

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
МІНІСТЕРСТВО ОБОРОНИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

БАКАЛАВРСЬКА РОБОТА
з дисципліни «Авіаційні прогнози погоди»

на тему: «Часова еволюція індексів зсуву при формуванні конвективних
явищ»

Студентки групи В-41

Спеціальність 103 Науки про Землю

Хомутовської Анжели Геннадіївни

(прізвище, ім'я, по-батькові)

Керівник полковник Олег Грушевський

Національна шкала _____

Кількість балів: _____ Оцінка: ECTS _____

Члени комісії: полковник

Олег Грушевський

підполковник

Сергій Романенко

підполковник

Валерій Мансарлійський

Одеса – 2020

МІНІСТЕРСТВО ОБОРОНИ УКРАЇНИ
МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 103 Науки про Землю

(шифр і назва)

Спеціалізація Метеорологія

Освітня програма «Організація метеорологічного та геофізичного
забезпечення Збройних Сил України»

ЗАТВЕРДЖУЮ

Начальник кафедри військової підготовки

полковник **Олег ГРУШЕВСЬКИЙ**

**З А В Д А Н Н Я
НА БАКАЛАВРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ**

студентці ХОМУТОВСЬКІЙ Анжелі Геннадіївни

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: Вертикальна структура поля вітру при формуванні конвективних явищ.

керівник роботи к.геогр.н., доцент Грушевський Олег Миколайович

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

затверджені наказом ректора ОДЕКУ від 17 квітня 2020 року № 40 "С"

2. Строк подання курсантом роботи: 16 червня 2020 року.

3. Вихідні дані до роботи: прогностичні та фактичні дані температурно-вітрового радіозондування атмосфери на станції Кюммерсбрюк при формуванні конвективних явищ.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити):

1) створити архів випадків з наявністю конвективних явищ;

2) узагальнити дані температурно-вітрового зондування атмосфери за визначеними датами;

3) побудувати графіки часової еволюції індексів зсуву вітру у періоди формування конвективних явищ за фактичними і прогностичними даними;

4) провести порівняльний аналіз часових змін індексів зсуву, розрахованих на підставі різних даних ;

5. Перелік графічного матеріалу: графіки, таблиці, схеми, рисунки.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання: 27 квітня 2020 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Пошук літературних джерел за темою магістерської роботи	27.04-01.05.20	94	5
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	01.05.-22.05.20	96	5
3.	Рубіжна атестація	23.05.20	95	5
4.	Обробка вхідних даних та розрахункової частини	24.05-03.06.20	96	5
5.	Відпрацювання 3-го розділу	04.06-07.06.20	94	5
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	08.06-09.06.20	95	5
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	10.06.20		
8.	Подання роботи на рецензування	12.06.20		
9.	Подання роботи до навчальної частини	13.06.20		
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	14.06.20	95	5

Студентка _____ Анжела ХОМУТОВСЬКА
(підпис) (ім'я та прізвище)

Керівник роботи полковник _____ Олег ГРУШЕВСЬКИЙ
(підпис) (ім'я та прізвище)

ЗМІСТ

Вступ	3
1 Загальні відомості про атмосферну конвекцію	5
1.1 Поняття атмосферної конвекції	6
1.2 Стандартні рівні конвекції	7
1.3 Типи конвективних штормів	8
2 Кількісні характеристики зсуву вітру при прогнозуванні атмосферної конвекції	18
2.1 Поняття зсуву вітру	18
2.2 Індeksi зсуву (<i>LOSHR</i> , <i>DLS</i> , <i>BRN</i>)	20
2.3 Індeksi спіральності конвективного шторму <i>SRH</i> ₀₋₁ , <i>SRH</i> ₀₋₃	23
3 Вплив структури поля вітру на формування конвекції	28
3.1 Характеристика вихідних даних	28
3.2 Опис синоптичних умов утворення конвективних явищ	29
3.3 Часова еволюція вертикальної структури при формуванні конвективних явищ.....	30
Висновки	37
Список використаних джерел	39
Додатки	42

ВСТУП

Одним з видів вертикальних рухів в атмосфері є конвекція. Атмосферна конвекція в теплу пору року не тільки здійснює вертикальне перенесення тепла, водяної пари і кількості руху, а й є основною причиною утворення конвективних хмар: купчастих (*Cu*), потужних купчастих (*Cu cong*) і купчасто-дощових (*Cb*). З купчасто-дощовими хмарами пов'язаний комплекс найбільш небезпечних явищ погоди. Це зливи, град, сильний снігопад, гроза. До числа небезпечних проявів конвективної діяльності відносяться також шквали та смерчі, які мають величезну руйнівну силу, приносять значні матеріальні збитки та нерідко призводять до загибелі людей. Висхідні і низхідні рухи в купчасто-дощових хмарах (в окремих випадках понад 30 м/с) можуть викликати катастрофічні перевантаження і втрату керування літальним апаратом. У верхній частині цих хмар спостерігається сильне обмерзання, в грозових купчасто-дощових хмарах можливе ураження літаків і гелікоптерів блискавками. У купчасто-дощових хмарах і на відстані кількох кілометрів від них виникає сильна турбулентність, що викликає бовтанку літальних апаратів, в результаті чого політ стає некерованим. Ці небезпечні явища унеможливають польоти в купчасто-дощових хмарах.

Актуальність дослідження визначається необхідністю визначення (або адаптації наявних) критеріальних значень кількісних характеристик конвекції, які сигналізують про потенціал виникнення конвективних явищ, їх інтенсивність і тривалість.

Метою роботи є визначення часової еволюції і кількісних значень індексів зсуву вітру при формуванні конвективних явищ.

Завданнями дослідження є:

- відбір, обробка і аналіз даних радіозондування атмосфери, з необхідною часовою дискретністю;

- розрахунок індексів зсуву вітру для випадків утворення конвективних явищ з побудовою їх часових змін;
- визначення діапазонів кількісних значень індексів зсуву при яких відбувається інтенсивний розвиток конвекції, а також механізмів впливу змін цих індексів на формування та еволюцію конвективних явищ.

Бакалаврська робота містить вступ, 1, 2 та 3 розділи, висновки та список використаних джерел, який складається з 14 позицій.

У першому розділі описуються загальні відомості про конвекцію, а саме : поняття атмосферної конвекції (вказано основні види конвективної хмарності та описано небезпечні для авіації явища, які можуть виникнути при попаданні у певний вид конвекції), стандартні рівні конвекції (*LCL*, *LFC*, *CCL*, *EL*) та типи конвективних штормів (класифікація, характеристика кожного типу, умови утворення, еволюції, просторово-часові характеристики).

Другий розділ присвячений кількісним характеристикам зсуву вітру при прогнозуванні конвекції (окреслюються основні поняття зсуву вітру, індекси зсуву вітру (*LOSHR*, *DLS*, *BRN*) та спіральності конвективного шторму (*SRH₀₋₁*, *SRH₀₋₃*), їх характеристика, критеріальні значення та розрахункові формули для отримання даних параметрів).

У третьому розділі на підставі температурно-вітрового зондування атмосфери та прогностичних даних Global Forecast System (GFS) розглянута і проаналізована часова еволюція індексів зсуву вітру при виникненні і розвиткові конвективних явищ.

1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО АТМОСФЕРНУ КОНВЕКЦІЮ

1.1 Поняття атмосферної конвекції

Атмосферною конвекцією називається переміщення окремих порцій повітря з одних рівнів на інші, обумовлені плавучістю і, отже, залежні від різниць температур між повітрям, залученим в конвекцію, і навколишнім повітрям.

Конвективні рухи відбуваються одночасно в обох напрямках по вертикалі, але частіше за все під атмосферної конвекцією розуміють саме висхідні рухи. Конвекція виражається в утворенні хаотичних струменів, султанів або міхурів повітря, які спливають вгору або опускаються вниз (невпорядкована конвекція). При найбільшому розвитку вона має характер висхідних або низхідних струмів (стовпів) над обмеженими ділянками підстильної поверхні (ПП). Атмосферна конвекція в теплу пору року не тільки здійснює вертикальний перенесення тепла, водяної пари і кількості руху, а й є основною причиною утворення конвективних хмар: купчастих (*Cu*), потужно-купчастих (*Cu cong*) і купчасто-дощових (*Cb*) [1].

Купчасті хмари не створюють значних труднощів при виконанні польотів, за винятком виконання навчальних польотів за хмарами при кількості хмарності 7 балів і більше.

Потужно-купчасті хмари вже створюють істотні труднощі і при попаданні в них літальних апаратів становлять значну небезпеку для польотів. Швидкості вертикальних потоків в них досягають 10-15 м/с і більше. Спостерігається інтенсивна турбулентність, що викликає сильну бовтанку. При від'ємних температурах в цих хмарах може виникнути помірне і сильне обмерзання. Тому навмисно залітати в ці хмари забороняється.

З *купчасто-дощовими* хмарами пов'язані найбільш небезпечні умови для польотів. Висхідні і низхідні рухи в них (в окремих випадках понад 30 м/с)

можуть викликати катастрофічні перевантаження і втрату керування літальним апаратом. У верхній частині цих хмар спостерігається сильне обмерзання, в грозових Сб можливе ураження ЛА блискавками. Дані небезпечні явища виключають польоти в купчасто-дощових хмарах [2].

До числа небезпечних проявів конвективної діяльності відносяться також шквали та смерчі. Вони становлять велику небезпеку для ЛА, що знаходяться як в повітрі, так і на землі.

Конвективні вертикальні рухи повітря (або конвекція) виникають в результаті дії на елементарний об'єм (частку) як сил плавучості, так і механічних сил, обумовлених динамічними факторами. У першому випадку утворюється термічна або вільна конвекція, в другому – вимушена.

Основними причинами формування термічної конвекції в прикордонному шарі атмосфери є нерівномірний прогрів підстильної поверхні і нестійка вертикальна стратифікація атмосфери. В цьому випадку перегрітий обсяг повітря починає підніматися від вихідного рівня, його температура падає з висотою повільніше, ніж навколишнє повітря, і він виявляється теплішим і легшим відносно навколишнього середовища на рівнях вище вихідного. Відзначимо, що для цього в ненасиченому повітрі вертикальний градієнт температури повинен бути більше сухоадіабатичного: $\gamma > \gamma_a$, а в насиченому – більше вологоадіабатичного: $\gamma > \gamma_{sa}$ [3].

1.2 Стандартні рівні конвекції

До стандартних рівнів (*Significant Level*) конвекції (рис. 1.1) відносяться такі.

LCL (Lifted Condensation Level) – рівень конденсації при підйомі. Це рівень, починаючи з якого водяна пара у частинці, що здіймається, стає

насиченою. Є оцінкою висоти нижньої межі хмарності у випадку, коли частинки здійснюють вимушений підйом [4].

LFC (Level of Free Convection) – рівень вільної конвекції характеризує висоту, з якої піднята частинка починає вільне прискорення вгору до рівня рівноваги (рівня конвекції). Дослідження свідчать, що найінтенсивніший розвиток конвективних явищ (наприклад, торнадо з суперчарунками) стає імовірнішим, коли висота *LFC* менше 2000 м, а грози легше ініціалізуються, якщо висота *LFC* нижче, ніж 3000 м.

LFC-LCL – різниця висот між *LFC* та *LCL*. Чим менше така різниця, тим імовірніше утворення глибокої конвекції.

CCL (Convective Condensation Level) – рівень конвективної конденсації представляє собою висоту, до якої прогріта біля поверхні землі повітряна частинка буде адіабатично здійматися, доки не досягне стану насичення. Зазвичай відображає нижню межу конвективних хмар, які утворюються за рахунок прогріву підстильної поверхні (термічної конвекції).

