., Препелица Г.П., Серга Э.Н., Соляникова Е.П. Теоретические основы микросистемной технологии “Geomath”: Баланс углового момента Земли, атмосферные радиоволноводы и телеконнекция I. Sensors Electronics and Microsystems Technologies.2011.Т.2(8), №4. P.63-78.

134. Глушков А.В., Амбросов С.В., Хецелиус О.Ю., Бунякова Ю.Я., Препелица Г.П., Серга Э.Н., Соляникова Е.П., Применение микросистемной технологии “Geomath” к моделированию баланса углового момента земли, параметров атмосферных процессов и радиоволноводов: II. Компьютерные эксперименты. Sensors Electronics and Microsystems Technologies. 2011. Vol.2(8), №4. P.79-89.

135. A.V. Glushkov, S.V. Ambrosov, V.F. Mansarliysky, and E.N. Serga, Fractal Features of the Global Mechanisms in the Earth Atmosphere Models and Global Energy and Angle Momentum Balance: Atmospheric circulation forms, Teleconnection and Radio-Waveguides . 3rd International Conference on Earth System Modelling. Vol. , 3ICESM-375. 2012.

136. Glushkov A.V., Serga E.N., Khetselius O.Yu., Bunyakova Yu.Ya., Solyanikova E.P., Non-linear prediction method in short-range forecast of atmospheric pollutants: low-dimensional chaos. Proc. of the the International Conference on Dynamical Systems - Theory and Applications.-Lodz (Poland; 5-8 december). 2011. P.42.

137. Glushkov A.V., Serga E.N., Sukharev D.E., Solyanikova E.P., Fractal Features of the Large-scaled Low Frequency Atmospheric Processes and Structures: Energy and Angle Moment Balance Approach. Proc. of the European Geosciences Union General Assembly 2011.- Vienna (Austria; 3-7 april).-2011.-N-NP2.2/OS1.7.- P. **EGU2011-5795**.

138. Дианский Н.А., Глазунов А.В. Моделирование взаимодействия атмосферы и верхнего слоя океана в средних широтах . Труды международной

конференции, посвященной 75-летию академика Г.И. Марчука и 20-летию Института вычислительной математики. Том II, Москва, 19-22 июня 2000 г. С.69-88.

139. Андрианова О.Р. О связи тепловых аномалий в Северной Атлантике и на Европейской территории СССР . Метеорология и гидрология. 1986. №7. С.114-116.

140. Школьный Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації. Підручник. К.: Вища школа, 1999. С.455-513.

141. Школьный Е.П. Многофакторная регрессионная модель физико-статистического метода прогноза погоды . Труды УкрНИГМИ, 1976. Вып. 134. С.3-24.

142. Полонский А.Б. Роль океана в современных изменениях климата . Морской гидрофизический журнал. 2001. -№6. С.32-58.

143. Полонский А.Б., Семилетова Е.П., Джиганшин Г.Ф. О роли океана в поддержании Североатлантического колебания . Там же. 2002. № 5. С. 47-55.

144. Служба данных ECMWF ERA-40. <http://www.ecmwf.int/products/data>.

145. Серга Э. Н. Универсальный итерационный метод кластеризации данных. Укр. гідрометеорол. ж. 2013. №12. <http://uhmj.odetu.edu.ua/uk/category/2013-uk/12-uk/>

146. Айвазян С.А. Многомерный статистический анализ . Математическая энциклопедия / Гл. ред. И.М. Виноградов. М., Т.3. С. 732-738.

147. Згуровский М.З., Павлов А.А. Иерархическое планирование в системах, имеющих сетевое представление технологических процессов и ограниченные ресурсы, как задача принятия решений. Систем. дослідж. та інформ. технології. 2009. №.3 С.70-75.

148. Згуровский М.З., Павлов А.А., Штанькевич А.С. Модифицированный метод анализа иерархий . Систем. дослідж. та інформ. технології. 2010. №.1. С.3-12.

149. Згуровский М.З., Павлов А.А., Мисюра Е.Б., Мельников О.В.

Методология построения эффективного решения многоэтапных задач календарного планирования на основе принципа иерархии и комплекса взаимосвязанных моделей и методов . Вісник НТУУ “КПІ”. Інформатика, управління та обчислювальна техніка. К.: “ВЕК+”, 2009. №50. С.8-18.

150. И. Экланд. Элементы математической экономики. М.: Мир, 1983. 245 с.

151. Ивахненко А.Г. Моделирование сложных систем. Киев: Высшая школа, 1997. 357с

152. Ивахненко А.Г., Мюллер И.А. Самоорганизация прогнозирующих моделей. Киев: Техника, 1985. 221с.

