

УДК 551.54; 551.515.4/9, 551.577, 551.509.5

№ держреєстрації 0120U100487

Інв. № _____

Міністерство освіти і науки України
Одеський національний університет імені І. І. Мечникова
(ОНУ імені І. І. Мечникова)
65082, м. Одеса, вул. Дворянська, 2,
тел./факс: (048) 731-71-51, e-mail: science@onu.edu.ua

ЗАТВЕРДЖУЮ

Проректор з наукової роботи
Одеського національного університету
імені І. І. Мечникова
д-р біол. наук, професор


 Володимир ІВАНИЦЯ
" — " _____ 2024 р.

З В І Т

ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ

РОЗРОБКА ТА ВДОСКОНАЛЕННЯ МЕТОДІВ ПРОГНОЗУ НЕБЕЗПЕЧНИХ
ТА СТИХІЙНИХ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ЯВИЩ НАД УКРАЇНОЮ
(остаточний)

Начальник НДЧ
канд. фіз-мат. наук, доцент

 Олександр КОПІЙКА

Декан факультету
гідрометеорології і екології
д-р екон. наук, професор

 Микола СЕРБОВ

Науковий керівник НДР
доцент кафедри метеорології
та кліматології
канд. геогр. наук, доцент

 Аліна СЕМЕРГЕЙ-
ЧУМАЧЕНКО

2024

Рукопис закінчено 06 грудня 2024 р.
Результати роботи розглянуто Вченою радою факультету гідрометеорології і
екології ОНУ імені І. І. Мечникова, протокол від 16 грудня 2024 р. № 10

СПИСОК АВТОРІВ

Науковий керівник НДР,
доцент кафедри
метеорології та кліматології
канд. геогр. наук, доцент



А.Б. Семергей-
Чумаченко
(реферат, вступ,
висновки,
розділи 2 і 3)

Відповідальний виконавець,
канд. геогр. наук,
доцент



Е.В. Агайар
(розділи 3)

Виконавці:

канд. геогр. наук,
доцент



Г.О. Боровська
(розділ 2)

канд. геогр. наук,
доцент



О.В. Волошина
(розділ 1)

канд. геогр. наук,
доцент



Н.М. Міщенко
(розділи 1 і 2)

канд. геогр. наук,
доцент



О.М. Нажмудінова
(розділи 2 і 4)

РЕФЕРАТ

Звіт з НДР: 114 с., 56 рис., 15 табл., 164 джерела.

АДВЕКЦІЯ ТЕМПЕРАТУРИ, АНОМАЛІЇ, ГРАД, ГРОЗА, ДЖЕРЕЛА ВОЛОГИ, ЕКСТРЕМАЛЬНІ ОПАДИ, ІНДЕКСИ КОНВЕКЦІЇ, НИЗЬКА ХМАРНІСТЬ, ТУМАН, ФРОНТАЛЬНИЙ ПАРАМЕТР.

Об'єкт дослідження – метеорологічні та циркуляційні умови формування небезпечних метеорологічних явищ над Україною.

Метою роботи є розробка нових та вдосконалення існуючих методів прогнозу небезпечних та стихійних метеорологічних явищ над різними регіонами України, а також характеристика мінливості метеорологічних величин та циркуляційних умов в Україні підчас глобального потепління

Призначення роботи полягає у підвищенні якості прогностичного забезпечення економіки держави через розробку нових методів прогнозу небезпечних метеорологічних умов, типізацію метеорологічних і циркуляційних умов напередодні виникнення небезпечних явищ погоди в Україні.

Методи дослідження – обробка метеоданих різного походження, просторово-часове узагальнення інформації, синоптичний аналіз, статистичний аналіз, кількісна оцінка стану атмосфери, регресійний аналіз, моделювання.

Визначені адвективні зміни температури та вологості повітря напередодні утворення низької хмарності, оцінена ефективність методів прогнозу туману та виявлені причини невдалих прогнозів.

Встановлений просторово-часовий розподіл повторюваності небезпечних конвективних явищ, сильних і надзвичайних опадів по регіонах України з залученням даних метеорологічних спостережень та інтерактивної бази даних Європейської лабораторії сильних штормів.

Визначений за даними атмосферного реаналізу ERA5 просторово-часовий розподіл сильних опадів у 1979-2019 рр., та виявлена наявність тенденції до зростання кількості сильних снігопадів і зменшення сильних дощів за 40 років.

Проведено систематичне дослідження з визначення характеру атмосферної циркуляції, термодинамічного стану тропосфери та джерел атмосферної вологи підчас екстремальних опадів в Україні за 40 років.

Доведена доцільність використання фронтального параметру в синоптичній практиці, як допоміжного засобу при складанні прогнозів зливових опадів та грозової активності над територією України поблизу фронтальних систем.

Удосконалені методи застосування індексів нестійкості атмосфери для визначення можливості розвитку конвективного явища.

Виявлено, що використання прогностичних даних адвекції вологи у граничному шарі атмосфери дозволяє завчасно діагностувати формування конвективних явищ та покращити ефективність прогнозу грози.

Проаналізовані та систематизовані синоптичні процеси, за яких виникли найбільші додатні та від'ємні аномалії температури повітря в Україні;

Матеріали дослідження впроваджено у освітній процес і роботу відділу метеорологічних прогнозів Гідрометцентру Чорного та Азовського морів.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	5
1 УМОВИ УТВОРЕННЯ ТА ОЦІНКА ЯКОСТІ ПРОГНОЗУ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНУ	7
1.1 Адвективні зміни температури та вологості повітря на станції Одеса у дні формування низької хмарності у 2018-2021 рр.	7
1.2 Адвективні зміни температури та вологості повітря напередодні утворення низької хмарності у Івано-Франківську.....	11
1.3 Оцінка ефективності методів прогнозу адвективного туману Кошеленко І.В. та радіаційного туману Зверева О.С. на АМСЦ Херсон взимку 2018-2021 рр.....	17
2 НЕБЕЗПЕЧНІ КОНВЕКТИВНІ ЯВИЩА НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ	21
2.1 Просторово-часовий розподіл, циркуляційні та термодинамічні умови грозової діяльності в Одеській області у 2005-2022 рр.	21
2.2 Характеристика грозової діяльності у Вінницькій області.....	27
2.3 Виявлення та прогноз розвитку грозових осередків на АМСЦ Київ.....	38
2.4 Утворення граду влітку 2023 року на території України.....	44
2.5 Визначення критеріальних значень фронтального параметру для прогнозування зливових опадів та грозової активності на території України ...	51
2.6 Вплив адвективних змін вологи на утворення грози.....	56
3 ЕКСТРЕМАЛЬНІ ОПАДИ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ	61
3.1 Просторово-часовий розподіл сильних опадів над Україною у 1979-2019 рр. за даними реаналізу ERA5.....	61
3.2 Характеристика атмосферної циркуляції та джерел вологи під час екстремальних опадів на території України з 1979 по 2019 рр.....	67
3.3 Термодинамічні умови утворення та прогноз надзвичайних опадів у Закарпатській області.....	73
4 ЦИРКУЛЯЦІЙНІ УМОВИ АНОМАЛІЙ ТЕМПЕРАТУРИ	77
4.1 Температурні аномалії на території України у 2020 р.	77
4.2 Найбільші аномалії температури повітря у Волинській області.....	86
ВИСНОВКИ	91
ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ.....	95
ДОДАТОК А	114

ВСТУП

Даний звіт містить результати дослідження поточного просторово-часового розподілу, циркуляційних та термодинамічних умов утворення небезпечних та стихійних метеорологічних явищ в різних регіонах України [1-13] з оцінкою ефективності їх прогнозу [14], характер циркуляції, термодинамічний стан тропосфери та джерела атмосферної вологи підчас екстремальних опадів в Україні [15-22], кількісну оцінку фронтального параметру, яка може підвищити якість прогнозування зливових опадів та грозової активності [23], врахування впливу циркуляційних умов у формування найбільших аномалій температури повітря [24] у під час глобального потепління [25-30].

Актуальність дослідження визначає зростання за останні десятиріччя на території України та у світі [30-32] кількості виникнення небезпечних та стихійних [33] метеорологічних явищ (СМЯ).

Вихідні матеріали дослідження – електронні щоденники метеорологічних спостережень [34] та штормові оповіщення у кодї WAREP з пакету АРМСин 3.0, дані радіозондування [35, 36], електронний архів аеросиноптичного матеріалу та ресурси [37, 38], дані об'єктивного аналізу NCEP-NCAR [39], дані моделей GFS, ECMWF [40-42] та атмосферного реаналізу ERA5 [43], аномалії середньомісячних значень приземної температури повітря та атмосферного тиску на рівні моря з використанням базового періоду 1981-2010 рр. [44].

Попередні результати досліджень апробовані на міжнародних та всеукраїнських конференціях [5-10, 22, 28, 45-55] та на 79-ій конференції професорсько-викладацького складу і наукових працівників ОНУ імені І.І. Мечникова [56-63].

У розробці наукової тематики приймали участь аспіранти Озимко Р.Р. (2020 р.) [15, 18-20, 64], Слободяник К.Л. (2020-2023 рр.) [16, 17, 65-68], Жук Д.О. (2021-2023 рр.) [1, 2, 12, 13, 69-73], Осокін О.В. (2023 рр.) [74], Шепель В.В. (2023-2024 рр.) [3, 63, 76], Маковей Д.А. [59] і Петров Д.Ю. [75]

(2024 р.); магістри: Глушкова А.В., Масловський Є.О., Султан Ю.С., Алі Салех Алі Абдодовах, Лаврушина А.С., Ліхачев А.Д., Бучко І.Р., Антонюк Я.І., Погорелова М.М., Вершиніна І.В. [77-86], Гелетій І.Ю., Омеляненко Ю.С., Панченко Є.А. [87-90], Біла В.С. [11], Родінова І.О. [4], Ламанова А.Є. [5], Іванова Я.С., Маклігіна Т.І., Сівак А.В., Топольська В.П. [91-95], Ланова Ю.С., Сівак В.О., Ветушинська О.В., Єжова В.А., Маркіна А.О., Желізко А.В., Міхеєва О.О., Смалюх Д.О., Рязанов К.С., Дзінюк Д.С., Черняк С.П. [96-111]; студенти Веретнова В.О. [16, 111], Іванчікова І.О., Ланова Ю.С., Сівак А.В., Сівак В.О. [112-116]. Візнюк Р.О. [1], Глобін Б.С., Маланічев М.Ю. [116, 117], Коваленко М.О., Дмитрієва А.С., Лещенко Д.Ю., Маковецький А.Р., Под'яблонський А.В., Сич Н.Г., Сриберко А.А., Стецюк А.С., Ташку А.Г. [118-127].

Впровадження отриманих результатів дослідження в роботу Гідрометцентру Чорного та Азовського морів сприятиме підвищенню ефективності прогнозів погоди над південним заходом України.

Впровадження результатів у освітній процес поліпшить засвоєння дисциплін «Синоптична метеорологія» і «Авіаційна та супутникова метеорологія» для студентів першого (бакалаврського) рівня вищої освіти за спеціальністю 103 «Науки про Землю» та дисциплін «Спеціалізовані прогнози погоди», «Регіональна синоптика», «Чисельні прогнози погоди», «Мезометеорологія та наукастинг» та «Середні та довгострокові прогнози» другого (магістерського) рівня вищої освіти за спеціальністю 103 «Науки про Землю».

Авторський колектив висловлює щирю подяку начальнику Гідрометцентру Чорного та Азовського морів канд.геогр.наук Ситову В.М та завідувачці відділом метеорологічних прогнозів Тарнавській О.В., а також завідувачці Центру прогнозів погоди факультету гідрометеорології і екології ОНУ імені І.І. Мечникова канд.геогр.наук Уманській О.В. і завідувачці лабораторії гідрометеорологічної інформації Моренець-Кубанській Л.І. за вчасне і беззаперечне забезпечення необхідною метеорологічною інформацією протягом всього циклу робіт.

1 УМОВИ УТВОРЕННЯ ТА ОЦІНКА ЯКОСТІ ПРОГНОЗУ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНУ

1.1 Адвективні зміни температури та вологості повітря на станції Одеса у дні формування низької хмарності у 2018-2021 рр.

Низька хмарність має великий вплив на польоти літальних апаратів [128-130], стан аеродромів, експлуатацію авіаційної техніки і засобів забезпечення польотів, в деяких випадках унеможлиблює виконання певних завдань. Тому для оновлення та доповнення існуючих методів прогнозу низької хмарності [130] визначені умови утворення низької хмарності на станції Одеса з використанням доступних у оперативній роботі метеоролога даних про адвективні зміни вологості та температури.

В якості вихідних даних для проведення дослідження використовувалися дані чисельної моделі GFS [42] перед утворенням низької хмарності на станції Одеса за 2018-2021 рр. Зокрема, проводився відбір прогностичних даних адвекції вологості та температури повітря на основних ізобаричних поверхнях (1000, 975, 925, 850 гПа) з горизонтальною роздільною здатністю регулярної сітки точок (PCT) $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$. Після завантаження даних адвекцій температури та вологості повітря за строки 00, 06, 12, 18 год будувалися графіки послідовного ходу цих параметрів перед утворенням низької хмарності, в період її існування та деякий час після її деградації на всіх ізобаричних рівнях.

Аналіз адвективних змін температури та вологості перед формуванням низької хмарності та туману по типовим випадкам 2018-2021 рр., на вищезазначених рівнях (рис. 1.1-1.4) виявив виявили певні закономірності в розподілі адвективних змін температури та вологості повітря.

Так, наявність значних сплесків адвективних змін температури та вологості на приземному рівні (рис. 1.1) спостерігається з завчасністю від 6 до 12 годин до початку формування низької хмарності на станції Одеса.

Для формування низької хмарності в найближчі 6 годин в Одесі сприятливою умовою було наявність на приземному рівні адвекції вологи ≥ 1 г/(кг/с) (в окремих випадках без різких змін адвекції вологості) та адвекції температури повітря $\geq 0,7$ К/с.

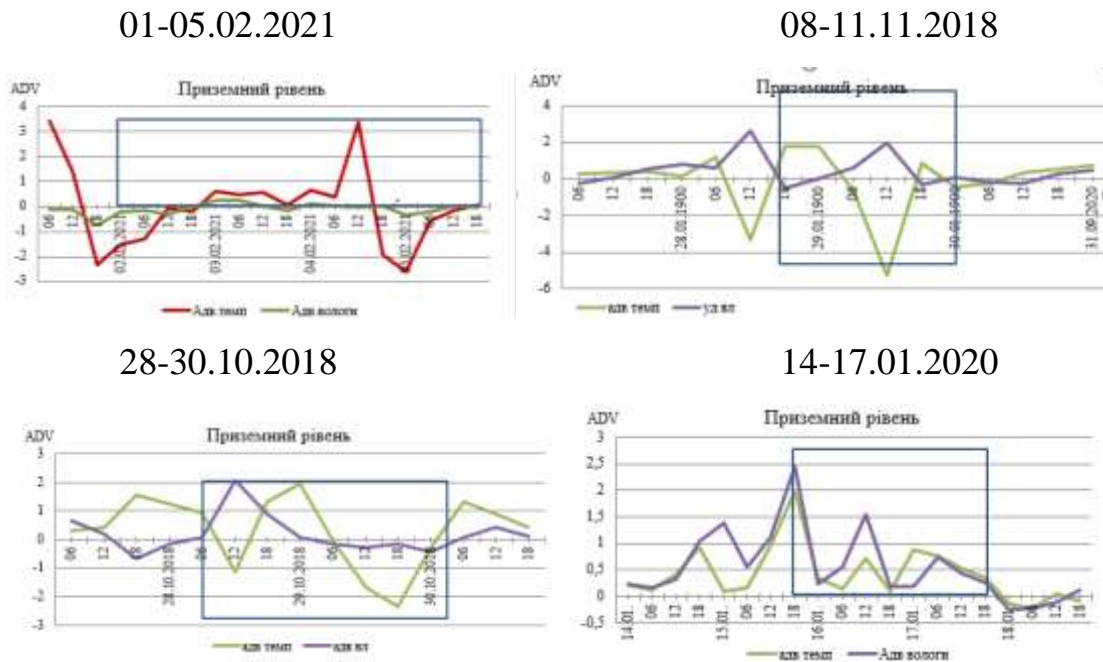


Рисунок 1.1 – Графіки адвективних змін температури та вологості повітря біля поверхні землі перед формуванням низької хмарності та в період її існування (блакитний прямокутник)

Загальною рисою адвективних змін температури та вологості на рівні 975 гПа було поступове зростання адвективних змін температури за 6 годин та більш повільне зростання адвекції вологості за 12-18 год до утворення низької хмарності.

Тому різкі зміни адвекції вологості та адвекції температури спостерігаються перед утворенням низької хмарності з середньою завчасністю від 12 годин, а для формування низької хмарності в найближчі 12 годин, сприятливою умовою на рівні 975 гПа (рис. 1.2) було наявність адвекції вологи від $\geq 0,8$ г/(кг/с) та адвекції температури $\geq 0,7$ К/с.

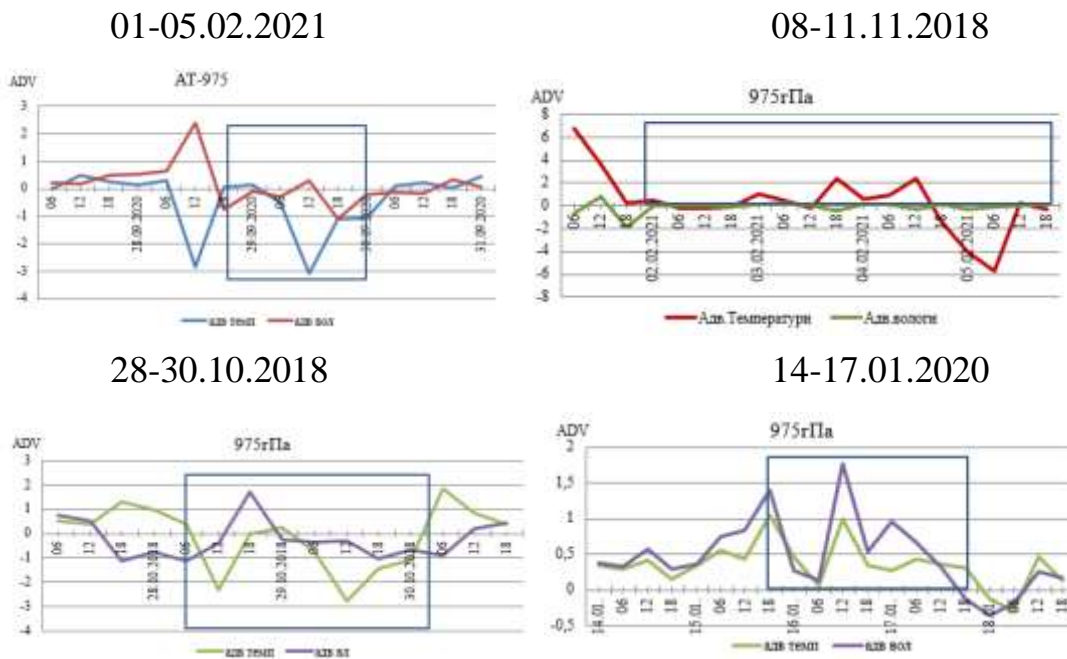


Рисунок 1.2 – Графіки адвективних змін температури та вологості повітря на рівні 975 гПа перед формуванням низької хмарності та в період її існування

На рівні 925 гПа поступове зростання адвекцій температури та вологості відмічалось більш синхронно, але з різною інтенсивністю з загальною завчасністю від 6 годин. Виявлено (рис. 1.3), що саме на цьому рівні спостерігаються пікові значення адвекції, а різкі зміни адвекції вологості та адвекції температури спостерігаються перед утворенням низької хмарності з середньою завчасністю від 6 годин. Для формування низької хмарності в найближчі 6 годин, сприятливою умовою на рівні 925 гПа було наявність адвекції вологи $\geq 0,4$ г/(кг/с) та адвекції температури $\geq 0,9$ К/с.

Загальної рисою адвективних змін температури та вологості була їх наявність на рівні 850 гПа (рис. 1.4) з завчасністю 12-19 годин. В середньому за 16 годин до утворення низької хмарності відмічається збільшення адвективних змін температури та вологості, а пікові значення адвекції спостерігаються в середньому за 6-12 годин до утворення низької хмарності. Для формування низької хмарності в найближчі 12 годин, сприятливою умовою на рівні 850 гПа було наявність адвекції вологи $\geq 0,6$ г/(кг/с) та адвекції температури $\geq 0,4$ К/с.

01-05.02.2021

08-11.11.2018

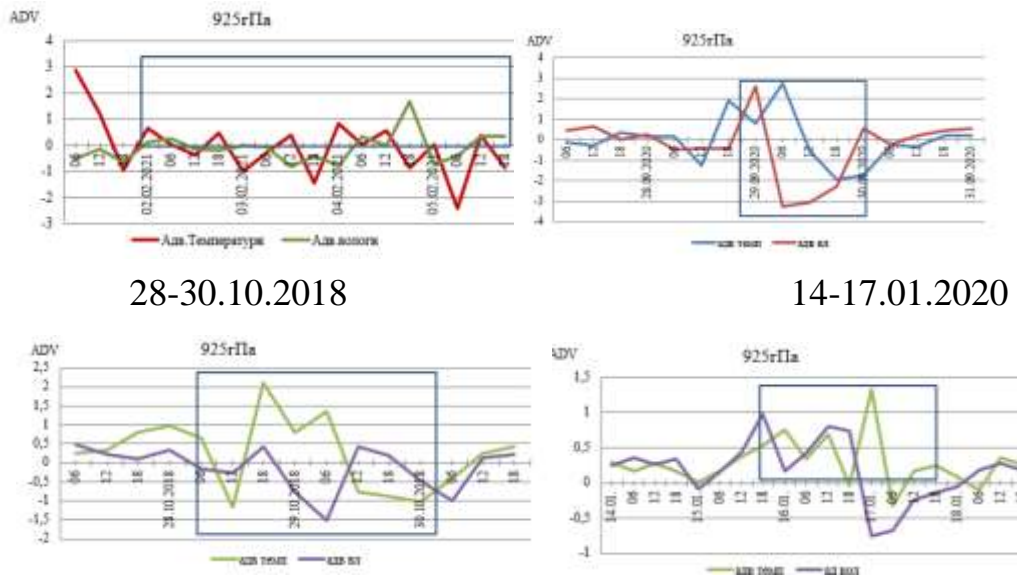


Рисунок 1.3 – Графіки адвективних змін температури та вологості повітря на рівні 925 гПа перед формуванням низької хмарності та в період її існування

01-05.02.2021

08-11.11.2018

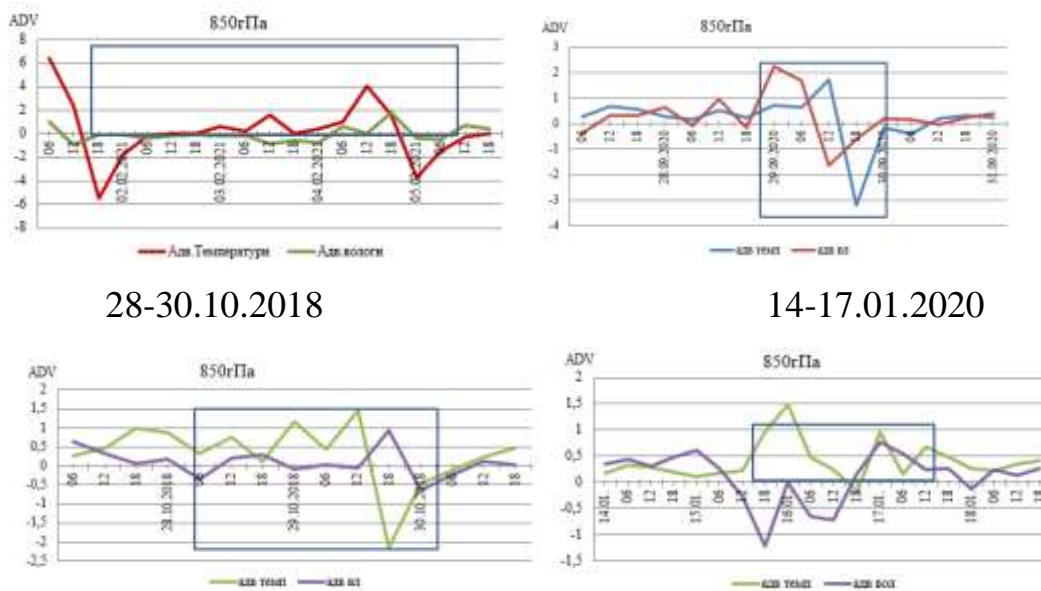


Рисунок 1.4 – Графіки адвективних змін температури та вологості повітря на рівні 850 гПа перед формуванням низької хмарності та в період її існування

Таким чином напередодні утворенням низької хмарності в Одесі пікові значення адвекції температури та вологості спостерігаються спочатку на одному з рівнів граничного шару атмосфери, а потім послідовно поширюються на інші, на відміну від [5]. Різкі зміни адвекції вологості спостерігаються перед утворенням низької хмарності з завчасністю від 12 годин, а адвекції вологи спочатку на рівні 850 гПа –12 годин, а далі на інших рівнях від 6 годин та менше.

Для формування низької хмарності в найближчі 12 годин над Одесою характерна наявність адвекції вологи на рівні 850 гПа та біля землі $\geq 0,6$ та $\geq 1,0$ г/(кг/с), відповідно, а також наявність адвекції температури на рівні 850 та 925 гПа $\geq 0,4$ та $0,9$ К/с, відповідно.

1.2 Адвективні зміни температури та вологості повітря напередодні утворення низької хмарності у Івано-Франківську

За даними щоденників погоди на АМСЦ Івано-Франківська відбиралися випадки з низькою хмарністю над злітно-посадковою смугою за 2011-2020 рр., та виявилось (табл. 1.5), що найчастіше низька хмарність утворювалася у теплому секторі циклонів (44%), вдвічі менше у тилівій частині циклону та східній периферії антициклонів (21%), ще менше – у малоградієнтних полях (19%) та західній периферії антициклонів (16%).

Дослідження добово-річної повторюваності низької хмарності по станції Івано-Франківськ дозволили виявити, що з 2015 по 2018 роки кількість строків з низькою хмарністю була максимальною (більше 1000), а в 2014 – мінімальною (904). Максимум повторюваності низької хмарності спостерігалася з листопада по грудень з 9.00 по 14.00 та з 16.00 по 20.00 (рис. 1.5). В наступні місяці повторюваність поступово знижувалася і досягала мінімуму з квітня по жовтень. Мінімальна кількість низької хмарності відмічалася у 2017 році – 1 випадок, а максимальна – 2011 та 2013 рр. (31 та 27 строків).

Таблиця 1.1 – Загальна повторюваність (%) внутрішньомасової низької хмарності в залежності від синоптичного положення до початку її утворення на АМСЦ Івано-Франківськ за 2011-2020 роки

Низька хмарність			
Тепла повітряна маса		Холодна повітряна маса	
Західна периферія антициклон у	Теплий сектор циклону	Тилова частина циклону, східна периферія антициклон у	Малоградієнтне баричне поле
16	44	21	19

Добово-річна повторюваність низької хмарності за 2011...2020 рр. по ст. Івано-Франківськ

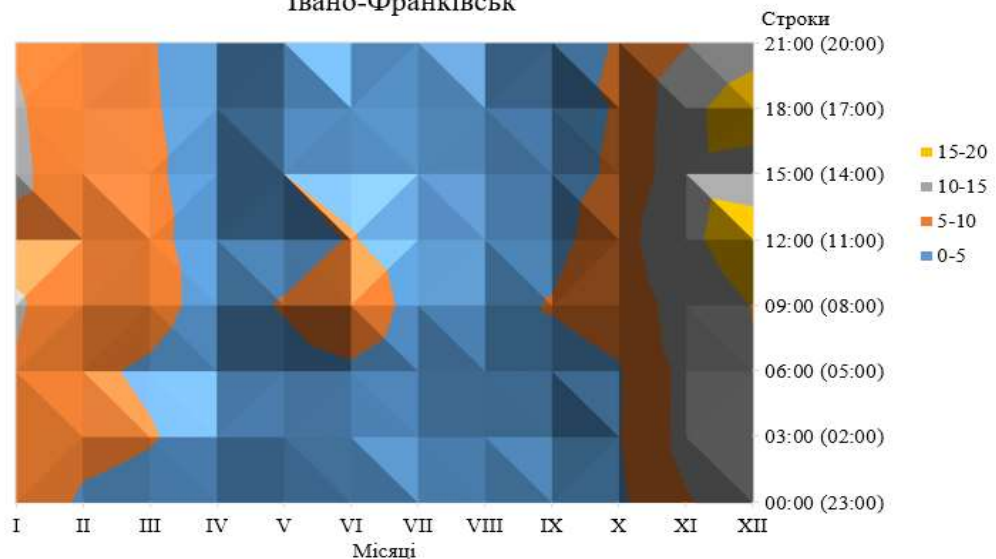


Рисунок 1.5 – Середня добово-річна повторюваність низької хмарності по станції Івано-Франківськ за 2011-2020 рр.

За результатом осереднення десятирічних даних повторюваності висоти нижньої межі низької хмарності виявилось [5], що висота нижньої межі низької хмарності менше 100 метрів має мінімальну повторюваність взагалі (рис. 1.6), та спостерігається в січні. Максимальну повторюваність має нижня межа 600 метрів та нижче, з максимумом повторюваності в січні (46 випадків), грудні (39 випадки) та листопаді (32 випадки) та мінімумом влітку.

Для проведення дослідження як вихідні використовувалися дані чисельної моделі GFS. Зокрема, проводився відбір даних адвекції вологості та температури повітря біля землі та на основних ізобаричних поверхнях (1000, 925, 850 гПа) з горизонтальною роздільною здатністю регулярної сітки точок (РСТ) $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$.

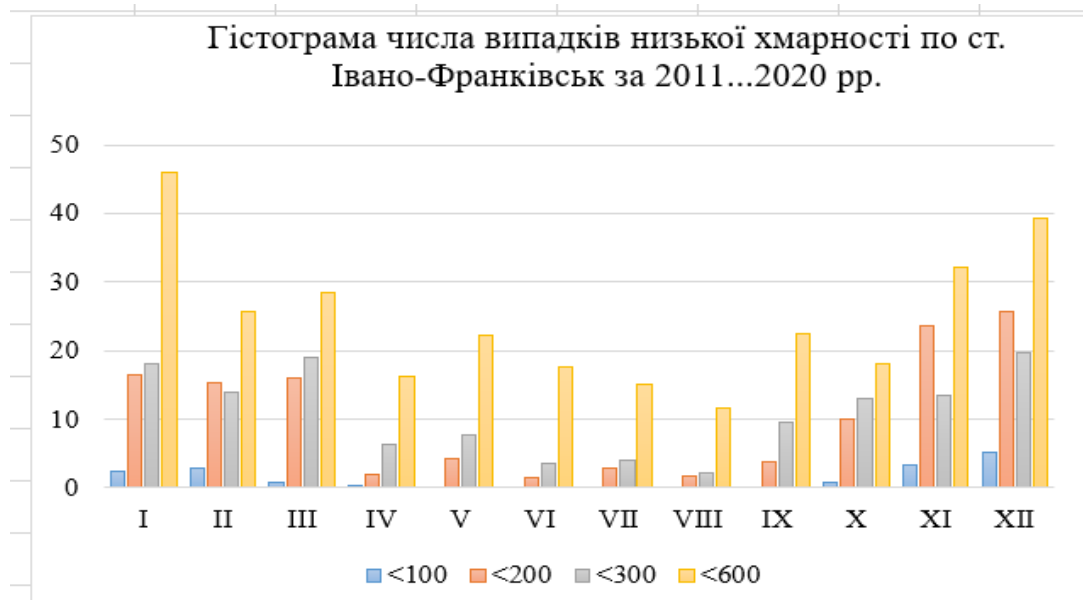


Рисунок 1.6 – Середня повторюваність низької хмарності з різною висотою її нижньої межі по ст. Івано-Франківськ за 2011-2020 рр.

Джерелом даних був оперативний сервер NOMADS Національної метеорологічної служби США [42]. За основні строки 00, 06, 12, 18 UTC використовувалися дані об'єктивного аналізу відповідних прогонів моделі за проміжні терміни 03, 09, 15, 21 UTC – прогностичні дані від прогонів моделі за 00, 06, 12, 18 UTC відповідно (рис. 1.7). Великими стрілками показана періодичність оновлення даних моделі GFS (аналіз), тонкими стрілками показані строки, в які використовувалися прогностичні дані.

Після завантаження даних адвекцій температури та вологості повітря за 00, 06, 12, 18 год будувалися послідовні графіки ходу цих величин перед утворенням низької хмарності (НХ), в період її існування та деякий час після її руйнування на рівнях 1000, 975, 925 та 850 гПа, з подальшим складанням таблиць завчасності змін вказаних величин.

Дослідження змін у поверхні землі не виявило чітких закономірностей в загальних адвективних змінах. Із рис. 1.8 видно зростання додатних значень адвекцій приблизно за 12 год. (адвекція температури) та 6 год. (адвекція вологості) до формування низької хмарності. Максимум адвекцій досягається в момент початку утворення низької хмарності.

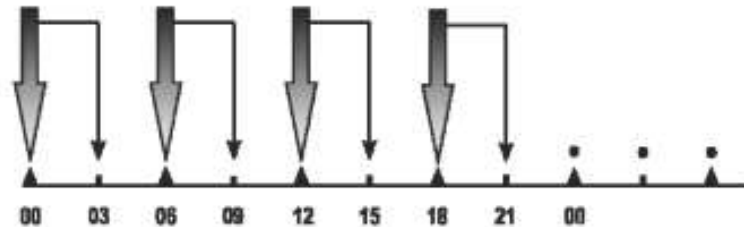


Рисунок 1.7 - Схема отримання вихідних даних з американського сервера NOMADS в масштабі однієї доби

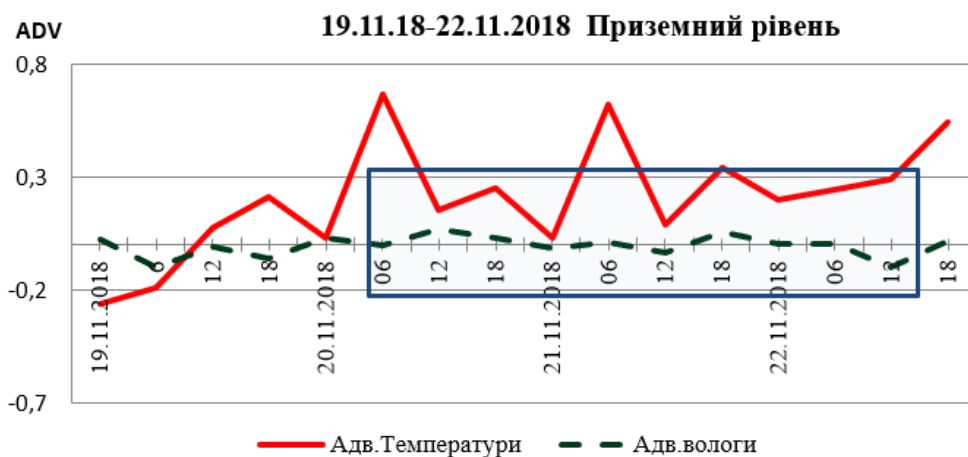


Рисунок 1.8 – Адвективні зміни температури та вологості повітря біля поверхні землі (синіми рамками позначені періоди існування низької хмарності)

В той же час в усіх випадках перед утворенням низької хмарності після зазначеного вище сплеску адвективних змін, далі спостерігається різке зменшення його значень (приблизно за 3 год.).

Більш помітні зміни адвекцій перед формуванням низької хмарності (НХ) відбуваються на рівні 975 гПа (рис. 1.9). Суттєве зростання адвекції температури відбувається в багатьох випадках приблизно за 24 год., а вологості – за 10-12 год., але присутні і окремі випадки, коли адвекція вологи починає

зростати за 6 год. Далі, за 4-5 год до утворення НХ спостерігається різке зниження адвекції температури, а адвекція вологи або не змінюється, або починає зменшуватися в момент утворення НХ.

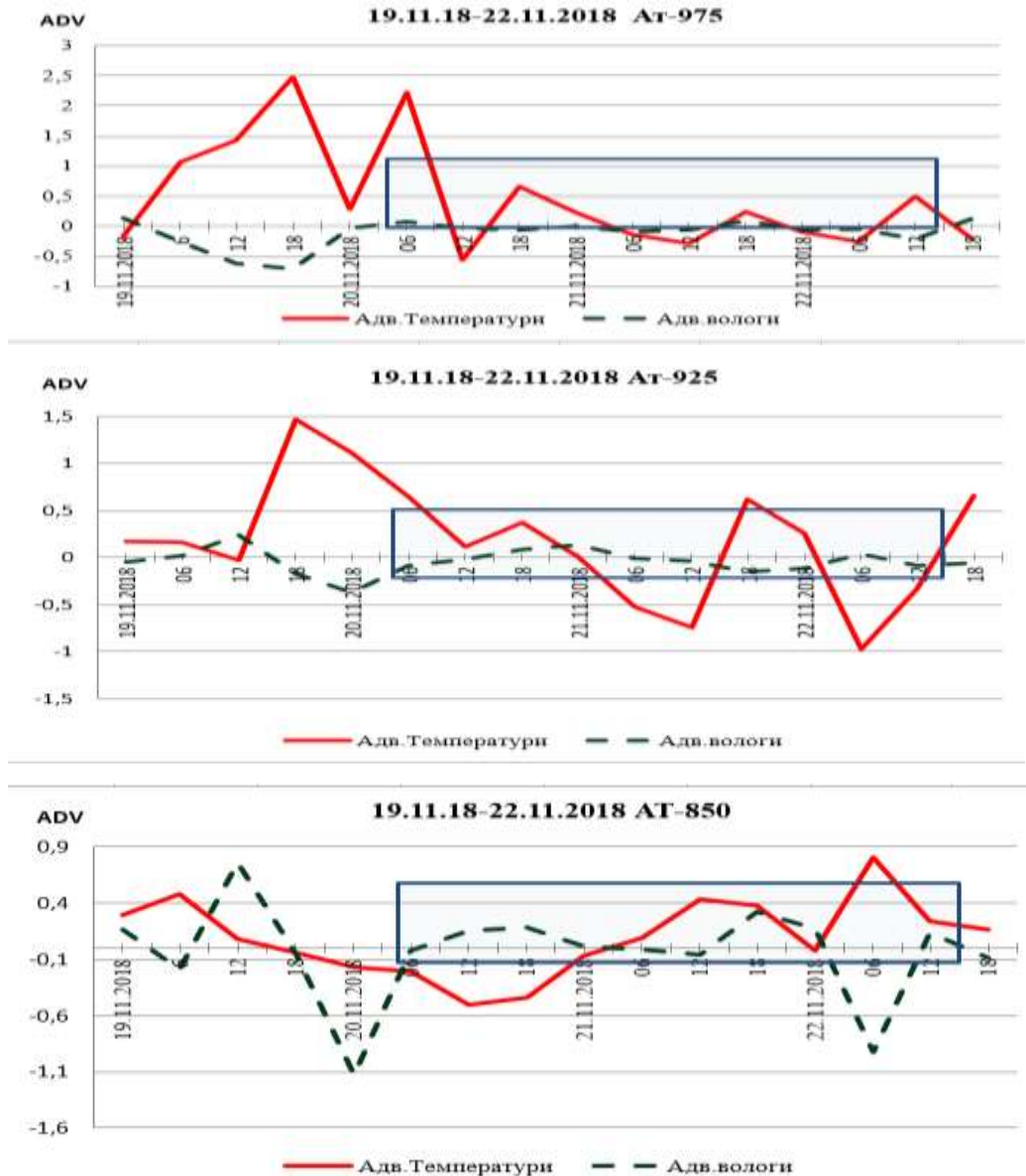


Рисунок 1.9 – Адвективні зміни температури та вологості повітря на рівнях 975, 925 та 850 гПа.

