

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

Кафедра військової підготовки

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему:

ЕВОЛЮЦІЯ ТЕМПЕРАТУРНО-ВОЛОГІСНИХ ХАРАКТЕРИСТИК
АТМОСФЕРИ ПРИ РОЗВИТКУ КОНВЕКТИВНОЇ ДІЯЛЬНОСТІ НА
СТАНЦІЇ КЮММЕРСБУРК

Спеціальність 103 Науки про Землю
Спеціалізація «Метеорологія»
курсанта групи МВМ-19
Руслани ЗАЗИМКО

Керівник: к.ф.-м.н.
підполковник
Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ
Рецензент: д.геогр.н., професор
Валерій ХОХЛОВ

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 МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ

курсанту ЗАЗИМКО Руслані Володимирівні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: «Параметризація температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості з використанням прогностичних даних від глобальної чисельної моделі GFS».

керівник роботи Мансарлійський Валерій Федорович, к.ф.-м.н

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

затверджені наказом ректора ОДЕКУ від 16 жовтня 2020 року № 194-С

2. Строк подання курсантом роботи: 12 грудня 2020 року.

3. Вихідні дані до роботи: аеросиноптичний матеріал, архів фактичної погоди, прогностичні дані глобальної чисельної моделі GFS по станції Кюммерсбрук (Німеччина).

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

- 1) формування бази випадків з наявністю грози на ст. Kuemmersbruck (10771);
- 2) розробка розрахункового алгоритму для розрахунку температурно-вологісних індексів конвекції, з використанням прогностичних даних глобальної чисельної моделі GFS;
- 3) розрахунок температурно-вологісних індексів конвекції у дні з грозою;

- 4) побудова діаграм залежності між локальними змінами індексу конвекції *CAPE* та температурно-вологісними індексами конвекції для фактичних та прогностичних даних;
- 5) дослідження механізму часової еволюції температурно-вологісних індексів конвекції атмосфери у дні з грозовою діяльністю.
5. Перелік графічного матеріалу: графіки, таблиці, діаграми, розрізи.
6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання: 27 жовтня 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	27.10-28.10.20	94	5
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	29.10.-22.11.20	92	5
3.	Рубіжна атестація	23.11.20	94	5
4.	Обробка вхідних даних та розрахункової частини	24.11-01.12.20	96	5
5.	Відпрацювання 3-го розділу	02-08.12.20	90	5
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	09-10.12.20	90	5
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	10.12.20	96	5
8.	Подання роботи на рецензування	11.12.20	94	5
9.	Подання роботи до навчальної частини	12.12.20	95	5
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	12.12.20	935	5

Курсант _____

(підпис)

Руслана ЗАЗИМКО

(ім'я та прізвище)

Керівник роботи підполковник _____

(підпис)

Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ

(ім'я та прізвище)

АНОТАЦІЯ

Магістерська кваліфікаційна робота курсанта Зазимко Р.В. на тему «Еволюція температурно-вологісних характеристик атмосфери при розвитку конвективної діяльності на ст. Кюммерсбург».

Робота присвячена визначенню зв'язку між локальною зміною температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери Lifted Index (ΔLI), Thompson Index (ΔTI) та Deep Convective Index (ΔDCI), значення яких залежить від характеристик частинки повітря, що адиабатично здіймається, та двох індексів, які не мають прямої залежності з характеристикою такої частинки – Total Totals Index (ΔTT) та Jeferson Index (ΔJI) з локальними змінами енергії нестійкості $\Delta CAPE$ в період максимального розвитку конвекції з 12 по 18 СГЧ.

В ході роботи були відібрані та оброблені дані зондування, які визначалися за допомогою програмного забезпечення RAOB. Розрахунок температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості (Total Totals index, Thompson index, Lifted index, Jefferson index та Deep convective index) та індексу Convective available potential energy ($CAPE$) здійснювався програмою у автоматичному режимі, значення індексів нестійкості фіксувались без додаткових розрахунків у оригінальному вигляді.

Паралельно з аналізом ходу температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості, розрахованих за даними радіозондування, в ході роботи був розроблений розрахунковий алгоритм у програмі Microsoft Excel, який дозволяє у автоматичному режимі розраховувати значення цих індексів, для будь-яких станцій за прогностичними даними глобальної чисельної моделі GFS, що відображаються у вигляді чисельних значень і графічного добового ходу величин.

Актуальність обраної тематики обумовлена тим, що конвективні явища представляють собою низку найбільш небезпечних для авіації явищ погоди. Відповідно підвищення безпеки польотів, якості метеорологічного забезпечення авіації потребує поглибленого вивчення фізичних процесів формування конвективних явищ і постійного удосконалення методик їх прогнозу.

Метою роботи є визначення зв'язку між часовою еволюцією енергії нестійкості та температурно-вологісними індексами конвекції.

Завдання, що вирішувались у рамках дослідження для досягнення мети:

- формування бази випадків з наявністю грози на Kuemmersbruck (10771);
- розробка розрахункового алгоритму для розрахунку температурно-вологісних індексів конвекції, з використанням прогностичних даних глобальної чисельної моделі GFS;
- розрахунок температурно-вологісних індексів конвекції у дні з грозою;
- побудова діаграм залежності між локальними змінами індексу конвекції *CAPE* та температурно-вологісними індексами конвекції для фактичних та прогностичних даних;
- дослідження механізму часової еволюції температурно-вологісних індексів конвекції атмосфери у дні з грозовою діяльністю;
- розрахунок коефіцієнту кореляції між локальними змінами індексу конвекції *CAPE* та температурно-вологісними індексами конвекції за період часу від 12 по 18 годин СГЧ за фактичними та прогностичними даними та окремо за періоди від 12 по 15 і від 15 по 18 годин СГЧ за прогностичними даними глобальної чисельної моделі GFS.

Об'єкт дослідження – атмосферна конвекція.

Предмет дослідження – еволюція кількісних параметрів конвекції та її зв'язок з енергією нестійкості атмосфери.

Методи дослідження: статистичний та емпіричний аналіз, порівняння, аналогія, синтез.

Наукова новизна полягає у тому, що вперше на даних радіозондування збільшеної частоти досліджено структуру та тісноту зв'язку між локальними змінами індексу конвекції *CAPE* та температурно-вологісними індексами конвекції у дні з наявністю грозових явищ. Визначені межі застосовності у використанні прогностичних даних при прогнозі стратифікації атмосфери.

Практичне значення отриманих результатів. Матеріали проведеного дослідження можуть використовуватися для збільшення завчасності прогнозу стратифікації атмосфери, як фонового показника утворення конвективних явищ.

Структура і обсяг роботи. Робота викладена на 56 сторінках машинописного тексту, містить у собі 13 рис., 11 таблиць, складається з вступу, 3-х розділів, висновків, списку використаних джерел (44 позицій).

Ключові слова: температурно-вологісні індекси нестійкості, індекс *SARE*, атмосферна конвекція, конвективні явища.

ABSTRACT

Master's qualifying paper of R.V.Zazimko, cadet, on the topic: «Evolution of temperature and humidity characteristics of the atmosphere during the development of convective activity for station Kuemmersbruck».

The work is devoted the connection between the local change in temperature and humidity indices of atmospheric instability Lifted Index (ΔLI), Tompson Index (ΔTI) та Deep Convective Index (ΔDCI) the value of which depends on the characteristics of the particle of air adiabatically rising and two indices that have no direct relationship with the characteristics of such a particle – Total Totals Index (ΔTT) та Jeferson Index (ΔJI) with local changes in the instability energy $\Delta CAPE$ during the period of maximum convection development from 12 to 18 GMT.

