

УКПП XXXXXX
№ держреєстрації 0115U006532
Інв. № _____

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
65016, м. Одеса, вул. Львівська, 15; тел. (0482) 42-77-67, meteo@odeku.edu.ua



ЗАТВЕРДЖУЮ
Проректор з НР
д.геогр.н., с.н.с.
Ю.С. Тучковенко

ЗВІТ
ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ

ПРОГНОЗУВАННЯ НЕБЕЗПЕЧНИХ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ЯВИЩ
НАД ПІВДЕННИМИ РАЙОНАМИ УКРАЇНИ
(остаточний)

Науковий керівник НДР
к.геогр.н., доцент

А.Б. Семергей-Чумаченко
(підпис)
15.12.19 р.

2019

Результати роботи розглянути на засіданні НТР ОДЕКУ
протокол № 6 від 19.12.2019 р.

СПИСОК АВТОРІВ


Доцент кафедри
метеорології та кліматології
канд. геогр. наук, доцент



16.12.19

А.Б. Семергей-
Чумаченко
(реферат, вступ,
висновки,
розділи 1, 3, 4)

Відповідальний виконавець,
доцент кафедри метеорології та
кліматології, канд. геогр. наук, доцент



16.12.19

Е.В. Агайар
(розділ 1, 2)

Доцент кафедри
метеорології та кліматології,
канд. геогр. наук, доцент



16.12.19

О.М. Нажмудінова
(розділ 2, 4)


Доцент кафедри
метеорології та кліматології,
канд. геогр. наук



12.12.19

Н.М. Міщенко
(розділ 3, 4)

Доцент кафедри
метеорології та кліматології,
канд. геогр. наук



12.12.19

Гончарова Л.Д.
(розділ 2)

Нормоконтролер



С.В. Малацковська

РЕФЕРАТ

Звіт з НДР: 136 с., 68 рис., 26 табл., 133 джерела.

СИЛЬНИЙ ВІТЕР, НИЗЬКА ХМАРНІСТЬ, СИЛЬНИЙ ТУМАН, СИЛЬНІ І НАДЗВИЧАЙНІ ОПАДИ, ЦИКЛОНІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ, ВИСОТНИЙ ЦИКЛОН, ІНДЕКСИ КОНВЕКЦІЇ, СМЕРЧ, ГРАД, ШКВАЛ

Об'єкт дослідження – метеорологічні та циркуляційні умови формування небезпечних метеорологічних явищ над південними регіонами України.

Мета роботи є розробка нових та вдосконалення існуючих методів прогнозу небезпечних метеорологічних явищ на півдні України, а також характеристика циркуляційних умов над регіоном дослідження на фоні кліматичних змін.

Призначення роботи полягає у підвищенні якості прогностичного забезпечення економіки держави через розробку нових та вдосконалення традиційних методів прогнозу небезпечних метеорологічних умов, виявлення та типізацію метеорологічних і циркуляційних умов напередодні виникнення небезпечних явищ погоди над південними регіонами України.

Методи дослідження – обробка метеорологічних даних різного походження, просторово-часове узагальнення метеорологічної та синоптичної інформації, синоптичний аналіз, статистичний аналіз, кількісна оцінка стану атмосфери.

Виявлені сучасні умови виникнення зон небезпечного вітру над півднем України. Перевірена та оновлена типізація синоптичних процесів, які сприяють посиленню швидкості вітру.

Визначені сучасний режим опадоутворення над півднем України та типи синоптичних процесів, що посилюють опади. Надана кількісна оцінка інтенсивності атмосферних фронтів влітку.

Охарактеризований вплив динамічних характеристик нижнього шару атмосфери на еволюцію низької хмарності та запропоновано враховувати зазначені закономірності для її прогнозу. Отримані прогностичні залежності для визначення висоти нижньої межі хмарності над Одесою у холодне півріччя. Надана оцінка можливості використання для Одеси методу прогнозу радіаційного туману.

Встановлені особливості синоптичних умов утворення сильних шквалів над Одещиною. Визначені метеорологічні та аеросиноптичні чинники, що сприяють виникненню смерчів над південним заходом України. Виявлена сукупність індексів конвекції, яку доцільно використовувати для оцінки готовності атмосфери до виникнення вихорів та сильного граду.

Впровадження отриманих результатів в роботу ГМЦ ЧАМ сприятиме підвищенню ефективності прогнозів погоди над півднем України. Впровадження результатів у навчальний процес поліпшить засвоєння дисциплін «Синоптична метеорологія», «Авіаційна та супутникова метеорологія», «Спеціалізовані прогнози погоди», «Мезометеорологія та наукастинг».

Умови одержання звіту: Одеський державний екологічний університет,
65016, Україна, м. Одеса, вул. Львівська 15.

ЗМІСТ

Вступ	5
1 Сучасний режим та циркуляційні умови посилення вітру	7
1.1 Просторовий розподіл та типи синоптичних процесів виникнення сильного вітру над Одеською областю	7
1.2 Вплив циркуляції атмосфери на формування сильного вітру над Північно-Західним Причорномор'ям	13
1.3 Умови формування зон небезпечного вітру на території України	19
2 Сильні опади над півднем України	29
2.1 Режим опадоутворення на півдні України у 2007-2016 рр.	29
2.2 Просторово-часове розподілення річної кількості опадів теплого та холодного періодів на території Одеської області за 2000-2015 рр.	37
2.3 Кількісна оцінка інтенсивності літніх атмосферних фронтів над Україною	43
2.4 Вплив розвитку висотних циклонів посилення опадів	51
3 Умови формування та прогноз низької хмарності та туману над Одесою	56
3.1 Вплив динамічних характеристик нижнього шару атмосфери на еволюцію низької хмарності	56
3.2 Прогноз низької шаруватої хмарності над Одесою у холодне півріччя	62
3.3 Оцінка ефективності прогнозу радіаційного туману індексами FSI, FP та FT	65
4 Виникнення небезпечних конвективних явищ на півдні України	74
4.1 Характеристика процесів шквалоутворення на півдні України у тепле півріччя 2013-2018 рр.	74
4.2 Смерчі над південним заходом України з 2001 по 2017 рр.	87
4.3 Розрахунок індексів конвекції та готовності атмосфери до виникнення вихорів над Херсонською областю 26 липня 2017 р.	96
4.4 Конвективні параметри під час смерчу на станції Кривий Ріг 28 липня 2017 р.	103
4.5 Випадіння сильного граду в Україні 21 травня 2017 р.	110
Висновки	118
Перелік джерел посилання	123

ВСТУП

Даний звіт містить результати дослідження сучасного режиму і циркуляційних умов формування сильного вітру [1-6] та сильних опадів над південними регіонами України [7-9], просторово-часове розподілення річної кількості опадів над Одещиною [10-12], врахування впливу висотних циклонів на посилення опадів [13], оцінку впливу бароклінності атмосфери на формування опадів та зон небезпечного (≥ 10 м/с) вітру над Україною [14], кількісну оцінку інтенсивності атмосферних фронтів влітку над Україною [15] та характеристику сучасних макроциркуляційних процесів [16, 17], кількісну оцінку впливу динамічних характеристик нижнього шару атмосфери на еволюцію низької хмарності [18], прогностичні залежності між її висотою та станом нижньої тропосфери і оцінку ефективності метода прогнозу радіаційного туману, розрахунок індексів конвекції та визначення готовності атмосфери до розвитку смерчів над півднем України, аналіз умов формування аномального граду над Україною [19-22], та порівняння результатів з попередніми роками та іншими регіонами [23-26].

Актуальність дослідження визначає зростання за останні десятиріччя на території України кількості виникнення небезпечних та стихійних гідрометеорологічних явищ (СГЯ), особливо в південних регіонах країни [27-29]

Матеріали дослідження – дані оперативних метеорологічних спостережень, електронний архів синоптичних карт та штормові попередження пакету АРМ-Син, дані радіозондування на ст. Одеса-ГМО, супутникові знімки, дані реаналізу Національного центру передбачення клімату США NCEP/NCAR (поля поверхневого осідання вологи ($\text{кг}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$), вихідні дані метеорологічних моделей (GFS). база даних сайту Європейської лабораторії сильних штормів.

У розробці наукової тематики приймали участь викладачі кафедри метеорології та кліматології ОДЕКУ: к.геогр.н., доц. Хоменко Г.В. [4, 13-15] і ст. викл. Гурська Л.М. [1-3, 22] (2015-2018 рр.), завідуючий лабораторією гідрометеорологічної інформації Моренець-Кубанська Л.І.; інженери навчального бюро погоди Дмитрієнко В.О. і Поліщук А.В. (2015 р.); аспіранти Ковальков І.А.

(2015-2018 pp.) [4, 14, 16, 30, 33], Пешкова В.О. (2015 р.) [31], Дмитренко А.П. (2015, 2016 pp.) [6, 32], Косолапова Н.Г. (2015-2018 pp.) [10-12, 15, 33, 38, 52], Озимко Р.Р. (2016-2019 pp.) [24, 25, 37, 44, 55, 64], Попова Л.О. (2018), Слободяник К.Л. (2019) [16, 45, 53, 61]; магістри: Лещенко М.В., Яригін К.С., Пруднікова Г.О. [34-36, 70], Назарова О.О. [40, 51, 75], Кроленко Ю.І. [20, 21, 39, 46, 54, 73], Сосмій Є.В. [13, 14, 41, 47, 71, 76], Черниченко А.В. [42, 43, 48], Шевчук М.П., Звягінцева О.А., Савельєва К.О., Вершок Т.О., Маклигін А.І., Поліщук А.В., Шмаюн В.В. [56-63, 78, 79], Баліка П.А., Сукманський М.І., Курашова З.О., Маркевич Є.А. [65-68]; студенти Косарчук О.І., Рижова П.Ю., Гусева Л.Д., Нестеренко С.М., Некрасова О.С., Козел М.Ю. [69, 72, 77], Любарова А.О. [22], Мухіна Г.В. [74], Дудкин А.Ф., Бабочкін П.С., Флюгерт Д.І. [80-82], Глушкова А.В., Масловський Є.О., Бучко І.Р., Погорелова М.М., Романенко Ю.С., Али Салех Али Абдодовах [83-87],

Наукове керівництво здійснювалося до кінця 2018 р. проф. Івус Г.П., надалі - к.геогр.н., доц. Семергей-Чумаченко А.Б.

Авторський колектив висловлює щирю подяку начальнику Гідрометцентра Чорного та Азовського морів к.геогр.н., доц. Ситову В.М., зам. начальнику ГМЦ ЧАМ к.фіз.-мат.н. Матигіну О.С., зам. начальнику ГМЦ ЧАМ та завідувачу відділом метпрогнозів Савіловій А.І. за вчасне і беззаперечне забезпечення необхідною метеорологічною інформацією протягом всього циклу робіт.

1 СУЧАСНИЙ РЕЖИМ ТА ЦИРКУЛЯЦІЙНІ УМОВИ ПОСИЛЕННЯ ВІТРУ

1.1 Просторовий розподіл та типи синоптичних процесів виникнення сильного вітру над Одеською областю

Для дослідження режиму сильного вітру над Одесою обраний період 2006–2015 рр., а у якості вихідних даних використані восьми строкові метеорологічні спостереження на 14 станціях Одеської області [88]: Одеса-ГМО, Одеса-АМСЦ, Чорноморськ (Іллічівськ), Роздільна, Любашівка, Сербка, Затишшя, Балта, Білгород-Дністровський, Сарата, Болград, Дунайська ГМО (Ізмаїл), Вилкове і Рені

В цей період над Одеською областю швидкість вітру дорівнювала або перевищувала 15 м/с у 268 випадках, отже повторюваність сильного вітру (15–20 м/с) не досягала 0,1 % за винятком трьох станцій: Чорноморськ і Одеса-АМСЦ по 0,2 % та Білгород-Дністровський – 0,4 % (77 випадків за 10 років). Над Роздільною та Болградом швидкість вітру жодного разу за десятиріччя не досягала 15 м/с. Попередній кліматичний період 1961–1990 рр. [26] характеризувався значно більшою часткою сильного вітру – 0,4–0,6 %.

Сильний вітер зі швидкістю вище 21 м/с у 2006–2015 рр. не спостерігався взагалі над Одещиною крім Чорноморська, Одеси-АМСЦ та Білгород-Дністровська – 4, 1 та 5 випадків, відповідно (табл. 1.1).

Практично половина випадків сильного вітру (48,1 %) утворювалася над Білгород-Дністровським (рис. 1.1), чверть цих епізодів відбувалася над Чорноморськом (25,4 %), також помітний внесок надавала Одеса-АМСЦ (10,1 %). Над Одесою-ГМО сильний вітер спостерігався лише у 5,9 %, над рештою території – від 0,4 до 3,4 %.

Найбільших значень швидкість вітру досягала (27 м/с) в районі Одеси (Чорноморськ та Одеса-АМСЦ), але безпосередньо над Одеса-ГМО вітер посилювався лише до 18 м/с, можливо внаслідок забудови навколо ГМЦ ЧАМ.

Таблиця 1.1 - Кількість випадків сильного вітру ($\geq 15\text{м/с}$) над Одеською областю за 2006-2015 рр. та характеристика синоптичних умов його виникнення

Пункт	Кількість випадків	V_{max} , м/с	dd, румб.	dP/dn, гПа / 100 км	Підтип син. сит./к.в.
Ізмаїл	7	20	Пн-Зх	3,6	5.1 – 4 6.1 – 1 6.2 - 2
Болград	1	15	Пн-Зх	3,5	6.2 - 1
Сарата	9	20	Пн-Зх	3,3	6.2 – 6 6.1 – 3
Білгород-Дністровський	129	23	Пн, Пн-Зх	3,4	1.2 - 3 2.1 - 3 2.2 - 1 3.3 – 5 5.1 – 11 5.2 – 2 6.1 – 44 6.2 – 42 6.3 – 10 6.4 – 8
Чорноморськ	68	27	Пн-Зх	3,3	1.2 – 5 1.3 - 2 2.1 - 1 5.1 – 10 5.2 – 8 6.1 – 9 6.2 – 24 6.3 – 1 6.4 – 8
Одеса-ГМО	13	18	ПнСх	3,2	6.4 – 11 5.1 – 2
Одеса-АМСЦ	27	27	Пн, Пн-Зх	3,4	5.1 – 1 5.2 – 2 6.1 – 8 6.2 – 13 6.4 – 3
Сербка	7	18	Пн-Зх	4,1	6.1 – 2 6.2 – 4 6.4 - 1
Любашівка	3	16	Пд-Зх	4,1	5.1 – 1 6.1 – 2
Затиштя	3	20	Пн-Зх	4,7	6.4 - 3
Балта	1	16	Пн-Сх	2,6	6.1 - 1
Всього	268	27	Пн-Зх	3,4	6.2 – 92

В Білгород-Дністровському вітер зростав до 23 м/с, та поодинокі випадки зі швидкістю до 20 м/с виявилися над Затишшям та Саратою.

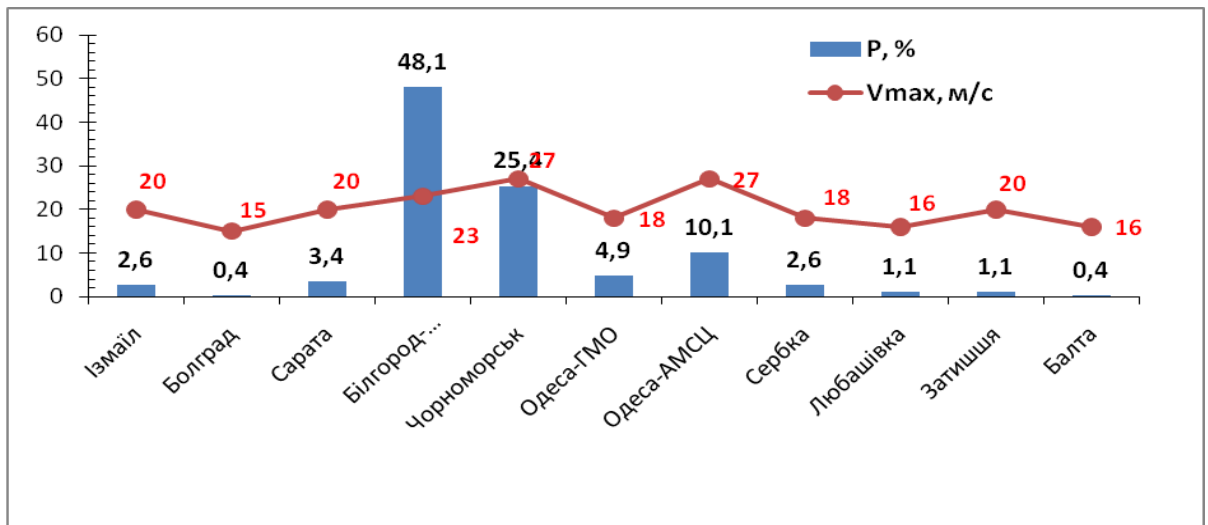


Рисунок 1.1 - Повторюваність випадків сильного вітру та значення максимальної швидкості над станціями Одеської області за 2006-2015 рр.

Найчастіше в період дослідження сильний вітер мав північно-західний напрям, та середні значення горизонтального баричного градієнту становила 3,4 гПа/100 км. Величина градієнту тиску розраховувалася за кільцевими картами погоди з електронного архіву АРМСин для кожного строку спостережень, коли швидкість вітру досягала або перевищувала 15 м/с. Далі за отриманими результатами обчислювалися значення геострофічного вітру:

$$V_g = \frac{4,84}{\sin \varphi} \frac{\partial P}{\partial n},$$

де φ - географічна широта пункту спостережень. Над переважною більшістю станцій геострофічний вітер перевищував фактичне значення, але виявлено шість випадків, коли реальний вітер був більше за геострофічне значення з великою різницею – від 0,3 до 1,0 м/с. Вказані епізоди спостерігалися на ст. Чо-

рноморськ, Одеса-АМСЦ та Білгород-Дністровський в тилівій частині циклону, що пересувався з південного заходу на північний схід. Середній баричний градієнт становив 2,3 гПа/100 км, що обумовило відносно низькі значення V_g – від 14,5 до 17,0 м/с при фактичному вітрі – 15-18 м/с.

Для аналізу синоптичних умов, які сприяють посиленню вітру над регіоном, використовувалась типізація синоптичних процесів, яка наведена в [2, 3]. В ході дослідження для кожного типу і підтипу підрахована кількість випадків сильного вітру, а потім визначена їх повторюваність від загальної кількості випадків сильного вітру при визначеному підтипі синоптичного процесу. Виявилось, що жодного разу сильний вітер не виникав при у розмитих баричних полях (тип 4), отже, формуванню сильного вітру майже завжди (93 %) сприяли типи 5 та 6 (табл. 1.1 та рис. 1.2).

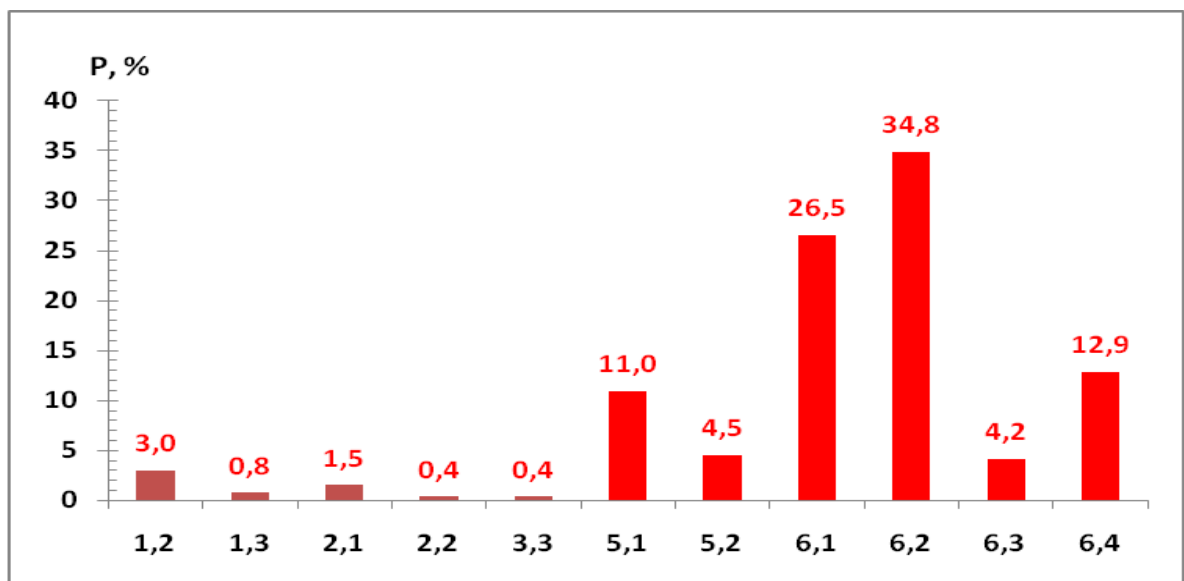


Рисунок 1.2 - Повторюваність (P, %) підтипів синоптичних процесів над Одеською областю при сильному вітрі у 2006-2015 рр.

Отже, сильний вітер утворюється при синоптичних процесах, віднесених до 5 і 6 типу класифікації. Тип 5 – це периферійні атмосферні процеси з атмосферними фронтами (рис. 1.3). Підтип 5.1 – східний та північно-східний перенос по східній-південно-східній периферії антициклону. Швидкість вітру зростає

під впливом чорноморської депресії та штормової зони ($\partial P/\partial n \geq 3,5$ гПа/111 км) з фронтом. Підтип 5.2 – східний і південно-східний перенос відбувається по південній-південно-західній периферії антициклону при проходженні арктичного чи полярного фронтів; в зоні підвищених градієнтів тиску без фронтів або при наявності розмитого фронту.

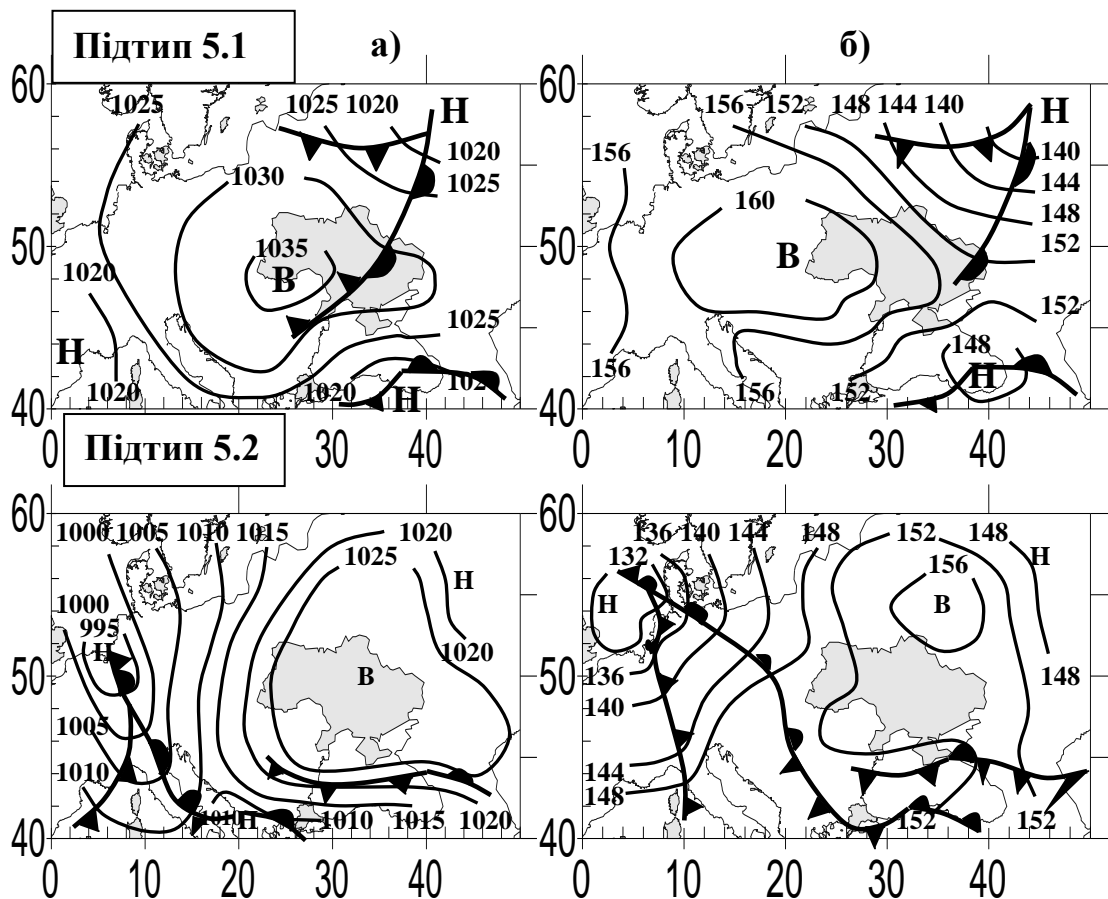


Рисунок 1.3 - Підтипи синоптичного типу 5.

Карти-схеми: приземна (а) і АТ₈₅₀ (б)

Тип 6 – це циклонічні циркуляції з великими баричними градієнтами ($\partial P/\partial n \geq 2,5$ гПа/111 км). Підтип 6.1 (рис. 1.4) – східна частина циклону або штормова зона між циклоном на заході-північному заході та антициклоном на сході. Підтип 6.2 – тил циклону, що переміщується зі швидкістю ≥ 40 км·год⁻¹. Підтип 6.3 представляє улоговину з фронтами, а підтип 6.4 – південний циклон, що здійснює перенос повітряних мас з півдня. Проте у його північній частині

може спостерігатися вітер північно- і південно-східних напрямків, а в центрі циклону (з фронтами) – всіх напрямків, включаючи північно-західний.

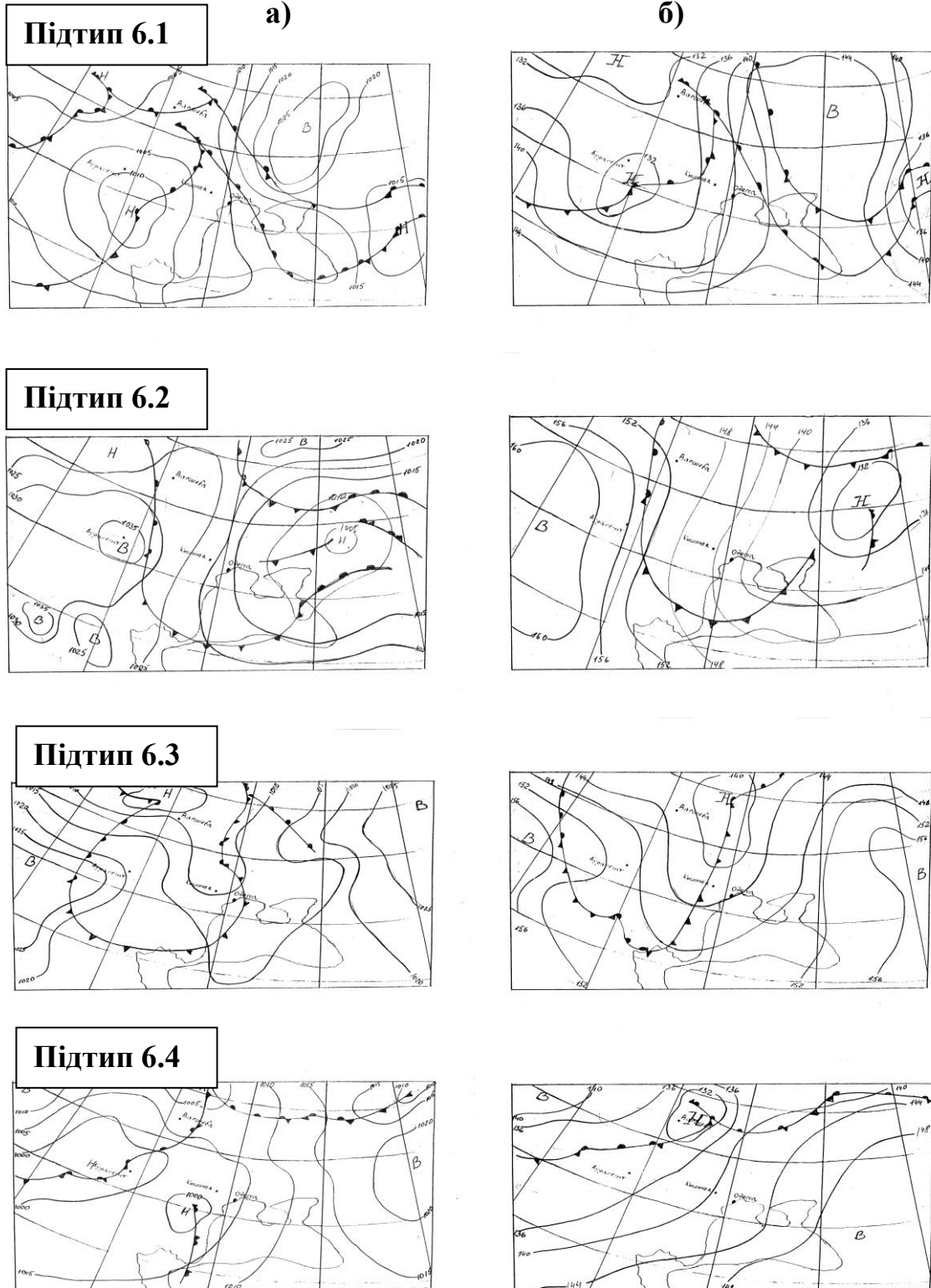


Рисунок 1.4 - Підтипи синоптичного типу 6.

Карти-схеми: приземна (а) і АТ₈₅₀ (б)

Синоптичний тип 6, тобто циклонічна циркуляція з великим баричними градієнтами (рис. 1.4) обумовлював переважну більшість випадків сильного вітру – 78,1 %, при чому відносна перевага припадала на підтип 6.2 та 6.1, а саме 33,8 та 26,5 %, відповідно. Найрідше вітер посилювався при підтипі 6.3 – 4,2 %. Над різними станціями інтенсивність вітру збільшувалася по різному, так над Білгород-Дністровським вітер зростає при підтипах 6.1 та 6.2, а над Одесою-ГМО – при 6.3, над Одесою-АМСЦ та Чорноморськом – при підтипі 6.2. Над рештою станцій сильний вітер спостерігався при 6 типі.

Розглядаючи тип 5 (периферійні процеси з проходженням атмосферних фронтів) можна помітити, що даний тип синоптичних процесів (рис. 3.3) не є характерним для Північно-Західного Причорномор'я, але при ньому утворювалося 15,5 % посилень вітру більше 15 м/с, з відносною перевагою підтипу 5.1 – 11 %. На решту підтипів (1.2, 1.3, 2.1, 2.2, 3.3) припадало лише 6,1 % від загальної кількості випадків сильного вітру при середньому значенні баричного градієнту 2,4 гПа/100 км.

Отже, над Одеською областю сильний вітер виникає у 0,1-0,4 % випадків та переважно над Білгород-Дністровським, Чорноморськом та Одеса-АМСЦ. Найчастіше вітер перевищував 15 м/с при циклонічній циркуляції з великим баричними градієнтами (78,1 %).

1.2 Вплив циркуляції атмосфери на формування сильного вітру над Північно-Західним Причорномор'ям

Погодні умови в Україні формуються на тлі різних синоптичних процесів. Однак з усього різноманіття синоптичних процесів можна виділити найбільш типові ситуації, характерні для того чи іншого регіону. Дослідження циркуляційних умов Північно-Західного Причорномор'я для центральних місяців сезонів представлені в табл. 1.2.

У зимовий і весняний сезони 2013-2017 рр. погодні умови переважно визначаються 6 і 5 типом синоптичних процесів. Так, в січні (рис. 1.5) повторюва-

ність циклонічних процесів з великими баричними градієнтами (тип 6) становить 52,3%, в квітні - 43,4%.

Таблиця 1.2 – Повторюваність (ч.в./%) типів синоптичних процесів у Північно-Західному Причорномор'ї за 2013-2017 рр.

Синоптичні процеси		Січень		Квітень		Липень		Жовтень		Рік	
Тип	Під-тип	к.в.	%	к.в.	%	к.в.	%	к.в.	%	к.в.	%
1 Периферійні процеси	1										
	1.1	2	1,3					1	0,6	3	0,5
	1.2	1	0,7	1	0,7					2	0,3
	1.3			3	2,0	14	9,0	1	0,6	18	2,9
	1.4					6	3,9	4	2,6	10	1,6
2 Циклонічна діяльність	2										
	2.1										
	2.2										
3 Антициклонічна діяльність	3										
	3.1	1	0,7	5	3,3	15	9,7	4	2,6	25	4,1
	3.2	2	1,3	2	1,3	2	1,3	7	4,5	13	2,1
	3.3	10	6,6	18	12,0	28	18,1	13	8,4	69	11,3
4 Малоградієтні баричні поля	4										
	4.1	1	0,7	6	4,0					7	1,1
	4.2	3	1,9	2	1,3			1	0,6	6	1,0
5 Периферійні процеси з проходженням фронтів	5										
	5.1	24	15,6	21	14,0	61	39,3	34	22,7	140	22,9
	5.2	29	18,9	27	18,0	10	6,5	38	24,6	104	17,0
6 Циклонічна циркуляція з великими баричними градієнтами	6										
	6.1	18	11,8	12	8,0	7	4,5	22	14,2	59	9,6
	6.2	38	24,8	40	26,7	12	7,7	22	14,2	112	18,4
	6.3	16	10,5	10	6,7			7	4,4	33	5,4
	6.4	8	5,2	3	2,0					11	1,8
Сума		153	100	150	100	155	100	154	100	612	100

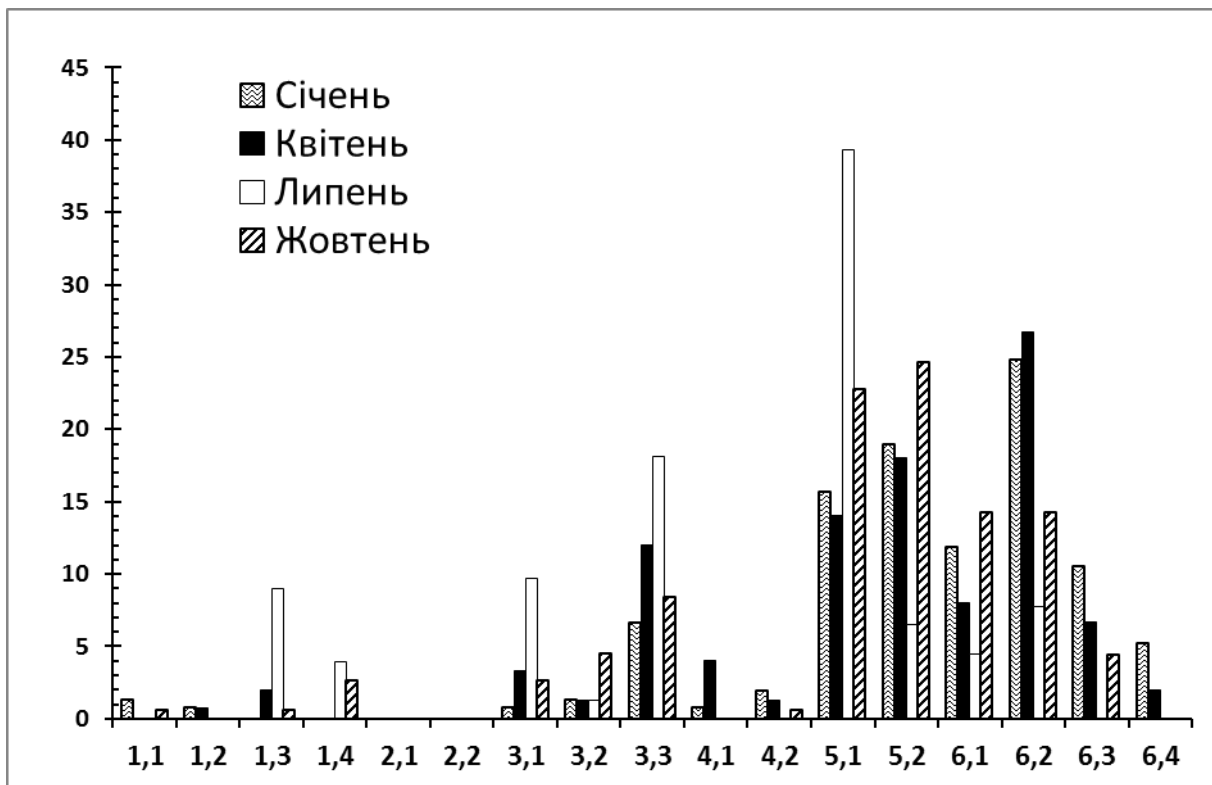


Рисунок 1.5 - Повторюваність типів синоптичних процесів у Північно-Західному Причорномор'ї за 2013-2017 рр.

Домінуючим є підтип 6.2, яким відповідають тиллові частини циклонів (січень - 24,8%, квітень - 26,7%). Периферійні процеси з атмосферними фронтами (тип 5) зустрічаються рідше - 34,5% і 32% в січні і квітні відповідно.

У центральні місяці літа та осені частіше спостерігаються периферійні процеси (тип 5) з південним і південно-східним перенесенням з посиленням швидкості вітру, яка збільшується під впливом штормовий зони з атмосферними фронтами, а також за рахунок контрасту температур на кордоні суша-море в прибережній зоні Північно-Західного Причорномор'я. Так, в липні (рис. 1.5) ці синоптичні процеси зустрічаються в 45,8%, а в жовтні 47,3% від загальної кількості випадків. З підтипів в липні різко виділяється підтип 5.1 (39,3%) - це східний і південно-східний переноси, які, в основному здійснюються по східній-південно-східній периферії антициклону. У жовтні переважають підтипи 5.1 і 5.2. Підтип 5.2 - це східний і південно-східний перенос по південній-південно-

західній периферії антициклону при проходженні арктичного або полярного фронтів, в зоні підвищених градієнтів тиску без фронтів або при наявності розмитого фронту. У літній період також досить часто (29,1%) погодні умови даного регіону визначаються антициклонічною циркуляцією (тип 3). Повторюваність процесів цього типу в літній період значно більше, ніж в інші сезони.

Річна повторюваність типів синоптичних процесів виглядає наступним чином (рис. 1.6). Периферійні процеси 5 типу з атмосферними фронтами зустрічаються найбільш часто, що становить 39,9%. Дещо менше (35,2%) повторюваність циклонічної циркуляції з великими баричними градієнтами. Антициклонічна циркуляція встановлюється в регіоні в 17,5% випадків. Значно рідше зустрічаються малоградієнтне баричне поле (2,1%), периферійні процеси без атмосферних фронтів (5,3%) і повністю відсутні циклонічні процеси з невеликими баричними градієнтами.

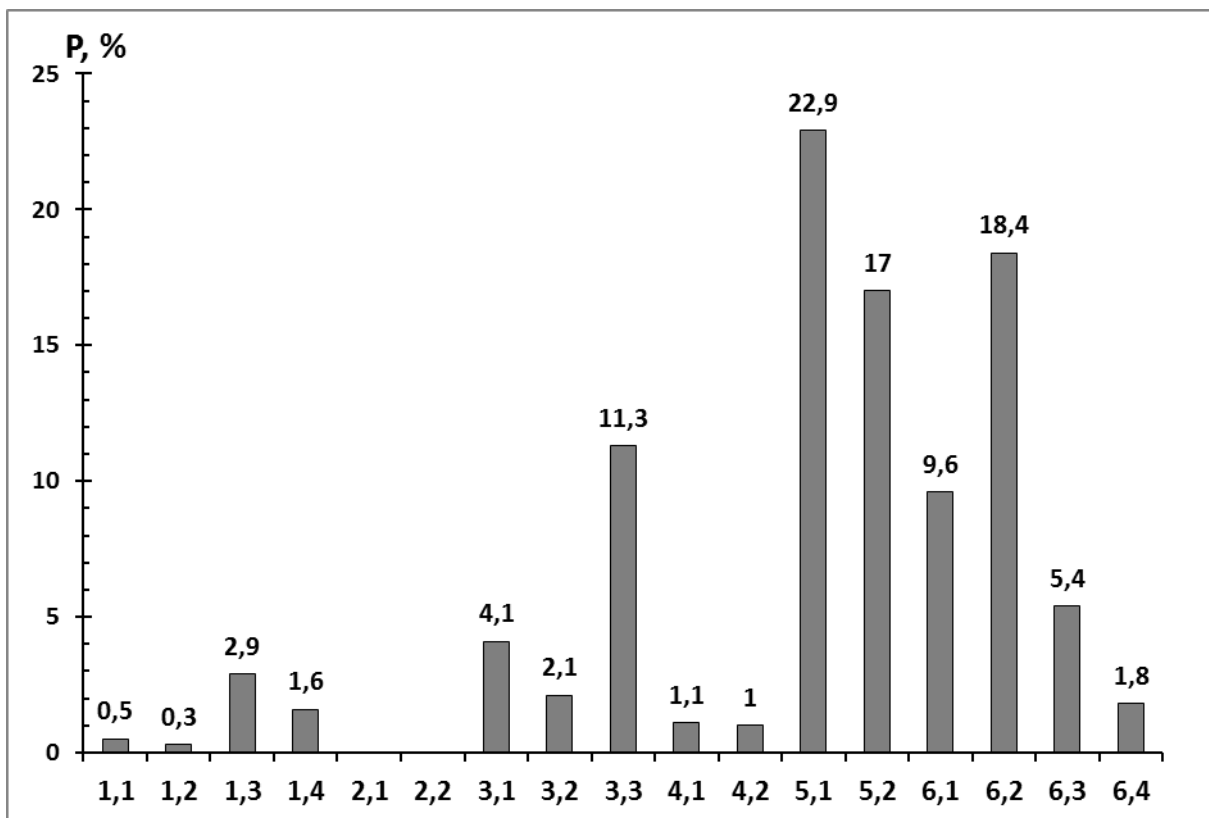


Рисунок 1.6 - Повторюваність підтипів синоптичних процесів за рік, 2013-2017 рр.

Щодо особливості взаємодії великомасштабної циркуляції атмосфери з формуванням сильного вітру в середні місяці сезонів в Північно-Західному Причорномор'ї, то цей взаємозв'язок неодноразово досліджувалася в [1-5].

З даних штормових оповіщень обрані випадки посилення вітру до критерію небезпечного (≥ 15 м/с) і стихійного (≥ 25 м/с) метеорологічного явища. За досліджуваний період спостерігалось в цілому 69 випадків сильного вітру по території Одеської, Миколаївської та Херсонської областей (табл. 1.3).

Таблиця 1.3 – Повторюваність (к.в.) сильного вітру в залежності від типу атмосферних процесів над Північно-Західним Причорномор'ям

Тип	Підтип	Р, к.в.	Тип	Підтип	Р, к.в.
1 Периферійні процеси	1.1		4 Малоградієнтні баричні поля	4.1	
	1.2			4.2	
	1.3				
	1.4	1			
2 Циклонічна діяльність	2.1		5 Периферійні процеси з проходженням фронтів	5.1	7
	2.2			5.2	16
3 Антициклонічна діяльність	3		6 Циклонічна циркуляція з великими баричними градієнтами	6.1	9
	3.1			6.2	21
	3.2			6.3	7
	3.3	6		6.4	2

Вибиралися випадки, коли посилення вітру спостерігалось на 3 станціях і більше, тобто відкидалися локальні пориви вітру, пов'язані, можливо, з місцевими умовами. Найбільший внесок у формування сильного вітру вносить 6

тип циркуляції, що становить 37 випадків з 69, причому 21 випадок (30% від 6 типу) припадає на підтип 6.2. При таких синоптичних ситуаціях відзначаються значні горизонтальні баричні градієнти, що створює виключно сприятливі умови для формування сильного вітру.

Таким прикладом стало переміщення балканського циклону. Циклон утворився на хвилі полярного фронту (рис. 1.7), окреслений двома замкнутими ізобарами з мінімальним тиском у центрі 990 гПа в строк 00 UTC. Південь Одеської області знаходиться в теплому секторі циклону, спостерігається вітер південного напрямку.