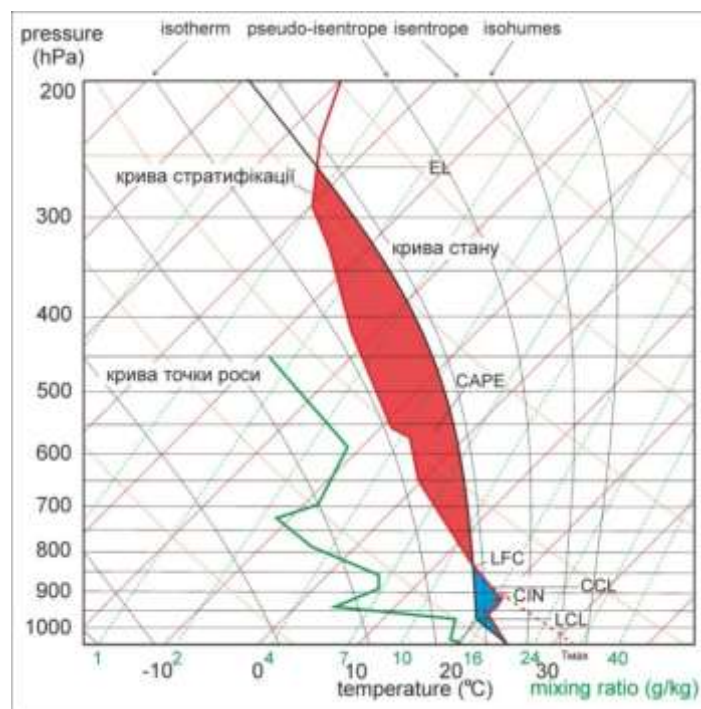


Рис. 1.1 – Стандартні рівні конвекції.

EL (Equilibrium Level) – рівень рівноваги (характеризує висоту, починаючи з якої піднята частинка стає холоднішою, ніж температура навколишнього середовища і перестає бути плавучою (тобто нестійкою). *EL* використовується для оцінки висоти верхньої межі хмарності. Можна побачити, що «віртуальні» та «невіртуальні» підняті частинки мають однаковий *EL*. Це відбувається тому, що віртуальна температура наближається до фактичної в умовах низьких (менше - 20°C) температур, а ефекти вологості нівелюються [5].

1.3 Типи конвективних штормів

Типи організації грозових штормів включають:

- основні шторми (basic storms):
 - одночарункові (моночарункові) шторми (single cell);
 - мультичарункові шторми (multicell);
 - орографічні шторми (orographic);
- мезомасштабні конвективні системи (MCS);
 - лінії шквалів (squall line);
 - лукоподібну луну (bow echo);
 - мезомасштабні конвективні комплекси (MCC);
 - мезомасштабні конвективні вихори (MCV);
- суперчарунки:
 - класичні (CL);
 - слабких опадів (LP);
 - сильних опадів (HP).

Одночарункові або *моночарункові (single cell, unicell,)* грози можуть утворюватися у теплих, вологих повітряних масах, зазвичай після полудня. Супутникові знімки показують, що одночасно можуть спостерігатися кілька

ідентичних ковадл всередині однієї повітряної маси, розкидані начебто гриби на лузі. Ці шторми генеруються за рахунок підйому від земної поверхні теплого і вологого повітря, якому притаманна достатня для прориву затримуючих шарів ГША плавучість. Тобто моночарунка – це купчасто-дощова хмара з одним висхідним потоком, який існує незалежно від інших.

Життєвий цикл таких гроз такий же як і однієї чарунки (від 30 до 60 хвилин), проте вони можуть формувати «дочірні» шторми, кожен з яких, у свою чергу, може зумовлювати короточасні (до 15 хвилин) зливи середньої і високої інтенсивності на площі радіусом 5-15 км [6].

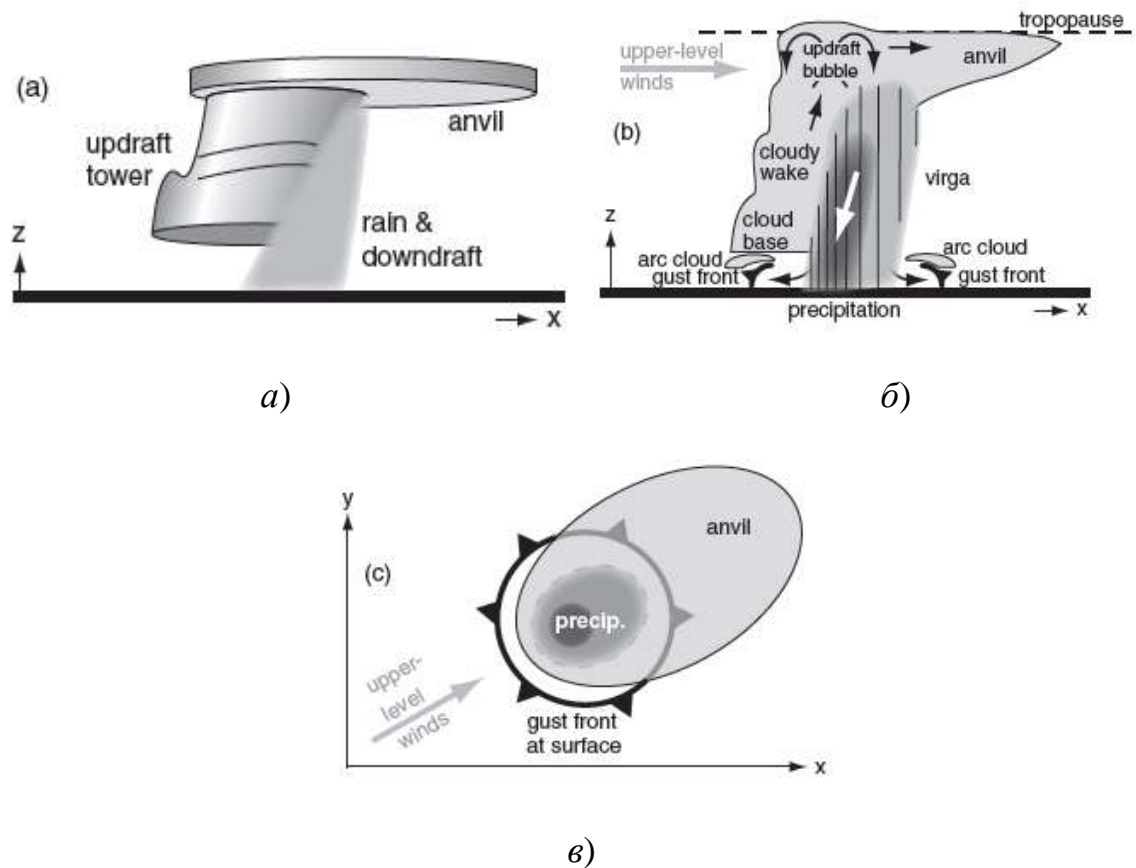


Рис.1.2 – Схема класичної одночарункової грози (а) у стадії максимального розвитку (вертикальний розріз через шторм) (б).

Світло-сіра заливка позначає хмару, сіра та темно-сіра – помірні та сильні опади, стрілки показують напрямок руху повітря (в). Горизонтальний розріз показує ковадло шторму, як його видно з супутника, опади на низьких

та середніх рівнях, які відображаються радарними спостереженнями та фронт поривчастості вітру біля поверхні землі.

Цей тип гроз зумовлює короткочасне погіршення погодних умов (інтенсивні опади, сильний вітер, слабкий вертикальний зсув вітру, низхідні пориви вітру, зливи, рідко слабкі смерчі), які під час стадії зрілості називаються пульсом шторму. Зміщуються, як правило, у напрямку потоку на 700гПа [7].

Мультичарункові (multicell) грози. Більшість гроз є мультичарунковими. У межах однієї хмарної маси, яка візуально виглядає як одна гроза, за рахунок радарних спостережень можна побачити кілька (від 2 до 5) окремих чарунок (Рис. 1.3) з їх осередками опадів і вітрами. Тобто мультичарункова гроза – це скупчення (кластер) моночарунок, об'єднаних одним ковадлом.

У мультичарунковому штормі різні чарунки часто знаходяться на різних етапах свого життєвого циклу. Зумовлюючи у навколишньому середовищі зсув вітру від слабкого до помірного, низхідні потоки і фронт поривчастості одна з зрілих чарунок (чарунка 2) може стати спусковим механізмом для утворення нових сусідніх чарунок (чарунки 3 та 4). Тобто, коли одна з чарунок згасає, біля неї утворюється новий висхідний потік повітря. Такі скупчення можуть займати площу від кількох десятків до кількох сотень тисяч квадратних кілометрів (мезомасштабні конвективні комплекси) [8].

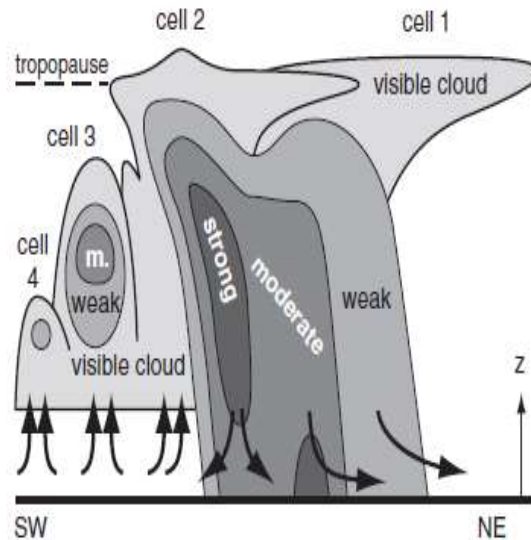


Рис. 1.3 – Мультичарункова гроза.

Чарунка 1 є старою чарункою у стадії дисипації. Чарунка 2 знаходиться у фазі зрілості. Чарунка 3 – у стадії купчастої хмари. Чарунка 4 є наймолодшою і найменшою, знаходиться у стадії купчастої хмари. Заштриховані області вказують, де могли б спостерігатися хмари і зливи. Середнє, сильне і дуже сильне затемнення показує слабке, помірне і сильне радарну луну всередині хмар, яка, зазвичай, відповідає слабким, помірним і сильним опадам. Стрілки вказують вітер на нижніх рівнях.

В основному нові чарунки утворюються перед старою (праворуч від неї), але іноді можуть утворюватися і ліворуч від «материнської» чарунки (ліворуч від напрямку руху).

Поділяються на мультичарункові кластери (*multicell cluster*) та лінійно-організовані чарунки (*multicell line*).

У центральній частині Північної Америки, де вітри з теплим вологим повітрям граничного шару часто дмуть на південний схід у передштормовому навколишньому середовищі, нові чарунки часто утворюються на правому фланзі шторму, найближчому до «джерела палива», у той час коли північно-східні, зрілі чарунки згасають, оскільки подача «палива» до них зменшується. Як наслідок, мультичарункова гроза рухається праворуч від провідного потоку

(середнього вітру у шарі 0-6 км), хоча окремі чарунки шторму можуть рухатися і за напрямком провідного потоку.