The selection and processing of probing data course of work, were performed using RAOB software. Calculation of temperature-humidity indices of convective instability (Total Totals index, Thompson index, Lifted index, Jefferson index та Deep convective index) and index Convective available potential energy (CAPE) was carried out by the program in automatic mode, the values of instability indices were recorded without additional calculations in the original form.

In parallel with the analysis of the course of temperature-humidity indices of convective instability calculated according to radiosonde data, in the course of work the calculation algorithm in the program was developed Microsoft Excel, which allows you to automatically calculate the values of these indices, for any station on the forecast data of the global numerical model GFS, displayed as numerical values and graphical daily course of values.

The relevance of the chosen subject is due to the fact that the convective phenomena are a number of the most dangerous weather phenomena for aviation. Accordingly, improving flight safety, the quality of meteorological support of aviation requires in-depth study of the physical processes of formation of convective phenomena and continuous improvement of methods for their forecasting.

Purpose and tasks of the study. The purpose of the work is to determine the relation between the temporal evolution of the instability energy and the temperature-humidity parameters of convection.

The following objectives were formulated to achieve the *research goal*:

- formation of a database of cases with the presence of a thunderstorm in Art. Idar-Oberstein, Kuemmersbruck (10771);
- development of a calculation algorithm for the calculation of temperature-humidity indices of convection, using prognostic data of the global numerical model GFS
- calculation of temperature-humidity indices of convection in days with a thunderstorm;
- construction of diagrams of dependence between local changes of the CAPE convection index and temperature-humidity convection indices for actual and prognostic data;
- study of the mechanism of temporal evolution of temperature-humidity parameters of atmospheric convection in days with thunderstorm activity.
- calculation of the correlation coefficient between the local changes of the CAPE convection index and the temperature-humidity for a period of time 12 to 18 hours of the GMT according to the actual and prognostic data and separately for periods from 12 to 15 and from 15 to 18 hours of the GMT according to the prognostic data of the global numerical model.

Study object – atmospheric convection.

Study subject – the evolution of quantitative parameters of convection and its connection with the energy of instability of the atmosphere.

Study methods: methods of statistical analysis, spatio-temporal generalization of data were used in the work.

The academic novelty of the results obtained is that for the first time the structure and closeness of the relationship between local changes in the CAPE convection index and temperature-humidity convection indices on days with thunderstorms have been studied on high-frequency radiosonde data. The limits of applicability in the use of prognostic data in the forecast of atmospheric stratification are determined.

Practical value of the results obtained. The materials of the study can be used to increase the early forecast of atmospheric stratification, as a background indicator of the formation of convective phenomena.

Structure and scope of work. The work is set forth on 56 pages of a typewritten text, contains 13 figures, 11 tables, consists of an introduction, 3 chapters, conclusions, list of sources used (44 titles) and an enclosure.

Key words: temperature-humidity indices of instability, CAPE index, atmospheric convection, convective phenomena.

ЗМІСТ

Вступ.....	11
1 Загальні відомості про конвективні вертикальні рухи.....	13
1.1 Фізичні умови утворення конвективних явищ.....	14
1.2 Аеросиноптичні умови формування конвективної хмарності.....	19
1.3 Загальні відомості про грози.....	24
1.4 Основні чинники утворення грози.....	24
1.5 Складові грози.....	25
1.6 Параметри конвекції.....	27
2 Параметри конвективної нестійкості атмосфери.....	30
2.1 Температурно-вологісні параметри конвективної нестійкості атмосфери.....	30
2.2 Індекси зсуву вітру.....	36
2.3 Індекси спіральності шторму.....	39
2.4 Індекс CAPE та методи його розрахунку.....	43
3 Вплив структури поля температури і вологості на формування конвекції.....	46
3.1 Характеристика вихідних даних.....	46
3.2 Часові та локальні зміни індексів нестійкості та їх кореляційний зв'язок при формуванні конвективних явищ.....	47
Висновки.....	52
Перелік посилань.....	53
Додатки.....	56

ВСТУП

Прогноз конвективних явищ, які у переважній більшості є небезпечними для авіації і народного господарства явищами погоди, завжди привертав особливу увагу дослідників. Це зумовлено, насамперед, тим, що з ними пов'язані найбільші збитки, які зумовлюються погодними умовами.

Під конвективними явищами розуміється хмарність купчастих форм, грози, зливи, шквали, смерчі тощо.

У практиці прогнозування конвективних явищ розроблено багато параметрів (індексів), які дозволяють кількісно описати імовірність виникнення конвективних явищ. Основна проблема, яка виникає під час застосування цих індексів є в тому, що кількісна оцінка імовірності виникнення конвективних явищ проводиться у межах критеріальних значень, отриманих авторами на основі обробки статистичних даних певного регіону. Охопити їх усіх досить важко, тому одним із важливих завдань для синоптика є необхідність вибрати параметри які мають найбільшу справджуваність і є найбільш ефективними для прогнозування тих чи інших конвективних явищ.

Актуальність обраної тематики обумовлена тим, конвективні явища представляють собою низку найбільш небезпечних для авіації явищ погоди. Відповідно підвищення безпеки польотів, якості метеорологічного забезпечення авіації потребує поглибленого вивчення фізичних процесів формування конвективних явищ і постійного удосконалення методик їх прогнозу.

Метою даної роботи є визначення зв'язку між часовою еволюцією енергії нестійкості та температурно-вологісними параметрами конвекції.

Завдання, що вирішувались у рамках дослідження для досягнення мети:

- формування бази випадків з наявністю грози на ст. Kuemmersbruck (10771);
- розробка розрахункового алгоритму для розрахунку температурно-вологісних індексів конвекції, з використанням прогностичних даних глобальної чисельної моделі GFS

- розрахунок індексів температурно-вологісних індексів конвекції у дні з грозою;
- побудова діаграм залежності між локальними змінами індексу конвекції *CAPE* та температурно-вологісних індексів конвекції для фактичних та прогностичних даних;
- дослідження механізму часової еволюції температурно-вологісних параметрів конвекції атмосфери у дні з грозовою діяльністю;
- розрахунок коефіцієнту кореляції між локальними змінами індексу конвекції *CAPE* та температурно-вологісними параметрами конвекції за період часу від 12 по 18 години СГЧ за фактичними та прогностичними даними та окремо за періоди від 12 по 15 і від 15 по 18 години СГЧ за прогностичними даними глобальної чисельної моделі GFS.

В якості вхідних даних для проведення дослідження використовувалися: аеросиноптичний матеріал, архів фактичної погоди, прогностичні дані глобальної чисельної моделі GFS по станції Кюммерсбрук (Німеччина).

Магістерська робота складається зі вступу, трьох розділів, висновків та списку використаних джерел, який складається з 45 позицій.

У першому розділі дипломної роботи висвітлюються загальні відомості про умови утворення конвективних вертикальних рухів.

Другий розділ висвітлює описання параметрів конвективної нестійкості атмосфери.

Третій розділ містить опис вихідних даних та результати розрахунків, які стосуються еволюції температурно-вологісних параметрів конвекції в атмосфері при утворенні конвективних явищ. Крім того, досліджується тіснота та характер зв'язку між температурно-вологісними параметрами конвекції та їх змінами в період розвитку грози.