153. Норманн Р. Дрейпер, Гарри Смит. Прикладной регрессионный анализ, 3-е изд.: Пер. с англ. М.: Издательский дом «Вильямс». 2007. 912 с

154. Павлов А.А., Иванова А.А., Зигура Р.А. Метод группового учета аргументов и анализа иерархий (МГУАиАИ) в задачах принятия решений. . Вісник НТУУ «КПІ» Інформатика, управління та обчислювальна техніка. Київ. 2007. №47. С. 205-214.

155. Павлов А.А., Чеховский А.В. Построение многомерной полиномиальной регрессии (активный эксперимент) . Системні дослідження та інформаційні технології. 2009. №1. С.87-99.

156. Павлов А.А., Чеховский А.В. Построение многомерной полиномиальной регрессии. Активный эксперимент с ограничениями . Вестник НТУ “ХПИ”: Сборник научных трудов. Тематический выпуск «Системный анализ, управление и информационные технологии». Харьков: НТУ «ХПИ». 2009. №4. С.174-186

157. Павлов А.А., Чеховский А.В. Сведение задачи построения многомерной регрессии к последовательности одномерных задач . Вісник НТУУ “КПІ”. Інформатика, управління та обчислювальна техніка. К.: “ВЕК+”, 2008. №48. С.111-112

158. Delia Croce F., Grosso A., Paschos V.T. Lower bounds on the

approximation ratios of leading heuristics for the single-machine total tardiness problem. *Journal of Scheduling* 7: 85-91, 2004.

159. Майборода Л. А., Школьный Е. П. Атмосфера и управление движением летательных аппаратов. СПб: ВИТИ, 2010. 572 с.

160. Пономарев В. М., Майборода Л. А. Об одной задаче многомерной регрессии. *Изв. АН СССР, Техн. Кибернетика*. 1971. № 3. С. 9–18.

161. Домрачёв А. Е. Метеорологические условия формирования микроструктуры тёплых туманов Одессы: Дис...канд. географ. наук: 11.00.09. Одесса, 1989. 177 с.

162. Серга Э.Н. Многофакторная нелинейная регрессионная модель с обратными связями – имитация региональных климатов. *Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту*. 2017. Вип. 21. <http://bulletin.odku.edu.ua/uk/category/2017-uk/21-uk/>.

163. Lance G. N., Willams W. T. A general theory of classification sorting strategies. 1. hierarchical systems. *Comp. J.* 1967. no. 9. pp. 373-380.

164. Загоруйко Н. Г. Прикладные методы анализа данных и знаний. - Новосибирск: ИМ СО РАН, 1999. 318 с.

165. Кулаичев А. П. Методы и средства комплексного анализа данных. М: ИНФРА- М, 2006. 276 с.

166. Лагутин М. Б. Наглядная математическая статистика. М.: П-центр, 2003. 347 с.

167. Уиллиамс У.Т., Ланс Д.Н. Методы иерархической классификации. *Статистические методы для ЭВМ / Под ред. М. Б. Малютов*. М.: Наука, 1986. С. 269–301.

168. Jain A., Murty M., Flynn P. Data clustering: A review. *ACM Computing Surveys*. 1999. Vol. 31, no. 3. pp. 264–323.

169. Мандель И. Д. Кластерный анализ.-М.:Финансы и Статистика, 1988. 339 с.

170. Орлов А.И. Прикладная статистика. М.: «Экзамен», 2006. 671 с.

171. Серга Э.Н. Универсальный адаптивный итерационный метод кластерного анализа . Міжвідомчий науковий зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2003. Вип.47. С.83-89.

172. 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.odetu.edu.ua/uk/category/2006-uk/2-uk/>.

173. 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.

174. 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.

175. 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.

176. Орлов А.И. О применении статистических методов в медико-биологических исследованиях. М.: «Вестник Академии наук СССР», 1987.№2. С. 88-94.

177. Орлов А.И. О проверке однородности двух независимых выборок . Заводская лаборатория. 2003. Т.69, №.1. С.55-60.

178. Орлов А.И. Состоятельные критерии проверки абсолютной однородности независимых выборок . «Заводская лаборатория. Диагностика материалов». 2012.Т.78. №.11. С.66-70.

179. Крамер Г. Математические методы статистики.: Пер. с англ.-2-е изд.- М,1975.325 с.

180. Lehmann E.L. Consistency and unbiasedness of certain nonparametric tests

/ Ann. Math. Statist. 1951. V.22. № 1. P.165-179.

181. Rosenblatt M. Limit theorems associated with variants of the von Mises statistic . Ann. Math. Statist. 1952. V.23. P.617-623.

182. Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. – М.: Наука, 1983. 416 с.