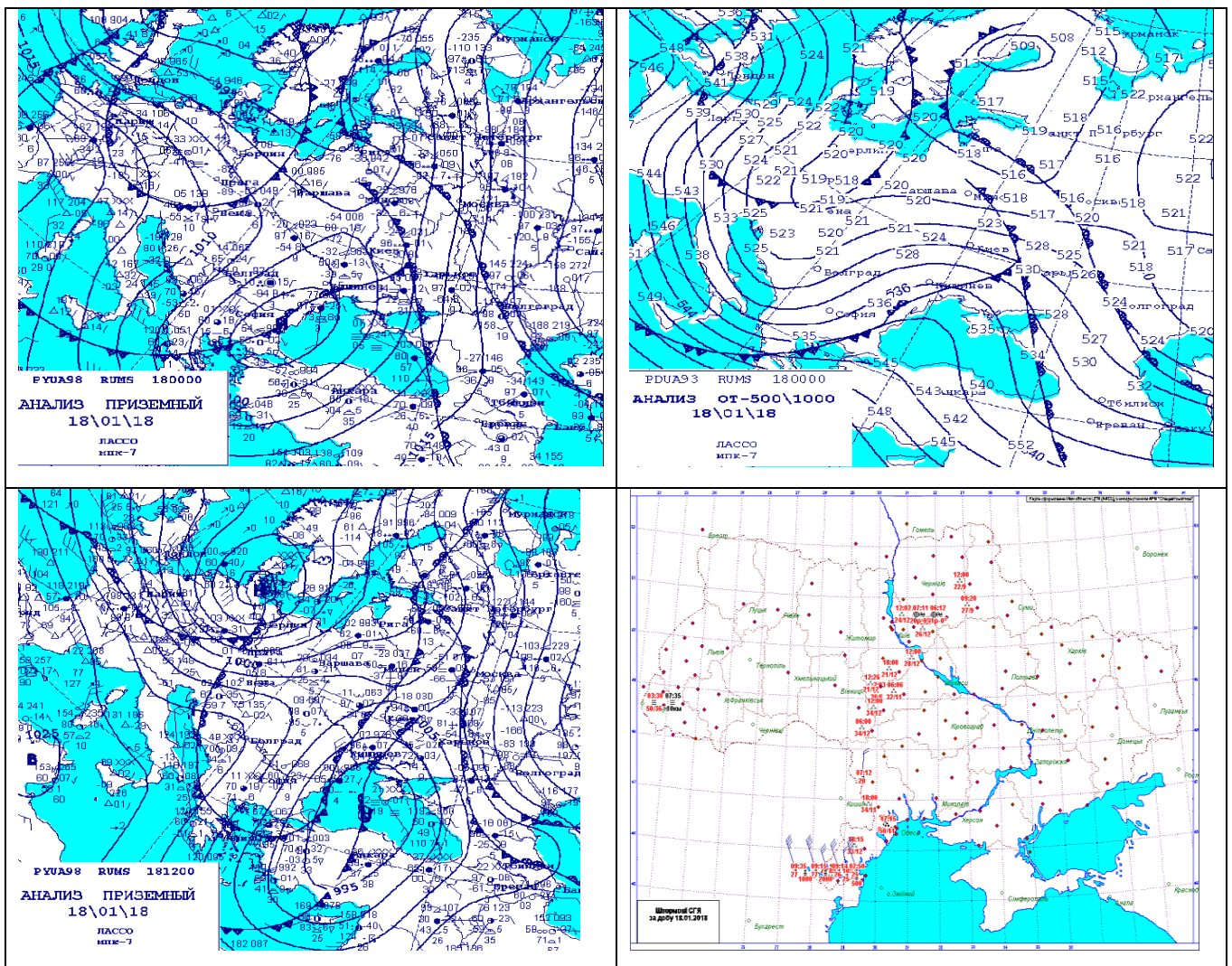


Рисунок 1.7 - Синоптичні карти за 00 і 12 UTC та дані штормових повідомлень за добу 18.01.2018 р.

Карта відносної топографії (рис. 1.7) свідчить про те, що полярному фронту відповідає активна висотно-фронтальна зона. Вона розділяє гребінь тепла над Чорним морем і улоговину холоду над Західною Європою.

У наступні терміни циклон перемістився на центральну акваторію Чорного моря і почав заповнюватися. У тилівій частині спостерігається інтенсивне зростання тиску, як наслідок затоку холодного повітря. Південь Одеської області опинився під впливом тилової частини циклону.

На станціях Вилкове, Ізмаїл, Кілія, Усть-Дунайськ починаючи з 4 год 40 хв за даними штормових повідомлень (рис. 1.7) посилюється вітер північно-західного напрямку спочатку до критерію сильного 20 м/с, а з 7 год 50 хв до стихійного гідрометеорологічний явища - 25 м/с, досягаючи максимуму 27 м/с о 9 год 15 хв.

Отже, переміщення балканського циклону 18 січня 2018 років через Одеську область супроводжувалося посиленням вітру в тилівій частині циклону (підтип 6.2) до 25-27 м/с.

1.3 Умови формування зон небезпечного вітру на території України

Відомо [1-3, 27, 28], що небезпечні локальні атмосферні процеси розвиваються на макромасштабному фоні, тому для виявлення умов розвитку небезпечних явищ погоди доцільно використовувати кількісні характеристики процесів синоптичного масштабу, зокрема, відносний вихор швидкості вітру, потенціальний вихор, різні види фронтального параметра, деякі критерії гідродинамічної нестійкості тощо.

В ході дослідження зроблена спроба оцінити вплив бароклінності атмосфери, тобто горизонтальної неоднорідності поля температури на формування зон небезпечного вітру ($\geq 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) на території України в період 11-16 жовтня 2009 р.

В якості характеристики бароклінності нижньої половини тропосфери вибрано фронтальний параметр Ψ . В [89, 90] показано, що цей параметр достатньо

добре описує активність атмосферних процесів в зоні фронтів Це пов'язано з тим, що параметр Ψ описує не тільки температурні контрасти, а і просторову неоднорідність поля вологості, яка враховується шляхом використання відомостей про масову частку водяної пари.

Проте за результатами [91] визначено, що більш інформативною характеристикою атмосферних процесів є фронтальний параметр F , який є сумою $\Psi + P$, де P враховує циклонічність баричного поля в нижній тропосфері. Оскільки алгоритм визначення параметра P досить складний, в даній роботі для урахування циклонічності використані поля геострофічного відносного вихору Ω_p .

Розрахунки фронтального параметра виконані за результатами об'єктивного аналізу полів геопотенціалу, температури та вологості у вузлах географічної сітки з кроком $2,5^\circ$ по широті і довготі на ізобаричних поверхнях 850 і 500 гПа за 00 UTC кожного дня вказаного періоду. Для розрахунку відносного вихору використані поля геопотенціалу H_{500} , яке характеризує циклонічність баричного поля в середній тропосфері. Область розрахунків обмежена меридіанами 10 і 50° сх.д. та паралелями 30 і 65° півн.ш. Для сумісного аналізу отриманих і фактичних полів залучалися також карти приземні, карти баричної топографії та карти штормових оповіщень за відповідні дні та строки. Для орієнтовної оцінки впливу конвекції на формування поля приземного вітру зроблено розрахунки деяких параметрів конвекції за даними радіозондування окремих пунктів України.

Отже ефективність параметра Ψ свідчить добрий зв'язок його з зонами опадів на атмосферних фронтах. Наприклад, з ділянками фронтів, де $\Psi \geq 5$ од. (одиниця Ψ це 10^{-10} м^{-1}), в 60% випадків пов'язані зони опадів [89-92]. Відзначимо також, що згідно з результатами [93] сприятливі умови для шквалів на фронтах утворюються вже при $\Psi \geq 2,5$ од.

Вираз для цього параметра має вигляд:

$$\psi = \nabla |\nabla ZTE| \cdot \vec{n}, \quad (1.1)$$

де $\vec{n} = -\frac{\nabla ZTE}{|\nabla ZTE|}$ – одиничний вектор, спрямований в область

мінімальних значень температури і вологості;

$\nabla = i\frac{\partial}{\partial x} + j\frac{\partial}{\partial y}$ – двомірний векторний диференціальний оператор;

ZTE – еквівалентна товщина шару між ізобаричними поверхнями P_u і P_l .

$$ZTE = -\sum \frac{P_u}{P_l} \frac{R}{g} T_e \cdot \ln \left(\frac{P_u}{P_l} \right). \quad (1.2)$$

В (1.3) P – тиск та \bar{T}_e – функція від еквівалентної температури

$$T_e = -\frac{[(T_e)_u - (T_e)_l]}{\ln \frac{(T_e)_u}{(T_e)_l}}. \quad (1.3)$$

В формулах (1.2) та (1.3) індекси u та l означають верхню та нижню ізобаричні поверхні, які обмежують шар атмосфери (в нашому випадку ізобаричні поверхні 500 і 850 гПа).

Відповідно до формули (1.1) параметр Ψ описує зміни густини ізоліній ZTE_{850}^{500} в бароклінній зоні в напрямку зменшення температури повітря [90]. Відносний вихор у геострофічному наближенні розраховано за даними об'єктивного аналізу поля геопотенціала

$$\Omega_g = \frac{g}{l} \nabla^2 H,$$

де g – прискорення сили тяжіння,

l – параметр Коріоліса,

H – висота ізобаричної поверхні 500 гПа;

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \text{ – двовірний оператор Лапласа.}$$

В період з 11 по 16 жовтня 2009 року територія України знаходилась під впливом двох систем атмосферних фронтів: арктичного та полярного. На початку періоду (11.10.09 р.) полярна система фронтів проходила в широтному напрямку майже уздовж 40° півн.ш. і лише над Адріатичним морем набувала меридіональної спрямованості завдяки фронту оклюзії. Арктична система фронтів проходила над центральними районами Західної Європи, північним узбережжям Чорного моря і далі над Північним Кавказом (рис. 1.8а).

Отже погодні умови над західними і центральними районами України формувалися під дією теплої ділянки арктичного фронту, а на південні райони впливала холодна ділянка. Поле фронтального параметра за 11.10.09 г., яке тут не наводиться, показує, що більш активною є полярна система фронтів, де значення ψ досягають 20 од. Теплій ділянці арктичного фронту над західними районами України, де усюди спостерігаються грози з опадами та посилення вітру в окремих пунктах до 10-14 м·с⁻¹ (рис. 1.8б), відповідають додатні значення Ψ до 6 од., тобто ця ділянка фронту є достатньо активною і сприятливою для утворення грозових осередків з опадами і підвищення швидкості вітру.

Через добу на хвилі холодної ділянки арктичного фронту сформувався циклон з мінімальним тиском (1000,4 гПа) поблизу Варшави (рис. 1.8в). Циклон у вигляді замкненого центра простежується до ізобаричної поверхні 700 гПа та знаходиться під дельтою динамічно значущої висотної фронтальної зони (ВФЗ), з якою в верхній і середній тропосфері пов'язані струминні течії зі швидкістю до 45 м·с⁻¹. Системи фронтів займають більш північне положення, і тому над Чорноморським басейном розташовані тепер гілки полярного фронту, а не арктичного, як в попередню добу. Найбільш активним ділянкам арктичного фронту

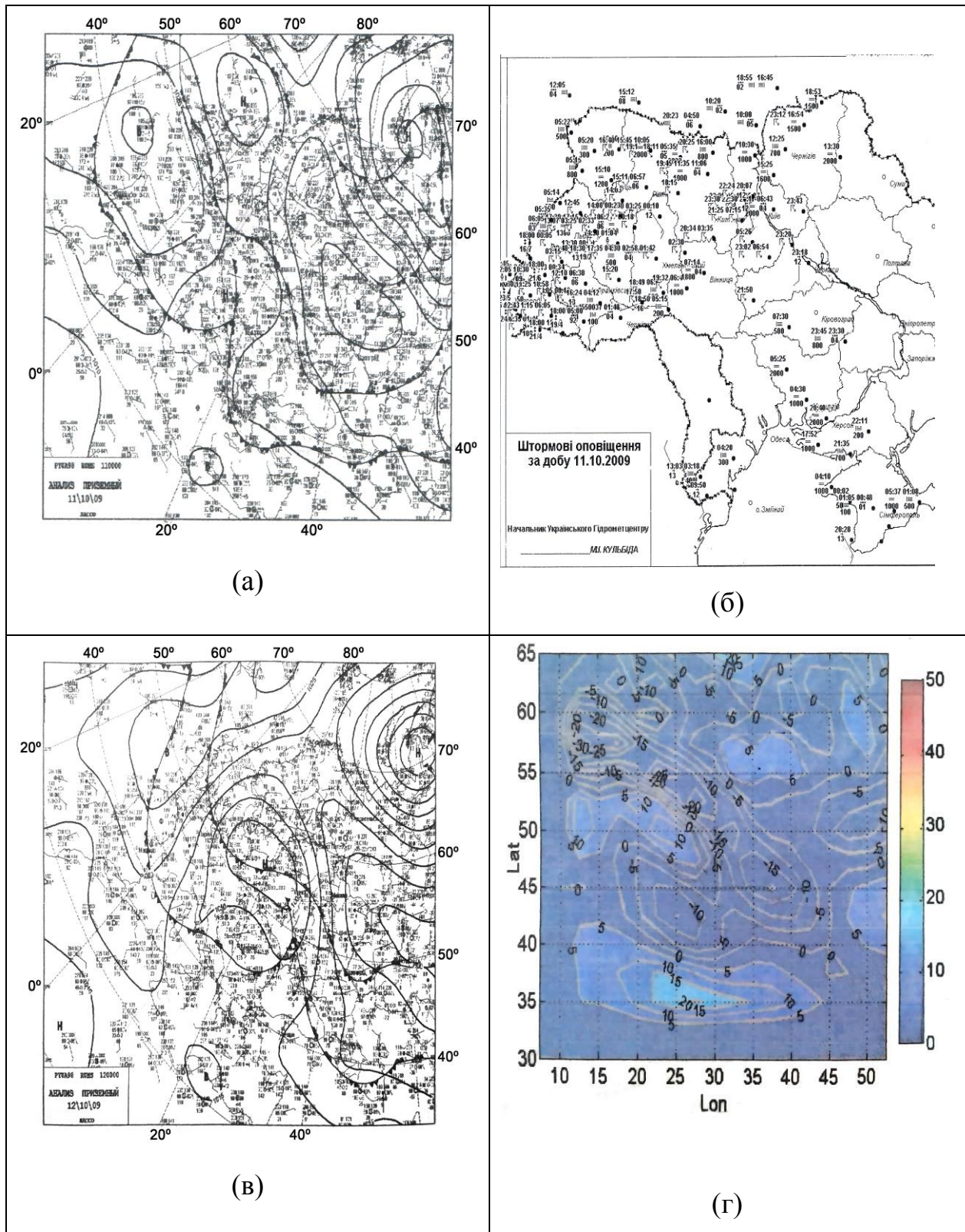


Рисунок 1.8 - Приземний аналіз – (а), штормові оповіщення – (б)
за 11.10.09 р.; приземний аналіз – (в),
фронтальний параметр – (г) за 12.10.09 р.

(в центральній частині циклону) та ділянкам полярного фронту над Україною відповідає область, де фронтальний параметр Ψ набуває додатних значень до 10 од. На рис. 1.8г видно, що ця область розташована в широтній смузі 47-55° півн.ш. між 15 і 30° сх.д., тобто охоплює західну і центральну частини України. Але, як показує карта штормових оповіщень за 12.10.09 р., над більшою частиною України спостерігалися лише тумани та низька хмарність. Посилення вітру до 18 м·с⁻¹ відмічалось поблизу Говерли, а до 12-13 м·с⁻¹ - в окремих пунктах західного узбережжя Криму, що свідчить про відсутність зв'язку між зонами підвищених значень Ψ і небезпечним вітром в цій ситуації.

Протягом доби (з 12 на 13.10.09 р.) над Балканським півостровом утворився південний циклон з тиском в центрі близько 996 гПа і об'єднався з західним циклоном над Прибалтикою. Таким чином, 13 жовтня центральні райони Європи знаходились під впливом двоцентрового циклону, з яким пов'язані системи арктичного і полярного фронтів (рис. 1.9а). Саме ці фронти зумовлювали погодні умови і сприяли формуванню зон небезпечного вітру в різних частинах України з 13 по 16 жовтня.

Посилення вітру до 12-15 м·с⁻¹ над західними та центральними районами України і до 15-20 м·с⁻¹ над північно-західним узбережжям Чорного моря відмічалось в найбільшому числі пунктів 13.10.2014, тому для цієї дати наведені поля фронтального параметра, відносного вихору та карта штормових оповіщень (рис. 1.9б, в, г). Як видно із рис. 1.9б, область, де ψ змінюється від 5 до 20 од., розташована поблизу центра циклону і пов'язана з гілками полярного та арктичного фронтів, які тут найбільш зближені. Частина цієї області знаходиться над західними і центральними районами України, де у великій кількості пунктів спостерігався небезпечний вітер, а в деяких пунктах – грози (рис. 1.9г). Всі ці явища пов'язані з активною ділянкою теплового фронту, на який параметр ψ перевищував порогове значення для шквалів ($\Psi = 2,5$ од.).

Раніше відмічалось, що для ідентифікації атмосферних фронтів зручніше використовувати параметр F , який описує не тільки бароклінічність, а і циклонічність баричного поля нижньої тропосфери. В якості характеристики циклоніч-

ності в цій роботі використані поля відносного вихору на ізобаричній поверхні 500 гПа, тобто враховується вплив циклонічності баричного поля в середній тропосфері на активність фронтів.

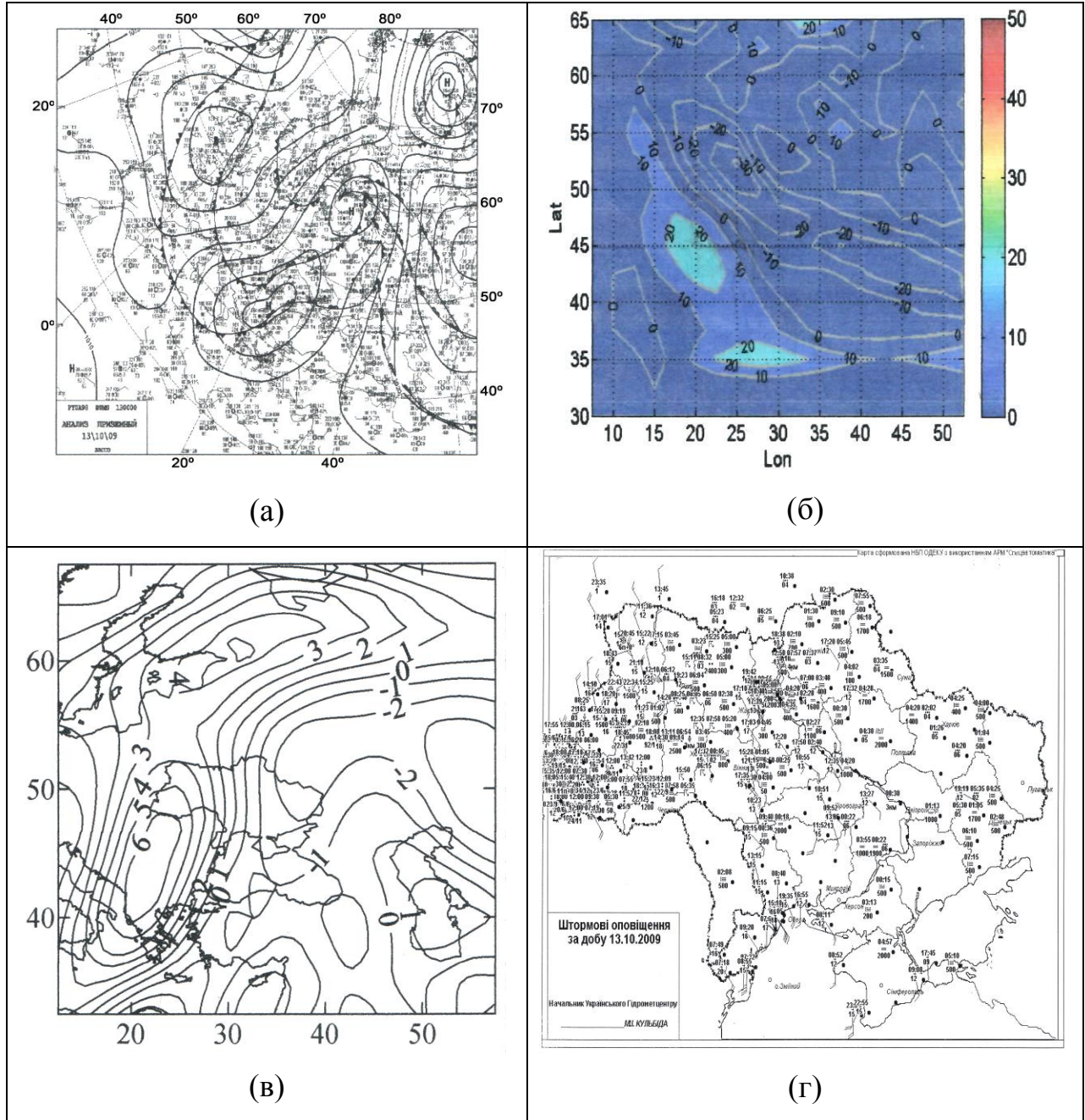


Рисунок 1.9 - Приземний аналіз – (а), фронтальний параметр – (б);
 відносний вихор – (в), штормові повідомлення – (г)
 за 13.10.09 р.

На рис. 1.9в для прикладу представлено поле Ω_p за 13.10.09 р. Видно, що південному циклону відповідає замкнена область, де відносний вихор досягає

$6 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$, тобто в п'ять разів перевищує порядок цієї величини. При цьому над Західною Україною вихор набуває значення від 3 до $6 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$, а над центральною її частиною він різко змінюється від додатних значень до від'ємних. Як показує рис. 2.2г, саме в цих районах України сформувалися зони небезпечного вітру. Це означає, що в формуванні зон небезпечного вітру в даній ситуації значну роль могла відігравати циклонічність баричного поля, яка не ураховується параметром Ψ .

В наступну добу (14.10.09 р.) південна частина циклону з двома меридіонально орієнтованими ділянками холодних фронтів знаходилась на території України (рис. 1.10а). Гілки теплих фронтів проходили північніше 50° півн. ш., тому погодні умови визначалися, в основному, впливом холодних фронтів не тільки 14 жовтня, а і 15, коли швидкості вітру від 10 до $16 \text{ м} \cdot \text{c}^{-1}$ були зафіксовані в багатьох пунктах Західної та Центральної України і в Криму (рис. 1.10б). Як видно з рис. 1.10в, ділянкам холодних фронтів над Україною, з якими пов'язані швидкості вітру від 10 до $17 \text{ м} \cdot \text{c}^{-1}$, відповідає поширена зона додатних значень Ψ (до 30 од.), тобто небезпечний вітер над західними та центральними районами України і Кримом пов'язаний з інтенсивною бароклінністю в нижній та середній тропосфері.

Щодо впливу циклонічності, то із аналізу поля Ω_p випливає, що посиленню вітру на великих територіях в цьому випадку може сприяти також циклонічна кривизна поля тиску, яка характеризується великими значеннями Ω_p ($> 8 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$) та його різкими змінами (рис. 1.10г) [4].

Порівняння рисунків 1.10б і 1.10г показує, що областям зі швидкістю вітру $\geq 10 \text{ м} \cdot \text{c}^{-1}$, відповідає центральна частина замкненої області з $\Omega_p = 8 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ (Західна Україна) і смуга їх максимального згущення (центральні та південні райони України і Крим).

Аналогічна ситуація відбувалась і 15 та 16 жовтня, тобто поле вітру формується також в бароклінній зоні, інтенсивність якої більша (значення Ψ досягають 45 од.), а небезпечний вітер спостерігається лише над центральною і південною частинами України і в більшості пунктів його швидкість не перевищує $12 \text{ м} \cdot \text{c}^{-1}$.

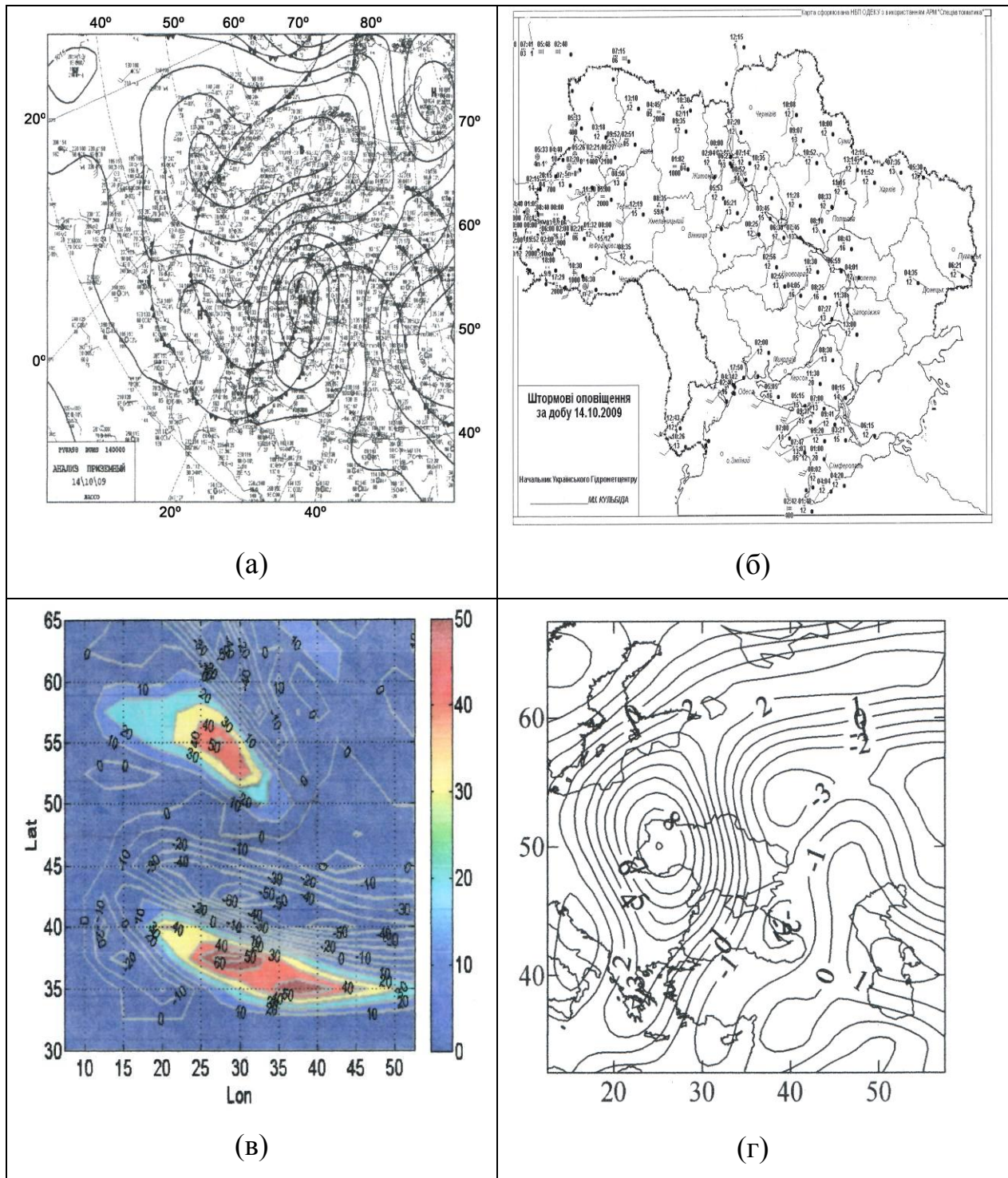


Рисунок 1.10 - Приземний аналіз – (а), штормові повідомлення – (б); фронтальний параметр – (в), відносний вихор – (г) за 14.10.09 р.

Відзначимо, що над цими районами відбуваються різні зміни циклонічного вихору, який досягає значень $7 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$.

Оскільки всі небезпечні явища погоди активізуються при конвективній нестійкості нижньої тропосфери, зроблена також спроба хоча б приблизно оцінити роль конвекції в формуванні зон небезпечного вітру. Для оцінки впливу конвекції на локальні посилення вітру для деяких пунктів радіозондування розраховано параметр CAPE, що описує доступну потенціальну енергію конвективної нестійкості та індекс нестійкості TT [89, 93, 94].

Конвективна діяльність та мінливість її інтенсивності на території України досить детально досліджена в [94], де, зокрема, відзначається, що в теплий період (травень-вересень) найбільшу повторюваність має слабка конвекція, для якої параметр CAPE має значення в інтервалі 0-500 Дж·кг⁻¹.

Аналіз даних радіозондування для ст. Київ, Одеса, Харків, Львів за окремі строки розглянутого періоду показав, що параметр CAPE дорівнює нулю в усіх випадках. Це не суперечить результатам вказаної роботи, згідно з якою вже на початку осені (у вересні) конвекція значно ослаблюється: повторюваність слабкої конвекції (0-500 Дж·кг⁻¹) складає всього 11%, а більш інтенсивна конвекція утворюється менше ніж в одному випадків. Можна очікувати, що в жовтні конвекція може бути ще менш інтенсивною.

В [94], де розглядається проблема прогнозу шквалів, для урахування впливу конвекції на посилення приземного вітру використовується індекс нестійкості TT, тому в табл. 1.4 представлені TT над Києвом:

Таблиця 1.4 – Значення індексу нестійкості TT над Києвом у 11-15.10.09 р.

Дата	11.10.09		12.10.09		13.10.09		14.10.09		15.10.09	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
TT°,C	38	50	45	38	47	52	47	22	44	40

Як видно з результатів розрахунків, значення TT не набагато перевищує порогові значення (44 °C), тобто можна вважати внесок конвекції в формування небезпечного вітру незначним. Про це свідчать і розрахунки TT за окремі строки для Львова, Одеси та Харкова, де максимальне значення не перевищує 51°C.

2 СИЛЬНІ ОПАДИ НАД ПІВДНЕМ УКРАЇНИ

2.1 Режим опадоутворення на півдні України у 2007-2016 рр.

В умовах сучасного клімату в Україні суттєвих змін опадів відносно кліматологічної стандартної норми не відбулося, але просліджується перерозподіл кількості опадів за окремі місяці та сезони [8, 9, 27, 28, 94]. Ці зміни коливаються у межах 10-15%. Поки що можна говорити лише про помітну тенденцію до зниження опадів у зимовий період, особливо у грудні та січні. Ймовірно це і є прояви періодичності. Спектральний аналіз річної кількості випадків СГЯ [95], показав, що для стихійних опадів (як для дуже сильних дощів, так і сильних злив) характерна періодичність 2-3, 4-5, 9-12 років.

Аналіз [96] динаміки кількості випадків сильних дощів (≥ 15 мм, ≥ 30 мм за період ≤ 12 год.) показує, що з початку 90-х років ХХ ст. в Україні спостерігається тенденцію до зростання їх кількості. З початку ХХІ ст. вона стала більш виражена на всій території, але має деякі особливості в регіонах.

Відсоток дуже сильних дощів по відношенню до числа випадків сильних дощів свідчить про інтенсивність процесів, що зумовлюють утворення опадів, в Україні він коливається від 2 до 5%. Максимум спостерігається на півдні країни [95-97].

У якості вихідних даних для аналізу характеристик повторюваності небезпечних опадів використано бюлетені погоди АМСЦ Миколаїв, АМСЦ Одеса, АМСЦ Херсон; відібрано опади за градаціями ≥ 10 , ≥ 20 , ≥ 30 , ≥ 50 мм за інтервали часу – 06 і 12 годин за період 2007-2016 рр.

За зведеннями 3-х станцій півдня України – Миколаїв, Одеса, Херсон досліджено повторюваність опадів з сумами більше 10 мм. Добові суми опадів не бралися до уваги, оскільки однією з практичних задач є визначення серед масиву даних числа небезпечних і стихійних опадів по місяцях, сезонах, роках і в цілому за період. Загальні показники повторюваності опадів за останнє десятиліт-

тя представлено у табл. 2.1. Всього зареєстровано 348 випадків з опадами виділених категорій.

Таблиця 2.1 – Повторюваність опадів за градаціями на півдні України у 2007-2016 рр.

Станції	Градації опадів, мм				Всього
	≥ 10	≥ 20	≥ 30	≥ 50	
Миколаїв	75	15	4	1	95
Одеса	94	28	13	7	142
Херсон	79	23	6	3	111
Всього випадків	248	66	23	11	348

Найбільшою повторюваністю опадів виділяється Одеса – 142 (41%) випадки проти мінімального показника у Миколаєві – 95 (27%). Зазначимо, що станція Одеса домінує за повторюваністю у всіх виділених градаціях опадів, а Миколаєві належить мінімум показників у всіх градаціях

Розподіл опадів за сумами вказує на перевагу найнижчої категорії опадів від 10 до 19 мм – 248 випадків (71%); Одесі належить максимум у 94 випадки. Практично у 4 рази зменшується частота опадів у градації ≥ 20 мм – до 66 епізодів. Одеса і Херсон мають близькі показники у 28 та 23 відповідно, зі значним відривом відстає Миколаїв – лише 15 випадків. Посилені опади в категорії ≥ 30 мм знову показують практично вдвічі вищу повторюваність опадів в Одесі – 13 епізодів проти 6 і 4 в Херсоні і Миколаєві відповідно. Найвища за сумами опадів категорія ≥ 50 мм відмічалася 11 разів, при цьому Одеса має 7 випадків, Миколаїв – лише одноразово.

Річна повторюваність опадів за період 2017 - 2016 рр. на півдні Україні показує суттєву неоднорідність (табл. 2.2). Максимум повторюваності належить 2010 р. – 68 випадків (19%). При цьому найвищі показники спостерігаються по всіх трьох станціях. В інші роки частота опадів вище 10 мм знижується практи-

чно в 2-3 рази. Підвищена повторюваність також відмічається у 2016 р. - 49 випадків (14%). Мінімум повторюваності опадів припадає на 2011 р. – лише 21 випадок (6%), також цього року на всіх станціях відмічена найнижча повторюваність опадів.

Таблиця 2.2 - Річна повторюваність опадів на півдні України, 2007-2016 рр.

Станції	Роки									
	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
Миколаїв	9	17	7	23	4	8	6	6	5	10
Одеса	16	10	7	26	11	17	8	14	10	23
Херсон	12	11	13	19	6	7	10	6	11	16
Всього випадків	37	38	27	68	21	32	24	26	26	49

Розподіл між роками по станціях нерівномірний. Так, у 2008 р. за повторюваністю домінує Миколаїв – 17 випадків проти 11 і 10 в Херсоні і Одесі відповідно; у 2009, 2013, 2015 роках найбільша частота посиленних опадів зареєстрована у Херсоні. В інші роки максимум повторюваності має Одеса. Найрідше відмічалися опади виділених градацій вцілому у 2011 р.: у Миколаєві всього 4 епізоди (1%). Найчастіше посилені опади фіксувалися у 2010 р. в Одесі – 26 випадків (7% від загального числа).

Більш детальну характеристику надає розподіл опадів по роках і градаціях – табл. 2.3. Так, найнижчі суми опадів 10-19 мм переважають у всіх роках з повторюваністю від максимуму у 50 випадків 2010 р. до мінімуму у 15 випадків у 2015 р. Низька повторюваність опадів цієї градації також в 2011 р. – 14 епізодів. Наступна градація опадів 20-29 мм відмічалася найчастіше у 2010 р. – 11 раз, та у 2008, 2015, 2016 рр. – по 10 випадків. Лише один раз такі опади відмічалися у 2009 р. в Одесі.

Таблиця 2.3 - Річна повторюваність опадів за градаціями на півдні України за період 2007-2016 рр.

Рік	Градації опадів, мм	Станції			Всього
		Миколаїв	Одеса	Херсон	
2007	≥ 10	7	11	7	25
	≥ 20	2	3	4	9
	≥ 30	0	2	0	2
	≥ 50	0	0	1	1
2008	≥ 10	13	5	8	26
	≥ 20	3	4	3	10
	≥ 30	1	0	0	1
	≥ 50	0	1	0	1
2009	≥ 10	6	4	12	22
	≥ 20	0	1	0	1
	≥ 30	1	2	0	2
	≥ 50	0	0	1	1
2010	≥ 10	19	17	14	50
	≥ 20	2	6	3	11
	≥ 30	1	2	1	4
	≥ 50	1	1	1	3
2011	≥ 10	2	8	4	14
	≥ 20	2	2	1	5
	≥ 30	0	1	1	2
	≥ 50	0	0	0	0
2012	≥ 10	7	13	5	25
	≥ 20	1	2	1	4
	≥ 30	0	2	1	3
	≥ 50	0	0	0	0
2013	≥ 10	5	7	8	20
	≥ 20	1	1	2	4
	≥ 30	0	0	0	0
	≥ 50	0	0	0	0
2014	≥ 10	6	10	5	21
	≥ 20	0	1	1	2
	≥ 30	0	2	0	2
	≥ 50	0	1	0	1
2015	≥ 10	3	4	5	12
	≥ 20	2	4	4	10
	≥ 30	0	2	2	4
	≥ 50	0	0	0	0
2016	≥ 10	7	15	11	33
	≥ 20	2	4	4	10
	≥ 30	1	0	1	2
	≥ 50	0	4	0	4

Посилення опадів до суми ≥ 30 мм показує суттєве зниження повторюваності, проте в 2009 році такі опади відмічалися двічі проти одного випадків в категорії ≥ 20 мм. Максимум повторюваності цих сум опадів припадає на 2010 і 2015 рр. – по 4 випадки; в середньому повторюваність цієї градації 2 випадки на рік, а у 2013 р. такі опади біли відсутні. В ряді інших років по окремих станціях такі опади також не реєструвалися: Миколаїв – 2007, 2011-2015 рр., Одеса – 2008, 2013, 2016 рр., Херсон – 2007-2009 рр., 2013-2014 рр. Розподіл повторюваності опадів з сумами вище 50 мм ще більш нерівномірний. Максимум за рік спостерігається у 2016 р. – 4 випадки – всі в Одесі. Не зафіксовані такі небезпечні опади у 2011-2013 рр. і у 2015 р. по жодній зі станцій.

Аналізуючи частоту випадіння опадів визначених сум окремо по станціях визначимо, що у градації ≥ 10 мм у 2007 р., 2011-2012 рр., 2014 і 2016 р. домінувала Одеса з максимумом у 15 випадків (2016 р.); у 2008 р. і 2010 р. виокремлювався збільшеною частотою опадів Миколаїв з екстремумом у 19 випадків (2010 р.); 2009 р. істотно виділявся Херсон – 12 епізодів проти 6 у Миколаєві і 4-х в Одесі і незначно переважали опади за повторюваністю у Херсоні у 2013 і 2015 рр. У градації ≥ 20 мм у більшості років вища повторюваність зазначається в Одесі, Херсон домінує лише у 2007 і 2013 рр.

Загальна сезонна характеристика представлена у табл. 2.4. В результаті, за повторюваністю опадів домінує літо та осінь – по 107 випадків (31%); інші сезони близькі за показниками, але зі значно нижчими відмітками: зимові – 70 (20%); весняні – 64 (18%). За станціями існують певні нерівномірності розподілу опадів. В Миколаєві низька повторюваність зимових опадів, а найвища – літніх; в Одесі переважають осінні опади зі значним відривом – 44 випадки, що є відхиленням від середньокліматичних показників. Низька повторюваність весняних опадів у Одесі і Херсоні.

В середині річного ходу опадів сезонний розподіл має суттєву неоднорідність. Такі значні відмінності у розподілі опадів на станціях насамперед пов'язані з особливостями атмосферної циркуляції кожного з років досліджуваного періоду та аномальними синоптичними процесами.

Таблиця 2.4 – Загальна сезонна повторюваність опадів на півдні України за період 2007-2016 рр. (кількість випадків)

Сезон	Станції		
	Миколаїв	Одеса	Херсон
зима	12	38	20
весна	24	21	19
літо	31	39	37
осінь	28	44	35

Загальна місячна повторюваність опадів наведена у табл. 2.5. Екстремум повторюваності припадає на липень – 47 випадків з опадами вище 10 мм (13%). Високі показники належать вересню - 43 епізоди (12%), що є також відхиленням від середньокліматичних показників. Підвищена рівнозначна повторюваність опадів у червні і, аномально, у жовтні – по 38 випадків (11%). Зазначимо, що за кліматичними показниками по Україні - вересень і жовтень — найсухіші місяці теплого періоду.

Таблиця 2.5 – Місячна повторюваність опадів на півдні України за період 2007-2016 рр.

Станції	Місяць											
	січень	лютий	березень	квітень	травень	червень	липень	серпень	вересень	жовтень	листопад	грудень
Миколаїв	8	2	2	6	16	11	16	4	15	9	4	3
Одеса	18	8	8	6	7	13	17	8	14	17	13	12
Херсон	6	8	1	6	12	14	14	8	14	12	9	6
Всього к-ть випадків	32	18	11	18	35	38	47	20	43	38	26	21

Навесні збільшеною частотою опадів від 10 мм виокремлюється травень – 35 (10%). Взимку максимум повторюваності опадів виділених градацій відміча-

ється у січні – 32 випадки (9%). Найрідше реєструвалися опади ≥ 10 мм у березні – 11 випадків (3%).

За станціями простежуються деякі особливості розподілу опадів: Одеса має найвищий показник у січні – 18 випадків, а Миколаїв у травні та липні – по 15, Херсон же виокремлюється збільшеною повторюваністю у червні-липні та вересні – по 14 випадків. У квітні показники по станціях рівнозначні – по 6 випадків. Високу повторюваність показує осінь, особливо вересень – 15 випадків в Одесі, по 14 у Миколаєві та Херсоні; Одеса зберігає підвищену частоту опадів у жовтні та листопаді.

Аналізуючи хід опадів у холодний та теплий період виділимо наступне: у холодний період (з листопада по березень) спостерігалось 98 випадків з опадами від 10 мм і вище, це лише 28% загальної кількості. В результаті виконаної роботи, виділено повторюваність опадів теплого періоду (з квітня по жовтень) у 250 випадків (72%). При цьому зауважимо, що відношення на станціях між повторюваністю опадів у теплому та холодному періоді року дещо різнилося: досить аналогічний хід у Миколаєві і Херсоні - холодний період 20% і 27% відповідно, а у теплий – 80% і 73%. В Одесі є цікавим факт близьких показників повторюваності опадів теплого – 58% і холодного періоду 42%. Додатково у дослідженні проведений аналіз повторюваності твердих опадів (снігу) в рамках підвищеної частоти стихійних снігопадів останнього десятиліття саме на півдні країни. Загалом за період 2007-2016 рр. за даними АМСЦ Миколаєва, Одеси і Херсона зареєстровано 31 випадок твердих опадів з сумами вище 10 мм, тобто опади категорії небезпечні та стихійні. Лідуючу позицію за повторюваністю снігопадів має Одеса, що є певною аномалією відповідно кліматичної норми – 19 випадків, причому на станції лише за 3 роки – 2012-2013 рр. і 2015 р. не відмічалися снігопади з сумами ≥ 10 мм. Але зауважимо, що у 2013 р. по всіх трьох станціях такі опади не фіксувалися. Але також зазначимо, що така висока повторюваність в Одесі складається подекуди з кількох випадків за рік, а іноді (2009, 2010, 2014, 2016 рр.) по кілька випадків за місяць і, навіть, враховуючи близькі календарні строки, снігопади визначалися єдиним синоптичним процесом.

Миколаїв та Херсон мають однакову частоту небезпечних твердих опадів – лише по 6 випадків. При цьому у Миколаєві це снігопади лише у трьох роках по два випадки – 11 листопада 2007 (нічні та денні опади), січень 2010 і 2016 рр.; у Херсоні снігопади відмічалися у чотирьох роках: 2007, 2009-2010 і 2012 рр. Представляє інтерес місячний розподіл повторюваності снігу. Так, усі випадки з небезпечними і стихійними снігопадами спостерігалися у холодний період року з листопада по березень. Максимум належить січню – 12 випадків, грудень – 8, лютий – 7.

За 2007-2016 рр. на АМСЦ Одеса і АМСЦ Херсон зафіксовано 16 випадків опадів категорії «стихійні». За даними АМСЦ Миколаєва стихійні опади не відмічалися. Загалом в Одесі спостерігалися стихійні опади 13 раз (81%), у Херсоні лише тричі.

За роками розподіл наступний: у 2013 р. стихійні опади не відзначалися; максимум повторюваності припадає на 2016 р. – 5 випадків. У 2007, 2008, 2011-2012, 2015 рр. спостерігалися тільки поодинокі СГЯ за опадами. Місячний розподіл вказує на деяку перевагу липня – 4 випадки, по 3 рази стихійні опади реєструвалися у жовтні і грудні. З березня по травень включно та у листопаді стихійні опади за вказаними станціями не зафіксовані. Проте зазначимо, що 2 випадки СГЯ у вересня 2016 р. – це аномальні опади за одну добу 20 вересня – нічна та денна сума в Одесі.

Згідно континентального ходу опадів у цілому по країні, зберігається домінування і стихійних опадів у теплом періоді – 11 випадків проти 5 у холодне півріччя.

Аналізуючи фазовий стан опадів, відмітимо, що в Одесі почастишали випадки СГЯ з твердими опадами, так за останніх 10 років спостерігалось 5 випадків стихійних снігопадів по місту та області.

За синоптичною класифікацією опадів, в останнє десятиріччя стихійні опади мали превалююче фронтальне походження (88%) – 14 випадків. Встановлено, що 7 (44%) випадків зі стихійними опадами пов'язані з південними цикло-

нами. З цих випадків 3 – це стихійні снігопади на теплому фронті в Одесі. При цьому виділяється типова траєкторія південних циклонів – з районів Італії.

Периферійним процесам, зокрема, антициклонічним полям, відповідає 4 випадки СГЯ – це 3 епізоди з посиленими літніми зливами та снігопад 23 лютого 2007 р. в Одесі. Тричі відмічаються стихійні опади у системах висотних циклонів при розмитих приземних баричних полях.

Розглядаючи фронтальні опади, знову виділяється певне відхилення – 8 (57%) випадків – це теплі фронти. У зонах холодних фронтів стихійні опади відмічалися 4 рази, а на фронтах оклюзії лише двічі.

2.2 Просторово-часове розподілення річної кількості опадів теплового та холодного періодів на території Одеської області за 2000-2015 рр.