1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО КОНВЕКТИВНІ ВЕРТИКАЛЬНІ РУХИ

Поле вертикальних рухів тепліше навколишнього середовища, до тих пір, поки теплі повітряні частинки піднімаються з прискоренням, яке називають прискоренням конвекції. Поблизу рівня вирівнювання температур, (зазвичай трохи вище нього), який називають рівнем конвекції, вертикальне переміщення повітряних частинок припиняється.

Конвективні рухи призводять до перемішування повітря в шарі, в результаті чого, в ньому встановлюється стратифікація, близька до адіабатичної. Інтенсивність конвективних рухів визначається вихідною (до розвитку конвекції) температурною стратифікацією атмосфери, ступенем «перегріву» повітряних частинок, що беруть участь у конвективних рухах, структурою повітряних течій, яка може перешкоджати або сприяти розвитку конвекції.

Найчастіше розвиток конвекції починається безпосередньо від підстильної поверхні, коли вона виникає при встановленні сухо-нестійкої або сухо-байдужої температурної стратифікації в граничному шарі. Таку конвекцію зазвичай називають термічною.

Зустрічаються випадки, коли шар з нестійкою температурною стратифікацією знаходиться на деякій висоті від підстильної поверхні. Тоді розвиток конвекції починається з нижньої межі цього шару. При цьому розрізняють вільну конвекцію, яка виникає при сухо-нестійкої температурної стратифікації шару, і вимушену конвекцію, що виникає при його волого-нестійкої стратифікації. Вимушена конвекція виникає в умовах попереднього підняття ненасиченого водяною парою шару повітря в системі впорядкованих вертикальних рухів, що забезпечує досягнення рівня конденсації і встановлення волого-нестійкої або волого-байдужої стратифікації в цьому шарі.

Конвективні рухи з розмірами і часом існування поблизу нижньої межі діапазону їх існування, які умовно можна назвати дрібномасштабними конвективними рухами, розвиваються під волого-нестійкими стратифікованими шарами невеликої товщини [1].

У цьому випадку розміри конвективних осередків, які можна оцінити за параметрами купчастих хмар при хорошій погоді або при відсутності хмар за даними вимірів неоднорідностей поля вологості за допомогою радіолокаторів, зазвичай складають кілька сотень метрів.

При товщині шару з волого-нестійкою стратифікацією, що дорівнює 1–2 км, горизонтальні розміри конвективних осередків зростають, і вони утворюють системи, що складаються з окремих областей з висхідними і низхідними конвективними рухами [11].

1.1 Фізичні умови утворення конвективних явищ

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, а в другому – вимушена [15].

Основними причинами формування термічної вільної конвекції в граничному шарі атмосфери є нерівномірний прогрів підстильної поверхні і нестійка вертикальна стратифікація атмосфери. У цьому випадку перегрітий об'єм повітря починає підніматися від вихідного рівня, його температура падає з висотою повільніше, ніж навколишнього повітря, і він виявляється тепліше і легше щодо 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: $\gamma > \gamma_{ва}$ [16].

Розвиток термічної конвекції може починатися як від поверхні землі, так і з деякого рівня на деякій висоті. В останньому випадку нижче деякої висоти розташовується стійкий шар, а вище - нестійка стратифікована атмосфера.

Вимушена конвекція переважно спостерігається в зоні атмосферних фронтів і на навітряних схилах височин. Вона виникає тоді, коли в нижніх шарах атмосфери спостерігається стійка стратифікація, а вище рівня конденсації – волого-нестійка. Повітря в цьому випадку спочатку піднімається за рахунок впорядкованих вертикальних рухів або за рахунок

натікання потоку на височину, а вище рівня конденсації воно піднімається за рахунок виділення теплоти конденсації, тобто під впливом термічних причин [5].

Конвекція на атмосферних фронтах може розвиватися одночасно з шарувато-дощовою хмарністю і облоговими опадами. Гряди конвективних хмар в таких випадках бувають приховані від наземного спостерігача, але добре видно на супутникових знімках і виявляються радіолокаційними спостереженнями. Такий тип конвекції має назву затоплена.

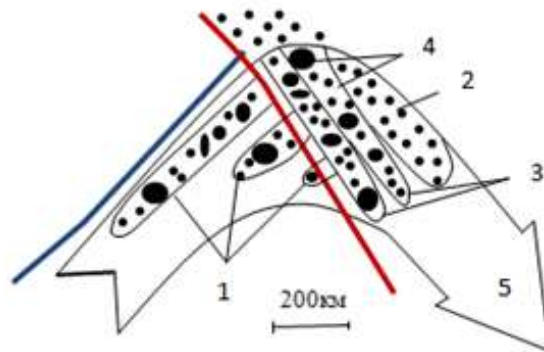


Рис 1.1 – Мезомасштабна структура поля опадів і повітряних потоків у циклоні: 1 – конвективні смуги в теплому секторі; 2 – область однорідних опадів, пов'язаних з теплим фронтом; 3 – конвективні смуги, пов'язані з теплим фронтом; 4 – зливові опади; 5 – смуга, що несе зону опадів [2].

Численні дослідження умов виникнення затопленої конвекції у фронтальних хмарних системах показали, що всередині фронтальних систем хмар і опадів часто спостерігається осередкована, смугова, або спільна форма мезоструктури. У циклоні поблизу фронтальних розділів просторове розташування мезонеоднорідностей в полях хмар і опадів носить регулярний характер. Згідно зі схемою Браунінга і Харролда (рис. 1.1) мезомасштабні зони опадів мають вид довгих смуг, ширина яких до 100 км. У теплому секторі такі смуги витягнуті уздовж холодного фронту, а перед теплим фронтом – уздовж фронтального розділу [2].

Такий напрямок смуг обумовлено наявністю в південній частині циклону квазістаціонарного потоку теплого вологого повітря (рис. 1.1). Цей

потік називається теплою несучою смугою. Структура такої смуги залежить від стадії розвитку циклону і характеристик зовнішніх мас, з яких він складається. Тепла, але недостатньо зволожена повітряна маса не призводить до формування мезомасштабних смуг в полях хмарності і опадів.

Як було зазначено вище, найбільшу небезпеку для авіації являють купчасто-дощові хмари. За даними про структуру купчасто-дощові хмари поділяють на три типи: одночарункові, багаточарункові і суперчарункові [9].

Одночарункові хмари Cb розвиваються при слабкому вітрі у поверхні землі в малоградієнтному баричному полі. Розвиток даного типу хмарності добре описується схемою Байєрса і Брейама (рис. 1.2). У процесі свого розвитку вони проходять три стадії: купчастої хмари, зрілості і розпаду. Їх діаметр рідко перевищує 5-10 км, а тривалість їх життя становить 30-45 хв [7].