Таким чином, максимум досягається в середньому за 16 годин до початку формування низької хмарності.

Наступні рівні (925 та 850 гПа) частіше показували максимуми адвекцій до початку утворення низької хмарності (рис. 1.10). Початок підвищення адвекцій

за 6-12 годин. Максимум досягається в середньому за 8 год (адвекція температури) та 6 годин (адвекція вологості). В момент утворення низької хмарності адвекції температури як правило починають зменшуватися, а вологості – зростати.

Для рівня 850 гПа зміни такі ж самі як і на 925 гПа, але максимальних значень адвекція температури досягає за 16 годин до початку утворення низької хмарності, а вологості – за 7 год. Перед утворенням низької хмарності (за 16 год) на рівні 850 гПа адвекція температури (рис. 1.10) досягає своїх максимальних значень $\sim 0,26..0,3$ г/(кг/с), далі за 8-10 год адвекція температури підвищується на 925-975 гПа і вже за кілька годин (до 5 год.) перед утворенням НХ максимуми адвективних змін температури спостерігається на 1000 гПа.

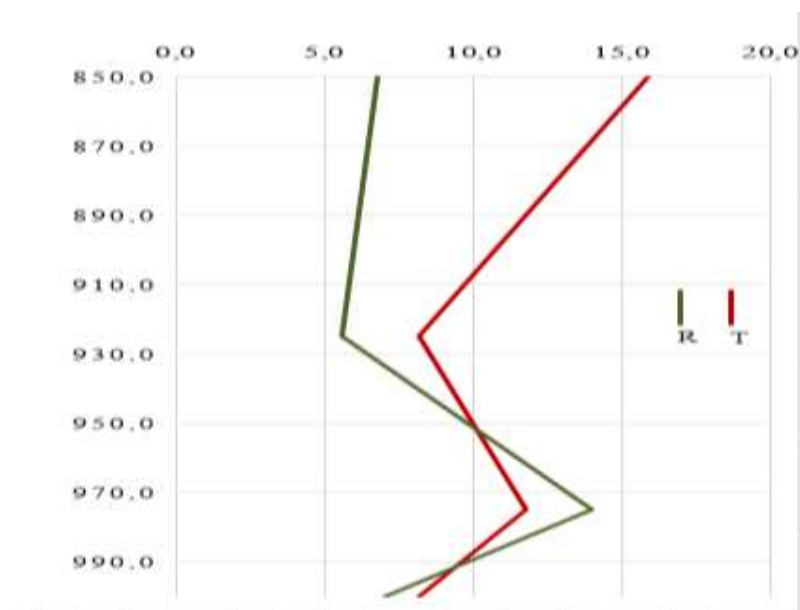


Рисунок 1.10 – Візуалізація завчасності максимумів адвекції температури та вологості перед утворенням низької хмарності

Отже, адвекція вологи починає досягати максимумів дещо пізніше і на більш низьких рівнях, а приблизно за 14 годин до зниження хмарності вона досягає максимумів (2,5 г/(кг/с)) на рівні 975 гПа.

1.3 Оцінка ефективності методів прогнозу адвективного туману Кошеленко І.В. та радіаційного туману Зверева О.С. на АМСЦ Херсон взимку 2018-2021 рр.

Туман суттєво ускладнює роботу авіації через зменшення видимості нижче 1000 м, а в умовах сильного туману видимість може погіршитися нижче мінімумів погоди [128-130] та не дозволити безпечно виконати посадку (зліт) у складних метеорологічних умовах на відповідному типі повітряного судна.

На сьогодні прогнозування туманів на АМСЦ Херсон виконується за методами Кошеленко І.В. (для адвективного туману) та за Зверева О.С. (для радіаційного туману).

Враховуючи, що найчастіше тумани на АМСЦ Херсон спостерігаються взимку [4, 131], тому була проведена оцінка ефективності прогнозу туманів за методами Кошеленко І.В. та Зверева О.С. на авіаційній метеостанції Херсон за три зимові періоди: 2018-2019 рр., 2019-2020 рр. та 2020-2021 рр.

Розрахунки справджуваності прогнозу туманів на АМСЦ Херсон за методом Зверева О.С. та Кошеленко І.В. представлені у табл. 1.2. Так, метод Зверева О.С. для обраного періоду мав також досить високу справджуваність, але дещо нижче, ніж метод Кошеленко І.В. Найнижча ефективність прогнозу радіаційних туманів виявилася у січні та грудні 2020 року – 68 %, а найвища - у лютому 2021 року (93 %). Прогноз адвективних туманів на аеродромі Херсон за методом Кошеленко І.В. мав достатньо високу справджуваність – від 84 до 96%.

Для виявлення причин помилок прогнозу детально проаналізовані випадки, коли прогноз радіаційного та адвективного туману на аеродромі Херсон не виправдався.

Так, прогноз наявності радіаційного туману від 16 грудня 2020 на АМСЦ Херсон не справджувався. Як видно з рис. 1.11, 16 грудня 2020 року о 18 UTC південна частина України знаходилась розмитому полі підвищеного тиску, на Закарпатті відмічався серпанок при температурі повітря $-2,0^{\circ}\text{C}$ та точці роси $-3,0^{\circ}\text{C}$. На початку наступної доби, 17 грудня о 00 та 06 UTC, не відбулося

істотних змін у синоптичній ситуації, проте поле підвищеного тиску поширилося далі на захід, а фронт оклюзій з південних районів ЄТР змістився на південь, тобто на північні області України. На рівні 850 гПа 16 грудня о 18 UTC температура над півднем України становила 0...2 °С, а вже 17 грудня (00 UTC) зросла до 3...4 °С, тобто відбулася адвекція тепла на цьому рівні.

Таблиця 1.2 – Справджуваність прогнозу туманів за методом Зверева О.С. ($P_{зв}$, %) та Кошеленко І.В. ($P_{кош}$, %) на АМСЦ Херсон взимку 2018-2021 рр.

Період, рр.	Місяць	$P_{зв}$, %	$P_{кош}$, %
2018-2019	Грудень	78	93
	Січень	84	93
	Лютий	72	86
2019-2020	Грудень	84	93
	Січень	68	96
	Лютий	90	96
2020-2021	Грудень	68	84
	Січень	90	96
	Лютий	93	93
Середнє за весь період		80,7	92,2

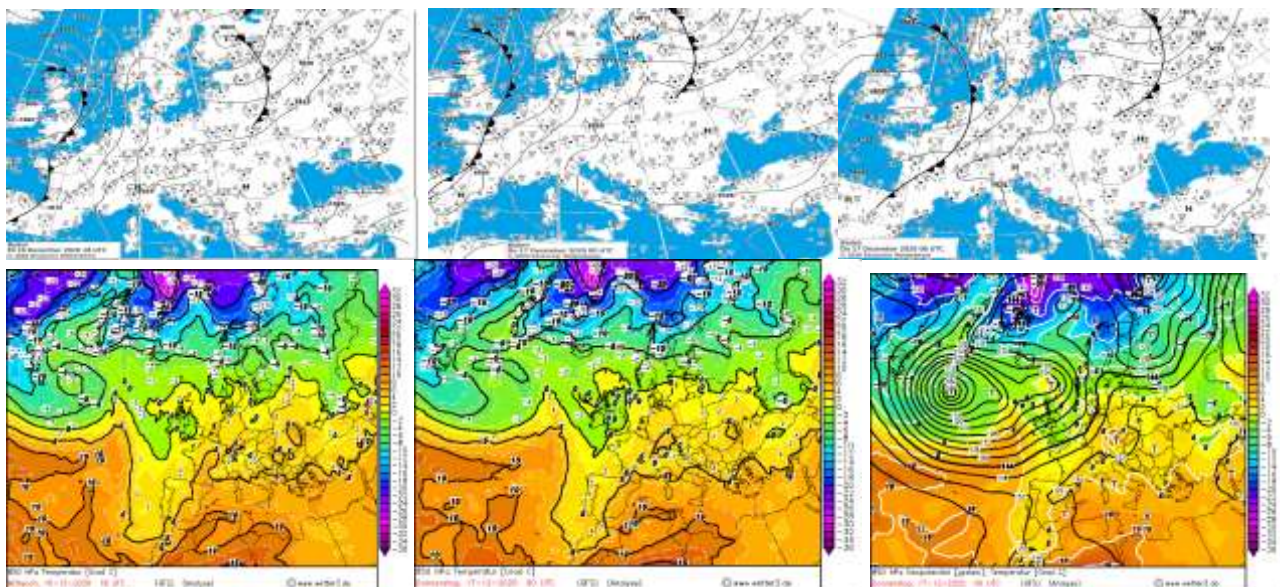


Рисунок 1.11– Приземні карти та АТ-850 за 16 грудня 2020 (18 UTC) та 17 грудня 2020 (00 та 06 UTC)

Хоча по розрахунках за методом Зверева О.С. очікувалося утворення туману, але на АМСЦ Херсон спостерігався серпанок при відносній вологості 94 % та температурі повітря $-0,1$ °С.

Фактичні дані погоди, що використовувались при прогнозі радіаційного туману 16 грудня 2020 року наведені у табл. 1.3.

Таблиця 1.3 – Фактичні дані для прогнозу радіаційного туману на АМСЦ Херсон по методу Зверева О.С. за 16 грудня 2020 року (16:00 год)

Дата	Стан ґрунту	$T_0, ^\circ\text{C}$	$T_d, ^\circ\text{C}$	$U, \%$	$a, \text{г/м}^3$
16.12.2020	Сухий	0,9	-0,9	88	10,4

Для прогнозу радіаційного туману за методом Зверева О.С. визначають температуру туманоутворення за формулою:

$$T_T = T_d - \Delta T_d,$$

де: T_d – температура точки роси в строк, близький до заходу сонця; ΔT_d – можливе зниження температури точки роси протягом ночі від початкового терміну до моменту утворення туману.

Мінімальну температуру повітря біля поверхні землі прогнозують за формулою:

$$T_{min} = T_0 - \Delta T,$$

де T_0 – температура повітря в вечірній строк спостереження (18 год); ΔT – очікуване охолодження повітря при ясному небі.

Визначають можливість утворення туману: при $T_{min} < T_T$ слід очікувати туман (сильний туман), при $T_{min} \geq T_T$ туман не передбачається. За розрахунками отримали наступне: $T_{min} = -6,4^\circ\text{C} < T_T = -1,7^\circ\text{C}$, отже, туман слід очікувати. У табл. 1.4 наведені розрахункові дані.

Отже, через адвекцію тепла на рівні 850 гПа не відбулося очікуваного зниження температури повітря (табл. 1.5) та не було достатньо вологи для

утворення туману, але спостерігався серпанок при відносній вологості повітря 94-96%.

Таблиця 1.4 – Прогностичні дані, розраховані для прогнозу радіаційного туману на АМСЦ Херсон по методу Зверева О.С. на 16 грудня 2020 року

Прогноз		$\Delta T_d, ^\circ\text{C}$	$T_T, ^\circ\text{C}$	$E_0, \text{кВт/м}_2$	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{мін}}, ^\circ\text{C}$
V, м/с	Хмар.					
3	6	0,8	-1,7	0,12	7,3	-6,4

Таблиця 1.5 – Фактична погода на АМСЦ Херсон за 17 грудня 2020 року

Час, год	V, м/с	T, °C	T _d , °C	U, %	Явище
00	1 м/с	-0,1	-1,0	94	Серпанок
06	2 м/с	-0,4	-1,0	96	Серпанок

Таким чином, на АМСЦ Херсон взимку 2018-2021 рр. обидва методи прогнозу туману продемонстрували високу справджуваність, але ефективність прогнозу адвективних туманів методом Кошеленко І.В. виявилася більш високою у порівнянні з прогнозом радіаційних туманів за методом Зверева О.С.

2 НЕБЕЗПЕЧНІ КОНВЕКТИВНІ ЯВИЩА НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

2.1 Просторово-часовий розподіл, циркуляційні та термодинамічні умови грозової діяльності в Одеській області у 2005-2022 рр.

Активна грозова діяльність може бути небезпечною для різних галузей економіки, а саме для аграрного сектору через завдання значних збитків сільськогосподарським культурам, для енергетичної галузі пошкодження лінії електропередачі та підстанцій, а також неполадки в роботі енергетичних систем.

Просторовий розподіл числа днів із грозою за рік зумовлюється характером загальної циркуляції атмосфери та рельєфом місцевості. Так, у середньому за рік над рівнинними районами України спостерігалось до 27-30 днів з грозою [131] у попередній кліматичний період 1961-1990 рр., а на узбережжях Чорного та Азовською морів число днів з грозою було значно менше (15-22) через вплив бризової циркуляції, добова періодичність якої гасила розвиток конвекції.

Згідно [33] будь-яка гроза формує жовтий рівень безпеки, тобто це небезпечне метеорологічне явище I рівня небезпечності (НМЯ I). Отже за характером впливу на життєдіяльність суспільства гроза є явищем погоди, яке створює певні незручності для населення та функціонування господарського комплексу.

Для характеристики сучасного режиму грозової діяльності над Одеською областю обраний період з 2005 по 2022 рр. а у якості вихідної інформації залучені дані метеорологічних спостережень [34] над 12 станціями Одеської області: з півночі на південь – Балта, Любашівка, Затишшя, Сербка, Роздільна, Одеса-ГМО, Чорноморськ, Білгород-Дністровський, Сарата, Болград, Вилкове, Дунайська ГМО (Ізмаїл).

Період з 2005 по 2022 рр. характеризувався значним зменшенням середньої кількості гроз на рік над всіма пунктами дослідження у порівнянні з 1961-1990 рр. [132], що узгоджується з [133-136]. Менш за все грозова активність

знизилася над узбережжям Чорного моря (рис. 2.1), а саме на ст. Одеса-ГМО – на 4,6 дні з грозою. Ще сильніше (більш ніж на 12 днів) зменшення кількості гроз відбулося у Роздільній, Білгород-Дністровському, Сараті та Болграді. Максимальне зниження грозової активності відбулося над Болградом – від 34,0 до 20,7 днів.

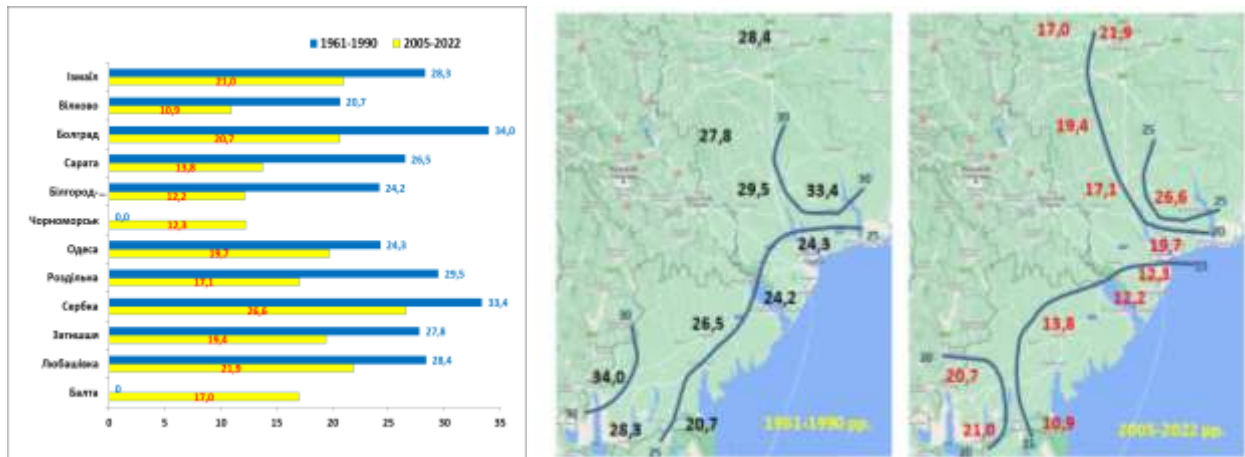


Рисунок 2.1 - Середня кількість днів з грозою над Одещиною у 1961-1990 [132] та 2005-2022 рр.

Отже, можна виявити збереження зони зниженої грозової активності над узбережжям півдня Одеської області та незначні зміни конфігурації зон максимумів в районі Болграда та Сербки.

Щодо річного ходу грозоутворення над регіоном, то 99 % гроз над регіоном спостерігалось у тепле півріччя – з квітня по жовтень. Над всіма станціями регіону його максимум припадає на червень, але в Сербці частка липня майже співпадає в червнем. На півдні області частіше ніж на півночі виникали у липні, а на півночі – у травні. Жодного випадку грози за межами теплого періоду не було над Білгород-Дністровським, Саратою та Балтою.

Для більш наочного представлення міжрічної мінливості кількості гроз створені карти кількості днів з грозою по роках та місяцях для кожного пункту дослідження (рис. 2.2), де можна виявити відносний максимум повторюваності гроз у 2011-2014 рр. та у 2021 р. над Сербкою та Затишшям. За весь період лише

в Любашівці та Одесі не виявилось жодного місяця теплого півріччя без виникнення гроз, що підтверджує локальність розповсюдження цього явища.

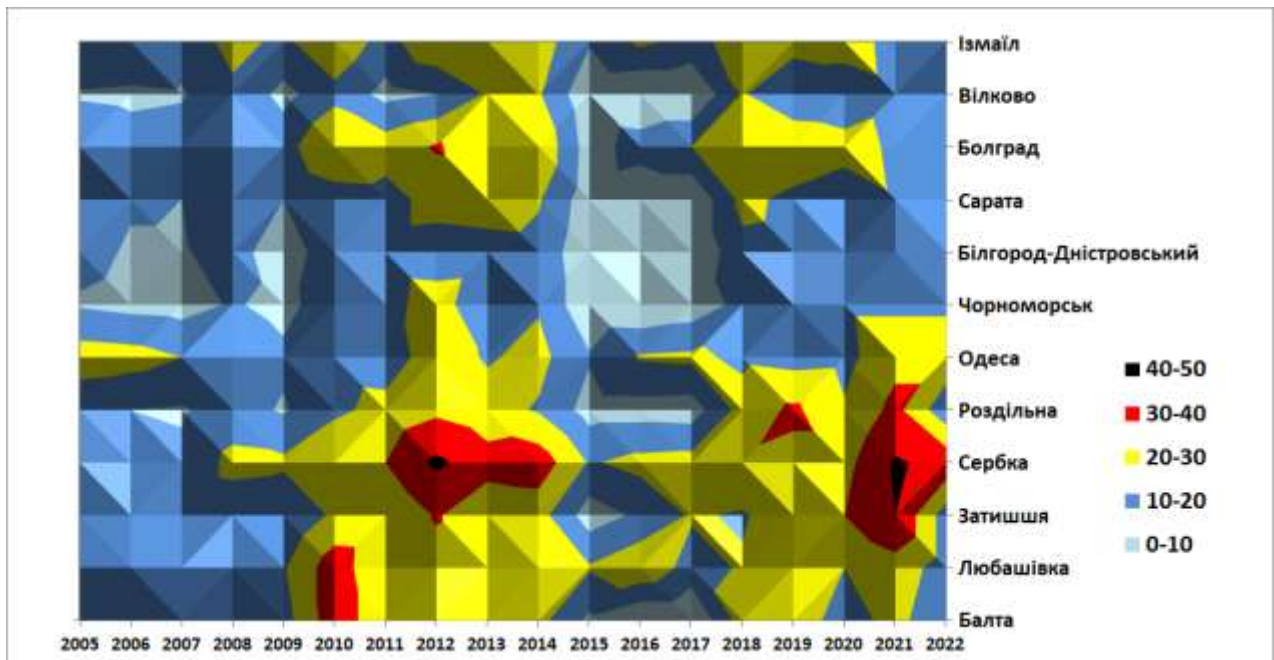


Рисунок 2.2 - Міжрічна мінливість кількості днів з грозою на станціях Одеської області у 2005-2022 рр.

Для визначення синоптичних умов виникнення гроз над Одеською областю обраний п'ятирічний період з 2018 по 2022 рр., під час якого грози переважно утворювалися у червні 2021 р. над північної частиною області.

За даними ресурсу [37, 38] визначалася синоптична ситуація над південним заходом України для днів з грозою, уточнювали розташування атмосферних фронтів та вважалося, що гроза виникла при проходженні фронтальних розділів, якщо відстань між станцією та теплим фронтом становила не менш 250-300 км і 150-200 км між станцією та холодним фронтом або фронтом оклюзії.

Виявлено, що частіше над Одещиною виникали внутрішньомасові грози (рис. 2.3) – 175 випадків або 34 %. Трохи менше гроз утворювалася при проходженні холодних фронтів - 30 % від їх загальної кількості.

Над Ізмаїлом, Затишшям та Вілково майже половина гроз мала внутрішньо-масове походження (48, 45 і 45 % відповідно), також їх частка була значною та перевищувала 40 % у Балті та Болграді, тобто на півночі та заході

Одеської області. Найрідше грози поза впливом фронтів спостерігалися у Білгород-Дністровському та Чорноморську– 19 %.

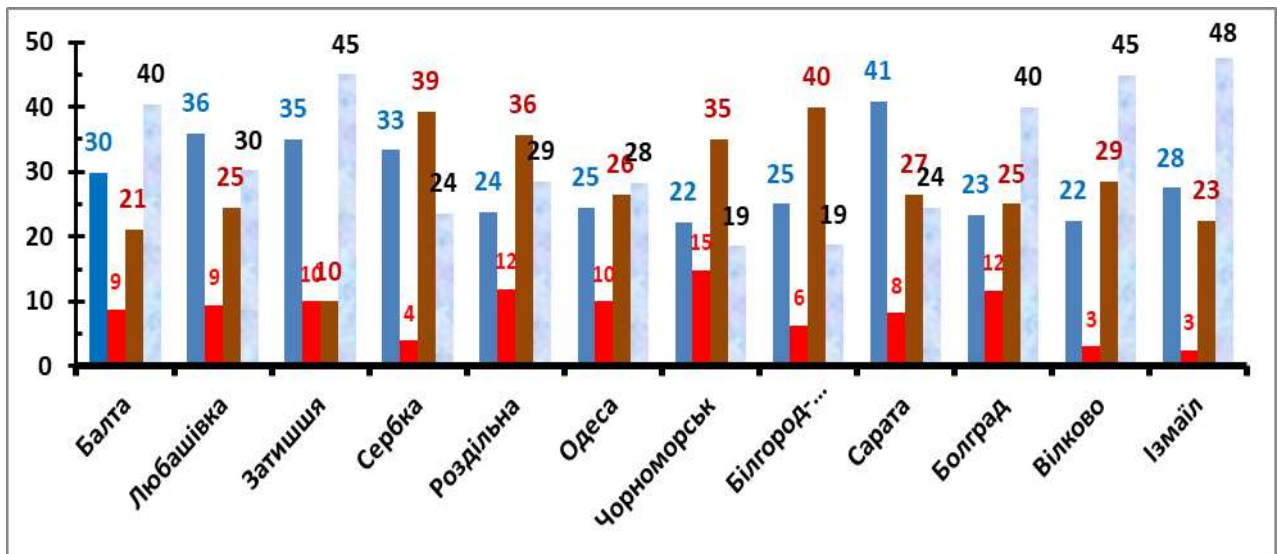


Рисунок 2.3 - Повторюваність (%) гроз на атмосферних фронтах та поза ними на станціях Одеської області 2018-2022 рр.

Також значна частка гроз Одещини (29 %) розвивалася на основних холодних фронтах (рис. 2.4а), де вони були пов'язані з потужним витісненням теплої повітряної маси високого вологовмісту і нестійкої стратифікації уверх наступаючим валом холодного повітря. Найбільшою повторюваністю гроз на холодному фронті відрізнялися північні станції Сарата (41 %) та Любашівка, Затишся, Сербка (33-36 %). Відносно рідше грози виникали при проходженні холодної ділянки фронту на півдні – Болград та Вілково (22 та 23 %).

На фронтах оклюзії спостерігалося 28 % гроз, коли більш холодне повітря витісняє менш холодне, проникає під поверхню теплого фронту, піднімаючи наверх тепле повітря, і цим спричинює розвиток цілого валу купчасто-дощових хмар за лінією фронту (рис. 2.4б). Хмари у даному випадку дуже розвинуті вертикально, коли фронт оклюзії утворюється у центрі циклону.

Найчастіше грози при проходженні фронтів оклюзії виникали над Білгород-Дністровським та Сербкоюю (40 та 39 %), а менш за все такі грози утворювалися у Балті та Затишші – 21 і 10 % від загальної кількості гроз над Одещиною.

Значно менше гроз (8 %) розвивалося на теплому фронті, завдяки тому, що під час підймання над фронтальною поверхнею зростає нестійкість стратифікації теплого повітря, що спричинює розвиток конвекції. Найчастіше це буває тоді, коли теплі фронти пов'язані з циклонами та улоговинами, що заглиблюються.

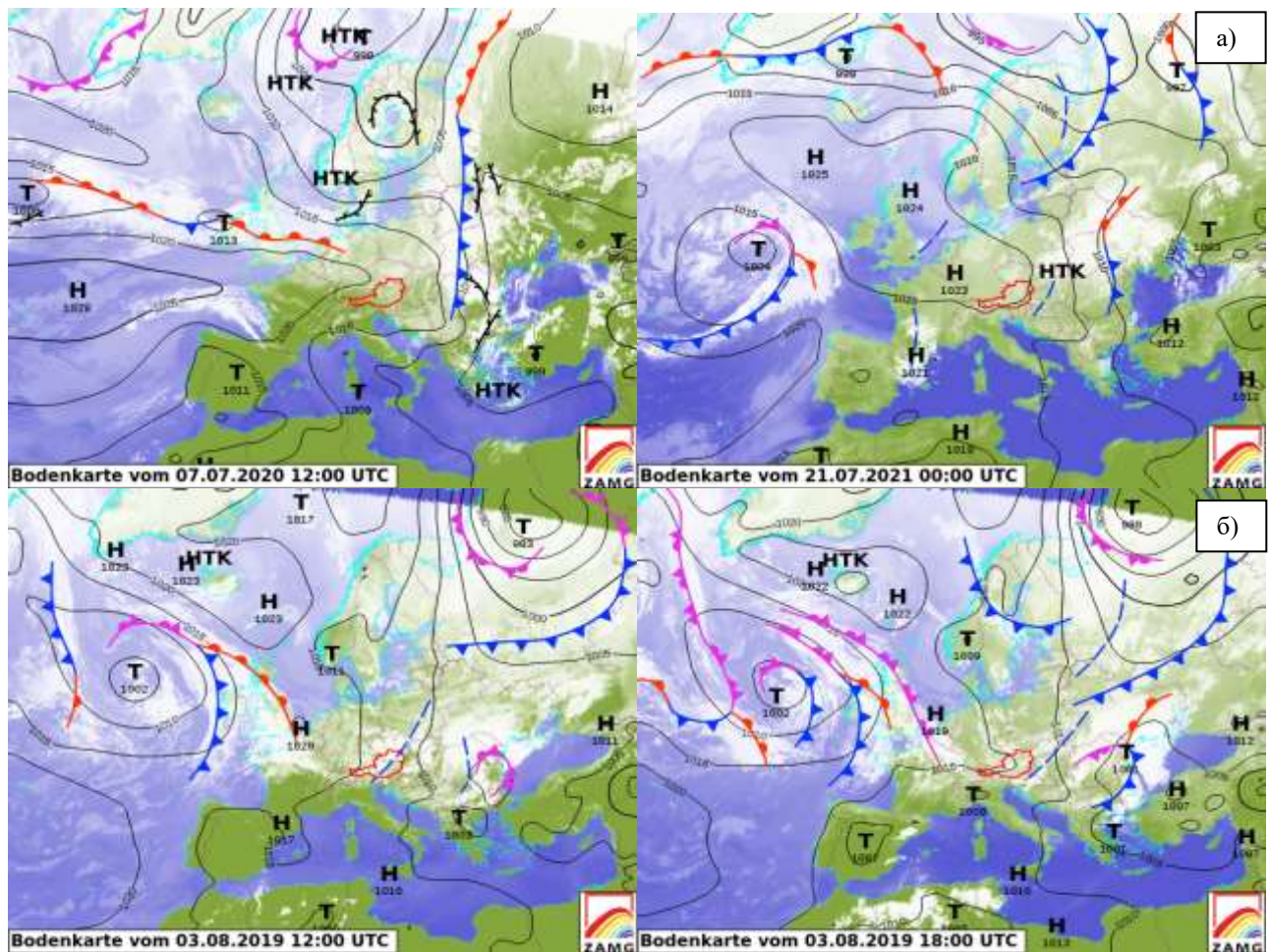


Рисунок 2.4 - Приземний аналіз та поле хмарності під час гроз на холодному фронті та на фронті оклюзії над Одещиною

При прогнозі виникнення грози, граду, шквалу та інших небезпечних явищ погоди, які обумовлені розвитком конвекції, практикується використання значень індексів, що характеризують конвекцію за низкою параметрів. Для аналізу термодинамічного стану атмосфери над Одещиною за основними

індексами конвекції обрані всі випадки гроз за 2021 р., для яких за даними глобальної моделі GFS [42] були розраховані основні індекси конвекції.

Одним з найбільш часто використовуваних індексів є така характеристика потужності нестійкого шару, як конвективна потенційна енергія. Її досить ефективно відображає індекс CAPE (Convective Available Potential Energy). Загальний запас енергії нестійкості в атмосфері CAPE знаходиться як алгебраїчна сума енергій нестійкості окремих шарів від рівня конденсації до рівня конвекції. Більш високі значення енергії нестійкості вказують на більш інтенсивну конвекцію в хмарі, тобто на більш небезпечні явища погоди. Енергія нестійкості або індекс CAPE є незмінним предиктором в прогнозі небезпечних явищ, пов'язаних з конвекцією. Енергія нестійкості або індекс CAPE при грозі над станцією в 2021 р. в середньому становила 450-800 Дж/кг з максимумом над Балтою, а максимум без грози спостерігався над Любашівкою. Розрахунок енергії нестійкості над станціями без гроз при наявності грози над областю показав значення від 200 до 400 Дж/кг, отже відсутність умов для розвитку грози.

Індекс нестійкості Кі або число Вайтінга (W) характеризує ступінь конвективної нестійкості повітряної маси, яка необхідна для виникнення і розвитку гроз. Розрахунок Кі заснований на вертикальному градієнті температури, вологості повітря в нижній тропосфері, а також враховує вертикальну протяжність вологого шару повітря. У 2021 році на станціях Одещини число Вайтінга демонструє готовність атмосфери до виникнення розсіяних гроз по всій території.

Вертикальний індекс перевищує у більшості випадків 26-28 °С, тобто тропосфера мала високий потенціал нестійкості, достатній для утворення гроз, але його значення на сусідніх станціях без гроз значно не відрізняються.

За значенням індексу СТ (Cross total), над Одещиною в атмосфері була присутня висока енергія нестійкості при якій можливі сильні грози 2 рази та дуже сильні грози теж 2 рази.

Підсумковий індекс (ТТ) на станціях Одещини свідчить про значну кількість вогнищ сильних гроз та можливі окремі осередки зі смерчем у 4 випадках. В одному випадку при $ТТ < 44$ °С, тобто коли за вказаним індексом не очікується умов для грозової діяльності. Решта випадків – значна кількість гроз, окремі з яких сильні.

Індекс підйому Li (Lifted index) - це різниця температур навколишнього повітря і деякого одиничного обсягу, який піднявся адиабатично від поверхні землі (або з заданого рівня) до рівня 500 гПа. Li розраховується з урахуванням залучення навколишнього повітря.. Якщо $Li > 0$, то атмосфера (у відповідному шарі) стійка. Якщо значення $Li < 0$, то атмосфера нестійка.

Додатні значення індексу підйому (Lifted index), які передбачають наявність інверсії температури, коли атмосфера дуже стійка та є розвинені низхідні рухи повітря, над станціями Одеської області в середньому не виявилися, але окремі випадки фіксувалися. Переважно середнє значення Li складало $-2...-1$ °С.

Таким чином, напередодні виникнення гроз над Одеською областю тропосфера мала високий потенціал конвективної нестійкості, але найчастіше перед грозою критичних критерії досягали індекси Вайтинга та Total Totals, тому що індекси конвекції по-різному відображають стан термічної стійкості.

2.2 Характеристика грозової діяльності у Вінницькій області

Для характеристики сучасного режиму грозової діяльності у Вінницькій області обраний період з січня 2005 по листопад 2024 рр. а у якості вихідної інформації залучені дані метеорологічних спостережень [34] над двома станціями області: Вінниця та Могилів-Подільський (рис. 2.1).

Виявлено, що за період дослідження над територією Вінницької області спостерігалось у пунктах дослідження 870 випадків грози, з яких 474 грози було у Вінниці, а 396 у Могилеві-Подільському.

В Вінниці не проводили метеорологічні спостереження з 24 лютого по 1 грудня 2022 р. через початок повномасштабної війни, тому у табл. 2.1 є пропуск, що позначений білим кольором. Але незважаючи на відсутність інформації за тепле півріччя 2022 року у Вінниці грози спостерігалися частіше ніж у Могилеві-Подільському. На рис. 2.5 представлена гістограма для порівняння інтенсивності сучасної грозової діяльності з попереднім кліматичним періодом (1961-1990 рр.). Період з 2005 по 2024 рр. характеризувався значним зменшенням середньої кількості гроз на рік над всіма пунктами дослідження. Сильніше грозова активність знизилася над станцією Могилів-Подільський, а саме на 6,7 днів з грозою, з 26,5 до 19,9.

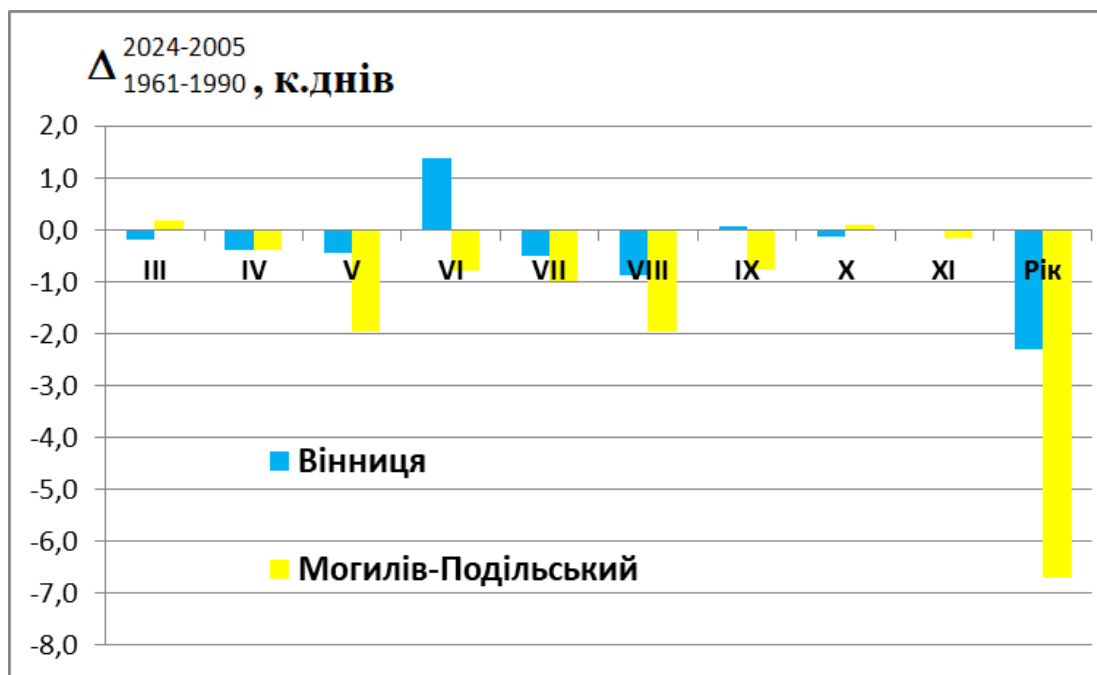


Рисунок 2.5 - Середня кількість та різниця днів з грозою у 1961-1990 [5] та 2005-2024 рр. на станціях Вінниця та Могилів-Подільський

Сезонна мінливість гроз у Європі відображаючи складну взаємодію між температурою, вологістю, атмосферною нестійкістю, географією та кліматичними умовами кожного регіону, характеризується підвищеною активністю гроз з травня по липень.

Влітку у Вінниці та Могилеві-Подільському виникало 71 та 69 % гроз, а максимум річного ходу на обох станціях припадав на червень – 31 та 30 % (рис. 2.6). Влітку у Вінниці та Могилеві-Подільському виникало 71 та 69 % гроз, а максимум річного ходу на обох станціях припадав на червень.