Як свідчать [38, 52, 98-104], кількість опадів в окремих регіонах України змінювалася у ХХ столітті і ці зміни спостерігаються і на початку ХХІ століття [10-12, 38, 104].

Найбільш стисла та інформаційна характеристика зволоження території – це багаторічні середні місячні, сезонні і річні суми опадів, які широко використовуються в картографічних роботах, при оперативному обслуговуванні різних сфер діяльності людини. Вони необхідні при врахуванні приходної частини вологообігу і воднобалансових розрахунках. Відносно них оцінюють аномалії в режимі опадів конкретних років і на їх основі можна отримати інші характеристики, зокрема, декадні та пентадні суми.

Географічне розташування Одеської області формує складний характер атмосферних опадів і відповідно розподіл опадів по її території на початку ХХІ століття в умовах сучасних змін і коливань клімату.

В табл. 2.6 та на рис. 2.1 представлена динаміка річної кількості опадів для 9-ти станцій Одеської області за 2000-2015 рр. (II), порівняно з кліматичною нормою (I період: 1961-1990 рр.). Так, у 2000-2015 рр. річна кількість опадів над Одещиною коливалася від 446 мм (ст. Сербка) до 522 мм (ст. Болград). Для попере-

днього періоду (1961-1990 рр.) ці межі складали: від 433 мм (ст. Б.-Дністровський) до 560 мм (ст. Любашівка). Різниці між максимальною та мінімальною річною кількістю опадів обох періодів (127 мм та 76 мм) вказують на стабілізацію в розподіленні атмосферних опадів над Одеською областю у 2000-2015 рр.

У річному ході атмосферних опадів на всіх станціях регіону визначається літній максимум - 30%. Вклад інших сезонів майже однаковий - 20-25%.

Таблиця 2.6 – Річна кількість опадів (мм) на станціях Одеської області

№	Станція	Річна кількість опадів (мм)		Різниця (мм)	Відсоток (%)
		1961-1990	2000-2015		
1	Любашівка	560	510	-50	91,1
2	Затишшя	507	465	-42	91,7
3	Сербка	460	446	-14	97,0
4	Роздільна	512	506	-6	98,8
5	Одеса	464	483	19	104,1
6	Б.-Дністровський	433	460	27	106,2
7	Сарата	482	508	26	105,4
8	Болград	512	522	10	102,0
9	Ізмаїл	489	450	-39	92,0
Середня по області		491	483	-8	98,4
Середня для півн. станцій		510	482	-28	94,5
Середня для півд. станцій		476	485	9	101,9

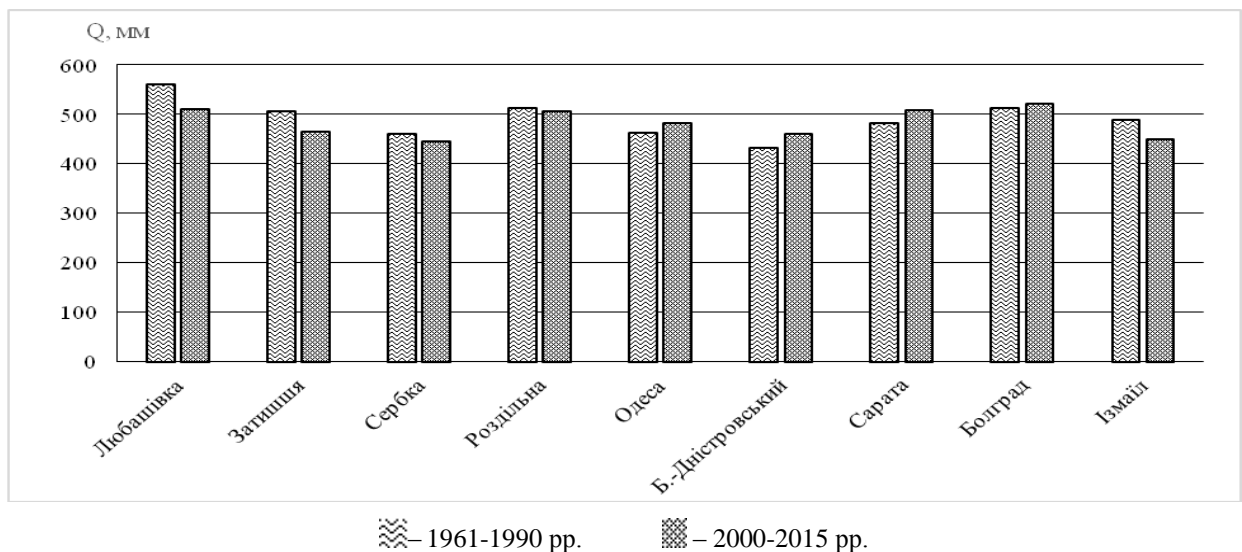


Рисунок 2.1 – Річна кількість опадів (мм) на станціях Одеської області

Річна кількість опадів на початку XXI століття, порівняно з [26] зменшилась на північних станціях і значно зросла на південних, за виключенням Ізмаїлу. У 2000-2015 рр. на всіх північних станціях (Любашівка, Затишшя, Сербка, Роздільна) річна кількість опадів зменшилася (порівняно з [26]) у середньому на 28 мм, а це 5,5%; на ст. Любашівка – на 50 мм, тобто 8,9% від норми. На півдні області (Одеса, Б.-Дністровський, Сарата, Болград, Ізмаїл) у середньому спостерігалось зростання річної кількості опадів (порівняно з [26]) на 9 мм (1,9%). На 4-х з них (Одеса, Б.-Дністровський, Сарата, Болград) кількість опадів зросла на 20 мм (4,2% відносно періоду 1961-1990 рр.). На ст. Ізмаїл у період 2000-2015 рр. дефіцит у річній кількості опадів склав 39 мм (8,0%).

У середньому для Одеської області початок XXI століття характеризується незначним (до 8 мм) зменшенням річної кількості опадів, порівняно з кліматичною нормою, що складає 1,6%.

Динаміку розподілу кількості опадів за теплий і холодний періоди та вклад кожного з них у річну кількість опадів на території Одеської області представлено в табл. 2.7 і на рис. 2.2.

Так, у 2000-2015 рр. на всіх станціях Одеської області, що розглядалися, вклад опадів теплого півріччя у річну кількість опадів складає від 57% (ст. Б.-Дністровський) до 67% (ст. Любашівка). Якщо порівняти ці дані з періодом 1961-1990 рр., вклад опадів теплого періоду у річну кількість опадів найменший на ст. Одеса (56%) і найбільший – на станціях Сербка та Сарата (66%).

Просторовий розподіл вкладу опадів теплого періоду у річну кількість опадів на станціях Одеської області різниться на 10%, у обох періодах. Якщо розглядати цей показник у середньому по області, то вклад опадів теплого періоду у річну кількість опадів залишився майже незмінним на початку XXI століття порівняно з кліматичною нормою на всіх станціях Одеської області [26, 101], що розглядалися. У відсотковому співвідношенні – це 62,9% і 62,5% у 1961-1990 та 2000-2015 рр. періоди відповідно (табл. 2.7).

Вклад опадів холодного півріччя у річну кількість опадів на станціях Одеської області у 2000-2015 рр. змінюється від 33% (ст. Любашівка) до 43% (ст. Б.-

Дністровський). Цей показник у 1961-1990 рр. становив від 34% (ст. Сербка, ст. Сарата) до 44% (ст. Одеса). У середньому для Одеської області вклад кількості опадів холодного періоду залишається незмінним – 37% від річної кількості опадів.

Таблиця 2.7 – Опади (Q, мм) та вклад (Q, %) кожного з них у річну кількість опадів над Одеською областю

№	Станція	Теплий період				Холодний період			
		1961-1990		2000-2015		1961-1990		2000-2015	
		Q, мм	Q, %	Q, мм	Q, %	Q, мм	Q, %	Q, мм	Q, %
1	Любашівка	361	64	341	67	199	36	169	33
2	Затишся	321	63	298	64	186	37	167	36
3	Сербка	303	66	283	64	157	34	163	36
4	Роздільна	329	64	325	64	183	36	181	36
5	Одеса	260	56	281	58	204	44	202	42
6	Б.-Дністровськ.	265	61	264	57	168	39	196	43
7	Сарата	316	66	336	66	166	34	172	34
8	Болград	332	65	315	60	180	35	207	40
9	Ізмаїл	298	61	276	61	191	39	174	39
Середня по області		309	62,9	302	62,5	182	37,1	181	37,0

Таким чином, в Одеському регіоні на початку XXI століття, порівняно з другою половиною XX століття, залишається континентальний тип річного ходу опадів, за яким кількість опадів теплого періоду (квітень-жовтень) перевищує кількість опадів холодного періоду (листопад-березень) майже удвічі (1,7 разів). Річний хід опадів на території Одеської області в першій половині XXI століття значно відрізняється від річного ходу за кліматичний період (1961-1990 рр.). Крім того, вклад опадів холодного та теплого піврічч у річну кількість опадів на території області складає відповідно 63% і 37%, що відповідає кліматичній нормі.

На досліджуваній території річний хід опадів в окремі місяці має як додатні, так і від'ємні відхилення від кліматичної норми. У період 2000-2015 рр. зростає

місячна кількість опадів у січні. Більш чітко це виражено на ст. Сербка та ст. Болград (на 10-15 мм); на станціях Роздільна, Одеса та Сарата зростання місячної кількості опадів у січні склало біля 10 мм; на ст. Б.-Дністровський центральний місяць зимового сезону став вологішим на 20 мм. На всіх станціях зросла кількість опадів ще й у жовтні. На ст. Сарата, крім жовтня, значно зросла кількість опадів і у вересні.

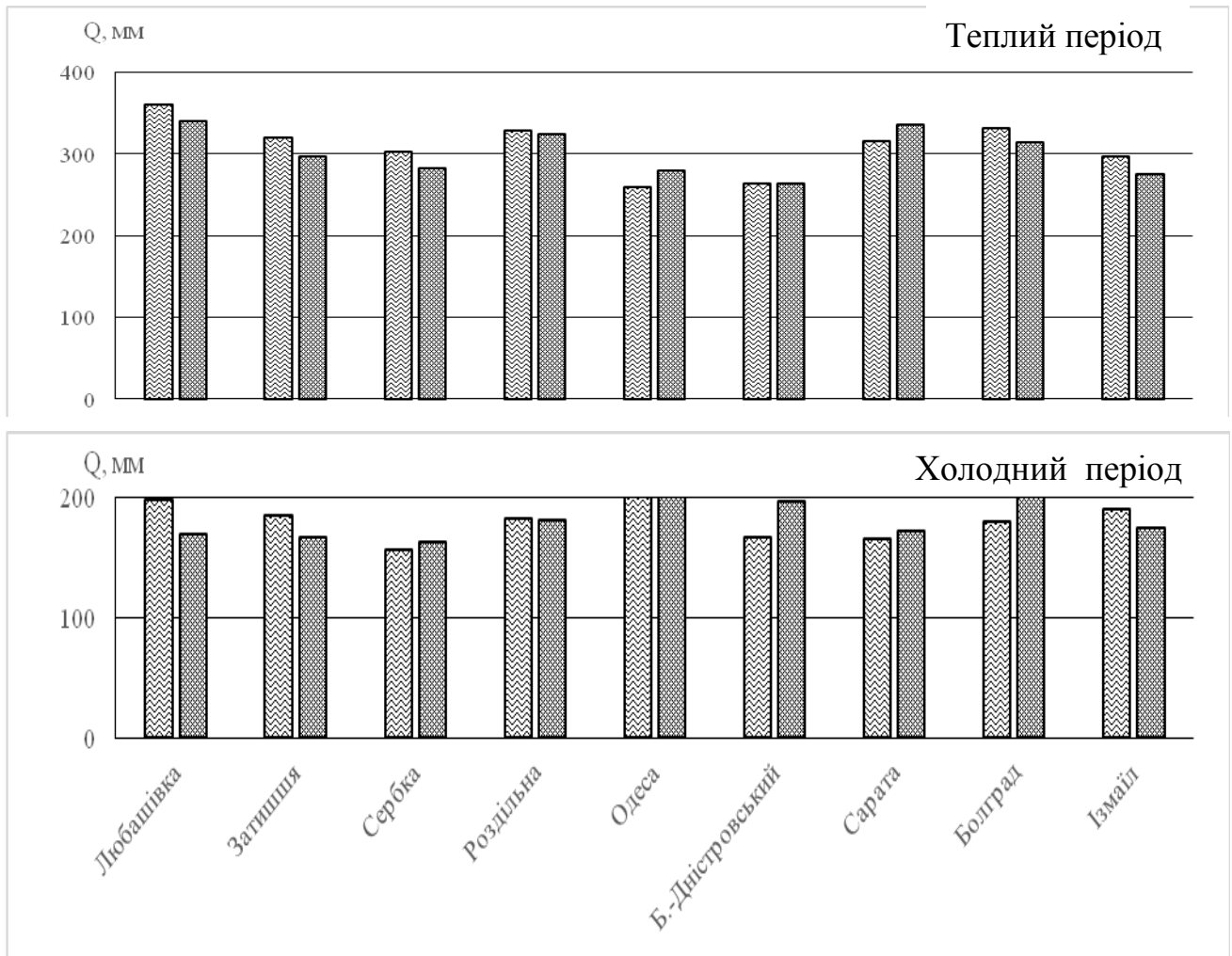


Рисунок 2.2 – Кількість опадів (мм) за над Одещиною за 2000-2015 рр.

У період 2000-2015 рр. на чотирьох станціях: Любашівка, Затишся, Сербка та Б.-Дністровський максимум місячної кількості опадів змістився, порівняно з періодом 1961-1990 рр., з липня на червень.

В табл. 2.8 наведена інформація про зміни в річному ході атмосферних опадів у період 2000-2015 рр. порівняно з кліматичною нормою (1961-1990 рр.) для 9-ти

Таблиця 2.8 – Перелік станцій, для яких у річному ході кількості опадів зафіксовані зміни у період 2000-2015 рр. порівняно з кліматичною нормою [26]

Місяць	Перелік станцій, на яких середня багаторічна місячна кількість опадів нижче норми	Перелік станцій, на яких середня багаторічна місячна кількість опадів вище норми
I		Любашівка, Затиштя, Сербка, Роздільна, Одеса , Б.-Дністровський, Сарата, Болград, <i>Ізмаїл</i>
II	Любашівка, Затиштя, Роздільна, Одеса , Сарата, Болград, <i>Ізмаїл</i>	Сербка, Б.-Дністровський
III	Любашівка, Затиштя, Сербка, Одеса , <i>Ізмаїл</i>	Роздільна, Б.-Дністровський, Сарата, Болград
IV	Любашівка, Сербка, Роздільна, Одеса , Б.-Дністровський, Сарата, <i>Ізмаїл</i>	Болград
V	Любашівка, Роздільна, Сарата, Болград, <i>Ізмаїл</i>	Затиштя, Сербка, Б.-Дністровський
VI	Затиштя, Сербка, <i>Ізмаїл</i>	Любашівка, Одеса , Б.-Дністровський, Сарата
VII	Любашівка, Затиштя, Сербка, Б.-Дністровський, Сарата, Болград, <i>Ізмаїл</i>	Роздільна, Одеса
VIII	Любашівка, Затиштя, Сербка, Роздільна, Б.-Дністровський, Болград, <i>Ізмаїл</i>	Одеса , Сарата
IX	Сербка, Роздільна, Одеса , Б.-Дністровський, Болград, <i>Ізмаїл</i>	Любашівка, Затиштя, Сарата
X		Любашівка, Затиштя, Сербка, Роздільна, Одеса , Б.-Дністровський, Сарата, Болград, <i>Ізмаїл</i>
XI	Любашівка, Сербка, Роздільна, Одеса , <i>Ізмаїл</i>	Затиштя, Б.-Дністровський, Сарата, Болград
XII	Любашівка, Затиштя, Сербка, Роздільна, Одеса , Б.-Дністровський, Сарата, <i>Ізмаїл</i>	Болград

станцій Одеської області. Річний хід атмосферних опадів у період 2000-2015 рр. відповідав кліматичній нормі (1961-1990 рр.) тільки на станціях: Затиштя (квітень),

Одеса (травень), Роздільна і Болград (червень), для яких різниці в середніх багаторічних значеннях кількості опадів двох періодів були менші за 0,5 мм.

Отримана кліматологічна інформація може бути використана під час проектування та вибору місць розташування промислових і цивільних підприємств, для визначення навантажень та впливу на об'єкти будівництва. Також ця кліматологічна інформація може використовуватися для складання кліматологічного прогнозу, який необхідний для більш повного освоєння кліматичних ресурсів Одеської області.

2.3 Кількісна оцінка інтенсивності літніх атмосферних фронтів над Україною

Завдяки інтенсивному розвитку чисельних методів прогнозу погоди в синоптичній практиці для зменшення суб'єктивного фактору в теперішній час при аналізі атмосферних процесів використовується багато кількісних характеристик. Так, при фронтологічному аналізі в зарубіжних прогностичних центрах широко застосовуються різні параметри, які є показниками бароклінності атмосфери і циклонічності баричного поля в нижній тропосфері [91, 105]. Для оцінки інтенсивності вертикальних рухів у фронтальних зонах використовується потенціальний вихор Ертеля [106], а також множинні критерії гідродинамічної та конвективної нестійкості атмосферних течій, індекси блокування тощо [107].

Оскільки при прогнозуванні погоди головна увага приділяється небезпечним та стихійним явищам, які часто обумовлюються проходженням атмосферних фронтів, важливо визначити найбільш інтенсивні ділянки останніх, де погіршення погодних умов є найімовірнішим.

Така задача вирішувалася в [105], які займалися оцінкою зв'язку між показником бароклінності нижньої половини тропосфери (параметром Ψ) і кількістю опадів, тобто вивчалась роль бароклінності у формуванні зон опадів. В останні роки з'являються роботи, автори яких використовують параметр Ψ як

один із предикторів при прогнозі сильного вітру та шквалів [93], зокрема, в дослідженнях [4, 108] зроблена спроба виявити зв'язок між параметром Ψ і небезпечним вітром (10 м/с та більше) в осінньо-зимовий період.

Мета дослідження полягає в кількісній оцінці ролі бароклінності в формуванні небезпечних явищ погоди на території України в літній період.

Згідно з поставленою метою вирішені такі задачі:

- розраховані поля фронтального параметра Ψ – показника бароклінності нижньої тропосфери;
- зроблено зіставлення полів фронтального параметра з картами добових сум опадів та штормових повідомлень про вітер.

Для аналізу використані поля фронтального параметра Ψ , синоптичні карти, штормові повідомлення по вітру, карти добових сум опадів та радіозонди для окремих пунктів України. Розрахунки фронтального параметра Ψ виконано за алгоритмом [89, 90] у вузлах сітки з кроком $2,5^\circ$ по широті і довготі за даними об'єктивного аналізу полів температури повітря і масової частки водяної пари на ізобаричних поверхнях 850, 700, 500 гПа за 00 UTC першого та двадцять шостого червня 2012 року, коли в окремих частинах України спостерігалось збільшення швидкості вітру до небезпечного, грози та опади. Область розрахунків обмежена паралелями $35\text{--}60^\circ$ півн. ш. і меридіанами $0\text{--}40^\circ$ сх. д. В тексті і на рисунках Ψ вказується в одиницях 10^{-10} м^{-1} .

Методика дослідження полягає в порівняльному аналізі параметра Ψ з сумами опадів та швидкістю вітру для виявлення наявності кількісного зв'язку бароклінності в області атмосферних фронтів з опадами та вітром.

В ситуації, що відбувалася першого червня, погодні умови в західних та центральних областях України були пов'язані з проходженням теплої ділянки полярного фронту; південні та східні райони знаходились під впливом холодного фронту.

Як показує рис. 2.3, полярний фронт з хвилями проходить в малоградієнтному баричному полі в широтній смузі між 45 та 55° півн. ш., при цьому більша

частина теплового фронту пов'язана з улоговиною, спрямованою майже з північного сходу на південний захід, а менша його частина разом з холодною ділянкою проходить через гребінь, орієнтований на північний схід.

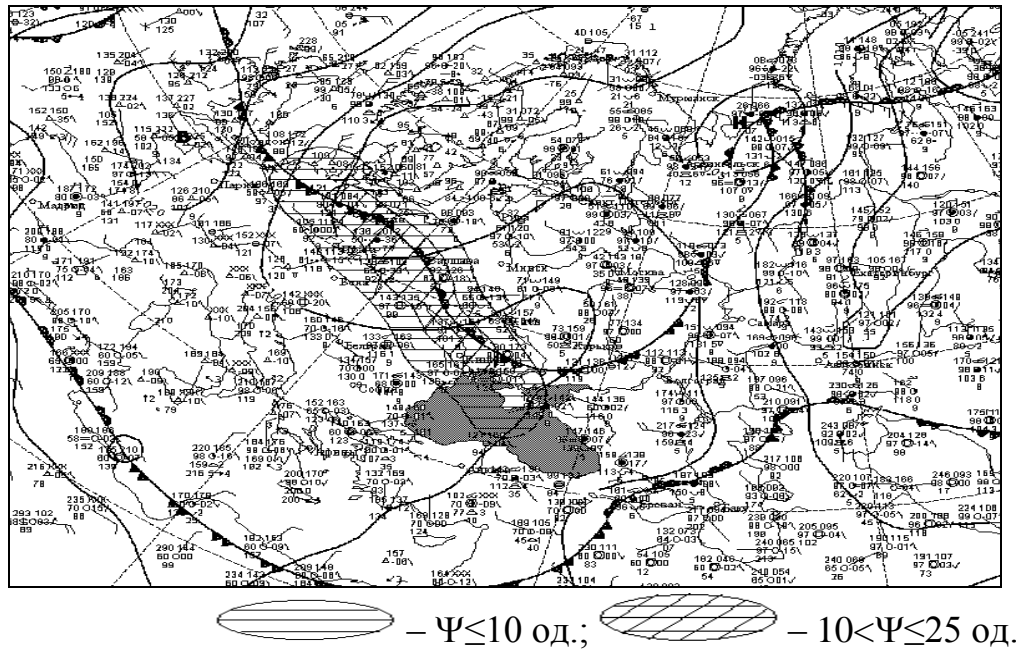


Рисунок 2.3 - Аналіз приземний 01.06.2012 р. 00 UTC.

Бароклінна зона ($\Psi \geq 2$ од.)

В роботах [91, 89] отримано, що в полі фронтального параметра Ψ більш чітко проявляються холодні фронти особливо в зимовий період; знайдено також зв'язок між параметром Ψ і опадами. Так, у фронтальних зонах, де $\Psi \geq 5$ од., в 60 % випадків спостерігаються опади [89], що свідчить про досить високу активність відповідних фронтів. Значення $\Psi = 5$ од. є пороговим для опадів. При прогнозі шквалів однією з необхідних умов виникнення шквалів є наявність фронтальної зони, де $\Psi \geq 2,5$ од. [93].

В нашому випадку додатні значення параметра Ψ отримані для теплої гілки полярного фронту і ділянки холодного фронту, яка проходить над північно-західним узбережжям Чорного моря. Рис. 2.3 показує, що Ψ змінюється від 2 до 10 од. в області 1 і від 11 до 25 од. поблизу лінії фронту в області 2. Бароклінна зона охоплює західні, центральні (в основному правобережні) і південно-західні

райони України, тобто територію, на якій відбувалося посилення вітру до 10–19 м/с і в багатьох пунктах спостерігалися грози (рис. 2.4). Слід відзначити, що з часом фронти мало змінювали своє положення. І тому штормова зона над вказаними районами України першого червня зберігалася протягом майже 13 годин (від 9 до 22 год.). При цьому найбільша кількість штормових повідомлень по вітру та грозах приходилась на полуденні та післяполудневі часи, що може свідчити про додатковий внесок термічної конвекції в загострення процесів.

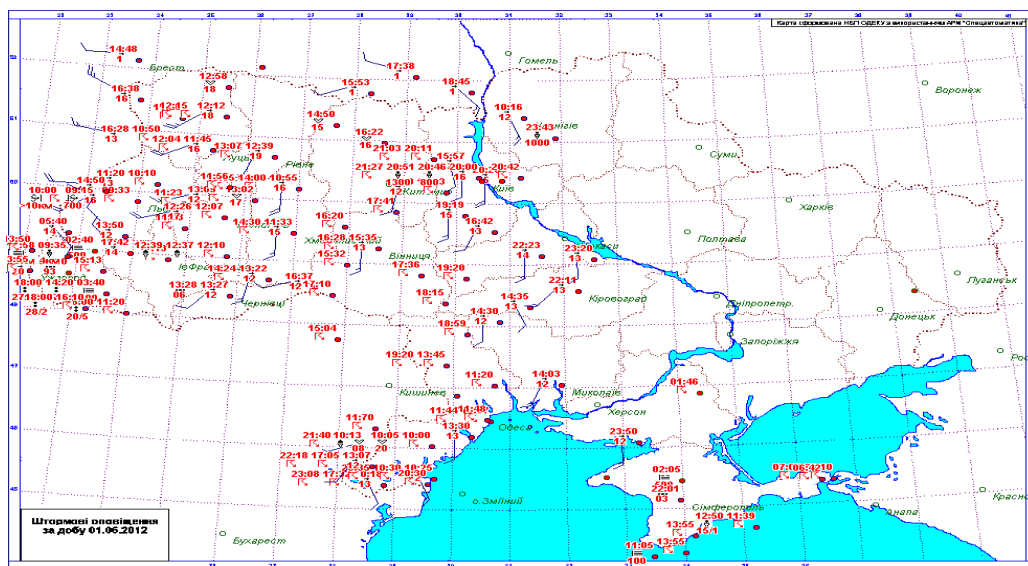


Рисунок 2.4 - Штормові повідомлення за добу 1 червня 2012 р.

На рис. 2.5 представлена карта опадів не тільки для території України, а й для Молдови і Румунії. Видно, що в більшості пунктів, які попадають в барокліну зону ($\Psi > 2$ од.), добова сума опадів змінюється в широких границях.

В центральних районах України (в правобережній частині) опади, кількість яких не перевищує 3 мм за добу, пов'язані з холодною ділянкою фронту, де значення параметра Ψ менші ніж 10 од. Перед теплою ділянкою фронту, що проходить над Західною Україною, опади інтенсивністю від 4 до 10 мм за добу спостерігаються в зоні, де Ψ перевищує 2 од. У вузькій зоні поблизу фронту Ψ змінюється від 10 до 25 од. (рис. 2.3, область 2), а добова кількість опадів в більшості пунктів складає 8–10 мм. Тобто підтверджуються висновки, що отримані в

роботах [89-91], згідно з якими більшим значенням Ψ відповідають більш інтенсивні опади. Великі суми опадів в Закарпатті та західних районах Румунії можна пояснити додатковим впливом орографії.

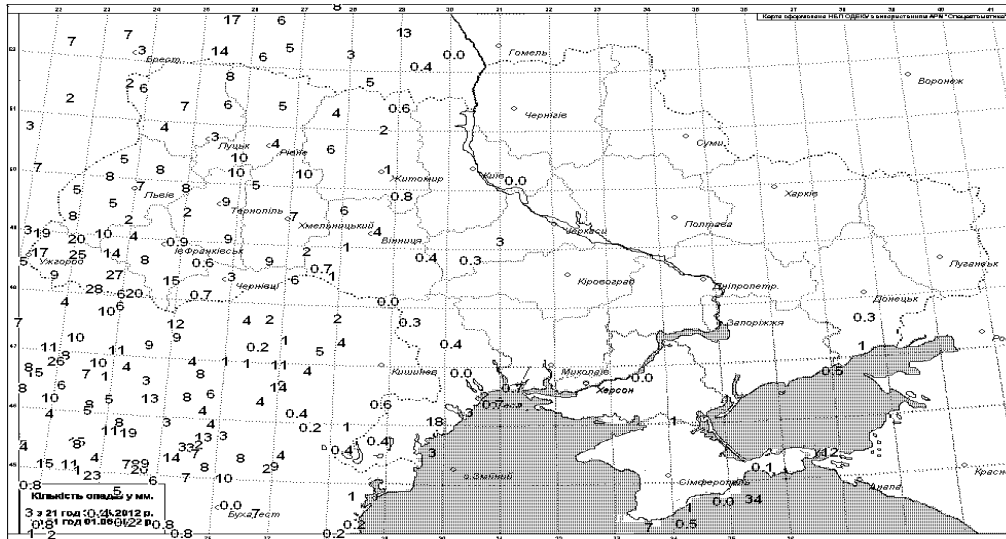


Рисунок 2.5 - Кількість опадів (мм) за добу 1 червня 2012 р.

В роботі [94], яка присвячена дослідженню впливу конвекції на формування небезпечних явищ погоди на території України, відзначається, що посилення вітру до шквалів, як і інші конвективні явища, виникають на фоні інтенсивних великомасштабних потоків зі значними вертикальними і горизонтальними зсувами вітру, тобто потоків, в яких може реалізуватися як бароклінна, так і баротропна нестійкість, що може сприяти виникненню гроз і ліній шквалів.

Оскільки в розвитку конвективних рухів основну роль відіграє доступна потенціальна енергія CAPE, в даній роботі проаналізовано радіозонди за перше червня для станцій: Одеса, Чернівці, Київ. Ці нічні радіозонди показали слабку нестійкість в районі Чернівців, де CAPE дорівнює 48 Дж/кг, та її відсутність в інших пунктах. Тобто в нічний строк конвективні рухи або відсутні, або слабкі, але в денні часи вони можуть досягати значної інтенсивності і, таким чином, сприяти і посиленню вітру, і формуванню конвективних опадів.

Ще одним показником нестійкості нижніх шарів атмосфери є індекс нестійкості TT, який при наявності конвекції перевищує порогове значення 44 °С.

Оцінки цього індексу для нашого випадку свідчать про те, що в бароклінній зоні теплового фронту ТТ змінюється від 44 до 52; в східних районах України (за холодним фронтом) ТТ коливається від 38 до 42.

Таким чином, посилення вітру, грози та опади в західних, центральних та південно-західних районах України обумовлене, перш за все, значною бароклінністю, інтенсивність якої досягає в полі параметра Ψ 25 од. Слабка конвекція, яка в денні часи могла посилюватися, також сприяла підвищенню швидкості вітру в указаній частині України. В східних районах формування зон небезпечного вітру, як і опадів не відбулося, тому що холодний фронт проходив через область підвищеного тиску і не проявлявся в полі параметра Ψ ; значення індекса ТТ також не відповідають умовам, які сприяють розвитку конвекції.

В ситуації, яка відбувалася 26 червня 2012 р., погодні умови на території України визначалися проходженням холодної гілки полярного фронту. На рис. 2.6 видно, що як холодна, так і тепла ділянки фронту добре проявляються в полі фронтального параметра, де Ψ змінюється від 2 до 30 од. в області 1 і досягає 40 од. в області 2. Найбільші значення Ψ відзначається у вузькій смужі за холодним фронтом і перед ним (над Північно-Західним Причорномор'ям). Меридіональне спрямованій ділянці цього фронту відповідають від'ємні значення параметра Ψ , що свідчить про слабку його інтенсивність.

З часом полярний фронт пересувався в південному напрямку і через 6 годин він проходив над північно-західним узбережжям Чорного моря і центральними районами України, а через добу був вже поза її межами. Повідомлення про посилення вітру до 10–13 і навіть до 15–16 м·с⁻¹ надходили в першу половину дня, в основному, з західних та центральних районів України, а в другу – з південних та східних її районів (рис. 2.7).

В указані години відповідні території знаходились в зоні, де значення Ψ дорівнювали або перевищували 2 од. Цей результат узгоджується з висновками, щодо можливості використання параметра Ψ в якості потенціального предиктора при прогнозі шквалів [93].

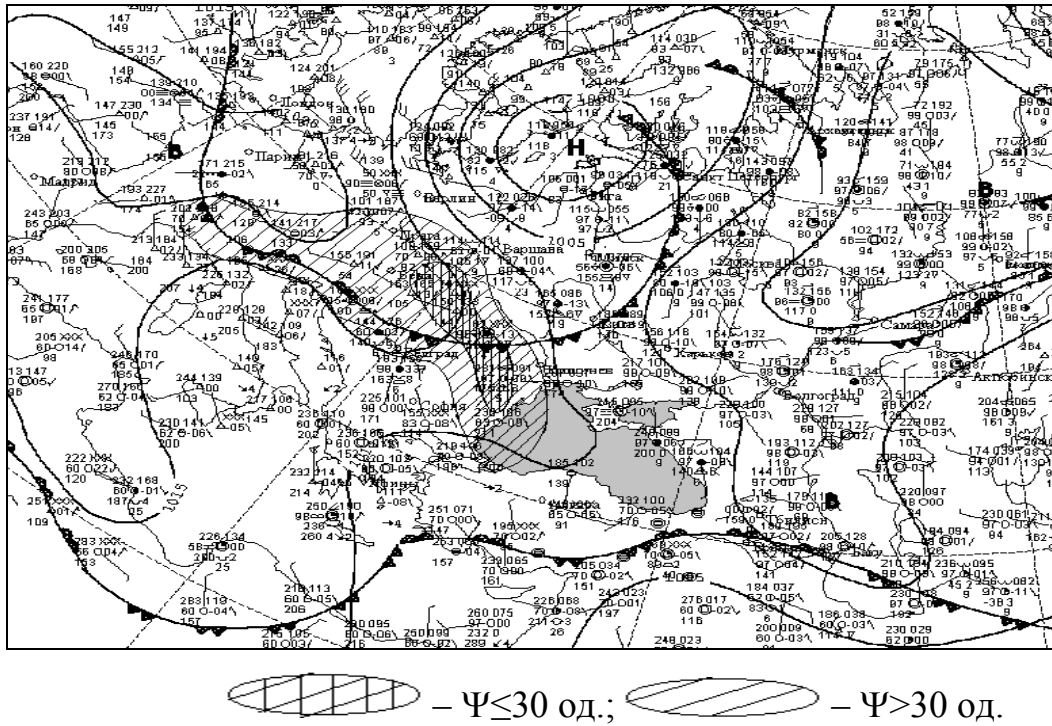


Рисунок 2.6 - Аналіз приземний 26 червня 2012 р., 00 UTC.

Бароклінна зона ($\Psi \geq 2 \times 10^{-10} \text{ м}^{-1}$)

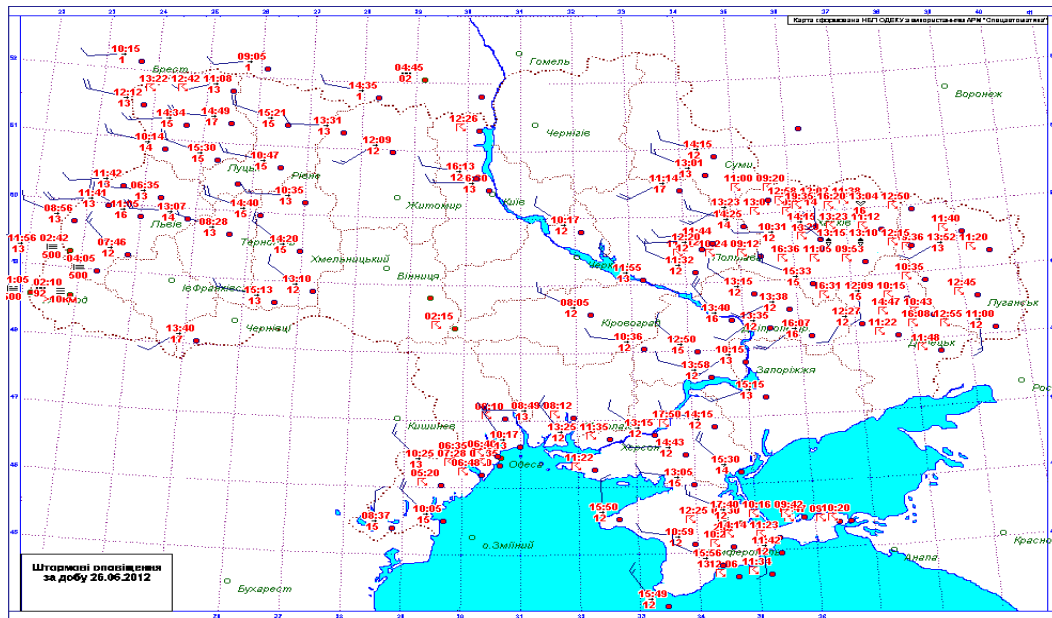


Рисунок 2.7 - Штормові повідомлення за добу 26 червня 2012 р.

Аналіз поля опадів за 26.06.2012 р. (рис. 2.8) показує, що в західних та центральних областях України як посилення вітру, так і опади пов'язані з про-

ходженням холодного фронту. Практично всі пункти з опадами знаходяться в бароклінній зоні, де $\Psi \geq 2$ од. Найбільша кількість пунктів, в яких добові суми опадів змінюються від 10 до 24 мм, потрапляє в найбільш інтенсивну частину бароклінної зони, де Ψ набуває значень в діапазоні 30–40 од. Східні та південно-східні райони України знаходяться під впливом ділянки фронту значно меншої інтенсивності і суми опадів тут також менші: в східних районах вони не перевищують 5 мм, а в більшості пунктів менші 1 мм.

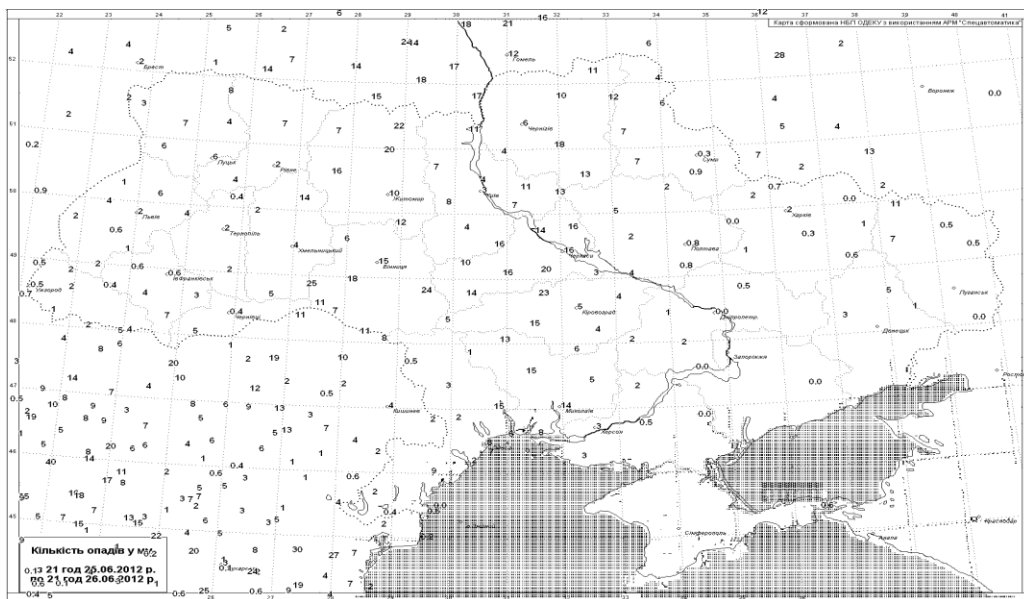


Рисунок 2.8 - Кількість опадів (мм) за добу 26 червня 2012 р.

Опади зі значною інтенсивністю відмічаються за холодним фронтом, де сприятливі умови для розвитку конвективних рухів, особливо в денні часи. Про це свідчать значення доступної потенціальної енергії CAPE, яка навіть в нічний строк для Києва (за холодним фронтом) складає близько 12 Дж/кг, а в 12 годин досягає 42 Дж/кг [15]. Нажаль відсутність даних радіозондування не дає можливості оцінити цей фактор для інших пунктів.

Щодо індексу нестійкості TT, то ця характеристика в центральних районах України, тобто (за холодним фронтом) змінюється від 40 до 48 °C і навіть досягає 53 °C, тобто декілька перевищує порогове значення. Можна вважати, що в денні часи це перевищення було значно більшим.

2.4 Вплив розвитку висотних циклонів посилення опадів

В роботах по дослідженню синоптичних умов формування зон опадів на території України [13, 14, 25] отримано , що в останні роки інтенсивні опади порівняно часто бувають пов'язані з висотними циклонами.

Як відзначалось вище, згідно робіт [109, 110] циклони на висотах найчастіше утворюються над південно-західними районами Західної Європи. Але дослідження атмосферних процесів над першим синоптичним районом показують, що в теперішній час висотні циклони утворюються і в інших географічних районах.

Так, в період 5-9 липня 2010 р. зони опадів спостерігаються під висотним циклоном, який сформувався в глибокій улоговині над Середземноморським басейном. В травні 2012, 2014 і 2017 років в періоди 22-24, 24-25 і 19-20 відповідно на півдні України опади були пов'язані з циклонами, які утворилися над Чорноморським басейном [8].

Слід відзначити, що в усіх перелічених випадках циклони виникали в глибоких висотних улоговинах, охоплюючих великі території від полярних широт до африканського континенту.

Далі виконано гідродинамічний аналіз двох ситуацій з висотними циклонами. Перша ситуація відбулась 21-24 липня 2014 р., коли висотний циклон сформувався в районі, де вони виникають найчастіше, тобто в південно-західній частині Західної Європи.

Як показує аналіз синоптичних процесів над Західною Європою в період 21-24.07.14 р., умови виникнення і еволюції висотного циклону є звичайними. Цей циклон сформувався в глибокій холодній улоговині циклону над Північною Атлантикою. На ізобаричній поверхні 300 гПа циклон окреслюється двома замкнутими ізогіпсами. У вигляді замкнутого центру циклон простежується також в середній тропосфері (на AT_{500}). Такі циклони виникають в результаті відсікання холодних глибоких улоговин від полярного осередку, тому такі циклони називаються циклонами відсікання [23]. Згідно з [110] висотні циклони можуть

простежуватися на приземній карті у вигляді однієї замкнутої ізобари. Дійсно, в нашому випадку циклон втратив зв'язок з поширеною областю низького тиску над Норвежським морем і почав існувати окремо; на приземній карті йому відповідає центр, який окреслюється ізобарою 1010 гПа (рис. 2.9а); в наступні дні періоду циклон виявляється лише на висотних картах.

Протягом розглянутого періоду циклон пересувався з Атлантичного узбережжя Європи на центральну частину Середземноморського басейну.

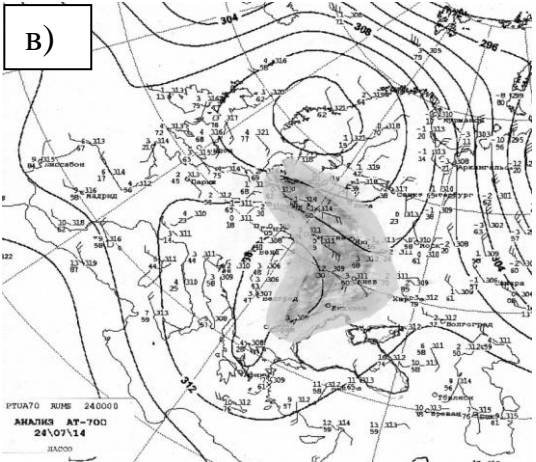
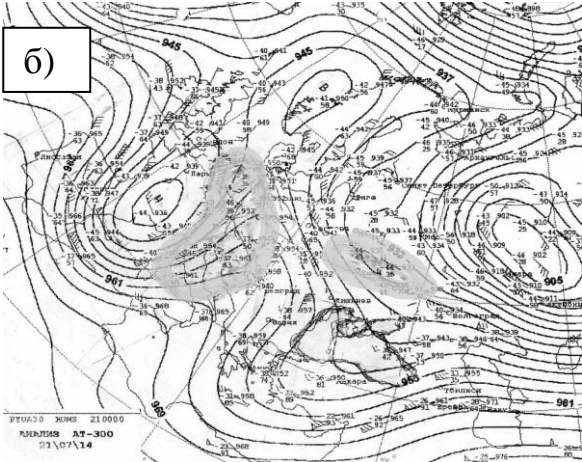
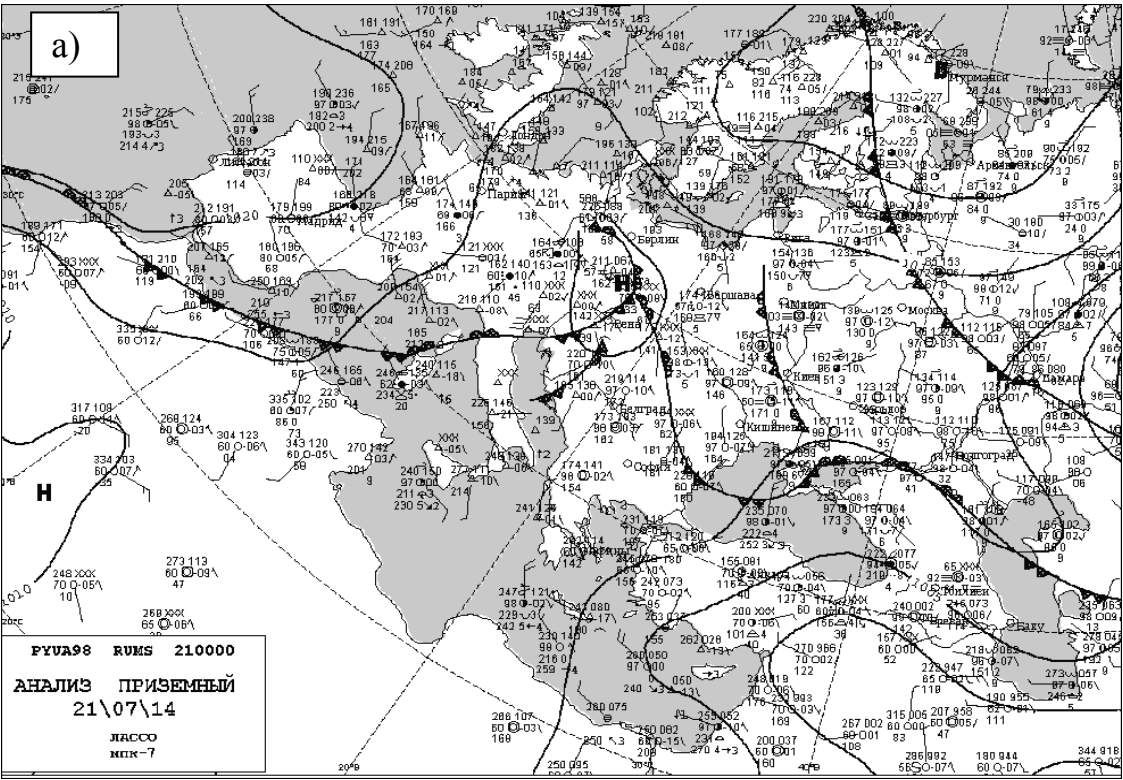


Рисунок 2.9 - Приземний аналіз за (а) 21 липня 2014 р. карти АТ-300 з виділеними зонами опадів за 21 (б) та 24 (в) липня 2014 р.