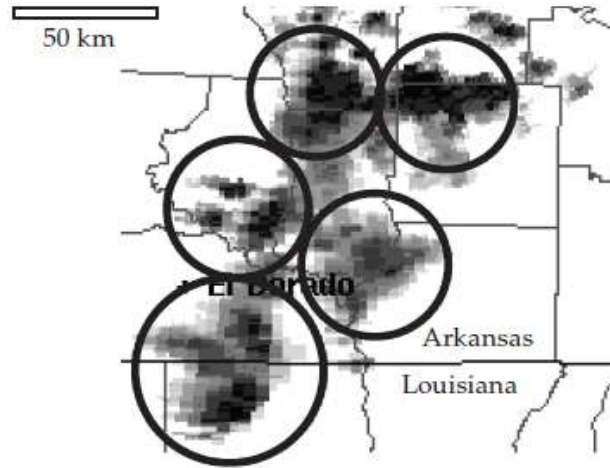


Рис.1.4 – Знімок радіолокаційної відбиваності мультичарункової грози на півдні центральної частини США 28.07.2001 р.

Найтемніший фон показує 50 дБ, тобто найінтенсивніші опади. Чарунки окреслені. Courtesy of the US National Weather Service, NOAA.

Одночарункові або мультичарункові грози, утворення і розвиток яких пов'язаний з впливом гір або пагорбів, називаються *орографічними* [9].

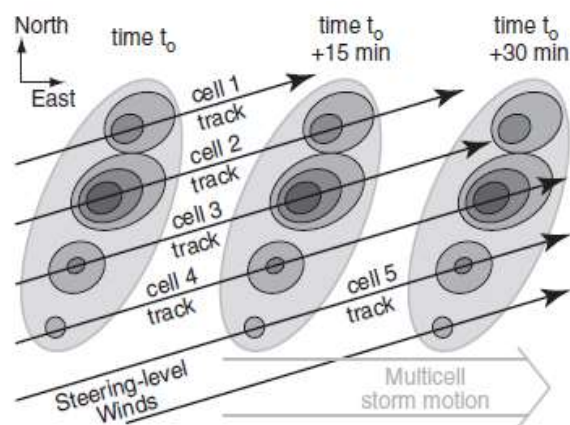


Рис. 1.5 – Діаграма руху мультичарункової грози.

Сіра штриховка показує видимі хмари і радарну луку з рис. 1.5. Чорні стрілки показують напрямок руху індивідуальних чарунок. Широка сіра стрілка показує напрямок руху мультичарункової хмари. Світло-сірі великі овали показують розташування мультичарункової хмари кожні 15 хвилин.

У разі наявності у тропосфері необхідного зсуву вітру, а також висхідних потоків, зумовлених вітром на нижніх рівнях, грозовий шторм може тривалий час підживлюватися теплим і вологим повітрям ГША (Рис.1.6) . Якщо вітер на верхніх рівнях має напрямок протилежний вітру на нижніх рівнях, то такі шторми можуть тривалий час залишатися нерухомими над горами, зумовлюючи інтенсивні зливи і руйнівні раптові повені.

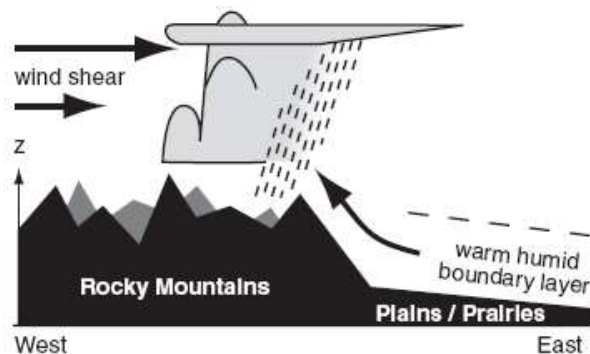


Рис.1.6 – Схема стаціонарування орографічного грозового шторму над горами.

Іноді, коли напрямок вітру співпадає, грози можуть утворюватися над горами, але потім зносяться у інші місця.

Найінтенсивніші грози, які існують протягом декількох годин, мають квазістаціонарний обертальний потік (мезоциклон) називаються суперчарунковими (*supercell*) штормами. Характеризується сильними низхідними потоками, крупним градом, раповими підтопленнями, найбільш інтенсивними торнадо (EF3 - EF5), сильними зсувами швидкості і напрямку

вітру, які поширюються до висоти не менше, ніж 4-6 км над рівнем землі. Поділяються на суперчарунки з низькими опадами (*low-precipitation supercell*), класичні суперчарунки (*classic supercell*) та суперчарунки з високими опадами (*high-precipitation supercell*). Шторми, які за своїми характеристиками потрапляють між цими категоріями, називаються гібридними штормами (*hybrid storms*). Більшість гроз – не суперчарункові шторми, а більшість суперчарункових гроз не утворюють торнадо.

Основний, стійкий, обертальний висхідний потік (або мезоциклон) має від 3 до 10 км у діаметрі і може поширюватися на всю глибину шторму. Цей потік у суперчарунці іноді вигнутий, структура хмари має спіралеподібний вид з канавками або гребенями на зовнішній стороні, які нагадують різьбу гвинта (рис. 7) [10].

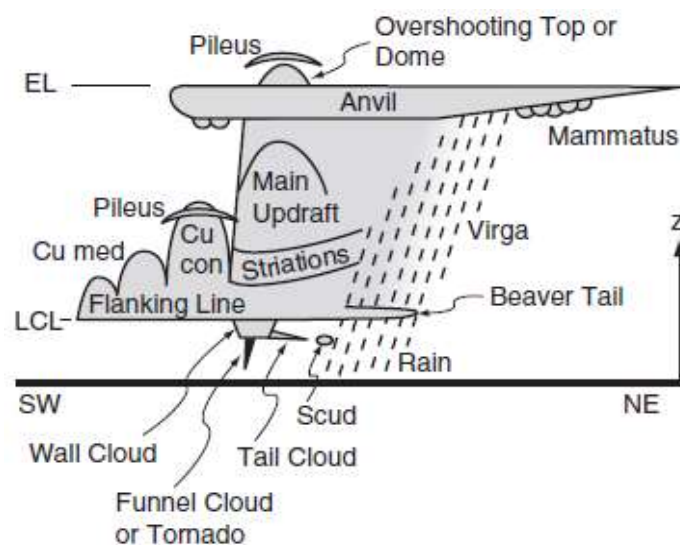


Рис. 1.7 – Схема класичного суперчарункового шторму (*Cb*).

Шторм рухається зліва направо, у напрямку північного сходу. Більшість штормів мають лише певні відмінності.

Суперчарунки можуть зумовлювати інтенсивні торнадо (стовпи повітря, що інтенсивно обертаються), які з'являються у нижній частині ізольованого циліндричного опускання основи хмари, що називається хмарою-стіною.

Частина торнадо, яка стає видимою через хмарні краплі, називається хмарною воронкою або торнадо, що не досягає землі.

Низхідні потоки і поверхневі характеристики суперчарункового шторму (рис.1.8) організовані таким чином, що вони є тригерами для запуску нових гроз уздовж флангової лінії, де початкові висхідні потоки (потужно-купчасті хмари) втягуються у основний висхідний потік суперчарунки, оновлюючи його силу.

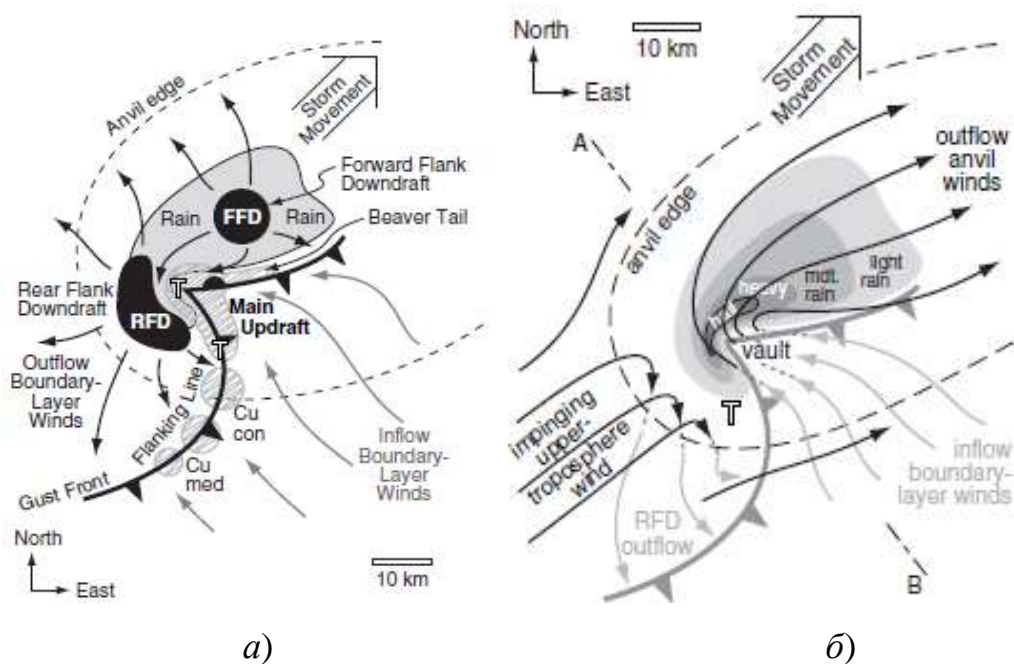


Рис. 1.8 – Схема класичної суперчарунки у північній півкулі.

Літерою *T* позначено місце можливого утворення торнадо.

RFD (*Rear Flank Downdraft*) – тилова частина з низхідними потоками;

FFD (*Forward Flank Downdraft*) – передня частина з низхідними потоками.

Області висхідних потоків позначені сірою штриховкою, низхідних – суцільною чорною заливкою, зони злив – світло-сірою заливкою. Низький тиск біля поверхні землі сформований під висхідними потоками (особливо біля розташування літери *T*), високий тиск під низхідними потоками. Вектори показують вітер біля поверхні землі: чорні – холодного повітря, сірі – теплого.

Напрямок вітру на нижніх висотах показаний світло-сірими стрілками, на верхніх – чорними. Висхідне / низхідне повітря показане пунктирними лініями.

Флангова лінія (*flanking line*) – це смуга купчасто-подібних хмар, які збільшуються від купчастих середніх (*Ci med*) до потужно-купчастих (*Ci cong*) по мірі наближення до основного висхідного потоку. Флангова лінія утворюється уздовж і над фронтом поривчастості. Вона позначає передній край відтоку більш холодного повітря від тилового низхідного потоку (*rear-flank downdraft (RFD)*).

Хмара-стіна і торнадо зазвичай розташовуються поблизу поділу між холодним низхідним потоком повітря і теплим, вологим потоком повітря на нижніх рівнях, що втягується під частково безопадовою основою хмари.

У штормах, пов'язаних з мезоциклонами, можна побачити на око, що хмара-стіна обертається, хоча суперчарунки більшого діаметру обертаються повільніше і це можливо побачити лише під час покадрового перегляду. Хмара-стіна, яка не обертається, також може спостерігатися, але вже не у суперчарункових штормах.

Прикріплена до основи хмари-стіни коротка горизонтальна хмара називається хвостовою хмарою (*tail cloud*), яка вказує передню точку, від якої починаються зони флангових (бокових) опадів. Розірвані (*scud*) хмарні фрагменти називаються купчастими розірваними хмарами і часто утворюються поблизу верхівки хвоста. Вони ідентифікують зону сильних вітрів, що утворюється через інтенсивне втягування у шельфову хмару.

Бобровий хвіст (*beaver tail*) – це гладка, пласка, вузька і низька хмара, яка поширюється уздовж границі між припливом теплого і вологого повітря до грози і холодним повітрям від переднього бокового низхідного потоку, зумовленого випадінням опадів (*FFD*).

Зона зливових опадів зазвичай розташовується по вітру від основного висхідного потоку у передній частині шторму. Далі по вітру знаходиться область *virga*, де опади випаровуються ще до того, як досягнуть землі.