В середньому на рік в пунктах дослідження 23,7 та 19,8 днів на рік, а найбільш активно грози виникали в 2010 та 2019 рр. на обох станціях (30-40 випадків), але лінійний тренд кількості днів з грозою виявився від’ємним

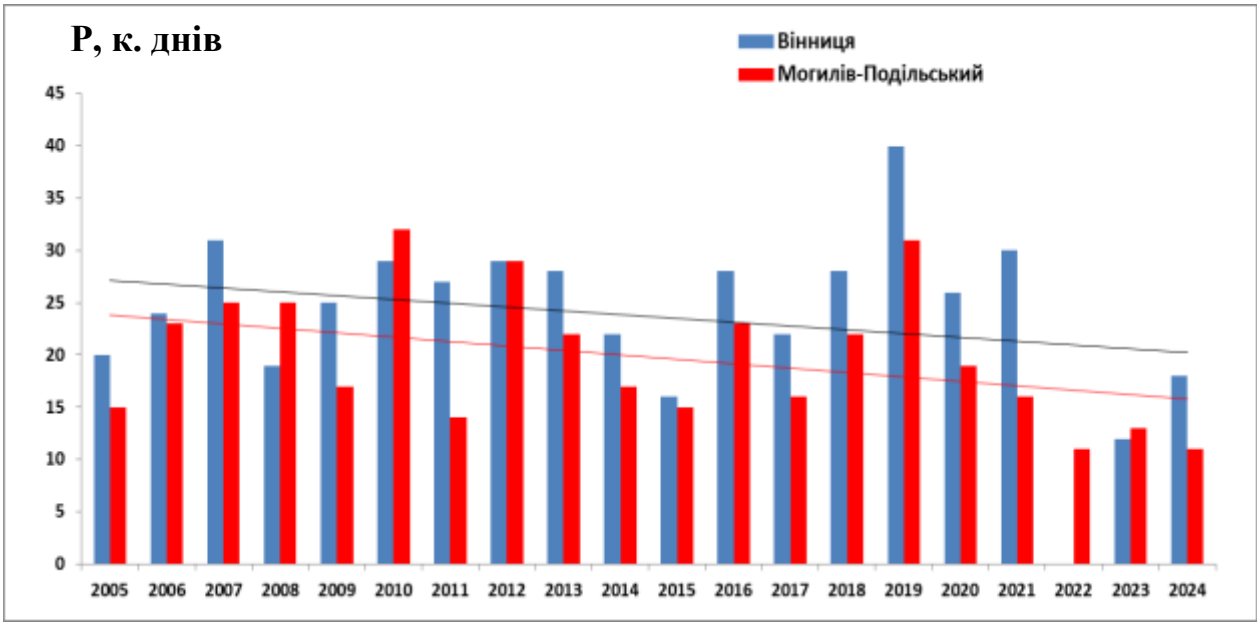
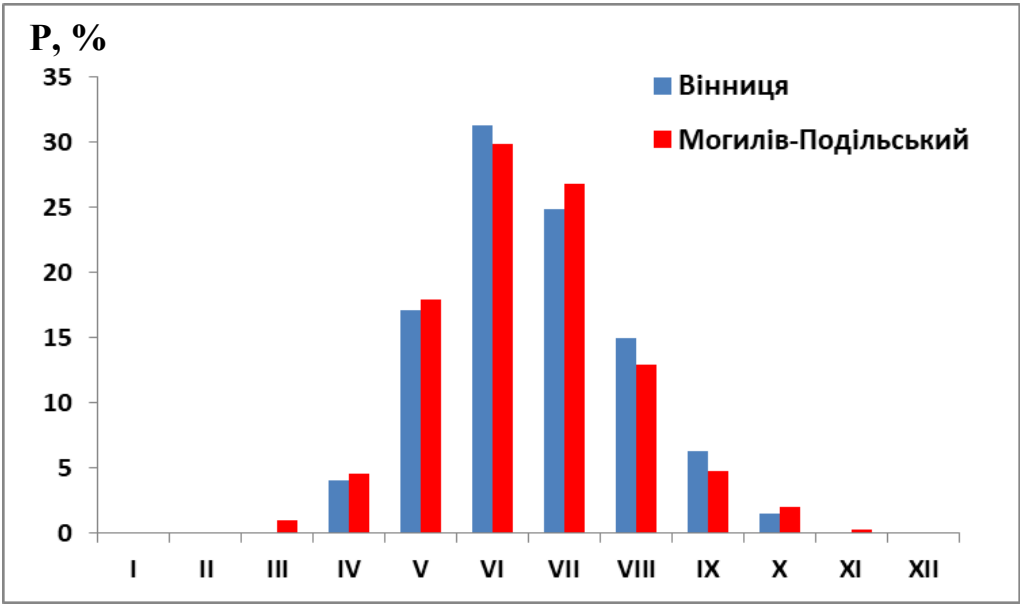


Рисунок 2.6 – Сезонна (P, %) та міжрічна (P, к.днів) мінливість днів з грозою у 2005-2024 рр. на станціях Вінниця та Могилів-Подільський

Для виявлення, під час якого синоптичного положення у регіоні дослідження переважно виникають грози проаналізовані синоптичні карти з архіву ресурсу [38], на яких наведені поле атмосферного тиску, фронтальні розділи та поле хмарності та архіву карт за даними GFS [42]. Випадки гроз для аналізу синоптичного положення враховувалися разом на обох станціях через незначну відстань між Вінницею та Могилевом-Подільським (119 км).

Як видно з табл. 2.1, за період з 2010 по 2024 рр. у Вінницької області переважали грози фронтального походження – 49 % від загальної кількості (рис. 2.7).

Таблиця 2.1 – Повторюваність (Р, %) синоптичних ситуацій, що сприяли виникненню гроз у Вінницькій області у 2010-2024 рр.

Рік	Гроз на рік	Синоптичне положення					
		Холодний фронт	Теплий фронт	Фронт оклюзії	Теплий сектор	Улоговина циклону	Малоградієнне поле
2010	61	18	10	8	4	6	15
2011	41	14	5	2	8	10	2
2012	58	16	6	0	14	14	8
2013	50	18	8	4	2	8	10
2014	39	11	4	2	6	8	8
2015	31	12	2	6	2	5	4
2016	51	15	2	4	12	10	8
2017	38	12	2	2	8	10	4
2018	50	13	6	4	11	10	6
2019	71	20	10	12	12	11	6
2020	45	16	3	1	12	8	5
2021	46	14	1	2	10	12	7
2022	11	4	1	1	3	2	0
2023	25	12	1	1	4	7	0
2024	29	11	2	1	6	7	2
2005-2024	646	206	63	50	114	128	85
Р, %	100	31,9	9,8	7,7	17,6	19,8	13,2

Найбільша повторюваність грозової активності за весь період спостерігалася на холодному фронті та складала 64 випадки (21,9 % від загального числа гроз) та фронті оклюзії – 206 випадків або 31,9 %, менш за все грози утворювалися під впливом фронту оклюзії (50 випадків або 7,7 %), через відносну рідкість проходження фронту оклюзії над регіоном.

Слід відмітити, що по роках (табл.2.1) переважання фронтальних гроз над Вінницею та Могилевом-Подільським зберіглося протягом всього періоду дослідження, але у 2020 р. почала зменшуватися частка теплого фронту та фронту оклюзії. Кожен рік максимум повторюваності гроз приходився на холодний фронт – від 4 до 20 гроз.

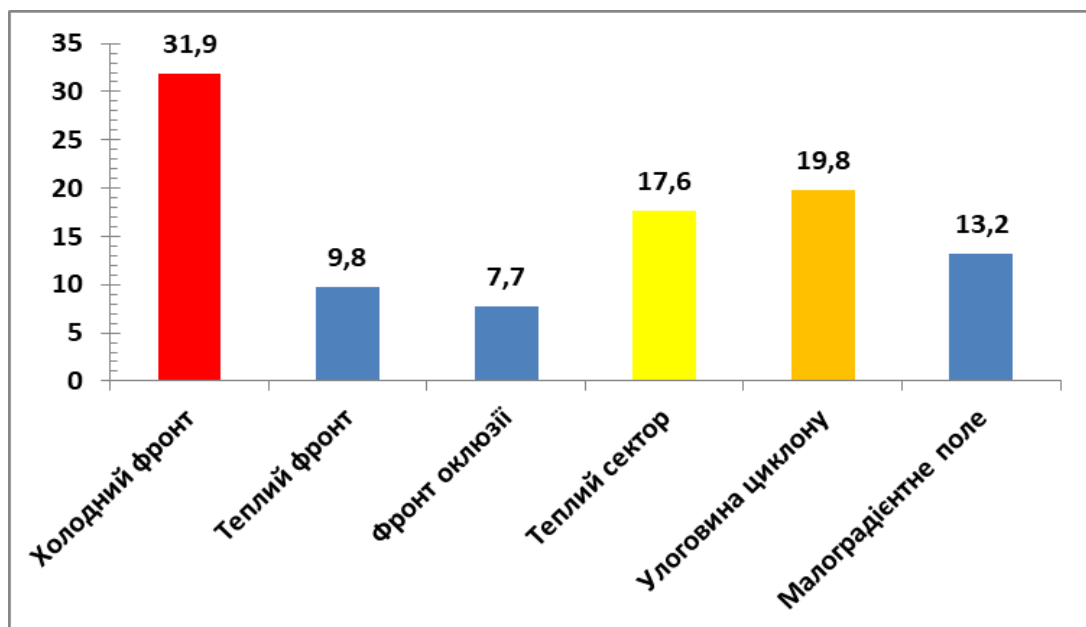


Рисунок 2.7 – Повторюваність (%) синоптичних положень виникнення гроз у Вінницької області у 2010-2024 рр.

Кількісна оцінка інтенсивності конвекції під час грози є важливим завданням вирішальною для аналізу атмосферних явищ і прогнозування погоди. Основні методи оцінки включають використання індексів нестійкості, радіолокаційних даних, супутникових продуктів і чисельного моделювання.

Кількісні значення індексів нестійкості були розраховані за моделлю GFS [42] або отримані з ресурсів [36, 41], а для аналізу термодинамічного стану

атмосфери над Вінниччиною за основними індексами конвекції обрані всі випадки гроз за 2023 та 2024 рр., тобто 74 випадки гроз (табл. 2.2, табл. 2.4). Також розраховані ці показники при відсутності грози.

Таблиця 2.2 – Значення індексів нестійкості у Вінницькій області в 2023 р.

Індекс		Вінниця	Могилев-Подільський
CAPE, Дж/кг	Сер. при грозі	756	650
	Сер. без грози	220	263
	Min	0	0
	Max	1600	1600
Ki, °C	Сер. при грозі	39,1	38,2
	Сер. без грози	34,3	36,3
	Min	19	20
	Max	44	52
VT, °C	Сер. при грозі	27,8	27,4
	Сер. без грози	26,4	26,5
	Min	20	20
	Max	32	32
CT, °C	Сер. при грозі	31,2	30,9
	Сер. без грози	28,4	29,3
	Min	25	26
	Max	38	40
TT, °C	Сер. при грозі	58,8	56,4
	Сер. без грози	55,8	55,4
	Min	47	44
	Max	67	63
Li, °C	Сер. при грозі	-2,2	-1,4
	Сер. без грози	-0,5	-0,4
	Min	-5	-5
	Max	7	6
Ti, °C	Сер. при грозі	44,0	46,7
	Сер. без грози	41,5	41,5
	Min	23	29
	Max	58	54

Таблиця 2.3 – Значення індексів нестійкості у Вінницькій області в 2024 р.

Індекс		Вінниця	Могилев-Подільський
CAPE, Дж/кг	Сер. при грозі	810	790
	Сер. без грози	240	256
	Min	0	0
	Max	2000	2000
Ki, °C	Сер. при грозі	40,1	39,8
	Сер. без грози	33,6	34,8
	Min	20	20
	Max	48	50
VT, °C	Сер. при грозі	27,6	27,8
	Сер. без грози	26,8	26,8
	Min	20	20
	Max	34	34
CT, °C	Сер. при грозі	31,8	31,5
	Сер. без грози	28,9	29,8
	Min	26	26
	Max	37	35
TT, °C	Сер. при грозі	60,2	59,8
	Сер. без грози	55,2	56,3
	Min	47	46
	Max	68	65
Li, °C	Сер. при грозі	-2,8	-2,0
	Сер. без грози	-0,2	-0,4
	Min	-6	-5
	Max	6	6
Ti, °C	Сер. при грозі	44,5	46,2
	Сер. без грози	43,5	42,1
	Min	20	25
	Max	56	56

Енергія нестійкості або індекс CAPE при грозі над станцією в 2023 р. в середньому складала 650-750 Дж/кг з максимумом над Вінницею, а в 2024 р. була більш високою 750-800 Дж/кг. Розрахунок енергії нестійкості над

станціями без гроз показав значення від 200 до 300 Дж/кг, отже відсутність умов для розвитку грози. Мінімальні значення – 0 Дж/кг.

Число Вайтінга або *Ki index* демонструє готовність атмосфери до виникнення розсіяних гроз, причому у 2024 р. цей параметр приймав більш високі значення.

Вертикальний індекс (VT) перевищує у більшості випадків 26-32 °С, тобто коректно вказує на наявність у тропосфері високого потенціалу конвективної нестійкості, що є достатнім для утворення гроз, а його значення на сусідніх станціях Вінниця та Могилів-Подільський без гроз значно не відрізняються.

За значенням індексу СТ (*Cross total*) над пунктами дослідження в атмосфері була присутня висока енергія нестійкості при якій можливі сильні грози.

Підсумковий індекс (TT) на станціях Вінниччини свідчить про значну кількість вогнищ сильних гроз та можливі окремі осередки зі смерчем у 3 випадках. Решта випадків – значна кількість гроз, окремі з яких сильні.

Додатні значення індексу підйому (*Lifted index*), які передбачають наявність інверсії температури, коли атмосфера дуже стійка та є розвинені низхідні рухи повітря, над областю не виявилися, але окремі випадки фіксувалися. Середнє значення *Li* складало -2,8...-1,4 °С.

За значенням індексу Томпсона (*Ti*), що є різницею індексів Вайтінга та *Lifted index*, виявилось, що він був у середньому 44-46 °С, що відповідає сильним грозам, але реальний розвиток конвекції був менш вираженим.

Якщо проаналізувати імовірність утворення грози в залежності від значення розглянутих індексів, то можна помітити (табл. 2.4) що, найчастіше підчас грози критичних критерії досягали індекси Вайтінга та *Total Totals*, а індекс *CAPE* до досягав критеріїв, індекс Томпсона дещо завищував розвиток конвекції. Можливо для покращення результатів слід аналізувати випадку утворення грози за окремими місяцями.

Одним із найбільш важливим параметром конвекції є середня висота рівня конвекції, тому що грози розвиваються коли рівень конвекції становить 6-7 км

та вище. Аналіз супутникового продукту *Cloud Top Height* (висота верхньої межі хмарності) з ресурсу [41], виявив що середнє значення рівня конвекції становить 9,5 км. При цьому діапазон висот знаходиться у межах від 5 до 12 км.

Зі збільшенням значень *Cloud Top Height* (СТТН_alti) кількість випадків гроз збільшується у випадках коли гроzoneбезпечна хмара розвивається до висоти 7-8 км та досягає максимуму при середній висоті конвекції 9-10 км і становить 35-36 % (рис. 2.8).

Таблиця 2.4 – Імовірність (%) утворення гроз залежно від градацій індексів нестійкості у Вінницькій області в 2023-2024 р.

Індекс	Градація індексу	Пункт	
		Вінниця	Могилев-Подільський
CAPE, Дж/кг	>1000	62	56
Ki, °C	>20	88	76
VT, °C	> 28	72	70
CT, °C	> 20	68	74
TT, °C	> 44	87	85
Li, °C	< - 2	74	76
Ti, °C	> 25	70	68

Температура повітря на рівні конвекції є важливою характеристикою розвитку конвективної хмарності, тому що чим вона нижча, тим більш імовірно зливи, грози та інші конвективні явища. Аналіз супутникового продукту *Cloud Top Temperature* (Температура верхньої межі хмарності) з ресурсу [41], виявив, що найчастіше грози фіксувалися в діапазоні температур на рівні конвекції - 42...-48 °C, а саме 63 та 60 % всіх випадків гроз у Вінниці та Могилеві-Подільському, відповідно (рис. 2.9).

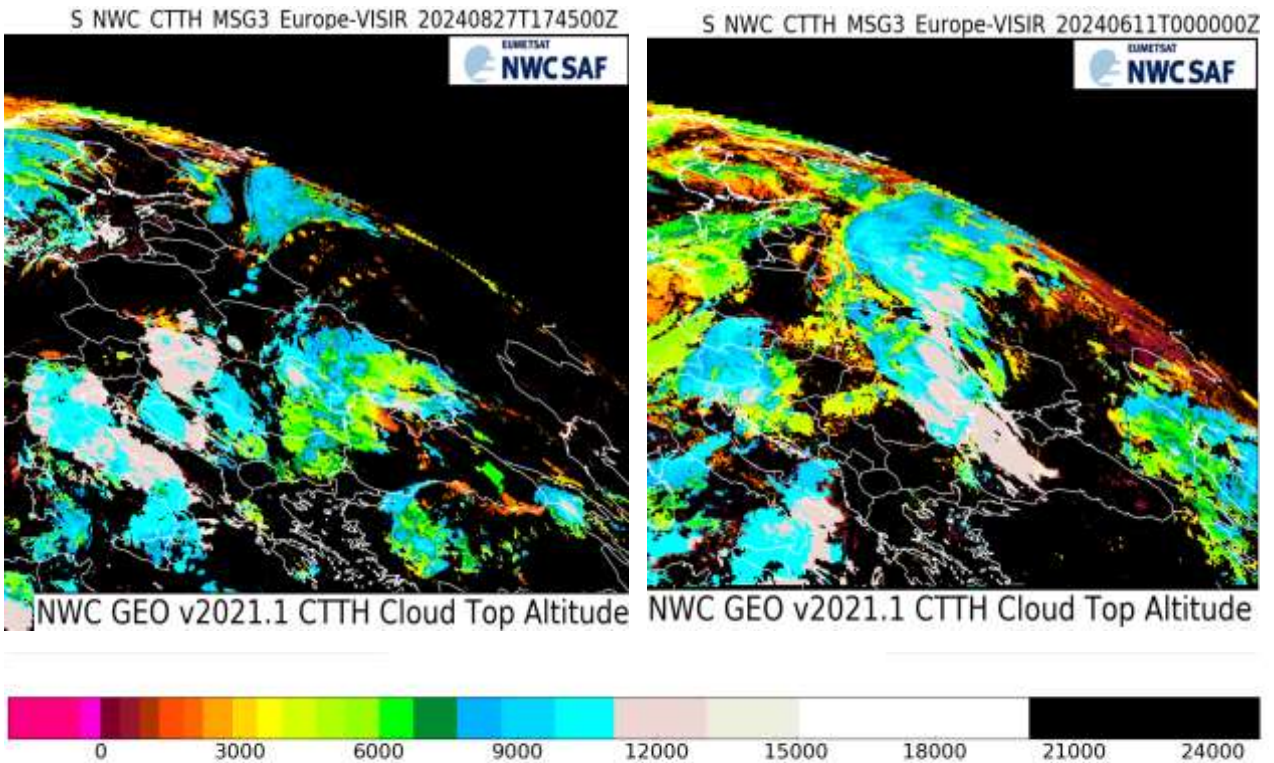
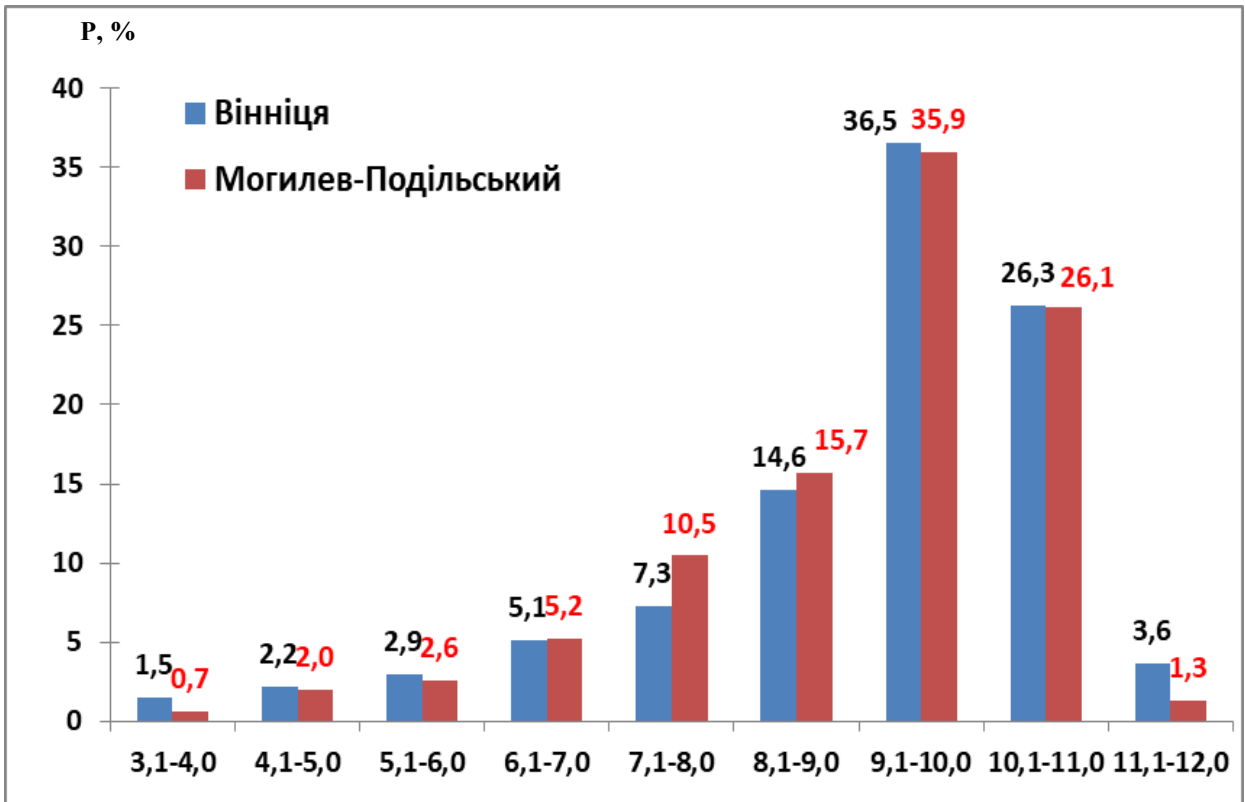


Рисунок 2.8 - Повторюваність гроз (%) в залежності від верхньої межі конвективних хмар та карти СТТН_alti під час гроз на холодному фронті 27 серпня та 4 червня 2024 р.

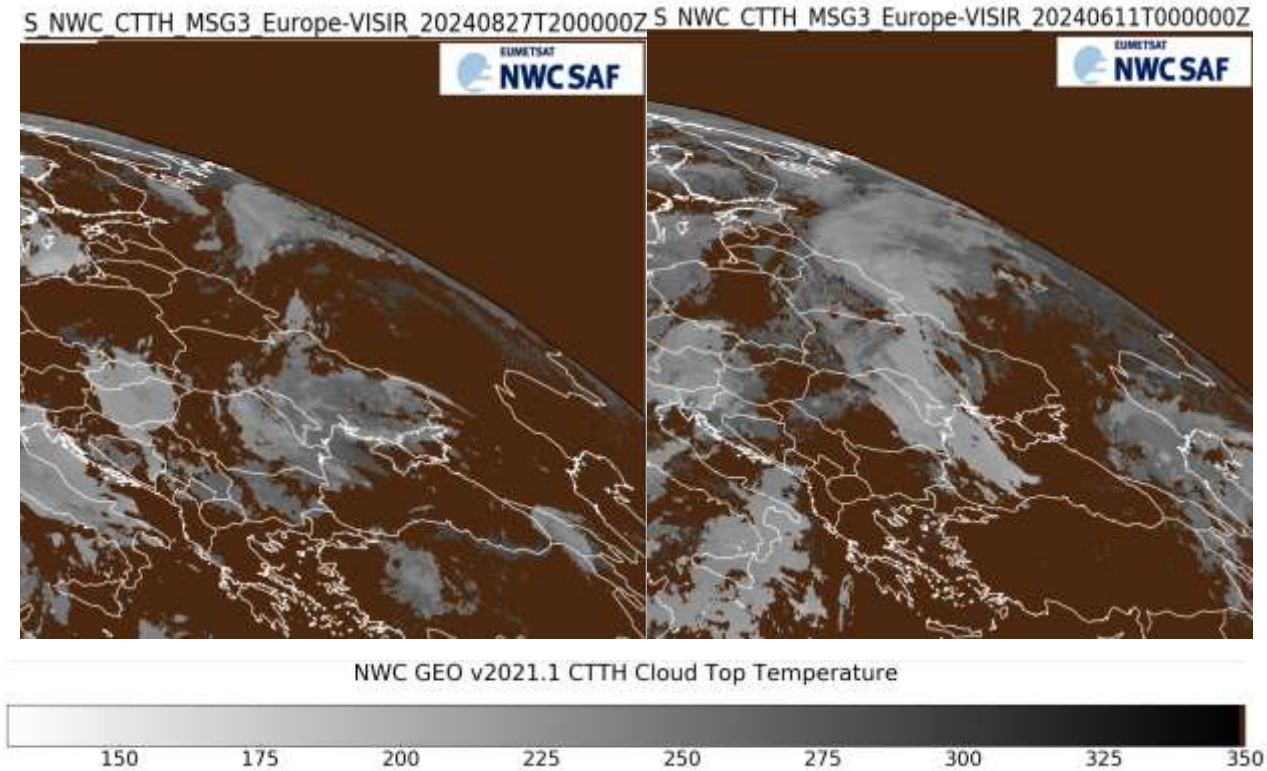
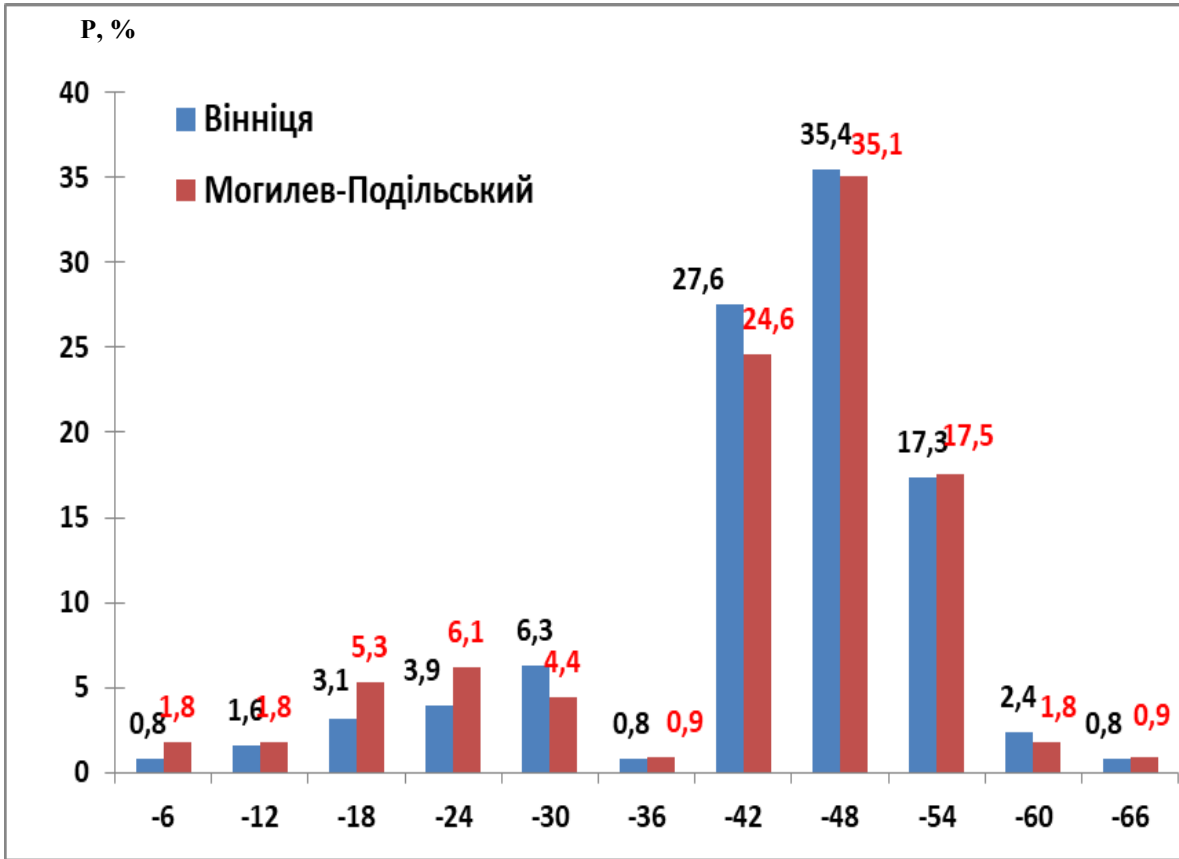


Рисунок 2.9 - Повторюваність гроз (%) в залежності від верхньої межі конвективних хмар та карти СТТН_tempre під час гроз на холодному фронті 27 серпня та 4 червня 2024 р.

В цілому, значення продукту Cloud Top Temperature and Height (СТТН_tempe) свідчать про коливання температури на верхньої межі хмари в дуже широких межах від -6,0 до -66,0 °С. Менш ніж 3 % випадків грози приходить на температури конвекції -6...-12 °С. Переважно (80 та 73 %) грози спостерігались у градації СТТН_tempe -42,0...-54,0°С.

2.3 Виявлення та прогноз розвитку грозових осередків на АМСЦ Київ

Аналіз кількості грозових осередків на АМСЦ Київ (Жуляни) з 2011 по 2020 рр. на різних відстанях від станції виявив (табл. 2.5) суттєве зростання кількості строків спостереження за рік починаючи з 2018 р. Якщо на території обслуговування очікується одне з синоптичних умов виникнення злив, то це вказує на можливість появи і грозових хмар.

Таблиця 2.5 – Кількість грозових осередків на АМСЦ Київ (Жуляни) у період 2011-2020 рр. на різних відстанях від станції

Роки	Жовтий			Помаранчевий			Червоний		
	гроза в ближній зоні			гроза в околицях			гроза на аеродромі		
	к.с.	%	макс.	к.с.	%	макс.	к.с.	%	макс.
2011	214	3	20	23	3	5	17	4	4
2012	391	6	21	55	8	9	43	10	7
2013	252	4	26	29	4	5	33	8	8
2014	475	8	45	100	14	17	40	9	8
2015	141	2	12	16	2	3	6	1	3
2016	331	5	29	54	7	10	26	6	10
2017	309	5	31	33	5	6	37	9	13
2018	1212	20	103	126	17	29	102	24	52
2019	1870	31	221	180	25	20	76	18	14
2020	920	15	99	108	15	30	51	12	30
2011-2020	6115	100	221	724	100	29	431	100	30

В табл. 2.6 наведені результати оцінки розрахункових методів за допомогою автоматичної системи «Метеоексперт» на АМСЦ Київ (Жуляни) за 2014-2020 роки для порівняння справджуваності чотирьох методів прогнозування: метод Ягудіна, Вайтінга, Лебедевої та Седлецького.

Виявилося, що у 2014-2020 рр. найбільшу справджуваність мали методи Р.А. Ягудіна і В.М. Седлецького. Найнижча справджуваність простежувалася при використанні методів прогнозування гроз Вайтінга і Лебедевої.

Для описання ступеню розвитку конвекції при час грозової діяльності відібрані індекси, що найбільш часто використовуються при прогнозах гроз. В першу чергу це індекс, що описує латентну нестабільність атмосфери (LIFT), що характеризує інтенсивність вертикальних рухів, обумовлених стратифікацією температури повітря.

Оскільки територія, яка охоплена грозовою діяльністю, може бути різною, то інформація була розділена на дві категорії:

- «окремі грози» - дні, коли грози спостерігались на одній станції області;
- «повсюдні грози» - дні, коли грози відмічались на декількох станціях.

Порівнюючи статистичні характеристики термодинамічних параметрів атмосфери у дні, які віднесені до категорій «окремі грози» та «повсюдні грози» (табл. 2.7) можна зробити висновок, що значення індексів мають незначні (з ймовірністю 95%) розрізнення по критерію Пірсона. Під екстремумами приймаються мінімальні значення індексу LIFT та максимальні значення індексів SWEAT, KIND, TOTL та CAPE. Ці значення відібрані для аналізу, оскільки є показниками найвищого ступеню розвитку конвекції.

Потрібно визначити ступень розвитку конвекції, коли може бути злива з грозою або злива, то слід визначити значення індексів у дні, віднесені до категорій «повсюдні грози», «окремі грози», «гроза із зливою» та «злива».

Порівнюючи значення індексів (табл. 2.8) «гроза із зливою» та «злива» визначили, що середні значення індексів KIND та TOTL, які характеризують термодинамічну нестійкість та вологість у шарі 700-850 гПа, значно не відрізняються, тобто атмосфера є нестійкою.

Таблиця 2.6 – Результати оцінки розрахункових методів прогнозу гроз
за допомогою автоматичної системи «Метеоексперт»
2014 – 2020 рр. на АМСЦ Київ (Жуляни)

№	Метод прогнозу грози	Справджуваність								
		загальна			наявність явища			відсутність явища		
		дано	спр.	%	дано	спр.	%	дано	спр.	%
2014 рік										
1.	Вайтінг	160	100	62,5	81	29	35,8	79	71	89,9
2.	Ягудін	160	131	81,8	21	11	52,4	139	120	86,3
3.	Лебедева	160	120	75,0	42	17	40,5	118	103	87,3
4.	Седлецький	160	132	82,5	14	7	50,0	146	125	85,6
2015 рік										
1.	Вайтінг	143	78	54,5	90	31	34,4	53	47	88,7
2.	Ягудін	143	109	76,2	16	9	56,2	127	100	78,7
3.	Лебедева	143	112	78,3	37	26	70,3	106	86	81,1
4.	Седлецький	143	105	73,4	20	9	45,0	123	96	78,0
2016 рік										
1.	Вайтінг	164	100	61,0	90	32	35,6	74	68	91,9
2.	Ягудін	164	133	81,1	32	20	62,5	132	113	85,6
3.	Лебедева	164	124	75,6	52	28	53,8	112	96	85,7
4.	Седлецький	164	132	80,5	23	15	65,2	141	117	83,0
2017 рік										
1.	Вайтінг	178	86	48,3	107	37	34,6	71	49	69,0
2.	Ягудін	178	125	70,2	36	16	44,4	142	109	76,8
3.	Лебедева	178	127	71,3	23	10	43,5	155	117	75,5
4.	Седлецький	178	119	66,9	43	16	37,2	135	103	76,3
2018 рік										
1.	Вайтінг	322	181	55,9	191	51	26,7	133	130	97,7
2.	Ягудін	322	257	79,8	37	13	35,1	285	244	85,6
3.	Лебедева	322	252	78,5	64	24	37,5	257	228	88,7
4.	Седлецький	322	260	80,7	19	5	26,3	303	255	84,2
2019 рік										
1.	Вайтінг	176	97	55,1	110	33	30	66	64	97
2.	Ягудін	176	143	81,2	20	10	50	156	133	85,2
3.	Лебедева	176	132	75	36	15	41,7	140	117	83,6
4.	Седлецький	176	143	81,2	17	9	52,9	159	134	84,3
2020 рік										
1.	Вайтінг	156	94	60,2	95	35	36,8	61	59	96,7
2.	Ягудін	156	124	79,5	27	13	48,1	129	111	86
3.	Лебедева	156	112	71,8	50	19	38	106	93	59,6
4.	Седлецький	156	126	80,8	12	6	50	144	120	83,3

Таблиця 2.7 - Інтервали значень індексів нестійкості атмосфери

Стан атмосфери	Значення індексів				
	LIFT, °C	SWEAT	KIND, °C	TOTL, °C	CAPE, Дж/кг
Стійка	> 0	< 100	< 25	< 40	< 0
Слабо нестійка (наявність злив, окремі грози)	-3...0	100...200	25...30	40...45	0...1000
Нестійка (наявність злив, гроз)	-6...-3	200...300	30...35	45...50	1000...2000
Дуже нестійка (повсюдно грози, град, зливи)	-9...-6	300...400	35...40	50...55	2000...2500
Вкрай нестійка (гроза, град, шквал, смерч)	≥ 9	> 400	> 40	> 55	> 2500

Таблиця 2.8 - Статистичні характеристики термодинамічних параметрів для аеродрому Київ (Жуляни) при стані атмосфери по категоріям «повсюдні грози», «окремі грози», «гроза із зливою» та «злива» о 12:00 UTC

Індекс	Повсюдні грози			Окремі грози		
	середнє	δ	екстрем.	середнє	δ	екстрем.
LIFT, °C	-1,5	2,5	-7,7	-1,7	2,4	-8,8
SWEAT	195	68	454	207	77	466
KIND, °C	32	5	52	33	4	43
TOTL, °C	49	9	47	49	4	59
CAPE, Дж/кг	551	608	3502	620	682	3078
Індекс	Гроза із зливою			Злива		
	середнє	δ	екстрем.	середнє	δ	екстрем.
LIFT, °C	-1,6	2,4	-8,8	-0,3	2,5	-7,7
SWEAT	199	71	466	171	60	383
KIND, °C	32	5	52	30	5	50
TOTL, °C	49	4	59	47	4	56
CAPE, Дж/кг	577	642	3902	350	522	3528

Середнє значення індексу LIFT, який характеризує різницю температур навколишнього середовища та частинки, що підіймається при стані «гроза із зливою» більше значення стану «злива», що повністю відповідає фізичним

процесам розвитку конвекції в атмосфері. При таких значеннях індексу можливі не тільки зливи, але й окремі грози;

Комплексний параметр SWEAT «гроза із зливою» приблизно на 30 одиниць перевищує той же параметр «злива», так як у грозових хмарах відмічаються великі швидкості вітру та значні зсуви вітру. Згідно з табл. 2.7 середні значення даного параметру також класифікують атмосферу як слабо нестійку з можливістю розвитку не тільки злив, але і окремих гроз;

Потенційна конвективна енергія атмосфери CAPE у дні з категорією «гроза із зливою» складає 572 Дж/кг, це у 1,5 рази більше значення індексу CAPE у дні з категорією «злива», тобто ймовірний тільки слабкий розвиток конвекції.

Аналізуючи результати аерологічного зондування та визначаючи ймовірність розвитку того або іншого небезпечного конвективного явища необхідно визначити інтервали значення індексів, що відповідають значенню ймовірності.

Із зменшенням значень індексу SWEAT нестійкість атмосфери збільшується. Кумулятивна крива (рис. 2.10а) дає наглядне уявлення, як змінюється накопичена відносна частота злив та гроз при зміні індексу SWEAT. При однакових значеннях індексів накопичена відносна частота злив та гроз неоднакова, отже ймовірності виникнення цих явищ будуть відрізнятись (рис. 2.10б).

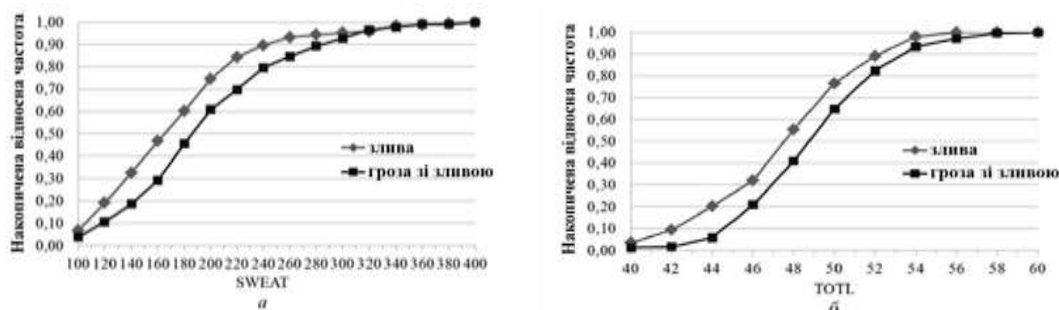


Рисунок 2.10 - Кумулятивна крива за термін 12 UTC індексів нестійкості SWEAT (а) та TOTL (б)

В результаті розрахунків індексів нестійкості визначені граничні значення індексів для різних ймовірностей злив та гроз (табл. 2.9 і 2.10) для Києва.