Якщо звернути увагу на баричні поля на приземних картах, то перш за все, можна відзначити, що всі поля відрізняються дуже малими градієнтами як над територією Західної Європи, так і України. Проте висотні поля тиску досить активні, особливо у верхній тропосфері. Так, на початку періоду над Середземноморським басейном проходить ділянка інтенсивної фронтальної зони (ВФЗ), з якою пов'язана струминна течія, де швидкість вітру перевищує $40 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Ця ВФЗ окреслює висотну улоговину, в якій сформувався висотний циклон. Саме зі східною частиною улоговини пов'язані поширені зони опадів.

Карти АТ-300 за 21 і 24 липня 2014 р. (рис. 2.9 б, в) показують, що з переміщенням висотного циклону на схід зміщується і зона опадів.

Наступна ситуація, з якою пов'язано формування висотного циклону 11-13 вересня 2013 р., відрізнялась від синоптичної ситуації в липні тим, що атмосферні процеси над першим природним синоптичним районом, визначаються перш за все, впливом Азорського антициклону, гребінь якого біля поверхні землі проходив в широтному напрямку від атлантичного узбережжя Західної Європи над Середземноморським басейном до західного узбережжя Балканського півострова (рис. 2.10, 2.11).

Східні райони Західної Європи та західне Причорномор'я знаходяться під впливом області зниженого тиску, яка окреслюється ізобарою 1020 гПа; над європейською Росією та Україною поле переважно антициклонічне з однією замкнутою ізобарою 1020 гПа.

Як показує аналіз карти АТ-850, в нижній тропосфері поля тиску, як і поле температури, також малоградієнтні, при цьому більша частина Європейського континенту знаходиться під впливом циклонічного поля у вигляді глибокої улоговини, в якій сформувався висотний циклон.

На АТ-850 він окреслюється однією замкнутою ізогіпсою, на АТ-500 – трьома, а на АТ-300 – чотирма замкнутими ізогіпсами. Улоговину в якій сформувався висотний циклон, можна розглянути як частину хвилі Россбі, яка чітко простежується в середній і верхній тропосфері: гребінь цієї хвилі проходить над

атлантичним узбережжям Західної Європи до Скандинавського півострова, а улоговина охоплює всю територію Західної Європи і досягає узбережжя Африки. Як відзначалось вище, висотні циклони можуть виникати завдяки заповненню приземних центрів або в результаті відсікання частини улоговини від циклону. В цьому випадку циклон сформувався через відсікання частини улоговини, яка поглиблювалась та розповсюджувалась на південний-захід.

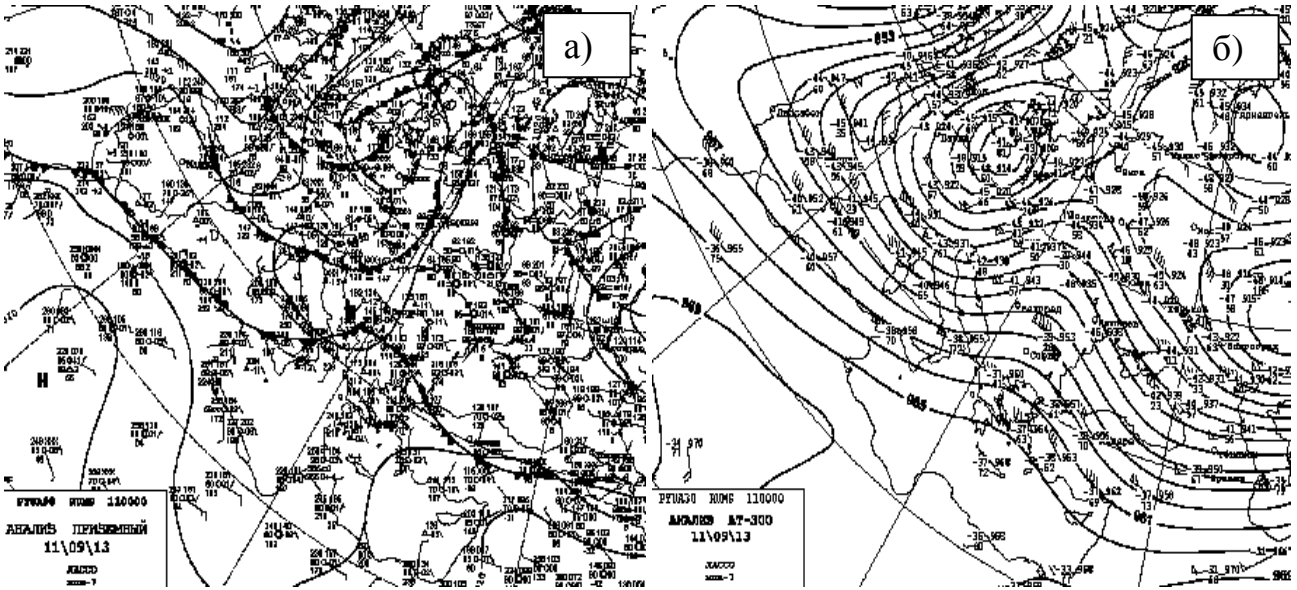


Рисунок 2.10 – Приземний аналіз (а) і карта АТ-300 (б) за 11.09.13 р.

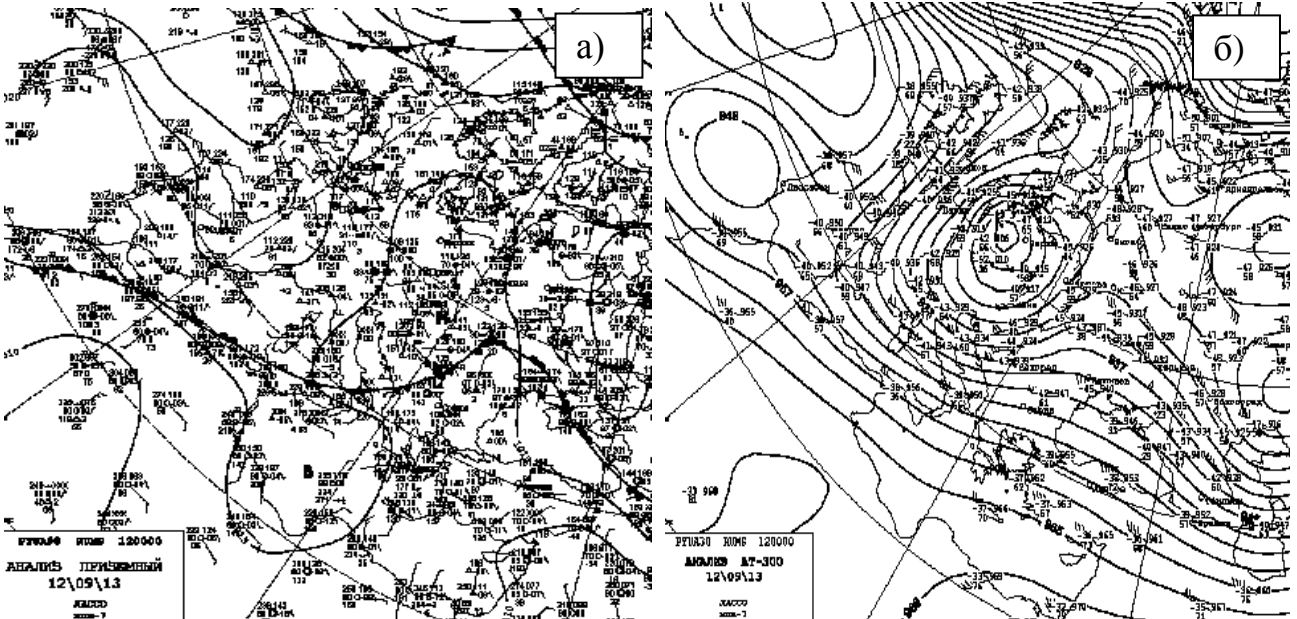


Рисунок 2.11 – Приземний аналіз (а) і карта АТ-300 (б) за 12.09.13 р.

На початку періоду (11.09.13 р.) висотному циклону на приземній карті відповідає одна замкнута ізогіпса 1015 гПа, а вже 12 та 13.09.13 р. циклон простежується лише на висотних картах (рис. 2.11). Відсікання циклону здійснилося над Північними районами Західної Європи, його центр знаходиться біля точки з координатами приблизно 52° пн.ш. і 10° сх.д.

По периферії висотної улоговини проходить динамічно значуща висотна фронтальна зона; з її північно-західною та південно-східною частинами пов'язані струменні течії зі швидкістю вітру до 40 м/с. Відомо, що динамічно значущою є фронтальна зона, де градієнт геопотенціала дорівнюють або перевищують 16 дам на 1000 км [107, 111]. В нашому випадку на південній та південно-східній периферіях (на АТ-300) перепад висот на 1000 км досягає 24 дам; в середній тропосфері він складає 20 дам.

В наступні дні розглянутого періоду характер баричного поля біля поверхні землі практично не змінюється, поле залишається малоградієнтним, циклон зберігається тільки на висотах, починаючи з поверхні 850 гПа.

Максимального розвитку циклон досягає 12.09.13 р., коли на карті АТ-300 він окреслюється п'ятьма замкнутими ізогіпсами (рис 2.11). Практично не змінюється інтенсивність ВФЗ: на південній та південно-східній периферіях висотної улоговини, як в середній тропосфері, так і в верхній зберігаються струмені течії зі швидкістю вітру до 40-45 м/с.

Відзначимо, що висотний циклон являє собою холодне баричне утворення: на картах баричної топографії, висотній улоговині з циклоном відповідає улоговина холоду з замкнутим центром, який знаходиться над замкнутою областю зниженого тиску.

Протягом періоду циклон повільно пересувався в східному напрямку і 13 вересня 2013 р. його південно-західна периферія знаходиться вже над західним Причорномор'ям. Зі східною частиною цього циклону пов'язані зони опадів, які, як і в першому випадку, пересувались разом з циклоном. Найбільш інтенсивні опади спостерігались на території України (в її західних, центральних та південних областях) 13.09.13 р.

3 УМОВИ ФОРМУВАННЯ ТА ПРОГНОЗ НИЗЬКОЇ ХМАРНOSTІ ТА ТУМАНУ НАД ОДЕСОЮ

3.1 Вплив динамічних характеристик нижнього шару атмосфери на еволюцію низької хмарності

Питання збільшення точності прогнозування характеристик низької хмарності не є новим, але його актуальність тривалий час залишається стабільно високою. Пояснюється це постійним розвитком авіації, для діяльності якої низька хмарність є одним з найважливіших факторів льотно-метеорологічної обстановки. У найбільш технічно оснащеному аеропорту України (Бориспіль) можливість «сліпої посадки» в повній мірі не реалізовується. Системи автоматичної посадки виконують лише вертикальне наведення, виводячи повітряне судно за курсом на торець ЗПС, а вирівнювання і посадка виконуються вручну.

Встановлення візуального контакту з ЗПС на рівні не нижче висоти прийняття рішення (ототожнюється з висотою нижньої межі хмарності) на сьогоднішній день є обов'язковим елементом безпечної посадки, в іншому випадку здійснюється догляд повітряного судна на друге коло, в зону очікування або на запасний аеродром [112].

Метою даного етапу дослідження є визначення можливості ідентифікації та просторово-часової еволюції хмарного шару в полі динамічних характеристик атмосфери.

Великими стрілками на рис. 3.1 показана періодичність оновлення даних моделі GFS (аналіз), тонкими стрілками показані терміни, в які використовувалися прогностичні дані.

Як динамічних характеристик атмосфери для проведення дослідження приймалися: вертикальна складова вихору швидкості Ω_z , дивергенція D , їх вертикальні градієнти і локальні похідні в шарах земля-925 гПа, 925 гПа-850 гПа, 850-гПа-700 гПа, розрахунок яких проводився за допомогою алгоритмів і графічних процедур АРМ синоптика.

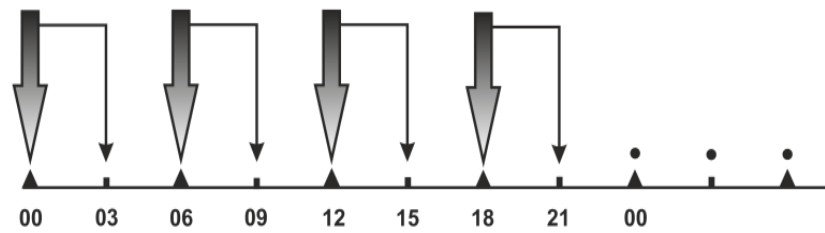


Рисунок 3.1 - Схема отримання вихідних даних з американського серверу NOMADS у масштабі 1 доби.

Цей набір параметрів розраховувався кожні 3 години (з 00 СГВ 05-09.01.2016 р.), на рівні землі і на ізобаричних поверхнях 925, 850 і 700 гПа, що дозволило сформувати їх тимчасові ряди на зазначених висотах [18].

У дослідженні розглянуто випадок виходу на територію України циклону з південного заходу в період з 05.01.2016 по 09.01.2016 г. При цьому головна увага приділялася тим проміжків часу, протягом яких значення НМХ перебували нижче позначки 100 м. Аналіз часового ходу нижньої межі хмарності (рис. 3.2), показує, що протягом зазначеного періоду спостерігалися три відрізка часу (38-40, 46-51 і 59-70 год.), протягом яких НМХ опускалася нижче позначки 100 м.

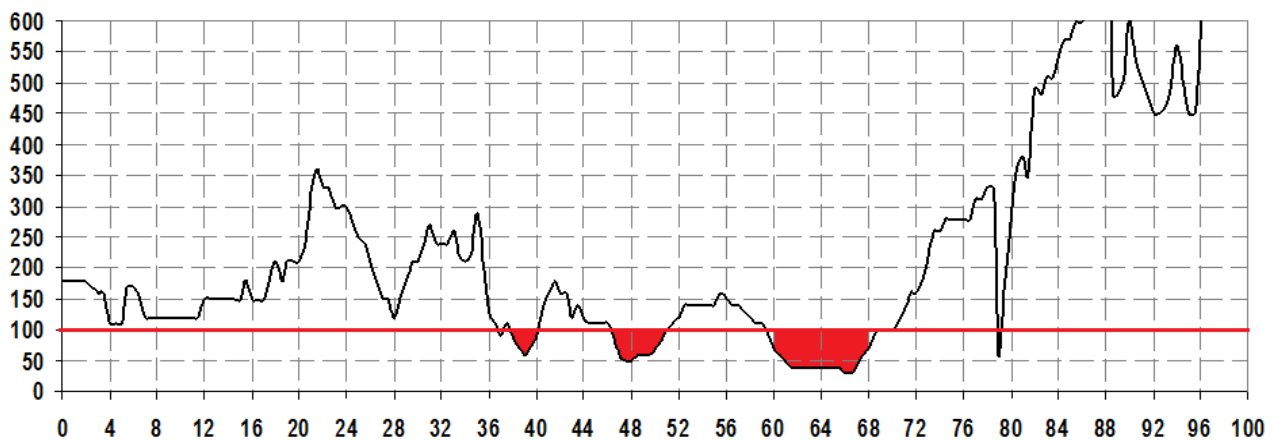


Рисунок 3.2 - Часовий хід НМХ в період з 5.01.2016 р. по 9.01.2016 р. за даними аеродрому Одеса

Для подальших розрахунків доцільно обмежитися тимчасовим відрізком до 81 години, після якого спостерігалося стійке зростання НМХ. Оскільки дискретність спостережень за НМХ не збігається з тимчасовою дискретністю парамет-

рів, обраних в якості динамічних характеристик, то скориставшись методом змінного середнього (вбудований алгоритм програмного забезпечення Origin Laboratory 8.0 (функція Smooth)) часовий ряд НМХ приведений до необхідної періодичності (3 години).

Для визначення характеристик, які перебувають в найбільш тісному зв'язку з еволюцією НМХ, розрахована циклічна кореляція між відповідними по часу значеннями НМХ та досліджуваними величинами.

Аналіз отриманих графіків циклічної кореляції для показників вихору швидкості свідчить, що кореляційний зв'язок, близька до значущою, спостерігається між значеннями НМХ <100 м і вертикальної складової вихору швидкості на ізобаричній поверхні 925 гПа (а).

Дві інші характеристики вихору швидкості ($d\Omega_z/dz$ і $\partial\Omega_z/\partial t$) не демонструють значної кореляційної зв'язку ні на одному з розглянутих рівнів (б, в).

Незважаючи на досить слабкий кореляційний зв'язок НМХ з характеристиками вихору швидкості, все ж зупинимося на аналізі відрізка часу, протягом якого було порушено розклад руху повітряних суден через зниження нижньої межі хмарності.

На рис. 3.3 представлений часовий хід вихору швидкості на рівні землі і ізобаричної поверхні 925 гПа протягом часового інтервалу від 60 до 72 годин (від 12 СГВ 07. 01. 16 до 00 СГВ 08. 01. 16) з якого видно, що моменту зниження НМХ відповідає зменшення циклонічної завихреності на рівні 925 гПа і його підвищення у поверхні землі (період з 60 до 63 годин), що обумовлює зміну знака вертикального градієнта вихору з позитивної на негативну (з 63 до 68 годин). Періоду підвищення НМХ відповідає зворотний процес - зменшення завихреності біля землі і її збільшення на рівні 925 гПа (з 68 годин).

Таким чином, позитивний кореляційний зв'язок на рівні 925 гПа говорить про те, що зменшення значень завихреності на даній ізобаричній поверхні з одночасним її збільшенням у землі відповідає зниженню НМХ або, іншими словами, зниження НМХ супроводжується зміною знака градієнта вертикальної складової вихору швидкості в шарі хмароутворення.

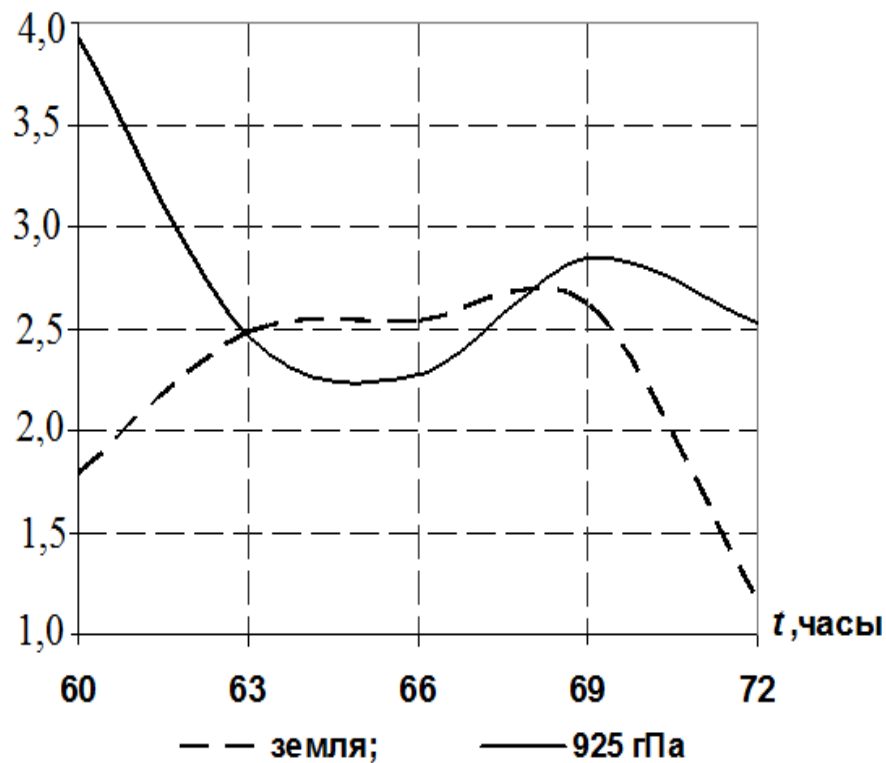


Рисунок 3.3 - Часовий хід вихору швидкості на рівні земля та 925 гПа

Кореляційний зв'язок між НМХ та характеристиками дивергенції істотно відрізняється від зв'язку з характеристиками завихореності. Зокрема, на слайді видно, що в періоди максимального зниження НМХ спостерігається значний зворотній кореляційний зв'язок ($-0,8 < r < -0,6$) між конвергенцією у поверхні землі і НМХ. Одночасно в цей же період (з 60 до 70 год) на рівні 850 гПа простежується пік слабкою позитивною кореляційною зв'язку, між НМХ та дивергенцією, який говорить про наявність дефіциту маси на цьому рівні.

Відповідно, процес зниження НМХ супроводжується формуванням динамічних умов, що обумовлюють активне надходження повітря в шар хмароутворення від поверхні землі і його розтікання вище шару хмароутворення.

Дивергенція на рівні 700 гПа значущою кореляційною зв'язку з НМХ протягом аналізованого періоду не показує.

Звернемося до тимчасового ходу дивергенції, виключивши при цьому з розгляду перший проміжок часу (38-40 год) в силу його нетривалість і розглядаючи проміжки 46-51 год і 59-70 год.

Виявлено, що періодам зниження НМХ відповідає формування профіциту маси у землі (негативні значення дивергенції зменшуються) і її дефіциту на рівні 925 гПа (позитивні значення дивергенції ростуть).

Така динаміка забезпечує приплив повітря від поверхні землі до шару хмароутворення і його подальший відтік поблизу рівня 925 гПа або, що найбільш ймовірно, під які затримують шаром. Зміна дивергенції на рівні поверхні 850 гПа, аналогічні її змін у поверхні землі.

Характерно, що часовим проміжкам з мінімальними значеннями НМХ відповідають найбільші піки вертикального градієнта дивергенції в підхмарних шарі, і, як наслідок, на переважне надходження повітря в шар хмароутворення від поверхні землі.

Відзначаючи важливу кореляційний зв'язок між вертикальним градієнтом дивергенції і НМХ ($r > 0,6$) в періоди максимального зниження НМХ (рис. 3.4) в шарі від землі до рівня 925 гПа, зупинимося на наступному.

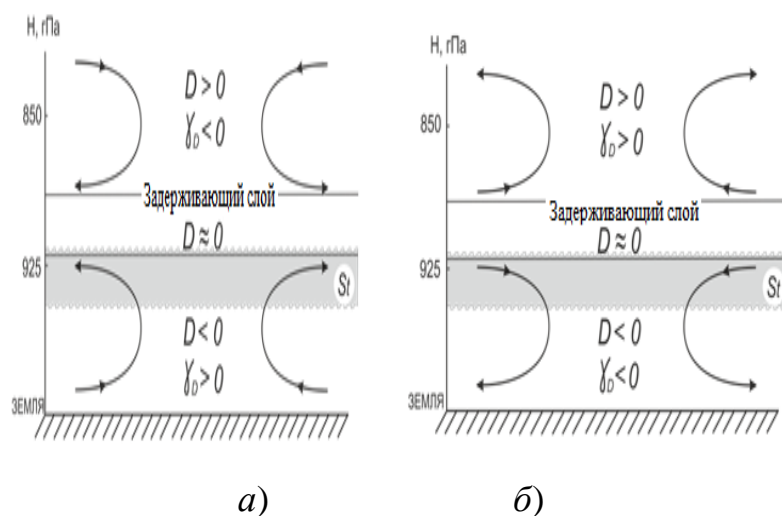


Рисунок 3.4 - Схема впливу дивергенції D та її вертикального градієнту γ_D на процеси зниження (а) та підвищення (б) НМХ.

Порівнюючи часовий хід вертикального градієнта дивергенції в шарі земля-925 гПа і 925-850 гПа, неважко помітити, що періоди зниження НМХ нижче позначки 100 м (38-40 год, 46-51 год і 59-70 год) характеризуються наявністю різноспрямованих піків з якимсь тимчасовим зсувом.

У той же час, в шарі 925-850 гПа з уже зазначеним тимчасовим зрушенням о 3 годині відбувається зменшення вертикального градієнта дивергенції

З урахуванням того, що локальні зміни дивергенції (рис. 3.4) значущого впливу на зміни НМХ ні на одному з розглянутих рівнів не роблять, це дозволяє динаміку процесів зниження і підвищення НМХ представити у вигляді схеми.

Для перевірки правильності наших висновків про вплив дивергенції на еволюцію НМХ, було побудовано поле значень нижньої межі хмарності за терміни 12 і 15 СГВ 07.01.2016. (рис. 3.5)

Якщо отримані по часових рядах результати вірні, то просторова структура поля дивергенції в зоні, яка характеризується мінімальними значеннями НМХ, повинна бути ідентичною тій, яка спостерігалася в моменти максимального зниження НМХ.

Вертикальні розрізи дивергенції, через зону зі значеннями НМХ менше 100м за зазначений термін (відповідно уздовж кривих АВ і А'В' на рис.3.5) показують наявність осередків з від'ємними значеннями у поверхні землі і їх поступове ослаблення до рівня 925 гПа, а також області з її позитивними значеннями вище рівня 850 гПа.

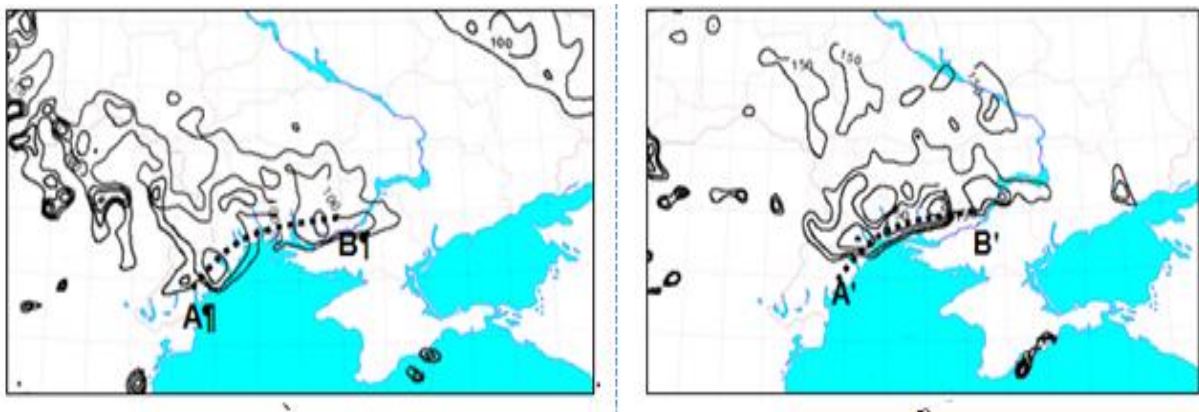


Рисунок 3.5 - Поле нижньої границі хмарності ($H_n \leq 150$ м) за 12 (а) та 15 (б) СГЧ 07. 01. 2016

Область, відповідна значенням дивергенції близьким до нульових, найімовірніше, ідентифікує затримує шар, під яким знаходиться шар хмароутворення.

Характерно, що відрізках з найменшою висотою нижньої межі затримує шару відповідають ділянки з найбільшим вертикальним градієнтом дивергенції, що підтверджує отримані вище висновку.

У припущенні того, що найбільша детермінованість еволюції НМХ з дивергенцією може спостерігатися з тимчасовим зрушенням, виконаний розрахунок кореляції між значеннями НМХ та дивергенцією зі значеннями тимчасових зрушень 18, 15, 12, 9, 6, 3 години.

Аналіз залежності кореляції для 3-х періодів зниження НМХ від величини зсуву показує, що її максимальне значення спостерігається між фактичними значеннями НМХ та значеннями дивергенції, що спостерігалися за 12 годин до мінімальних значень НМХ.

Зазначена закономірність характерна для всіх 3-х випадків зниження НМХ. Таким чином, можна припустити, що динамічні умови, що обумовлюють зниження НМХ формуються в нижньому шарі атмосфери за 12 годин до самого зниження.

3.2 Прогноз низької шаруватої хмарності над Одесою у холодне півріччя

Підвищення рівня безпеки польотів в глобальному масштабі має важливе значення для забезпечення того, щоб повітряний транспорт і надалі відіграв важливу роль одного з чинників сталого економічного і соціального розвитку в усьому світі. Безпека, регулярність та ефективність польотів авіації залежить від багатьох факторів, обумовлених зовнішнім середовищем, серед яких значну роль відіграє прозорість атмосфери [112], особливо вертикальна видимість, тобто нижня межа хмарності, що співпадає з висотою прийняття рішення пілота про посадку.

Метою цього етапу дослідження є визначення режиму формування низької хмарності над Одесою взимку та розробка прогнозу висоти нижньої межі шаруватої хмарності в зимовий період над міжнародним аеропортом Одеса.

Так, за п'ятирічний період (з 2014 по 2018 рр.), тобто за 155 днів у січні або 1240 строків спостережень виявлено 888 випадків, коли утворювалася шарувата хмарність, а саме у січні над Одесою переважали хмари шаруватих форм. На рис. 3.6 представлена повторюваність хмарності різних форм, включаючи випадки ясної погоди. Звідси видно, що купчасті хмари виникали трохи частіше, ніж безхмарне небо - 15 проти 13%, причому переважно хмари вертикального розвитку представлені купчасто-дощовими (168 спостережень або 14% від загального числа спостережень).

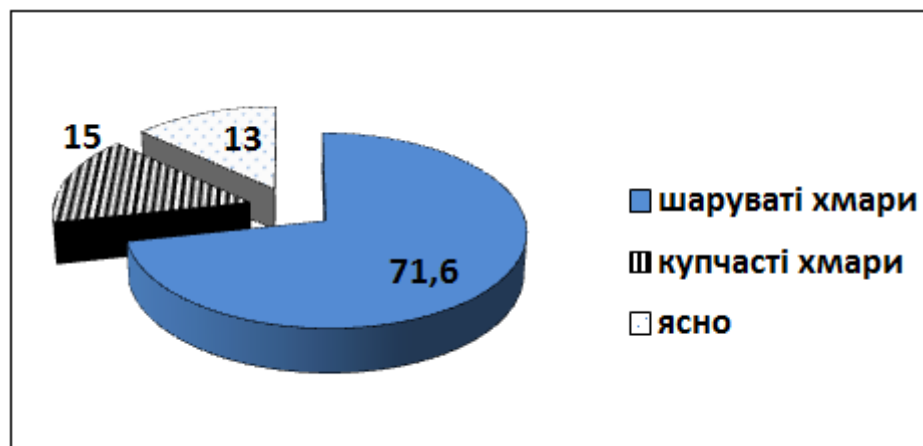


Рисунок 3.6 - Повторюваність хмарності різних форм над Одесою в січні 2014-2018 рр.

З року в рік за вказаний період зберігалася перевага шаруватої хмарності з відносним максимумом в 2018 р і мінімумом в 2015 р - 77,4 і 62,5%, відповідно (рис. 3.7а). Зниження хмарності до $H_{нмх} \leq 300$ м спостерігалось лише за наявності шаруватих хмар (рис. 3.7б), в той час як в градації 300-600 м подібної хмарності приблизно половина.

Протягом обраного п'ятиріччя хмари спускалися нижче 300 м тільки 22 рази, з них тричі $H_{нмх} = 100-200$ м, тобто частка низької хмарності становила в січні всього 2,5%. Наступна градація, а саме 300-600 м, спостерігалася значно частіше - 15,5%, а найчастіше нижня межа хмарності розташовувалася вище 2500 м.

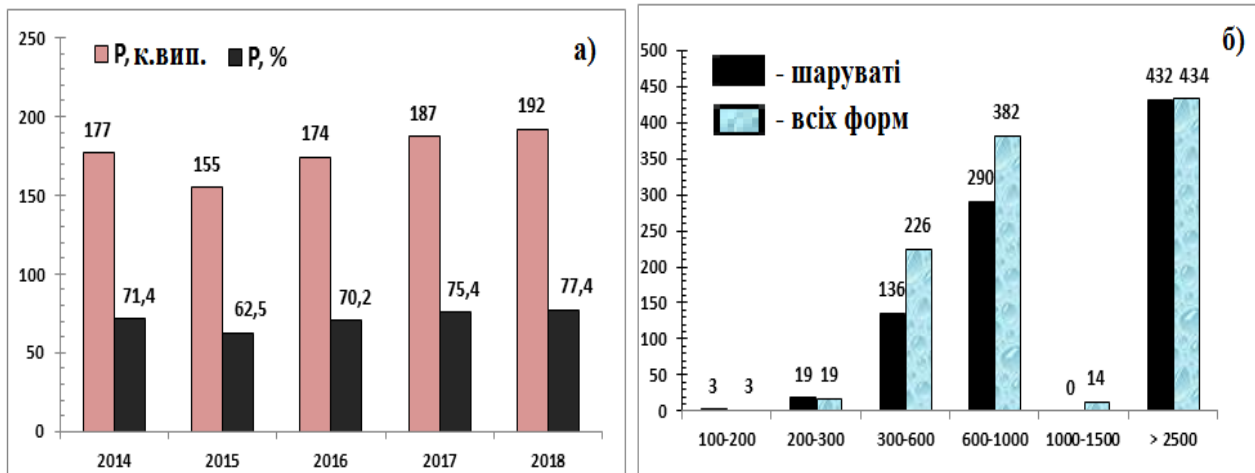


Рисунок 3.7 - Міжрічна мінливість частки шаруватих хмар (а) та повторюваність (к.в.) градації висоти їх нижньої межі над Одесою в січні 2014-2018 рр.

Прогноз хмарності тісно пов'язаний з прогнозом синоптичного положення і розробляється на основі закономірностей, що відображають зв'язок між формуванням хмарності і різними атмосферними об'єктами (баричними утвореннями, фронтами і повітряними масами). При розробці прогнозу хмарності насамперед враховуються переміщення і еволюція баричних утворень і атмосферних фронтів, адвекція і трансформація повітряних мас, добовий хід ряду метеорологічних величин і вплив місцевих фізико-географічних особливостей [112].

Для отримання прогностичних залежностей були побудовані на картах АТ-850 12-годинні траєкторії проти основного потоку для визначення адвективних значень температури і точки роси - T_a та T_{da} . Також розраховувалися значення вертикального градієнта температури (γ , $^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) для обліку вплив термічної стійкості повітряних мас.

На базі всіх розрахованих характеристик для випадків $N_{нмх} \leq 300\text{ м}$ і $N_{нмх} = 300-600\text{ м}$ сформований масив даних для побудова графіків, які наведені на рис. 3.

Як видно з рис. 3.8а, хмари будуть знижуватися при значеннях адвективного дефіциту точки роси не вище $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ і дуже обмеженою градації приземної температури у пункті прогнозу, на відміну від випадків з $N_{нмх} = 300-600\text{ м}$.

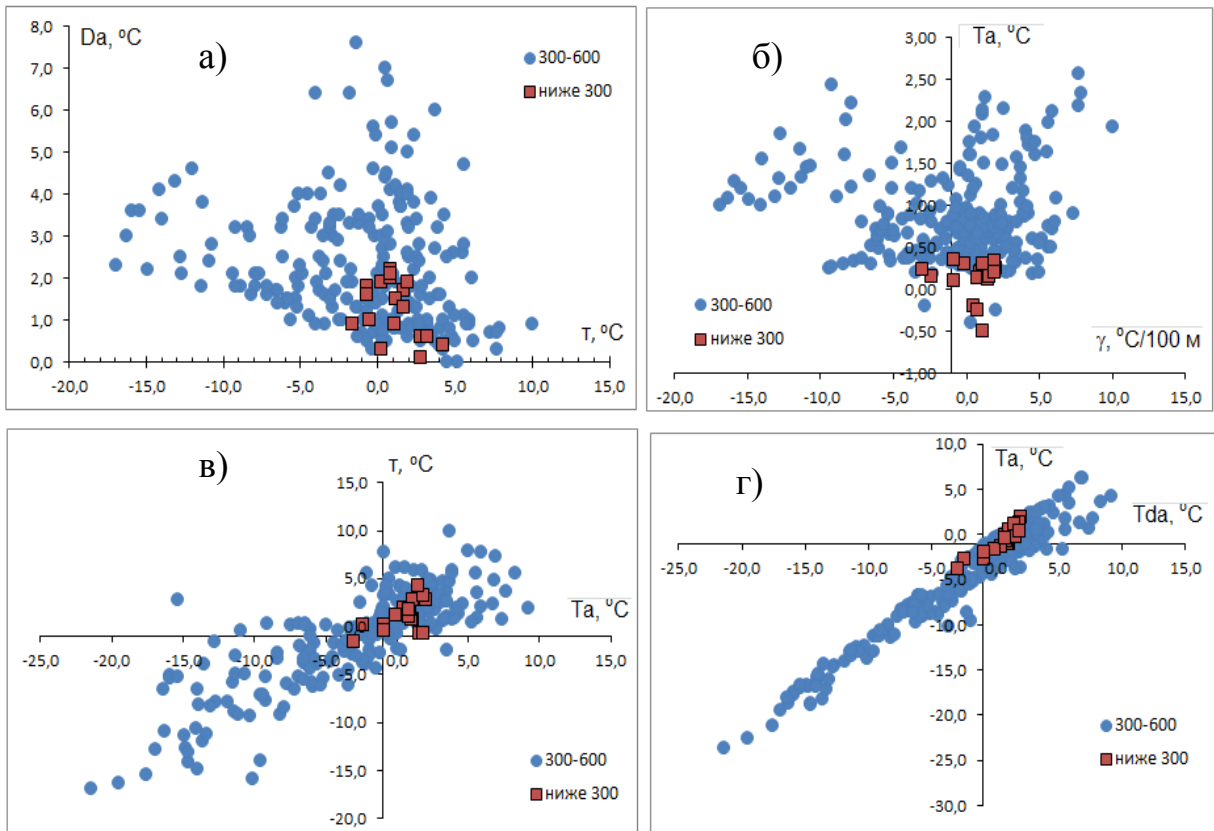


Рисунок 3.8 - Прогностичні залежності для низької шаруватої хмарності над Одесою в січні 2014-2018 рр.

Подібна картина спостерігається на рис. 3.8в, де також область, яка відповідає формуванню $N_{nmh} \leq 300$ м представлена чіткою хмарою точок. Однак, більш якісні результати представлені на рис. 3.8б в і 3.8г, де область точок, відповідних $N_{nmh} \leq 300$ м, відділяється від області точок іншої градації.

3.3 Оцінка ефективності прогнозу радіаційного туману індексами FSI, FP та FT

Як відомо, видимість входить в один із так званих мінімумів погоди для повітряного судна в силу того, що погіршення горизонтальної видимості поряд з наявністю низької хмарності [112], є одними з найважливішими погодними характеристиками, які чинять безпосередній вплив на діяльність авіації, суттєво ускладнюючи виконання польотів.

Метою даного етапу дослідження є адаптація методу прогнозу радіаційного туману *FSI* (*FogStabilityIndex*) для території м. Одеса, тому розглянутий метод прогнозу радіаційного туману по параметру *FSI* (*Fog Stability Index*)

$$FSI=4T_s-2(T_{850}+T_{ds})+W_{850} \quad (3.1)$$

де T_s - температура повітря біля поверхні землі; T_{850} – температура повітря на рівні 850 гПа; T_{ds} – температура точки роси біля поверхні землі; W_{850} – швидкість вітру на рівні 850 гПа, дані використовуються за строк 12 UTC.

Критерії для прогнозування за допомогою методу *FSI* представлені у табл. 3.1.

Таблиця 3.1 – Критерії параметру *FSI* для прогнозу радіаційного туману [113]

<i>FSI</i>	Імовірність утворення радіаційного туману
>55	Низька
31...55	Помірна (середня)
<31	Висока

Як відомо, сприятливими умовами виникнення туману є: висока вологість повітря, стійка стратифікація у ГША (граничний шар атмосфери) (слабке перемішування, тобто $T-T_{850}$ мала) та низька швидкість вітру. Саме такі умови і прийняті в наведеному вище методі. Для регіонів [113], для яких розроблявся даний метод, його справджуваність досить велика, але при перевірці даного методу для території Одеси відбувалась наступним чином:

В першу чергу побудували графіки залежності предиктанта від предикторів, щоб визначити який вплив мають дані предиктори на виникнення туману та отримали результати представлені на рис. 3.9 – 3.11.

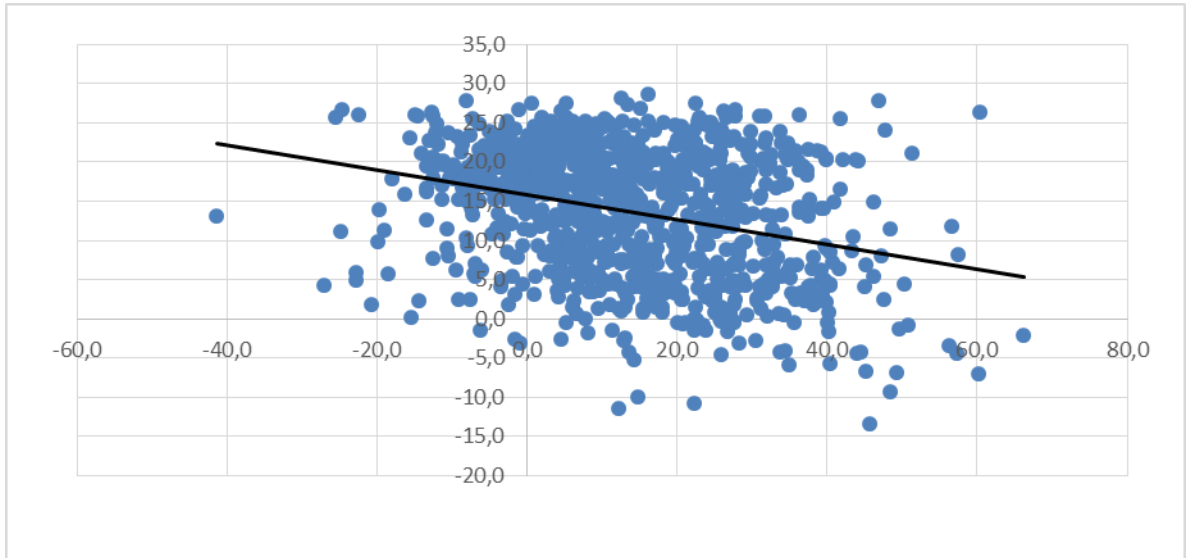


Рисунок 3.9 - Графік залежності FSI від T_s

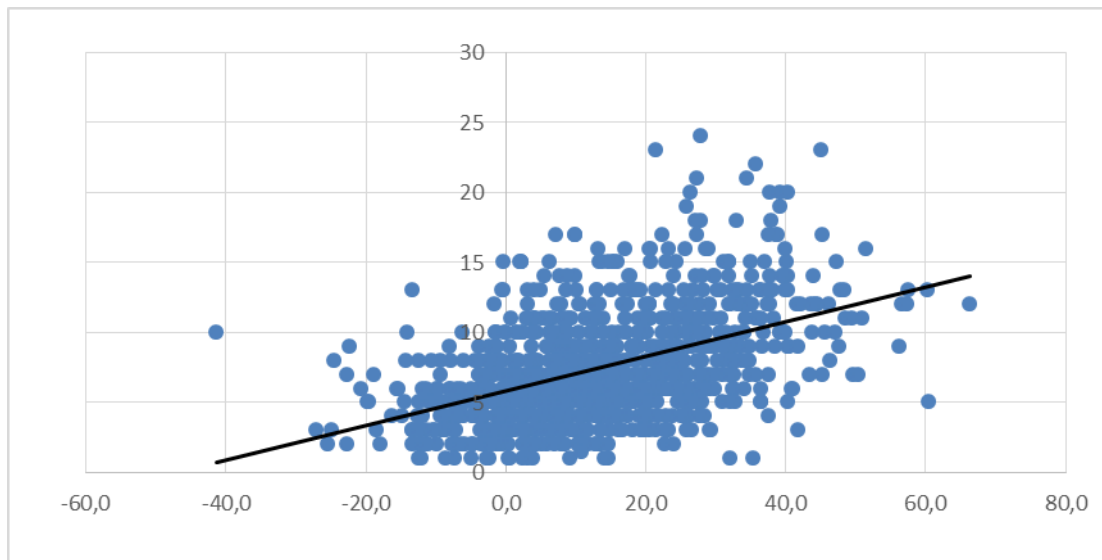


Рисунок 3.10 - Графік залежності FSI від W_{850}

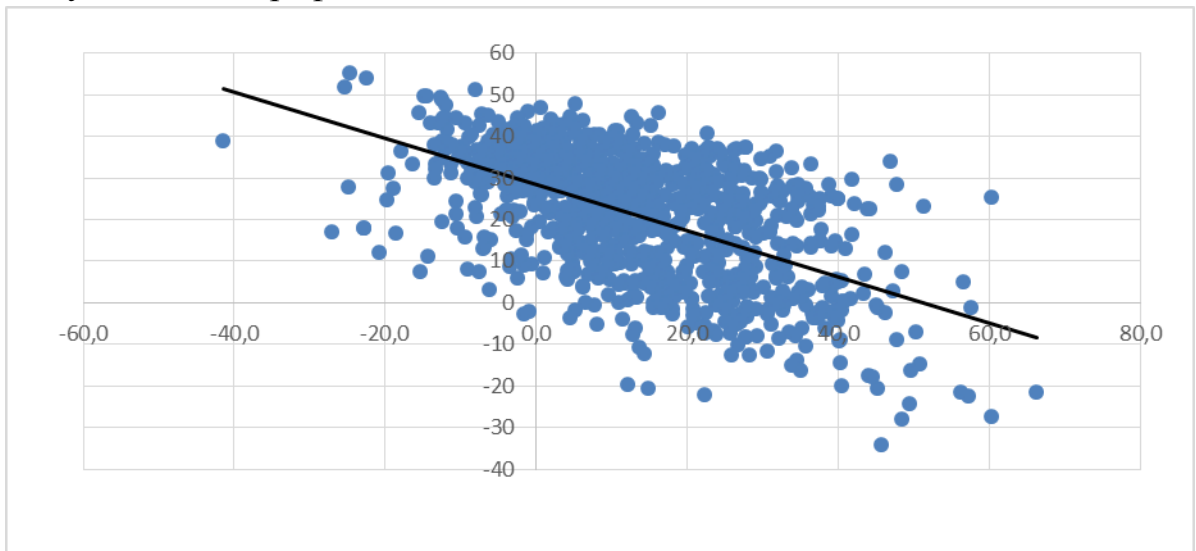


Рисунок 3.11 - Графік залежності FSI від $(T_{850} + T_{ds})$

Після побудови графіків залежності розраховано рівняння кореляційної залежності з метою визначення тісноти зв'язку, отримані наступні результати:

- залежність FSI від T_s становить 0,011;
- залежність FSI від W_{850} становить 0,14;
- залежність FSI від $(T_{850}+T_{ds})$ становить 0,41.