183. 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/>.

184. Серга Э.Н., Серга И.Н. Сущенко А.И. Особенности температурно-влажностного режима над северной частью Тихого океана в холодный период года. Поверхность 700 гПа . Вісник ОНУ Серія: Географічні та геологічні науки ТОМ 22. Випуск 1 (30), 2017. С. 28-38.

185. 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/>.

186. Серга Э.Н. Особенности распределения однородных зон в полях гидрометеорологических характеристик Северотихоокеанского региона в холодный период года. Укр. гідрометеорол. ж. 2016. №17. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2016-uk/17-uk/>.

187. Серга Э.Н., Сущенко А.И. Изменчивость однородных зон в полях разности среднемесячных температур подстилающей поверхности и воздуха в северной части Тихого океана в зимний период. VIII Міжнародна науково-практична конференція «Проблеми та перспективи розвитку на початку третього тисячоліття у країнах Європи та Азії», Переяслав–Хмельницький державний педагогічний університет ім. Григорія Сковороди, 29–30 листопада, 2014.

188. Серга Э.Н., Серга И.Н. Особенности формирования полей влажности в

северной части Тихого океана в зимний период. поверхность 700 гПа. Тези доповідей Першого Всеукраїнського гідрометеорологічного з'їзду з міжнародною участю. ОДЕКУ. Одеса:ТЕС, 2017.С.225-226.

189. Серга Э.Н., Сущенко А.И. Климатическое районирование полей среднемесячных температур подстилающей поверхности и воздуха в северной части Атлантического океана в зимний период . Austrian Journal of Humanities and Social Sciences. 2014. №9–10. С. 180–186.

190. Серга Э.Н., Школьный Е.П. Климатическое районирование полей температуры атлантико-европейского региона . IX-я Международная научно-практическая интернет-конференция «Наука в информационном пространстве», 10–11 октября 2013 г.

191. Серга Э.Н., Сущенко А.И. Кластеризация полей среднемесячной температуры воздуха Североатлантического региона в зимний период. Міжнародна наукова конференція молодих вчених "Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення", 7-9 жовтня 2014 р.

192. Серга Э.Н. Особенности распределения однородных зон в полях гидрометеорологических характеристик Североатлантического региона в холодный период года. Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту. 2016. Вип. 20. <http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2016-uk/20-uk/>.

193. Серга Э.Н., Сущенко А.И. Изменчивость однородных зон в полях разности среднемесячных температур подстилающей поверхности и воздуха североатлантического региона в зимний период. VIII Міжнародна заочна конференція «Сучасні міждисциплінарні дослідження: історія, сьогодення, майбутнє». Національний педагогічний університет імені М.П.Драгоманова, 14 листопада 2014.

194. Серга Э.Н., Серга И.Н. Особенности распределения однородных зон в полях гидрометеорологических характеристик над Северной Атлантикой в холодный период года. Поверхность 700 гПа. Научный журнал Пермского Ун-та: Географический вестник. 2017. №3 (42). С. 77-87.

195. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны /Под ред. С.Г. Горшкова. Л.: Изд. ГУНИО, 1977.
196. Фалина А.С., Сарафанов А.А., Добролюбов С.А., Запотьелько В.С., Гладышев С.В. Конвекция и стратификация вод на севере Атлантического океана по данным измерений зимой 2013/14 гг . Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2017. № 4. С. 45–54.
197. Добролюбов С.А., Соков А.В. Роль глубинных вод Северной Атлантики в изменчивости теплообмена океана и атмосферы . Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2002. № 6. С. 42–48.
198. Лаппо С.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане . Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. М.: Гидрометеиздат, 1984. С. 125–129.
199. Avsic T., Karstensen J., Send U. and Fischer J. Interannual variability of newly formed Labrador Sea Water from 1994 to 2005 . *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L21S02; doi:10.1029/2006gl026913, 2006.
200. Bersch M., Meincke J., Sy A. Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991–1996 . *Deep-Sea Res. Part II.* 1999. V. 46. P. 55–75.
201. Brambilla E. and Talley L. D. Subpolar Mode Water in the northeastern North Atlantic: 1. Averaged properties and mean circulation . *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. C04025; doi:10.1029/2006JC004062.
202. de Boisseson E., Thierry V., Mercier H., Caniaux G., Desbruyeres D. Origin, formation and variability of the Subpolar Mode Water located over the Reykjanes Ridge . *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. C12005; doi:10.1029/2011JC007519.
203. de Boyer Montegut C., Madec G., Fischer A.S., Lazar A., Iudicone D. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. C12003; doi:10.1029/2004JC002378.
204. de Jong M.F., van Aken H.M., Vage K., Pickart R.S. Convective mixing in the central Irminger Sea: 2002–2010. *Deep-Sea Res.* 2012. V. 63. P. 36–51;

doi:10.1016/j.dsr.2012.01.003.