Для підтримки суперчарункових штормів у передштормовому середовищі має існувати глибокий конвективно-нестійкий шар повітря і сильний зсув вітру від землі до висоти 6 км [11].

2 КІЛЬКІСНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗСУВУ ВІТРУ ПРИ ПРОГНОЗУВАННІ АТМОСФЕРНОЇ КОНВЕКЦІЇ

2.1 Поняття зсуву вітру

Зсув вітру, під яким ми будемо розуміти зміну його горизонтальної швидкості або напрямку з висотою, є важливою умовою для формування грозового шторму. Він є векторною різницею між вітром на верхній і нижній межі шару, поділений на товщину шару Δz . Зсув вітру має розмірність с^{-1} .

Використовуючи поняття з геометрії, зсув вітру може бути визначений через його компоненти:

$$\frac{\Delta u}{\Delta z} = \frac{u_2 - u_1}{z_2 - z_1}; \quad \frac{\Delta v}{\Delta z} = \frac{v_2 - v_1}{z_2 - z_1};$$

$$\beta = \frac{\sqrt{\Delta u^2 + \Delta v^2}}{\Delta z};$$

$$\alpha_{shear} = 90^\circ - \frac{360}{C} \arctg \frac{\Delta v}{\Delta u} + \alpha_0,$$

де індекси 1 та 2 позначають значення складових швидкості вітру u та v на верхній і нижній межах шару відповідно;

$\alpha_0 = 180^\circ$, якщо $\Delta u > 0$ та $\alpha_0 = 0^\circ$, якщо $\Delta u < 0$;

C – кутове обертання по колу (360° або 2π радіанів, залежно від «виходу» з \arctg).

Приклад: Біля поверхні землі $u = 2$ м/с, $v = 3$ м/с; на висоті 1 км $u = 6$ м/с, $v = -4$ м/с. Знайти величину зсуву вітру β та його напрямок α .

$$\Delta u = 6 - 2 = 4 \text{ м/с}; \quad \Delta v = -4 - 3 = -7 \text{ м/с}. \quad \beta = \sqrt{4^2 + (-7)^2} = \sqrt{16 + 49} = 8,06$$

$$\alpha = 90^\circ - \arctg\left(\frac{-7}{4}\right) + 180^\circ = 90^\circ - (-60,26^\circ) + 180^\circ = 330,3^\circ.$$

Для прогнозування грози метеорологи розраховують зсуви вітру у різних шарах атмосфери, проте найбільш раціональним видається підхід, коли зсув розраховується для шарів однакової товщини, наприклад (0-1 км, 1-2 км тощо).

При визначенні впливу зсуву вітру у шарах однакової товщини, метеорологи часто використовують його заміник – векторну різницю вітру, яка має вид

$$\beta = \sqrt{\Delta u^2 + \Delta v^2},$$

і одиниці вимірювання м/с.

Грози можуть бути інтенсивними і тривалими, якщо спостерігається сприятливий для них зсув вітру у нижніх шарах атмосфери. У таких умовах вологий повітря може «подаватися» у грозовий шторм, який переміщується (Рис.2.1).

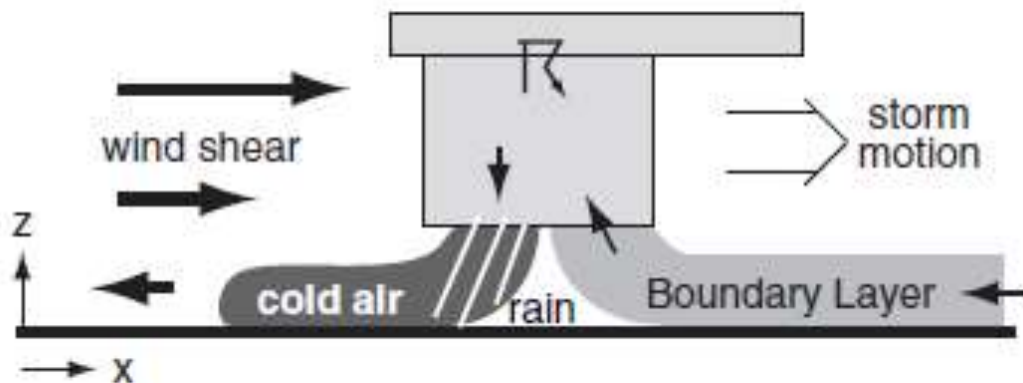


Рис.2.1 – Ілюстрація впливу зсуву вітру на формування довготривалих грозових штормів (наприклад, суперчарунок або ліній лукоподібної луни).

Також вплив зсуву вітру на еволюцію грозового шторму полягає у тому, що він спричиняє його відхід від виснаженого ГША до зон, де є можливою

«заправка» шторму новими порціями вологи. Тобто шторм поводить себе як своєрідний вертикальний пілосос, який засмоктує теплий і вологий граничний шар і залишає після себе «вихлоп» у виді холодного більш стійкого повітря.

У середовищі з вітром, але без зсуву гроза триватиме від 15 хвилин до 1 години, оскільки гроза рухатиметься разом з ГША, що спричинить його виснаження у межах шторму.

Зсув також впливає на рух грозового шторму. У наступній лекції ми розглянемо, як обертання вітру за годинниковою стрілкою може зумовити вертикальний градієнт тиску, який стимулює розвиток штормів, що рухаються праворуч від напрямку провідного потоку. Крім цього, зсув вітру може відігравати вирішальну роль у виникненні мезоциклонів і, як наслідок, торнадо, а також у посиленні мезомасштабних конвективних систем [12].

2.2 Індекси зсуву (*LOSHR*, *DLS*, *BRN*)

Найпоширенішим у оперативній практиці метеопідрозділів є прийом, коли значення зсуву вітру розраховуються для шарів атмосфери фіксованої висоти. З цієї точки зору можна навести приклад двох індексів зсуву вітру – індекс зсуву нижнього рівня (*LOSHR*) та індекс глибокого зсуву вітру (Deep Layer Shear (*DLS*)).

Перший з них розраховується за формулою

$$LOSHR = V_{1\text{км}} - V_0, \quad (2.1)$$

де $V_{1\text{км}}$ та V_0 – значення швидкості вітру на висоті 1 км та біля поверхні землі відповідно.

У якості критеріального приймається значення 10 м/с. Вважається, що при $LOSHR \geq 10$ м/с існує імовірність утворення торнадо.

Індекс глибокого зсуву вітру DLS , за аналогією представляє собою різницю між швидкостями вітру на рівні 6 км та біля поверхні землі:

$$DLS = V_{6\text{км}} - V_0, \quad (2.2)$$

де $V_{6\text{км}}$ та V_0 – значення швидкості вітру на висоті 6 км та біля поверхні землі відповідно.

Критеріальні значення наведені у табл. 2.1.

Табл. 2.1 – Критеріальні значення індексу DLS .

Значення індексу DLS , м/с	Прогностичні висновки
> 50	Переважає утворення моно- та мультичарункових гроз
20-50	У випадку розвитку шторму найімовірнішими є суперчарунки (за умови, що атмосфера підтримує конвективну активність)
15-20	Суперчарунки можливі, якщо атмосфера дуже або екстремально нестійка, оскільки шторм може посилити локальний зсув
< 10	Для ініціалізації конвекції (мульти- або суперчарункової) необхідний зсув з середнім значенням не менше 12 м/с

У якості наступного розглянемо безрозмірне число Річардсона (Bulk Richardson's Number (BRN)), яке є показником типу конвективного шторму і включає у себе енергію плавучості $CAPE$ та вертикальний зсув вітру.

$$BRN = \frac{CAPE}{0,5SHEAR^2} = \frac{CAPE}{0,5(\bar{v}_{0-6} - \bar{v}_{0-0,5})^2}, \quad (2.3)$$

де \bar{v}_{0-6} та $\bar{v}_{0-0,5}$ – значення середньої швидкості вітру у шарі 0-6 км та 0-0,5 км відповідно.

Критеріальні значення наведені у табл. 2.2.

Табл. 2.2 – Критеріальні значення числа Річардсона.

Значення BRN	Прогностичні висновки
< 10	Слабка плавучість і сильний вертикальний зсув, що зумовлює розривання чарунок
10-45	Можливий розвиток суперчарунок
> 50	Можливий розвиток мультичарункових гроз

Зазначимо, що критеріальні значення можуть дещо коливатися в залежності від джерела походження. Наведені дані підтверджуються результатами чисельного моделювання (Thompson та ін., 2003), які свідчать, що значення BRN близькі до 50 (середній діапазон) підтримують стійкі суперчарунки. Вищі значення свідчать про слабкий зсув в середовищі з високою плавучістю, що зумовлює виникнення мультичарункових або моночарункових гроз. Варто зауважити, що польові дослідження засвідчили факт можливості утворення суперчарунок при значеннях $BRN = 50-100$ (в умовах середовища з високим значенням $CAPE$ та високим значенням зсуву вітру) [13].

2.3 Індекси спіральності конвективного шторму SRH_{0-1} , SRH_{0-3}

Вертикальні зсуви вітру зумовлюють виникнення обертальних рухів повітря з горизонтальною віссю, які висхідними і низхідними потоками трансформуються у вертикальну завихреність (Рис. 2.1)

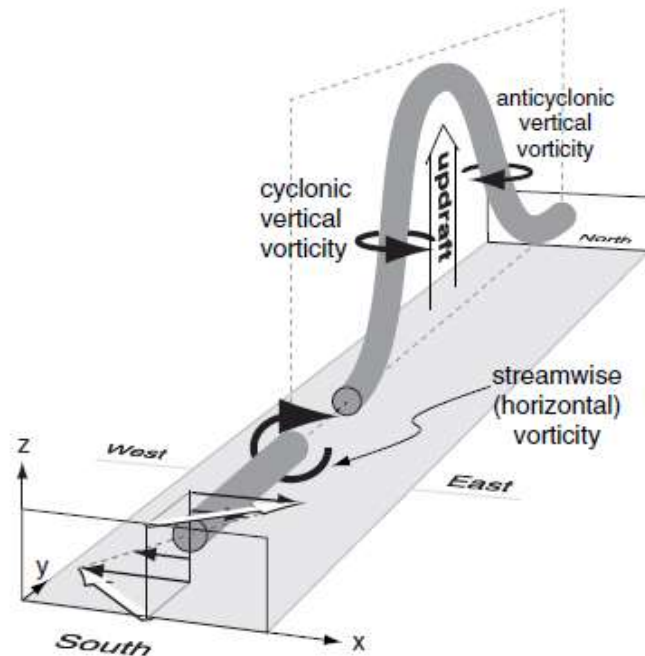


Рис. 2.1 – Протилежні напрямки обертання в мезоциклоні, сформованого конвективним висхідним потоком з горизонтальною віссю обертання, яка зумовлена вертикальним зсувом вітру. Темний циліндр позначає вихрову вісь.

Це дозволяє прогнозувати обертання мезоциклону для будь-якого зсуву вітру і передштурмовій повітряній масі. Великі значення горизонтальної завихреності можуть збільшити відносну завихреність мезоциклону, збільшуючи його торнадогенність.

За останні роки отримав поширення як інформативний предиктор індекс відносної спіральності шторму (Storm Relative Helicity (*SRH*)), який характеризує обертання висхідного потоку шторму і, як наслідок, потенціал розвитку торнадо. У загальному виді вираз для розрахунку індексу *SRH* має вид

$$SRH = \iint (V_{SR} - c) \cdot (\nabla \times V), \quad (2.4)$$

де індекс SR позначає відносну швидкість потоку у штормі;

c – швидкість руху шторму.