З рис. 3.9-3.11 та результатів розрахунків кореляційної залежності можна судити про те, що тіснота кожного предиктанту має значний розкид та кожен з предиктантів має однаково незначний вплив на формування явища, таким чином, відкидати будь-який з них з розрахункового рівняння не можна, отже слід залишити рівняння в тому ж вигляді.

Використавши вихідні коефіцієнти та прогностичні градації була побудована таблиця спряженості альтернативних прогнозів, отримані результати наведені в табл. 3.2

загальна справджуваність прогнозу: 54%;

- критерій Обухова: 0,12;
- критерій Багрова: 0,42;
- критерій на наявність явища: 53%;
- критерій на відсутність явища: 60%.

Таблиця 3.2 - Таблиця матриці спряженості для FSI за висоти 850 гПа

	Туман	Без туману	Σ
Туман	66	44	110
Без туману	414	457	871
Σ	480	501	981

При подальшому аналізі методу виявлено, що в методі не заявлено з якою ймовірністю виникне туман при прогнозуванні помірної ймовірності (ми припустили що (50% на 50%), ввівши дані в таблицю було виявлено, що результати значно погіршуються. За даними розрахунків видно, що кількість прогнозування помірної ймовірності займає велику частку від загальної кількості випадків, а саме 384 випадки, взявши за основу ці дані було розраховано, що при прогнозу-

ванні помірної ймовірності туман з'являється у 10% випадків, та не з'являється у 90% випадків.

В подальшому критерій «помірна ймовірність» було проградуїровано через 5 топто: (31-35; 35-40; 40-45; 45-50; 50-55) у зв'язку з таким розподілом кількості випадків, було прийнято що у випадку якщо при прогнозуванні помірної ймовірності зі значеннями від 31 до 35 слід приймати прогностичний висновок що туман буде спостерігатись та при прогнозуванні помірної ймовірності зі значеннями від 35 до 55 прогнозувати туман не слідуює.

Далі, аналізуючи рис. 3.9-3.11 та прогностичне рівняння прийнято рішення про те що для виникнення туману інформативнішими будуть ті предиктори, що знаходяться близько до поверхні землі, а висота поверні АТ-850 це занадто високо для утворення туману, тому слід її замінити на більш низьку, а саме на висоту АТ-925.

Після заміни висоти та перерахуванні прогностичного рівняння було зроблено графіки (рис. 3.12-3.14) залежності предиктанта від предикторів прогностичного рівняння, були отримані наступні результати:

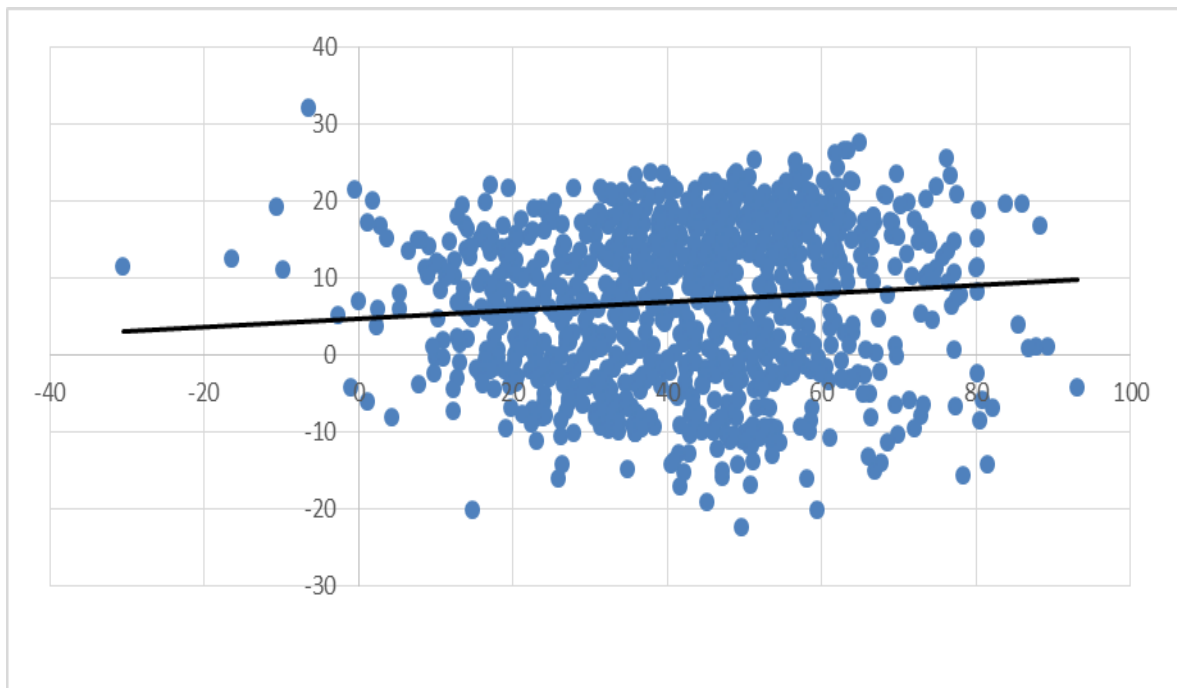


Рисунок. 3.12 - Графік залежності FSI від Ts

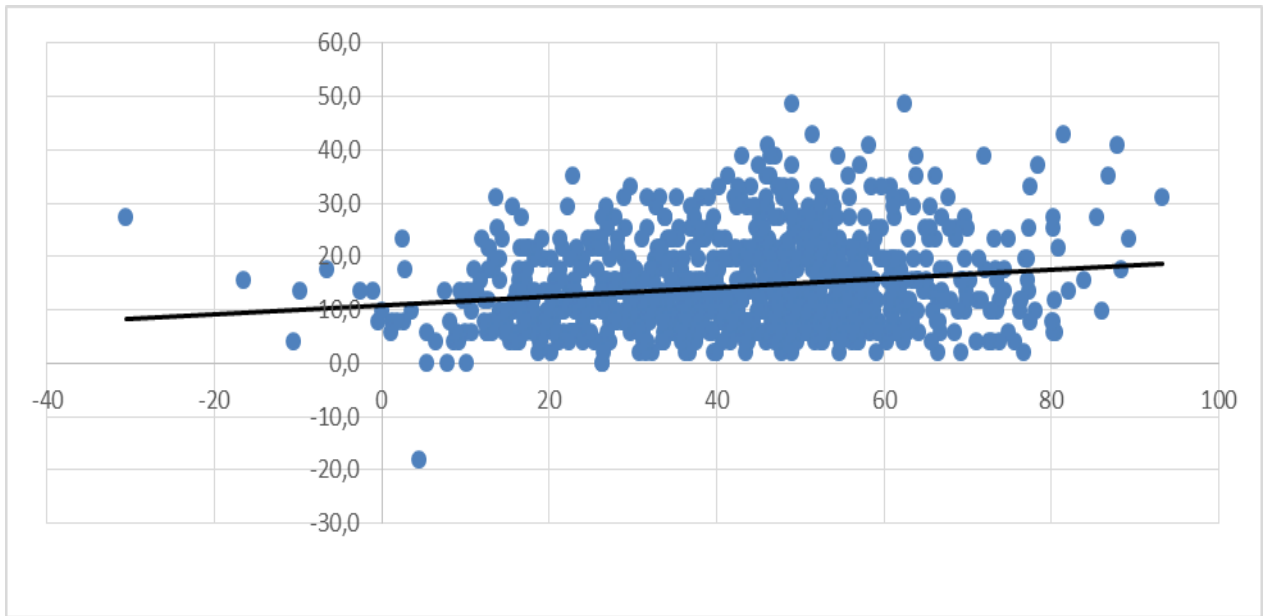


Рисунок. 3.13 - Графік залежності FSI від W_{925}

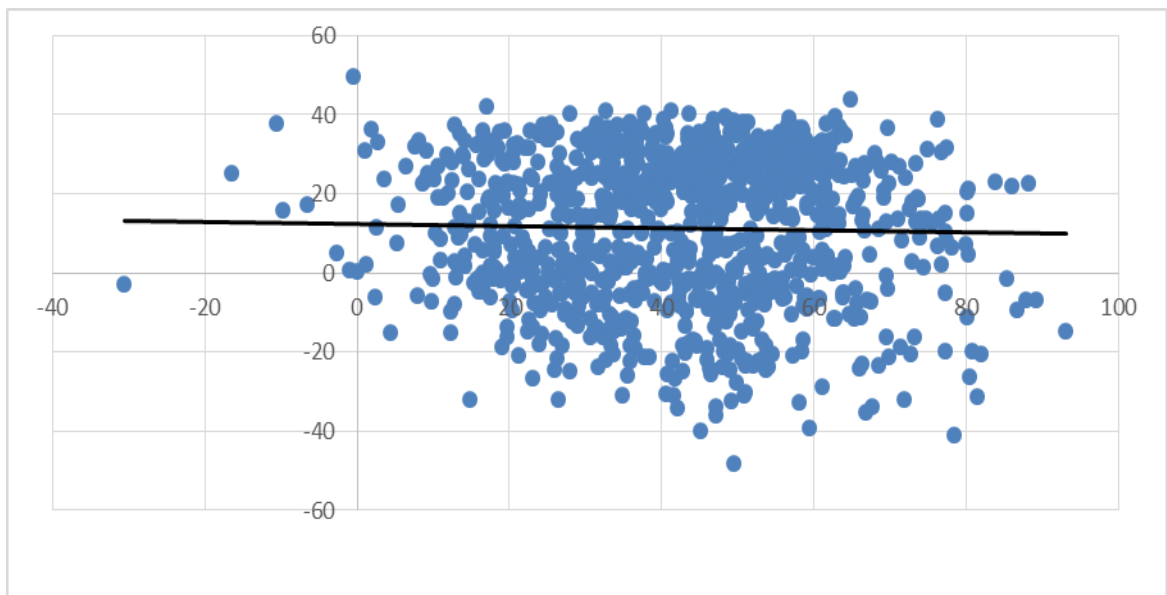


Рисунок 3.14 - Графік залежності FSI від $(T_{850} + T_{ds})$

Далі розраховано рівняння кореляційної залежності з метою визначення тісноти зв'язку, отримані наступні результати:

- залежність FSI від T_s становить 0,53;
- залежність FSI від W_{850} становить 0,67;
- залежність FSI від $(T_{850} + T_{ds})$ становить 0,12.

З метою підвищення справджуваності прогнозу радіаційного туману за допомогою рівняння множинної регресії було розроблено нові коефіцієнти у прогностичному рівнянні, тобто:

$$FSI=5,8T_s-3,6(T_{925}+T_{ds})+1,3W_{925} \quad (3.2)$$

Перерахувавши прогностичні рівняння за даний період з новими коефіцієнтами побудовано таблицю спряженості для визначення справджуваності прогнозу FSI, отримані результати наведено у (табл. 3.3)

Таблиця 3.3 - Таблиця матриці спряженості для FSI за нових коефіцієнтів

	Туман	Без туману	Σ
Туман	50	25	75
Без туману	249	657	906
Σ	299	682	981

- загальна справджуваність прогнозу: 72%;
- критерій Багрова: 0,66;
- критерій Обухова: 0,55;
- критерій на наявність явища: 66%;
- критерій на відсутність явища: 73%.

Отже, змінивши висоту АТ-850 на висоту АТ-925, розрахувавши за допомогою рівняння множинної регресії нові коефіцієнти розрахункового рівняння, збільшились всі критерії по перевірці прогнозу на справджуваність а саме:

- загальна справджуваність прогнозу зросла на 16%;
- критерій Обухова зріс на: 0,43;
- критерій Багрова зріс на: 0,22;
- критерій на наявність явища: 13%;
- критерій на відсутність явища: 13%.

Далі розглянуто метод прогнозу радіаційного туману по параметру FP (*Fog Point*). Після перевірки методу на справджуваність, за даний період, був отриманий наступний результат, що наведений у (табл. 3.4)

Таблиця 3.4 - Таблиця матриці спряженості для FP

	Туман	Без туману	Σ
Туман	66	9	75
Без туману	280	625	905
Σ	346	634	980

- загальна справджуваність прогнозу: 71%;
- критерій Обухова: 0,57;
- критерій Багрова: 0,61;
- критерій на наявність явища: 88%;
- критерій на відсутність явища: 70%.

Оскільки даний метод не враховує метеорологічні величини біля поверхні землі, то можна судити про те що на нього не впливають місцеві особливості, та це унеможлиблює його адаптацію для даної місцевості.

Також розглянуто метод прогнозу радіаційного туману по параметру FT (*Fog Threat*).

$$FT = \Theta_{850} - FP \quad (3.2)$$

де: Θ_{850} – потенційна температура на висоті 850 гПа;

FP – метод прогнозу радіаційного туману Fog Point.

Критерії для прогнозування за допомогою методу FSI представлені у (табл. 3.5). Після перевірки методу на справджуваність, за даний період, був отриманий результат, що наведений у (табл. 3.6).

- загальна справджуваність прогнозу: 85%;
- критерій Обухова: 0,5;
- критерій Багрова: 0,5;

- критерій на наявність явища: 63 %;
- критерій на відсутність явища: 87%.

Таблиця 3.5 – Критерії параметру FT для прогнозу радіаційного туману

FT	Імовірність утворення радіаційного туману
<0	Низька
$0...3$	Помірна (середня)
>3	Висока

Таблиця 3.6 - Таблиця матриці спряженості для FT

	Туман	Без туману	Σ
Туман	47	28	75
Без туману	120	785	905
Σ	167	813	980

Оскільки даний метод не враховує метеорологічні величини біля поверхні землі, то можна судити про те що на нього не впливають місцеві особливості, та це унеможлиблює його адаптацію для даної місцевості.

4 ВИНИКНЕННЯ НЕБЕЗПЕЧНИХ КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ НА ПІВДНІ УКРАЇНИ

4.1 Характеристика процесів шквалоутворення на півдні України у тепле півріччя 2013-2018 рр.

Шквал - це різке короткочасне посилення вітру, що супроводжується змінами його напрямку і являє собою вихор з горизонтальною віссю. Швидкість вітру при шквалі значно більша, ніж градієнтна і може досягати 20-40 м·с⁻¹ [26, 115-118]. За визначенням ВМО (1962) - це збільшення швидкості вітру більше ніж на 8 м·с⁻¹ протягом декількох (від 3 до 20) секунд зі збереженням мінімальної швидкості вітру 11 м·с⁻¹ протягом однієї хвилини.

Відповідно [118] до критеріїв швидкості вітру при шквалі виділяють:

- НМЯ (небезпечні метеорологічні явища) I рівня небезпеки – шквал 15-24 м·с⁻¹;
- СМЯ (стихійні метеорологічні явища) II рівня небезпеки – сильний шквал 25-34 м·с⁻¹;
- СМЯ III рівня небезпеки – надзвичайний шквал ≥ 35 м·с⁻¹.

Внаслідок локальності шквалу чітких закономірностей у його просторовому розподілі не виявлено. Шквали спостерігаються на всій території України. Найбільш шквалонебезпечним є південь, зокрема Одеська область (понад 6 шквалів у середньому за рік).

Виділяють райони з однаковою повторюваністю шквалів:

- 1 район: північні і центральні області (Чернігівська, Київська, Житомирська, Черкаська, Кіровоградська, Дніпропетровська); Донецький кряж, південний захід (Одеська область), Крим (частота 1 раз у 3 роки);
- 2 район: Волинська, Львівська, Вінницька, Полтавська, Харківська, Херсонська області (частота 1 раз у 5 років);
- 3 район: захід (Ровенська, Закарпатська, Івано-Франківська, Чернівецька, Тернопільська, Хмельницька області), схід (Луганська область), північний

схід (Сумська область), а також південні області (Миколаївська, Запорізька) - 1 раз у 10 років.

Розрізняють внутрішньомасові і фронтальні шквали [116, 117]. Фронтальні шквали найчастіше пов'язані з холодними фронтами, включаючи холодні фронти оклюзії. Якщо відносно тепла повітряна маса є вологою і нестійкою, то на відстані 50-100 км перед лінією холодного фронту може утворитися лінія нестійкості довжиною 100-500 км, уздовж якої спостерігаються грози і шквали, але частіше шквали зв'язані безпосередньо з проходженням лінії холодного фронту.

За теплі півріччя періоду 2013-2018 рр. зареєстровано 89 випадків шквалів різної інтенсивності (табл. 4.1).

Таблиця 4.1 - Повторюваність шквалів на півдні України за теплий період 2013-2018 рр. (кількість випадків)

Область	Річна кількість шквалів						Всього
	2013	2014	2015	2016	2017	2018	
Миколаївська	2	1	1	1	0	1	6
Одеська	25	14	4	9	10	7	69
Херсонська	4	4	0	2	1	3	14
Всього	31	19	5	12	11	11	89

Загалом за повторюваністю шквалів зі значним відривом домінує Одеська область – 69 випадків за 6 років (77%). При чому, перевага у частоті шквалоутворення просліджується у всіх роках досліджуваного періоду. Зазначимо також, що на Одещині шквали спостерігалися на всіх метеостанціях і ряді постів – рис. 4.1. За частотою формування шквалів виділяється метеостанція Сербка – 12 шквалів.

В Одеській області найчастіше шквали формувалися у 2013 р. – 25 випадків, це 36% від загального числа по області за період дослідження. Досить висока повторюваність у 2014 р. – 14 випадків (20%).



Рисунок 4.1 - Повторюваність шквалів по території Одеської області за тепле півріччя 2013-2018 рр.

Мінімум повторюваності шквалів припадає на Миколаївщину, де шквали в останніх 6-ти роках – поодинокі явище, а у 2017 р. шквали на території області не зафіксовані. Низька повторюваність шквалів у Херсонській області – 16%; у 2015 р. – жодного випадку. На Херсонщині максимальні річні показники не перевищували 4 випадки, це 2013 і 2014 рр.

Загальний міжрічний розподіл виділяє зростання процесів шквалоутворення у 2013 р. – 35%, мінімум повторюваності шквалів належить 2015 р. – лише 6% - рис. 4.2.

На наступному етапі дослідження проаналізовано повторюваність шквалів згідно визначених градацій за інтенсивністю вітру – табл. 4.2, рис. 4.2. Шквали найменшої небезпечності (слабкі) зі швидкістю до $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, спостерігалися лише двічі в Одеській області: Чорноморськ 06.06.2016 р. (11:24), який супроводжу-

вався грозою, і ст.Порт Південний 21.06.2017 р. (13:16) зі зливою, грозою та градом.

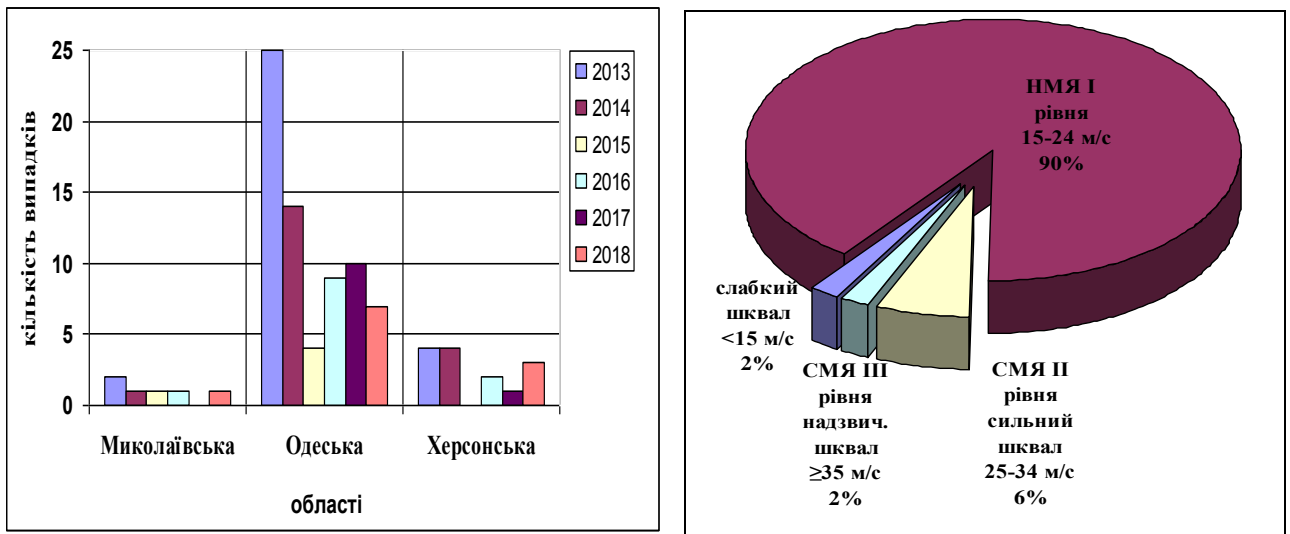


Рисунок 4.2 – Розподіл повторюваності шквалів на півдні України за тепле півріччя 2013-2018 рр. по рока та за інтенсивністю

За період дослідження превалюють шквали в наступній градації швидкості - $15-24 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, які склали 90% усіх зареєстрованих шквалів.

На 2013 р. при падає 28 випадків, серед яких більшість спостерігається на території Одещини (18), по 2 випадки на Миколаївщині і Херсонщині. У 2014 р. зареєстровано 18 випадків шквалів такої інтенсивності, з них в Одеській області - 13 шквалів, у Херсонській – 4 і лише 1 шквал у Вознесенську Миколаївської області. Протягом теплого періоду 2015 р. відмічено 4 шквали даної градації, 3 випадки - на Одещині і 1 – у Первомайську Миколаївської області.

Наступного 2016-го року зареєстровано 9 шквалів зі швидкостями $15-24 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, це - 6 випадків в Одеській області, 2 – у Херсонській і один шквал у Вознесенську Миколаївської області. За тепле півріччя 2017 р. спостерігалися 10 шквалів категорії НМЯ I рівня небезпеки, з яких - 9 на Одещині та лише один шквал у Бехтерах Херсонської області.

Таблиця 4.2 - Повторюваність шквалів за градаціями на півдні України за теплий період 2013-2018 рр. (кількість випадків)

Рік	Градація явища			
	слабкий шквал $< 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$	НМЯ I рівня від 15 до $24 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$	СМЯ II рівня сильний шквал від 25 до $34 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$	СМЯ III рівня надзвичайний шквал $\geq 35 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$
2013	0	28	3	1
2014	0	18	0	0
2015	0	4	0	1
2016	1	9	2	0
2017	1	10	0	0
2018	0	11	0	0
Всього	2	80	5	2

Всі шквали, що зафіксовані у теплому півріччі 2018 р., належать саме до цієї градації, це 11 випадків. Серед них 7 відмічалось на території Одеської області, 3 – Херсонської і 1- у Первомайську Миколаївської області.

На наступну градацію – сильні шквали (швидкість від 25 до $34 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) припадає лише 5 випадків – 3 у 2013 р. та 2 у 2016 р.

Остання градація – це СМЯ III-го рівня небезпеки, або надзвичайний шквал, швидкість якого досягає більш ніж $35 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Зазначимо, що шквали такої інтенсивності досить рідко зустрічаються на території України. За досліджуваний період зареєстровано лише один випадок надзвичайного шквалу - Генічеськ (Херсонської обл.) 29.06.2013 р. о 12:28 - шквал з грозою, швидкість вітру $40 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Проаналізуємо особливості місячного розподілу шквалів – табл. 4.3. Дані повторюваності вказують на значне переважання шквалів у червні – 52%, більше ніж вдвічі нижча частота виникнення шквалів у липні – 20 %. Найнижчі по-

казники шквалоутворення відмічаються у квітні, вересні і жовтні. Загалом простежується зростання частоти формування шквалів від квітня до червня і далі поступове зниження повторюваності до кінця теплого періоду – рис.4.3.

Таблиця 4.3 – Місячна повторюваність шквалів на півдні України за теплий період 2013-2018 рр. (кількість випадків)

Область	Місяць							Всього
	квітень	травень	червень	липень	серпень	вересень	жовтень	
Миколаївська	0	0	1	3	1	1	0	6
Одеська	2	10	37	10	7	2	1	69
Херсонська	0	0	8	5	1	0	0	14
Всього	2	10	46	18	9	3	1	89

Дані повторюваності вказують на значне переважання шквалів у червні – 52%, більше ніж вдвічі нижча частота виникнення шквалів у липні – 20 %. Найнижчі показники шквалоутворення відмічаються у квітні, вересні і жовтні. Загалом простежується зростання частоти формування шквалів від квітня до червня і далі поступове зниження повторюваності до кінця теплого періоду – рис. 4.3.

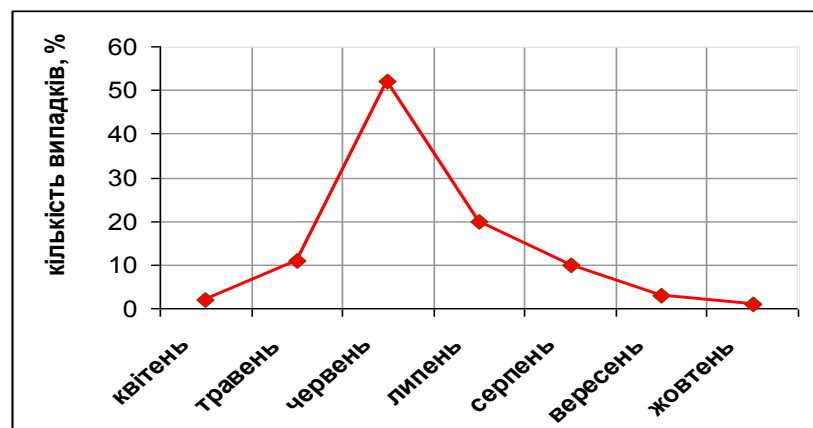


Рисунок 4.3 - Загальна місячна повторюваність шквалів на півдні України за теплий період 2013-2018 рр., %

В Одеській області шквали реєструвалися в усі місяці теплого півріччя з максимумом у червні і однаковою повторюваністю у травні і липні. На Херсонщині шквали спостерігалися лише влітку.

Таким чином, у місячному розподілі шквалів за останні 6 років у порівнянні з середньокліматичними показниками виділяється зростання повторюваності у травні.

За тепле півріччя 2013 – 2018 рр. на півдні України шквали спостерігалися у різні години доби, проведемо аналіз за строками спостережень (кожні 3 години) – рис. 4.4.



Рисунок 4.4 - Повторюваність шквалів за строками спостережень на півдні України за теплий період 2013-2018 рр. (%)

Максимум шквалоутворення припадає на денні години з найбільшою частотою між строками 12-15 год. і 15-18 год. – 26% і 30% відповідно. Такі дані відповідають кліматичному розподілу при виникненні шквалів в умовах максимального розвитку конвекції при денному прогріві повітря. Нічні шквали мали низьку повторюваність, загалом, мінімум (поодинокі випадки) частоти формування шквалів відмічено зі строку 00 до 09 год. ранку.

За даними повторюваності шквалів у теплі періоди 2013-2018 рр. на півдні країни виділено 1 випадок надзвичайного шквалу і 4 випадки сильних шквалів:

1. 29.06.2013 р. Генічеськ – $40 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$;

2. Одеса - 31.05.2013 р. – 31 м·с⁻¹;
3. Одеса - 16.06.2013 р. – 26 м·с⁻¹;
4. Одеса АМСЦ - 03.04.2015 р. – 37 м·с⁻¹;
5. Одеса - 07.08.2016 р. – 29 м·с⁻¹; Одеса АМСЦ - 27 м·с⁻¹ .

Встановлено особливості синоптичних умов утворення сильних шквалів: 4 шквали з 5 виникли у системах холодних фронтів, 1 шквал мав внутрішньомасове походження.

Для аналізу аеросиноптичних умов формування сильного шквалу проаналізуємо випадок шквалу 7 серпня 2016 року в Одеській області. В цей день синоптична ситуація (рис. 4.5) визначалась наближенням холодної ділянки полярного фронту з заходу, яка проходила з півночі європейської Росії через територію Білорусі, Західної України на північ Італії, після чого повертала на північний захід до Великобританії.

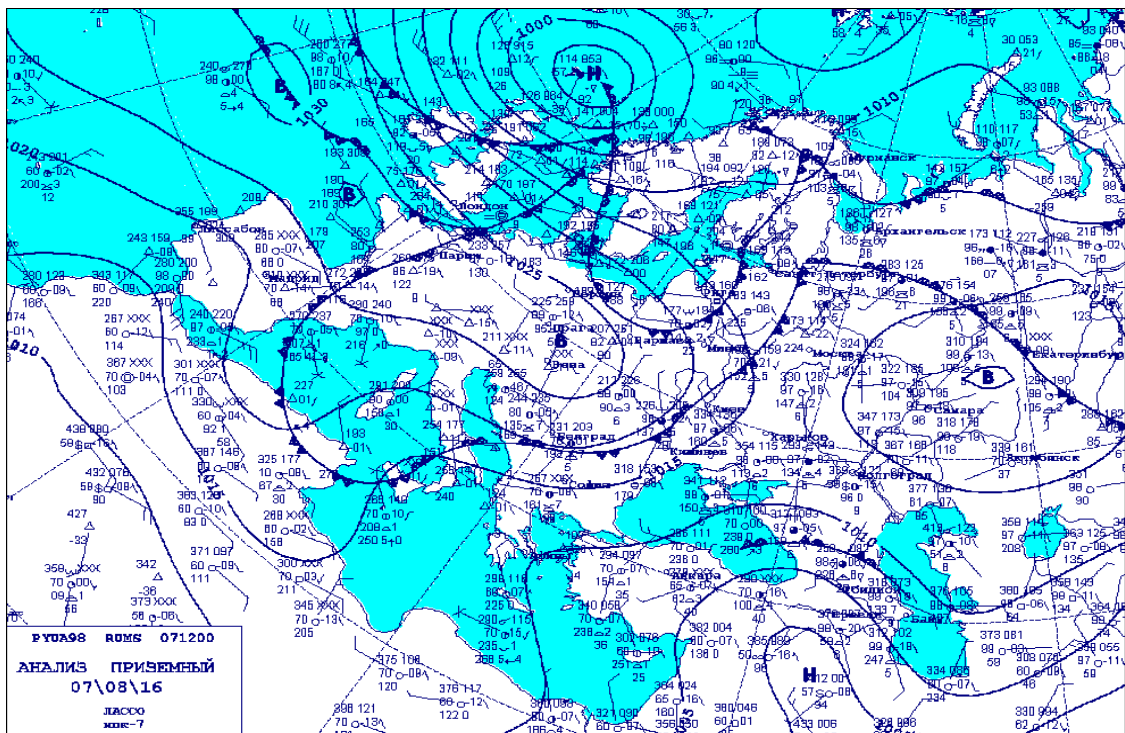


Рисунок 4.5. Аналіз приземний за 07.08.2016 р., 12 UTC

Територія Західної Європи перебувала під впливом азорського антициклону з центром над Біскайською затокою. У східному напрямку вплив антицикло-

ну проявився у вигляді потужного відрогу з окремим виділеним центром. Північ Європейського континенту знаходилась у циклонічному полі. Погодні умови південно-східної частини території України визначались баричною улоговиною з Близького Сходу з незначними градієнтами тиску.

Дані нічного радіозондування атмосфери (рис. 4.6) свідчать про наявність приземної та піднесеної інверсій у прилеглому до поверхні землі 600-метровому шарі, а отже у нижньому шарі тропосфери стратифікація стійка. Позитивна енергія нестійкості відмічається вище граничного шару між поверхнями 670 та 570 гПа, тобто можна вважати, що у нічні строки атмосфера стратифікована стійко, за винятком вище зазначеного шару.

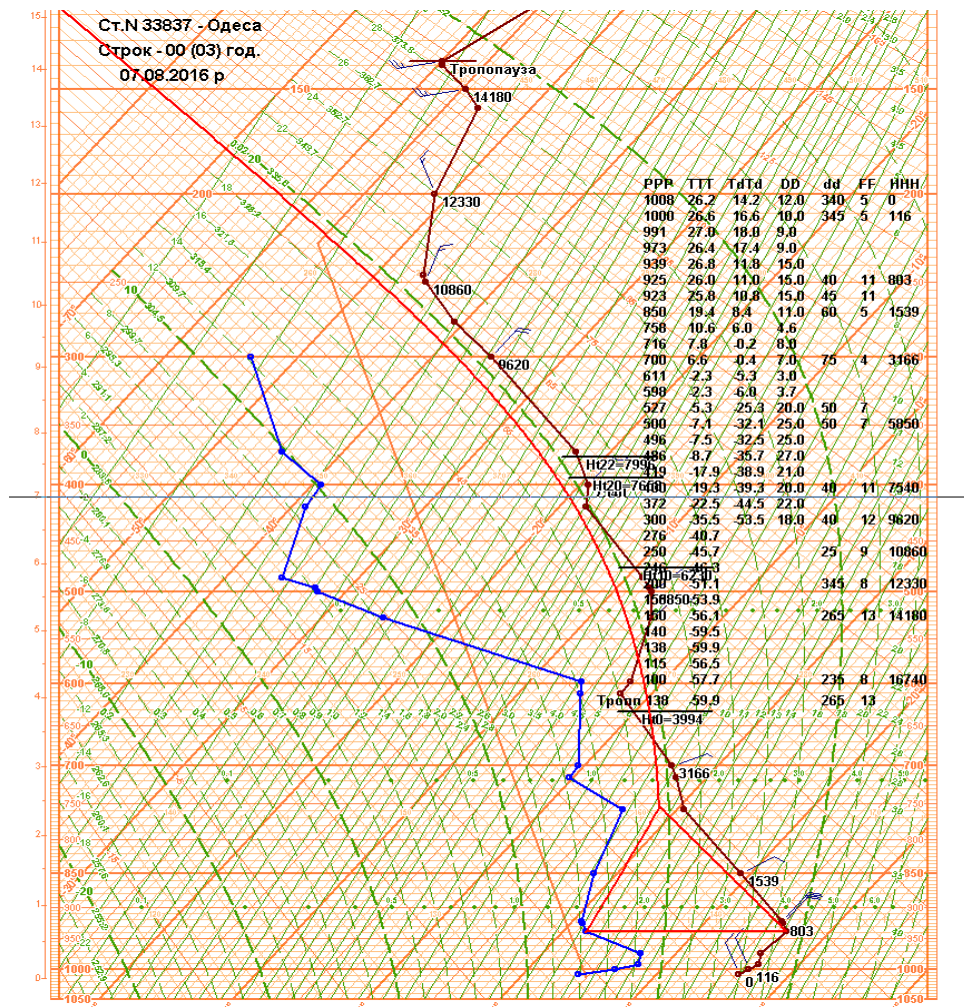


Рисунок 4.6 - Аерологічна діаграма за 07.08.2016 р., 00 UTC

Слід відмітити значні дефіцити вологості повітря у товщі тропосфери, що становлять 11 °С на поверхні АТ-850, 7 °С – на АТ-700. Вище 4 км повітря було

дуже сухим, дефіцити точки роси становили $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ і більше, що майже виключало розвиток купчасто-дощової хмарності.

У теплу половину року на холодних фронтах спостерігається інтенсивна грозова діяльність, зливи з градом. Особливістю холодних фронтів є передфронтальні шквали. Оскільки в передній частині холодного клину, завдяки тертю, створюється крутий нахил фронтальної поверхні, частина холодного повітря виявляється над теплим. Далі відбувається "обрушення" вниз холодних повітряних мас в передній частині холодного валу, що насувається. Обрушення холодного повітря призводить до витіснення вгору теплого повітря і до виникнення уздовж фронту вихору з горизонтальною віссю, який і є шквалом.

Лінії шквалів (або лінії нестійкості) відносяться до хмарних об'єктів мезомасштабу лінійного типу (масштаб мезо- α) і являють собою зону скупчення купчасто-дощових та потужних купчастих хмар. На супутниковому знімку за 12 UTC (рис. 2.8а) з'являється скупчення невеликих за горизонтальними розмірами конвективних елементів, що розміщуються вздовж однієї лінії паралельно хмарній смузі холодного фронту.

Відстань між лінією шквалів та хмарністю холодного фронту складає 200 - 300 км. Інтенсивний низхідний рух холодного повітря в тилівій частині шквалового валу утворює характерну зону прояснення між лінією шквалів та хмарністю холодного фронту. Лінія шквалів проходить з північного сходу України на Північно-Західне Причорномор'я. Над акваторією Чорного моря лінія шквалів не прослідковується.

О 15 UTC (рис. 4.7б) спостерігається максимальний розвиток Cb , про що свідчать значно більші за розмірами конвективні осередки, найбільш потужний серед них розміщується над Одесою. Оскільки лінії шквалів є продуктом глибокої конвекції, на супутникових знімках активні хмарні системи виглядають яскраво білими. Поряд з активізацією процесів конвекції, хмарність холодного фронту розмивається.

Між 12:00 та 15:00 UTC, в період максимального розвитку конвекції, на станціях Білгород-Дністровський, Іллічівськ, Паромна переправа, які знаходять-

ся на південь від Одеси, фіксується посилення вітру до 12-15 м/с. О 14:30 за UTC на ст. Одеса-ГМО відмічається шквал 29 м/с, о 14:43 на ст. Одеса АМСЦ – шквал 23 м/с, у смт. Затока - шквал 29 м/с. Слід зазначити, що Одеса та Затока знаходяться безпосередньо на узбережжі Чорного моря, а ст. Одеса АМСЦ на відстані 10 км від берегової лінії.

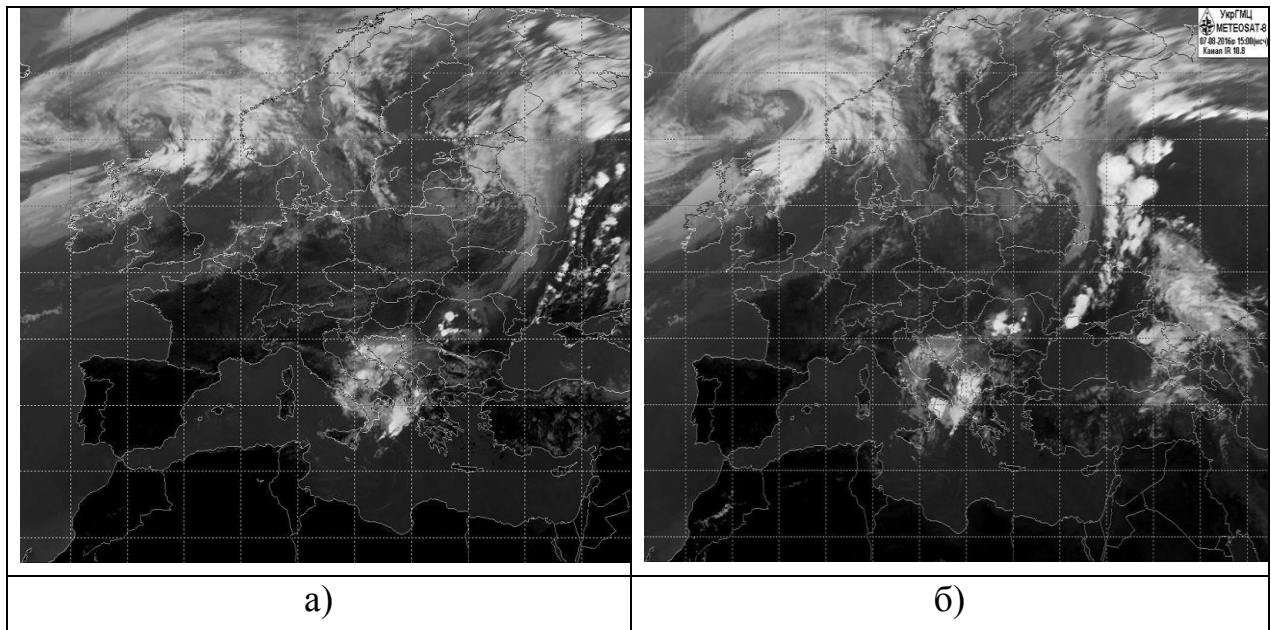


Рисунок 4.7 - Супутниковий знімок за 12 UTC (а) та 15 UTC (б) 07.08.2016 р.

Проходження шквалу через станцію характеризується різкою зміною метеорологічних величин, серед яких найбільш показовими є температура повітря та атмосферний тиск. Розглянемо хід метеорологічних характеристик (табл. 4.4) по ст. Одеса-ГМО, Одеса АМСЦ та ст. Білгород-Дністровський, яка є найближчим пунктом спостережень до смт. Затока.

Відомо, що перед шквалом повітря значно прогрівається і температура може досягати великих значень. При шквалі температура повітря різко знижується, а після його припинення може зростати, але залишається більш низькою, ніж температура повітря до шквалу. Як видно з табл. 4.4 температура повітря в Одесі протягом першої половини доби зростала і безпосередньо перед шквалом становила 34,6 °С, після проходження шквалу зафіксовано різке зниження температури до 19,2 °С, а вже в наступний строк спостереження о 18 UTC повітря

Таблиця 4.4 – Дані метеорологічних спостережень на ст. Одеса ГМО, Одеса АМСЦ та Білгород-Дністровський за добу 07.08.2016 року

Строк, UTC	N, бали	H _{нмх} М	dd, градуси	ff, м/с	T, °C	Td, °C	P, гПа	ppa, гПа/3год	Атмосферні явища
Одеса ГМО									
00	2 Sc	600	300	1	26,2	17,1	1013,3	-0,4 \	
03	2 Ci	>2500	300	3	24,8	17,1	1013,3	0,0—	
06	Ясно		360	2	28,1	18,4	1013,5	0,2✓	
09	Ясно		320	2	35,1	18,5	1013,2	-0,2∩	
12	6 Cu, Ac	600	320	3	34,6	16,8	1012,5	-0,7∩	⊘
15	8 Cb	300	280	3	19,2	18,9	1014,1	1,4/	⊘ ∇ ∇
18	6 Sc, Ci	600	330	4	26,5	19,6	1015,2	1,2/	⊘
21	2 Ac	>2500	320	4	23,5	18,1	1016,7	1,4/	
Білгород-Дністровський									
00	6 Sc, Ac	600	320	5	26,5	18,0	1013,4	-0,4∩	
03	3 Cu, Ac, Cs	600	320	5	25,3	18,7	1013,4	0,0—	
06	Ясно		320	6	24,8	20,0	1013,7	0,3/	
09	Ясно		310	7	28,9	17,6	1013,7	0,0—	
12	4 Cu	600	310	7	32,4	19,4	1012,9	-0,8 \	
15	7 Cb, Ac, Cs	600	90	9	31,3	22,7	1014,6	1,7✓	
18	6 Sc, Ac, Cs	600	350	10	28,6	21,9	1014,7	0,1/	
21	5 Sc, Ac, Ci	600	350	11	25,7	19,4	1016,5	1,8^	
Одеса АМСЦ									
00	Ясно		340	6	26,0	15,0	1012,8	0,0—	
03	Ясно		350	5	25,0	16,0	1012,8	0,0—	
06	Ясно		350	7	29,0	16,0	1012,8	0,0—	
09	Ясно		320	8	35,0	17,0	1012,8	0,0—	
12	4 Cb	1200	350	7	36,0	15,0	1011,9	-0,9∩	⊘
15	6 Cb	600	90	6	21,0	21,0	1013,9	2,0✓	⊘ ∇ ∇
18	Ясно		360	9	27,0	20,0	1014,8	0,9/	
21	Ясно		340	6	26,0	15,0	1012,8	0,0—	

знову прогрілося до 26,5 °C. Такий хід температури повітря є типовим для шквалових ситуацій. Дослідивши добовий хід температури на станції АМСЦ Одеса було зафіксовано зростання температури до 36,0 °C в строк 12 UTC, а о 15 годині зафіксовано різке зниження температури повітря до 21,0 °C, саме в ці години проходив шквал. Після його проходження температура знову почала

зростати і о 18 годині складала 27,0 °С. Відносна вологість становила 100% в момент проходження шквалу. У м. Білгород-Дністровський, де шквал не спостерігався, але який знаходиться на відстані лише 15 км від смт. Затока, добовий хід температури був типовим для спекотного літнього дня, зниження температури не зафіксовано.