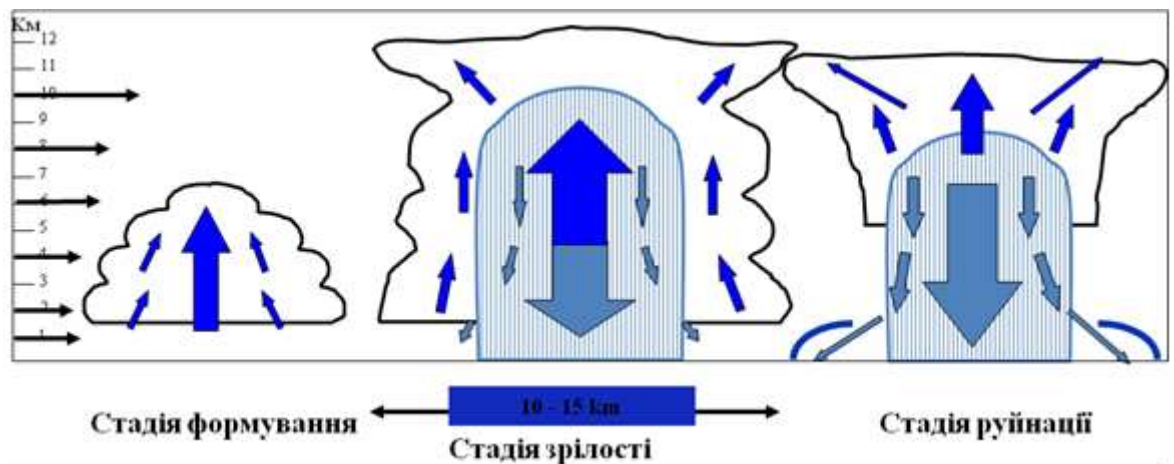


Рис 1.2 – Еволюція одночарункової купчасто-дощової хмари.

Найчастіше це дощові хмари, але над півднем України на частку таких хмар припадає 20-30% випадків випадання граду. Якщо одночарункові хмари досягають грозової або градової фази, то внаслідок низхідних потоків, викликаних випаданням опадів, вони швидко руйнуються. Одночарункові хмари в більшості випадків є початковою стадією в процесі формування багаточарункових хмар [14].

Багаточарункові (мультичарункові) купчасто-дощові хмари (рис. 1.3) складаються одночасно з декількох комірок, при цьому кожна комірка у фіксований момент часу знаходиться на різних стадіях свого розвитку. У

початковий момент часу хмара складається з чотирьох чарунок (чарунки пронумеровані цифрами).

Багаточарункові хмари *Cb* складають до 30% всіх градових осередків, з ними пов'язані також сильні зливи, грози та шквали.

Суперчарункові купчасто-дощові хмари є найбільш потужними і довгоживучими (до 4 год). З ними пов'язані найбільш інтенсивні грози і катастрофічний град [1].

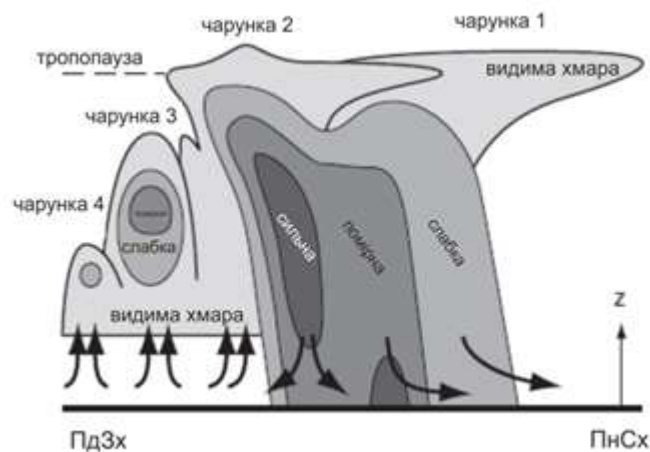


Рис. 1.3 – Схематичне зображення багаточарункової купчасто-дощової хмари. чарунка 1 – є старою чарункою у стадії дисипації; чарунка 2 – знаходиться у фазі зрілості; чарунка 3 – у стадії купчастої хмари; чарунка 4 – є наймолодшою і найменшою, знаходиться у стадії купчастої хмари. Заштриховані області вказують, де могли б спостерігатися хмари і зливи. Середнє, сильне і дуже сильне затемнення показує слабку, помірну і сильну радарну луку всередині хмар, яка, зазвичай, відповідає слабким, помірним і сильним опадам. Стрілки вказують вітер на нижніх рівнях.

Суперчарунки розвиваються на холодних фронтах і холодних фронтах оклюзії при сильній нестійкості і великих зсувах вітру при слабкому його обертанні з висотою. Вони складаються з однієї квазістаціонарної чарунки, діаметр якої може перевищувати 10-15 км, а висота становить 12-16 км [3]. З правого боку такої чарунки (по струму) розташовується зона потужного висхідного потоку, в якій швидкості потоків можуть досягати 50 м/с (рис. 1.5), в тилівій частині в зоні інтенсивних опадів формується низхідний потік зі швидкістю до 20 м/с і більше. Ці дві зони розділяє різко виражений

холодний мезофронт (лінія шквалів), після проходження якого тиск і вологість повітря збільшуються, а температура різко падає.

Будова і умови розвитку грозових хмар мають складну структуру, швидкозмінливу по мірі еволюції хмари. Модель статичної грозової хмари в стадії зрілості була запропонована І.М. Ім'янітовим і представлена на рисунку 1.5.

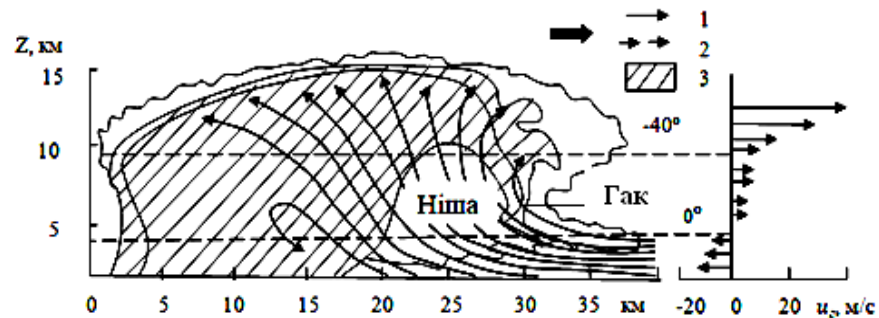


Рис 1.4 – Вертикальний розріз потужної суперчарункової хмари в напрямку переміщення *Cb*: 1 – лінія струму; 2 – траєкторія градин; 3 – область найбільш інтенсивного радіоеха.

Відповідно до цієї моделі на стадії зрілості в грозовій купчасто-дощовій хмарі можна виділити чотири добре виражених заряди. Накопичення цих зарядів в конвективних хмарах в основному відбувається в період переходу від стадії *Cucong* до *Cb* (*Cucong* → *Cb*) і в стадії розвитку *Cb* [2].

Найбільш висока кореляція електричних параметрів хмар спостерігається з наступними метеорологічними характеристиками:

- розміри часток опадів;
- потужність хмари спільно з водністю і ступенем зледеніння хмари;
- розвиток вершини хмари вище ізотерми $-20...-25^{\circ}\text{C}$.

Для виникнення значних струмів зарядження необхідна велика інтенсивність опадів, що пов'язано з великою водністю хмар і їх вертикальним розвитком. Ступінь кореляції між інтенсивністю опадів і грозовою активністю середня. Це пов'язано з тим, що у випадку малих електричних втрат грозові явища виникають і при слабких опадах, а в разі великих втрат вони не виникають навіть при інтенсивних зливах [12].