У виразі для розрахунку відносної спіральності шторму використовується відносний штормовий вітер навколишнього середовища $(\bar{u}_{SR}, \bar{v}_{SR})$, який дозволяє отримати внесок відносної горизонтальної спіральності H_{SR}

$$\bar{H}_{SR} = \bar{v}_{SR} \frac{\Delta u}{\Delta z} - \bar{u}_{SR} \frac{\Delta v}{\Delta z}, \quad (2.5)$$

$$\text{де } \bar{u}_{SR} = \frac{u_{SR_{i+1}} + u_{SR_i}}{2}, \quad \bar{v}_{SR} = \frac{v_{SR_{i+1}} + v_{SR_i}}{2} - \text{складові відносного вектору}$$

руху шторму, осереднені у шарі між рівнями.

Для того, щоб отримати величину загального впливу спіральності (SRH) на грозовий шторм, величина H' в зоні формування чарунки сумується по всім шарам і перемножується на товщину кожного з них.

$$SRH = \sum \bar{H}_{SR} \cdot \Delta z = \sum_{i=0}^{N-1} \left[(v_{SR_i} \cdot u_{SR_{i+1}}) + (u_{SR_i} \cdot v_{SR_{i+1}}) \right] \quad (2.6)$$

де N – кількість шарів; $i = 0$ зазвичай позначає рівень поверхні землі.

SRH розраховується пошарово – у більшості випадків для шару 0-3 км, проте усе частіше розраховується і для шару 0-1 км.

Зазначимо, що у формулі потрібно знати штормовий рух, що легко зробити якщо шторм виникнув, але важко коли його немає. Крім того,

протягом життєвого циклу шторми можуть змінювати напрямок руху, а SRH дуже чутлива до цього.

Формула, яка була представлена вище, може бути спрощена до виду, якщо прийняти, що шари однакові і дорівнюють Δz :

$$SRH_{0-3\text{км}} = \sum_0^3 v_{SR} \cdot u_{SR_{i+1}} - u_{SR} v_{SR_{i+1}}. \quad (2.7)$$

$z, \text{ км}$	0	1	2	3
u_{SR}	-5,0	-6,2	-8,8	-6,9
v_{SR}	-8,4	-5,8	-1,7	3,1

$$SRH = \underbrace{[(-8,4 \cdot (-6,2)) - (-5,0 \cdot (-5,8))]}_{\text{шар}0-1\text{км}} + \underbrace{[(-5,8 \cdot (-8,8)) - (-6,2 \cdot (-1,7))]}_{\text{шар}1-2\text{км}} + \underbrace{[(-1,7 \cdot (-6,9)) - (-8,8 \cdot 3,1)]}_{\text{шар}2-3\text{км}} =$$

$$= 102,59 \cdot \frac{\text{м}^2}{\text{с}^2}$$

Шари, де $SRH < 0 \text{ м}^2/\text{с}^2$ виключаються з розрахунку.

Відносно недавно було виявлено, що значення $SRH_{0-3\text{км}}$ краще працюють на виявлення суперчарункового обертання, проте багато з цих штормів не генерують торнадо.

Більш детально критеріальні значення індексу SRH представлені у табл. 2.3.

Табл. 2.3 – Критеріальні значення індексу SRH (Davies-Jones, 1990).

Значення індексу $SRH, \text{ м}^2/\text{с}^2$	Прогностичні висновки
--	-----------------------

≥ 150	суперчарунки з слабкими торнадо
150-300	ймовірні суперчарунки з помірним торнадо
300-450	ймовірні суперчарунки з торнадо сильної інтенсивності
≥ 450	суперчарунки з суровими торнадо

За іншими даними (*Rasmussen and Blanchard, 1998*), які базуються на підставі 6000 випадків радіозондувань, значення 55, 124 та 180 $\text{м}^2/\text{с}^2$ є медіанними значеннями, які розділяють неінтенсивні, безторнадні та торнадні суперчарунки. Значення у 168 $\text{м}^2/\text{с}^2$ визначається як перехідне між несуровими і суровими штормами.

Дослідження проведені наприкінці ХХ ст. засвідчили, що розрахунок індексу *SRH* у шарі 0-1 км є більш інформативним для ідентифікації торнадогенезису, оскільки шар 0-3 км у більшій мірі враховує обертання повітря вище «кришки», хоча саме повітря ГША є визначальним чинником для ініціалізації конвекції. Саме тому, наразі величина $SRH_{0-1 \text{ км}}$ є визначальною щодо прогнозування торнадогенезису. В деяких найновітніших дослідженнях рекомендується розраховувати значення *SRH* навіть для шару 0-500 м, але цей прийом поки що не набув поширення. Для шару 0-1 км значення 15, 33 та 89 $\text{м}^2/\text{с}^2$ є розділовими для несурових, безторнадних та торнадних суперчарунок. В інших джерелах значення $SRH_{0-1 \text{ км}} = 100 \text{ м}^2/\text{с}^2$ визначається як таке, що сигналізує про загрозу суперчарунок з торнадо.

Ще одним індексом, який у певній мірі можна віднести до цієї групи, є індекс *EHI* (Energy Helicity Index), який пов'язує індекси *CAPE* та *SRH* та має такий вид

$$EHI = \frac{CAPE \cdot SRH}{160}. \quad (2.8)$$

Ця комбінація є мірою статичної нестійкості та динаміки. Він використовується для оцінки ризику торнадо за такими критеріальними значеннями (Табл. 2.4)

Табл. 2.4 – Критеріальні значення індексу *EHI*.

Значення індексу <i>EHI</i>	Прогностичні висновки
> 1	існує потенціал розвитку суперчарунок
1-5	можливі торнадо з інтенсивністю до <i>EF3</i>
> 5	можливі торнадо з інтенсивністю до <i>EF5</i>

Зауважимо, що імовірність торнадо існує і при малих значеннях *EHI*, через невисокі значення *CAPE* поки *EHI* зберігає високі значення. Крім цього, дані радіозондування не завжди є репрезентативними через високу просторову мінливість спіральності [14].

3 ВПЛИВ СТРУКТУРИ ПОЛЯ ВІТРУ НА ФОРМУВАННЯ КОНВЕКЦІЇ

3.1 Характеристика вихідних даних

З урахуванням високої просторово-часової мінливості процесів, що впливають на розвиток атмосферної конвекції, для проведення дослідження необхідно залучення даних, часова дискретність яких максимально б наближалася до їх масштабу.

Радіозондування атмосфери, яке проводиться двічі на добу, не задовольняє цим вимогам і може зумовити «просіювання» часової мінливості вертикальної структури метеовеличин, які впливають на розвиток атмосферної конвекції. Це призведе до отримання кількісних значень параметрів конвекції, інтерпретація яких може дати хибні уявлення про її розвиток. З іншого боку, накопичення таких значень, з їх подальшим узагальненням і аналізом, спотворить процес адаптації критеріальних значень кількісних характеристик конвекції до певного фізико-географічного району, що є важливою складовою діяльності оперативного метеопідрозділу.

Для дослідження еволюції конвективних явищ (розглядалися три випадки утворення конвективних явищ (злива, гроза та град) 01.04.2018, 24.05.2018 та 11.06.2018) залучалися дані чотирикратного протягом доби (06, 12, 18, 24 СГЧ) температурно-вітрового радіозондування атмосфери, яке проводиться на ст. Kuemmersbruck (10771) (Німеччина).

Відбір і обробка даних радіозондування проводилися за допомогою програмного забезпечення RAOB. Розрахунок параметрів конвекції здійснювався для SB-типу підйому частинки, оскільки досліджувані конвективні явища спостерігалися у денні години, що дозволяє припустити наявність однорідного перемішаного шару у нижній частині атмосфери.

Використання даних радіозондування поруч з перевагами має певні недоліки (низька просторово-часова роздільність, доступність даних пізніше строку проведення радіозондування), що зумовлює необхідність залучення прогностичних даних з високою просторово-часовою роздільністю. Проте використання прогностичних даних має супроводжуватися дослідженням репрезентативності кількісних характеристик конвекції, які будуть отримані на їх підставі.

Друга частина вихідних даних для проведення дослідження отримана на підставі прогностичних даних Global Forecast System (GFS) з просторовою роздільністю $0,25 \times 0,25^\circ$ і 3-годинною дискретністю у часі. Розрахунки проводилися для вузла РСТ з координатами $^\circ$ пн.ш., $^\circ$ сх.д., який максимально відповідає географічним координатам станції.

Часовий ряд метеовеличин, необхідних для розрахунку індексів зсуву вітру, сформований за період з 06 СГЧ до 24 СГЧ поточної доби з 3-годинною дискретністю для вище вказаних дат, тобто кількість строків дорівнює семи (06, 09, 12, 15, 18, 21 та 24 СГЧ). При цьому, використовувалися прогностичні дані за 00 СГЧ, що пояснюється їх доступністю в оперативній роботі. На підставі вихідних даних розраховувалися такі індекси зсуву вітру: *LOSHR*, *DLS*, *SRH*₀₋₁ та *SRH*₀₋₃.

3.2 Опис синоптичних умов утворення конвективних явищ

01.04.2018 р. погода на ст. Кюммерсбрук проходженням холодного фронту з хвилями з ПнСх у першій половині строку та тиловою частиною циклону у другій половині. На картах баричної топографії АТ-850 та АТ-700 синоптична ситуація підтверджується - обумовлюючими погодними факторами є тилова частина циклону та проходження холодного фронту. На карті баричної топографії АТ-500 спостерігається висотна улоговина. Станція

знаходиться на лівій холодній стороні ВФЗ. Отже, можна зробити висновок, що синоптичні умови були відповідними для утворення конвекції.

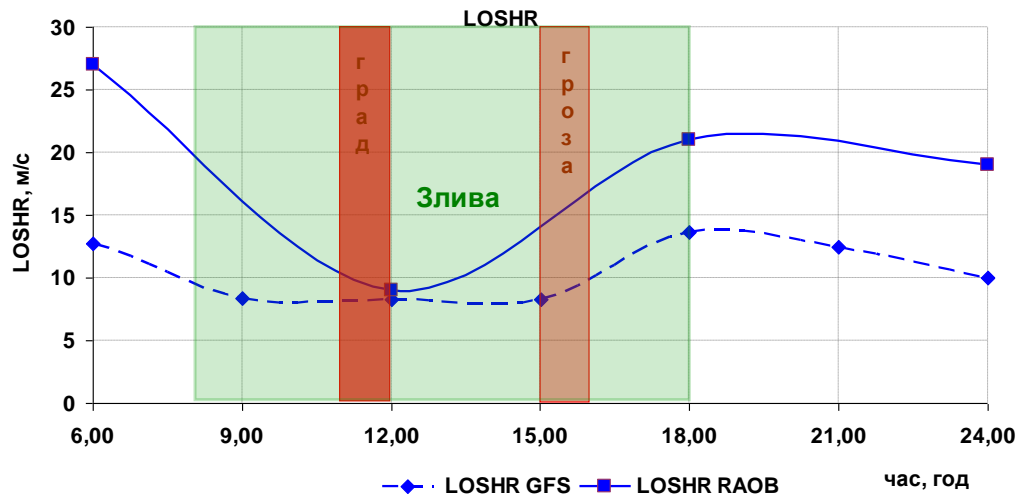
24.05.2018 р. погода на ст. Кюммерсбрук обумовлювалася проходженням холодного фронту з ПнЗх у першій половині строку та малоградієнтним полем підвищеного тиску у другій половині строку. Дана синоптична ситуація спостерігається і на карті баричної топографії АТ-850. На картах АТ-700, АТ-500, АТ-300 спостерігається вплив вісі висотного гребеня антициклону.