Таблиця 2.9 - Граничні значення індексів для різної повторюваності гроз та злив на території аеродрому Київ/Жуляни

Індекс	Ймовірність		
	50%	70%	90%
Гроза			
LIFT	<-3	<-4	<-6
SWEAT	>190	>220	>280
KIND	>32	>35	>37
TOTL	>49	>51	>53
CAPE	>350	>700	>1300
Злива			
LIFT	< -1	< -2	< -4
SWEAT	>170	>200	>240
KIND	>31	>33	>36
TOTL	>48	>49	>52
CAPE	>200	>400	>900

Таблиця 2.10 – Результати обчислення параметрів нестійкості для станції Київ (Жуляни) за фактичними даними у 2018 р.

Дата	<i>Ki</i>	<i>VT</i>	<i>CT</i>	<i>TT</i>	Дата	<i>Ki</i>	<i>VT</i>	<i>CT</i>	<i>TT</i>
26.04	27.6	28.9	18.9	47.8	20.07	30.3	28.9	20.9	49.8
07.05	27.8	29.5	19.5	49	21.07	28.2	24.9	20.6	45.5
14.05	24.6	28.3	24.6	52.9	23.07	28.5	23.9	19.2	43.1
18.05	23.1	28.9	17.9	46.8	27.07	26.7	26.5	19.5	46
26.05	28.1	27.1	22.1	49.2	25.07	25.5	26.7	18.7	45.4
14.06	24.7	24.5	17.5	42	28.07	31.7	25.1	19.1	44.2
19.06	24.5	26.3	18.3	44.6	05.08	27.1	27.9	17.9	45.8
22.06	28.7	29.9	19.9	49.8	18.08	22.5	26.7	16.7	43.4
28.06	31.2	27.1	18.1	45.2	19.08	27.9	26.7	19.7	46.4
30.06	21.7	24.3	17.3	41.6	10.09	19	21.9	18.8	40.7
10.07	25.1	24.7	17.7	42.4					
18.07	24.3	22.7	16.7	39.4					
19.07	26.7	24.1	18.1	42.2					

Для порівняння наведемо результати обчислення параметрів нестійкості атмосфери (K_i , VT , CT , TT) [137-139], які обчислювалися за даними аерологічних спостережень в дні з грозою на аеродромі Київ (Жуляни) (табл. 2.10).

Напівжирним шрифтом виділено випадки збігу прогнозу з фактичними спостереженнями. Не виділені випадки, коли за фактом гроза була, але розрахунки її не показали. Із табл. 2.10 видно, що в деяких випадках грозу не вдалося спрогнозувати за всіма параметрами крім K_i .

Отже, за фактичними даними краще справдилися прогнози першого та останнього параметрів (K_i , TT) та з деякими помилками VT і CT . Справджуваність прогнозів грози за параметром K_i перевищила 96 %, за параметром TT та CT – 65 та 61 % відповідно, а параметр VT має найгірші показники 17 %.

2.4 Утворення граду влітку 2023 року на території України

Град, що завдає найбільших збитків різним галузям народного господарства, належить до III категорії стихійних метеорологічних явищ (СМЯ III) і має діаметр ≥ 40 мм [33]. Град локальне явище і його повторюваність по пункту незначна, оскільки просторовий масштаб градових процесів значно менше щільності мережі спостережень. Характеристика градонебезпечності території за даними метеостанцій, при існуючій щільності мережі, не може правильно відобразити частоту випадіння граду в даному регіоні. Дослідження характеристик градоутворення суттєво ускладнюється тим, що град – це одне з найменш тривалих явищ погоди, яке нерівномірно розподіляється по території й характеризується значною плямистістю. За таких умов град часто не фіксується станціями.

В Україні впродовж останніх десятиріч відмічається тенденція до збільшення повторюваності граду небезпечного і стихійного діаметру через

збільшення інтенсивності конвективних процесів внаслідок суттєвого підвищення температури повітря у нижній тропосфері та максимальної приземної температури в теплий період, яке супроводжується збільшенням вологовмісту атмосфери [140-142]. У теплий період року ріст температури повітря, особливо максимальної, та вологовмісту атмосфери зумовили в Україні збільшення інтенсивності конвекції - конвективно доступної потенційної енергії, швидкості висхідних рухів, зниження рівня конденсації і підвищення рівня конвекції і призвели до збільшення нестійкості атмосфери. Внаслідок таких змін збільшилась кількість та інтенсивність небезпечних і стихійних опадів, шквалів, граду.

Інтенсивність конвективних рухів визначається температурною стратифікацією атмосфери, різницею температур повітряних часток, що приймають участь у конвективних рухах, структурою повітряних течій. Горизонтальна протяжність купчасто-дощових хмар, що виникають, може змінюватись від декількох десятків до 100-200 км, а вертикальна потужність може сягати 10-15 км. Саме з такими системами і пов'язана більшість небезпечних та стихійних конвективних явищ погоди (НЯ та СМЯ) в Україні: злив, граду, гроз, шквалів, смерчів.

В [143] зазначається, що на території України за 1991-2018 рр. зафіксовано 149 випадків крупного граду, у середньому за рік 5-6 випадків. Град спостерігався щорічно, але його кількість з року в рік суттєво змінювалася і варіювала у межах від 1 до 11 випадків. Крупний град спостерігався у 215 пунктах. В середньому у 8 пунктах за рік. Найбільша кількість випадків крупного граду за 1991-2018 рр. спостерігалася в АР Крим (21), Одеській (14), Миколаївській (12) областях. За період 2001-2018 рр. у травні кількість днів з градом суттєво зросла у порівнянні з 1991-2000 рр.

Аналіз повторюваність граду влітку 2023 р. на території України виявив 31 випадок з градом, більшість (45 %) з яких спостерігалася у липні (14 випадків), червень та серпень близькі за частотою явища 9 та 8 відповідно. Двічі град відмічався на МС Івано-Франківськ, Нижні Ворота, Селятин та Сербка.

Всі випадки граду належали до категорії НЯ I рівня небезпеки – град діаметром 6-19 мм, а саме – 16 епізодів, всі інші випадки - дрібний град, діаметр до 6 мм. Град діаметром більше 10 мм спостерігався 5 разів, найкрупніший град влітку 2023 р. зафіксовано на МС Конотоп 2 липня – 16 мм.

Усі випадки з градом супроводжувалися грозовим становищем, у 17 випадках – із сильним дощем чи зливою. Найсильніші опади спостерігалися при конвективному процесі на Одещині 7 липня – МС Роздільна, зливовий дощ сильний 35 мм за 1 год., сильний дощ 54 мм за 2 год., хоча град відмічався дрібний – діаметром лише 2 мм.

Також, у кількох випадках градові процеси поєднувалися із шквалоутворенням. Зокрема, найсильніший шквал зафіксовано на МС Сербка 31 липня – 24 м/с, НЯ I рівня небезпеки.

Представляє інтерес дослідити розподіл повторюваності граду територіально по регіонах України (рис. 2.11), що може показати зв'язок градоутворення з місцевими особливостями розташування метеостанцій (дані за східним і частково південним регіонами неповні).



Рисунок 2.11 – Територіальний розподіл граду влітку 2023 р. для України

Таким чином, зареєстровані випадки граду вказують на суттєве зростання повторюваності явища на заході України – 15 випадків з 31. Особливо виділяється посилення градоутворення у західному регіоні в червні – 7

випадків, в той же час в деяких інших регіонах град у червні не спостерігався. Дещо інший розподіл для липня – однакові позначки для заходу та півдня країни – по 5 випадків. Цікавим є факт зростання частоти градоутворення у серпні для півночі країни – 4 епізоди, це найвищий показник регіонального розподілу явища у вересні.

Дуже низька повторюваність граду у досліджуваному сезоні була у центрі країни – лише 2 випадки, це дрібний град на МС Полтава 21 червня та МС Сміла 10 липня.

Як зазначалося, розподіл граду суттєво залежить від місцевих умов і за середніми кліматичними показниками найвища повторюваність граду припадає саме на західні області України. Проведене дослідження узгоджується з кліматичним розподілом явища [131].

Проте, цього сезону не лише місцеві особливості визначили посилення конвекції і формування граду на заході країни. Літо 2023 р. на території Європи характеризувалося посиленням антициклогенезом, який переривався при зміщенні із заходу та північного заходу фронтальних розділів, що впливали переважно на західні регіони України. На атмосферних фронтах формувалися зони активної конвекції (ЗАК) і комплекси небезпечних явищ погоди – злив, грози, граду, шквалів. Над іншою територією країни здебільшого панувала спекотна суха погода (рис. 2.12).

Визначені циркуляційні процеси формування граду за синоптичною класифікацією поділу явища на фронтальний (АФ) та внутрішньомасовий (ВМ) град (рис. 2.13а). Найчастіше град формувався у системах холодних фронтів або на передфронтальних (перед ХФ) лініях нестійкості – ЛН (лініях шквалів ЛШ) – 18 випадків. Часто спостерігався внутрішньомасовий град – 13 випадків, при цьому формувалася потужна купчасто-дощова хмарність за типом суперкомірок.

Град на передфронтальних ЛН частіше формувався у червні, а в системах холодних фронтів – у липні. Внутрішньомасовий град мав однакову повторюваність у липні-серпні – по 5 випадків та 3 - у червні.

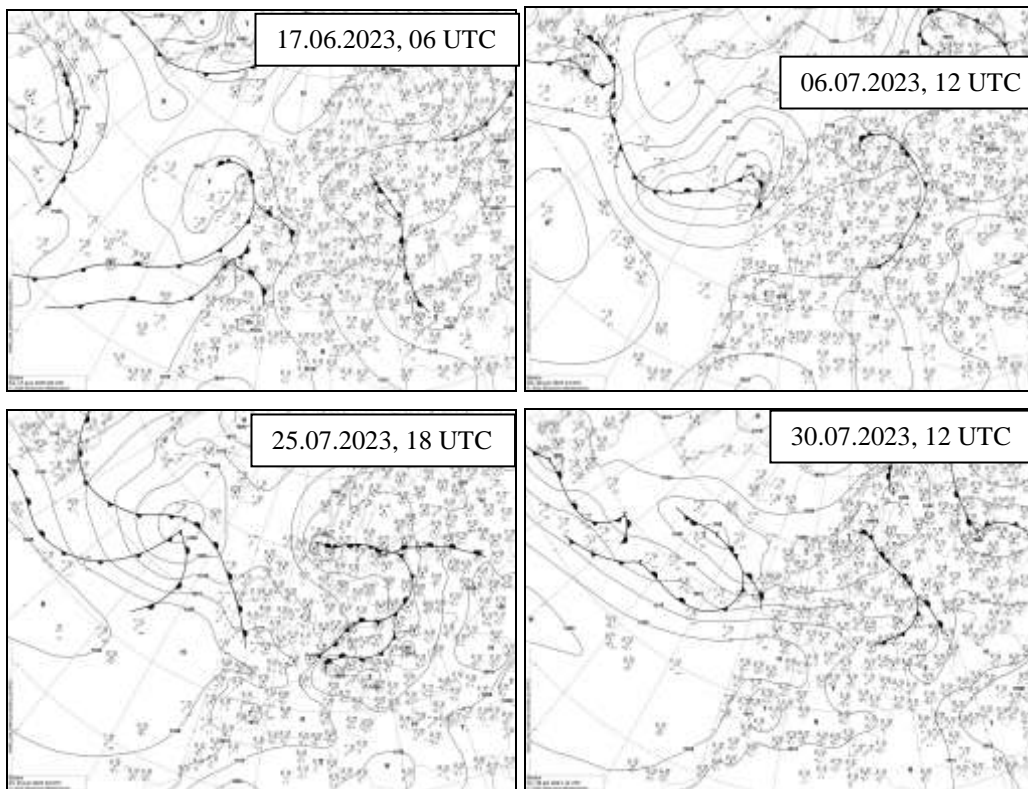


Рисунок 2.12 - Приземні карти погоди за червень та липень 2023 р.

За середніми кліматичними показниками найбільша повторюваність граду припадає на після полуденні години (рис. 2.13б) при максимальному розвитку конвекції. За досліджуваний період найчастіше град формувався у період 12-15 годин – 15 випадків (48%). Однакова повторюваність граду у проміжки часу з 9 до 12 години та з 15 до 18 години (7). Рідко град спостерігався у надвечірні години – лише 2 випадки. З 21 години до 09 години град не відмічався.

Найбільший діаметр граду влітку 2023 р. відмічався на МС Конотоп Сумської області, де 2 липня о 13:08 год. зафіксовано град 16 мм, який супроводжувався грозою, дуже сильним зливовим дощем – 25 мм денних опадів та поривами вітру $16 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Комплекс небезпечних конвективних явищ мав внутрішньомасове походження, Україна перебувала під впливом малоградієнтного поля у відрозі Азорського антициклону біля поверхні землі. Розглянемо синоптичну ситуацію за строк, близький до формування граду – 12 UTC (рис. 2.14).

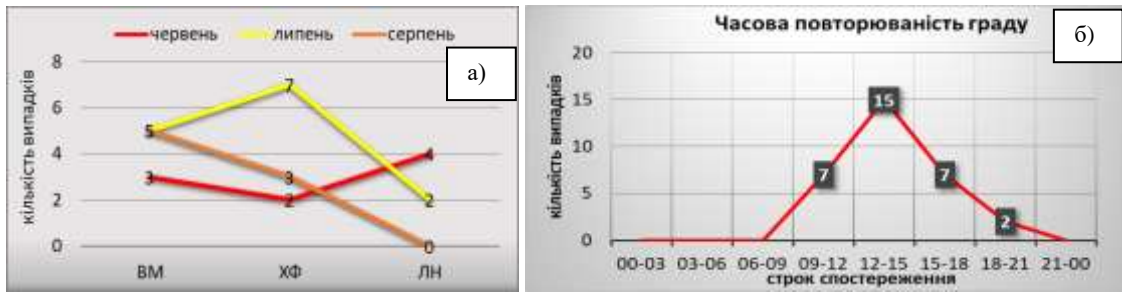


Рисунок 2.13 – Частота граду в залежності від синоптичного типу (а) та строку спостережень (б) влітку 2023 р. на території України

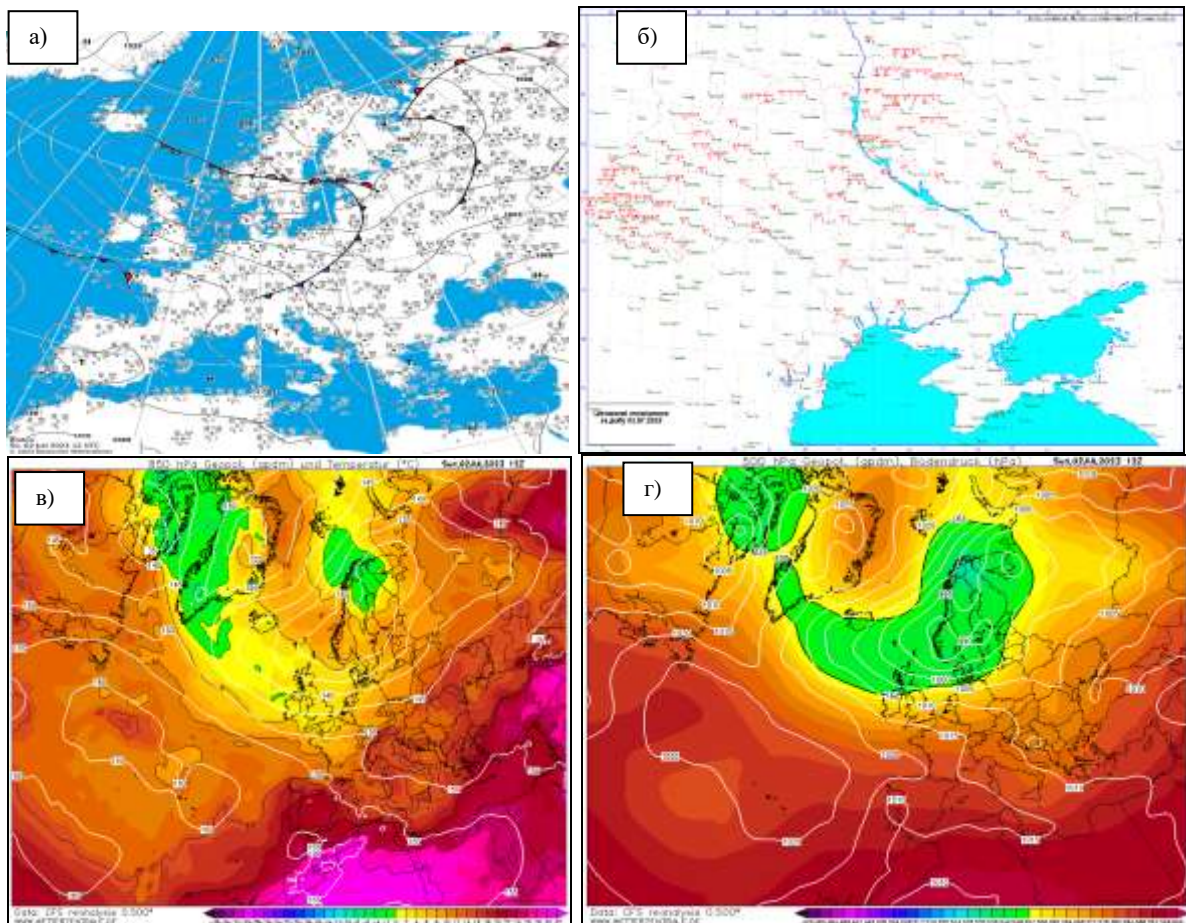


Рисунок 2.14 – Карти погоди 02.07.2023 р., 12 UTC: (а) – приземний аналіз; (б) – розподіл штормових явищ погоди; (в) – АТ-850; (г) – стикована карта АТ-500 і приземний тиск

Чорне море та Кавказ охоплює центр слабого антициклону з $p_{\max} = 1010,7$ гПа, середній тиск над Україною в межах 1005-1007 гПа. Над Східноєвропейською рівниною знаходиться масштабний двоцентровий циклон

із двома сполученими центрами ($p_{\min} \sim 990$ гПа) – в районі Білого моря та над півднем Скандинавії. Атмосферні фронти пов'язані з центрами вихорів, видовжені в улоговині гілки холодних фронтів спрямовані до кордонів України, але на цей строк ще не впливають на погодні умови. А вже до вечірніх строків фронтальні розділи зміщуються із півночі та північного заходу до України. Відповідно до цього, найбільш несприятливі погодні умови (рис. 2.14) спостерігалися в двох основних районах - на заході та півночі країни.

На рівні 850 гПа температурне поле виділяє високі температури на переважній частині країни – до 20° , та до 15° – на півночі (рис. 2.14в). Таким чином, термічна конвекція сприяла розвитку сильних висхідних потоків і формуванню потужної хмарності. Біля поверхні землі температура повітря на 12 год. складала до $24-26^{\circ}$, а максимуми по країні сягали $27-33^{\circ}$. Максимальна температура у Конотопі склала $27,7^{\circ}$, вітер протягом доби південно-західний слабкий, на кінець доби поворот вітру на східний і послаблення до штилю.

Уточнення щодо походження граду надають супутникові знімки хмарності в різних спектральних діапазонах. Знімки дозволяють прослідкувати формування потужної внутрішньомасової купчасто-дощової хмарності за типом кластерів на заході країни і потужної суперкомірки саме на півночі над Сумщиною та Чернігівщиною (рис. 2.15).

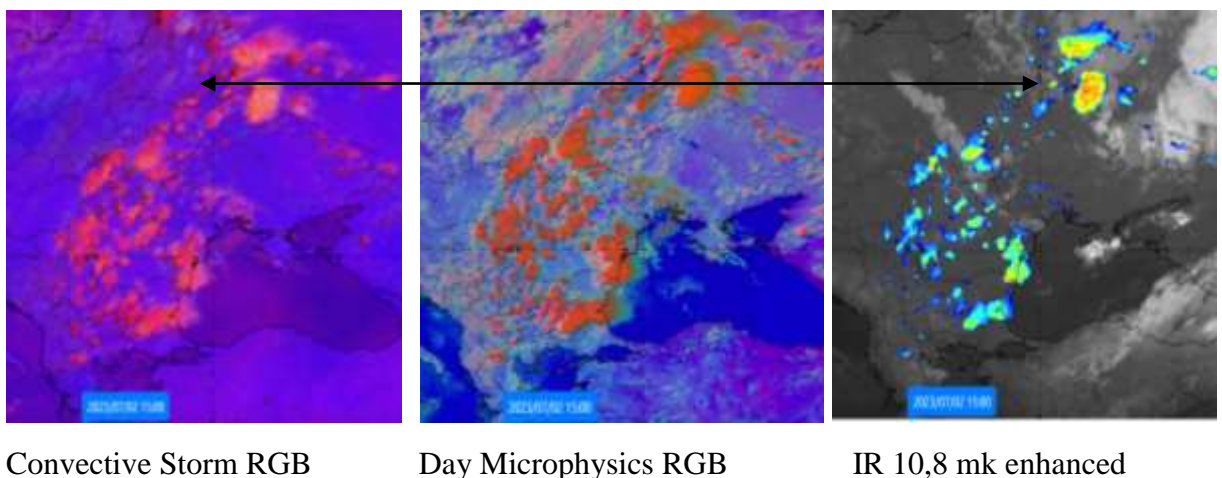


Рисунок 2.15 – Супутникові знімки хмарності EUMETSAT 02.07.2023

Інфрачервоний знімок з нанесенням температури верхньої межі хмар чітко показує розвиток по вертикалі купчасто-дощової хмарності зі зледенілими вершинами. Зазначимо, що Сумський ЦГМ надав штормове попередження на цю добу щодо грози, граду шквалів (до СМЯ II). Через негоду місцями по області були руйнування, обриви електроліній, падіння дерев.

2.5 Визначення критеріальних значень фронтального параметру для прогнозування зливових опадів та грозової активності на території України

Фронтологічний аналіз є найважливішим етапом обробки метеорологічної інформації синоптиком, який значною мірою спирається на свій досвід і уявлення про положення і характер атмосферних фронтів і тим самим вносить певний відбиток суб'єктивізму. Фронти проводять на основі їх визначення як зон розділу різних повітряних мас, з урахуванням структури баричного і термічного полів, характеру адвекції температури, опадів та ін., але єдиних кількісних методів аналізу всіх факторів досі не існує [144].

Метою дослідження є визначення критеріальних значень фронтального параметру Ψ для прогнозування зливових опадів та грозової активності над територією України, а у якості вихідних використовувався аеросиноптичний матеріал АРМСин та електронні щоденники погоди [34] та дані об'єктивного аналізу NCEP-NCAR [42].

Переважає більшість циклонів, що своїм центром переміщуються через Україну у теплий період року, формуються під впливом південних та західних синоптичних процесів і виходять на її територію з південною складовою та зумовлюють майже 90% [145] небезпечних і стихійних явищ погоди. Для Східної Європи південними є циклони, які зароджуються над Чорним і Середземним морями та прилеглими частинами континенту і переміщуються на північ і північний схід, поглиблюючись і спричиняючи різкі зміни погоди (інтенсивні опади, хуртовини, штормові вітри, ожеледь, значні коливання температури). Із загального числа південних циклонів, що зміщуються на

територію України, 48% утворюються над акваторією Середземного моря, а 52% – Чорного моря [146].

З 2017 до 2020 рр. виявлено 146 південних циклонів, але лише 68 з них (47 %) досягали України. Як видно з рис. 2.16, частіше південні циклони діставалися України та ускладнювали погодні умови у холодне півріччя.

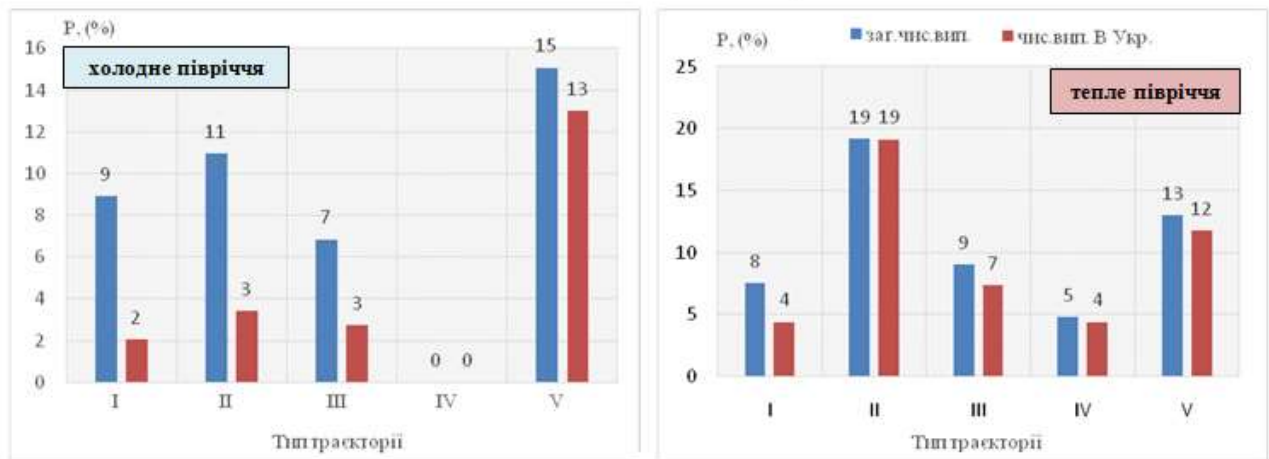


Рисунок 2.16 - Повторюваність південних циклонів, які досягли України у залежності від типу траєкторії з 2017 по 2020 рр.

В тепле півріччя 2017-2020 рр. переважною була V траєкторія (Мала Азія) та II (Італія). Для території України – практично так само, але IV траєкторія (Егейське море) не досягала України, а II мала значно меншу повторюваність. В холодне півріччя найбільшу повторюваність мав II тип траєкторії, дещо меншу – V, території України найчастіше досягали південні циклони II типу з території Італії.

Щодо аналізу термодинамічної структури атмосферних фронтів південних циклонів, то застосовувався метод, в якому для об'єктивного аналізу атмосферних фронтів запропонований фронтальний параметр Ψ , розрахунок якого проводився за методикою [144]:

Розробниками цього параметру [147, 148] показано, що параметр Ψ можна використовувати не лише для проведення ліній фронтів, але і для виділення зон опадів, пов'язаних з фронтами. Іншими словами, автори методу пропонують за допомогою Ψ виділяти зони фронтів, в яких опади найбільш імовірні.

Для аналізу термодинамічної структури атмосферних фронтів обрані випадки південних циклонів з 11 по 15 жовтня 2020 р., коли спостерігалася регенерація південного циклону.

У першу добу періоду дослідження, тобто 11 жовтня 2020 р., циклон, з центром над Італією окреслений однією замкненою ізобарою, мінімальним тиском у центрі 1012 гПа та добре вираженою термобаричною неоднорідністю знаходився на другій стадії розвитку (рис. 2.17а). Поле фронтального параметру показало максимальні значення в тилу даного баричного утворення, за холодним фронтом ($\Psi=30$). Це досить велике його значення, і в [148] визначається як ознака утворення опадів, проте опади над Італією відмічалися лише з 9 год.

Впродовж доби тиск в центрі циклону продовжував падати, о 12 год. він вже складав 1007 гПа а в деяких містах Італії вже спостерігалися зливові опади. З 18 год. циклон вже перейшов до стадії максимального розвитку, в нього з'явився фронт оклюзії і він стан високим баричним утворенням, хоча термічна неоднорідність ще спостерігається, більшу частину циклону вже займає холодне повітря. У наступну добу, 12 жовтня 2020 р. в тил циклону заходить нова гілка атмосферного фронту (холодна), що сприяло початку регенерації баричного утворення (рис. 2.17б). В Римі вже відмічаються зливові опади з грозами. Поле фронтального параметру показало осередки максимальних значень ($\Psi=30$) які відповідають на приземній карті центру циклону та фронту оклюзії та невеликій ділянці теплового фронту.

Таким чином, можна зробити висновок, що фронт залишається загостреним, хоча циклон і знаходиться на стадії максимального розвитку.

З 13 жовтня 2020 р. центр циклону перемістився на території Албанії та Сербії, тиск в центрі складає вже 1005 гПа (рис. 2.17в). Опади над Італією припинилися, хоча вона знаходилася під впливом іншої фронтальної системи (той, що призведе до регенерації південного циклону), тоді як над Албанією та Сербією спостерігалися. Фронтальний параметр зменшився до 20, але на можливість генерації опадів це не вплинуло.

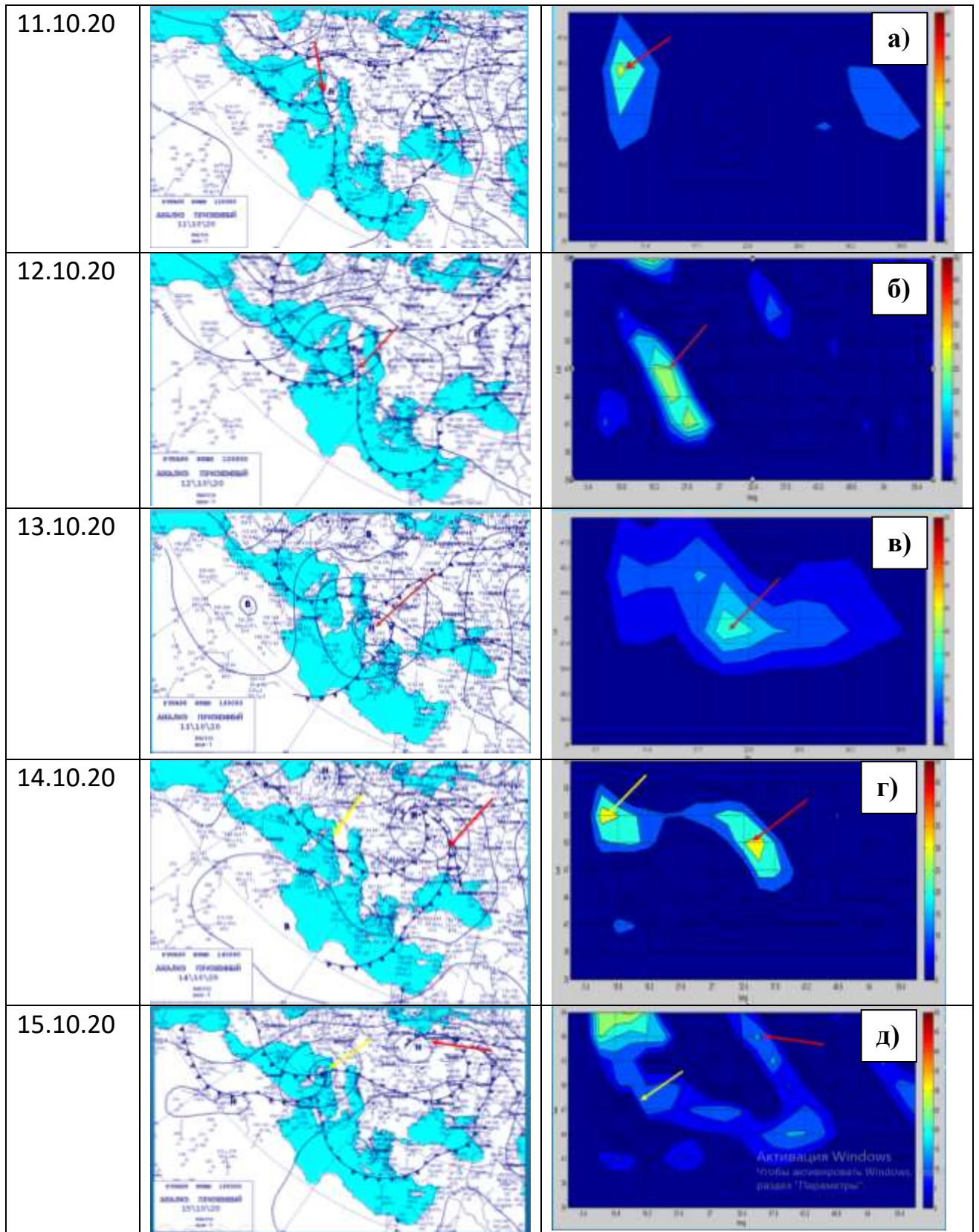


Рисунок 2.17 - Карти приземного аналізу та поле фронтального параметру Ψ 11-15 жовтня 2020 р.

Через добу 14 жовтня 2020 р. циклон змістився на західні області України, його центр розташовувався над Польщею, тиск в центрі продовжує падати і вже склав 1001 гПа (рис. 2.17г). Над зазначеними територіями відмічалися зливові опади через проходження двох оклюдованих фронтальних систем. Максимальні значення фронтального параметру збереглися на попередньому рівні $\Psi=30$, але вже утворилися два осередки максимальних значень і обидва були пов'язані з лініями атмосферних фронтів.

В останню добу 15 жовтня 2020 р. південний циклон не змінив свого положення (рис. 2.17д), але значно зменшився в горизонтальних розмірах і тиск в центрі склав 1010 гПа (+9 гПа). Опади над територіями його розташування припинилися, але в тилівій частині циклону відмічалися тумани та серпанки.

Як видно з рис. 2.17д осередки максимальних значень фронтального параметру відповідали розташуванню фронту оклюзії, що перемістився на територію України та Польщі з півдня. Але, слід звернути увагу на схожий циркуляційний процес в цій же день над Італією. Можна чітко побачити вже сформований південний циклон з оклюдованою однією гілкою фронту та холодною гілкою іншого атмосферного фронту в тилу, що також свідчить про можливість регенерації цього циклону. Опади над Італією спостерігалися з 6 год. і також приймали зливовий характер з окремими грозами, фронтальний параметр, при цьому показав досить низькі значення (близько 15) над цією територією (жовта стрілка). Пояснити це можна тим, що через 6 годин зона з максимальними значеннями фронтального параметру на північному заході перемістилася в південному напрямку та спровокувала подальші опади.

Таким чином, для можливості утворення зливових опадів достатньо того, щоб фронтальний параметр мав значення більш 20. При цьому, якщо його значення будуть досягати 30, то така фронтальна система буде досить довго активною (загостреною) та впродовж тривалого часу давати опади конвективного характеру з грозової активності.

2.6 Вплив адвективних змін вологи на утворення грози

У попередніх розділах зазначалося, що вологість повітря є одним з основних чинників, які впливають на формування конвективних явищ. Проте її «моментальна» оцінка (наприклад, за даними радіозондування) у більшості випадків не буде показовою, оскільки перш за все не характеризуватиме тенденцію її змін, що є важливим у процесі формування того чи іншого типу конвекції. У цьому сенсі у якості показової величини доцільно залучити інтенсивність адвекції вологості, яка за прогностичними даними може бути розрахована за формулою:

$$A_f = - \left(u \frac{\delta q}{\delta x} + v \frac{\delta q}{\delta y} \right) \quad (2.1)$$

де q - питома вологість, v та u – меридіональна та зональне значення вектора швидкості вітру.

Відомо також, що інтенсивне надходження вологи на нижніх рівнях є одним з тригерних механізмів конвекції, який дозволяє подолати теплому і вологому повітрю шари з від'ємними значеннями енергії плавучості. Особливо важливим діагноз вертикальної структури адвекції вологи є в період інтенсивного денного прогріву підстильної поверхні.

На рис.2.18 та рис. 2.19 наведені прогностичні дані про інтенсивність адвекції вологи на основних ізобаричних поверхнях для вузла регулярної сітки з координатами $50,5^\circ$ пн.ш $30,5^\circ$ сх.д.

Гроза на ст. Київ відзначалася за строки 14, 17 та 20 СГЧ. У цей період структура адвекції вологи характеризувалася її позитивними значеннями на рівнях 1000 та 925 гПа. Надходження вологи на цих рівнях триває з 15 до 22 СГЧ.

Це підтверджується вертикальним профілем адвекції вологи за 18 СГЧ, з якого видно, що нижній шар охоплений її додатними значеннями, максимальне значення адвекції в цей день на зазначених рівнях не перевищувало 0,3 г/кг с.

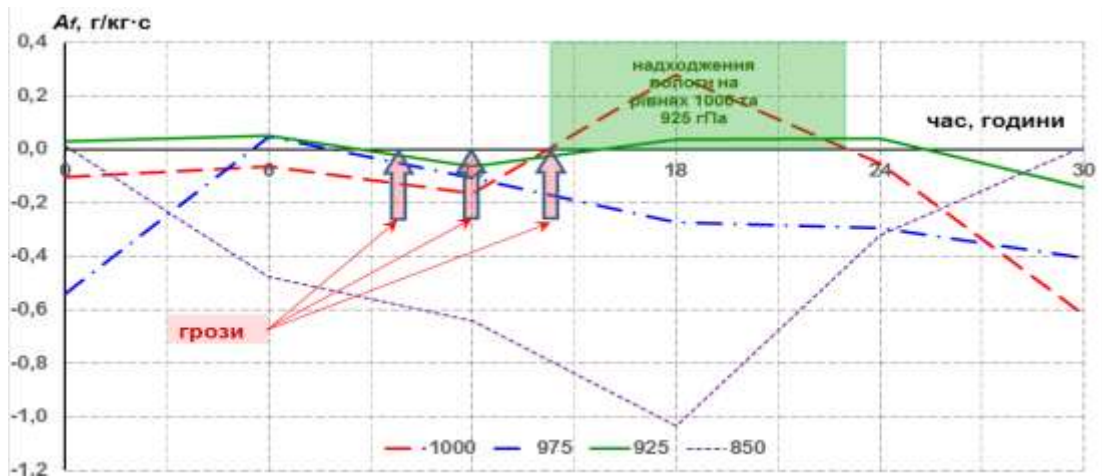


Рисунок 2.18 – Часовий хід адвекції питомої вологи ($A \times 10^{-4}$ г/кг·с) за 27.07.2017 р. на станції Київ (за даними вузла РСТ з координатами $50,5^{\circ}$ пн.ш $30,5^{\circ}$ сх.д.)



Рисунок 2.19 - Вертикальні профілі адвекції питомої вологи ($A \times 10^{-4}$ г/кг·с) за 00, 06, 12, 18 UTC 27.07.2017 р. на стандартних ізобаричних рівня у Києві

Аналогічна ситуація спостерігалася і 28.06.2016 р. Грози в цей день

відмічалися в 11, 14, 17 та 20 СГЧ. З наведеного рис. 2.20 видно, що наростання адвекції вологи спостерігалось в шарі земля – 925 гПа з 6 год до 18 та до 20 год. на поверхнях 975 та 925 гПа. Тобто, накопичення вологи відбувалося перед початком грозової активності і закінчувалося після її припинення. При цьому, максимальні значення адвекції вологи коливалися в межах від 0,8 до 2,5 г/кг с.