205. Falina A., Sarafanov A., Sokov A. Variability and renewal of Labrador Sea Water in the Irminger Basin in 1991–2004 . *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. C01006; doi:10.1029/2005JC003348.

206. Garcia-Ibanez M. I., Pardo P. C., Carracedo L. I., Mercier H., Lherminier P., Rios A. F., Perez F.F. Structure, transports and transformations of the water masses in the Atlantic Subpolar Gyre . *Progr. Oceanogr.* 2015. V. 135. P. 18–36.

207. Hanawa K., Talley L. D. Mode waters . *Ocean Circulation and Climate, Int. Geophys. Ser. / Eds.: G. Siedler, J. Church, and J. Gould.* New York: Academic, 2001. V. 77. P. 373–386.

208. Johnson G. C. and Gruber N. Decadal water mass variations along 20°W in the northeastern Atlantic Ocean . *Progr. Oceanogr.* 2007; doi:10.1016/j.pocean.2006.03.022.

209. Kieke D., Yashayaev I. Studies of Labrador Sea Water formation and variability in the subpolar North Atlantic in the light of international partnership and collaboration . *Prog. Oceanogr.* 2015; <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.010>.

210. Lacan F. and Jeandel C. Subpolar Mode Water formation traced by neodymium isotopic composition . *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L14306; doi:10.1029/2004GL019747.

211. Lazier J. The renewal of Labrador Sea water . *Deep-Sea Res.* 1973. V. 20. P. 341–353.

212. Lazier J., Hendry R., Clarke A., Yashayaev I., Rhines P. Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000 . *Deep-Sea Res.* 2002. V. 49. P. 1819–1835.

213. Lilly J.M., Rhines P.B., Visbeck M., Davis R., Lazier J.R.N., Schott F., Farmer D. Observing deep convection in the Labrador Sea during winter 1994/95 . *J. Phys. Oceanogr.* 1999. V. 29. P. 2065–2098.

214. McCartney M. S., Talley L. D. The Subpolar Mode Water in the North Atlantic . *J. Phys. Oceanogr.* 1982. V. 12. P. 1169–1188.

215. McCartney M.S., Talley L.D. Warm-to-cold water conversation in the

northern North Atlantic ocean . J. Phys. Oceanogr. 1984. V. 14. P. 922–935.

216. Pickart R.S., Straneo F., Moore G.W.K. Is Labrador Sea Water formed in the Irminger basin? . Deep-Sea Res. 2003. V. 50. P. 23– 52.

217. Pickart R.S., Torres D.J., Clarke R.A. Hydrography of the Labrador Sea during active convection . J. Phys. Oceanogr. 2002.V. 32. No 3. P. 428–457.

218. Sarafanov A., Falina A., Mercier H., Sokov A., Lherminier P., Gourcuff C., Gladyshev S., Gaillard F., Daniault N. Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000 s . J. Geophys. Res. 2012. V. 117. C01014; doi:10.1029/2011JC007572.

219. Thierry V., de Boissesson E., Mercier H. Interannual variability of the Subpolar Mode Water properties over the Reykjanes Ridge . J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C04016; doi:10.1029/ 2007JC004443.

220. Vage K., Pickart R.S., Moore G.W.K., Ribergaard M.H. Winter Mixed Layer Development in the Central Irminger Sea: The Effect of Strong, Intermittent Wind Events. J. Phys. Oceanogr. 2008.V. 38. No 3. P. 541–565; doi: 10.1175/2007JPO3678.1.

221. Vage K., Pickart R.S., Thierry V., Reverdin G., Lee C.M., Petrie B., Agnew T.A., Wong A., Ribergaard M.H. Surprising return of deep convection to the subpolar North Atlantic Ocean in winter 2007–2008. Nature Geoscience. 2009. V. 2. P. 67–72; doi:10.1038/NGEO382.

222. Yashayaev I . Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960– 2005. Prog. Oceanogr. 2007. V. 73. P. 242–276.

223. Yashayaev I., Loder J.W . Enhanced production of Labrador Sea water in 2008. Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. L01606; doi:10.1029/2008GL036162.

224. Пархоменко В.П. Численные эксперименты на глобальной гидродинамической модели по оценке чувствительности и устойчивости климата. Вестник МГТУ им. Н.134 Э. Баумана. Сер. «Естественные науки». 2012. С.134-145.

225. Математическая энциклопедия: В 4т./ Изд. «Советская энциклопедия». М, 1984. Т.4: Ортогонализация. С.80.