11.06.2018 р. погода на ст. Кюммерсбрук обумовлювалася малоградієнтним полем підвищеного тиску та проходженням холодного фронту. На картах баричної топографії АТ-850, АТ-700, АТ-500 спостерігається висотна улоговина циклону. Станція знаходиться на правій теплій стороні струминної течії.

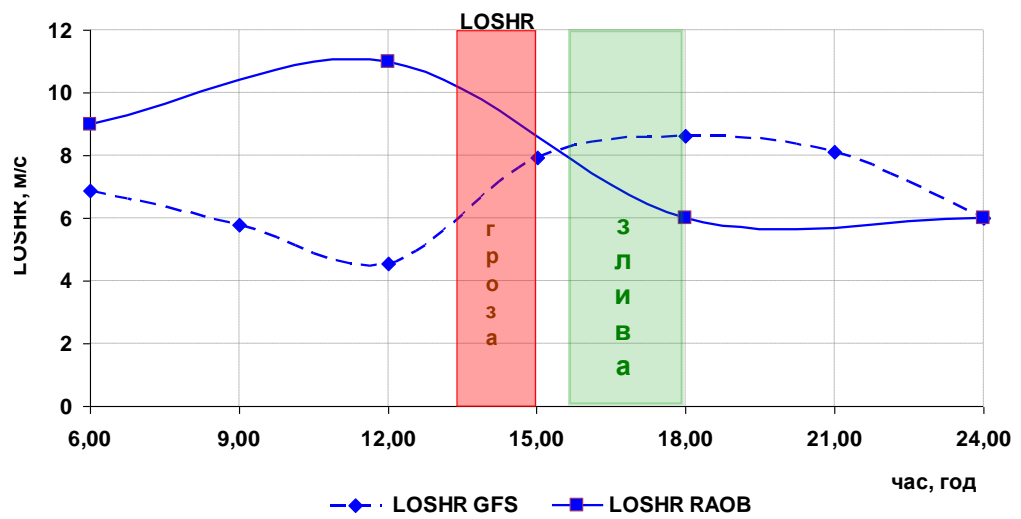
3.3 Часова еволюція вертикальної структури вітру при формуванні конвективних явищ

На рис. 3.1 та рис 3.2 представлена часова еволюція індексів зсуву 01.04.2018 р. на ст. Кюммерсбрук з якої видно, що протягом періоду з 06 СГЧ по 18 СГЧ значення індексів *LOSHR* і *DLS* знаходилися вище критеріальних значень за винятком незначного проміжку часу після закінчення граду.

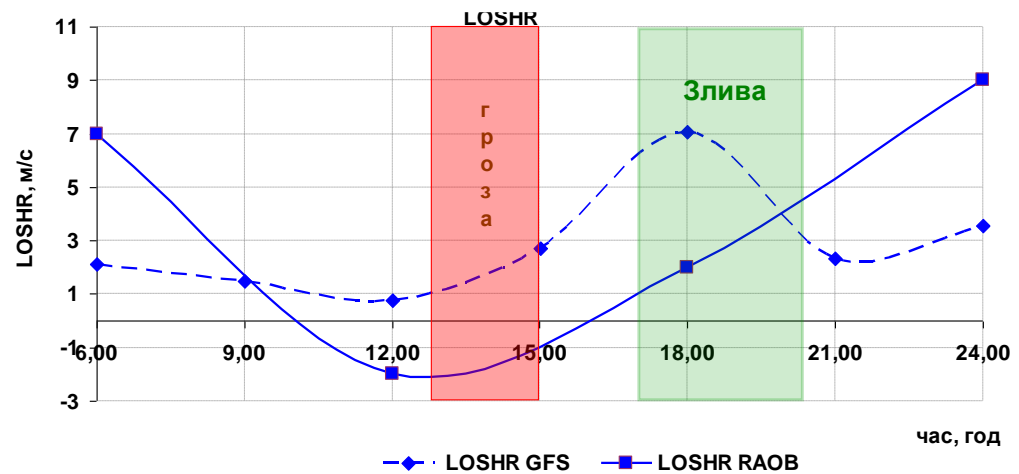
Часова еволюція індексу зсуву *LOSHR* при формуванні конвективних явищ характеризується зростанням його градієнту у часі. Зокрема, для випадку 01.04.2018 (рис. 3.1a) таке зростання відбувається при перевищенні критеріальних значень, що зумовлює значну тривалість зливи з грозою і



a)



б)

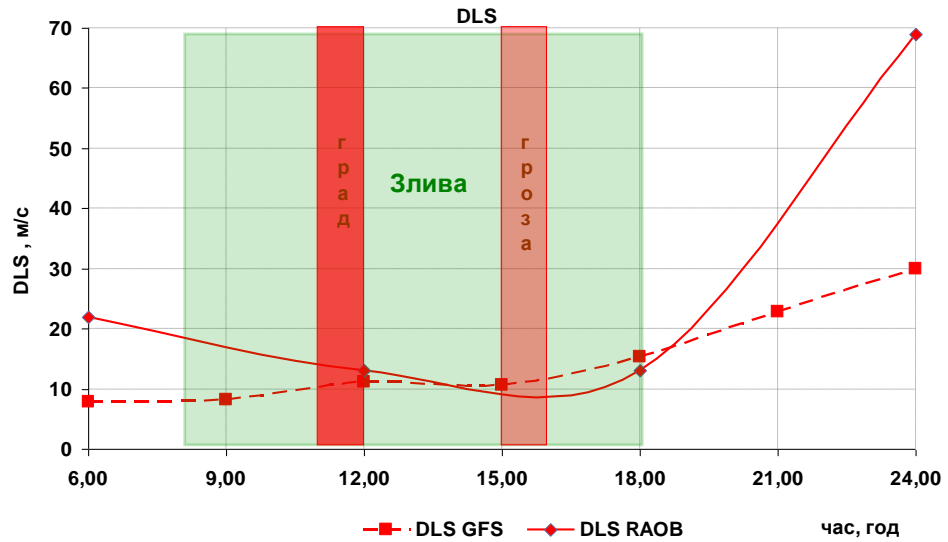


в)

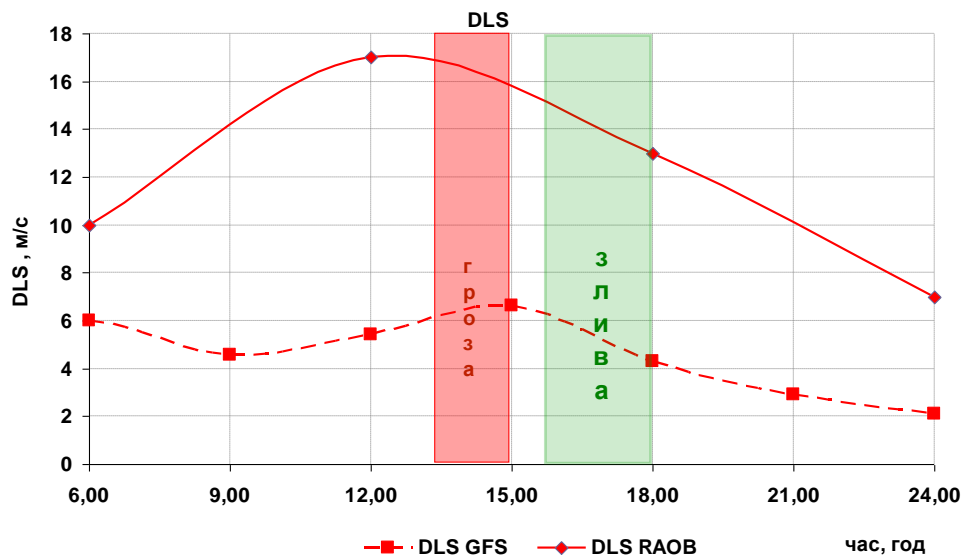
Рис. 3.1 – Часові зміни індексу $LOSHR$ за даними радіозондування та прогностичними даними GFS 01.04.2018 (а), 24.05.2018 (б) та 11.06.2018 (в).

градом. У двох інших випадках (рис. 3.1 б, в) гроза зі зливою спостерігається в умовах значень $LOSHR$ нижче критеріальних, але при зростанні значень індексу у часі (від 4 до 6 (м/с)/6 год) за даними GFS.

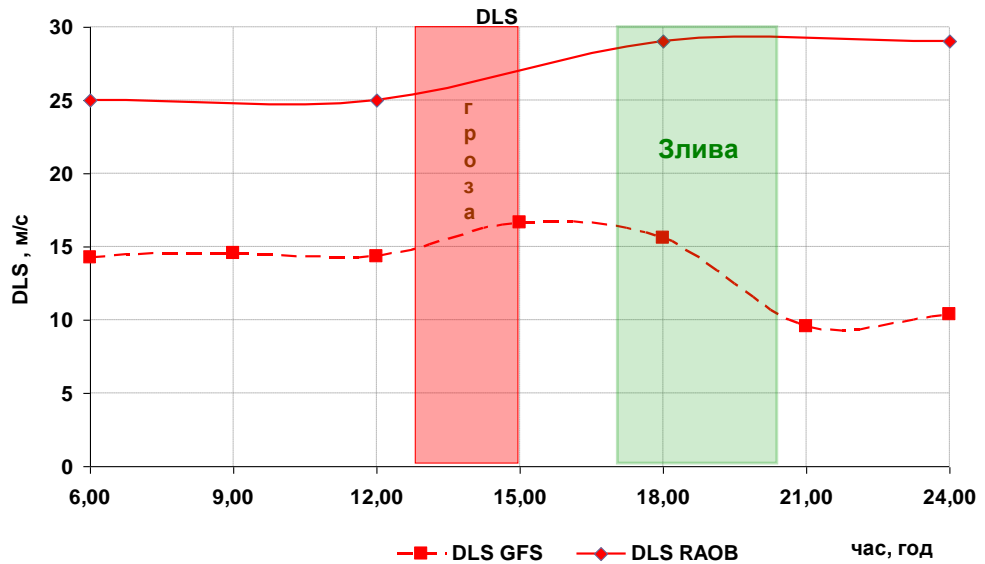
Зважаючи на досить значну розбіжність між значеннями індексу DLS , розрахованими за фактичними і прогностичними значеннями, можна



а)



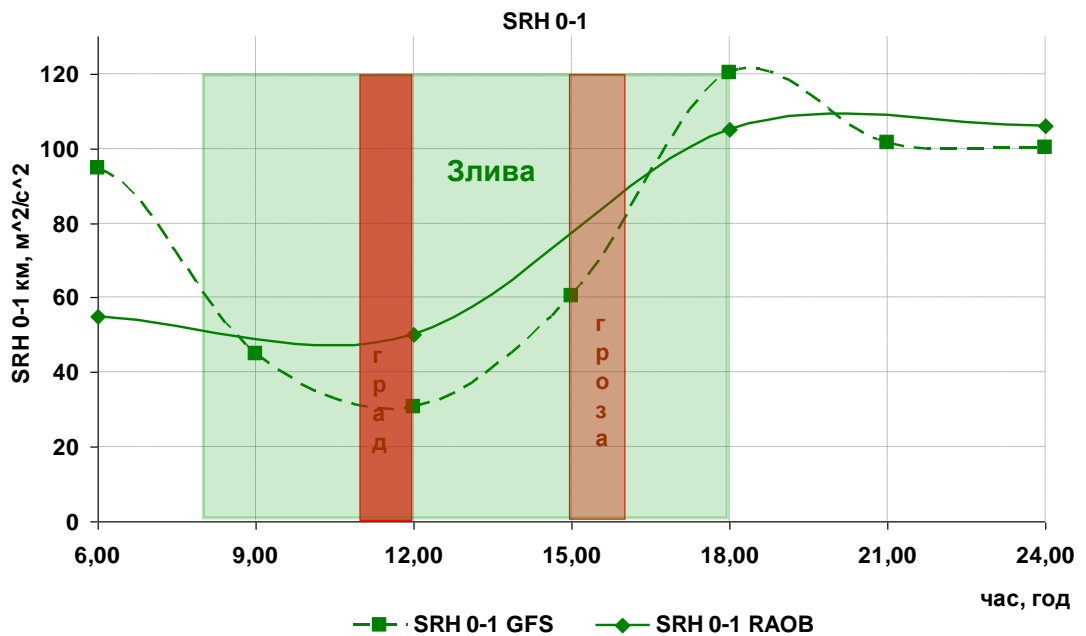
б)