Хід баричної тенденції складно оцінити за даними строкових спостережень з інтервалом у 3 години. Проте, навіть беручи до уваги лише такі дані, вдалося дослідити зміну тиску при проходженні шквалу по м. Одеса. Відомо, що перед шквалом атмосферний тиск різко падає, що пов'язано з сильним висхідним потоком теплого повітря. Після проходження шквалу тиск різко зростає при опусканні холодного повітря.

Так на ст. Одеса ГМО, починаючи з 09 UTC атмосферний тиск падав на 0,2-0,7 гПа/3 год., після проходження шквалу і до кінця доби тиск зростає на 1,2-1,4 гПа/3 год. На ст. Одеса АМСЦ виявлено падіння тиску на 0,9 гПа/3 год перед проходженням шквалу і його зростання протягом наступних 3 годин на 2,0 гПа. У Білгород-Дністровському також зафіксовано аналогічний хід баричних тенденцій.

Далі спробуємо спрогнозувати та оцінити інтенсивність конвекції на момент її максимального розвитку 07.08.2016 року. Використовуючи дані нічного радіозондування атмосфери і температури точки роси за строк 06 UTC та з урахуванням поправок на прогностичне значення максимально можливої температури повітря побудована прогностична модель конвекції за методом Н.В. Лебедевої. Розрахунок конвекції є доцільним, оскільки в шарі від 600 м до 4,0 км спостерігається умовно-нестійка стратифікація ($\gamma_a > \gamma > \gamma_{ва}$) атмосфери, а отже є умови, сприятливі для розвитку термічної конвекції. Для прогнозу максимальної температури повітря скористаємось рівнем поширення сухоадіабатичного градієнта, який становить для першої половини серпня 2 км. Таким чином максимально можливий денний прогрів становить 34,0 °С, що майже співпадає з фактично зареєстрованою максимальною температурою повітря. За точку роси

(Td) біля поверхні землі при однорідному полі вологості приймають її значення за 09 год місцевого часу (табл. 4.4) 18,4 °C.

Побудована прогностична модель конвекції дозволила визначити основні параметри конвекції, які становлять:

- товщина конвективно-нестійкого шару $\Delta H_{\text{кнш}} = 50$ гПа;
- середній рівень конденсації $\bar{H}_{\text{конд}} = 1,9$ км;
- середній рівень конвекції $\bar{H}_{\text{конв}} = 11,0$ км;
- температура на рівні конвекції $T_{\text{конв}} = -49,0$ °C;
- середня величина відхилення кривої стану від кривої стратифікації $\Delta \bar{T} = 4,4$ °C;
- середня швидкість конвективного потоку $\bar{w}_k = 12$ м·с⁻¹;
- середня потужність конвективних хмар $\Delta \bar{H}_{\text{конв}} = 9,1$ км.

Порівняння отриманих параметрів конвекції з критичними значеннями обґрунтовує прогноз зливових дощів, гроз, шквалу та місцями граду 7 серпня 2016. р.

4.2 Смерчі над південним заходом України з 2001 по 2017 рр.

Смерчі спричиняють величезні катастрофічні руйнування внаслідок досить значної сили вітрового натиску і великої різниці тиску між ним і навколишнім середовищем. За останні десятиріччя ХХ та на початку ХХІ ст. відмічається тенденція до збільшення частоти стихійних метеорологічних явищ на території України через глобальні зміни великомасштабної циркуляції атмосфери [27, 125], тому питання виявлення умов формування небезпечних погодних явищ над різними районами України зберігає актуальність.

Мета етапу дослідження - характеристика розподілу смерчів над південно-західними областями України за 2001–2017 рр., циркуляційних та термодинамічних умов їх виникнення на прикладі Одеської, Миколаївської та Херсонської областей.

Вихідна інформація - інтерактивна база даних Європейської лабораторії сильних штормів (European Severe Storms Laboratory, ESSL) [125], синоптичні

карти з архіву пакету АРМСин 3.0 та дані радіозондувань [126] над Одесою. За допомогою ресурсу [125] побудована карта локалізації смерчів над регіоном дослідження за вказаний період (рис. 4.8).



Рисунок 4.8 - Карта розповсюдження смерчів південним заходом України за період 2001-2017 рр.

В результаті роботи з вихідним матеріалом виявлено 27 випадків виникнення смерчів (табл. 4.4) над південним заходом України з 2001 по 2017 рр., які спостерігалися над Одеською, Миколаївською і Херсонською областями: 9, 7 та 11 випадків за період дослідження. Причому, з року у рік кількість вихорів поступово зростала, як і над рештою територією України [20, 21].

Як видно з рис. 4.9, більшість смерчів над регіоном (38 %) виникла у червні, також вони активно утворювалися у травні – 25%. З графіка добового ходу видно, що найчастіше смерчі виникали у денні години, а найрідше вони спостерігалися у нічний час.

В залежності від області помітно змінювався сезонний хід смерчеутворення (рис. 4.10), а саме у Миколаївській області найбільше вихорів утворилося у червні (43 %) та жодного вихорю не відмічалось у липні.

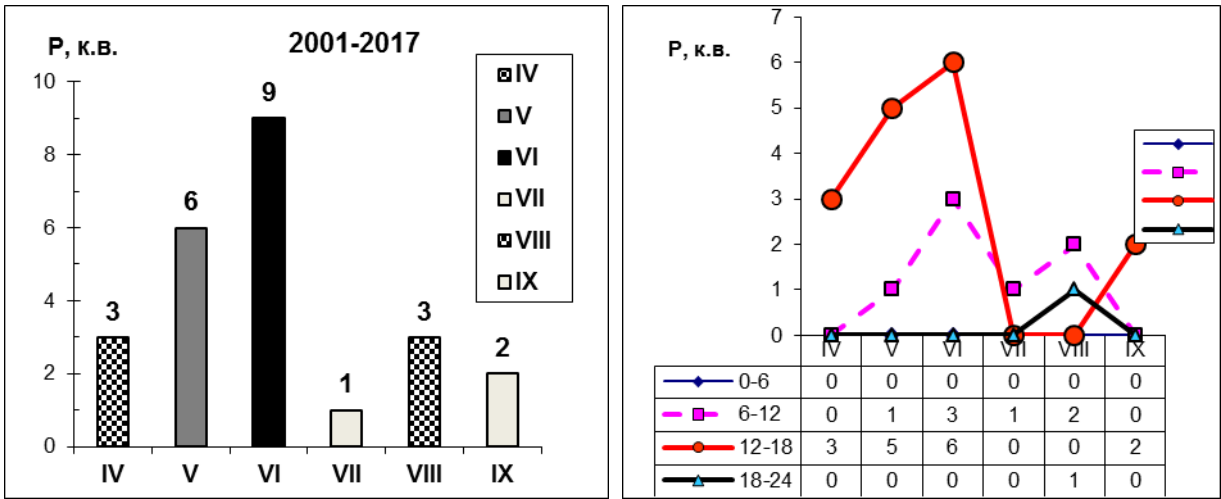


Рисунок 4.9 - Річний та добовий хід виникнення смерчів над південним заходом України з 2001 по 2017 рр.

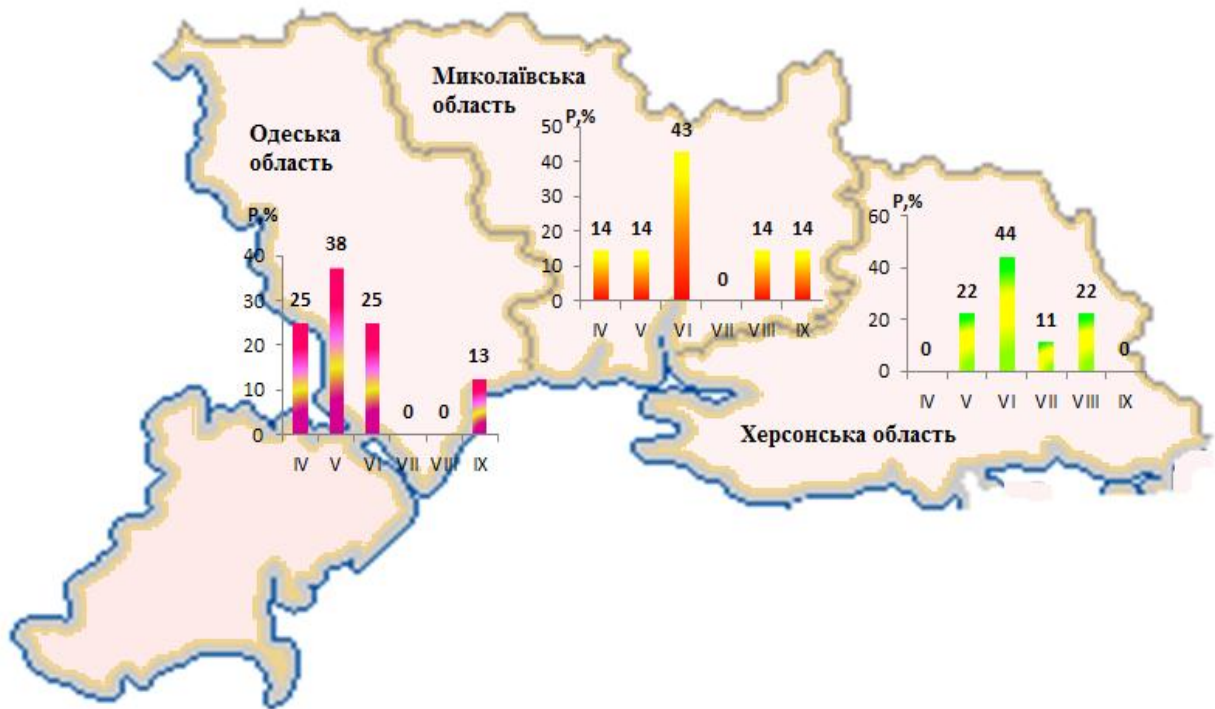


Рисунок 4.10 - Річний хід активності смерчеутворення над областями південного заходу України

У Херсонській області також смерчі переважно відмічалися у червні, що склало 44%, значна кількість вихорів спостеріалася у травні та серпні (по 22%), вдвічі менше у липні (11%), а у квітні та вересні не було жодного вихорю. Над Одеською областю найчастіше смерчі виникали у травні (38%), у квітні та

червні їх повторюваність становила по 25%. У найспекотніші місяці літа (липень та серпень) вихорі не відмічалися взагалі (табл. 4.5). Виявилося, що за 17 років смерчі у липні спостерігалися лише двічі над Херсонщиною - 3 липня 2013 р. та 26 липня 2017 р. у серпні кількість вихорів зросла до трьох.

Таблиця 4.5 – Дані про смерчі над південним заходом України 2001-2017 рр.

№ п/п	Дата	Час, UTC	Населений пункт	Координати	
				φ, пн.ш.	λ, сх.д.
Миколаївська область					
1	15.06.2001	16:00	Калинівка	47°23'	32°97'
2	11.08.2006	22:00	Миколаїв	46°97'	32°00'
3	28.06.2007	17:00	Миколаїв	47°00'	32°05'
4	21.04.2014	14:00	Новий Степ	47°32'	31°45'
5	03.05.2014	13:30	Миколаїв	46°98'	32°09'
6	06.09.2015	13:50	Костянтинівка	47°10'	31°94'
7	01.06.2016	10:18	Кандибине	47°18'	32°04'
8	10.05.2016	13:00	Привілля	46°16'	33°33'
Херсонська область					
1	13.08.2002	09:00	Херсон	46°25'	32°90'
2	30.06.2010	15:00	Чернянка	46°65'	33°40'
3	29.06.2013	15:00	Велика Олександрівка	47°31'	33°32'
4	03.07.2013	11:30	Нова Каховка	46°72'	33°37'
5	23.06.2014	07:45	Щасливцеве	46°04'	34°94'
6	28.05.2015	13:15	Новоолексіївка	46°23'	34°64'
7	11.06.2015	15:00	Генічеськ	46°18'	34°85'
8	20.08.2015	09:00	Щасливе	46°05'	34°90'
9	10.05.2016	13:00	Привілля	46°16'	33°33'
10	09.06.2017	12:00	Нова Збуриївка	46°41'	32°39'
11	26.07.2017	08:30	Чорне море	46°09'	33°06'
Одеська область					
1	20.04.2005	15:00	Китай	45°58'	29°22'
2	26.05.2005	15:00	Белгород–Дністровський	46°20'	30°35'
3	18.09.2005	14:00	Одеса	46°47'	30°73'
4	22.04.2012	12:00	Петрівка	48°00'	29°27'
5	06.06.2012	15:00	Авангард	46°47'	30°60'
6	07.06.2013	09:30	Одеса	46°40'	30°68'
7	28.05.2014	11:00	Софіївка	47°02'	31°00'
8	10.05.2016	13:10	Велике Бурилове	47°78'	29°29'
Всього:			27		

Отже, над південним заходом України смерчі частіше виникали з 2001 по 2017 рр. над Херсонщиною у післяполудневі години. Над всім регіоном більшість вихорів спостерігалось у травні та червні, квітень та вересень характеризувалися помірною активністю їх формування.

Відомо [120-123], що утворенню смерченебезпечної хмарності, сприяє перегрів повітря у приземному шарі на невеликих площах порівняно з навколишнім простором. В [114, 122, 124] виділяють п'ять метеорологічних та синоптичних ознак, які сприяють утворенню смерчів:

1. Наявність динамічного фактора, який забезпечує підйом теплого та вологого повітря нижньої тропосфери уверх, що має місце у зонах хвилеутворення, циклонах, на атмосферного фронтах та на розділах повітряних мас з різною вологістю.

2. Велика конвективна нестійкість в атмосфері, яка характеризується вертикальними градієнтами температури, значно більшими волого адіабатичних.

3. Сильні, з великим вертикальним зсувом, південно-західні вітри у середній та верхній тропосфері (наявність потужної струминної течії) та існування у приграничному шарі атмосфери струминної течії нижніх рівних рівнів, які мають південному-східний та південний напрямок.

4. Потік з півдня та південного сходу вологого повітря в шарі земля-1000 м. та сухого повітря з заходу та південного заходу в шарі 1000-2000 м.

5. Наявність затримуючого шару вище приграничного шару, внаслідок чого утворення потужних купчасто-дощових хмар відбувається «вибуховим» способом.

З аналізу описів шквалів та смерчів, що проводилися в УкрГМЦ, виявлено ряд додаткових ознак, які характерні для синоптичних ситуацій при яких спостерігались смерчі на території України [114, 122]:

1. Атмосферний тиск на поверхні землі 995-1000 гПа; падіння тиску у тепловому повітрі та ріст у холодному – 3-5 гПа/3 год.

2. Контрасти температур у фронтальній зоні біля земної поверхні перевищує 8-10 °С/300 км, а в шарі 500-1000 гПа -18-20 дам/1000 км.

3. Сходимість ізогіпсів вздовж потоку в середній тропосфері.
4. Перед виникненням смерчів у денні години часто спостерігаються високі температури повітря, які переважно досягають 25-30 °С.
5. Найчастіше смерчі виникають при:
 - 5.1. переміщенні через територію України циклонів з південного заходу та півдня;
 - 5.2. розташуванні осі висотної улоговини на АТ-500 на схід від меридіану 10 °сх.д.,
 - 5.3. розміщенні над Скандинавією циклонів, які простежуються до висоти 5-9 км;
 - 5.4. південно-західній та південній орієнтації ВФЗ, та навіть наявності аномально орієнтованої південно-східної ВФЗ.
6. Верхня межа хмарності за даними МРЛ 9-13 км. та може досягти 15-17 км, перевищуючи нижню межу тропопаузи. Нижня межа хмарності найчастіше фіксується висотою 200-300 м.
7. Вологонасиченість повітря біля поверхні землі 10-15 г/кг.
8. Наявність струминної течії нижніх рівнів, що орієнтована перпендикулярно атмосферному фронту.
9. У більшості випадків на знімках штучних супутників землі (ШСЗ) з деякою завчасністю можна виявити осередок яскравої та щільної хмарності з викидами перистої хмарності у напрямку повітряного потоку в середній тропосфері в середній тропосфері та наявність струминної течії з холодної сторони, що вказує на відділення хмарного осередку від фронтальної хмарності та може бути ознакою формування самостійного мезоциклону з власною циркуляцією. Найчастіше хмарні осередки мають форму коми або підкови та дуже швидко збільшуються.

Якщо проаналізувати випадки, коли над південним заходом України спостерігалися смерчі, то можна оцінити сприятливість метеорологічних та аеросиноптичних умов виникненню небезпечних вихорів. Результати цього аналізу зведені у табл. 4.6, та підрахована сума всіх виявлених чинників.

Отже, найбільша кількість характерних ознак виявилось напередодні випадків: 1 червня 2016 р. у Миколаївській області, 30 червня 2010 р. та 28 травня 2015 р. у Херсонській області, 18 вересня 2005 р у Одеській області, хоча ці вихори не відрізнялися значною інтенсивністю – лише F0 за шкалою Фуджіта.

Таблиця 4.6 – Наявність ознак смерчеутворення напередодні над південним заходом України 2001-2017 рр.

Область	Дата	Місяць	Рік	Ознаки												Сума
				1	2	3	4	5.1	5.2	5.3	5.4	6	7	8	9	
Миколаївська	15	6	2001	-	-	-	-	-	+	+	+	-	+	-	+	5
	11	8	2006	-	-	-	-	+	+	-	+	-	-	+	+	5
	28	6	2007	-	-	-	+	-	+	+	+	-	-	-	+	5
	21	4	2014	-	-	-	-	+	-	+	+	+	-	-	+	5
	3	5	2014	-	-	+	-	-	+	+	+	+	-	-	+	6
	6	9	2015	-	+	-	-	+	+	+	+	+	-	+	+	8
	1	6	2016	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-	+	10
Херсонська	13	8	2002	-	-	-	+	-	-	+	+	+	-	-	+	5
	30	6	2010	-	-	-	+	-	+	+	+	+	-	+	+	7
	29	6	2013	-	-	-	+	-	+	+	+	-	-	-	+	5
	3	7	2013	-	+	-	-	-	+	+	+	+	-	-	+	6
	23	6	2014	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	+	4
	28	5	2015	-	+	-	-	+	+	+	+	+	-	-	+	7
	11	6	2015	-	+	-	+	-	+	+	-	+	-	-	+	6
	20	8	2015	-	+	-	-	-	+	+	-	+	-	+	+	6
	10	5	2016	-	+	-	-	-	+	-	-	+	-	-	+	4
	9	6	2017	-	+	-	-	-	+	+	-	+	-	+	+	6
	26	7	2017	-	+	-	-	-	+	-	-	+	-	-	+	4
Одеська	20	4	2005	-	-	+	-	+	+	+	+	+	-	-	+	7
	26	5	2005	-	-	-	+	+	+	+	-	+	+	+	+	8
	18	9	2005	-	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	10
	22	4	2012	-	-	+	-	-	+	-	+	+	-	-	+	5
	6	6	2012	-	-	+	-	+	+	+	+	+	-	+	+	8
	7	6	2013	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	8
	28	5	2014	-	-	+	-	-	+	-	+	+	+	+	+	7
	10	5	2016	-	+	-	-	-	+	-	-	+	-	-	+	4

В цілому, смерчі над південним заходом України виникали при відносно високих значення атмосферного тиску – від 1005 до 1015 гПа, а найнижчий тиск спостерігався перед останнім випадком у Миколаївській області, тобто 1 червня 2016 та становив не менш ніж 1000 гПа.

Цікаво, що значні градієнти приземної температури відмічався у дев'яти випадках, а за їх відсутністю утворювалися 15 смерчів. Над Одеською та Миколаївською областями було лише по два вихорю за умови термічно неоднорідного поля, тоді як над Херсонською областю подібних явищ відбулося більше половини (5 випадків).

Сходимість ізогіпсів вздовж потоку в середній тропосфері оцінювалася по полю геопотенціалу на рівнях 700-500 гПа, та виявилось, що лише у двох випадках над Миколаївською областю виявилася помітна конвергенція ізоліній, решта смерчів формувалася при майже прямих паралельних ізогіпсах. Над Одеською областю половина смерчів виникала за умов сходи мості потоків, а над Херсонською областю всі випадки утворювалися при її відсутності.

Інтересно, що високий фон приземної температури відмічався у семи випадках, а у відсутності спеки утворювалися 17 смерчів (при температурі не вище 15-22 °С). Над Миколаївською областю був лише один вихор за умови спекотної погоди, над Одеською областю спостерігалось два випадки, тоді як над Херсонською областю подібних явищ відбулося менше половини (4 випадки), отже більшість смерчів виникло при відсутності спеки.

Як показав аналіз синоптичної інформації, у 10 випадках формування смерчів з 24 спостерігалось переміщення циклону з півдня або південного сходу на північ або північний захід. Над Одеською та Миколаївською областями подібна ситуація складалася у більшості випадків, на відміну від Херсонської, де лише одного разу (28 травня 2015 р.) циклон пересувався з південного заходу на північний схід.

Наявність висотної улоговини на рівні 500 гПа була характерною для всього південно-західного регіону України під час формування смерчів, за винятком двох випадків (21 квітня 2014 р. у Миколаївській області та 13 серпня 2002 р. у Херсонській області).

Присутність циклону над Скандинавією не спостерігалася лише п'ять разів, причому над Одеською областю тричі та по одному разу над рештою регіону. Отже 80 % смерчів над нашими областями утворювалися за наявності гли-

бокого циклону над Скандинавією, решта вихорів формувалася при іншій локалізації подібного баричного утворення.

Що стосується орієнтації ВФЗ, то характерна для розвитку небезпечної конвекції меридіональна не виявилася лише у п'яти випадках над Херсонською та Одеською областями, що не заважало розвитку потужної конвективної хмарності. Над Миколаївською областю всі вихори розвивалися при меридіональних потоках південних напрямків.

Верхня межа хмарності за даними метеорологічних радіолокаторів, розрахунків на аерологічних діаграмах або за супутниковими знімками жодного разу не опускалася нижче 9 км напередодні виникнення смерчу над Одеською областю. Над рештою регіону практично третина явищ утворювалася при менш високим хмарах.

Вологонасиченість повітря біля поверхні землі у чверті випадках спостерігалася від 10-11 до 11-13 г/кг, тобто відповідала типовому значенню 10-15 г/кг. Всі смерчі над Херсонською областю спостерігалися при відносно сухому повітрі – 8-9 та 10-11 г/кг. Порівняно з іншими областями більш вологе повітря біля землі напередодні смерчу виявилось в Одеській області, майже половина вихорів виникала при значній вологонасиченості.

Струминні течії нижніх рівнів з перпендикулярною орієнтацією до фронту виявлені за даними радіозондів (00 UTC) та полів швидкості вітру та ліній току (00 і 12 UTC) у 38 % випадках над південним заходом України, причому у 63 % над Одеською областю низькі течії передували смерчам на відміну від інших областей.

Характерна потужна купчасто-дощова хмарність з викидами перистих хмар за напрямом потоку спостерігалася кожен раз за декілька годин до виникнення смерчу.

Отже, характерна хмарність властива кожному смерчу, але циркуляційні умови, фон температури та вологості, аерологічна структура можуть відрізнятися один від одного за виключенням меридіональної улоговини на рівні 500 гПа для всіх випадків.

4.3 Розрахунок індексів конвекції та готовності атмосфери до виникнення вихорів над Херсонською областю 26 липня 2017 р.

Смерч над Херсонською областю за утворився 26 липня 2017 року о 9.30 за місцевим часом над акваторією Чорного моря з інтенсивністю F0. Вихор не вийшов на сушу та не завдав збитків, але надав сильних вражень очевидцям, які відпочивали на пляжах Херсонщини (рис. 4.11).



Рисунок 4.11 - Фотографія смерчу за 09.30 год. 26 липня 2017 р.

Цей смерч. можна віднести до водяного смерчу (waterspout), які виникають над поверхнею води та найчастіше існують близько 15-20 хвилин і розпадаються в море. При певних умовах вони можуть призвести до пошкодження морських і маломореходних судів, що знаходяться в морі, і загибелі людей, що знаходяться на них. У разі виходу такого смерчу на сушу він може завдати шкоди майну людей, що знаходяться на узбережжі.

За даними приземної карти за 06.00 UTC 26 липня 2017 р. (рис. 4.12) Північно-Західне Причорномор'я знаходилося під впливом поля зниженого тиску,

але спостерігалось пересування фронтальної системи з північного заходу України на південний схід, яке затримувалося через розвиток антициклону над Середньою Волгою.

Якщо проаналізувати готовність атмосфери до розвитку конвекції за даними радіозонду (00 UTC), то можна оцінити сприятливість термодинамічних умов виникненню небезпечних вихорів за 8 годин до його утворення (табл. 4.7).

Таблиця 4.7 – Значення за індексів конвекції над Одесою
26.07.17 р. за 00 UTC

Ki, °C	Vertical Totals, °C	Cross Totals, °C	Totals Totals, °C	SWEAT	Lifted index, °C	Showalter index, °C	BRN, m^2/c^2
26.60	29.10	14.10	43.20	90.05	-5.11	4.32	59.57

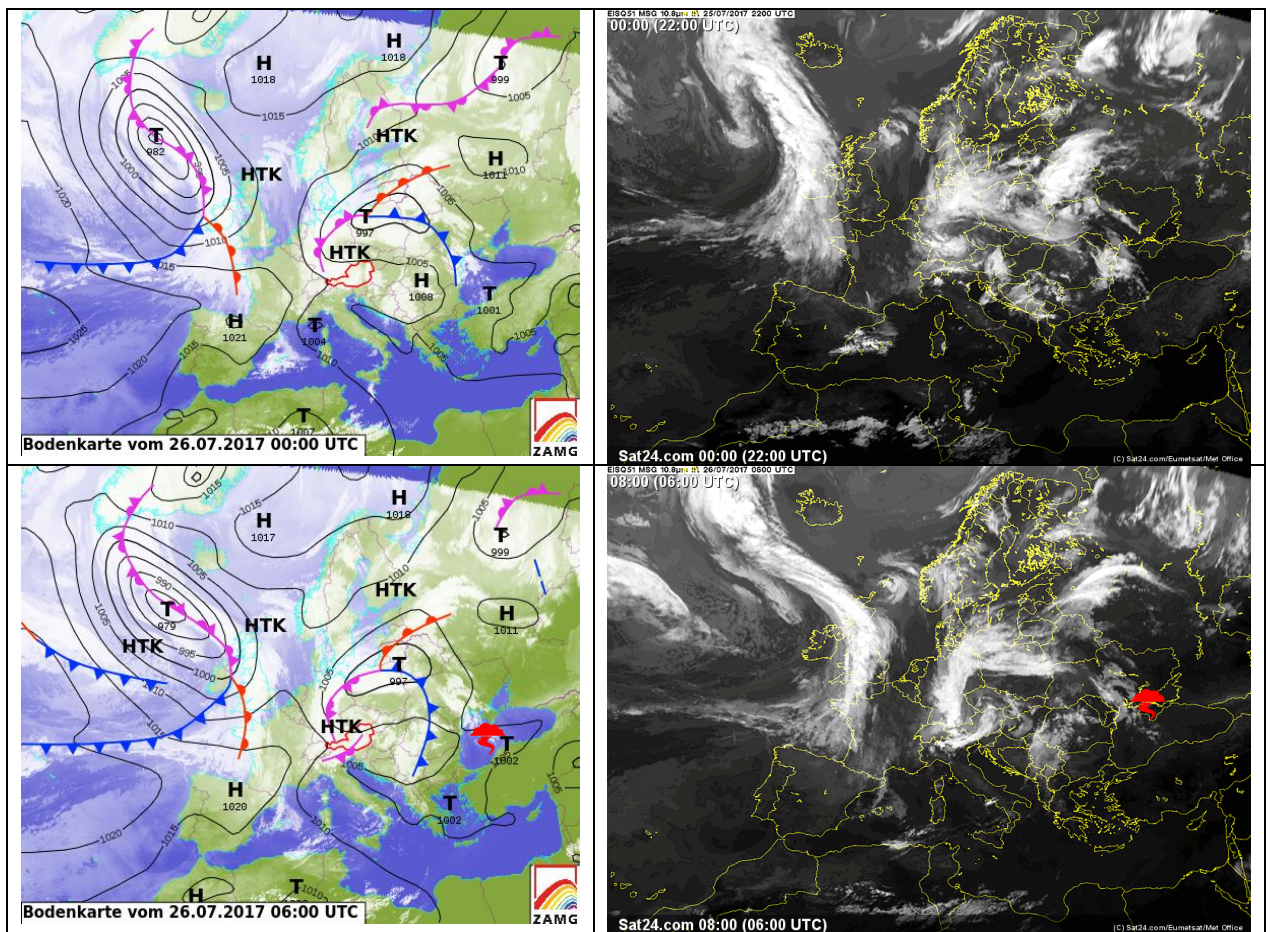


Рисунок 4.12 - Приземний аналіз та супутникові знімки за 00 та 06 UTC
26 липня 2017 р. [60]

Отже, число Вайтінга або K index демонструє готовність атмосфери до виникнення декількох гроз на 20-50 % території, яка забезпечується прогнозом. Вертикальний індекс перевищує у більшості випадків 29,10 °С, тобто тропосфера має високий потенціал конвективної нестійкості, який достатній для утворення гроз. За значенням індексу СТ (Cross total) 26 липня індекс не виявив умов для розвитку конвекції взагалі. Підсумковий індекс (TT) свідчить про значну кількість гроз, окремі з яких сильні. За значенням комплексного індексу SWEAT 26 липня не виявилось умов для виникнення сильних гроз.

Від'ємне значення індексу підйому (Lifted index) вказує на високу нестійкість атмосфери та можливість гроз напередодні смерчів над Херсонською областю. За індексом Шоуолтера 26 липня не було умов для виникнення конвекції. Індекс BRN не виявляв умов для формування суперосередків 26 липня.

Таким чином, напередодні виникнення вихорів вже вночі 26 липня тропосфера мала високий потенціал конвективної нестійкості, що достатній для утворення гроз, але безпосередньо не вказує на небезпеку утворення смерчу через локальний масштаб вихорю та розбіжність часу зондування та виникнення явища (більш 8 годин). Як видно з рис. 4.13, нестійкість атмосфери в наступну добу значно зменшилася після проходження фронтальної системи та реалізації конвекції.

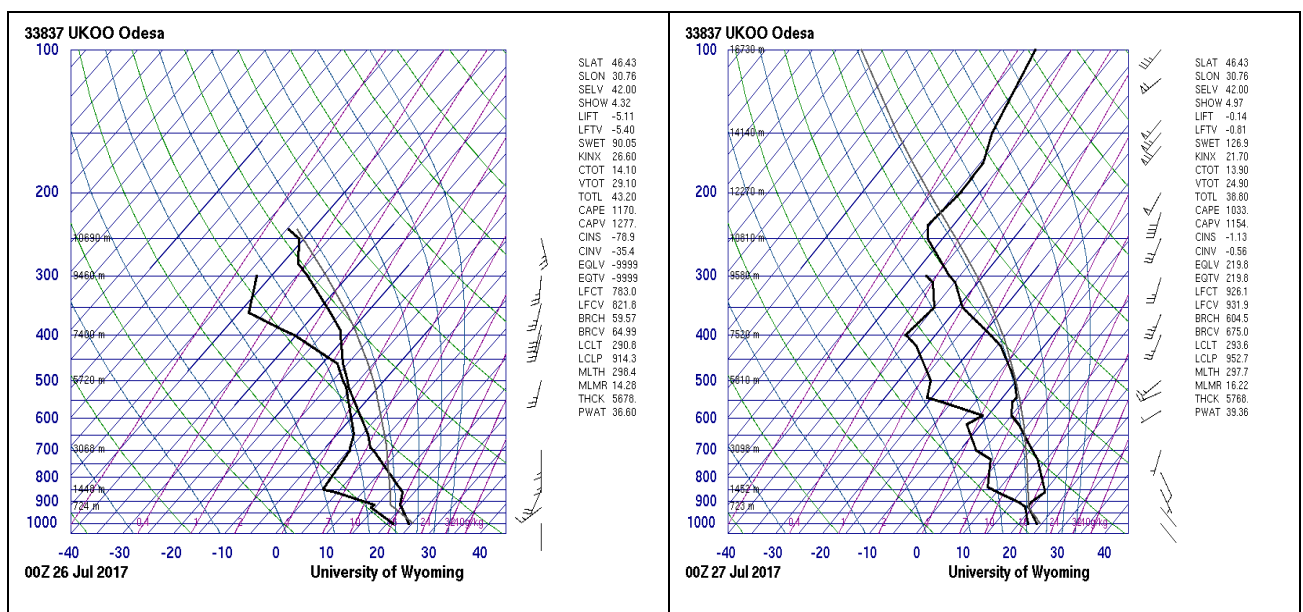


Рисунок 4.13 - Аерологічна діаграма за 00 UTC 26 і 27.07.2017 р. (Одеса)

Для деталізації розрахунків індексів нестійкості та спіральності районом утворення смерчу залучені дані глобальної моделі GFS з кроком 50 км за 26 липня 2017 р., зі стартом реалізації у 00 і 06 UTC [128].

Розрахунки проводилися по полігону від 43,0 до 47,5 °пн.ш. та від 27,5 до 32,0 °сх.д., тобто охоплюючи регіон розвитку вихорю (45,6 °пн.ш. та 29,8 °сх.д.) для двох строків 00 та 06 UTC. Результати розрахунків представлені на рис. 4.14-4.21. Як видно з рис. 4.14, індекс CAPE або конвективна потенційна енергія була значною над акваторією Чорного моря вже опівночі та збільшилася до ранку приймаючи вигляд вузької смуги зі значеннями 2200 Дж/кг та вище.

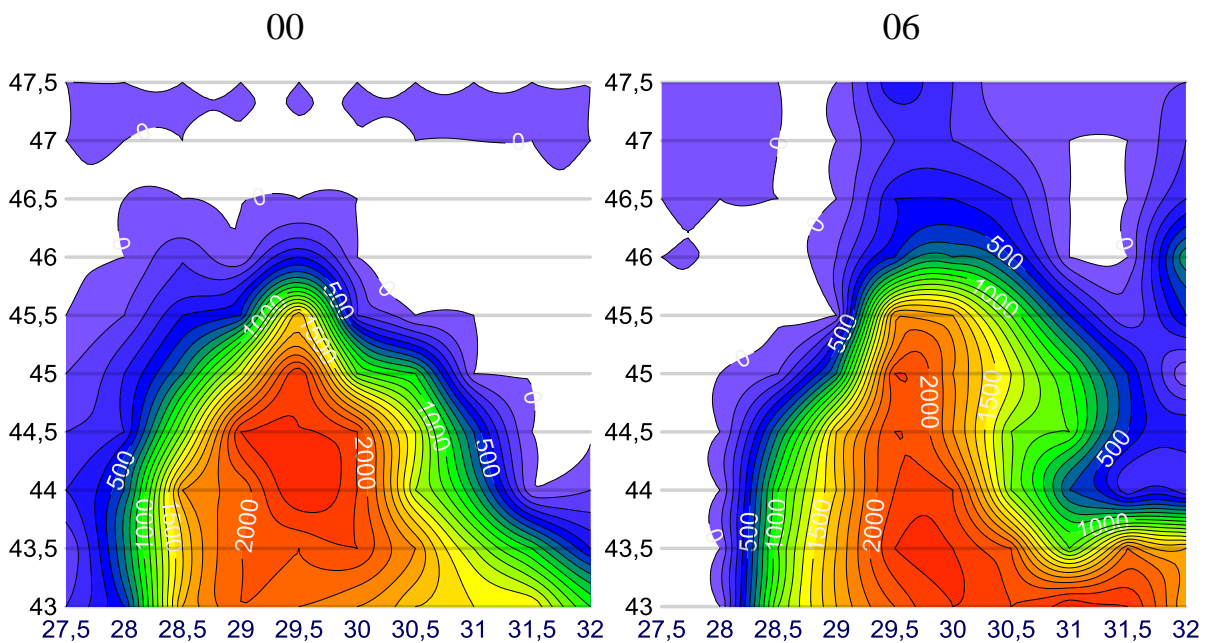


Рисунок 4.14 - Карта значень індексу CAPE за 00 і 06 UTC 26 липня 2017 р.

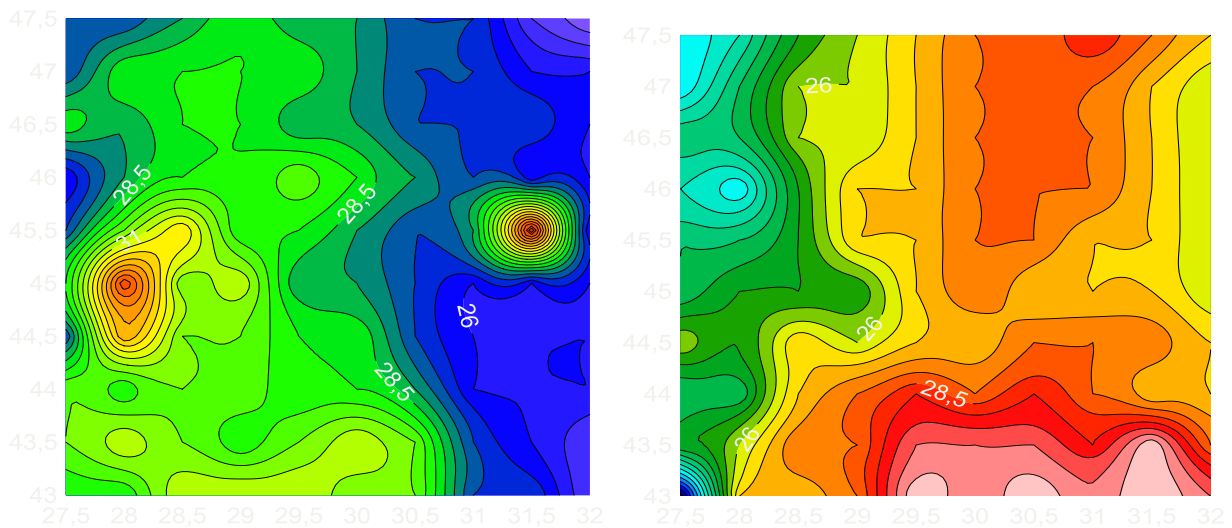


Рисунок 4.15 - Карта значень індексу VT за 00 і 06 UTC 26 липня 2017 р.

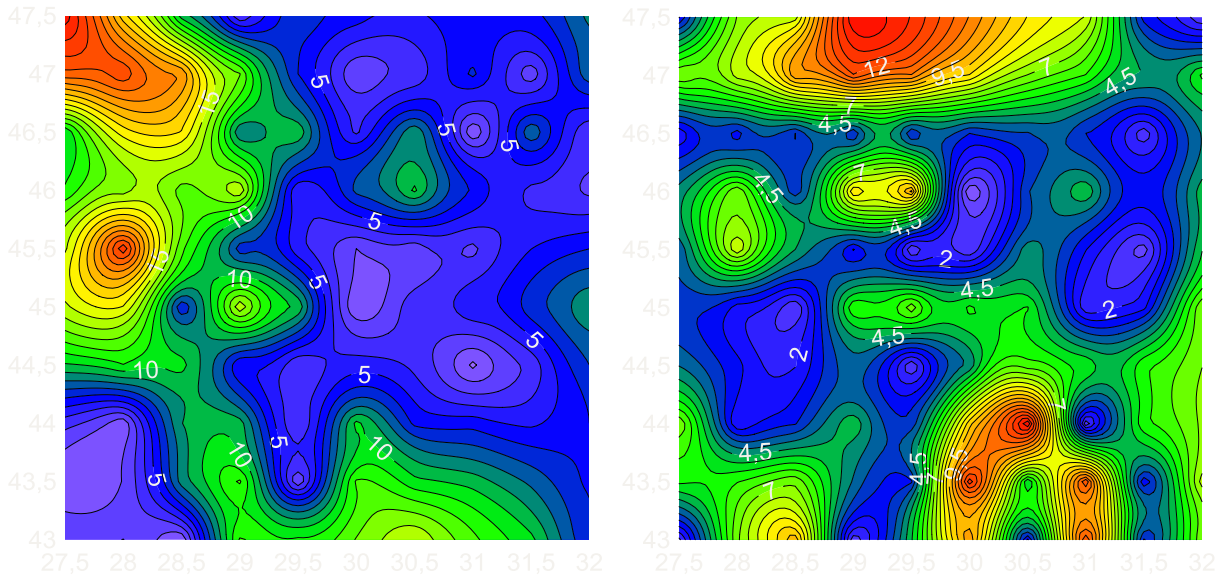


Рисунок 4.16 - Карта значень індексу LOSHR за 00 і 06 UTC 26.07.2017 р.

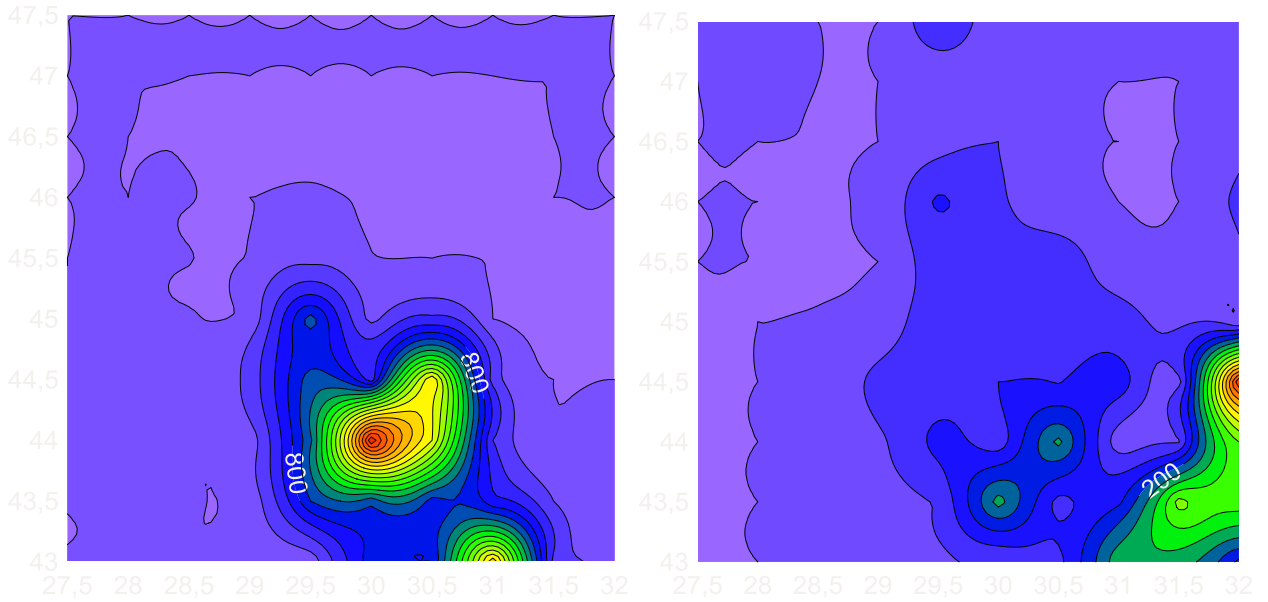


Рисунок 4.17 - Карта значень індексу BRN за 00 і 06 UTC 26 липня 2017 р.