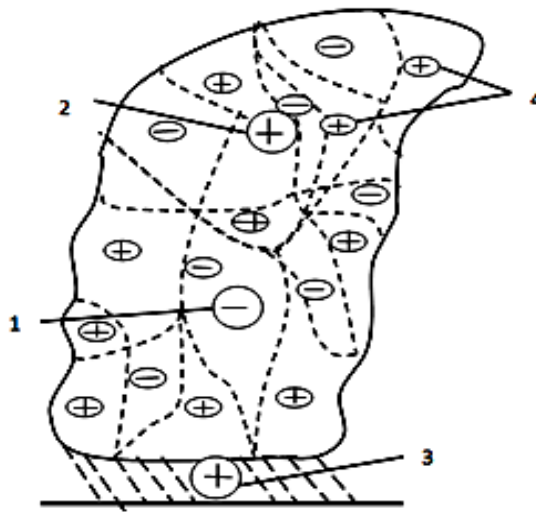


Рис. 1.5 – Статична модель грозової хмари у стадії зрілості: 1 – основний електричний заряд хмари; 2 – заряд, що виникає під впливом електропровідності атмосфери; 3 – заряд опадів; 4 – заряд електричних неоднорідностей хмари.

1.2 Аеросиноптичні умови формування конвективної хмарності

Фізичні умови розвитку конвекції і пов'язані з нею явища погоди обумовлені в першу чергу аеросиноптичними умовами. У залежності від характеру синоптичного положення конвективної хмарності, зливи і грози поділяються на внутрішньомасові і фронтальні.

Найбільш сприятливими синоптичними умовами для утворення внутрішньомасових конвективних явищ є тилова частина циклону. В тилівій частині циклонів, що виходять на материк у теплу пору року, як правило, спостерігається морське арктичне (МАП) або морське помірне повітря (МПП). Дані повітряні маси спочатку, при виході на узбережжя, є стійкими. По мірі просування над теплою підстильною поверхнею холодне повітря швидко прогрівається і стає нестійким. В МАП унаслідок низьких температур і невеликого вологовмісту конвективна хмарність не одержує істотного вертикального розвитку. При достатньому його зволоженні, що в більшості випадків спостерігається у весняний період, при переміщенні над

вологою підстильною поверхнею, з *Cb* можуть випадати зливові опади (рис. 1.6).

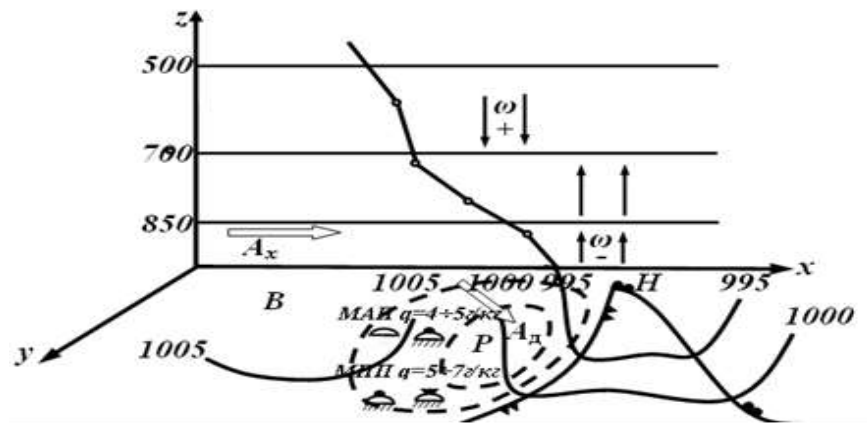


Рис 1.6 – Тилова частина циклону

У МПШ температура повітря є вищою, а вологовміст більшим, тому для даної повітряної маси характерним є утворення потужно-купчастих і купчасто-дощових хмар, а при просуванні в південні широти його нестійкість зростає і в даному повітрі можуть спостерігатися грози. Необхідно відзначити, що розвитку купчастої і купчасто-дощової хмарності в даній синоптичній ситуації часто перешкоджають низхідні впорядковані рухи в середніх шарах тропосфери, які призводять до формування інверсійних шарів або шарів із сповільненим падінням температури. Дані шари є верхньою межею конвективної хмарності і перешкоджають розвитку хмарності по вертикалі, що в більшості випадків виключає можливість випадання сильних злив і гроз [10].

Депресії, що заповнюються. Це малорухливі циклони, що вже значно заповнилися в нижніх шарах, але добре виражені в середній і верхній тропосфері [5].

Циклон заповнюється настільки, що з'являються розриви в хмарності, у ранкові часи спостерігається малохмарна погода. Це призводить до швидкого прогрівання повітря. Оскільки верхні шари повітря підготовлені для розвитку конвекції (на карті, депресії, що заповнюється біля поверхні землі відповідає осередок холоду, в цілому вертикальні градієнти температури на висотах вищі за вологоадіабатичні), то відбувається інтенсивний розвиток *Cb*. В той

самий час в результаті випадання дощів в попередні дні поверхня ґрунту в області депресії є сильно зволоженою, що стає джерелом безперервного зволоження атмосфери. Високі значення масової долі водяної пари спостерігаються як біля поверхні землі ($7-12 \text{ г}\cdot\text{кг}^{-1}$), так і на висотах (на поверхні 700 гПа вона досягає $3-6 \text{ г}\cdot\text{кг}^{-1}$, відносна вологість 60-80 %). Впорядковані вертикальні рухи близькі до нуля, або спостерігаються слабкі низхідні рухи.

У результаті дії перерахованих чинників настає тривалий (до 5-7 діб) період зливових дощів і гроз, що охоплюють великі території. В більшості випадків грози виникають післяполудневий час, але нерідко бувають і пізніше [7].

Тилова (західна) частина антициклонів. Характер погоди при даному синоптичному положенні може бути різним. В одних випадках спостерігається суха спекотна погода, в інших – погода зі зливами і грозами над великими територіями. Неоднаковий характер погоди пояснюється різними повітряними масами, що спостерігаються влітку в даній синоптичній ситуації. Якщо по західній периферії антициклону відбувається винесення з південних районів морського тропічного повітря (МТП), то, як правило, влітку над материком це тепла нестійка повітряна маса. Слід зазначити, що даний тип повітряної маси також є характерним і для теплого сектора циклону, де може спостерігатися розвиток *Cb*, злив і гроз.

Найважливішими чинниками, що сприяють формуванню нестійкої стратифікації і виникненню купчасто-дощової хмарності, злив і гроз, є зростання вологості повітря як біля землі ($T_d > 10^\circ\text{C}$), так і на висотах (відносна вологість 70-80% або $D \leq 3-5^\circ\text{C}$) і зменшення адвекції теплого повітря з висотою (рис. 1.7) [6].

Інтенсивний розвиток злив і гроз на західній периферії антициклону спостерігається тільки за умови співпадіння термічного гребеня з язиком вологого повітря. Найбільш ймовірним для виникнення злив і гроз є період 14 -18 год місцевого часу при максимумі температури біля землі вищому за 25°C , але за цих умов нерідко спостерігаються і нічні грози. Усунення нестійкого стану при даному синоптичному положенні обумовлюється адвекцією сухого повітря, що має масову долю водяної пари біля поверхні землі нижче $7 \text{ г}\cdot\text{кг}^{-1}$, тобто $T_d < 10^\circ\text{C}$. Низхідні рухи в зменшенні нестійкого

стану мають невеликий вплив. Аналіз спостережень показує, що зливи можливі і при низхідних рухах 60-70 гПа/12 год [7].