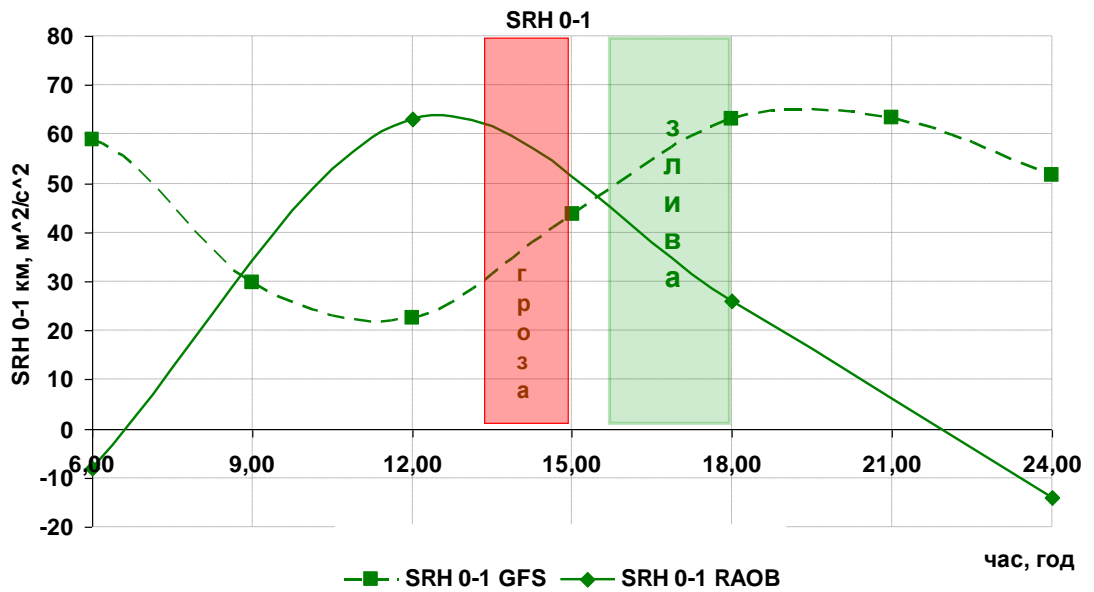
в)

Рис. 3.2 – Часові зміни індексу *DLS* за даними радіозондування та прогностичними даними GFS 01.04.2018 (а), 24.05.2018 (б) та 11.06.2018 (в).

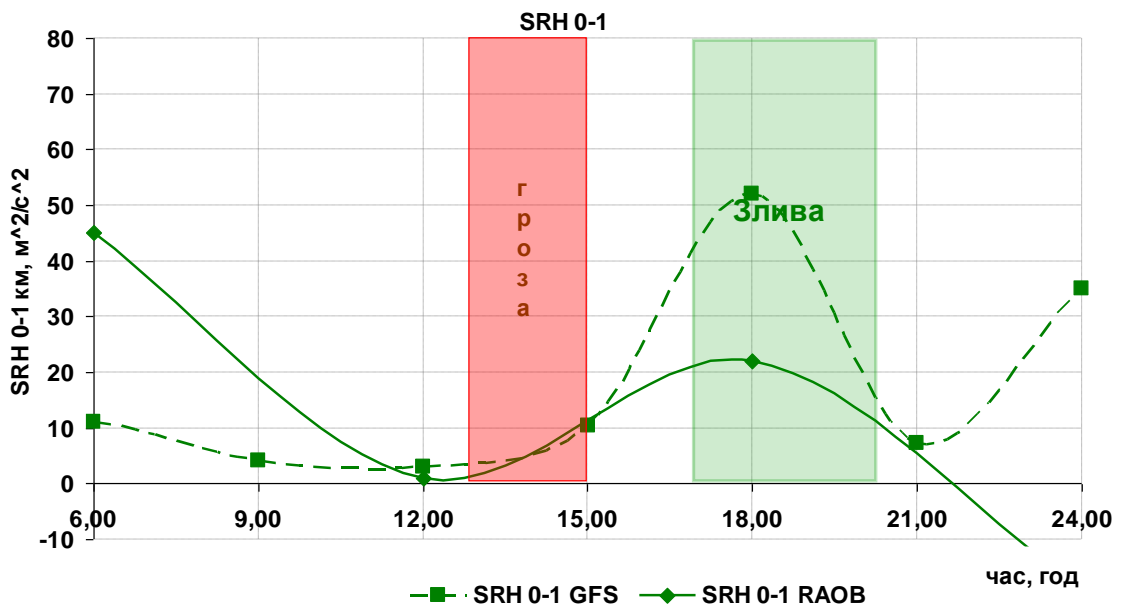
окреслити лише загальні риси часової еволюції зсуву вітру у шарі 0-6 км. Зокрема, перевищення критеріальних значень індексу за даними радіозондування може спостерігатися у будь-який час відносно терміну конвективних явищ. Для зсуву вітру у зазначеному шарі не є характерним



а)



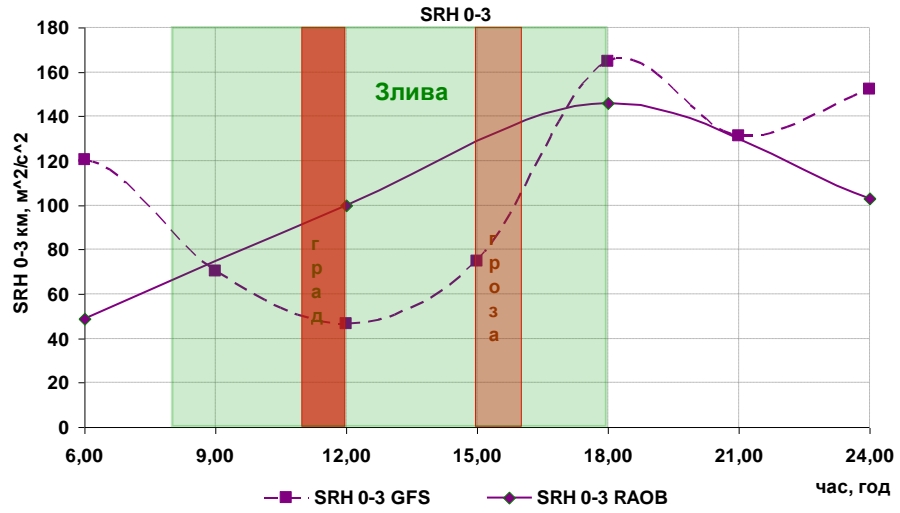
б)



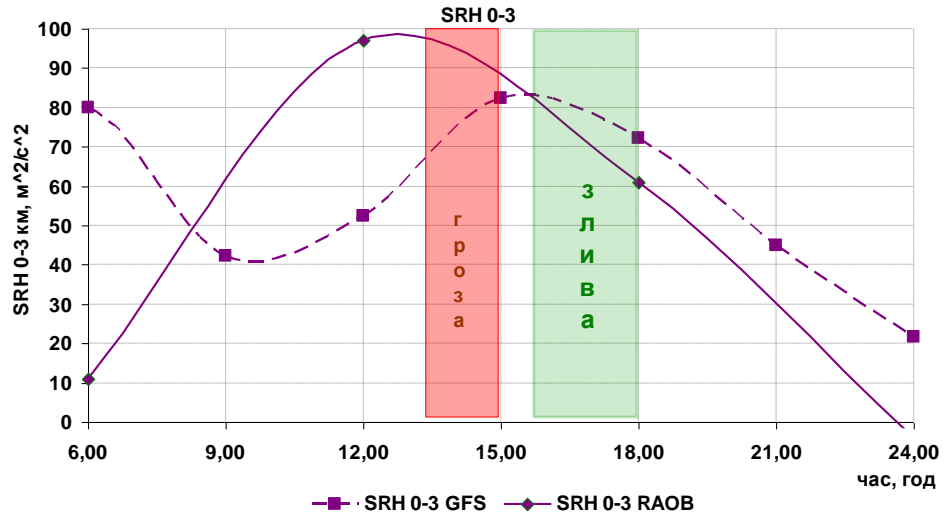
в)

Рис. 3.3 – Часові зміни індексу SRH_{0-1} за даними радіозондування та прогностичними даними GFS 01.04.2018 (а), 24.05.2018 (б) та 11.06.2018 (в).

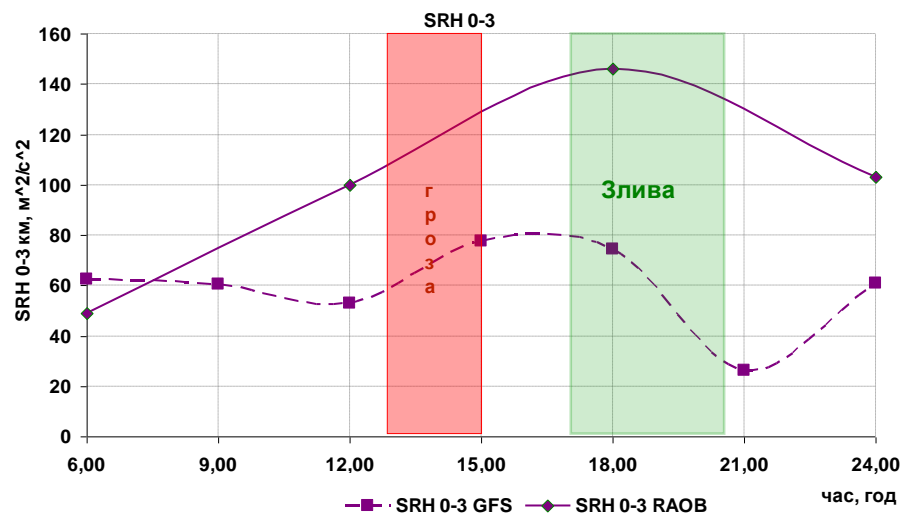
його збільшення у часі перед початком грози або зливи – він може як збільшуватися, так і зменшуватися протягом цього терміну. 24.05.2018 пік значень передував утворенню грози та зливи, а 11.06.2018 зростання спостерігалось вже під час їх наявності. Динаміка змін DLS , одержана на



а)



б)



в)

Рис. 3.4 – Часові зміни індексу SRH_{0-3} за даними радіозондування та прогностичними даними GFS 01.04.2018 (а), 24.05.2018 (б) та 11.06.2018 (в).

підставі даних GFS, характеризується незначним зростанням (≈ 3 м/с) на фоні істотно занижених значень зсуву відносно фактичних.

Аналіз динаміки індексу зсуву SRH в шарах 0-1 та 0-3 км свідчить (рис. 3.4), що утворення конвективних явищ відбувається в умовах інтенсивного наростання значень спіральності висхідного потоку в обох шарах ($40-60$ м²/с² в шарі 0-1 км та $90-100$ м²/с² в шарі 0-3 км). З урахуванням того, що часовий хід цих величин, розрахованих на підставі фактичних і прогностичних даних відбувається майже узгоджено, це дає підстави для розробки прогностичної

методики з використанням визначених критеріальних значень $\frac{\partial(SRH)}{\partial t}$.