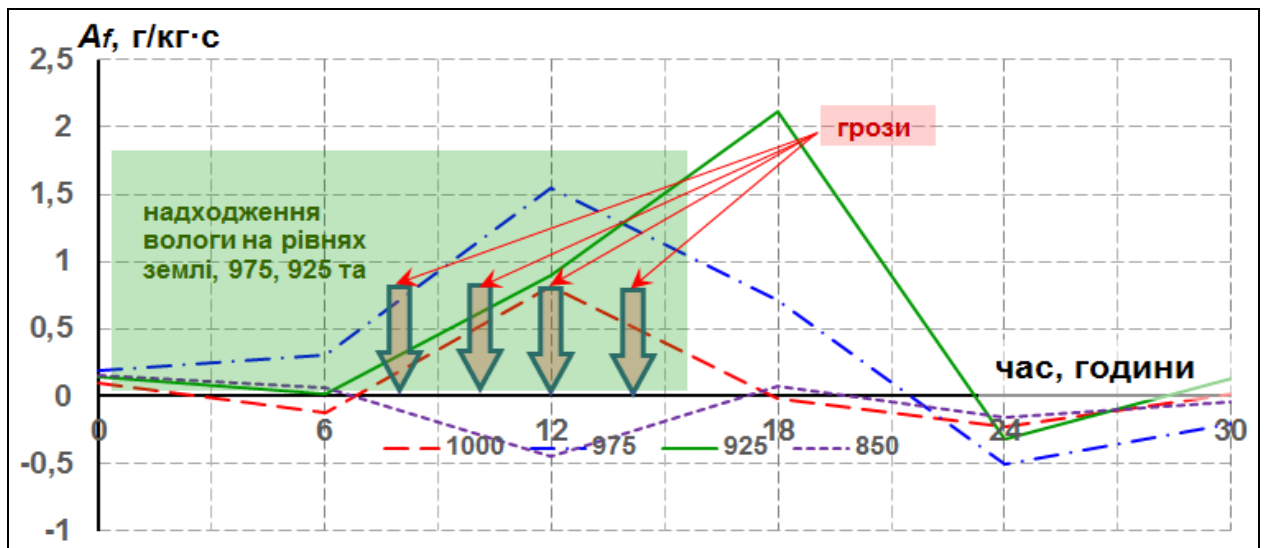


Рисунок 2.20 – Часовий хід адвекції питомої вологи ($A \times 10^{-4}$ г/кг·с) за 28.06.2017 р. на станції Київ

Вертикальні профілі адвекції вологи на стандартних ізобаричних поверхнях (рис. 2.21) показали, що найбільш активне їх зростання з висотою спостерігалось о 6 год. З 12 год. адвекція вологи з висотою вже зменшувалася але в наступні 15, 21, 24 год, за фактичними даними, також спостерігалася гроза.

Як було зазначено в попередньому розділі, згідно аерологічної діаграми тип стратифікації атмосфери був нестійким, але CAPE показав досить невеликі свої значення (408 Дж/кг), в зазначений день також спостерігався шар CIN, але достатньо потужний (-61 Дж/кг) та для його руйнування необхідний виключно сильний тригеринг. В нашому випадку ним виявилось «змушення»

синоптичного масштабу (проходження атмосферного фронту через станцію) та адвекція вологи в нижньому шарі атмосфери.

30.05.2017 р. гроза відмічалася об 11 СГЧ. Із представленого рисунку (рис. 2.22) можна побачити, що надходження вологи відмічається в шарі 975 – 925 гПа з 00 до 11 СГЧ, після чого надходження вологи на всіх рівнях припиняється. Слід відмітити, що максимальне значення адвекції, що спостерігалось в цей період складало приблизно 0,3 г/кг с.

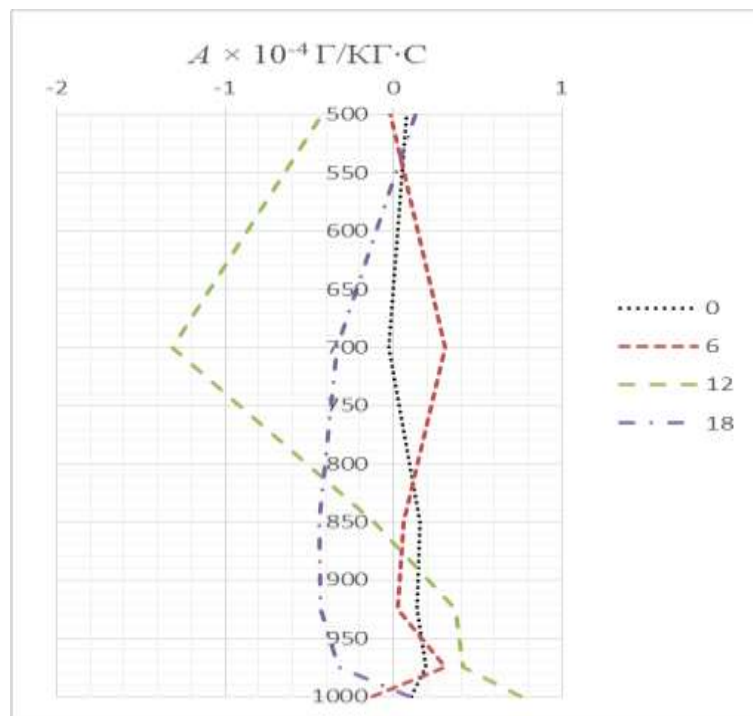


Рисунок 2.21 – Вертикальні профілі адвекції питомої вологи ($A \times 10^{-4} \text{ г/кг}\cdot\text{с}$) за 0, 6, 12, 18 UTC 28.06.2017 р. на стандартних ізобаричних рівнях на станції Київ

В той же час, якщо розглянути графік зміни адвекції вологи з висотою (рис. 2.23) в кожний із строків спостереження, то можна побачити, що достатньо активне збільшення адвективної вологи з висотою спостерігалось з 0 до 6 год. від поверхні землі до рівня 975 гПа. О 12 год. адвективні зміни вологості на цих рівнях припинилися.

Тобто, як і в попередніх випадках, перед початком грози спостерігалася адвекція вологого повітря з рівня землі до 975 гПа. При цьому часовий хід адвекції вологи в даному випадку, не показав чітко виражених максимумів, як

це було в попередніх випадках, що говорить про те, що приплив вологого повітря із зовні в цю добу був слабким.

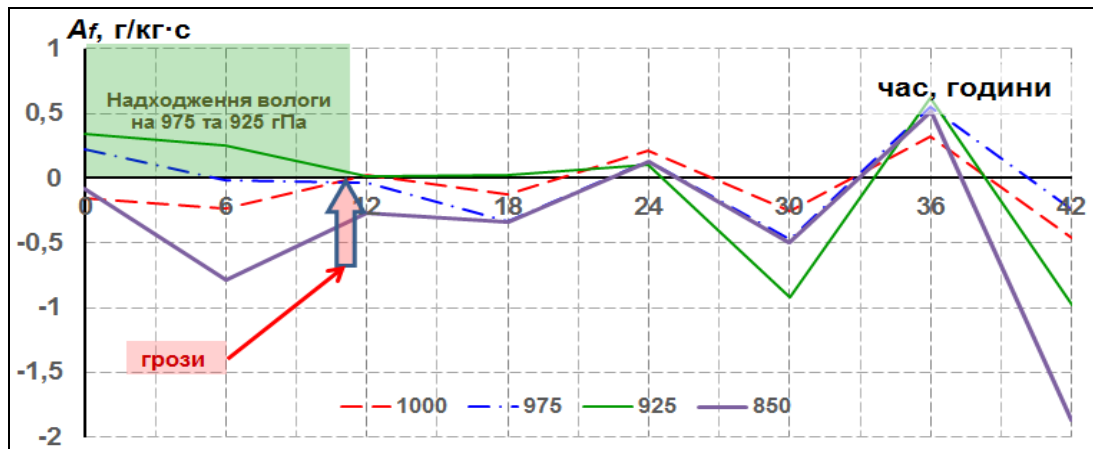


Рисунок 2.22 – Часовий хід адвекції питомої вологи ($A \times 10^{-4}$ г/кг·с) за 30.05.2017 р. на станції Київ

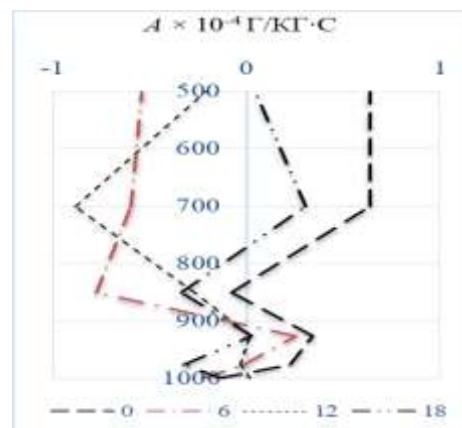


Рисунок 2.23 – Вертикальні профілі адвекції питомої вологи ($A \times 10^{-4}$ г/кг·с) за 00, 06, 12, 18 UTC 30.05.17 р. на стандартних ізобаричних рівнях по станції Київ

Отже, стратифікація о 12 год. хоча і була нестійкою, такі параметри нестійкості атмосфери як CAPE (752 Дж/кг), NCAPE (0,07) показали невелику нестійкість з можливістю C_u , C_b та слабкими зливовими опадами, CIN взагалі відсутній. Таким чином, умови що створювалися до 11 год були недостатніми для утворення грози.

3 ЕКСТРЕМАЛЬНІ ОПАДИ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

3.1 Просторово-часовий розподіл сильних опадів над Україною у 1979-2019 рр. за даними реаналізу ERA5

Сильні опади являються причиною утворення стихійних паводків у гірських районах, зокрема на заході (руйнування транспортних комунікацій, пошкодження ліній електромереж, підтоплення житлових будинків, нерідко з жертвами серед населення), а на рівнинній території порушують функціонування господарського комплексу країни (посилення ерозії родючого шару ґрунту, зниження урожайності сільськогосподарських культур та ін.), тобто впливають фактично на всі сфери життєдіяльності людини та економіки країни.

В якості вихідних даних для дослідження взяті дані про опади реаналізу ERA5, що були розроблені Європейським центром середньострокових прогнозів (ECMWF) та надані Службою з питань змін клімату Copernicus (Copernicus Climate Change Service) [43]. Вказана модель зарекомендувала себе як надійне джерело вихідних даних у багаточисленних світових та вітчизняних дослідженнях [149-151].

У досліджуванні використовувались наступні параметри:

- загальна кількість опадів (м) – накопичена вода у рідкому та замерзлому стані (дощ, сніг) за певний період часу;
- поле снігопадів (м) – накопичений сніг, що досягає земної поверхні за певний період часу.

Обидва параметри містять у собі великомасштабні та конвективні складові опадів. Згідно моделі, великомасштабні опади генеруються за хмарною схемою в інтегрованій системі прогнозування (IFS) ECMWF. Параметри накопичуються за певний період часу, який залежить від обраного дослідником часового інтервалу у вихідному запиті на завантаження. Для даного реаналізу період накопичення дорівнює 1 годині і більше. Системними одиницями вимірювання є метри, тобто кількість води, рівномірно розподіленої по квадрату сітки.

Отже, були отримані погодинні дані у вузлах регулярної сітки з просторовою роздільною здатністю $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ для періоду з 1979 по 2019 рр. для всієї території України (рис. 2.1). Вибір періоду дослідження обумовлений безпосередньо часовим покриттям моделі, також він являється оптимальним для вивчення тенденції змін у характеристиках атмосферних опадів [152].

Опади є одним із найбільш мінливих у часі і просторі метеорологічних явищ, тому поле опадів у кожній точці простору характеризується їх сумою за фіксований інтервал часу. Для досягнення необхідного критерію стихійності та інтервалу часу для дощу і снігу (> 50 мм / > 20 мм за 12 год і менше відповідно) було проведено послідовне ковзне сумування 12-ти годинного інтервалу з кроком у 1 годину. Після чого, розраховані суми були відфільтровані за вищевказаними критеріями, у випадку виявлення сум у послідовні строки, залишались лише максимальні значення. Тобто, операція ковзного сумування, а не звичайного (при якому доба була б поділена на 2 часових проміжки по 12 годин), є необхідною, аби не пропустити випадку накопичення потрібної кількості опадів за 12 годин.

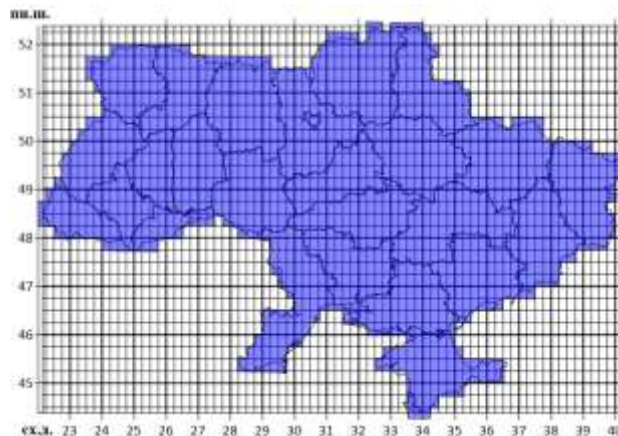


Рисунок 3.1 – Розташування вузлів сітки реаналізу ERA5
(з просторовою дискретністю $0,25^\circ$ за широтою та довготою)

При цьому слід розуміти, що порівняння параметрів моделі із даними спостереження є обмеженими, оскільки фактичні дані є локальними для певної точки простору та часу, а параметри моделі представляють собою осереднені

показники за полем сітки. В ході роботи був виявлений 131 день з сильним та надзвичайним дощем та 136 днів з сильним та надзвичайним снігом. В середньому на рік припадало по 3 дні з опадами, що досягали критеріїв СМЯ II, III рівнів небезпечності. На рис. 3.2-3.3 у вигляді стовпчастих діаграм представлений розподіл кількості днів з стихійними опадами для кожного року досліджуваного періоду з нанесеними лінією тренду (сірого кольору) та середнім за 40-річний період значенням кількості днів (для дощу – лінія зеленого кольору, 3,2 дні; для снігу – лінія синього кольору, 3,3 дні).

Максимальна кількість днів з сильним та надзвичайним дощем відзначалась у 2008 та 2000 рр. – 8 та 7 днів відповідно, у 1983, 1986, 1989 та 2013 рр. – по 6 днів. У 2011 р. реаналізом не виявлено жодного дня із сильним дощем. Аналіз міжрічної мінливості показав умовне збільшення випадів сильного дощу з 1993 по 2000 рр. та з 2002 по 2008 рр. Проте, для періоду 1979-2019 рр. в загальному ході повторюваності простежується слабка тенденція до зменшення днів із сильним та надзвичайним дощем (рис. 3.2а).

Найбільша кількість днів з опадами у вигляді снігу відмічалась у 2005, 1981 та 2009 рр. – 11, 10 та 9 днів, відповідно. У 1979, 2012 та 2019 рр. не виявлено жодного дня із сильним снігом. Аналіз міжрічної мінливості продемонстрував відносно збільшення випадів сильного снігу з 2000 по 2009 рр. та з 2013 по 2018 рр. В цілому за період дослідження кількість днів із сильним снігом збільшувалась, що наявно демонструє лінійний тренд (рис. 3.2б).

Сильні опади мають яскраво виражений сезонний хід: переважна кількість дощів (92%) спостерігалась з червня по вересень, а снігопадів (73%) – з листопаду по березень. Найбільша повторюваність дощів припадала на липень та серпень – 31 та 27 %, а снігопади найчастіше утворювалися у січні та листопаді – 21 та 19 %.

Для періоду дослідження виявлена наявність сильних снігопадів у квітні та жовтні, що можна вважати ознакою змін клімату та зростання кількості екстремальних явищ погоди.

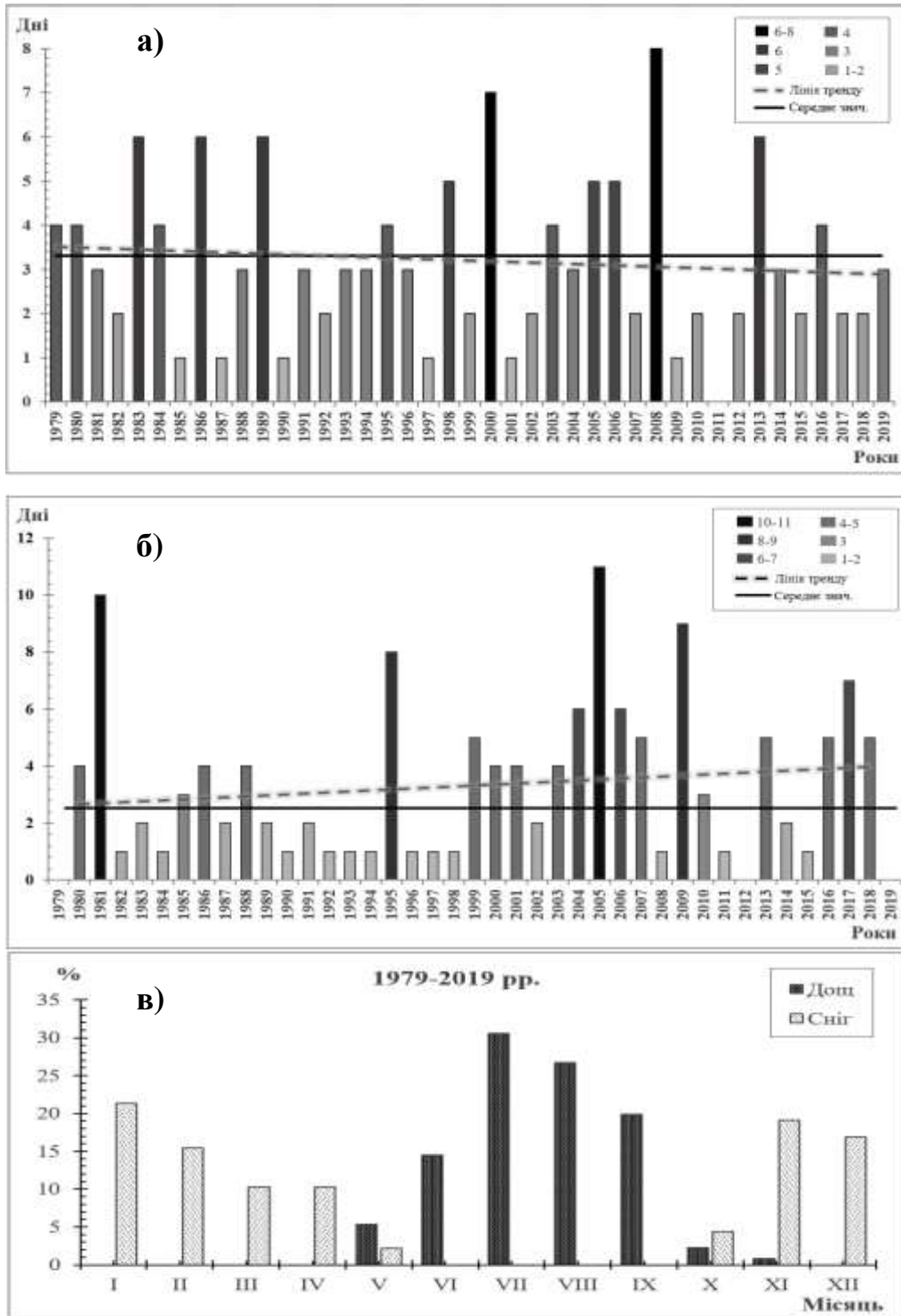


Рисунок 3.2 – Повторюваність сильних та надзвичайних опадів (а – дощ, б – сніг) для території України за період 1979-2019 рр. та їх сезонна мінливість (в) у %.

Також за результатами дослідження отримано просторовий розподіл

кількості опадів за різними градаціями, а на рис.3.3 а,б представлені градації, на які припадало максимальне значення кількості опадів для квадрату сітки. Дощі з кількістю опадів > 50 мм/12 год спостерігалися практично над всією територією України, а зони максимумів повторюваності (4-5 та 5-6 днів за період дослідження) приходились на район Карпатських гір, Донецького кряжу, Подільської височини та південний захід країни. Сильні снігопади з кількістю опадів > 20 мм/12 год найчастіше виникали у Карпатському регіоні (до 20-26 днів за період дослідження), другий відносний максимум географічного розподілу виявився на південному заході країни (до 9-10 днів за період дослідження).

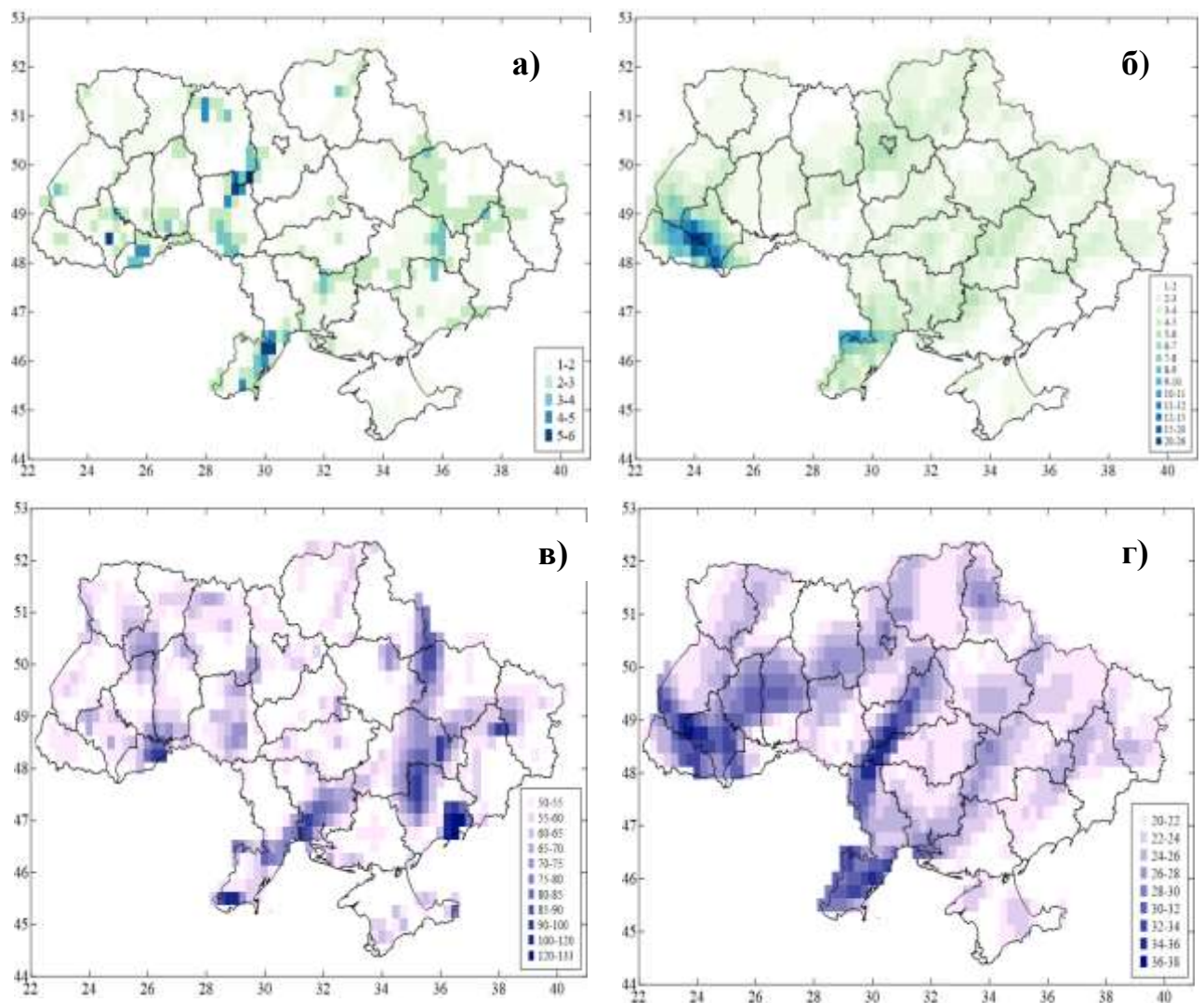


Рисунок 3.3 - Просторовий розподіл кількості днів з сильними та

надзвичайними опадами (a – дощ, b – сніг) та їх інтенсивності за градаціями (v – дощ, z – сніг) над Україною за 1979-2019 рр.

Щодо просторового розподілу інтенсивності (рис. 3.3в) сильного дощу, то осередок з максимальними значеннями інтенсивності опадів (120-133 мм/12 год.) позначився на узбережжі Азовського моря в районі Бердянська та Маріуполя, можливо внаслідок пересування південних та над Чорним та Азовським морями. Імовірно проходження південних та південно-західних циклонів та їх переміщення на узбережжя сформувало вузьку, витягнуту з південного заходу на північний схід, зону, де спостерігалися дощі з інтенсивністю до 90-100 мм. Також яскраво виділяються ще осередки з інтенсивними дощами (70-85 мм) – Чернівецька область та лінія Дніпро-Харків.

Найсильніші снігопади (34-38 мм/12 год) переважно утворювалися в районі Карпат (рис. 3.3г), також інтенсивний сніг спостерігався на південний захід від Подільської височини та над південною частиною Одещини (30-34 мм/12 год).

Отже, просторовий розподіл утворення сильних та надзвичайних опадів за даними реаналізу ERA5 суттєво не відрізняється від географічної локалізації сильних опадів за даними метеорологічних спостережень [131] та, вірогідно, пояснюється впливом орографії та типовими траєкторіями переміщення циклонів.

Випадки з максимальною інтенсивністю дощу (132,8 мм/12 год), згідно даним реаналізу ERA5, спостерігалися з 23 по 27 липня 2008 року, коли відбувся найсильніший паводок в Українських Карпатах за всю історію спостережень на той час.

Протягом цього періоду, погодні умови над Україною формувалися під впливом холодних ділянок арктичного та полярного фронтів, які стаціонували над заходом та центром країни з 21 по 27 липня 2008 року (рис. 3.4а).

Баричне поле визначалося улоговиною малорухомого циклону над з центром над Чорним морем (мінімальний тиск у центрі 1000-1005 гПа) та збереженням інтенсивного антициклону (максимальний тиск у центрі 1025-1030 гПа) над Скандинавським півостровом. Так, над Україною утворилася

перехідна зона між баричними утвореннями різного знаку з великими баричними та термічними градієнтами, а також виник висотний циклон над західними областями (рис. 3.4б).

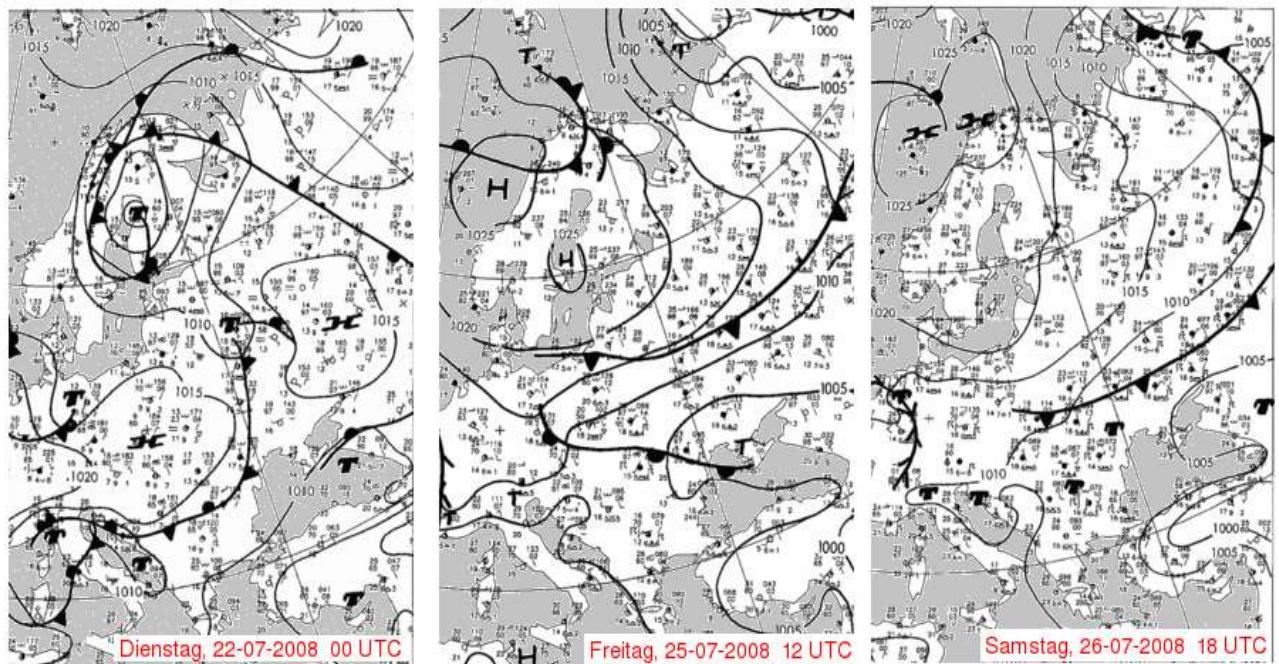


Рисунок 3.4 - Приземний аналіз за 22-26 липня 2008 р.

3.2 Характеристика атмосферної циркуляції та джерел вологи під час екстремальних опадів на території України з 1979 по 2019 рр.

Розуміння динамічних процесів утворення екстремальних опадів (Extreme Precipitation Events - EPE) і моделей транспортування вологи є важливим для пом'якшення ризиків, пов'язаних з EPE. Досліджуємо динаміку 75 ЕПЕ (≥ 100 мм на добу) над територією України за 1979-2019 рр., більшість з яких припадає на літо. Ідентифікація ЕПЕ здійснюється за даними спостережень за опадами з 215 метеостанцій і постів України. Атмосферні змінні для аналізу конкретних випадків вибраних ЕПЕ та для кліматологічних композитів і розрахунків траєкторії були взяті з повторного аналізу ERA5 [43]. Джерела вологи, що сприяють ЕПЕ в Україні, ідентифікуються за допомогою кінематичних зворотних траєкторій і подальшого застосування схеми ідентифікації джерел вологи на основі бюджету маси вологи вздовж цих

траєкторій. Великомасштабна атмосферна циркуляція, пов'язана з ЕРЕ, була вивчена для відбору репрезентативних ЕРЕ за всі сезони та за допомогою сукупності всіх подій за сезон.

Результати показують, що ЕРЕ влітку відбуваються по всій території України, але в інші пори року «гарячі точки» ЕРЕ знаходяться переважно в Карпатах та уздовж Чорного та Азовського морів. Усі ЕРЕ були пов'язані з тропосферними циклонами а більшість із улоговиною у верхній тропосфері, за винятком зимових подій, які відбувалися в ситуаціях з дуже сильними західними стрепенними течіями.

Аналіз джерел вологи виявив дуже сильну мінливість від випадку до випадку та часто поєднання місцевих і віддалених джерел. Океанічні джерела домінують взимку, але наземна евапотранспірація становить 60-80% вологи, яка випадає дощем в ЕРЕ в інші пори року. У сукупності ці висновки дають нове розуміння широкомасштабних характеристик ЕРЕ в Україні, в регіоні з унікальним географічним розташуванням і такими різноманітними джерелами вологи, як Ньюфаундленд, Азорські острови, Каспійське море та Північний Льодовитий океан.

Екстремальні опади (ЕРЕ) можуть призвести до серйозних соціально-економічних наслідків і, як очікується, змінять серйозність, частоту та тривалість через антропогенне глобальне потепління [153]. ЕРЕ становлять велику загрозу як тригер зсувів і повеней [154-157] для багатьох регіонів світу і Україна не є винятком. Нещодавні дослідження задокументували постійні кліматичні зміни в Україні за допомогою спостережень і чисельного моделювання [17, 21, 22, 25, 28, 158, 159].

Для виявлення ЕРЕ для території України використані дані метеорологічних спостережень за останні 40 років (1979-2019 рр.) та набір даних ERA5 [43]. Новизна полягає у застосуванні системного кліматологічного підходу до вивчення масштабних характеристик ЕРЕ та джерел їх зволоження. Враховуючи географічне розташування України, її близькість до Чорного моря, східного Середземного моря, а також Балтійського та Каспійського морів,

найважливіші джерела вологи не є очевидними та потребують ретельного аналізу. Використовуючи набір даних ERA5, можна ідентифікувати аномальні характеристики ситуації потоку, пов'язані з EPE, включаючи потенційну завихреність (PV) і швидкість вітру на різних рівнях у всі пори року.

З набору щоденних спостережень за накопиченими опадами з 215 гідрометеорологічних станцій і постів в Україні було ідентифіковано 75 EPE за 1979-2019 рр., використовуючи поріг 100 мм/24 год. Найбільше зареєстрованих опадів 278 мм на добу випало 2 вересня 1981 року в Карадазі (на південному сході Криму). Інша подія сталася в Ай-Петри на півдні Криму з 228 мм/24 год. 27-28 грудня 1999 року (накопичена за дві доби).

Для обчислення 10-денних траєкторій у зворотному напрямку з регіонів, уражених EPE використовувався інструмент аналізу Лагранжа LAGRANTO [160] і тривимірні поля вітру з ERA5. Для ідентифікації джерел вологи використовували метод, запропонований у [161], який спирається на еволюцію питомої вологості вздовж траєкторій. Регіони джерела вологи були визначені шляхом діагностики погодинних змін питомої вологості вздовж траєкторій повітряних посилок і припущення, що збільшення питомої вологості є результатом випаровування з поверхні та зменшення внаслідок опадів. Випаровування визначається там, де погодинний приріст питомої вологості перевищує $0,025 \text{ г}\cdot\text{кг}^{-1}\cdot\text{год}^{-1}$. Коли відбуваються опади (які визначаються як зниження питомої вологості), внесок попереднього поглинання дисконтуюється пропорційно до їх частки у втраті вологості [161]. Ця діагностика джерела вологи була застосована до погодинних траєкторій для всіх днів EPE, і карти поглинання вологи розраховані для кожного EPE.

Щоб класифікувати та узагальнити внески різних джерел вологи від EPE в Україні, визначимо великомасштабні регіони джерел, окремо для океанічних і наземних джерел. До океанічних джерел вологи відносимо середні широти Північної Атлантики, Середземне море (західна і східна частини окремо), Чорне і Азовське моря, Каспійське моря. Регіонами суші розглядаються Західна та Східна Європа, Італія та Балкани, Україна, Східноєвропейська рівнина, Африка

та Азія (рис. 3.5а). На малюнках 3.5б і 3.5в представлено інформацію про відсотковий внесок різних джерел вологи для ЕРЕ у всі сезони, а сезонні композити, що поглинають вологу, показані на рис. 3.6.

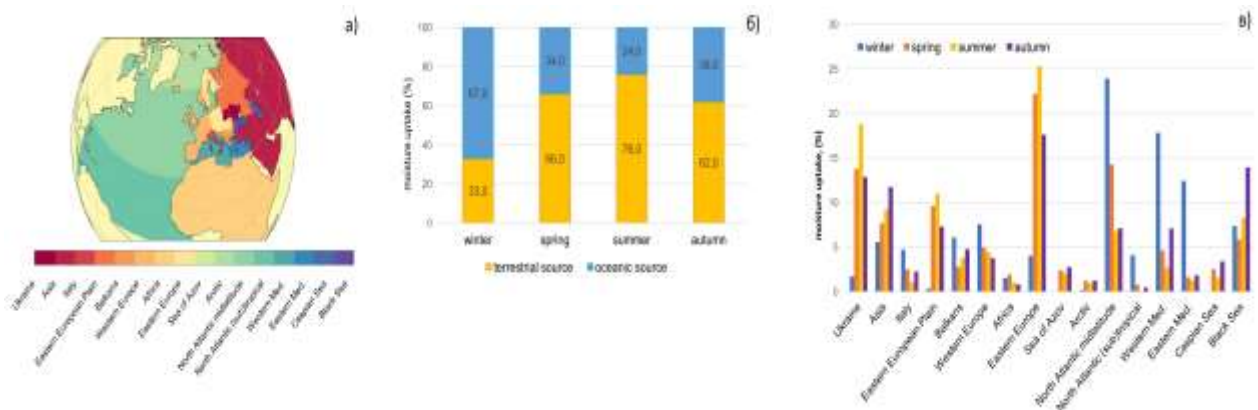


Рисунок 3.5 – Попередньо визначені регіони джерела вологи (а) за 1979-2019 рр., їх середній сезонний відносний внесок у дні ЕРЕ в Україні (в) та ці внески (б) в сукупності з наземними та океанічними джерелами

Взимку ЕРЕ в Україні мають переважно океанічне походження вологи (67%, рис. 2.14б). Подовжена зона поглинання розташована над середніми широтами Північної Атлантики (24 %), у західному (18 %) і східному Середземномор'ї (12 %) і Чорному морі (7 %), відповідно до сильно посиленого західного потоку. Частка наземних джерел (34%) менша, ніж океанських. Основними наземними джерелами є Західна Європа (8%), Балкани (6%) та Азія (6%). Максимальні джерела зволоження знаходяться над Північною Атлантикою, Середземним і Чорним морями.

В інші пори року джерела вологи переважають над сушею (рис. 3.5б). Навесні загальний внесок вологи з поверхонь суші зріс до 66%, з місцевими внесками 22% від Східної Європи та 14% від континентальної трансформації в Україні. Максимальне джерело зволоження знаходиться над півднем України та Приазов'ям (рис. 3.6). Значний східний слід також виходить із Східноєвропейської рівнини та Азії з 17%. Внесок океану з Північної Атлантики становить 14% (порівняно з 24% взимку), а випаровування з Чорного моря

забезпечує 6% (так само, як і взимку). На сході важливим джерелом зволоження стає Каспійське море з 3%. Деякі віддалені джерела також виявлені над Західною Європою, Італією та Балканами, але вони набагато слабші, ніж над Східною Європою та Україною.