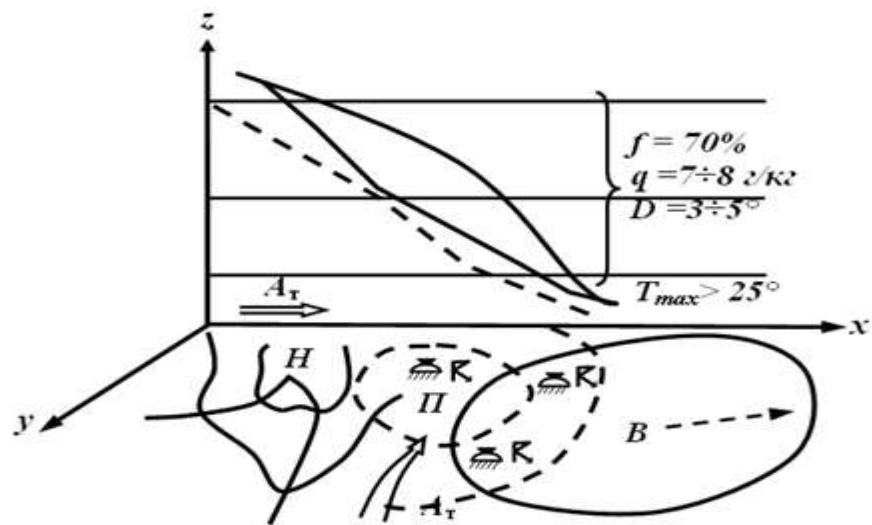


Рис 1.7 – Західна периферія антициклону

Антициклони на стадії затухання. В антициклонах на стадії затухання у більшості випадків розподіл злив і гроз носить опосередкований характер. Лише іноді створюються умови, сприятливі для інтенсивного розвитку конвективних опадів і гроз. Особливістю затухаючих літніх антициклонів є дуже високі температури біля земної поверхні, що досягають у денні часи 30°C. Тому головним чинником, що призводить до розвитку конвективних явищ, є значне збільшення вологості біля поверхні землі за рахунок випаровування з підстильної поверхні (найчастіше з боліт, озер, лісових масивів). Для утворення С_б необхідна наявність високих значень точки роси біля поверхні землі – не нижче 14 -16°C (рис. 1.8).

Стратифікація T і T_d на висотах в затухаючих антициклонах характеризується великими дефіцитами точки роси, а впорядковані вертикальні рухи, як низхідні, так і висхідні, малі по величині (від + 50 до - 30 гПа/12 год) і не впливають істотно на їх зміни. Проте при висхідних вертикальних рухах більш вірогідні зливи з грозами (близько 30% випадків), а при низхідних – сухі грози [7].

Фронтальні купчасто-дощові хмари зазвичай являють собою гряди, зосереджені уздовж лінії фронту, і, як правило, є більш потужними, ніж

внутрішньомасові. Фронтальні зливи і грози переважно пов'язані з холодними фронтами і фронтами оклюзії по типу холодного. На теплих фронтах і фронтах оклюзії по типу теплового зливи і грози спостерігаються значно рідше, що зумовлено різними умовами формування конвекції в зоні теплих і холодних фронтів [13].

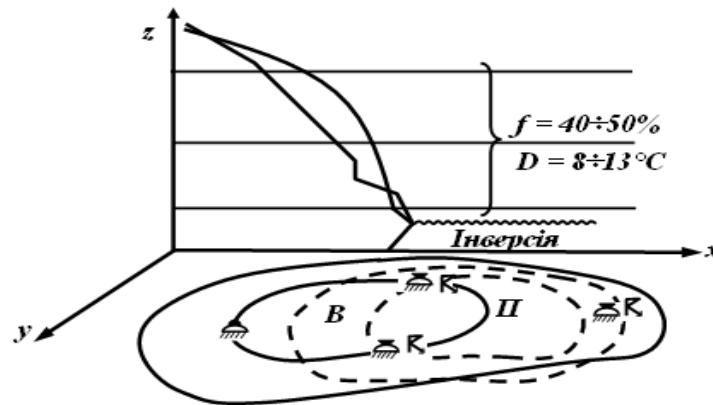


Рис 1.8 – Антициклони на стадії затухання

Загальними метеорологічними умовами, при яких утворюються зливові опади, є: велика вологість повітря ($> 7\%$) в приземному шарі та на висотах, невеликі значення дефіциту точки роси (не більше $3-5^{\circ}\text{C}$), значні вертикальні градієнти температури, що перевищують вологоадіабатичний градієнт, відсутність затримуючих шарів (інверсії та ізотермії), адвекція холоду на висотах, перевищення потужності купчасто-дошових хмар відмітки 2 км тощо. Ці умови частіше за все відповідають зонам збіжності повітряних мас при циклонічній кривизні ізобар (фронтальні зливи) і малоградієнтним полям з достатнім прогрівом і вологістю (внутрішньомасові зливи). Повторюваність злив, як і всіх конвективних явищ, зростає в горах. Зливи можуть спостерігатися і в зонах низхідних рухів, якщо під дією місцевих умов розвиваються окремі відкриті конвективні осередки. Формуванню інтенсивної конвекції і випадінню злизових опадів сприяє неоднорідний характер підстильної поверхні та швидкий прогрів ґрунту. В літній період зливи часто випадають над великими, добре прогрітими водоймами [13].

1.3 Загальні відомості про грози

У 1946 році у штаті Флорида США був розпочатий так званий «Грозовий проект», який очолювали вчені Горац Байєрс та Роско Брахам. Вони визначили всі характеристики гроз: низхідний і висхідний потік повітря, відтік повітря, приплив повітря, такими способами як аеровізуальні спостереження, радіолокаційні спостереження, спостереженнями за поверхнею. Ці характеристики були опубліковані в 1949 році. Вчені також встановили той факт, що гроза є результатом швидкого підняття вологого повітря через товсті шари тропосфери. Цей висхідний рух виникає, коли деякий уявний потік повітря є теплішим за повітря, що його оточує. При відсутності достатньої кількості вологи у повітрі, воно піднімається у вигляді терміків без утворення конвективної хмарності. Однак, якщо в повітрі, що підіймається присутня достатня кількість вологи, плавуче повітря виявляється візуальною появою купчастої або купчасто-дошової хмари.

Плавучість повітряної частинки – це конвекція, яка в метеорологічному контексті відноситься до вертикального переміщення теплого повітря. Погода, яка виникає внаслідок конвекції, називається конвективною погодою. До конвективної погоди відносяться не лише грози, а і зливові дощі, шквали вітру, урагани та пилові бурі [18].

1.4 Основні чинники утворення грози

На початку виникнення конвективного явища з'являється висхідний потік повітря, який з висотою охолоджується. У багатьох випадках значення температури зменшується до значення температури точки роси, через це повітря насичується і конденсується на висоті нижче 1500 м над поверхнею землі. Цей процес триває до моменту повного насичення, після чого формується видима хмара.

Купчасті хмари «хорошої погоди» спостерігаються при слабкому висхідному русі повітря, при якому перестають розвиватися. Однак, коли

висхідні рухи потужніші, вони можуть піднятися аж до стратосфери, де досягають повного насичення, яке припиняє їх вертикальний рух, і тоді вони змушені поширюватися горизонтально і утворювати хмару в формі ковадла. Тим часом цей підйом може продовжувати житись припливом повітря знизу, що утворює грозу.

У межах середнього рівня купчасто-дощової хмари відбувається зіткнення крапель та крижаних кристалів, що спричиняє їх швидкому збільшенню. Тому не тільки утворюються хмари, але й масово починають з'являтися великі краплі дощу та частинки льоду. Багато з цих крапель і кристалів випаровуються в середній і верхній частинах купчасто-дощової хмари, утворюючи крапельку охолодженого, щільного повітря, яке швидко починає просідати, що називається низхідним рухом. Після чого можуть спостерігатися опади, пониження температури повітря та підвищення атмосферного тиску. Коли низхідні рухи досягають землі відбувається відтік холодного повітря [1].