ВИСНОВКИ

1. Вертикальна структура поля вітру при формуванні глибокої конвекції є чинником, який зумовлює тривалість конвективних явищ і певний тип організації конвективного шторму.

2. У розглянутих випадках формування грози і зливи індекси *LOSHR* та *DLS* перевищували критеріальні значення. Лише у третьому випадку зсув вітру у нижньому кілометровому шарі опускався нижче встановленого критеріального значення. При цьому індекс *DLS* більше ніж удвічі перевищував своє критеріальне значення.

3. Часова еволюція індексу *LOSHR* показує або необхідність перевищення його критеріальних значень перед виникненням конвективних явищ, або його зростання перед виникненням явища на 4-6 (м/с)/ 6 годин. Аналіз часових змін індексу *DLS* не дозволяє виявити чітких закономірностей його змін відносно часу утворення конвективних явищ.

4. Індекси спіральності шторму, які характеризують обертальний рух висхідного потоку, лише у одному з розглянутих випадків перевищили критеріальне значення, що зумовило випадіння граду і тривалу зливу з грозою (близько 9 год.). У інших випадках виникнення конвективних явищ відбувалося на фоні зростання індексів *SRH*₀₋₁ та *SRH*₀₋₃, які коливалися в межах від 20 до 60 (м²/с²)/6 год. для першого параметру та від 90 до 100 (м²/с²)/6 год. для іншого.

5. Еволюція індексів *SRH*₀₋₁ та *SRH*₀₋₃, розрахованих за даними радіозондування та прогностичними даними, показує узгодженість часових змін цих параметрів, що дає підстави стверджувати про інформативність параметру $\frac{\partial(SRH)}{\partial t}$ та доцільності визначення його критеріальних значень для прогнозу конвективних явищ.

6. Тривалість конвективних явищ у розглянутих випадках становила не менше 5 годин, що, з урахуванням кількісних значень індексів зсуву, вказує на взаємозумовленість цих характеристик.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

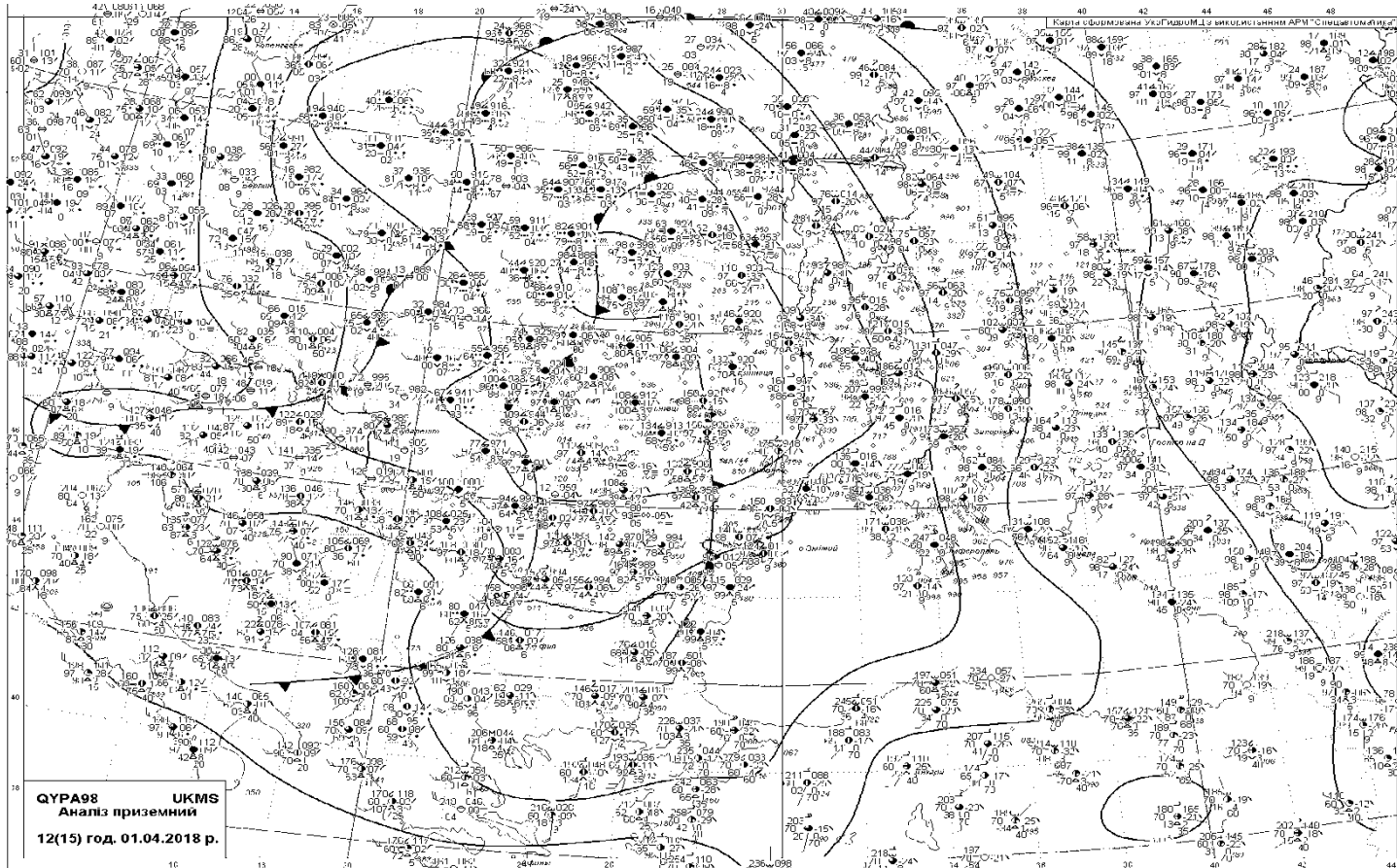
1. Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели). – Л.: Гидрометиздат, 1991 – 512 с.
2. Андреев В., Панчев С. Динамика атмосферных термиков. – Л.: Гидрометиздат, 1975.— 152 с.
3. Вельтищев Н.Ф., Желнин А.А. Численная модель влажной глубокой конвекции.— Труды Гидрометцентра СССР, 1981. – Вып.219.— С.28-37.
4. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – С. 579-594.
5. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л. Гидрометеиздат, 1977. – С. 535-545.
6. Івус Г.П. Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології: Конспект лекцій. – Одеса, 2007. – 162 с.
7. Мазин И.П., Шметер С.М. Облака. Строение и физика образования - Л.: Гидрометиздат, 1983 – 183 с.
8. Моргоев А.К. Радиолокационный метод исследования воздушных движений в мощных конвективных облаках. — Автореф. дис. канд. физ.- мат.
9. Школьний Є.П. Фізика атмосфери.— К.: Міністерство освіти України, 1997. — 698с.
10. Шметер С.М. Термодинамика и физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометиздат, 1987 – 288 с.
11. Griser Ju. Convection Parameters. – 2012. – С. 7-10, 15.
12. Knupp K., Cotton W.R. Precipitating convective cloud downdraft structure – a synthesis of observations and modelling.— Proc. of the 9th Intern. Cloud Phys. Conf., Tallin, 1984. – v.2.— P. 431-434.
13. Stull R. Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. – Dept. of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences University of British Columbia. – 2016. – С. 482-495.

14. Vasquez T. Instability, Skew-T & Hodograph. Handbook. – 2017. – C. 116-120, 124-125.

ДОДАТКИ

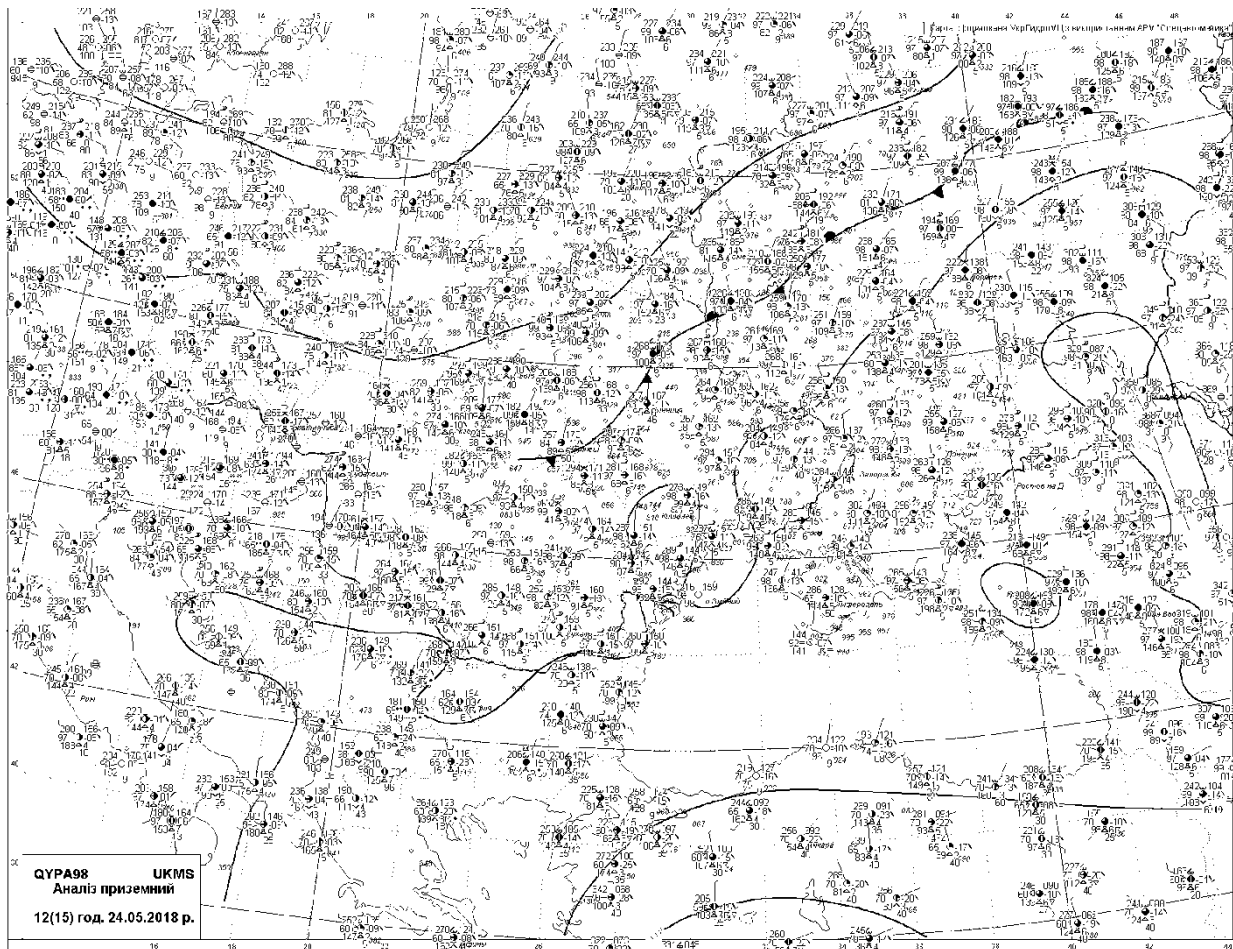
Додаток 1

Кільцева карта погоди 01/04/2018 12(15) СГЧ



Додаток 2

Кільцева карта погоди 24/05/2018 12(15) СГЧ



Додаток 3

Кільцева карта погоди 11/06/2018 12(15) СГЧ