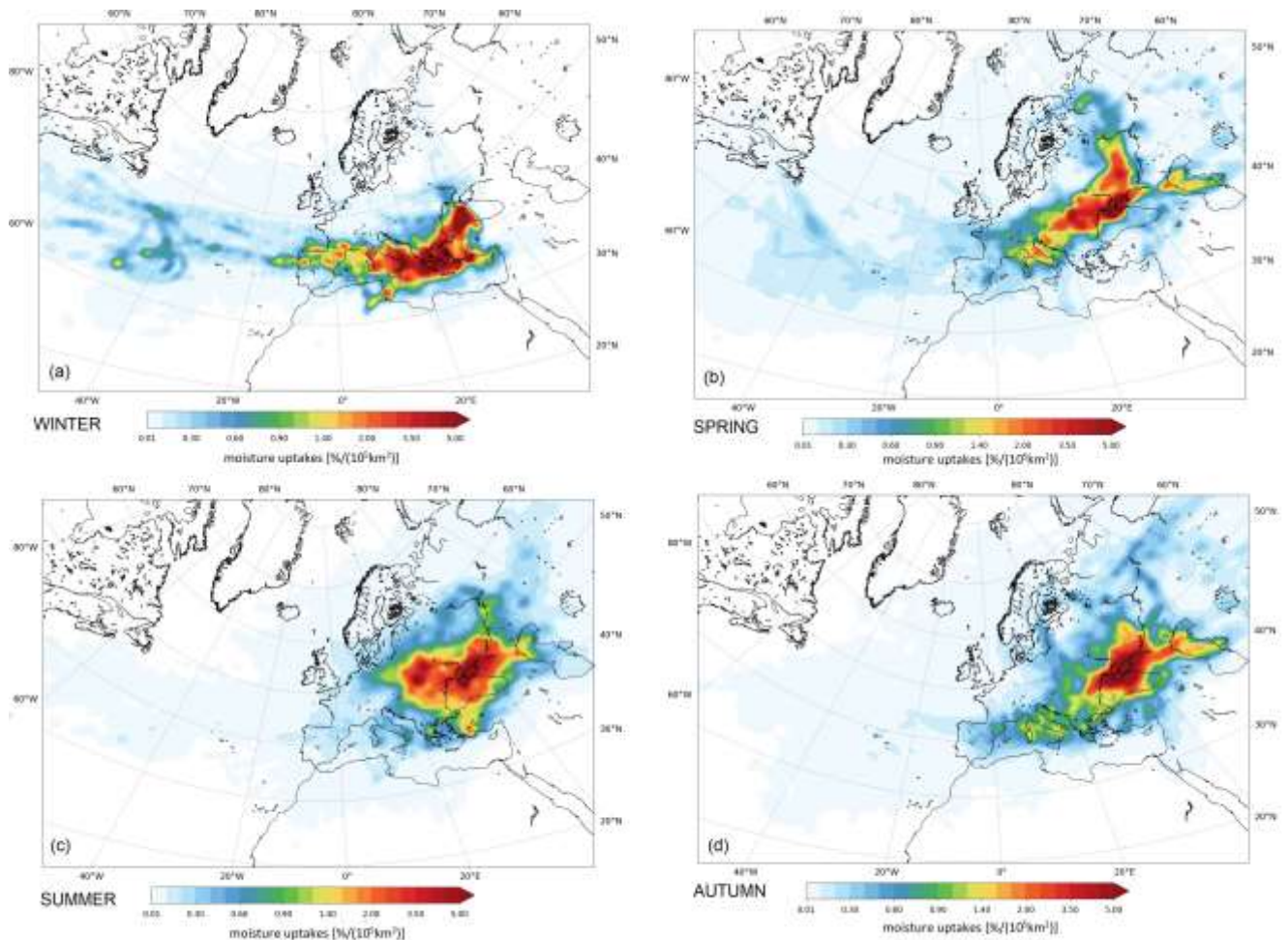


Рисунок 3.6 – Сезонні середні джерела вологи для екстремальних опадів (ЕРЕ) в Україні (% / 105 км²)

Влітку внесок віддалених джерел вологи в ЕРЕ в Україні значно знижується, а випаровування з суші явно є домінуючим джерелом із 76% (рис. 3.5б). Основні місцеві внески походять зі Східної Європи (26%), України (19%) та Східноєвропейської рівнини (11%). 24% океанічних джерел вологи літніх ЕРЕ були діагностовані з Чорного моря (8%), середніх широт Північної Атлантики (7%), Західного та Східного Середземномор'я (4%). Поглинання

вологи з Каспійського моря було слабшим, ніж навесні та восени (2%). Осінні ЕРЕ також мають переважно континентальні джерела вологи (62 %), переважно зі Східної Європи (18 %), України (13 %) та Азії (12 %). Вплив океанічних джерел вологи із західного Середземномор'я дещо посилюється порівняно з літом. Чорне море стає дуже важливим джерелом вологи в цьому сезоні з 14% внеском. Крім того, значна континентальна рециркуляція вологи виявлена в цільовому регіоні ЕРЕ, тобто на півдні України. Максимальне поглинання знаходиться навколо Криму. І, нарешті, поглинання вологи з Каспійського моря було найбільшим порівняно з іншими сезонами (3%), що, швидше за все, узгоджується з адвекцією зі сходу, пов'язаною з сильно негативними аномаліями MSLP у східній Україні [21].

Отже, аналіз сезонних джерел вологи, які сприяють ЕРЕ в Україні, показує велику варіативність джерел, включаючи місцеву переробку та транспортування на великі відстані понад кілька 1000 км, наприклад, з центральної Північної Атлантики (взимку та навесні) та з Каспійського моря (з весни до осені). Взимку переважають океанічні джерела вологи, а в інші пори року – наземні. З огляду на те, що більшість ЕРЕ в Україні відбуваються влітку [22], стає зрозуміло, що локальна рециркуляція в Україні та наземне випаровування над сусідніми регіонами (Східна Європа та Східноєвропейська рівнина) є дуже важливими для розуміння ЕРЕ в Україні. І влітку внески з Чорного моря важливіші, ніж із Середземного.

Один з випадків екстремальних опадів влітку спостерігався 1 липня 2011 року, коли опади поширювалися північчю України, а у Баришівці (Київська область) спостерігалось 130,5 мм за добу, та були пошкодження внаслідок підтоплення прибудинкових територій. Два слабких тропосферних розвинулися нижче висотної улоговини, що простягається з Північної Європи, один над північно-східною Україною, а інший на схід від Чорного моря, з центральними значеннями MSLP 1005 і 1010 гПа відповідно (рис. 3.7а). У північних областях України вздовж холодного фронту сформувався ЕРЕ.

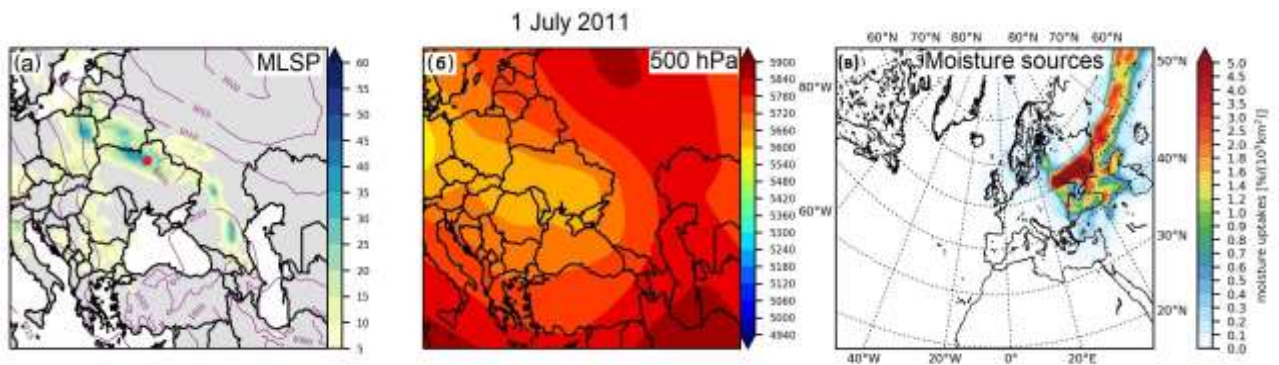


Рисунок 3.7 – Аналіз випадку екстремальних опадів 1 липня 2011 р. на основі ERA-5: атмосферний тиск на рівні моря (MSLP) о 21:00 UTC та щоденна накопичена загальна кількість опадів (мм), червона крапка вказує на станцію з опадами > 100 мм/24 год.; геопотенціальна висота 500 гПа о 21:00 UTC (б) та області поглинання (% / 105 км²) вологи (в)

Знову блокуючий ефект мав великий антициклон над Східноєвропейською рівниною. На висотний гребінь, пов'язаний із цією тропосферною системою високого тиску, тягнеться від Близького Сходу та Центральної Азії на північ (рис. 3.7б). Перенесення вологи на великі відстані видно з трьох смуг джерел вологи (рис. 3.7в). Значна кількість земної вологи виникла над Азією (32%) і Східноєвропейською рівниною (29%). Дві інші, значно слабші, гілки утворилися над Каспійським морем (2%) і Чорноморським басейном (4%). Поглинання вологи над Україною становило 19%.

3.3 Термодинамічні умови утворення та прогноз надзвичайних опадів у Закарпатській області

Сучасна практика прогнозування виникнення небезпечних явищ погоди, зумовлених розвитком конвекції, використовує значення індексів, що характеризують конвекцію за низкою параметрів. Кількісні значення індексів нестійкості, що розраховані на основі даних радіозондування або моделювання,

дозволяють визначити потужність конвекції і, як наслідок, ймовірність розвитку небезпечного конвективного явища [35].

При значному посиленні опадів у тепле півріччя (з квітня по жовтень) вагомим чинником процесу є термічна конвекція, тому для аналізу термодинамічного стану атмосфери над Закарпаттям під час виникнення надзвичайних опадів були розраховані основні індекси конвекції над станцією або постом за даними глобальної моделі GFS [42] з кроком 50 км зі стартом реалізації у найближчий стандартний термін до початку опадів на 0 або 3 години вперед у тепле півріччя 2016-2019 рр.

Також у якості показника розвитку конвективної марності, що надає опади, залучили температуру верхньої межі хмари або температуру конвекції (Тконв), яку визначали за архівом продуктів наукастингу [41], тому що ця характеристика демонструє температуру на висоті, де припиняється розвиток купчастої хмари.

Виявилося, що енергія нестійкості, яка розраховувалася для частинки повітря, яка піднімалася від поверхні землі (Surface Based CAPE, SB CAPE) при надзвичайних опадах над станціями Закарпаття з 2017 по 2019 рр. становила у середньому 1200 Дж/кг, що вказувало на помірну нестійкість та можливість розвитку купчасто-дощової хмарності зі зливами та грозами. Двічі цей індекс досягав 2600 та 2700 Дж/кг, коли випало 78,3 мм/12 год. на ГП Вилок та 50,0 мм/12год на ГП Тячів, але п'ять разів SB CAPE приймав значення від 200 до 500 Дж/кг за наявності опадів СМЯ III. Як видно з гістограми емпіричного розподілу (рис. 3.8) індекс CAPE частіше приймав значення 700-1200 Дж/кг, а коефіцієнт кореляції його значень з кількістю опадів за 12 год становив лише 0,21, отже суттєво не впливатиме на посилення опадів.

Наступний показник, який показує кількість енергії, що потрібна частці повітря для подолання інверсії температури у нижній тропосфері при вертикальному підйомі, в середньому приймав значення CIN = -44 Дж/кг, що вказує на можливість подолання затримуючих шарів, але переважно він

приймав значення $-30 \dots -10$ Дж/кг, що наявно показано на рис. 4.9, а коефіцієнт кореляції з сумою опадів також низький – $0,19$.

Додатні значення індексу підйому (Lifted index), які передбачають наявність інверсії температури, коли атмосфера дуже стійка та є розвинені низхідні рухи повітря, над станціями Закарпатської області не виявилися, середнє значення було $-3,25^\circ\text{C}$, а переважне значення Li складало $-5,2 \dots -2,8^\circ\text{C}$, що відповідало розвитку помірної нестійкості з сильними грозами, але на жаль кореляція з кількістю опадів невелика: $r = -0,23$.

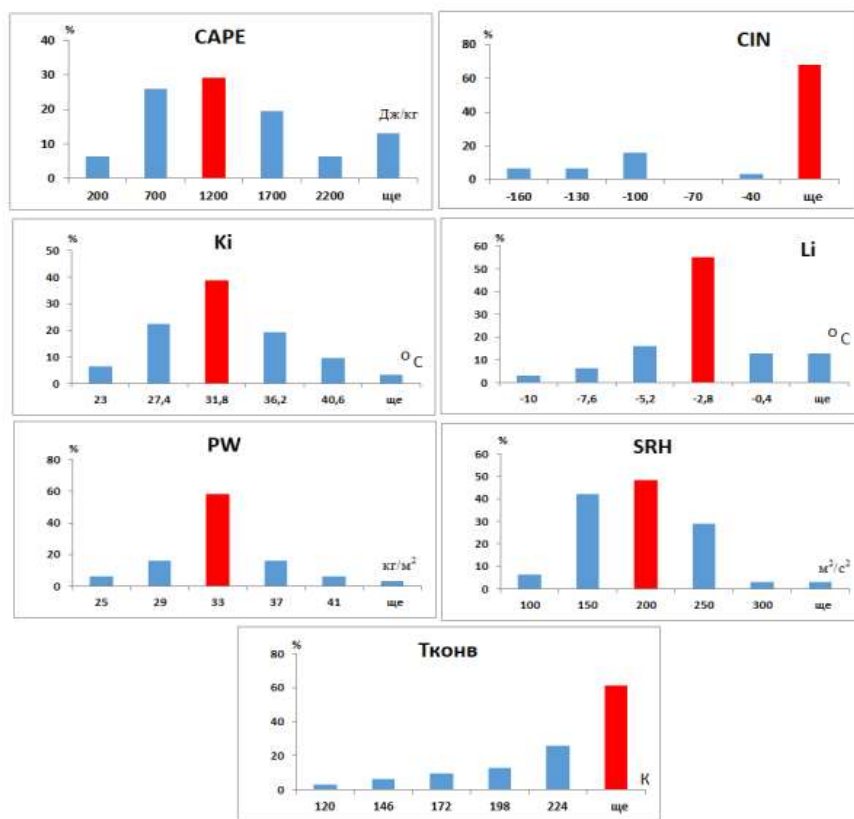


Рисунок 3.8 - Повторюваність значень індексів конвекції над станціями Закарпатської області під час утворення надзвичайних опадів

Число Вайтинга або Ki демонструє готовність атмосфери до виникнення гроз та злив у всіх випадках, тому що жодного разу він не опускався нижче 20°C , його середнє значення було $30,5^\circ\text{C}$, а найбільш імовірні $27-36^\circ\text{C}$. Коефіцієнт кореляції значень Ki з кількістю опадів за 12 год становив $0,54$, що не вказує на тісний зв'язок, але перевищує попередні результати.

Відносна завихреність шторму (SRH), тобто показник спроможності (потенціалу) циклонічного обертання висхідних потоків для розвитку грози, який розраховувався до висоти 3 км, лише одного разу знизився до $80 \text{ м}^2/\text{с}^2$, що вказує на можливість виникнення штормів з обертанням. Середнє значення склало $150 \text{ м}^2/\text{с}^2$, а більшість випадків попадало у градацію $150\text{-}250 \text{ м}^2/\text{с}^2$. Коефіцієнт кореляції з опадами досить значний – $0,59$.

Наступний показник індекс PW був розрахований до рівня конвекції, тобто враховував вологовміст всієї купчастої хмари. В середньому він дорівнював $33,7 \text{ кг}/\text{м}^2$, а переважно приймав значення від 29 до $37 \text{ кг}/\text{м}^2$. На відміну від попередніх показників цей індекс краще корелює з кількістю сильних опадів – $0,76$, що підтверджує правильність його розрахунку. Кореляційний зв'язок з температурою конвекції ще більш тісний ($-0,82$), тому що вона вказує безпосередньо на потужність хмари – чим нижча ця температура, тим вища хмара вертикального розвитку.

Отже, вдалося отримати стійкий кореляційний зв'язок між кількістю опадів (RR, мм) та індексами PW, Ki і SRH, та на підставі цього отримати рівняння регресії (рис. 3.9) з високим коефіцієнтом детермінації або достовірності – $R^2 = 0,747$, що означає що значення предиктанту на $74,7\%$ визначається впливом предикторів. Справджуваність на залежному матеріалі рівняння – 80% .

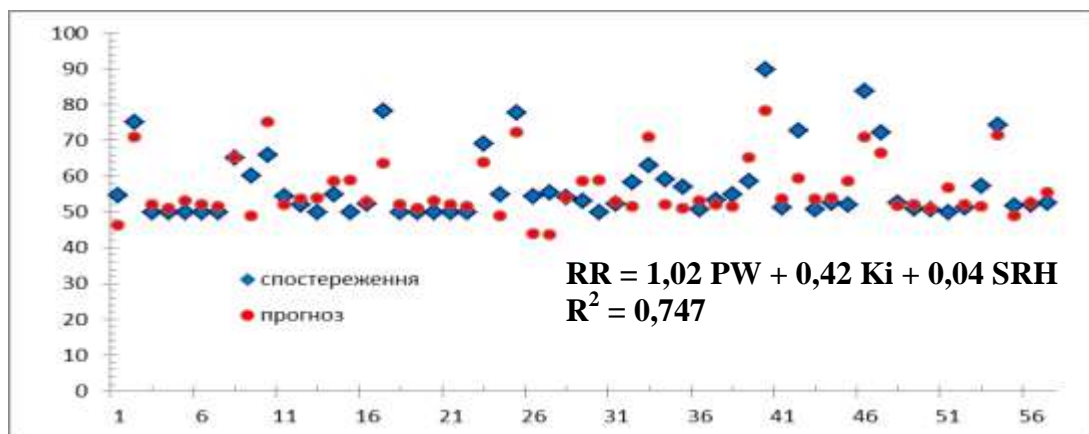


Рисунок 3.9 - Результати розрахунків кількості опадів (RR, мм) за рівнянням регресії

4 ЦИРКУЛЯЦІЙНІ УМОВИ АНОМАЛІЙ ТЕМПЕРАТУРИ

4.1 Температурні аномалії на території України у 2020 р.

Сучасні дослідження вказують, що повторюваність аномально високих (максимальних) температур на території України у кінці ХХ ст. порівняно з початком століття зросла у 2-3 рази. Оцінка температурного режиму ХХІ ст. в Україні свідчить про значну його аномальність відносно кліматичної норми. У більшості місяців спостерігається додатна аномалія температури [162-164].

З метою встановлення особливостей формування аномального режиму температури повітря у 2020 рр. над Східною Європою проаналізовані температурні поля за даними чотирьох метеостанцій у різних регіонах України: Одеса, Київ (Жуляны), Харків, Львів. Дослідженню підлягали показники максимальних та мінімальних температур повітря та їх відхилень від кліматичної норми 1960-1991 рр. [131], а для визначення циркуляційних умов використано карти аномалій середньомісячних показників геопотенціальної висоти H_{500} та аномалії середньомісячних значень тиску на рівні моря [44].

Аномалії максимальної і мінімальної температури 2020 р. були локалізовані за даними однієї станції, тобто вплив мали місцеві умови, або аномалія охоплювала різні регіони одночасно, тобто мав місце макромасштабний процес. З цією метою побудовані комплексні графіки розподілу T_{\max} і T_{\min} для всіх станцій помісячно – рис. 4.1-4.3, 4.6 та 4.7.

У січні 2020 р. (рис. 4.1) криві ходу T_{\max} практично збігаються – часто піки чергуються з падінням максимальної температури, Одеса нерідко має вищі показники і більшу амплітуду. Хід T_{\min} у січні має більш згладжений вид, амплітуда на станціях змінюється у діапазоні $-9...3$ °С. У ході як максимальної, так і мінімальної температури лютого простежується злам кривих для всіх станцій від росту до суттєвого падіння показників протягом першої декади. Надалі конфігурація кривих для всіх станцій подібна, при цьому Харків має найнижчі показники температури. За даними температури у грудні знаки

аномалії для усіх станцій здебільшого співпадають. Проте амплітуда коливань T_{\max} та T_{\min} різна: максимальні відхилення належать Одесі, а найменші – Харкову.

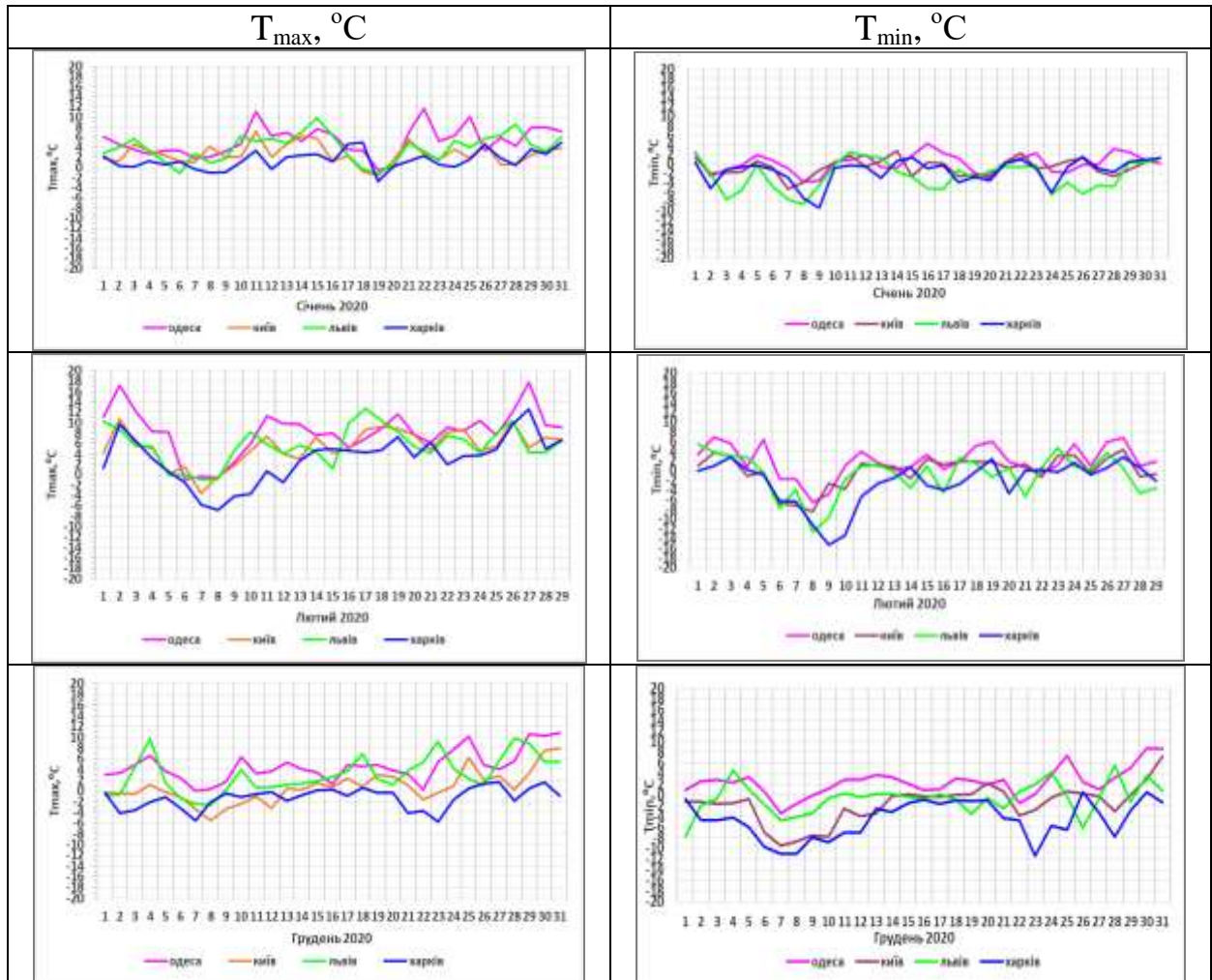


Рисунок 4.1 - Розподіл максимальної (T_{\max} , °C) та мінімальної (T_{\min} , °C) температури повітря взимку 2020 р.

Таким чином, значних різниць у розподілі T_{\max} і T_{\min} для досліджуваних станцій немає, попередньо можна зробити висновок, що переважаюче підвищення T_{\max} і T_{\min} в січні-лютому та частково у грудні 2020 р. сформувалося під впливом однакових циркуляційних умов, амплітуда відхилень дещо змінювалася внаслідок місцевих особливостей розміщення станцій.

Проведений вище аналіз виділив січень 2020 р. за підвищеним фоном температури для всіх метеостанцій, отже надалі визначимо синоптичні процеси

встановлення додатних аномалій на території України (рис.4.2). Типовим для формування додатних аномалій температури повітря у зимовий період є встановлення стійкого зонального перенесення повітряних мас. При цьому, згідно сезонній зміні градієнта температури океан-материк, водна поверхня є більш теплою, ніж вихолоджений материк і потоки з Атлантики виносять на Європу тепле вологе повітря. Саме такий тип циркуляції атмосфери мав місце у січні 2020 р., особливо чітко простежується зональність течій над європейським сектором – ізобари практично паралельні колам широти і лише на півдні Європи та Середземномор'ям відмічається порушення зональності.

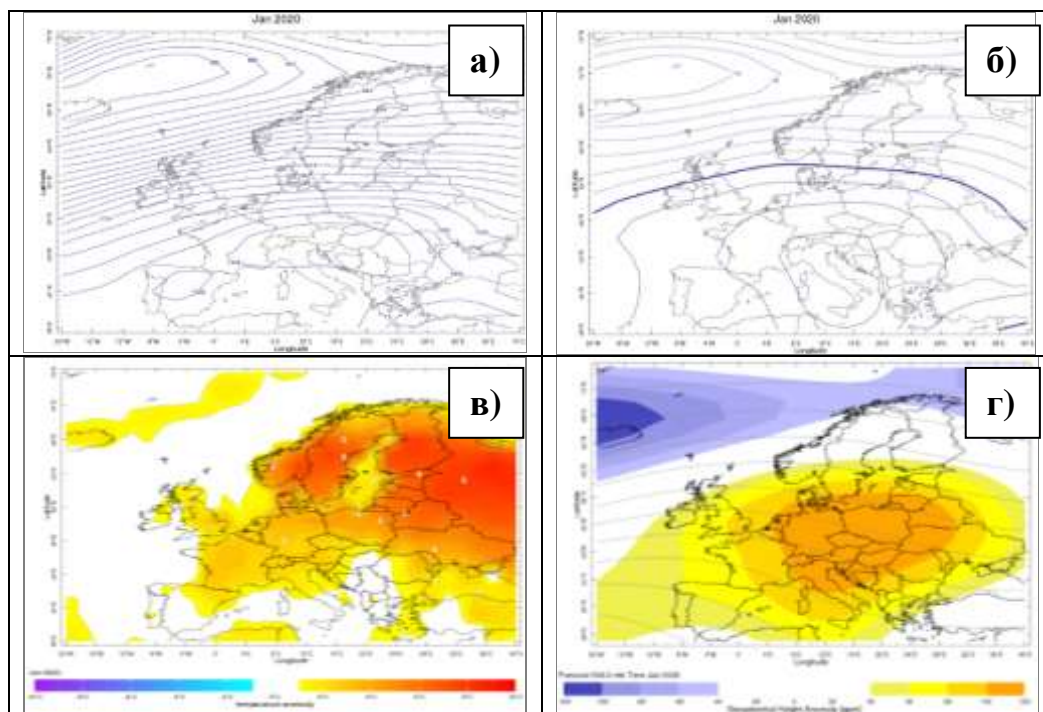


Рисунок 4.2 - Синоптичні карти за січень 2020 р.: (а) – середньомісячний тиск на рівні моря; (б) – середньомісячна аномалія тиску на рівні моря; (в) – середньомісячна аномалія температури повітря; (г) - середньомісячна аномалія поля H500

Температурні аномалії були високими для всього європейського сектору та європейської території Росії (ЄТР) – над Скандинавією – до 6-8°C а над центральною Росією – до 8°C – рис.4.3 (в). При посиленні зональності центри дії атмосфери (ЦДА) - сибірський максимум послаблений, а ісландський

мінімум поглиблений. Майже весь європейський сектор (за винятком півдня) охоплений від'ємною аномалією тиску – рис.4.2 (г).

Навесні 2020 р., за даними максимальної температури у березні (рис.4.3) знаки аномалії для усіх станцій здебільшого співпадають, особливо чітко - підвищення температури 16-20 березня та наприкінці місяця, а також суттєве зниження 15, 22-24 та 31 березня. Криві розподілу T_{\min} у березні мають менший розкид, найвищі показники має Одеса, а найнижчі мінімуми у Львові. Квітневий розподіл T_{\max} у порівнянні дещо невпорядкований – часом виділяються різні знаки аномалій по станціях, як, наприклад, усередині та наприкінці місяця. Розподіл мінімальної температури у квітні практично співпадає для всіх станцій, амплітуда в межах $-6...10^{\circ}\text{C}$; найнижчими є мінімуми для Львові та Харкові, а найвищі має Одеса.

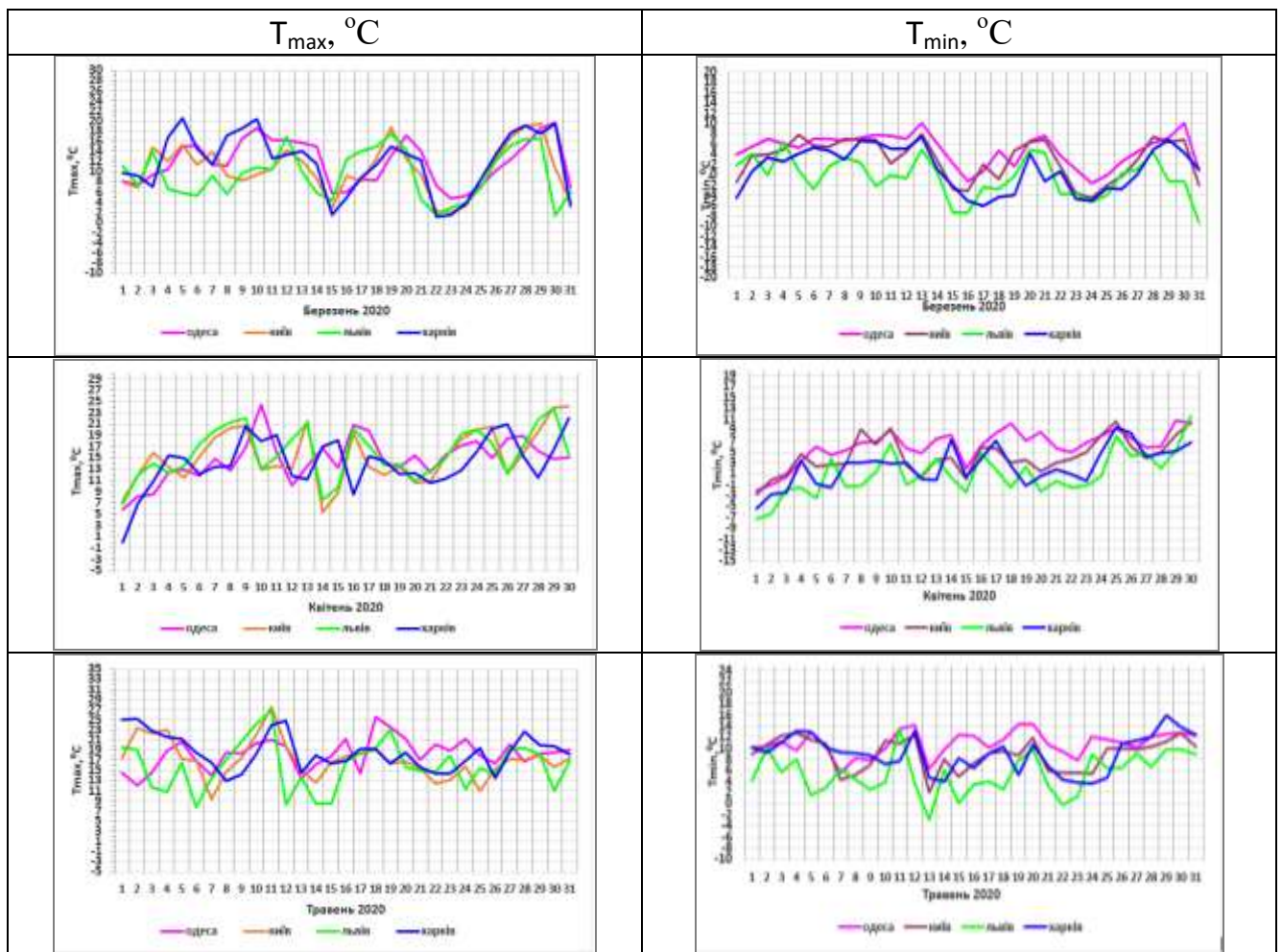


Рисунок 4.3 - Розподіл максимальної ($T_{\max}, ^{\circ}\text{C}$) та мінімальної ($T_{\min}, ^{\circ}\text{C}$) температури повітря навесні 2020 р.

В травні 2020 р. найбільші від'ємні відхилення температури характерні для Львова – криві T_{\max} та T_{\min} розміщені значно нижче від інших станцій. Пікові зростання показників збігаються по всіх станціях. Таким чином, вагомих різниць розподілу T_{\max} і T_{\min} на досліджуваних станціях немає.

В результаті, весною 2020 р. відмічався аномальний хід температури – березень за показниками 4-х станцій характеризувався суттєвими додатними аномаліями, а недобір тепла розпочався нетипово – у квітні-травні, тому представляє інтерес визначення типу циркуляції березня та травня - рис.4.4 та рис. 4.5.

У березні високі додатні аномалії температури повітря охоплювали весь європейський сектор - перевищення норми на 3-6°C. Такі умови сформувалися у системі висотного гребеня за даними поля Н500, що поширювався з Азії, приземне баричне поле також виділяє додатну аномалію тиску над Європою.

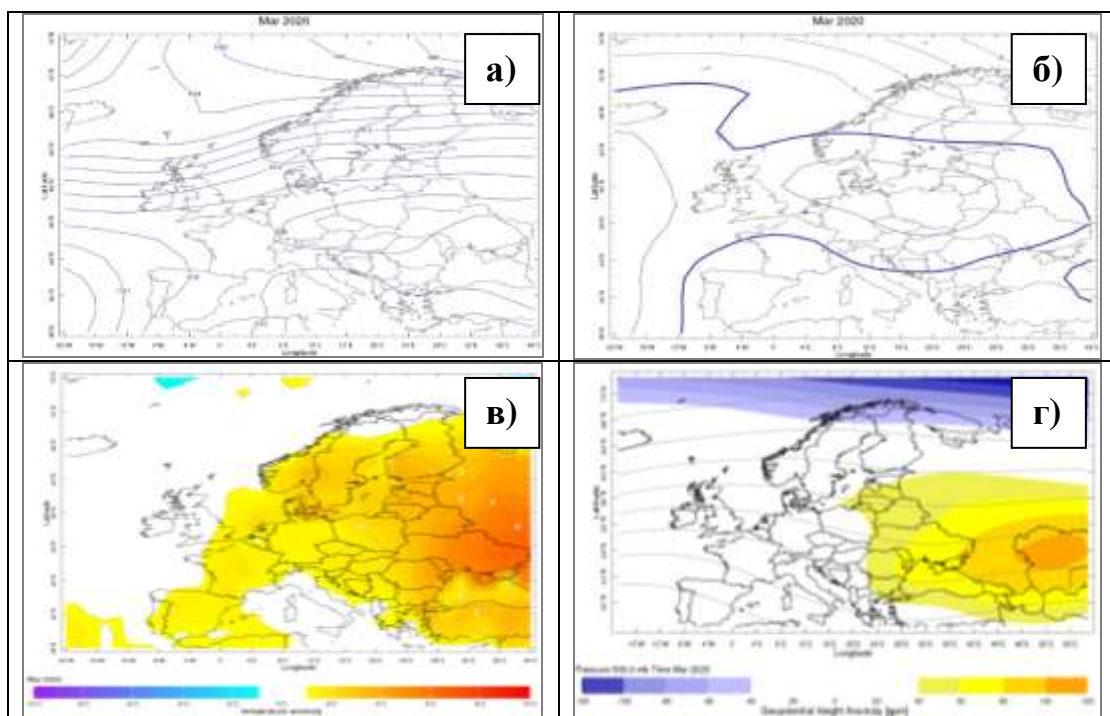


Рисунок 4.4 - Синоптичні карти за березень 2020 р.: (а) – середньомісячний тиск на рівні моря; (б) – середньомісячна аномалія тиску на рівні моря; (в) – середньомісячна аномалія температури повітря; (г) - середньомісячна аномалія поля Н500.

Зниження температури повітря у травні над східною Європою та ЄТР демонструє рис.4.5в, від’ємні аномалії від норми до $1-2^{\circ}\text{C}$. Аналіз температурного поля над Україною виділяє періоди з пізніми заморозками. Такі погодні умови сформувалися за від’ємної аномалії H500, тобто у тропосфері над цією територією знаходилася висотна улоговина, у приземному баричному полі також відмічалася поле низького тиску – рис.4.5 а-б.

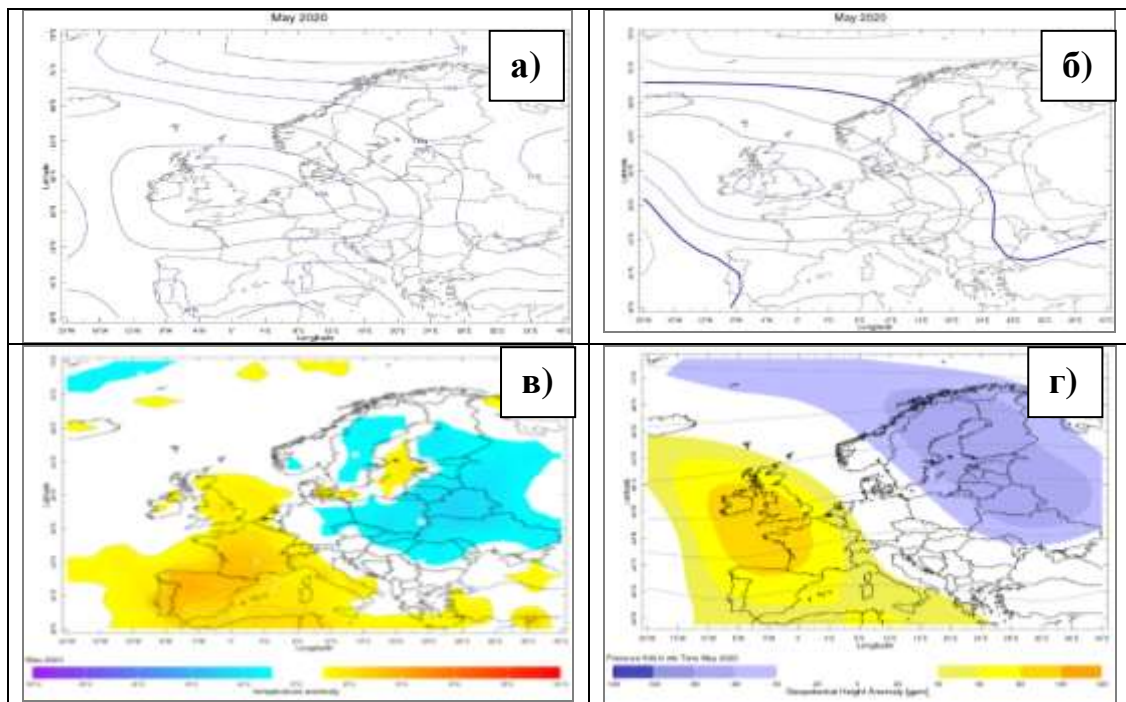


Рисунок 4.5 - Синоптичні карти за травень 2020 р.: (а) – середньомісячний тиск на рівні моря; (б) – середньомісячна аномалія тиску на рівні моря; (в) – середньомісячна аномалія температури повітря; (г) - середньомісячна аномалія поля H500.