1.5 Складові грози

У 1943 році синоптики Альберт Шоуолтер та Джо Фулкс опублікували перший список складових, необхідних для сильної грози. До них віднесли: горизонтальний зсув, конвергенцію, нестійке повітря, широтний зсув вітру та розвиток місцевих хвиль. Список було уточнено Ернестом Фобушем та Л.Г. Старретом в 1953 році, потім у 1987 році Чарльзом Досвеллом ці всі складові об'єднали у нестійкість, вологість і підйом. До яких потім додали ще одну складову – зсув.

Нестійкість. Температура насиченого повітря, що підіймається, на всіх рівнях є теплішою за температуру оточуючого його повітря, причому з висотою різниця цих температур збільшується. Отже, у відношенні до насиченого повітря стратифікація атмосфери є нестійкою (волого нестійка), або це буде нестійкою рівновагою насиченого повітря. Як наслідок, це дуже сприятливі умови для розвитку конвекції. Чим більше вертикальний градієнт температури перевищує адіабатичні градієнти, тим сильніше розвивається

конвекція. Вертикальну рівновагу повітря краще прослідкувати за допомогою аерологічної діаграми.

Вологість. Тепло атмосферної частинки складається не лише з температури повітря, також воно може містити приховане тепло, при якому частинка стає ще теплішою і підвищується її плавучість. Наявність цього виду тепла є надзвичайно важливим при виникненні грозової активності.

Кількість прихованого тепла частинки визначається кількістю водяної пари, яку вона містить. Це можна визначити за допомогою температури точки роси. Крім того, виділення цього прихованого тепла не може тривати до тих пір, поки частинка не охолоне до температури точки роси і досягне стану насичення. Вологість частинки збільшується поступово, оскільки вона підвищується через адіабатичне охолодження, але при дуже низькій відносній вологості (наприклад, у пустелях і в найспекотніші літні дні), частинка може утворитися на великій висоті, де почне виділяти приховане тепло в результаті якого виникають хмари верхнього ярусу.

Підйом. При нестійкості атмосфери для того, щоб частинка почала рухатись потрібен якийсь підйом. У деяких випадках, особливо на Великих рівнинах, для стійкості атмосфери частинка повинна перевищувати середньотропосферну інверсію значної товщини. Для початку підйому потрібна конвергенція низького рівня, дивергенція верхнього рівня, висхідний рух.

Зсув. При наявності струминної течії, що проходить над певною територією, частинки опадів переносяться вниз і випадають з купчасто-дошових хмар за багато миль від висхідного потоку. При цьому продовжуються висхідні рухи і шторм може існувати тривалий час.

Найпростішим способом визначення можливого зсуву, є виявлення сильних вітрів на верхніх рівнях на АД. Вітри на висоті 500 гПа зі швидкістю від 40 до 50 км/год вважаються сприятливими для шторму. Якщо вітер біля поверхні землі такий самий як і на висоті зсув не спостерігатиметься.

Також існує масовий зсув, який ще називають зсувом в шарі 0-6 км. Це різниця векторів вітру між підстильною поверхнею і на висоті 6 км. Значення повинно бути обчислене за допомогою векторної математики, діаграми годографа або комп'ютерної програми. Вітер зі швидкістю понад 40 км/год вважається найсприятливішим для виникнення шторму.

Однією з найбільш широко відомих особливостей при висхідних рухах, є короткі хвилі, які можуть спостерігатися на картах АТ–500. Висхідний рух зазвичай відбувається в улоговині циклону [6].

1.6 Параметри конвекції

Параметри, що впливають на розвиток конвекції:

1. Стратифікація атмосфери характеризує енергію нестійкості атмосфери. Збільшення енергії нестійкості призводить до зростання висхідних конвективних потоків. Як правило, в якості характеристики енергії нестійкості автори прогностичних способів використовують:

- а) нахил кривої стратифікації (і т. д.);
- б) суму відхилень кривої стану від кривої стратифікації на n рівнях, або середнє значення даних відхилень;
- в) значення відхилень кривої стану від кривої стратифікації на рівнях, віддалених від рівня конденсації на 200, 300 і 400 гПа;
- г) значення відхилень кривої стану від кривої стратифікації на різних рівнях 700, 600 і 500 гПа;
- д) значення відхилень кривої стану від кривої стратифікації на рівнях з температурою $-10, -20^{\circ}\text{C}$.

2. Вологовміст атмосфери. Зазвичай в якості предикторів використовують різні характеристики вологовмісту у нижній половині тропосфери:

- а) дефіцити точки роси на рівнях 700, 600, 500 гПа;
- б) дефіцити точки роси на рівнях з температурою $0, -5, -10, -20^{\circ}\text{C}$;
- в) деякі суми цих дефіцитів;
- г) точки роси на рівнях 850 і 700 гПа і на рівні конденсації.

Ці параметри визначають запаси енергії грозової хмари, так як одним з основних джерел енергії купчасто-дощової хмари є вивільнена прихована теплота конденсації і кристалізації. Крім того, характеристики вологовмісту сильно корелюють з інтенсивністю опадів, що випадають, які, в свою чергу, визначають один з основних електричних зарядів Сб.

3. Вертикальна протяжність конвективних хмар, за даними Б.Е. Пескова, Н.С. Лебедевої, володіє дуже високою інформативністю в способах прогнозу злив і гроз. Як було зазначено, цей параметр в поєднанні з водністю і ступенем обледеніння вершин має високу кореляцію з концентрацією заряджених частинок. Вважається, що грози розвиваються в тих випадках, коли вертикальна протяжність хмари становить більше 4 км. Пояснюється цей факт тим, що області, в яких створюються і розділяються електричні заряди, займають в купчасто-дощових хмарах об'єм, обмежений знизу ізотермою -5°C і зверху ізотермою -40°C . Очевидно, що вертикальна протяжність хмари залежить від стратифікації.

4. Температура повітря на рівні конвекції, висота верхньої межі конвекції, потужність хмари в зоні негативних температур характеризують фазовий стан верхньої частини конвективних хмар, яке, в свою чергу, визначає розподіл електричних зарядів (максимальні різниці потенціалів спостерігаються між водяними і крижаними частинами хмари).

5. Лапласіан приземного тиску – один з синоптичних параметрів, що мають найбільшу інформативність. Він характеризує напрямок і інтенсивність впорядкованих вертикальних рухів в граничному шарі атмосфери, а вони, в свою чергу, стимулюють розвиток конвекції. За даними Пескова, грози не утворюються навіть при великій нестійкості, коли значення < 0 (антициклонічна кривизна приземних ізобар і, отже, низхідні вертикальні рухи), що говорить про значний вплив упорядкованих вертикальних рухів на конвекцію при нестійкому стані атмосфери. Даний параметр рекомендується використовувати з предикторами, що характеризують нестійкість.

6. Вертикальний зсув вітру. Вплив цього параметра неоднозначний. Інформативність вертикального зсуву вітру залежить від висоти його впливу на розвиваючу хмару і від синоптичної обстановки (зсув у верхній половині тропосфери майже в 3 рази більше інформативний у внутрішньомасових умовах, ніж поблизу фронтів). На розвиток конвекції позитивно впливає слабкий або помірний зсув вітру. Особливо це відноситься до зсуву в нижніх шарах тропосфери (до 1,5-3,0 км). В цьому шарі зсув вітру посилює турбулентність, що призводить до формування окремих турбулентних вихорів, які стають зародками конвективних хмар.