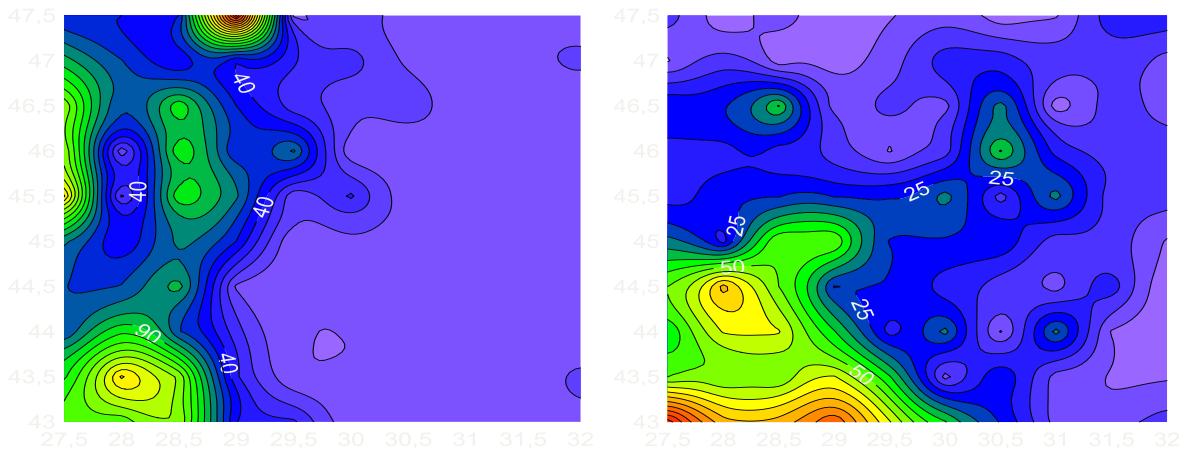


Рисунок 4.18 - Карта значень індексу BRNshear за 00 і 06 UTC 26.07.2017 р.

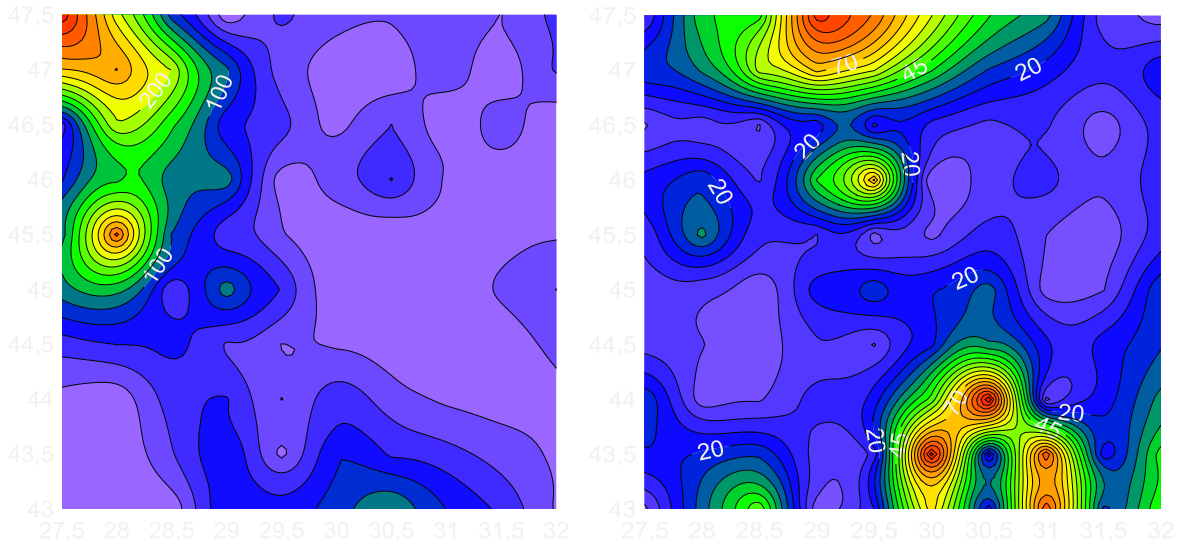


Рисунок 4.19 - Карта значень індексу SRH за 00 і 06 UTC 26 липня 2017 р.

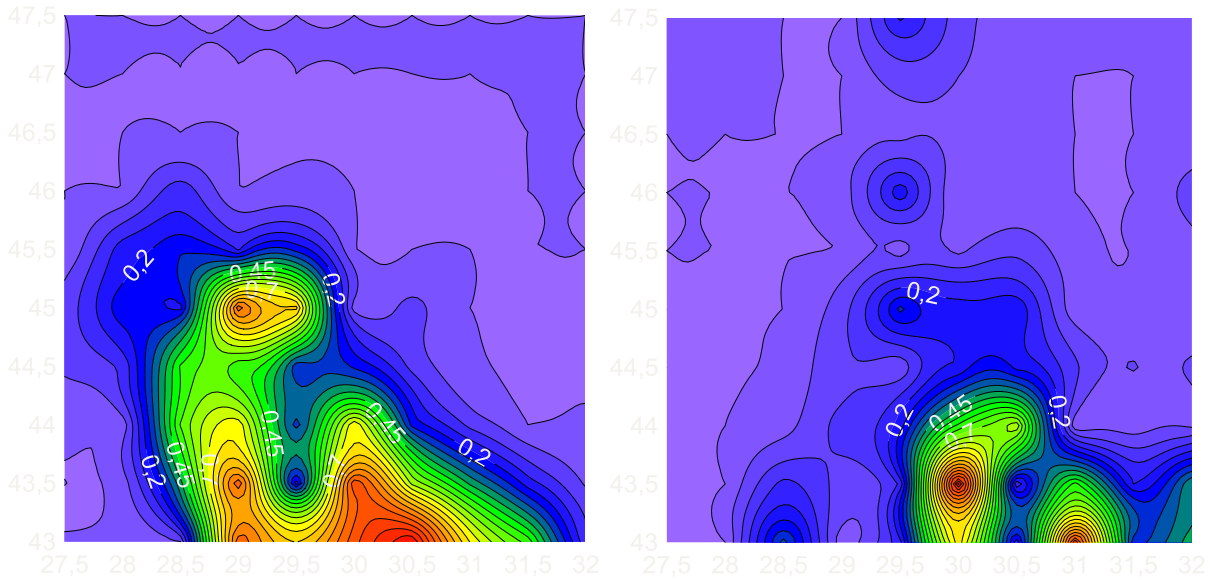


Рисунок 4.20 - Карта значень індексу EHI за 00 і 06 UTC 26 липня 2017 р.

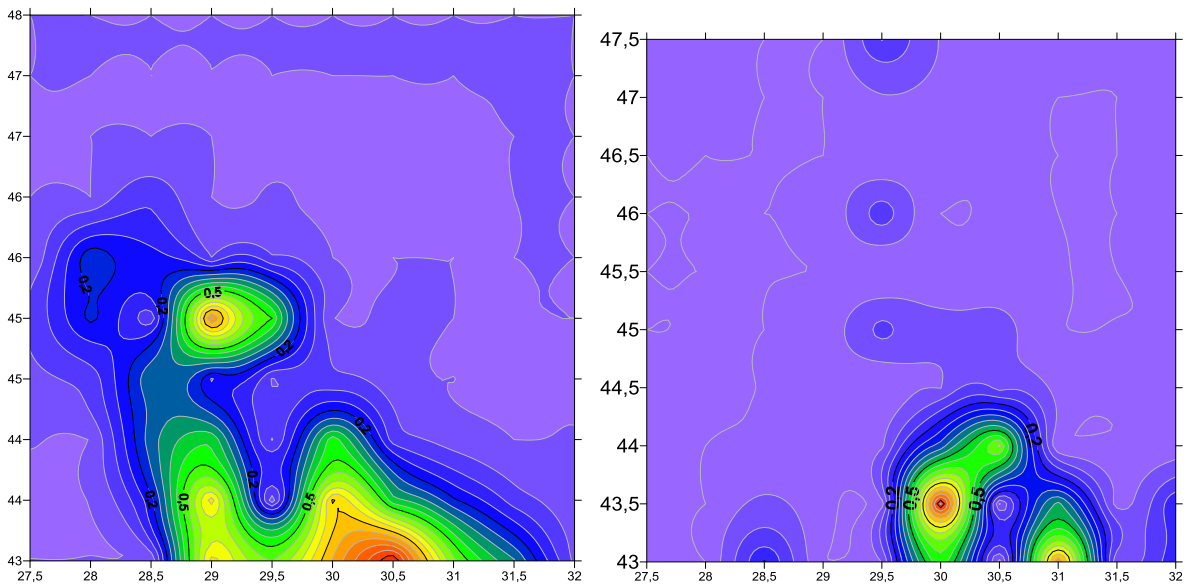


Рисунок 4.21 - Карта значень індексу STP за 00 і 06 UTC 26 липня 2017 р.

Інший індекс нестійкості Vertical Totals (VT), який є різницею між температурою на рівнях 850 та 500 гПа та відображає вертикальний градієнт температури повітря та потенціал її нестійкості, також у нічний строк (00 UTC) перевищував критерій, достатній для утворення гроз (28°C), але у 06 UTC осередок високих значень VT перемістився на схід разом із смугою зливових опадів (рис. 4.15).

Як видно з рис. 4.14, індекс CAPE або конвективна потенційна енергія була значною над акваторією Чорного моря вже опівночі та збільшилася до ранку приймаючи вигляд вузької смуги зі значеннями 2200 Дж/кг та вище. Інший індекс нестійкості Vertical Totals (VT), який є різницею між температурою на рівнях 850 та 500 гПа та відображає вертикальний градієнт температури повітря та потенціал її нестійкості, також у нічний строк (00 UTC) перевищував критерій, достатній для утворення гроз (28°C), але у 06 UTC осередок високих значень VT перемістився на схід разом із смугою зливових опадів (рис. 4.15).

Отже, атмосфера мала високу нестійкість та потенціал для грозоутворення, тому проаналізуємо індекси, що поєднують термічну та динамічну нестійкість, а саме індекси LOSHR, Балка Ричардсона (BRN та BRN Shear).

Розрахунок вертикального зсуву вітру у шарі від 10 м до 1 км (рис. 4.16) виявив значну площу з підвищеною величиною цього індексу над Одеською областю в 00 UTC та акваторією Чорного моря, причому LOSHR над Одещиною був вище, але у сполученні зі стійким станом атмосфери це не призвело до розвитку небезпечних погодних явищ. Вранці над районом виникнення смерчу індекс LOSHR перевищував 13 м/с, що могло сприяти виникненню вихорю.

Індекс BRN, який відображує відношення турбулентності, що викликана термічними процесами до турбулентності, що викликана вертикальним зрушенням вітру, над місцем майбутнього утворення смерчу, перевищував 45, (рис. 4.17) тобто не передбачав розвитку потужних суперосередків через сильні вертикальні потоки повітря зі значним кутом нахилу. Але якщо розрахувати додатковий показник цього індексу (BRN Shear), то він вказуватиме (рис. 4.18) на

високу імовірність виникнення потужних суперосередків, особливо над південним заходом полігону обчислень.

Значення індексу відносної спіральності шторму (SRH) у шарі від землі до 1 км (рис. 4.19) перевищує $100 \text{ м}^2/\text{с}^2$ саме над районом розвитку вихорю за півгодини до його виникнення, а вночі у цьому районі від не досягав навіть $80 \text{ м}^2/\text{с}^2$ при одночасних високих значеннях над Одещиною.

Результати розрахунків індексу енергії спіральності (ЕНІ) та параметру торнадо (STP) також (рис. 4.20-4.21) виявили можливість розвитку суперосередків та слабких торнадо над акваторією Чорного моря поблизу узбережжя Херсонщини 26 липня 2017 р.

Отже, розрахунок індексів конвекції, а особливо SRH, STP та ЕНІ за даними глобальної моделі GFS з кроком 50 км за 26 липня 2017 р. можуть виявити район з високою імовірністю виникнення смерчів.

4.4 Конвективні параметри під час смерчу на станції Кривий Ріг 28 липня 2017 р.

Прогноз конвективних явищ, які у переважній більшості є небезпечними для різних галузей економіки, у тому числі авіаційних перевезень, завжди привертав особливу увагу дослідників. Це зумовлено, насамперед, тим, що з ними пов'язані найбільші збитки, які зумовлюються погодними умовами.

Вести мову про прямі ефективні методи прогнозування конвективних явищ підсіточного масштабу у вітчизняній оперативній практиці поки що передчасно. Саме тому, будь-яке розширення можливостей прогнозування умов, сприятливих для розвитку глибокої конвекції, є досить затребуваним у оперативних метеопідрозділах.

Отже, в якості вихідних даних використовувалися карти приземного аналізу та баричної топографії за 00 та 12 UTC 28.07.2017 р., дані чисельного моделювання (GFS) з просторовим розділенням $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, дані радіозондування за 12 UTC 28.07.2017 р. на ст. Кривий Ріг.

Погодні умови пункту прогнозу у другій половині дня 28.07.17 зумовлювалися впливом теплового сектору циклону з мінімальним тиском над центром України, який рухався з південного сходу на північний захід. Характерною особливістю синоптичної ситуації є наявність у теплому секторі циклону осередків злив, які синоптики традиційно пояснюють наявністю фронту оклюзії (рис. 4.22). В період з 12.00 до 15.20 год. за місцевим часом на ст. Кривий Ріг відзначалися гроза та злива, а у Долгинцевському районі міста градом та проходженням смерчу на 16 вулицях було пошкоджено дахи 81 житлового будинку та 12 господарчих споруд, газопровід та лінії електропередач, повалено 35 дерев, залишилися без електропостачання 22 населених пункти районів міста [129].

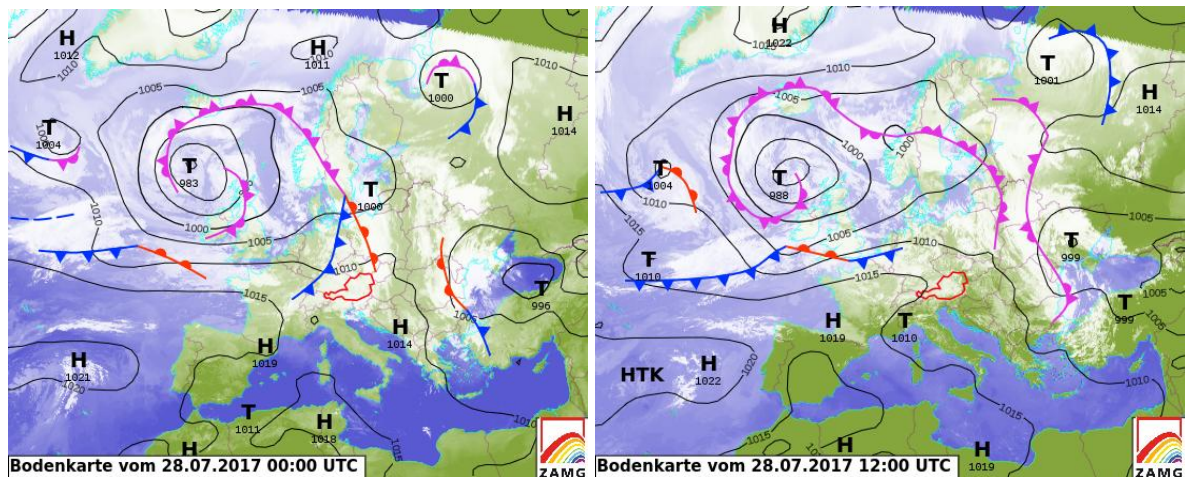


Рисунок 4.22 - Приземний аналіз та хмарність за 00 та 12 UTC 28.07.18 р.

Аналіз можливості розвитку конвекції та пов'язаних з нею явищ починається з оцінки синоптиком типу стратифікації атмосфери, який, як впливає з рис. 4.23, був нестійким. Зауважимо, що перевагою прогнозиста у цьому випадку була наявність зондування за 12 UTC, коли поточний стан атмосфери точніше відображує потенціал розвитку конвекції.

Отже, нестійка стратифікація зі значною площею енергії нестійкості при значенні $CAPE = 3407$ Дж/кг за даними АРМ синоптика та значенням $KI = 31,1$ дають підстави прогнозувати такі явища як гроза та злива, навіть незважаючи на значні дефіцити вологи у шарі конвекції (за винятком прошарку між рівнями 600 та 500 гПа).

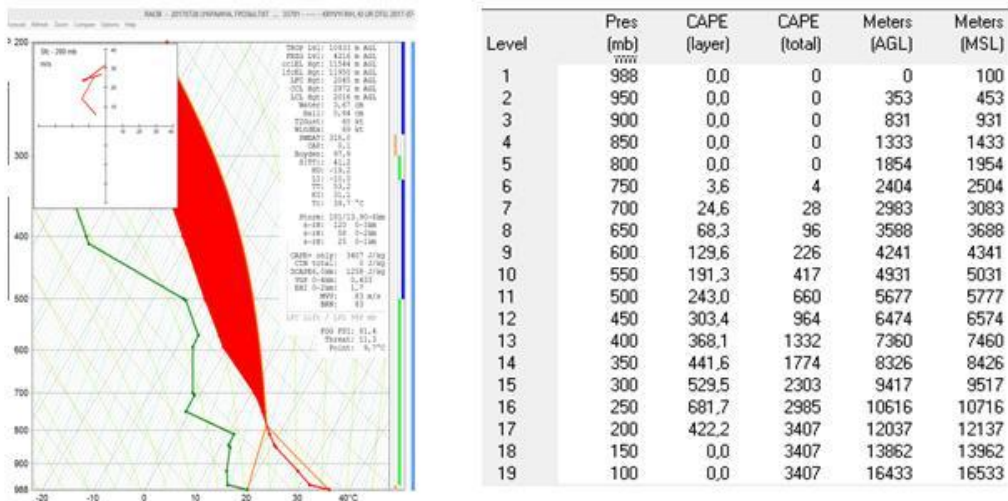


Рисунок 4.23 – Аерологічна діаграма (а) та лістинг індексу *CAPE* (б) за 12 UTC 28.07.2017 р. на ст. Кривий Ріг (33791)

Зазначимо, що те значення *Convective Available Potential Energy* (скорочено *CAPE*), яке надходить у АРМ синоптика, має відношення до так званого *Surface Based CAPE* (скорочено *SBCAPE*), коли вважається, що значення температури повітря і температури точки роси біля поверхні землі обираються у якості вихідних характеристик для частинки, що буде підійматися до рівня конвекції. Або, якщо вужче, *SBCAPE* – це *CAPE*, який одержується, якщо зазначена частинка саме те, що втягується у висхідний потік.

Отже, з урахуванням денного прогріву, часу утворення смерчу та низки інших конвективних явищ у післяполудневій години ми у подальших викладках порівнюватимемо кількісні характеристики конвекції при двох (*SB* та *ML*) типах підйому, зважаючи на те, що застосування наближення *Most Unstable (MU)* у цьому випадку є тотожним *SB* [19].

Результати розрахунку параметрів, які залежать від типу підйому, у переважній більшості сигналізують нам про небезпеку утворення конвективних явищ (особливо при *SB* підйомі). Це підтверджується розрахунком повного переліку параметрів конвекції для *SB* наближення, де 24 з 49 параметрів вказують на сильний потенціал розвитку конвекції [19].

Урахування часу утворення смерчу та інших конвективних явищ, як зазначалося вище, спонукає нас до аналізу параметрів конвекції для *ML* типу

підйому, оскільки використання розглянутої вище апроксимації є доцільним для незбуреного («мілкового») граничного шару атмосфери і збільшує імовірність помилки «хибної тривоги».

Утворення зон інтенсивної конвекції має супроводжуватися специфічним полем вітру, вертикальні профілі якого мають формувати шари зсуву, які генерують різні типи конвекції, і визначають напрямок руху конвективного шторму.

Переміщення штормів традиційно прогнозується за напрямком і швидкістю провідного потоку на середньому рівні тропосфери або характеристиками середнього у шарі 0-6 км вітру. Не зупиняючись на недоліках такого підходу, застосуємо для прогнозу переміщення шторму найбільш поширений донедавна метод, відомий під аббревіатурою 30R75 [130] (оскільки швидкість середнього вітру у шарі 0-6 км перевищує 15 м/с) та метод Бункерса, алгоритм якого детально викладений в [131].

Перед цим представимо траєкторію руху смерчу в районі м. Кривий Ріг (рис. 4.24), з якої видно, що вектор руху смерчу був спрямований квазімеридіально (з азимутом руху $\approx 350^\circ$). Результати прогнозу вектору руху шторму за цими методами наведені на рис. 4.25, з якого видно, що напрямок руху шторму точніше прогнозується за методом Бункерса.

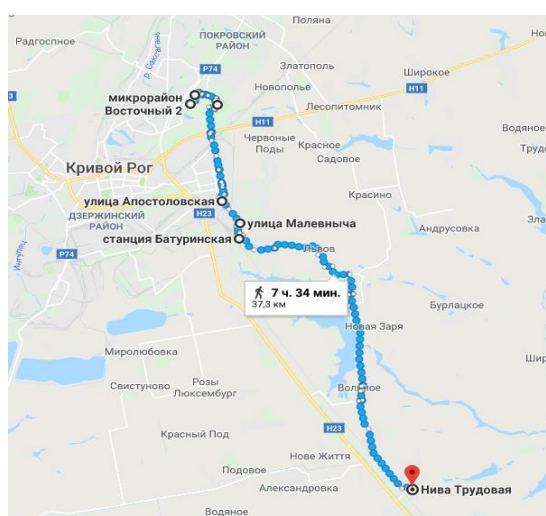


Рисунок 4.24 – Траєкторія руху смерчу 28.07.2017 р. (товста лінія)

Незважаючи на те, що загальні результати розрахунків за різними підхода-

ми вказують на можливість утворення низки конвективних явищ, зауважимо, що підстав для прийняття синоптиком рішення про можливість утворення таких явищ як шквали і смерчі недостатньо.

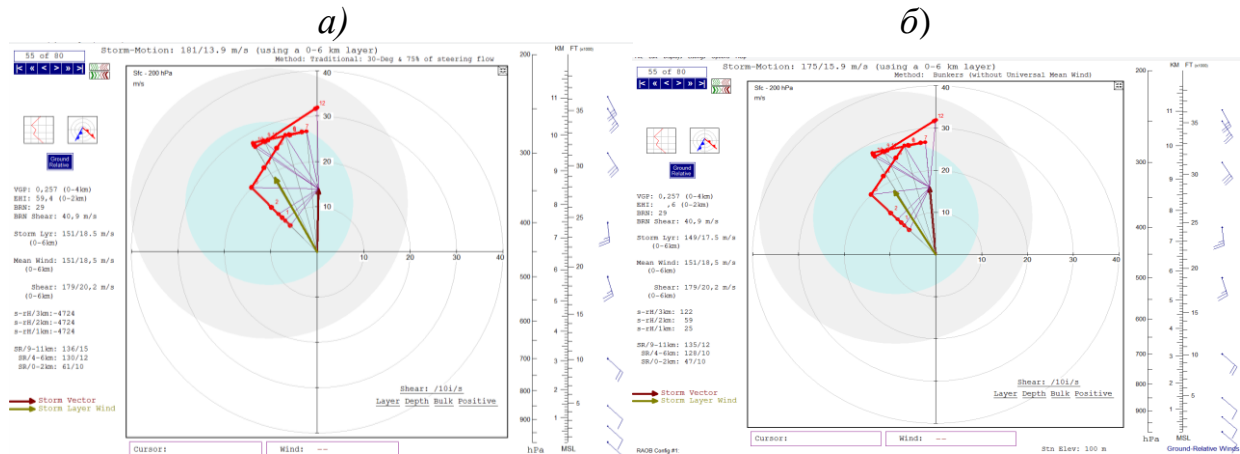


Рисунок 4.25 – Розрахунок вектору руху конвективного шторму за методами 30R75 (а) та Бункерса (б): коло більшого діаметру позначає область випадіння опадів низької інтенсивності (LP), коло меншого

Саме тому, окрім розглянутих вище розрахунків необхідно врахувати динаміку розвитку процесу, що реалізується з використанням даних чисельного моделювання, часове розділення яких (3 год.) хоча і є грубим для процесів підсіткового масштабу, проте дозволяє принаймні сформуванню наблизену оцінку напрямку розвитку процесу.

Якщо припустити наявність області CIN нижче рівня вільної конвекції (що було показано вище), то іншою складовою для «вибухової» конвекції є адвекція вологи у нижньому шарі атмосфери, яка є «паливом» для неї. На рис. 4.26 наведені прогностичні дані про інтенсивність адвекції вологи на основних ізобаричних поверхнях для вузла регулярної сітки, найближчого до ст. Кривий Ріг (48,00°пн. ш., 33,25°сх. д.), з яких видно, що протягом першої половини дня у нижньому кілометровому шарі спостерігалася адвекція вологого повітря.

Разом з інтенсивним прогрівом повітря біля поверхні землі (за даними що-

денника погоди з 22,4 °С у 06 год. до 34,0 °С у 12 год.) це створювало додаткові умови для розвитку глибокої конвекції.

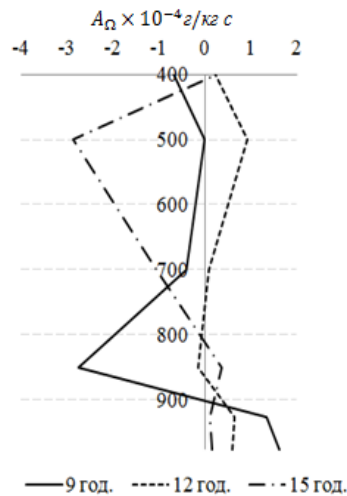


Рисунок 4.26 – Вертикальні профілі адвекції питомої вологи ($A \times 10^{-4} \text{ г/кг}\cdot\text{с}$) за 9, 12 та 15 UTC 28.07.2017 на стандартних ізобаричних поверхнях для вузла РСТ з координатами 47,50°пн.ш., 33,25°сх.д. (за даними GFS).

Розглянемо динаміку зміни профілів вітру протягом першої половини дня з метою оцінки тенденції зміни параметру SRH_{0-3} (*Storm Relative Helicity*), який характеризує спіральність висхідного потоку.

У якості вихідних даних для його розрахунку використаємо прогностичні значення напрямку та швидкості вітру і перейдемо до локальної системи координат, пов'язаної з вектором руху шторму згідно методу в [132], оскільки це дозволяє нівелювати ефекти повороту вітру. Для розрахунку середнього вітру використаємо методику викладену в [133]. За напрямок руху оберемо «правий» шторм, виходячи з вертикальних профілів вітру за 09, 12 та 15 год. 28.07.2017 р. (рис. 4.27), з яких видно, що у першій половині дня прогнозувався сприятливий для розвитку конвекції правий поворот вітру з висотою з одночасним збільшенням швидкості.

З рис. 4.28 видно, що площа фігури, яка ідентифікує величину параметру SRH , збільшувалася з 09 до 12 год. (а, б) місцевого часу, що вказує на формування висхідних потоків, що обертаються, а з 12 до 15 год. (в) збільшення спіральності майже не прогнозувалося. Таким чином, динамічна структура конвективних потоків вказувала на імовірність формування суперчарунок, приблизно 30 % яких генерують смерчі.

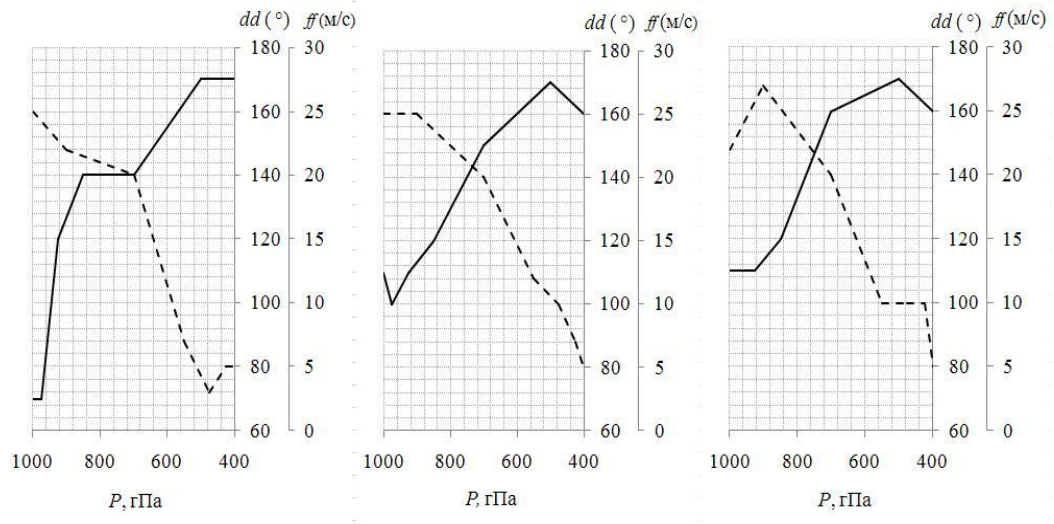


Рисунок 4.27 – Вертикальні профілі напрямку та швидкості вітру за прогностичними даними GFS на строки 06 год., 09 год. та 12 год. UTC 28.07.2017 р. Суцільними лініями позначений напрямок вітру, пунктирними – його швидкість.

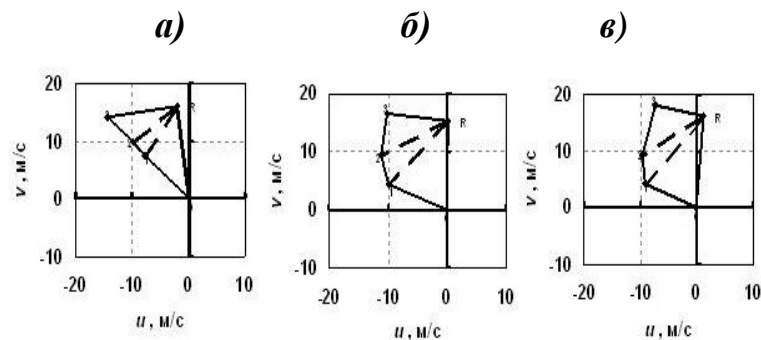


Рисунок 4.28 – Графічна інтерпретація розрахунку параметру SRH_{0-3} за прогностичними даними GFS на строки 06, 09 та 12 год. UTC 28.07.2017 р.: Площа, окреслена годографом вітру та вектором відносного руху шторму R, показує величину відносної спіральності шторму у шарі 0-3 км.

Динаміку зміни кута нахилу кривої стратифікації оцінимо з рис. 4.29, який показує, що до 13-14 год. на ізобаричних поверхнях 975, 925, 500 і 400 гПа прогнозувалася адвекція холоду (за винятком поверхні 700 гПа і частково 850 гПа).

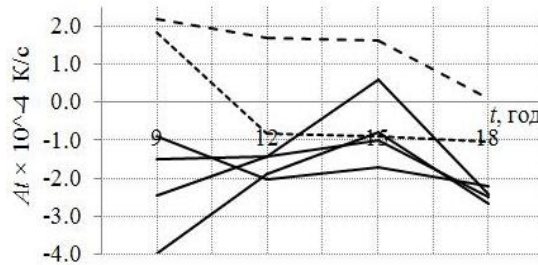


Рисунок 4.29 – Часовий хід адвекції температури ($A_t \times 10^{-4} \text{ K/c}$) 28.07.2017 р. на ст. Кривий Ріг : Суцільними лініями позначена адвекція температури на ізобаричних поверхнях АТ-975, 925, 500, 400; пунктирними лініями – на АТ- 850, 700.

Таким чином, застосування даних чисельного моделювання дає змогу оцінити динаміку таких важливих для розвитку конвекції умов як зміна вертикального градієнту температури, накопичення вологи на нижніх рівнях та розвиток обертальних рухів висхідного потоку з часовим розділенням 3 години і необхідною завчасністю, що суттєво покращує позиції прогнозиста і неможливо реалізувати звикористанням даних радіозондування на момент максимального розвитку конвекції.

4.5 Випадіння сильного граду в Україні 21 травня 2017 р

Крупний град в літній період можливий для всієї території України, та досить часто це явище спостерігається і в південних областях країни. [26, 27, 117]. За період 2009-2018 рр. в базі даних небезпечних явищ погоди Гідрометцентру Чорного та Азовського морів наведені відомості про 20 випадків граду та 54 випадки зазначені за даними Європейської бази сильних штормів (ESWD) [125].

Багато з цих випадків не були передбачені, в тому числі не були складені штормові попередження. Вивчення умов виникнення граду, особливо не передбачених випадків і зі значним матеріальним збитком, має найбільшу актуальність. У етапі дослідження розглядаються умови виникнення граду ($D = 8$ мм), що спостерігався в районі станції Одеса-аеропорт, та Одеса-ГМО 20 травня 2017 року у період з 14.23 до 15.00 місцевого часу, та не був передбачений прогнозом. Розглянуто можливості застосування різних індексів, які розраховують параметри нестійкості атмосфери, а також можливості моделювання глибокої конвекції. Цей випадок фіксувався локально.

20 травня 2017 р територія Одеської області перебувала під впливом улоговини зниженого тиску, орієнтованої з півночі. З даної улоговиною була пов'язана система фронту оклюзії, що розташовувався на сході області. Інтенсивність висотної фронтальної зони (ВФЗ) над регіоном по карті ВТ 500/1000 складала 20 дам/1000 км (рис. 4.30).

Термобаричне поле верхньої і середньої тропосфери було представлено ядром холоду, яке було розташоване над східній частиною України і захоплювало територію Одеської області. Цей факт є сприятливою умовою для розвитку конвективних явищ в даному випадку граду, тому що відомо [117], що адвекція холоду в середній тропосфері (АТ-500 гПа) досить часто призводить до формування зон глибокої конвекції. Значення відносного геопотенціала в центрі осередку зниженого тиску над сходом України досягало 552 дам (рис. 4.30).

Центр висотного циклону співпадав з центром холоду, що свідчить про максимальну стадію розвитку даного баричного утворення і його потужності. Адвекція холоду поширювалася з північного сходу на південний захід до районів Балканського півострова. На поверхні АТ-500 спостерігалися інтенсивні вертикальні висхідні потоки 10-20 гПа \ год.

На карті АТ-850 область зниженого тиску займала всю територію східної України і Азово-Чорноморський басейн. Осередок холоду з температурою 2°C знаходився над Східною Україною. На даній ізобаричній поверхні над Одесь-

кою область спостерігалася адвекція теплого повітря, що збільшувало можливість формування граду.

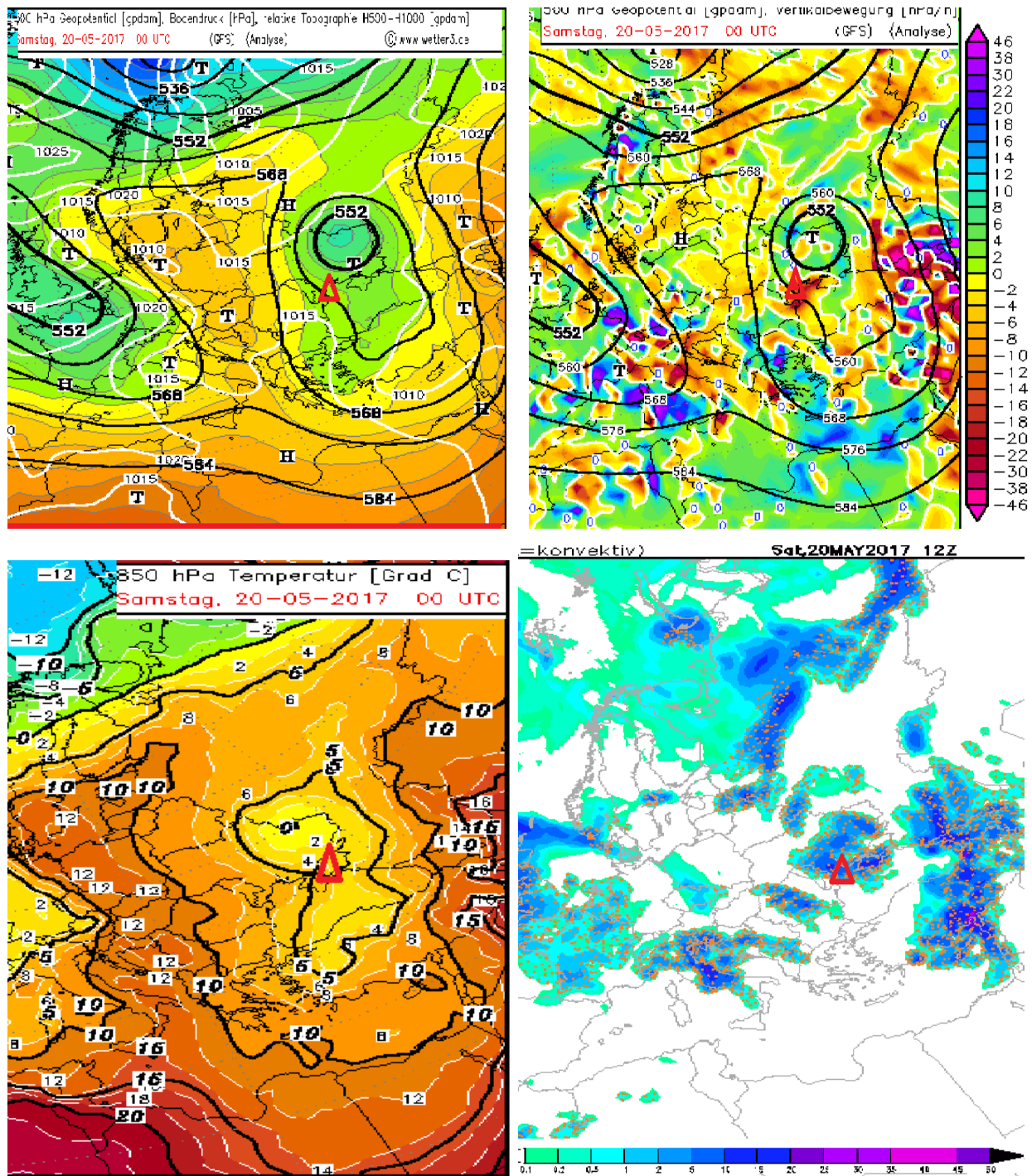


Рисунок 4.30 - Карти ВТ-500\1000, АТ-500 (вертикальні потоки), АТ- 850 та поля опадів, 20.05.2017 00 UTC

За даними карти розподілу опадів (рис. 4.29) на 12.00 UTC над територією Одеської області розташовувалася зона опадів з інтенсивністю 15-20 мм/3 г.

Приземное баричне поле представлено малоградієнтним полем підвищеного тиску, що обумовлювало відносно слабкі вітри у землі (2-3 м/с) і формування приземної інверсії. Перехід від антициклонічної циркуляції в приземних полях до циклонічної циркуляції в середній і верхній тропосфері визначався різким посилення вітру вже з висоти 700-800 м (рис. 4.31).

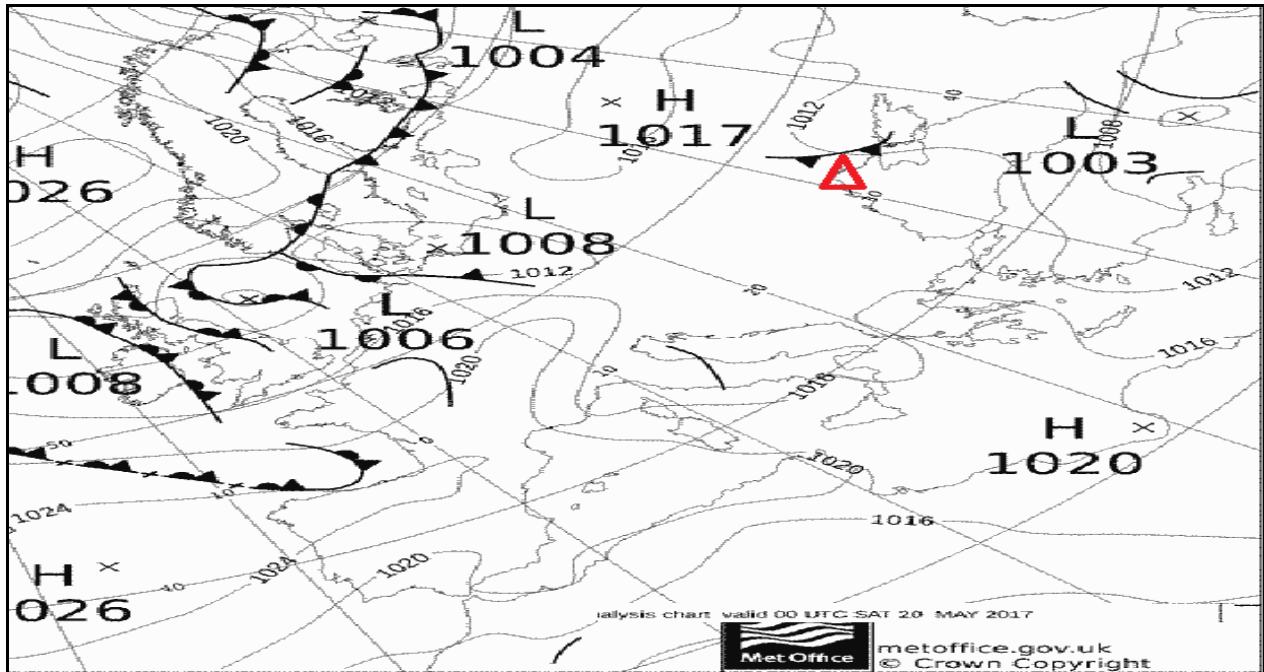


Рисунок 4.31 - Приземний аналіз 20.05.2017. 00 UTC

За даними температурно-вітрового зондування аерологічної станції Одеса за 00 UTC, верхній рівень конвекції досягав 470 гПа. Вертикальний температурний градієнт в шарі 984 до 720 гПа дорівнював сухоадіабатическому, а в шарі від 700 до 560 гПа перевищував воложноадіабатическій. Величина енергії неустійчivosti зростала вище рівня 700 гПа. Тут середня величина відхилення кривої стану від кривої стратифікації становила 2°C (рис. 4.32). Рівень конденсації знаходився на висоті 810 гПа, що досить високо для випадання конвективних опадів. Повітряна маса у землі до рівня 600 гПа була сухий (42-35%), але на рівні 580 гПа відносна вологість сягала 90%, вище спостерігалось різке зменшення вологості до 18-23%. Такий розподіл вологості збільшував потенційну нестійкість повітряної маси.

Швидкість вітру в приземному шарі становила 2-3 м/с, зростаючи в середній тропосфері до 15 м/с. Різке збільшення швидкості вітру спостерігалось від

рівня 300 до 200 гПа, де існувала струминна течія зі швидкостями близько 30 м/с.

Таким чином, вертикальний розподіл термодинамічних параметрів повітряної маси за даними нічного зондування на ст. Одеса не є показовим для формування градової хмарності. Щоб спрогнозувати розвиток потужної конвекції, як формує випадання граду, необхідні більш точні дані, наближені за часом до даної події.

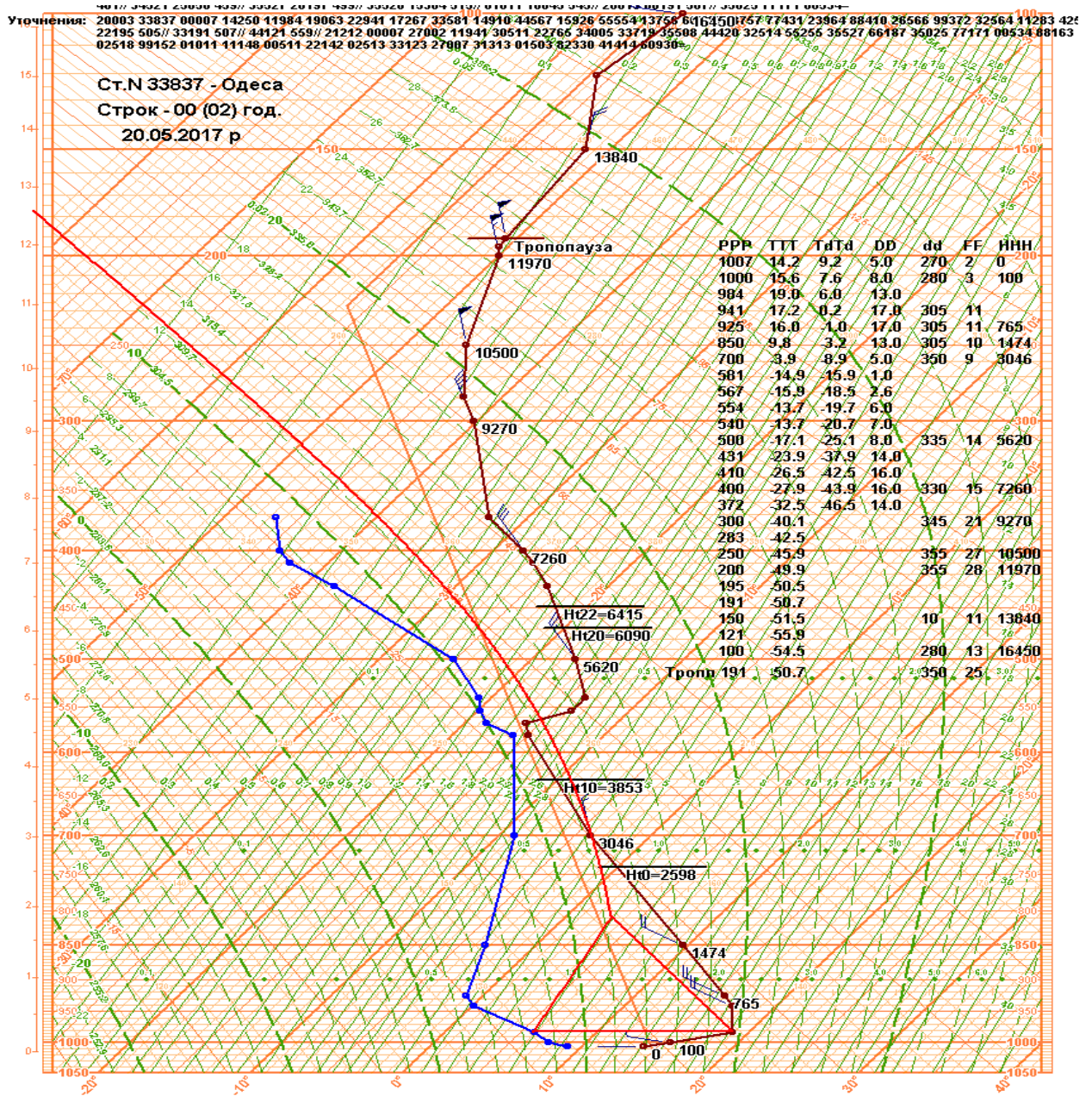


Рисунок 4.32 - Аерологічна діаграма за 00.00 UTC 20.05.17 р. на ст. Одеса-ГМО

На сьогоднішній день в світі широко відомі 26 індексів нестійкості, що застосовуються для прогнозу конвективних явищ нестійкості. Для прогнозу граду, що спостерігався на метеорологічних станціях Одеса-Аеропорт і Одеса-ГМО 20 травня 2017 року в рамках даного дослідження використані 9 параметрів конвективної нестійкості атмосфери. Розрахунок індексів нестійкості проводився за даними об'єктивного аналізу GFS (Global Forecast System), з кроком сітки $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$. Значення розрахованих індексів представлені в табл. 4.8. Крім того, за даними об'єктивного аналізу за допомогою спеціалізованого програмного забезпечення RAOB побудована аерологічна діаграма за 20.05.2017 р. - строк 09.00 UTC (рис. 4.32).