Порівняльний аналіз температурних полів влітку 2020 р. (рис. 4.6) виявив, що у червні розподіл максимальної температури вказує на збіжність знаків аномалії для усіх станцій особливо у першій половині місяця, наприкінці місяця зростає амплітуда відхилень на різних станціях. Так, знаки аномалій чітко співпадають для Києва та Харкова, а Львів має найбільші від’ємні відхилення. У ході T_{\min} простежується подібність для всіх станцій, що виразно демонструють пучки кривих.

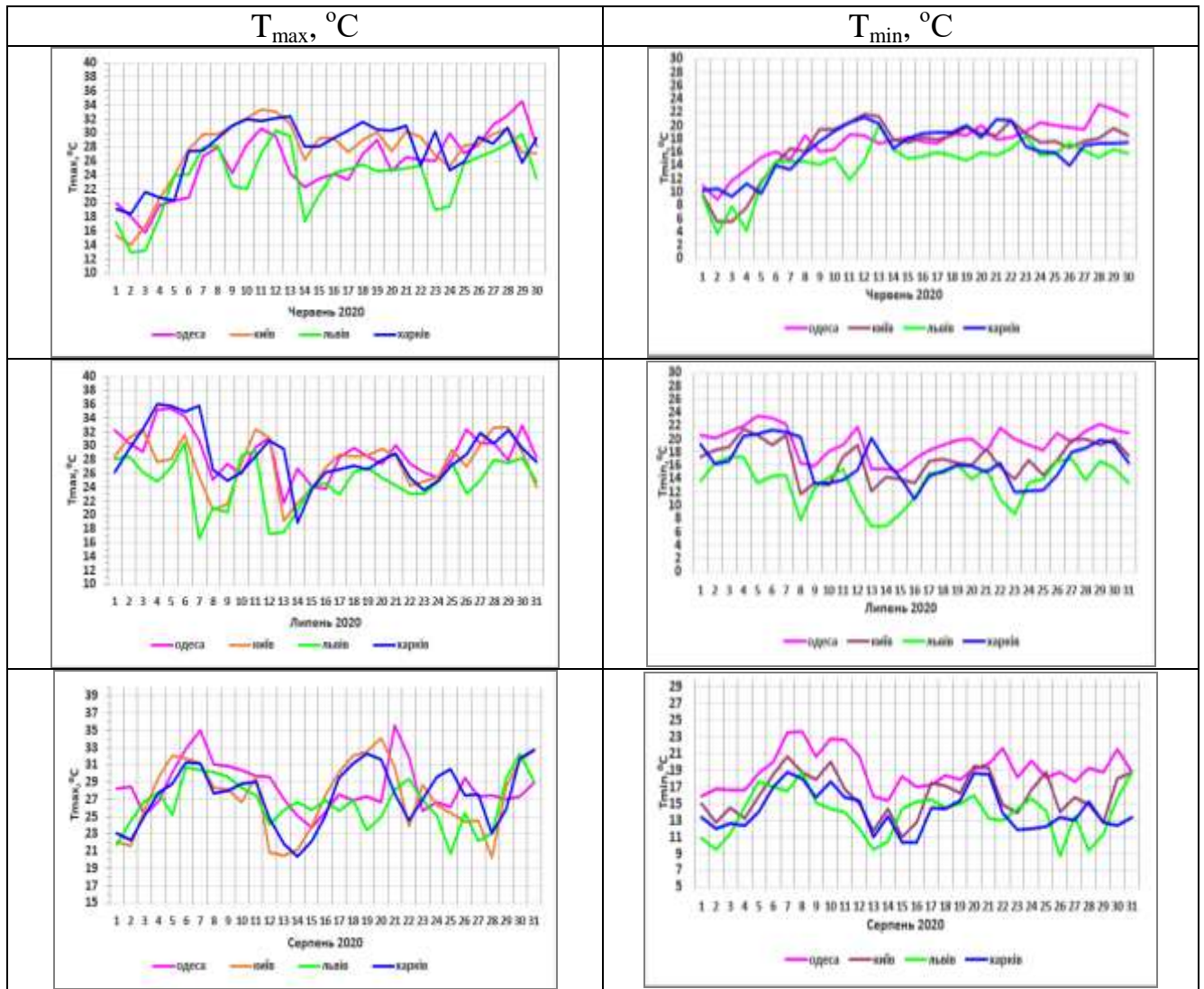


Рисунок 4.6 - Розподіл максимальної ($T_{\max}, ^\circ\text{C}$) та мінімальної ($T_{\min}, ^\circ\text{C}$) температури повітря влітку 2020 р.

У червні T_{\max} має більший розкид у першій половині місяця, а надалі криві різних метеостанцій практично ідентичні, знову у Львові від'ємні аномалії найбільші. Криві розподілу T_{\min} за липень мають більшу амплітуду. Найвищі показники мінімумів спостерігаються в Одесі, найнижчі - у Львові. У ході максимальної температури за серпень найбільші перевищення норми належать Одесі. Мінімальна серпнева температура повітря виділяє чітку подібність кривих для станцій, але Одеса виділяється значно вищими мінімумами. Осереднена температура повітря за літо не виділяють суттєвих аномалій, але, всі вони додатні.

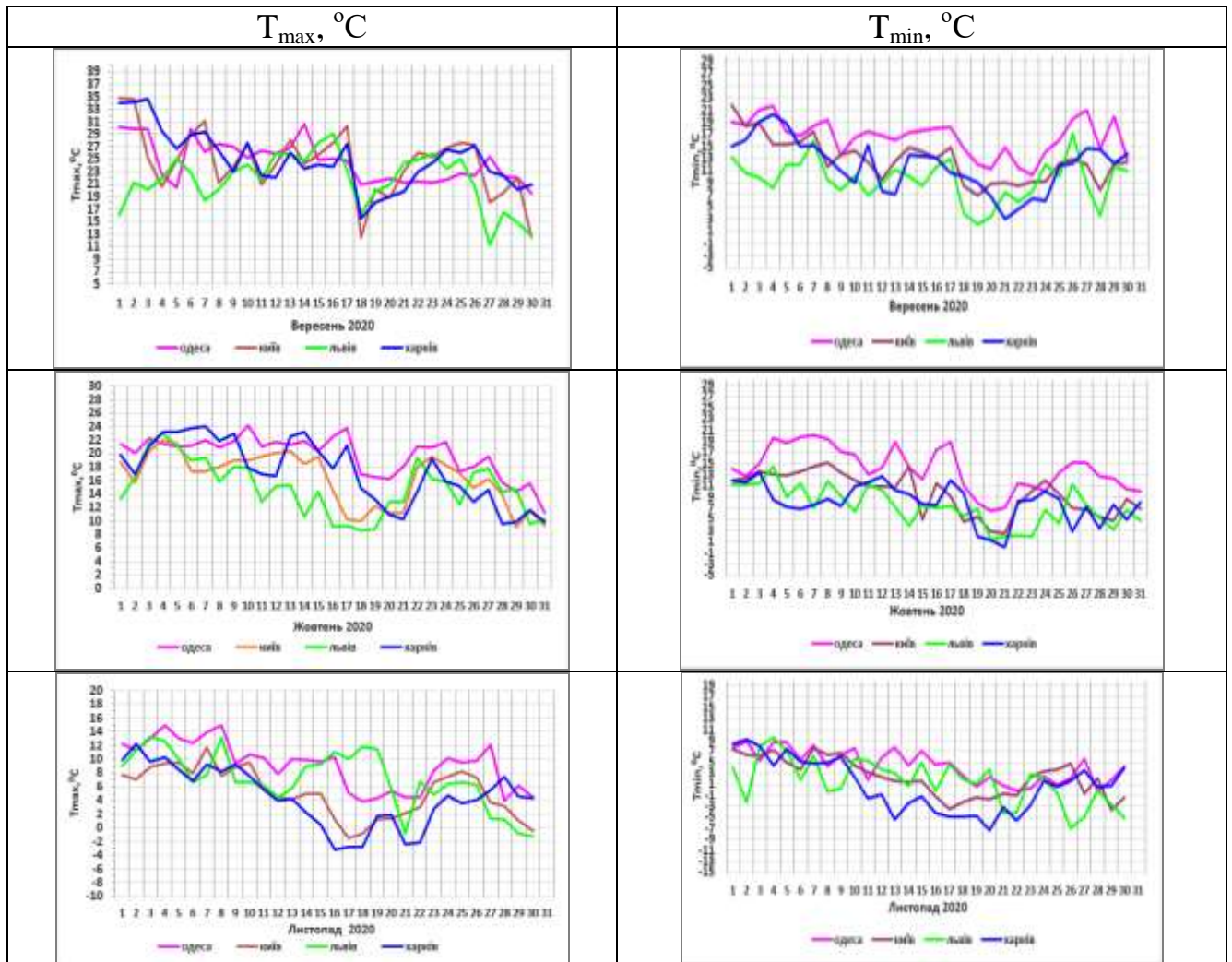


Рисунок 4.7 - Розподіл максимальної ($T_{\max}, ^\circ\text{C}$) та мінімальної ($T_{\min}, ^\circ\text{C}$) температури повітря восени 2020 р.

Вищевикладений аналіз показав, що за відібраними метеостанціями хоча в окремі дні відмічалися значні аномалії максимальної та мінімальної температури, знак їх змінювався, разом з тим, часто температура була близька до норми. В результаті, за літо 2020 р. (рис. 4.6) чітких циркуляційних аномалій не виділено.

Надалі проаналізуємо температурні показники восени 2020 р (рис.4.7). У вересні криві ходу T_{\max} здебільшого співпадають для Києва, Одеси та Харкова, а от Львів іноді має зворотний знак аномалії температури та істотно нижчі показники на початку та у кінці місяця. Більш згладжений хід максимумів спостерігається в Одесі. А у ході T_{\min} Одеса має вже суттєво вищі відмітки, Львів знову в окремі дні різниться за знаком аномалії температури.

Криві ходу T_{\min} і T_{\max} в жовтні мають суттєві відмінності. Показники максимальної і мінімальної температури в Одесі є вищими серед всіх станцій, що характеризується додатними аномаліями, особливо максимумів. Найбільші від'ємні відхилення максимальної температури характерні для Львова – крива розміщена значно нижче до другої декади місяця. У ході мінімальної температури часто найбільші від'ємні аномалії типові у Харкові. В розподілі максимальної температури за листопад знаки аномалії для усіх станцій здебільшого співпадають, особливо у першій декаді. Надалі амплітуда коливань T_{\max} є різною: найвищі максимуму типові для Одеси, а найнижчі – для Харкова. Хід T_{\min} на станціях практично співпадає за знаком аномалії та амплітудою. Найбільші зниження мінімальної температури - у Харкові протягом другої декади.

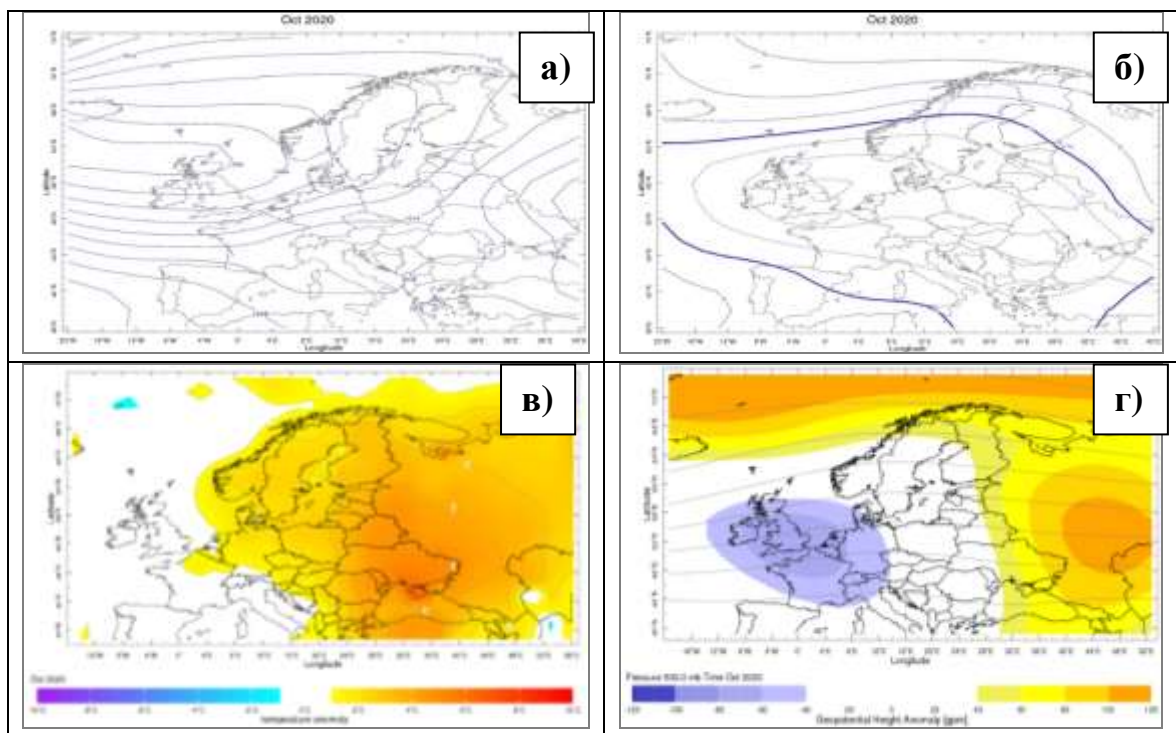


Рисунок 4.8 - Синоптичні карти за жовтень 2020 р.: (а) – середньомісячний тиск на рівні моря; (б) – середньомісячна аномалія тиску на рівні моря; (в) – середньомісячна аномалія температури повітря; (г) - середньомісячна аномалія поля Н500.

Таким чином, найнижчі осінні T_{\max} і T_{\min} спостерігаються в Харкові та Львові, а Одеса характеризується вищими температурами. Аномально теплим жовтень 2020 р. виявився для центральної, північної, східної Європи, Скандинавії, ЄТР, Туреччини – рис.4.8б. Відхилення середньомісячної температури від норми для України становили до 5°C . Приземне поле тиску характеризується поширенням улоговини ісландського мінімуму до Європи, виділяється від’ємна аномалія приземного тиску – адвекція тепла у передній частині системи низького тиску.

У тропосфері захід та північний захід України характеризується стандартними значеннями $H500$, а решта території перебуває під впливом додатної аномалії $H500$, при поширенні гребеня зі сходу. Антициклон розміщується над півднем східноєвропейської рівнини - рис.4.8г.

4.2 Найбільші аномалії температури повітря у Волинській області

Для аналізу синоптичних процесів, за яких виникли найбільші аномалії середніх місячних показників і екстремумів температури повітря у Волинській області, використано синоптичну інформацію пакету АРМсин 3.0 та дані глобальних центрів прогнозу погоди [44].

Відібрано кілька випадків з найбільшими додатними та від’ємними аномаліями температури повітря у Волинській області за період 2011-2020 рр. Найхолоднішим виявився лютий 2012 р. для всіх метеостанцій області. Це і найвищі від’ємні аномалії середньої місячної температури до $7-8^{\circ}\text{C}$ і посилені морози до 30°C при реєстрації абсолютних мінімумів.

Сильний мороз відмічався по всій території України, а також охоплював і європейський сектор у цілому. Тобто мав місце масштабний процес перебудови атмосферної циркуляції, що зумовив падіння температури до критичних значень. Найнижчі температури зафіксовані саме над Східною і Північною Європою, критична позначка була встановлена у Фінляндії в $-42,7^{\circ}\text{C}$ (рис. 4.9). Також за цей період спостерігалася рекордна висота снігу, замерзання

основних річок Європи тощо. Вкрай негативні погодні умови призвели до загибелі значної кількості людей.

Циркуляційний процес визначався блокуванням панівного потоку Азіатським максимумом і поширенням далеко на захід до Європи відрогу (рис.4.9). Такі процеси в останні десятиріччя відмічаються все рідше внаслідок змін клімату і зміщення центрів дії атмосфери на схід.

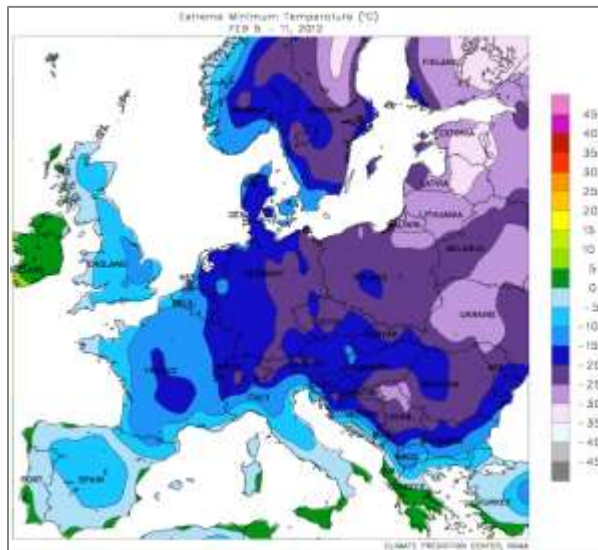


Рисунок 4.9 – Карта екстремальної мінімальної температури повітря 05 - 11.02.2012 р. за даними NWS-NOAA

За досліджуваний період відмічалось дві посилені хвилі холоду – 30.01-04.02 та 09-12.12. Приземні карти погоди демонструють поширення відрогів з Сибіру у системі потужного блоку, максимальний тиск над Східноєвропейською рівниною сягав 1060 гПа 4 лютого (рис.4.10). Блокуюча система сприяла збільшенню градієнтів на північній і південній периферії у суміжній зоні з циклонами, що причинило катастрофічні снігопади на визначених територіях (висота снігового покриву сягала кількох метрів).

Аномалії структури приземних і висотних полів також проявляються і в осереднених даних за місяць (рис.4.11). Поле приземного тиску виділяє дуже високу додатну аномалію над Східною Атлантикою і Західною Європою до

14 гПа. Інший осередок додатної аномалії тиску до 8 гПа охоплює Східну Європу, а у центрі Азіатського максимуму над Сибіром складає 16 гПа.

Висотне поле за даними поверхні 500 гПа аналогічно демонструє високу додатну аномалію геопотенціалу H500 у центрах баричних максимумів до 60 Дам і улоговину над Україною та південним сектором Європи та Азії.

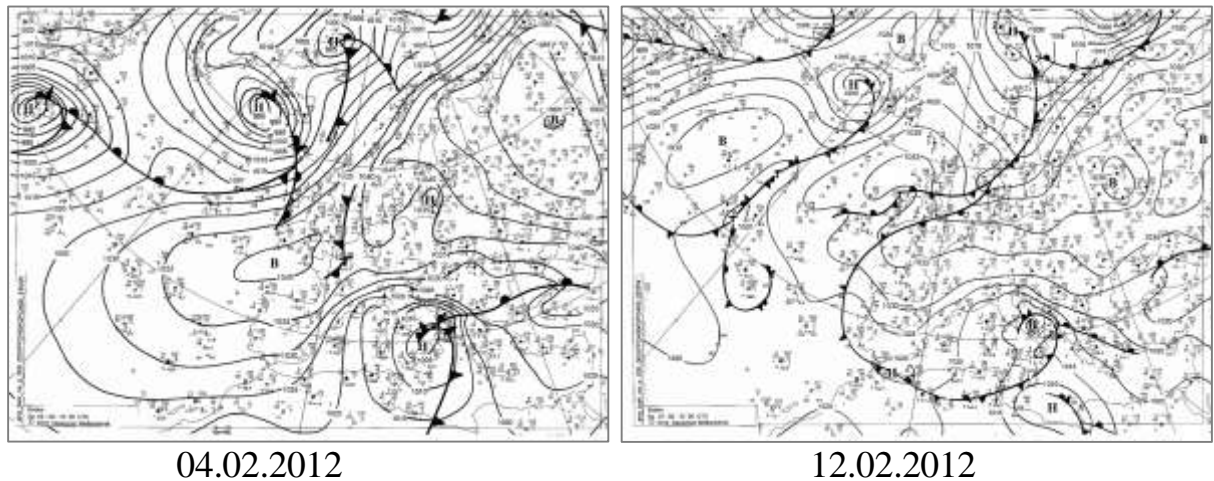


Рисунок 4.10 – Приземні карти погоди за лютий 2012 р., 00 UTC

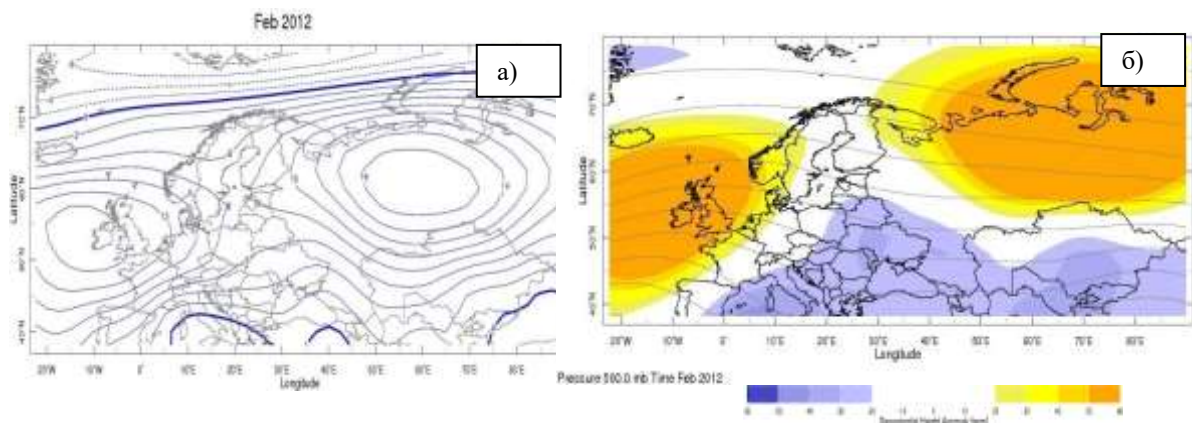


Рисунок 4.11 – Карти середньої місячної аномалії тиску на рівні моря (а) та середньої місячної аномалії поля H500 (б) за лютий 2012 р.

Дослідження високих додатних аномалій температури повітря на Волині виділяє вересень 2015 року, коли за єдину дату 01 числа на всіх метеостанціях області було оновлено абсолютні максимуми температури повітря. Зокрема для МС Ковель, Любешів та Маневичі максимум склав $\geq 36,0^{\circ}\text{C}$. А найбільша аномалія середньої місячної температури досягнута у грудні цього ж року.

Приземне баричне поле 01 вересня 2015 р. впродовж доби зберігає структуру при розміщенні потужного масштабного антициклону над Атлантикою і циклону над європейською територією. Переважна частина України знаходилася під впливом теплого сектору циклону з центром над Данією і Балтійським морем (рис. 4.12).

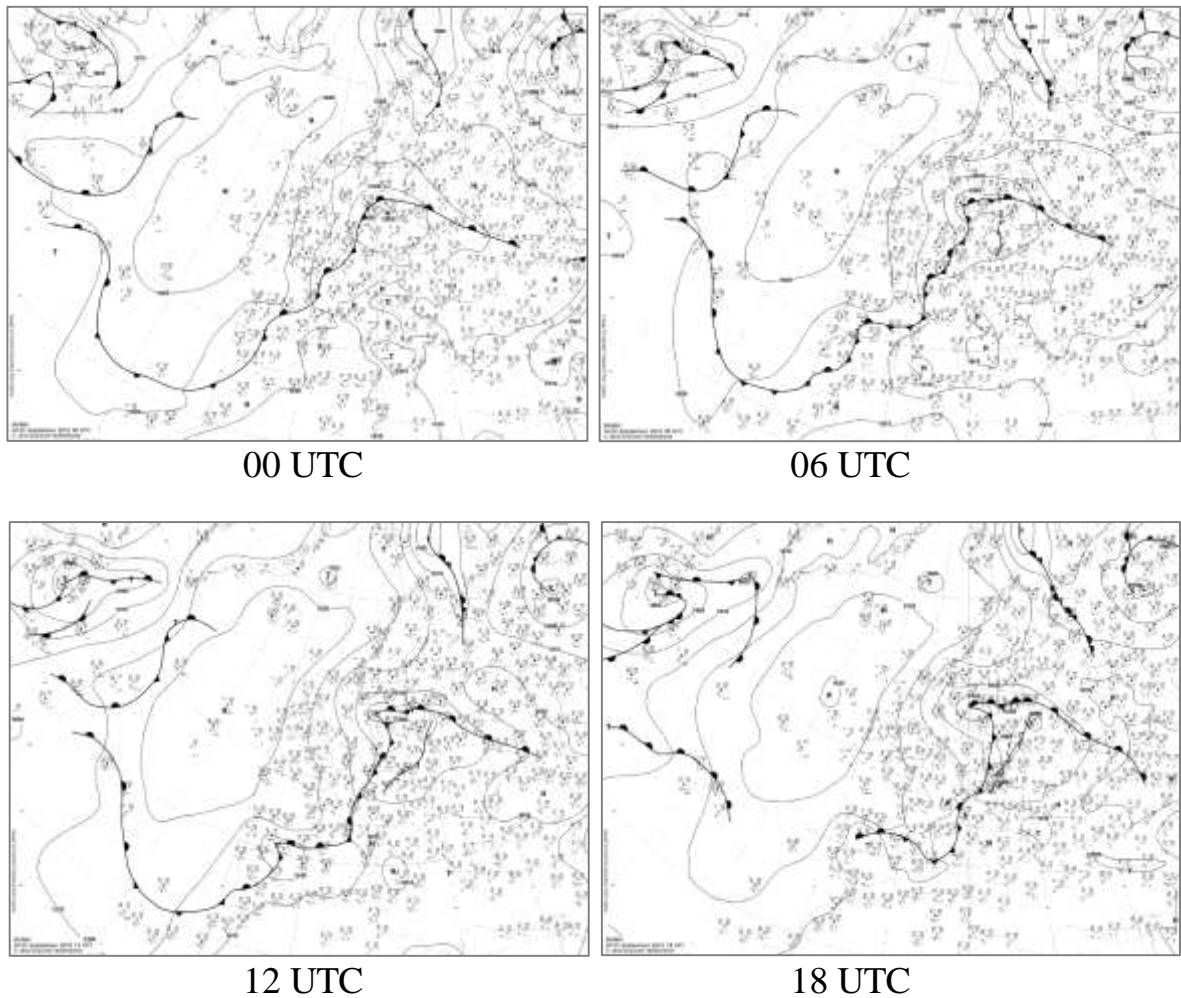


Рисунок 4.12 – Приземні карти погоди за 01.09.2015 р.]

Зміщення теплого фронту до сходу сприяло різкому підвищенню температури повітря на заході, північному заході, півдні та у центрі країни. Відмічалася прояснення і додатковий прогрів повітря за рахунок сонячної радіації. Зберігався надзвичайний рівень пожежної небезпеки.

Висотне баричне поле характеризується потужним гребенем над центром і сходом Європи, який зумовив аномальний температурний режим (рис. 4.13).

Вісь гребеня спрямована від Ірану через Малу Азію на захід Чорного моря далі на Центральну Європу і до Балтики. Отже винесення сухого перегрітого повітря відбувалося з Азійського регіону.

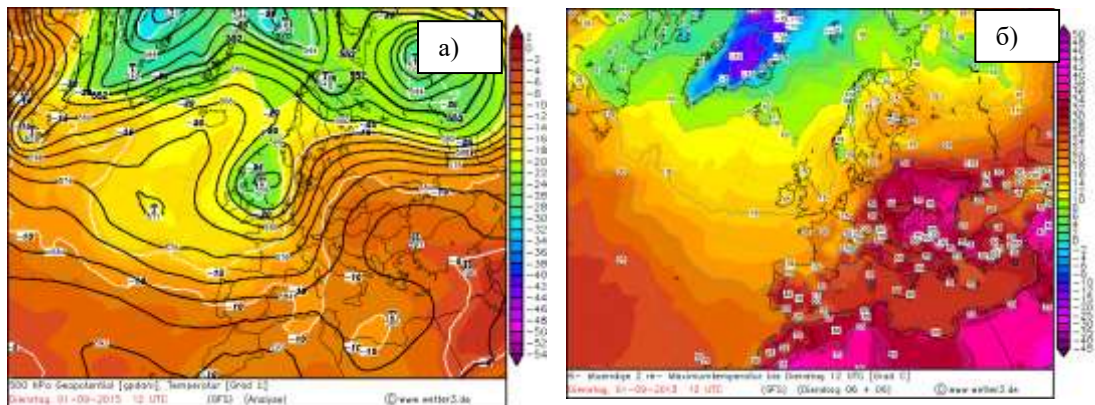


Рисунок 4.13 – Карта АТ-500 (а) і максимальної температури повітря (б) за 01.09.2015 р., 12 UTC

Такий циркуляційний процес зберігався всю першу пентоду вересня, температурні рекорди були встановлені на багатьох метеостанціях України.

В цілому на кінець 2015 року вересень встановив світовий рекорд спеки при середній глобальній температурі повітря $15,9^{\circ}\text{C}$. Для Європи середня температура виявилася на $1,5^{\circ}\text{C}$ вищою кліматологічної норми.

ВИСНОВКИ

В процесі виконання науково-дослідної роботи одержані такі результати за окремими розділами.

Розділ 1

1. Напередодні утворенням низької хмарності в Одесі пікові значення адвекції температури та вологості спостерігаються спочатку на одному з рівнів граничного шару атмосфери, а потім послідовно поширюються на інші. Для формування низької хмарності в найближчі 12 годин над Одесою характерна наявність адвекції вологи на рівні 850 гПа та біля землі $\geq 0,6$ та $\geq 1,0$ г/(кг/с), а також наявність адвекції температури на рівні 850 та 925 гПа $\geq 0,4$ та $0,9$ К/с.

2. Найчастіше низька хмарність на АМСЦ Івано-Франківськ утворювалася у листопаді та грудні після сходу Сонця, а в середньому за 16 годин до зниження хмарності спостерігалася поступове зростання адвективних значень температури та вологості від рівня 850 до 925 гПа, при цьому адвекція вологи на 925 гПа була вище ніж на більш високих рівнях. Приземні адвективні значення тепла та вологі найчастіше були від'ємними, але приблизно за 12 годин до зниження хмарності вони починали зростати.

3. При прогнозі туману на АМСЦ Херсон взимку 2018-2021 рр. обидва методи прогнозу туману продемонстрували високу справджуваність, але ефективність прогнозу адвективних туманів методом Кошеленко І.В. виявилася більш високою у порівнянні з прогнозом радіаційних туманів за методом Зверева О.С.

Розділ 2

1. Визначено, що на станціях Одеської області грозова діяльність у 2005-2022 рр. стала менш активною у порівнянні з 1961-1990 рр., але географічний розподіл її інтенсивності не зазнав помітних змін, за виключенням Болграду, де вона знизилася найсильніше. Виявлено, що у 2018-2022 рр. над Одещиною відносно частіше утворювалися внутрішньо-масові грози (33%) та грози на

основних холодних фронтах (29%). Найчастіше перед грозою у 2021 р. критичних критерії досягали індекси Вайтинга та Total Totals.

2. Виявлено, що у Вінницькій області грозова діяльність у 2005-2024 рр. зменшилася у порівнянні з 1961-1990 рр., а географічний розподіл інтенсивності грозоутворення не зазнав змін. В 2010-2024 рр. у Вінниччині найчастіше утворювалися грози на холодних фронтах та у баричних улоговинах. Підчас грози у пунктах дослідження критичних критеріїв досягали частіше індекси Вайтинга та Total Totals.

3. Встановлено, що з 2011 по 2020 рр. на АМСЦ Київ (Жуляни) збільшилася кількість грозових осередків у 2-3 рази починаючи з 2018 р. незалежно від відстані від МРЛ. Оцінка ефективності розрахункових методів прогнозу грози за допомогою автоматичної системи «Метеоексперт» на АМСЦ Київ (Жуляни) за 2014-2020 роки встановила більш високу загальну справджуваність прогнозів грози за методами Ягудіна Р.А. і Седлецького В.М. (70-80 %). Визначені граничні значення індексів LIFT, SWEAT, KIND, TOTL та CAPR для різних ймовірностей злив та гроз для аеродрому Київ. Встановлено, що справджуваність прогнозів грози за параметром Кі перевищила 96 %, за параметром ТТ та СТ – 65 та 61 % відповідно, а параметр VT має найгірші показники 17 %.

4. Виявлено, що влітку 2023 р. в Україні найчастіше град спостерігався у липні та у західних областях. Здебільшого град формувался у системах холодних фронтів або на передфронтальних лініях нестійкості, також часто спостерігався внутрішньомасовий град. Град категорії НЯ I рівня небезпеки (діаметр 6-19 мм) відмічався 16 разів. Найкрупніший град (16 мм на МС Конотоп 2 липня 2023 р.) мав внутрішньомасове походження і сформувався у системі потужної суперкоміркової купчасто дощової хмари на північному сході України.

5. Використання фронтального параметру в синоптичній практиці, як допоміжного засобу при складанні прогнозів опадів поблизу фронтальної системи є доцільним через достатньо добре узгодження осередків його

максимумів з фактичними даними про опади і загострені ділянки атмосферних фронтів. Так, при значеннях фронтального параметру більше 25, фронтальна система може бути загостреною впродовж всього існування циклону і навіть на його останній стадії розвитку, при зростанні цього параметру до 30 та більше слід очікувати початок грозової діяльності.

6. Встановлено, для розглянутих випадків утворення грози на ст. Київ характерною ознакою є адвекція вологи на нижніх рівнях (земля-925 гПа), яка є одним з тригерних механізмів реалізації доступної потенціальної енергії атмосфери. Використання прогностичних даних адвекції вологи у граничному шарі атмосфери дозволяє завчасно діагностувати цей процес, що разом з даними температурно-вітрового зондування атмосфери збільшує ефективність прогнозу грози.

Розділ 3

1. Визначена з даними атмосферного реаналізу ERA5 за 1979-2019 рр. наявність тенденції до збільшення кількості сильних снігопадів та зменшення сильних дощів за останні 40 років в Україні. Сезонний хід утворення сильних та надзвичайних дощів за даними реаналізу характеризувався максимумом у липні та серпні (31 та 27 %), а снігопадів – у січні та листопаді (21 та 19 %), що істотно не відрізняється від кліматичних норм за даними метеорологічних спостережень. Просторовий розподіл кількості днів та максимальної інтенсивності сильних опадів у вузлах регулярної сітки суттєво не відрізняється від кліматичних закономірностей для метеорологічних спостережень.

2. Найчастіше екстремальні опади (ЕРЕ) у Україні спостерігалися у 1979-2019 рр. в районі Українських Карпати та Кримського півострова, тобто визначено дві «дві гарячі точки» частоти ЕРЕ в усі сезони. Влітку, у сезон максимальної повторюваності ЕРЕ, вони спостерігалися не лише в гірських районах, а й на більшості інших територій України. Восени ЕРЕ переважали на північно-західному та північно-східному узбережжях Чорного моря.

Результати діагностики джерел вологи Лагранжа на основі траєкторії показують, що ЕРЕ переважно взимку були пов'язані з переносом атмосферної

вологи океанічного походження на великі відстані, який відбувався на південь від області максимальної позитивної PV аномалії. Варто відзначити внесок Чорного моря як місцевого джерела вологи, яке є важливим океанічним джерелом регіону, що забезпечував цілорічне зволоження ЕРЕ уздовж південного узбережжя та деяких континентальних регіонів України.

3. При виникненні надзвичайних опадів над Закарпатською областю у теплий період 2016-2019 рр. розрахунок індексів конвекції вказує на високий потенціал конвективної нестійкості тропосфери, але для оцінки можливості посилення опадів доцільно застосовувати число Вайтинга, індекс SRH і PW.

Розділ 4

1. Виявлено, що у 2020 р. максимальні додатні аномалії спостерігалися у січні, березні та жовтні, та суттєве зниженням температури повітря відносно кліматичної норми відбулося у травні.

2. Встановлено, що січневі максимуми температури 2020 р. сформовані через стійке зональне перенесення повітряних мас з Атлантики при від'ємній аномалії приземного тиску та гребеневій структурі на рівні 500 гПа. Додатні аномалії температури березня виникли у системі високого тиску біля поверхні землі та на висотах. У жовтні перевищення температурного фону сформувалося за рахунок від'ємної аномалії приземного тиску при поширенні на європейський сектор ісландського мінімуму. Стійкий недобір тепла у травні 2020 р. виник через від'ємну аномалію поля H500 та приземного тиску.

3. Найхолоднішим для всіх метеостанціях у Волинській області виявився лютий 2012 р, коли утворилися найвищі від'ємні аномалії середньої місячної температури (7-8°C) і посилені морози до 30°C при реєстрації абсолютних мінімумів під впливом блокування панівного потоку Азіатським максимумом і поширенням на захід до Європи його відроду.

Найбільша додатна аномалія виявилася 1 вересня 2015 р. під впливом теплого сектору циклону з центром над Данією і Балтійським морем, коли на всіх метеостанціях області було оновлено абсолютні максимуми температури.

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Семергей-Чумаченко А. Б., Жук Д. О., Візнюк Р. О. Режим та умови утворення гроз в Одеській області // World Science No 4 (82), 2023, https://doi.org/10.31435/rsglobal_ws/30122023/8080
2. Семергей-Чумаченко А. Б., Агайар Е. В., Жук Д. О. Просторово-часовий розподіл смерчів та шквалів у північно-західному Причорномор'ї з 2006 по 2020 рр. // World Science No 11 (72), 2021, https://doi.org/10.31435/rsglobal_ws/30122021/7718
3. Semerhei-Chumachenko A. B., Shepel V. V. Synoptic conditions for dangerous fluctuations of sea level in the ports of Odessa // World Science, 3(85), RS Global Sp. z O.O., Poland, https://doi.org/10.31435/rsglobal_ws/30092024/8215
4. Волошина О. В., Родінова І. О. Синоптичні умови утворювання туманів на Херсонщині та оцінка ефективності методів прогнозування даного явища. Екологічні науки: наук.-практичний журнал. Київ: Видавничий дім «Гельветика», 2022, № 3(42), с. 117-122. <https://doi.org/10.32846/2306-9716/2022.eco.3-42.19>
5. Міщенко Н. М, Ламанова А. Є. Режим низької хмарності над ст. Івано-Франківськ за останні п'ять років // Science and technology: problems, prospects and innovations. Proceedings of the 1st International scientific and practical conference. CPN Publishing Group. Osaka, Japan. 2022. Pp. 126-130.
6. Уманська О. В. Міщенко Н. М. Аналіз методів прогнозу висоти нижньої межі хмарності для ст. Одеса // Innovations and prospects of world science. Proceedings of the 12th Inter. Scient. and Pract. Conf. Perfect Publishing. Vancouver, Canada. 2022. pp. 141-144. <https://sci-conf.com.ua/xii-mizhnarodna-naukovo-praktichna-konferentsiya-innovations-and-prospects-of-world-science-20-22-07-2022-vankuver-kanada-arhiv/>
7. Яцишен А.О., Міщенко Н.М., Грушевський О.М. Вплив турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери на еволюцію радіаційних туманів // Матеріали міжнародної науково-практичної конференції природничо-

географічні дослідження рельєфу, клімату та поверхневих вод: сучасний стан та перспективи розвитку до 75-річчя кафедр землезнавства та геоморфології, метеорології та кліматології, гідрології та гідроекології. Україна, м. Київ, 2-4 жовтня 2024 р с. 110.

8. Грушевський О.М., Міщенко Н.М., Пишняк Д.В. Експериментальне визначення траєкторій повітряних частинок на фіксованих рівнях за допомогою статично урівноважених куль // Матеріали міжн. наук.-прак. конф. природничо-географічні дослідження рельєфу, клімату та поверхневих вод: «Сучасний стан та перспективи розвитку» до 75-річчя кафедр землезнавства та геоморфології, метеорології та кліматології, гідрології та гідроекології. Україна, м. Київ, 2-4 жовтня 2024 р с. 81

9. Мансарлійський В. Ф., Уманська О. В., Міщенко Н. М., Андріюк М. О. Вплив хмарності, температури і вологості на всіх етапах польоту безпілотних літальних апаратів // The 11th International scientific and practical conference “Global science: prospects and innovations”. June 20-22, 2024. Cognum Publishing House, Liverpool, United Kingdom. 2024. P. 270-274.

10. Мансарлійський В. Ф., Уманська О. В., Міщенко Н. М., Андріюк М. О. Вплив хмарності та вологості повітря на польоти БПЛА. XI Міжнародна науково-практична конференція «Modern Research In Science And Education» 27-29.06.2024 року. Чикаго, США. P. 180-183.

11. Семергей-Чумаченко А. Б., Агайар Е. В., Біла В. С. Циркуляційні та термодинамічні умови утворення сильних снігопадів у Львівській області з 2011 по 2021 рр. // World Science No 6 (78), 2022, https://doi.org/10.31435/rsglobal_ws/30122022/7908

12. Семергей-Чумаченко А. Б., Агайар Е. В., Жук Д. О. Циркуляційні та термодинамічні умови посилення вітру в Одеській області // World Science No 6 (78), 2022, https://doi.org/10.31435/rsglobal_ws/30122022/7907

13. Агайар Е. В., Жук Д. О. Залежність виникнення поривів вітру від аномалій тиску та температури повітря на території Північно-Західного

Причорномор'я // Фізична географія та геоморфологія, 2022, 45 (1), с. 31-38.
<https://doi.org/10.17721/phgg.2022.1-6.04>

14. Agayar E. V., Semerhei-Chumachenko A. B., Zubkovych S. O. Applying prediction models for short-term hail forecasting in southern Ukraine // Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія», 2020, 53, С. 72-82. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2020-53-05>

15. Ozymko, R., Semerhei-Chumachenko, A. Manivchuk, V. Spatiotemporal distribution of heavy and extreme snowfalls in the Transcarpathian region // Időjárás - Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service (OMSZ), 2021, 125 (3), P. 477-490. <https://doi.org/10.28974/idojaras.2021.3.7>

16. Слободяник К. Л., Семергей-Чумаченко А. Б., Веретнова В. О. Виникнення сильних опадів на станції Херсон за даними реаналізу ERA5 та метеорологічних спостережень // World Science No 11 (72), 2021, https://doi.org/10.31435/rsglobal_ws/30122021/7720

17. Семергей-Чумаченко А. Б., Слободяник К. Л. Просторово-часовий розподіл сильних опадів над Україною протягом 1979-2019 рр. за даними реаналізу ERA5 // Український гідрометеорологічний журнал, 2020, № 26, С. 50-59. <https://doi.org/10.31481/uhmj.26.2020>

18. Семергей-Чумаченко А. Б., Озимко Р. Р. Динаміка виникнення стихійних опадів на території Закарпатської області з 1990 по 2019 рр. // International Academy Journal «Web of Scholar». 5(47), 2020, P. 23-26. https://doi.org/10.31435/rsglobal_wos/31052020/7090.

19. Семергей-Чумаченко А. Б., Озимко Р. Р. Розподіл стихійних дощів в Закарпатській області за останнє двадцятиріччя (1999-2018 рр.) // Український географічний журнал, 2019, № 4. С.11-17. <https://doi.org/10.15407/ugz2019.04.011>

20. Івус Г. П., Озимко Р. Р., Агайар Е. В., Міщенко Н. М., Семергей-Чумаченко А. Б. Циркуляційні умови формування сильних опадів на Закарпатті взимку // Український гідрометеорологічний журнал, 2018. № 22. С. 28-35.

21. Agayar E., Aemisegger F., Armon M., Scherrmann A., Wernli H. Precipitation extremes in Ukraine from 1979 to 2019: climatology, large-scale flow

conditions, and moisture sources // Natural Hazards and Earth System Sciences, 2024, 24, 2441-2459. <https://doi.org/10.5194/nhess-24-2441-2024>

22. Agayar E. Precipitation extremes in the Ukraine: dynamical aspects, large-scale circulation and moisture sources, EGU General Assembly 2023, Vienna, Austria, 24–28.04.23, EGU23-2647, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-2647>.

23. Міщенко Н. М., Панова Я. Л., Грушевський О. М. Нижньорівнева адвекція вологи як тригерний механізм атмосферної конвекції та предиктор її прогнозу // Український гідрометеорологічний журнал, 2020, № 25, С. 28-37. <https://doi.org/10.31481/uhmj.25.2020.03>

24. Нажмудінова О. М. Температурні аномалії жовтня 2023 р. в Україні // Фізична географія та геоморфологія. 2024. Київ. Вип. 47, 1-3 (123–125), С. 7-13. <https://doi.org/10.17721/phgg.2024.1-2.01>

25. Borovska, H., Khokhlov, V. Climate data for Odesa, Ukraine in 2021–2050 based on EURO-CORDEX simulations // Geoscience Data Journal, 2024, 11 (2), P. 148–159. <https://doi.org/10.1002/gdj3.197>

26. Костюкєвич Т. К., Волошина О. В. Вплив кліматичних змін на формування продуктивності посівів кукурудзи на зелений корм в Центральному Лісостепу України // Аграрні інновації, 2024, 25, с. 31-37. <https://doi.org/10.32848/agrar.innov.2024.25.5>

27. Волошина О. В., Родінова І. О. Вплив сучасних кліматичних змін на авіацію на прикладі АМСЦ Херсон // Scientific monograph. The current state of fundamental and applied natural sciences research: Riga, Latvia: “Baltija Publishing”, 2022, pp. 29-45. <https://doi.org/10.30525/978-9934-26-212-8-2>

28. Bohushenko A., Khomenko I., Stepanenko S. Climate variability, trends and extreme events in Ukraine. EGU General Assembly 2023, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-12175>

29. [Copernicus: European State of the Climate 2023. Retrieved from: https://climate.copernicus.eu/esotc/2023/precipitation](https://climate.copernicus.eu/esotc/2023/precipitation)

30. Copernicus: European State of the Climate 2022 Unprecedented extreme heat and widespread drought mark European climate in 2022. Retrieved from:

<https://climate.copernicus.eu/copernicus-european-state-climate-2022-unprecedented-extreme-heat-and-widespread-drought-mark>.

31. Balabukh V., Lavrynenko O., Bilaniuk V., Mykhnovych, A., Pylypovych O. Extreme Weather Events in Ukraine: Occurrence and Changes // Open access peer-reviewed chapter, 2018. <https://www.intechopen.com/chapters/61828/>.

32. Early Warnings for All in Focus: Hazard Monitoring and Forecasting // World Meteorological Organization, 2023. Retrieved from: <https://wmo.int/files/early-warnings-all-focus-hazard-monitoring-and-forecasting>

33. Гумоненко Л. В., Жук Н. Г., Савченко Л. І., Ткач В. О. Настанова з метеорологічного прогнозування. Київ: УкрГМЦ, 2019, 35 с. https://meteo.gov.ua/files/content/docs/meteo_kerdoc/настанова%20з%20метеорологічного%20прогнозування.pdf.

34. Archive of meteorological data. Retrieved from: <https://meteopost.com/weather/archive/> (дата звернення: 20.11.2024).

35. Дані радіозондування https://flymeteo.org/sounding/arhiv_one_time.php (дата звернення: 25.11.2024).

36. http://rawinsonde.com/ERA5_Europe/ (дата звернення 25.11.2024 р.)

37. The World in Weather Charts. Retrieved from: [Archive UKMET analysis charts](https://www.ukmet.gov.uk/analysis-charts). http://www1.wetter3.de/archiv_ukmet_dt.html (дата звернення: 30.11.2024).

38. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Retrieved from: <https://www.zamg.ac.at/cms/de/wetter/wetterkarte> (дата звернення: 21.11.2024).

39. NCEP/NCAR Reanalysis: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html> (дата звернення: 17.11.2024).

40. NOAA Air Resources Laboratory: HYSPLIT Trajectories https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php (дата звернення 12.11.2024 р.)

41. <https://www.nwcsaf.org/web/guest/nec/geo-geostationary-archive> (дата звернення 25.11.2024 р.)

42. Global Forecast System: <https://www.ncei.noaa.gov/products/weather-climate-models/global-forecast> (дата звернення 29.11.2024 р.).

43. Copernicus Climate Data Store. ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present. Retrieved from: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=form> (дата звернення: 01.12.2024).

44. Climate: Analysis, Monitoring and Forecasts: Monthly Surface Air Temperature Anomaly. http://iridl.ldeo.columbia.edu/maproom/Global/Atm_Temp/Anomaly.html (дата звернення: 01.12.2024)

45. Грушевський О. М., Мансарлійський В. Ф., Міщенко Н. М., Яцишен А. О. Про спосіб адаптації прогнозу туману до місцевих умов // Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд: тези доповідей. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2021, с. 157-158.

46. Міщенко Н. М., Мансарлійський В. Ф., Грушевський О. М. Визначення інформативності індексу CAPE з урахуванням часової еволюції енергії нестійкості атмосфери при формуванні конвективних штормів // II Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд: тези доповідей. Одеса: ОДЕКУ, 2021, с. 170-171.

47. Семергей-Чумаченко А. Б. Авіаційний наукастинг // II Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд: тези доповідей. Одеса: ОДЕКУ, 2021, с. 184-185.

48. Агайар Е. В., Міщенко Н. М., Нажмудінова О. М., Семергей-Чумаченко А. Б. Проблематика підготовки фахівців з метеорологічних прогнозів // Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд: тези доповідей. Одеса: Одеський державний екологічний університет. 2021, с. 217-218.

49. Agayar E. V., Mishchenko N. M., Semenova I. G., Semerhei-Chumachenko A. B. Training Course For Experts In Climatology And Meteorology "Introduction to Climate Change". International Research-to-Practice Conference on 'Climate Services: Science and Education': Conference Proceedings. Odesa: Odessa State Environmental University, 2021. P. 65-66.

50. Міщенко Н. М., Романенко С. Е., Ніколаєв С. В. Повторюваність південних циклонів над територією України 2014–2018 рр. та погодних явищ пов'язаних з ними// The IV International Science Conference «Prospects and

achievements in applied and basic sciences», February 9–12, 2021, Budapest, Hungary, P. 172-177. <https://doi.org/10.46299/ISG.2021.I.IV> .

51. Ніколаєв С.В., Романенко С.Е., Міщенко Н.М. Верифікація методик визначення температури туманоутворення по території України // The IV International Science Conference «Prospects and achievements in applied and basic sciences», February 9–12, 2021, Budapest, Hungary, P. 178-179. <https://doi.org/10.46299/ISG.2021.I.IV>.

52. Романенко С.Е., Ніколаєв С.В., Міщенко Н.М. Верифікація методу прогнозу висоти нижньої межі хмарності для станції Харків // The IV International Science Conference «Prospects and achievements in applied and basic sciences», February 9–12, 2021, Budapest, Hungary, P. 186-189. <https://doi.org/10.46299/ISG.2021.I.IV> .

53. Грушевський О. М., Мансарлійський В. Ф., Міщенко Н. М., Шанюк О. В. Часова еволюція енергії нестійкості як предиктор для мінімізації наслідків грозової діяльності // Матеріали міжн. наук.-практ. конф. «Проблеми надзвичайних ситуацій – 2021» («Problems of Emergency Situations - 2021»), Харків: Національний університет цивільного захисту України, 2021. С. 31-32.

54. Ovcharuk Valeriya, Borovska Halyna, Kushchenko Liliia. Study Of Non-Rainfall Periods At The River Basins Of The South Of Ukraine Under Modern Climate Changes. - II International Scientific Conference Landscape Dimensions of Sustainable Development Science – CartoGis - Planning – Governance Dedicated to the 75th Anniversary of Professor Nikoloz (Niko) Beruchashvili. 12-16 SEPTEMBER 2022 TBILISI, GEORGI <http://icldscartogis.tsu.ge/en>

55. Ovcharuk Valeriya, Borovskaya Galina, Kichuk Natalia. Analysis of the impact of weather conditions in 2010-2019 on the formation of flash floods in the north-western Black Sea region // Book of abstracts 6th PannEx Workshop, Cluj-Napoca, 20-21 June, 2022, P. 11-12. https://pannex.org/wp-content/uploads/2022/11/Abstract_Book_6th_2022.pdf

56. Боровська Г. О., Прокоф'єв О. М. Екстремальні температури повітря північно західного Причорномор'я в умовах сучасного клімату // Тези 79-й

конференції професорсько-викладацького складу і наукових працівників ОНУ імені І.І. Мечникова, 2024, с. 200-203.

57. Боровська Г. О. Виявлення та прогноз розвитку грозових осередків у різних регіонах України // Тези 79-й конференції професорсько-викладацького складу і наукових працівників ОНУ імені І.І. Мечникова, 2024, с. 204-207.

58. Волошина О. В. Оцінка ефективності методів прогнозу адвективного туману Кошеленко І.В. та радіаційного туману Зверева О.С. у Херсоні взимку // Тези 79-й конференції професорсько-викладацького складу і наукових працівників ОНУ імені І.І. Мечникова, 2024, с. 208-211.

59. Нажмудінова О. М., Маковей Д. А. Температурні аномалії на території України та утворення небезпечних явищ погоди // Тези 79-й конференції професорсько-викладацького складу і наукових працівників ОНУ імені І.І. Мечникова, 2024, с. 212-213.

60. Міщенко Н. М. Адвективні зміни температури та вологості повітря напередодні утворення низької хмарності // Тези 79-й конференції професорсько-викладацького складу і наукових працівників ОНУ імені І.І. Мечникова, 2024, с. 214-215.

61. Семергей-Чумаченко А. Б. Основні результати науково-дослідної роботи «Розробка та вдосконалення методів прогнозу небезпечних та стихійних метеорологічних явищ над Україною» за 2020-2024 рр. // Тези 79-й конференції професорсько-викладацького складу і наукових працівників ОНУ імені І.І. Мечникова, 2024, с. 216-217.

62. Семергей-Чумаченко А. Б. Циркуляційні умови та термодинамічний стан тропосфери при сильних опадах в Україні // Тези 79-й конференції професорсько-викладацького складу і наукових працівників ОНУ імені І.І. Мечникова, 2024, с. 218-219.

63. Шепель В. В., Семергей-Чумаченко А. Б. Урагани в північній частині Атлантичного океану в 2024 році // Тези 79-й конференції професорсько-викладацького складу і наукових працівників ОНУ імені І.І. Мечникова, 2024, с. 220-221.

64. Озимко Р.Р., Семергей-Чумаченко А.Б. Просторово-часовий розподіл сильних та стихійних опадів над Закарпаттям // Матеріали ХІХ наукової конф. молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 296-297.

65. Слободяник К. Л., Семергей-Чумаченко А. Б. Сильні опади над Україною протягом 1979-2019 рр. за даними реаналізу Era5 // Матеріали ХІХ наукової конф. молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 301-302.

66. Слободяник К. Л., Семергей-Чумаченко А. Б. Аналіз сильних опадів над Україною протягом 1979-2019 рр. // Матеріали ІV-го Всеукраїнського пленера з питань природничих наук. Одеса, 19.06.2020. С. 83-85.

67. Слободяник, К. Л., Семергей-Чумаченко, А. Б. Утворення надзвичайних опадів в Україні за даними реаналізу ERA5 та метеорологічних спостережень // Матеріали ХХ наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 26-30 квітня 2021. Одеса: ОДЕКУ, 2021. С. 192-193.

68. Слободяник К. Л., Семергей-Чумаченко А. Б. Приклад виявлення надзвичайних опадів в Україні за даними реаналізу ERA5 та метеорологічних спостережень // Матеріали V-го Всеукраїнського пленера з питань природничих наук. 1-2.07.2021. Одеса: ОДЕКУ, С. 73-75.

69. Жук Д. О., Агайар Е. В. Просторово-часовий розподіл шквалів на території Північно-Західного Причорномор'я у період з 2006-2020 рр. // ХІХ міжнародна наукова міждисциплінарна конференція студентів, аспірантів та молодих вчених «Шевченківська весна 2021: Географія», 2021, С. 19-22.

70. Жук Д. О., Агайар Е. В. Використання продуктів EUMETSAT для аналізу випадків сильної конвекції // Матеріали ХХ наукової конференції молодих вчених 26-30 квітня 2021 р. Одеса: ОДЕКУ, 2021. С. 182-183.

71. Agayar E. V., Zhuk D. O. Repeatability Of Squalls In The North-Western Black Sea Region // Матеріали V-го Всеукраїнського пленера з питань природничих наук. 1-2.07.2021. Одеса: ОДЕКУ, С. 8-10.

72. Agayar E. V., Zhuk D.O. Climate Change And The Frequency Of Squalls On The Territory Of The North-Western Black Sea Region. In: International Research-to-

Practice Conference on 'Climate Services: Science and Education', Odesa: Odessa State Environmental University, 2021, P. 92-93.

73. Жук Д.О., Агайар Е.В. Циркуляційні умови виникнення шквалів на території Північно-Західного Причорномор'я // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 21-31 травня 2022 р., Одеса: ОДЕКУ, 2022, С. 204-205.

74. Осокін О. В., Боровська Г. О. Режимні характеристики туманів в морських портах Одещини // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 262-263.

75. Петров Д. Ю., Боровська Г. О. Динаміка зміни температурного режиму та кількості опадів в Одесі в контексті змін клімату // Матеріали XXIII наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 2024, 22–26 квітня. Одеса: ОДЕКУ, 2024, с. 188-189.

76. Шепель В. В. Семергей-Чумаченко А. Б. Характеристика сезону ураганів в Атлантичному океані у 2023 р. // Матеріали XXIII наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 2024, 22–26 квітня. Одеса: ОДЕКУ, 2024, с. 195-196.

77. Алі Салех Алі Абдодовах, Агайар Е.В. Вітровий режим Лівії // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 265-266.

78. Антонюк Я.І., Нажмудінова О.М. Урагани північної Атлантики // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 267.

79. Бучко І.Р., Нажмудінова О.М. Процеси пилової адвекції в Європі у 2019 р. // Матеріали XIX наук. конф. молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 274.

80. Вершиніна І.В., Міщенко Н.М. Термодинамічний аналіз атмосферних фронтів південних циклонів // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 275-276.

81. Глушкова, А. В., Семергей-Чумаченко, А. Б. Режим та циркуляційні умови посилення вітру у Харківській області // Матеріали XIX наукової

конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 280-281.

82. Лаврушина А. С., Агайар Е. В. Синоптичні та метеорологічні умови утворення хуртовин на Україні. // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 288-289.

83. Ліхачев А. Д., Агайар Е. В. Умови формування сильного вітру над Північно-Західним Причорномор'ям 2015-2019 рр. // Матеріали XIX наук. конф. молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 292-293.

84. Масловський, Є. О., Семергей-Чумаченко, А. Б. Утворення смерчів над Одеською областю у 2018 та 2019 рр. // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 294-295.

85. Погорелова М.М., Міщенко Н.М. Визначення параметрів нестійкості атмосфери, що є найбільш показовими при прогнозуванні грозової активності // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 299-300.

86. Султан, Ю. С., Семергей-Чумаченко, А. Б. Синоптичні умови виникнення сильних та надзвичайних опадів на ст. Одеса-ГМО // Матеріали XIX наук. конф. молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 303-304.

87. Гелетій І. Ю., Семергей-Чумаченко, А. Б. Сучасний режим та умови туманоутворення в Ужгороді // Матеріали XX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 26-30 квітня 2021. Одеса: ОДЕКУ, 2021. С. 180-181.

88. Омеляненко Ю. С., Нажмудінова О. М. Аномалії температури повітря на території Чернігівської області // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. Одеса: ОДЕКУ, 2021. С.184-185.

89. Омеляненко Ю. С., Нажмудінова О. М. Сучасні зміни поля температури та опадів на Чернігівщині // Матеріали за результатами II туру Всеукраїнського конкурсу наукових студентських робіт 23-24 березня 2021 р., 2021.

90. Панченко Є. А., Агайар Е. В. Аналіз змін максимальної швидкості повітря над Одеською областю згідно сценаріям RCP 4.5 і RCP 2.6 // Матеріали

XX наукової конференції молодих вчених 26-30 квітня 2021 р., Одеса: ОДЕКУ, 2021, С. 186-187.

91. Іванова Я.С., Нажмудінова О.М. Характеристики небезпечних та стихійних опадів теплого періоду на півдні України // Матеріали наук. конференції молодих вчених ОДЕКУ 21-31 травня 2022 р., Одеса: ОДЕКУ, 2022, С. 204-205.

92. Маклигіна Т.І., Агайар Е.В. Методи прогнозування видимості // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 21-31 травня 2022 р., Одеса: ОДЕКУ, 2022, С. 209-210.

93. Маклигіна Т.І., Шотова-Ніколенко Г.В., Агайар Е.В. Forecasting The Formation Of Radiation Fog // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 21-31 травня 2022 р. Одеса: ОДЕКУ, 2022, С. 180-181.

94. Сівак А.В., Нажмудінова О.М. Екстремальність температурного режиму на території Європи влітку 2021 р. // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 21-31 травня 2022 р., Одеса: ОДЕКУ, 2022, С. 211-212.

95. Топольська В.П., Боровська Г.О. Гротова діяльність в аеропорту Вінниця за період 2011-2020 років // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 21-31 травня 2022 р., Одеса: ОДЕКУ, 2022, С. 213-214.

96. Ветушинська О.В., Семергей-Чумаченко А. Б. Динаміка опадоутворення на ст. Могилів-Подільський // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 11-18 травня 2022. Одеса: ОДЕКУ, 2022, С. 473-475.

97. Дзінюк Д.С. Характеристика режиму опадів на АМСЦ Вінниця // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 11-18 травня 2022. Одеса: ОДЕКУ, 2022, С. 483-485.

98. Єжова В.А., Міщенко Н.М. Зміни термодинамічних характеристик атмосфери в період формування конвективної діяльності // Матеріали Студентської наук. конф. ОДЕКУ, 11-18 травня 2022. Одеса: ОДЕКУ, 2022, С. 458-459.

99. Сівак В.О., Агайар Е.В. Динаміка зміни кількості опадів на території Вінницької області за період 1991- 2020 рр. // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 11-18 травня 2022. Одеса: ОДЕКУ, 2022, С. 503-507.

100. Єжова В. А., Шотова-Ніколенко Г. В., Міщенко Н. М. Thermodynamic structure of the atmosphere in the days of formation thunderstorm activity // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 205-206.

101. Єжова В. А., Міщенко Н. М. Просторово-часовий розподіл розрахункових полів метеорологічних величин в період конвективної активності // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 251-252.

102. Сівак В. О., Семергей-Чумаченко А. Б. Сильні опади у Вінницької області // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 258-259.

103. Маркіна А. О., Волошина О. В. Особливості баричного режиму в районі Антарктичного півострова наприкінці ХХ-го та на початку ХХІ-го століття // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 268-269.

104. Міхеєва О. О., Боровська Г. О. Сучасна зміна температурного режиму в східному лісостепу України // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 260-261.

105. Желізко А. В., Боровська Г. О. Сильні та надзвичайні опади Житомирщини // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 264-265.

106. Смалюх Д. О., Нажмудінова О. М. Характеристика опадів по території північної частини Львівської області // Матеріали наук. конф. молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 266-267.

107. Рязанов К. С., Міщенко Н. М. Аналіз температурно-вологісних характеристик низької хмарності на станції Одеса // Матеріали наукової

конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 244-245.

108. Дзінюк Д. С. Семергей-Чумаченко А. Б. Динаміка індексів екстремальних опадів у Вінниці у 1961-2021 рр. // Матеріали ХХІІІ наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 2024, 22–26 квітня. Одеса: ОДЕКУ, 2024, с. 177-179.

109. Дзінюк Д. С. Семергей-Чумаченко А. Б. Динаміка опадоутворення на АМСЦ Вінниця // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 10-17 травня 2023. Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 548-552.

110. Черняк С. П., Волошина О. В. Міжсезонна мінливість опадів на метеостанції Олевськ Житомирської області // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 10-17 травня 2023. Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 577-578.

111. Веретнова В. О., Семергей-Чумаченко А. Б. Сучасний режим опадоутворення на ст. А Херсон // Матеріали студентської наук. конференції ОДЕКУ 19-23 квітня 2021 р. / Одеса: ОДЕКУ, 2021. С. 394-398.

112. Іванчікова І. О., Семергей-Чумаченко А. Б. Сильні та надзвичайні опади на станції Красноград, Харківська область // Матеріали студентської наукової конференції ОДЕКУ 19-23 квітня 2021 р. / Одеса: ОДЕКУ, 2021. С. 406-410.

113. Ланова Ю. С., Міщенко Н. М. Блокуючі процеси над територією України за останнє п'ятиріччя та погодні умови пов'язані з ними // Матеріали студентської наукової конференції ОДЕКУ 19-23 квітня 2021 р. / Одеса: ОДЕКУ, 2021. С. 411-412.

114. Сівак А. В., Нажмудінова О. М. Аномалії температурного режиму на Україні // Матеріали студентської наукової конференції ОДЕКУ 19-23 квітня 2021 р. / Одеса: ОДЕКУ, 2021. С. 424-427.

115. Сівак В. О., Агайар Е. В. Температурний режим Вінницької області // Матеріали студентської наукової конференції ОДЕКУ 19-23 квітня 2021 р. / Одеса: ОДЕКУ, 2021. С. 428-433.

116. Глобін Б.С., Боровська Г.О. Аномалії температури повітря та опадів в Києві в 2021 році // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 11-18 травня 2022. Одеса: ОДЕКУ, 2022, С. 478-482.

117. Маланічев М. Ю., Нажмудінова О. М. Процеси градоутворення на території України // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 10-17 травня 2023. Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 556-560.

118. Коваленко М.О., Міщенко Н. М. Просторово-часові зміни в динамічній структурі атмосферних фронтів // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 2024, 10-19 квітня. Одеса: ОДЕКУ. 2024. с. 126-127.

119. Дмитрієва А. С., Нажмудінова О. М. Аномалії температури повітря восени 2023 р. // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 2024, 10-19 квітня. Одеса: ОДЕКУ. 2024. с. 332-333.

120. Лещенко Д.Ю., Міщенко Н.М. Грозова активність в Одесі навесні 2023 року // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 2024, 10-19 квітня. Одеса: ОДЕКУ. 2024. с. 341-343.

121. Маковецький А.Р., Міщенко Н.М. Повторюваність туманів на станції Одеса в 2023 році // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 2024, 10-19 квітня. Одеса: ОДЕКУ. 2024. с. 344-346.

122. Маланічев М. Ю., Нажмудінова О. М. Процеси градоутворення влітку 2023 р. // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 2024, 10-19 квітня. Одеса: ОДЕКУ. 2024. с. 347-348.

123. Под'яблонський А. В., Боровська Г. О. Конвективні шторми в Європі 2023 року // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 2024, 10-19 квітня. Одеса: ОДЕКУ. 2024. с. 360-363.

124. Сич Н. Г., Семергей-Чумаченко А. Б. Просторово-часовий розподіл річної суми опадів на станціях Вінницької області // Матеріали студ. наукової конференції ОДЕКУ, 2024, 10-19 квітня. Одеса: ОДЕКУ. 2024. с. 369-373.

125. Сриберко А. А., Міщенко Н.М. Вплив південних циклонів на погодні умови Одеського регіону // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 2024, 10-19 квітня. Одеса: ОДЕКУ. 2024. с. 374-376.

126. Стецюк А. С., Міщенко Н.М. Смерч, умови і місця виникнення // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 2024, 10-19 квітня. Одеса: ОДЕКУ. 2024. с. 377-379.

127. Ташку А. Г., Міщенко Н.М. Блокування зонального переносу та його вплив на погодні умови над територією України // Матеріали студ. наукової конференції ОДЕКУ, 2024, 10-19 квітня. Одеса: ОДЕКУ. 2024. с. 380-382.

128. Грушевський О. М., Міщенко Н. М. Прогноз низької хмарності і туманів: навчальний посібник. Одеса: ОДЕКУ, 2023, 128 с.

129. Семергей-Чумаченко А. Б., Нажмудінова О. М. Авіаційна та супутникова метеорологія: підручник. Одеський державний екологічний університет. Одеса, 2024. 265 с.

130. Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б., Агайар Е. В. Авіаційні прогнози погоди: навчальний посібник. Одеса: ОДЕКУ, 2020. 136 с.

131. Клімат України. К.: Видавництво Раєвського, 2003. 343 с.

132. Кліматичний кадастр України (стандартні кліматичні норми за період (1961–1990 рр.) / Державна гідрометеорологічна служба та ін. УНДГМІ–ЦГО, Київ, 2006. [Електронний ресурс]

133. Недострелова Л. В., Чумаченко В. В., Недострелов В. В. Аналіз часового розподілу кількості випадків гроз на аеродромі Одеса // Фізична географія та геоморфологія. 2018. Вип. 1 (89). С. 105-109.

134. Недострелова Л. В., Чумаченко В. В. Часовий розподіл гроз на АМСЦ Одеса на початку XXI століття. Український гідрометеорологічний журнал, 2021, 27, 16-23. <https://doi.org/10.31481/uhmj.27.2021.02>

135. Мацук Ю. М. Зміни грозової активності на території України в XX та на початку XXI сторіччя. Вісник Харківського національного університету, №1084, Серія «геологія-географія-екологія». 2013. №39. С. 147-151.

136. Заболоцька Т. М., Підгурська В. М., Шпиталь Т. М. Грозова діяльність на території України. Наукові праці Укр. НДГМІ. 2007. № 256. С. 92-98.

137. Haklander A. J., Delden A. V. Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands // Atmos. Res., 2003, 67–68, p. 273–299.

138. Chaudhuri S., Middey A. A composite stability index for dichotomous forecast of thunderstorms // *Theor Appl Climatol*, 2012, 110(3), p. 457–469. <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0640-z>

139. Bondyopadhyay S, Mohapatra M (2023) Determination of suitable thermodynamic indices and prediction of thunderstorm events for eastern India // *Meteorol Atmos Phys*, 2023, 135, 4. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00703-022-00942-1>

140. Лялько В. І., Єлістратова Л. О., Кульбіда М. І., Апостолов О. А., Барабаш М. Б. Особливості змін клімату в Україні на кінець ХХ – початок ХХІ ст. за наземними та супутниковими даними // *Український журнал дистанційного зондування Землі*. 2015. Вип.6. С.33-84.

141. Балабух В. А. Межгодовая изменчивость интенсивности конвекции в Украине // *Глобальные и региональные изменения климата / под ред. В. И. Осадчего*. Киев: Ника-Центр, 2011. С.150-159.

142. Балабух В. О., Лавриненко О. М., Ягодинець С. М., Малицька Л. В., Базалєєва Ю. О. Зміна інтенсивності, повторюваності та локалізації небезпечних явищ погоди в Україні та їх регіональні особливості.// *Збірник наукових праць МПІ НАН України*, 2013, Вип. 19, с.189-198.

143. Татарчук О. Г., Корж Т. В. Особливості розподілу крупного граду в Україні на рубежі ХХ–ХХІ століть // *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, 2019, № 3 (54), с.159-160.

144. Шакина Н. П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. Л.: Гидрометеиздат, 1985, 264 с.

145. Балабух В. О. Траєкторії циклонів, що зумовлюють небезпечну і стихійну кількість опадів в Україні у теплий період року. // *Наук. Праці УкрНДГМІ*, вип. 253. Ніка-Центр, 2004, С. 103-119.

146. Семенова І. Г., Нажмудінова О. М. Регіональна синоптика: підручник. Одеса: ОДЕКУ, 2019. 212 с.

147. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р. Прогностическая значимость динамических факторов генерации осадков // *Метеорология и*

гидрология, 2008, Вып. 5, С. 31-44.

148. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р. Прогностическая значимость динамических факторов генерации осадков // Метеорология и гидрология, 2008, Вып. 4, С. 5–18.

149. Хохлов В. М., Уманська О. В., Ель Хадрі Юсеф та ін. Виявлення можливості застосування даних реаналізу в наукових дослідженнях. Тези доповідей I Всеукр. гідрометеорологічного з'їзду з міжнародною участю, 22-23 березня. Одеса : ТЕС, 2017. С. 235-236.

150. Miguel Nogueira. Inter-comparison of ERA-5, ERA-interim and GPCP rainfall over the last 40 years: Process-based analysis of systematic and random differences. Journal of Hydrology. 2020. Vol. 583. Pp. 1-17 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124632>

151. Tymofeyev V. E., Scheglov A., Skorotyana Yu. On the extreme summer precipitation in Ukraine over the last decades. Proceedings of the 7th European Conference on Severe Storms (ECSS2013), 3-7 June. Helsinki, Finland, 2013. URL: <https://www.essl.org/ECSS/2013/programme/abstracts/144.pdf>

152. Guide to Climatological Practices. WMO. 2018. No. 100, pp. 89-91. URL: https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=9868

153. Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, IPCC, Cambridge University Press, 2021. <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/>.

154. Barton Y., Giannakaki P., von Waldow H., Chevalier C., Pfahl S. and Martius O. Clustering of regional-scale extreme precipitation events in southern Switzerland // Mon. Wea. Rev., 2016, 144, 347–369, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0205.1>

155. Jonkeren O., Rietveld P., van Ommeren J. and Linde A.: Climate change and economic consequences for inland waterway transport in Europe // Reg. Environ. Change, 2014, 953–965, <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0441-7>.

156. Madsen H., Lawrence D., Lang M., Martinkova M., Kjeldsen T.R. Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe // *J. Hydrol.*, 2014, 519, 3634–3650, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.003>

157. Moore B. J., Keyser D., Bosart, L. F. Linkages between extreme precipitation events in the central and eastern United States and Rossby wave breaking // *Mon. Wea. Rev.*, 2019, 147, 3327–3349. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0047.1>.

158. Mastrantonas N., Magnusson L., Pappenberger F., Matschullat J. What do large-scale patterns teach us about extreme precipitation over the Mediterranean at medium- and extended-range forecasts? // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2021, 148, 875-890. <https://doi.org/10.1002/qj.4236>

159. Martazinova, V., Shcheglov, A.: Nature of extreme precipitation over Ukraine in the 21st century // *Ukr. Hydromet. J.*, 2018, 22, 36-45, <https://doi.org/10.31481/uhmj.22.2018.04>.

160. Sprenger M., Wernli H. The LAGRANTO Lagrangian analysis tool – version 2.0 // *J. Geosci. Model Dev.*, 2015, 8, 2569–2586. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2569-2015>

161. Sodemann H., Schwierz C., Wernli H. Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence // *J. Geophys. Res.*, 2008, 113, <https://doi.org/10.1029/2007JD008503>.

162. Клок С. В., Краснова Я. В. Просторово-часові зміни мінімальної температури повітря на території України на сучасному етапі // *Наукові праці УкрНДГМІ*. 2016. Вип.268. С.51-57.

163. Логинов В. Ф. Тренды, «скачки» и паузы в изменении глобального и регионального климата и их возможные причины // *Український географічний журнал*. 2015, №1. С.12-19.

164. Нажмудінова О. М. Температурні аномалії холодного періоду на території України у 2010-2019 рр. // *Фізична географія та геоморфологія*. 2020. Київ. Вып. 3–4 (101–102). С.13-19.

ДОДАТОК А

АКТ ВИКОРИСТАННЯ

Ми, що нижче підписалися, в.о. начальника Гідрометцентру Чорного та Азовського морів – ГМЦ ЧАМ (м. Одеса) Ситов Віктор Миколайович, з одного боку, та декан факультету гідрометеорології і екології Одеського національного університету імені І.І. Мечникова, д-р. екон. наук, проф. Сербов М.Г., з іншого, склали цей Акт про те, що результати проміжного звіту з 5 етапу науково-дослідної роботи «Розробка та вдосконалення методів прогнозу небезпечних та стихійних метеорологічних явищ над Україною» (державний реєстраційний номер №0120U100487, термін виконання 01.2020-12.2024 рр.), яка виконувалась в ОДЕКУ, передані до випробувального використання в оперативній прогностичній практиці ГМЦ ЧАМ.

Назва впровадженого результату	Досягнутий ефект	
	Науково-господарський, науковий, соціальний та ін.	Економічний ефект
<p>1. Ефективність залучення індексів нестійкості атмосфери на початку грози на станціях Одеської області для прогнозу грози.</p> <p>2 База даних щодо характеристик динамічного стану тропосфери та джерел вологи підчас екстремальних опадів в Україні за даними атмосферного реаналізу ERA5 за період 1979-2019 рр.</p>	<p>- Встановлення показників термодинамічного стану тропосфери сприятиме покращенню якості прогнозу початку грози на станціях Одеської області.</p> <p>- Створена база даних характеристик динамічного стану тропосфери та джерел вологи підчас екстремальних опадів в Україні за даними реаналізу ERA5 сприятиме розпізнаванню за кліматичними аномаліями можливості утворення екстремальних опадів.</p>	<p>1. Мінімізація втрат та збитків від несприятливих погодних умов і максимізація вигоди через впровадження оновлених методів.</p> <p>2. Оновлення змісту тренінгів для працівників УкрГМЦ:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Синоптики з метеорологічного забезпечення авіації - Техніки-метеорологи з метеорологічного забезпечення авіації - техніки-метеорологи АМСЦ України; - техніків-метеорологів гідрометеорологічних станцій ДСНС України.

Гідрометцентр Чорного та Азовського морів
Державної служби України
з надзвичайних ситуацій,
м. Одеса, Французький бульвар, 89



Ситов В.М.

12 грудня 2024 р.

Факультет гідрометеорології і екології
Одеського національного університету
імені І.І. Мечникова



Сербов М.Г.