За значеннями індексів можна відзначити, що в зоні розвитку граду в 09.00 UTC спостерігалася помірна термічна нестійкість, що підтверджується значенням енергії нестійкості (594 Дж \ кг), характерним для формування гроз, помірні значення Lifted Index (-3) і високі значення TT індексу (55,5) та Boyden індексу (97,2), що є показниками сильного шторму. Крім того, в середній і верхній тропосфері спостерігалось посилення вітру з до 17-20 м/с. Також за даними об'єктивного аналізу CFS визначається град, розміром 20 мм. Значення індексу SWEAT близькі до критичного (250). Цей індекс враховує як швидкість і зсув вітру, так і термічну нестійкість в тропосфері.

Таблиця 4.8 - Значення параметрів нестійкості атмосфери згідно індексам, розрахованим за даними об'єктивного аналізу GFS

Індексі	Значення індексів
SB CAPE (Дж/кг)	594
SB CIN (Дж/кг)	0
Boyden I	97,2
VGP	0,102
Li (°C)	-3
KI	29
SWET	224,8
TT	55,5
SRH в слое 0-3 км (м2/с2)	70

Аналіз вертикального розподілу характеристик тропосферного вітру проводився за даними радіозондирования тропосфери, судити про мінливість фактичного тропосферного вітру можна по годографу (рис. 4.33).

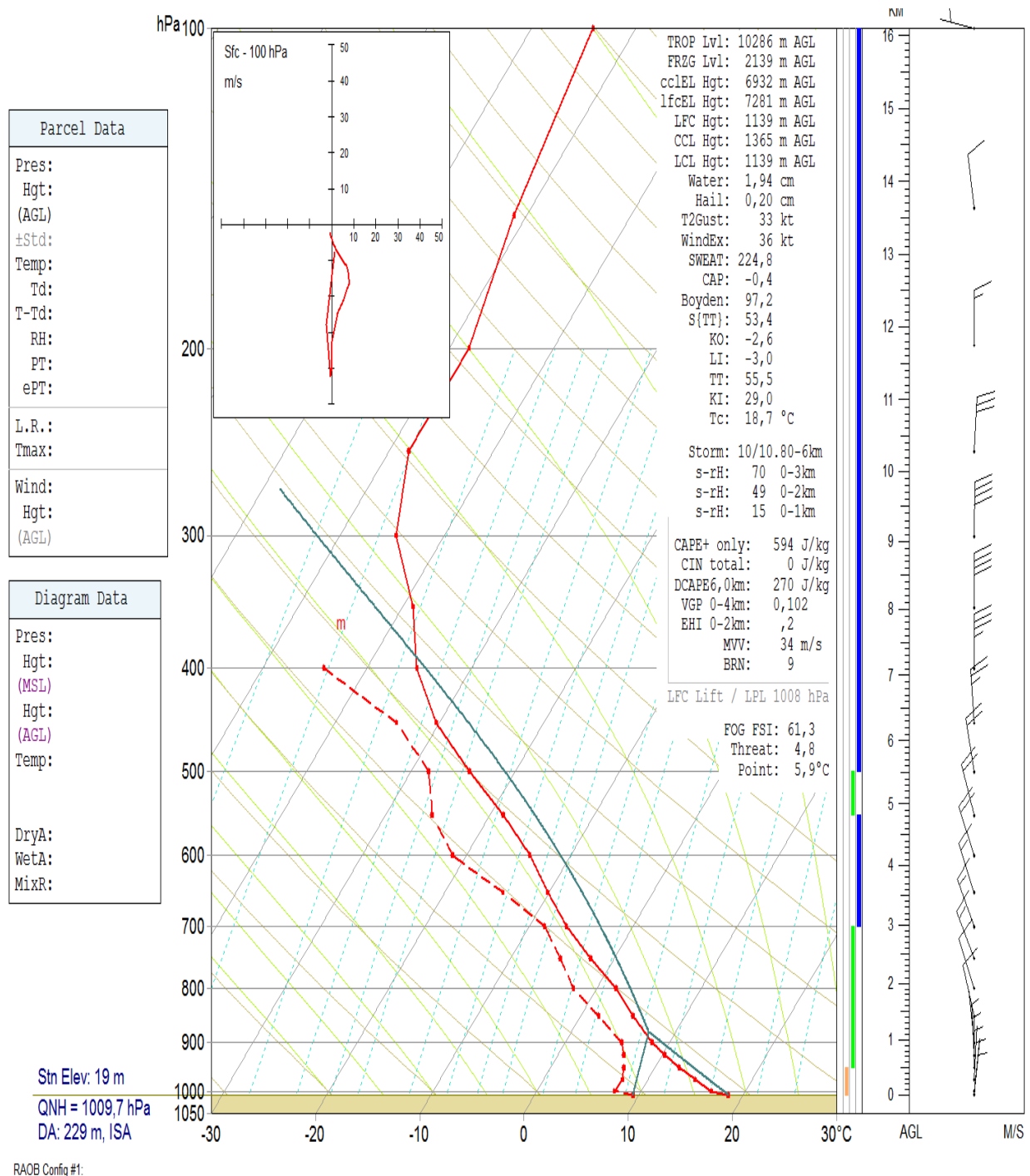


Рисунок 4.33 - Аерологічна діаграма за 12 UTC 20.05.17 р. на ст. Одеса-ГМО

Годограф вітру параметрически можна задати двома функціями: зміною модуля швидкості вітру і азимута вітру з висотою, при цьому, початок кожного наступного вектора відкладається від кінця попереднього. Годограф дає наочне

уявлення про найбільш ймовірних напрямках перенесення повітряних потоків, зміни напрямку і швидкості вітру. Дані годографа за 20 травня 2017 р показують стійке північний напрямок вітру і посилення швидкості вітру з висотою.

Таким чином, на високу ймовірність виникнення граду вказувало наявність помірної термічної нестійкості з рівнем розвитку конвекції 7281 м, високі значення індексу SWEAT, TT індексу и Boyden індексу. Також важливо відзначити, що значну роль у формуванні граду в прибережній зоні грали місцеві умови, а саме наявність розділу суша-море.

В даному випадку складність передбачення випадання граду в районі Одеси 20 травня 2017 р в першу чергу, можна пояснити відсутністю денного радіозондування, тому що нічний радіозонд не дає об'єктивної інформації для прогнозу конвективних явищ, що розвиваються в післяполуденні години.

Також рідкісна мережа аерологічних станцій, не дозволяє отримувати фактичну інформацію про термодинамічних характеристиках тропосфери в регіоні. Але істотний вплив на успішність прогнозу небезпечних гідрометеорологічних явищ, яки формуються локально і носять «вибуховий» характер, може справити використання прогностичних моделей з високим просторовим розділенням та даних об'єктивного аналізу GFS або інших глобальних баз метеорологічних спостережень (CFS - Climatic Forecast System).

ВИСНОВКИ

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

Розділ 1

1. Виявлено, що над Одеською областю сильний вітер (більше 15 м/с) виникав дуже рідко (0,1-0,4 %) та частіше за все над Білгород-Дністровським, Чорноморськом та Одеса-АМСЦ, а найчастіше вітер перевищував 15 м/с при циклонічній циркуляції з великим баричними градієнтами (78,1 %).

2. Посилення швидкості вітру до 15 та 25 м/с на території Одеської, Миколаївської та Херсонської областей у 2013-2017 рр. спостерігалось при циклонічній циркуляції з проходженням атмосферних фронтів (тип 6) з максимумом в тилівій частині циклонів (підтип 6.2), що становило 30% від загальної кількості сильних вітрів.

3. Визначено, що головну роль в формуванні зон небезпечного вітру 11-16 жовтня 2009 р. на території України відігравали атмосферні фронти, в зоні яких параметр ψ перевищував порогове значення 2,5 од. і в окремі строки досягав 50 од. Однак кількісного зв'язку між швидкістю вітру і параметром ψ не виявлено.

4. Визначений зв'язок між полями відносного вихору в середній тропосфері і зонами небезпечного вітру свідчить про досить великий вплив циклонічності поля тиску на швидкість приземного вітру. Індекс конвективної нестійкості набував, в основному, значень, менших або дещо більших за порогове значення, тому в розглянутих ситуаціях внесок енергії конвективної нестійкості в формування зон небезпечного вітру неістотний.

Розділ 2

1. Виявлено, що у період 2007-2016 рр. за даними АМСЦ Миколаїв, Одеса, Херсон найвища за сумами опадів категорія ≥ 50 мм зафіксована 11 разів, з них 7 – в Одесі. Максимум цієї градації спостерігався у 2016 р. Сезонний розподіл показав домінування літніх та осінніх опадів.

2. Аналіз синоптичних процесів формування сильних опадів з'ясував, що за останнє десятиріччя стихійні опади над півднем України мали переважно фронтальне походження (88%), з яких 8 епізодів (57%) виникли під впливом теплих фронтів. Значна частка (44%) випадків зі стихійними опадами утворювалася у системах південних циклонів. Периферійним процесам, зокрема, антициклонічним полям, відповідало лише 4 випадки, також тричі відмічалися стихійні опади у системах висотних циклонів при розмитих приземних баричних полях.

3. З'ясовано, що для Одеської області початок XXI століття характеризувався незначним (до 8 мм) зменшенням річної кількості опадів, порівняно з кліматичною нормою (1961-1990 рр.), що становило 1,6%.

4. Визначено, що в Одеському регіоні на початку XXI століття, порівняно з другою половиною XX століття, зберігається континентальний тип річного ходу опадів, за яким кількість опадів теплого періоду (квітень-жовтень) перевищує кількість опадів холодного періоду (листопад-березень) майже удвічі (1,7 разів). Річний хід опадів на території Одеської області в першій половині XXI століття значно відрізняється від річного ходу за кліматичний період (1961-1990 рр.). Крім того, вклад опадів холодного та теплого півріч у річну кількість опадів на території області складає 63 і 37%, що відповідає кліматичній нормі. Ця кліматологічна інформація може використовуватися для складання кліматологічного прогнозу, для більш повного освоєння кліматичних ресурсів Одеської області.

5. Встановлено, що в полі параметра Ψ краще проявляється холодний фронт. Отриманий якісний зв'язок між параметром Ψ та опадами: більшість випадків з опадами пов'язана з бароклінною зоною, де Ψ перевищує 5 од.; для більш обґрунтованої оцінки впливу бароклінності на формування зон опадів слід використовувати критерії гідродинамічної та конвективної нестійкості атмосфери.

6. При уточненні методів прогнозу приземного вітру в теплу пору року поряд з параметром Ψ в якості пре-диктора слід враховувати також індекс нестійкості ТТ.

7. Висотні циклони сформувалися через відсікання глибокої холодної улоговини над Західної Європою, а більша частина зон опадів пов'язана з областями баротропної та бароклінної нестійкості під південно-східною та східною частинами висотної улоговини з циклоном. Збільшення інтенсивності опадів може відбуватися за рахунок як баротропної, так і бароклінної нестійкості потоку, в якому рухався висотний циклон. Бароклінна нестійкість сприяла зростанню процесів на фронтах і поширенню зон опадів.

Розділ 3

1. Зниження нижньої межі хмарності супроводжується зменшенням негативних значень дивергенції у поверхні землі з одночасним збільшенням її позитивних значень на рівнях 925 і 850 гПа. Перше обумовлює приплив повітря від землі до хмарного шару, друге - його відтік з подальшим розтіканням під затримують шаром або в ньому.

2. Зниження НМХ супроводжується збільшенням позитивних значень вертикального градієнта дивергенції нижче шару хмароутворення і зменшенням його негативних значень (з тимчасовим лагом 3-4 год.) вище зазначеного шару, підвищення НМХ - зворотним процесом зі збереженням тимчасового лага.

3. Формування динамічної структури атмосфери, що обумовлює зниження нижньої межі неконвективної хмарності нижнього ярусу (або тимчасової масштаб процесу еволюції низької хмарності) відбувається з тимчасовим лагом мінус 12 годин.

4. Отримано прогностичну залежність між значеннями адвективної температури і вертикального градієнта температури, а також між адвективними значеннями температури і точки роси повітряної маси, яка прибуде через 12 годин, для визначення можливості зниження хмарності нижче 300 м у січні над Одесою.

5. Спавджуваність прогноз радіаційного туману за індексом *FSI* для території України становила: 53% - на наявність туману та 60% - на його відсутність. Визначення ступеню залежності індексу *FSI* від таких предикторів як температура повітря біля поверхні землі, температури повітря на рівні 925 та 850 гПа,

точка роси біля поверхні землі та швидкості вітру на рівнях 850 та 925 гПа шляхом побудови кореляційних графіків, показало, що для кожного з них характерний стійкій кореляційний зв'язок з предиктантом;

6. Після підбору оптимальних коефіцієнтів регресії в рівнянні для *FSI*, загальна справджуваність прогнозу радіаційного туману значно покращилася результат. Зокрема, загальна справджуваність склала 72% при цьому індекс показує кращу ефективність прогноз відсутності туману (73%);

7. Визначено, для прогнозу радіаційного туману доцільно використовувати індекс *FP*, який показує кращу ефективність. Використання індексів *FT* та *FSI* доцільно для прогнозу відсутності туману.

Розділ 4

1. Виявлено, що найбільш шквалонебезпечним регіоном України є південь, зокрема Одеська область: понад 6 шквалів у середньому за рік та 77 % всіх шквалів підня України за 2013-2018 рр.). Під час періоду дослідження превалювали (90 %) шквали зі швидкістю - 15-24 м/с, лише одного разу утворився випадок надзвичайного шквалу - Генічеськ (Херсонської обл.) 29.06.2013 р. Сильні шквали виникали у системах холодних фронтів, та лише один шквал мав внутрішньомасове походження.

2. Утворення лінії шквалів 7 серпня 2016 року відбувається перед холодним фронтом при високих температурах повітря (36,0 °С). Після проходження шквалу на станціях Одеса ГМО та Одеса АМСЦ зафіксовано різке зниження температури до 19,2 та 21,0 °С.

3. Над південним заходом України з 2001 по 2017 рр., виявлено 27 випадків виникнення смерчів, з відносною перевагою активності їх утворення над Херсонщиною. Більшість смерчів над регіоном (38 %) виникала у червні, також вони активно утворювалися у травні – 25%. 3. В залежності від області помітно змінювався сезонний хід смерчеутворення, а саме у Миколаївській та Херсонській областях найбільше вихорів утворилося у червні, а над Одеською областю найчастіше смерчі виникали у травні.

4. Потужна купчасто-дощова хмарність властива кожному смерчу, але циркуляційні умови, фон температури та вологості, аерологічна структура можуть

відрізнятися один від одного за виключенням меридіональної улоговини на рівні 500 гПа для всіх випадків. Напередодні виникнення вихорів над південним заходом України тропосфера мала високий потенціал конвективної нестійкості, що достатній для утворення гроз, але безпосередньо не вказує на небезпеку утворення смерчу через локальній масштаб вихорю.

5. Виявлено, що розрахунок індексів конвекції, а особливо SRH, STP та ЕНІ за даними глобальної моделі GFS з кроком 50 км за 26 липня 2017 р. можуть виявити район з високою імовірністю виникнення смерчів.

6. Прогноз переміщення конвективного шторму успішно реалізується при використанні методу Бункерса, який враховує внутрішню динаміку шторму шляхом переходу до локальної системи координат, пов'язаної з самим штормом. Використання прогностичних значень адвекції температури та вологи при складанні прогнозу надають можливість врахувати цю необхідну для розвитку «вибухової» конвекції умову.

7. Розрахунок прогностичних значень відносної спіральності шторму і оцінка зміни кута нахилу кривої стратифікації дозволяє оцінити тенденцію до збільшення імовірності виникнення глибокої конвекції та, відповідно, і явищ погоди, які її супроводжують.

8. Синоптичний аналіз і оцінка параметрів термодинамічної стану атмосфери в період 00-21 UTC 21.05.2017 р. показав, що проходження холодного фронту з хвилями при максимальному добовому нагріві і сильної конвергенції потоків стало причиною формуванням на ньому серії мезомасштабних конвективних комплексів, які спричинили випадання крупного граду. Високі значення індексів SWEAT, CAPE, Li (параметр плавучості) та BRN можуть розглядатися, як найбільш інформативні предиктори для прогнозу граду за даними глобальних гідродинамічних моделей атмосфери. Отже, використання прогностичних моделей з високим просторовим розділенням та даних об'єктивного аналізу GFS, розрахунок параметрів нестійкості можуть допомогти поліпшити успішність прогнозу небезпечних коніективних явищ, які формуються локально і носять «вибуховий» характер.

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Ivus G P, Ahayar E V, Hurska L M, Semerhey-Chumachenko A B, Zubkovich S O. Komparativne karakteristike mikrocirkulacijskih procesa sjeverozapadne oblasti Crnomorske regije koje doprinose pojačanju prizemnog vjetra (The comparative characteristic of macrocirculation processes of the Northwest Black Sea region, which contribute to surface wind strengthening) // Hrvatski meteorološki časopis (Croatian Meteorological Journal), 52, 2018, P. 3-11.
2. Івус Г. П., Агайар Е. В., Гурська Л. М., Семергей-Чумаченко А. Б. Циркуляційні умови виникнення сильного та стихійного вітру над Південним Заходом України. Український гідрометеорологічний журнал, 2016. № 17. С.38-48.
3. Івус Г. П., Агайар Е. В., Гурська Л. М., Семергей-Чумаченко А. Б. Зв'язок сильного вітру з циркуляцією атмосфери Північно-Західного Причорномор'я. Вестник ГМЦ ЧАМ. 2016. № 1 (19). С. 84-96.
4. Івус, Г. П., Зубкович, С. О., Хоменко, Г. В., Ковальков, І. А. Умови формування зон небезпечного вітру на території України // Вісник Одеського державного екологічного університету, 2014, № 18. С. 48-55.
5. Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б. Струйные течения нижних уровней атмосферы: Монография. Одеса:ОДЕКУ, 2018. 156 с.
6. Івус Г. П., Агайар Е. В., Семергей-Чумаченко А. Б., Дмитренко А. П. Синоптичні процеси при утворенні низькотропосферних течій над півднем України у тепле півріччя // Вісник ОДЕКУ. 2017. № 21. С. 29-38.
7. Нажмудінова, О. М. Формування забарвлених опадів над Східною Європою // Фізична географія та геоморфологія, 2018, Вип. 3 (91). С. 38-43.
8. Нажмудінова, О. М. Особливості повторюваності сильних опадів теплового півріччя на території України у 2007-2016 рр. // Фізична географія та геоморфологія, 2017, Вип. 4 (88). С. 77-81.
9. Нажмудінова, О. М. Зміни поля опадів на Одещині у 2006-2014 рр. // Фізична географія та геоморфологія, 2015, Вип. 4(80). С. 138-144.
10. Івус Г. П., Гончарова Л. Д., Косолапова Н. І. Просторово-часове розпо-

ділення атмосферних опадів в Одеському регіоні на початку XXI століття // Український гідрометеорологічний журнал. 2018. №22. С. 16-27.

11. Ivus G. P., Honcharova L. D, Kosolapova N. I., Zubkovych C. O. Modern seasonal features of the risk mode on the territory of Odesa region // Scientific Journal (Science Review). 2018. Vol. 1. Issue 3 (10). pp. 27-33. <http://archive.ws-conference.com/wp-content/uploads/pw0774.pdf>.

12. Гончарова Л. Д., Косолапова Н. І. Вплив основних телеконекцій Північної півкулі на режим опадів по території України // Вісник Одеського нац. універ. Серія: «Географічні та геологічні науки». Том 22. Вип. 1(30), 2017. С. 11-27.

13. Хоменко Г. В., Сосмій Є. В. Висотні циклони та їх вплив на погодні умови в Україні // Фізична географія та геоморфологія, Київ, 2017, 2 (86), С. 86–89.

14. Івус Г. П., Хоменко Г. В., Ковальков І. О., Сосмій Є. В. Гідродинамічна нестійкість в області висотних циклонів та її вплив на погоду// Український гідрометеорологічний журнал, 2017. № 18. С. 18-25.

15. Івус Г. П., Хоменко Г. В., Міщенко Н. М., Косолапова Н. І., Сухов О. О. Кількісна оцінка інтенсивності літніх атмосферних фронтів над Україною // Scientific Journal “ScienceRise”. – Vol. №7/1(24), 2016. – Р. 16-21.

16. Ivus G. P., Kovalkov I. A., Semergei-Chumachenko A. V., Popova L. O. Change in wind speed over the Odessa region. in SWorld Journal, Issue №12 (Scientific world, 2017). URL: <http://www.sworldjournal.com/e-journal/j12.pdf> (date:03/04/2017) - page 36-41- Article CID Number: j12-057, DOI: 10.21893/2227-6920.2017-12.057.

17. Івус Г. П., Агайар Е. В. Физико-статистический анализ и прогноз слабого ветра и инверсий температуры над территорией Северо-Западного Причерноморья: монография/ Одесса. ОДЕКУ, Одесса: ТЭС, 2018. 202 с.

18. Грушевский О. Н., Ешану А. Е., Мищенко Н. М. Влияние динамических характеристик нижнего слоя атмосферы на эволюцию низкой облачности // Тези доповідей Першого Всеукраїнського гідрометеорологічного з'їзду / Одеськ.держ.екол-ний ун-т. Одеса: ТЕС, 2017. 244-246

19. Грушевський О. М., Міщенко Н. М., Мансарлійський В. Ф., Бурцева В. М. Про можливості діагнозу і прогнозу глибокої конвекції у оперативній діяльності // Укр. гідрометеорол. ж., 2018, №21, С. 5-15.
20. Семергей–Чумаченко А. Б., Кроленко Ю. І. Смерчі над південним заходом України // Вестник ГМЦ ЧАМ. 2018. № 1 (21). С. 29-41.
21. Semergei-Chumachenko A. B., Krolenko Y. I. Tornadoes over Ukraine in 2001-2016 // in SWorld Journal, Issue №12 (Scientific world, Ivanovo, 2017) – URL: <http://www.sworldjournal.com/e-journal/j12.pdf> (date:30/03/2017) - page 30-35- Article CID Number: j12-034, DOI:10.21893/2227-6920.2017-12.034
22. Гурська Л. М., Любарова А. О. Аеросиноптичні умови формування шквалу на Одещині 7 серпня 2018 // Вестник ГМЦ ЧАМ. 2018.- № 1 (21). С.42-51.
23. Івус Г. П., Мартазінова В. Ф. Короткий огляд метеорологічних досліджень в кінці ХХ-початку ХХІ століття в Україні // Український гідрометеорологічний журнал, 2017. № 19. С. 19-25.
24. 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.
25. 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.
26. Клімат України. К.: Видавництво Раєвського, 2003. 343 с.
27. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.) / За ред. В. М. Ліпінського, В. І. Осадчого, В. М. Бабіченко. К.: Ніка-Центр, 2006. 312 с.
28. Балабух В. А., 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 // Системи контролю навколишнього середовища: Збірник наукових праць МГІ НАН України. 2013. № 19. С. 189-198.
29. Balabukh V., Trofimova I., Malytska L., Krakovska S., Palamarchuk L., Gnatiuk N. Background information on climate change. Ukraine's Greenhouse Gas Inven-

tory 1990-2015. Annual National Inventory Report for Submission under the United Nations Framework Convention on Climate Change and the Kyoto Protocol. 2017

30. Ковальков І. А., Івус Г. П. Умови виникнення мезомасштабних утворень на фоні хвиль Россбі // Матеріали XIV наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. Одеса: ОДЕКУ. 2015. С. 169-170.

31. Пешкова В. О., Івус Г. П. Стихійні опади фронтального походження на півдні України // Матеріали XIV наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. Одеса: ОДЕКУ. 2015. С. 171-171.

32. Дмитренко А. П., Івус Г. П. Утворення вітрових аномалій над Україною в тепле півріччя // Матеріали XV наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. Одеса: ОДЕКУ. 2016. С. 164-165.

33. Ковальков І. А., Косолапова Н. І., Івус Г. П. Роль бароклінності атмосфери у формуванні зон небезпечного вітру на території України // Матеріали XV наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. Одеса: ОДЕКУ. 2016. С. 166-167.

34. Лещенко М. В., Семергей-Чумаченко А. Б., Івус Г. П. Характеристика грозової діяльності над центром України за 20 років // Матеріали XV наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. Одеса: ОДЕКУ. 2016. С. 168-169.

35. Пруднікова В. В., Семергей-Чумаченко А. Б. Синоптичні умови формування та структура низьких течій над Одесою у 2011-2015 рр./ Матеріали XV наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. Одеса: ОДЕКУ. 2016. С. 172-171.

36. Яригін К. С., Нажмудінова О. М. Стихійні опади на Херсонщині // Матеріали XV наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. Одеса: ОДЕКУ. 2016. С. 181-182.

37. Озимко Р. Р., Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б. Стихійні гідрометеорологічні явища на Закарпатті взимку 2016-2017 рр. // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 2017. С. 180.

38. Косолапова Н. І., Івус Г. П., Гончарова Л. Д. Просторово-часове розподілення добової кількості опадів в Одеському регіоні на початку XXI століття // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 2017. С. 176.

39. Кроленко Ю. І., Семергей-Чумаченко А. Б. Циркуляційні та термодинамічні умови виникнення смерчів над південним заходом України // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 2017. С. 177.

40. Назарова О. О., Нажмудінова О. М. Конвективні процеси над Харковом у 2016 р. // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 2017. С. 179.

41. Сосмій Є. В., Хоменко Г. В. Висотні циклони та їх вплив на погодні умови в Україні // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 2017. С. 181.

42. Черниченко А. В., Гончарова Л. Д. Просторово-часові зміни кліматичних ресурсів України наприкінці ХХ та на початку ХХІ століть // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. – 2017. – С. 183-184

43. Гончарова Л. Д., Черниченко А. В. Просторово-часові зміни кліматичних ресурсів України наприкінці ХХ та на початку ХХІ століть // Тези доповідей Першого Всеукраїнського гідрометеорологічного з'їзду / Одеськ. держ. екологічний ун-т. Одеса: ТЕС, 2017. С. 198-200.

44. Озимко Р. Р., Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б. Сильні зимові опади на Закарпатті за період 2007-2016 рр. // Матеріали ІІІ міжнародної наукової конференції молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» / ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. С. 183-184.

45. Попова Л. О., Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б. Зміна швидкості та напрямку вітру над Одеською областю // Матеріали ІІІ міжнар. наук. конф. мол. вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» / ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. С. 185-186.

46. Кроленко Ю. І., Семергей-Чумаченко А. Б. Смерчі над південним заходом України з 2001 по 2017 р. // Матеріали ІІІ міжнар. наук. конф. мол. вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» / ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. С. 171-172.

47. Сосмій Є. В., Хоменко Г. В. Висотні циклони та їх вплив на погодні умови в Україні // Матеріали ІІІ міжнар. наук. конф. мол. вчених «Сучасна гід-

рометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» / ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. С. 199-200.

48. Черниченко А. Р., Гончарова Л. Д. Розподіл місячної кількості опадів за кластерами у холодний період на території України // Матеріали III міжнар. наук. конф. мол. вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» / ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. С. 209-210.

49. Шевчук М. П., Агайар Е. В. Вплив вітру на забруднення повітряного басейну в районі м. Одеси // Матеріали III міжнар. наук. конф. мол. вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» / ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. С. 213-214.

50. Вершок Т. О., Нажмудінова О. М. Блокуючий антициклогенез над Європейським сектором // Матеріали III міжнар. наук. конф. мол. вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» / ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. С. 159-160.

51. Назарова О. О., Нажмудінова О. М. Грозова діяльність над Харковом // Матеріали III міжнар. наук. конф. мол. вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» / ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. С. 179-180.

52. Косолапова Н. І., Івус Г. П., Гончарова Л. Д. Особливості режиму опадів у південно-західному Причорномор'ї на початку XXI століття // Матеріали III міжнар. наук. конф. мол. вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» / ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. С. 165-166.

53. Попова Л. О., Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А.Б. Особливості вітрового режиму Одещині у 2005-2015 рр. // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 02-08 травня 2018 р. С. 322-324.

54. Кроленко Ю. І., Семергей-Чумаченко А. Б. Умови виникнення смерчів над південним заходом України // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 02-08 травня 2018 р. С. 317-319.

55. Озимко Р. Р., Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б. Небезпечні погодні явища холодного півріччя на Закарпатті // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 02-08 травня 2018 р. С. 320-321.
56. Вершок Т. О., Нажмудінова О. М. Конвективні явища над Молдовою // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 02-08 травня 2018 р. С. 306-308.
57. Звягінцева О. А. Семергей-Чумаченко А. Б. Конвективні явища над Молдовою // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 02-08 травня 2018 р. С. 308-310.
58. Маклигін А. І., Гончарова Л. Д. Частота випадіння опадів різних градацій на території Одеської області // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 02-08 травня 2018 р. С. 319-320.
59. Поліщук А. В., Івус Г. П., Гурська Л. М. Динаміка зміни атмосферної циркуляції Північно-Західного Причорномор'я // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 02-08 травня 2018 р. С. 321-322.
60. Савельєва К. А., Івус Г. П., Гурська Л. М. Аналіз циркуляції атмосфери Північно-Західного Причорномор'я протягом 2013-2017 років // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 02-08 травня 2018 р. С. 324-325.
61. Слободяник К. Л. Семергей-Чумаченко А. Б. Низькі течії над Одесою у 2016-2017 рр. // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 02-08 травня 2018 р. С. 325-327.
62. Шмаюн В. В., Хоменко Г. В. Режим приземного вітру в районі Одеси в період 2012-2017 рр. // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 02-08 травня 2018 р. С. 324-325.
63. Шевчук М. П., Агайар Е. В. Вплив вітру на забруднення повітряного басейну в районі м. Одеси. 2011-2015 рр. // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 02-08 травня 2018 р. С. 336-338.
64. Озимко Р. Р., Семергей-Чумаченко А. Б. Стихійні метеорологічні явища над Закарпаттям // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 2019. С. 256-257.

65. Баліка П. А., Агайар Е. В. Характеристика градоутворення над півднем України 2009-2018 рр. // Матеріали наук. конференції молодих вчених ОДЕКУ. 2019. С. 239-240.
66. Курашова З. О. Семергей-Чумаченко А. Б. Пилові бурі над південним заходом України // Матеріали наук. конференції молодих вчених ОДЕКУ. 2019. С. 249-251.
67. Маркевич Є. А. Семергей-Чумаченко А. Б. Характеристика грозової діяльності над Одеською областю // Матеріали наук. конференції молодих вчених ОДЕКУ. 2019. С. 254-256.
68. Сукманський М. І., Агайар Е. В. Аналіз температурного режиму південно-західної України 2009-2018 рр. // Матеріали наук. конференції молодих вчених ОДЕКУ. 2019. С. 259-260.
69. Некрасова О. С., Нажмудінова О. М. Формування стихійних снігопадів в Одеській області 27-29.12.2014 р. // Матеріали наукової студентської конференції ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2015. С –231-233.
70. Яригін К. С., Нажмудінова О. М. Характеристики небезпечних і стихійних опадів в Херсонській області // Матеріали наукової студентської конференції ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2015. С. 249-251
71. Сосмій Є. В., Хоменко Г. В. Об'єктивний аналіз атмосферних фронтів // Матеріали наукової студентської конференції ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2015. С. 243-245.
72. Козел М. Ю., Гурська Л. М. Шквали у Північно-західному Причорномор'ї // Збірник статей студентської наукової конференції ОДЕКУ. 2016. С. 234-236.
73. Кроленко Ю. І., Семергей-Чумаченко А. Б. Особливості виникнення смерчів над Україною у 2015 р. // Збірник статей студентської наукової конференції ОДЕКУ. - 2016. - С. 237-239.
74. Мухіна Г. В., Семергей-Чумаченко А. Б. Умови випадіння граду над Україною у 2015 р. // Збірник статей студентської наукової конференції ОДЕКУ. 2016. С. 240-242.

75. Назарова О. О., Нажмудінова О. М. Гроза діяльність на Харківщині // Збірник статей студентської наукової конференції ОДЕКУ. 2016. С. 249-251.
76. Сосмій Є. В., Хоменко Г. В. Об'єктивний аналіз атмосферних фронтів // Збірник статей студентської наукової конференції ОДЕКУ. 2016. С. 261-263.
77. Некрасова О. С., Нажмудінова О. М. Формування небезпечних і стихійних опадів теплого періоду над територією України // Збірник статей студентської наукової конференції ОДЕКУ. 2016. С. 252-254.
78. Вершок Т. О., Нажмудінова О. М. Блокуючі процеси в атмосфері // Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції ОДЕКУ 5-13 квітня 2017 р. Одеса. ТЕС. 2017. С. 237-241.
79. Савельєва К. О., Гурська Л. М. Інтенсивність і характер атмосферної циркуляції при сильному вітрі в Північно-Західному Причорномор'ї // Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції ОДЕКУ 5-13 квітня 2017 р. Одеса. ТЕС. 2017. С. 258-262.
80. Дудкин А. Ф., Агайар Е. В. Динаміка формування та синоптичні умови виникнення стихійних конвективних явищ на території Київської області. 2011-2015 рр. // Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції ОДЕКУ 12-14 квітня 2017 р. С. 241-245.
81. Бабочкін П. С., Агайар Е. В. Формування аномального граду в Україні 21.09.2017 року // Матеріали студентської наукової конференції ОДЕКУ (23-26 квітня 2018 р.). Одеса: ТЕС, 2018. С. 227-230.
82. Флюгерт Д. І., Семергей-Чумаченко А. Б. Прогноз низької шаруватої хмарності над Одесою у холодне півріччя // Матеріали студентської наукової конференції ОДЕКУ (23-26 квітня 2018 р.). Одеса: ТЕС, 2018. С. 235-238.
83. Глушкова А. В., Гурська Л. М. Режим опадів в м. Харків // Матеріали студентської наукової конференції ОДЕКУ (23-26 квітня 2018 р.). Одеса: ТЕС, 2018. С. 231-234.
84. Масловський Є. О., Гурська Л. М. Смерч на Дніпропетровщині // Матеріали студентської наукової конференції ОДЕКУ 23-26 квітня 2018 р. [Електронний ресурс] С. 229-230.

85. Али Салех Али Абдодовах. Анализ ветрового режима на станции Одесса АМСГ. 2014-2018 гг. // Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції ОДЕКУ 15-19 квітня 2019 р. [Електронний ресурс] С. 193-198.
86. Бучко І. Р., Нажмудінова О. М. Умови виникнення забарвлени опадів над Україною // Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції ОДЕКУ 15-19 квітня 2019 р. [Електронний ресурс] С. 198-203.
87. Масловський Є.О., Романенко Ю.С., Погорелова М.М., Семергей–Чумаченко А.Б. Небезпечні конвективні явища над Україною // Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції ОДЕКУ 15-19 квітня 2019 р. [Електронний ресурс] С. 208-214.
88. <http://gr5.ua/Погода в мире>. (дата звернення 1.06.2019 р.)
89. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р. Объективный анализ атмосферных фронтов и оценка его эффективности // Метеорология и гидрология. 2000. № 7. С. 5-16.
90. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р., Калугина Г. Ю. Субъективный и объективный анализы атмосферных фронтов. II Обьективное виделение зон фронтов // Метеорология и гидрология. 1998. № 8. С. 5-15.
91. Шакина Н. П. Спектры повторяемости осадков на территории Европейской части бывшего СССР в зависимости от интенсивности фронтальных зон и конвективной неустойчивости сеточного масштаба // Метеорология и гидрология, 2006. Вып. № 4. С. 5-18.
92. Шакина Н. П. Прогностическая значимость динамических факторов генерации осадков // Метеорология и гидрология, 2008. Вып. № 5. С. 31–44.
93. Юсупов Ю. И. К вопросу об оперативном прогнозе шквалов // Тр. ГМЦ РФ. 2008. Вып. 342. С. 55-78.
94. Балабух В. А. Межгодовая изменчивость интенсивности конвекции в Украине / Глобальные и региональные изменения климата [Шестопапов В.М., Логинов В.Ф., Осадчий В.И. и др.]. К.: Ника-Центр, 2011 С. 150-159.
95. Балабух В. О. Мінливість дуже сильних дощів і сильних злив в Україні // Наук. праці УкрНДГМІ, 2008. Вип. 257. С. 61-72.

96. Балабух В. О. Об'єктивна ідентифікація баричних систем синоптичного масштабу // Вісник Київського національного університету ім.Тараса Шевченка. Сер.Географія. 2005. № 51. С.49-50.

97. Балабух В.О. Об'єктивна ідентифікація баричних систем синоптичного масштабу // Вісник Київського національного університету ім.Тараса Шевченка. Сер.Географія. 2005. № 51. С.49-50.

98. Барабаш М. Б., Татарчук О. Г., Гребенюк Н. П., Корж Т. В. Практичний напрямок досліджень зміни клімату в Україні // Фізична географія та геоморфологія. К.: ВГЛ «Обрії», 2009. Вип. 57. С.28-36.

99. Барабаш М. Б., Корж Т. В., Татарчук О. Г. Дослідження змін та коливань опадів на рубежі ХХ і ХХІ ст. в умовах потепління глобального клімату // Наук. праці УкрНДГМІ. 2004. Вип. 253. С. 92-102.

100. Польовий А. М., Трофімова І. В., Кульбіда М. І., Адаменко Т. І. Вплив зміни клімату на сільське господарство півдня України // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України, 2008. Вип. 49. С. 252-261.

101. Барабаш М. Б., Гребенюк Н. П., Татарчук О. Г. Особливості зміни ресурсів тепла та вологи в Україні при сучасному потеплінні клімату // Наук. праці УкрНДГМІ. 2007. Вип. 256. С. 174-186.

102. Кліматичні ресурси Одеської області для сталого розвитку: науково-практичний довідник / ред. Ж. В. Волошина. Одеса: Державна гідрометслужба України, 2010. 180 с.

103. Гончарова Л. Д. Режим зволоження території Одеського регіону протягом ХХ століття (осінній та весняний сезони) // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. Одесса. 2009. № 1 (9). С. 77-83.

104. Гончарова Л. Д. Динаміка режиму зволоження на території Одеського регіону протягом ХХ століття // Вестник ГМЦ ЧАМ. 2009. № 4 (8). С. 94-100.
Гончарова Л. Д. Особливості зміни місячної кількості атмосферних опадів на території Одеської області протягом ХХ століття // Укр. гідрометеорол. ж. 2009. Вип. 5. С. 77-83.

105. Huber-Rock F., Kress Ch. An operational model of objective frontal analysis based on ECMWF products // Meteorol. Atmos. Phys. 1989. V. 40. № 2. P. 70-180.

106. Sawyer J. S. The vertical circulation at meteorological fronts and its relation to frontogenesis // Proc. Roy. Soc. 1998. Ser. A. Vol. 234. P. 17-55.
107. Шакина Н. П. Лекции по динамической метеорологии. М.: «Триада ЛТД». 2013. 160 с.
108. Семенова И. Г., Ивус Г. П. Использование термического фронтального параметра для моделирования бароклинных зон в процессах циклогенеза // Наукові праці УкрНДГМІ. 2011. Вип. 251. С. 56-71.
109. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 615 с.
110. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 652 с.
111. Дикий Л. А. Гидродинамическая неустойчивость и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 107 с.
112. Ивус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б. Авіаційна метеорологія: Конспект лекцій – Одеса:ОДЕКУ, 2019. 120 с. [Електронний варіант].
113. Velde, I.R. van der, G.J. Steeneveld, B.G.J. Wichers Schreur, A.A.M. Holtslag, 2010: Modeling and forecasting the onset and duration of severe radiation fog under frost conditions, Mon. Wea. Rev., 10.1175/2010MWR3427.1.
114. Волеваха В. А., Токарь Н. Ф. Шквалы и смерчи на Украине в 1984-1985 гг. // Труды УкрНИГМИ, 1987. Вып. 225. С. 46-55.
115. Лапчева В.Ф. Условия развития зон активной конвекции со смерчами и сильными шквалами // Труды ГМЦ СССР. 1989. Вып.299. С. 32–50.
116. Назаренко А.В. Опасные природные явления. Часть III. Опасные явления погоды конвективного происхождения: Учебно-методическое пособие для вузов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2008. 62 с.
117. Ивус Г. П. Спеціалізовані прогнози погоди. Одеса: ТЕС, 2012. 407 с.
118. Настанова з метеорологічного прогнозування. Український гідрометеорологічний центр. Київ: 2019, 35 с. https://meteo.gov.ua/files/content/docs/meteo_kerdoc/настанова%20з%20метеорологічного%20прогнозування.pdf

119. Нажмудинова О. М. Грозова діяльність над Харковом // Вестник ГМЦ ЧАМ. 2018. № 1 (21). С. 20-29.

120. Будилина Е.М., Прох Л.З., Снитковский А.И. Смерчи и шквалы умеренных широт. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 32 с.

121. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Смерчи и струйные течения низких уровней (обзор литературных источников) // Культура народов Причерноморья. 2006. № 73. С. 156-158.

122. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Агайар Е.В. Оценка эффективности использования спутниковой информации для прогнозирования смерчеопасных ситуаций над югом Украины // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. Государственная гидрометеорологическая служба Украины. 2010. № 1 (11). С. 43-53.

123. Осадчий В.І., Бабіченко В.М. Динаміка стихійних метеорологічних явищ в Україні // Український метеорологічний журнал. 2012. № 4. С. 8-14.

124. Семергей-Чумаченко А.Б. Гидродинамические характеристики нижней тропосферы над Украиной перед возникновением смерчей. - Одеса: Екологія, 2008. Вип. 50. Частина I. С. 94-100.

125. [European Severe Weather Database: http://www.essl.org/ESWD](http://www.essl.org/ESWD) (дата звернення 1.12.2019 р.)

126. <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (дата звернення 1.12.2019).

127. Переходцева Э.В. Анализ устойчивости гидродинамико-статистической модели прогноза сильных шквалов и смерчей для территории России // Глобальные и региональные изменения климата. Киев, Ника-Центр, 2011. С. 155-162.

128. National Centers for Environmental Information. https://www.ncei.noaa.gov/thredds/catalog/gfs-003-files/201707/20170726/catalog.html?dataset=gfs-g3iles/2017_07/20170726/gfs_3_20170726_1200_000.grb2 (дата звернення 20.03.2019 р.).

129. Precision Aerial Delivery Systems: Modeling, Dynamics, and Control / ed.

by Oleg A. Yakimenko. – Arlington (VA): American Institute of Aeronautics and Astronautics (AIAA), 2015. 937 p. (Progress in Astronautics and Aeronautics). ISBN 978-1-62410-195-3

130. Grieser Jü. Convection Parameters. 2012. <http://www.juergen-grieser.de/ConvectionParameters/ConvectionParameters.pdf> (accessed 27.09.2017)

131. Maddox R. A. An evaluation of tornado proximity wind and stability data. *Mon. Wea. Rev.*, 104. 1976. pp. 133–142.

132. Bunkers M.J., Klimowski B.A., Zeitler J.W., Thompson R.L., Weisman M.L. Predicting Supercell Motion Using a New Hodograph Technique. *Weather and Forecasting*, 2000, pp. 61-79.

133. Yakimenko O. A. Optimization of the ADS final turn maneuver in 2D and 3D / Oleg A. Yakimenko, Nathan J. Slegers // 21st AIAA Aerodynamic Decelerator Systems Technology Conference and Seminar 2011, Dublin, Ireland, 23-26 May 2011. USA: American Institute of Aeronautics and Astronautics (AIAA), 2011. pp. 1189–1200. AIAA 2011-2604. DOI 10.2514/6.2011-2604.