У верхній тропосфері при певних умовах і стадії розвитку купчасто-дощової хмари слабкий зсув вітру приводить до формування суперчарункових *Cb* [21].

Значні зрушення вітру в шарі 3-10 км перешкоджають утворенню грозових *Cb*, так як посилюють турбулентність, руйнуючи хмару (збільшуються залучення, випаровування, охолодження хмари, відбуваються знесення і знижений верхньої межі хмари).

7. Температура ефективної кристалізації – це температура, при якій утворення крижаних кристалів переважає над їх таненням і випаровуванням. Цей параметр, так само як і температура на рівні конвекції, пов'язаний з виникненням великих електричних зарядів хмари [12].

2 ПАРАМЕТРИ КОНВЕКТИВНОЇ НЕСТІЙКОСТІ АТМОСФЕРИ

2.1 Температурно-вологісні параметри конвективної нестійкості атмосфери

У практиці прогнозування конвективних явищ розроблено багато параметрів, які дозволяють кількісно описати імовірність виникнення конвективних явищ. Питання встановлення меж критеріальних значень для параметрів конвекції для тієї чи іншої території є відкритим і потребує кропіткої роботи для території України.

Індекс плавучості (Lifted Index, LI) є одним з основних критеріїв статичної стійкості атмосфери і визначається як різниця між віртуальною температурою ізобаричної поверхні 500 гПа і температурою частки повітря одиничного об'єму, що піднялася в цей шар:

$$LI = T_c(500\text{mb}) - T_p(500\text{mb}), \quad (2.1)$$

де T_c – температура повітря на рівні 500 гПа у °С;

T_p – температура деякого одиничного об'єму повітря, піднятого (вологоадіабатично) від поверхні землі (або з заданого рівня) до рівня 500 гПа. При значеннях індексу від -6°С і нижче варто очікувати розвитку конвективних НМЯ.

Індекс LI може розраховуватися для частинок повітря, що піднялися від різних ізобаричних поверхонь, і має кілька різновидів:

– LI , розрахований для частинки повітря, що піднялася від земної поверхні (Surface Based LI , $SB LI$);

– LI , розрахований для частинки повітря, що піднялася від перемішаного шару (Mixed Layer LI , $ML LI$). У тому шарі атмосфери, від якого піднімається частинка, усереднюються температура і відношення суміші. Найчастіше береться перемішаний шар товщиною 30, 45 і 90 гПа над земною поверхнею. Відношення необхідно для того, щоб виключити негативний вплив приземних температур і вологості;

– LI , розрахований для частинки повітря, що піднялася від найбільш нестійкого перемішаного шару (Most Unstable Planetary Boundary Layer LI , $MU PBL LI$). Найбільш нестійким шаром називається шар з найбільшою еквівалентно-потенційною температурою (ЕПТ). Найчастіше вибирається найбільш нестійкий перемішаний шар товщиною 30 гПа в межах від земної поверхні до висоти 180 гПа над нею [31].

Таблиця 2.1 – Значення індексу та його кількісна оцінка

LI	Кількісна оцінка
≥ 6	Дуже стійкі умови
$1 \div 6$	Стійкі умови, грози малоймовірні
$0 \div (-2)$	Трохи нестійкі, можливі грози
$-2 \div (-6)$	Нестійкі, вірогідні грози
$< (-6)$	Дуже нестійкі, сильні грози

Значення Showalter індексу розраховується за формулою 2.2.

$$SI = T_{500} - T_{p500}, \quad (2.2)$$

де, T_{500} – температура повітря на ізобаричній поверхні 500 гПа;

T_{p500} – температура частки, піднятої сухоадіабатично від рівня 850 гПа до рівня конденсації і вологоадіабатично до рівня 500 гПа у °С [17].

Таблиця 2.2 – Кількісна оцінка індексу SI

SI	Кількісна оцінка
> 0	Стійкість
$-3 \div 0$	Помірна нестійкість
$-6 \div -4$	Велика нестійкість
≤ -6	Абсолютна нестійкість

K -індекс (у радянських джерелах має назву коефіцієнта Вайтинга), який використовується для прогнозу грози і має вид:

$$KI = 2T_{850} - D_{850} - D_{700} - T_{500}, \quad (2.3)$$

де D_{850} , D_{700} – дефіцит точки роси на ізобаричних поверхнях 850 та 700 гПа відповідно.

Співвідношення між значеннями K -індексу і прогностичними висновками наведені у таблиці 2.3 [32].

Табл. 2.3 – Критеріальні значення K -індексу.

Значення K -індексу	Прогностичний висновок	Ймовірність грози, %
0 - 20	Гроза малоімовірна	0 – 20
20-25	Можлива гроза з сильним дощем або штормова погода	20 – 40
26-30		40 – 60
31-35	Високий потенціал грози з сильним дощем	60 – 80
36-40		80 – 90
> 40	Максимальний потенціал грози з сильним дощем	90 – 100

З табл. 3 видно, що збільшення значень K -індексу або його притоку зумовлює збільшення потенціалу утворення сильної зливи або грози. Оскільки індекс містить у собі значення дефіциту точки роси на поверхнях 850 та 700 гПа, то сухе повітря на цих рівнях зменшує значення K -індексу. Проте, наявність вологого повітря нижче рівня 850 гПа, нестійка стратифікація і підйом можуть спричинити утворення грози і сильної зливи.

Варто зауважити, що осередки конвекції, які спостерігаються у атмосфері з високими значеннями K -індексу, можуть дати імпульс швидкому розвитку дуже сильних злив [34, 35].

Vertical Totals ($VTOT$) індекс, який має вид

$$VT = T_{850} - T_{500}, \quad (2.4)$$

де T_{850} – температура повітря на рівні 850 гПа;

T_{500} – температура повітря на рівні 500 гПа.

Цей індекс є мірою вертикального градієнту температури для шару від верхньої межі граничного шару атмосфери до приблизно середини шару конвекції. Вважається, що різниця температур у 26°C розділяє умови, які є сприятливими або несприятливими для виникнення грози.

Cross Totals (*CTOT*) індекс, який має вид

$$CT = T_{d850} - T_{500}, \quad (2.5)$$

де T_{d850} – температура точки роси на рівні 850 гПа;

T_{500} – температура повітря на рівні 500 гПа.

Індекс *CTOT* долає недолік індексу *VTOT*, який не включає у себе характеристику вологості. Відомо, що гроза не може розвиватися у випадку відсутності вологи, навіть за наявності значних вертикальних градієнтів температури. Цей індекс зростає при збільшенні вологи у нижніх шарах атмосфери, а разом з цим і ймовірність утворення грози, яку доцільно прогнозувати, якщо значення *CTOT* перевищує 20. Сильні зливи і смерчі ймовірні у випадку, коли значення індексу перевищує 29 [28].

Співвідношення між значеннями індексу *TT* і прогностичними висновками наведені у таблиці 2.4.

Таблиця 2.4 – Критеріальні значення індексу *TT*.

<i>TT</i>	Прогностичний висновок
45 -50	Гроза ймовірна
50 - 55	Гроза (можливо сильна) дуже ймовірна
55 - 60	Висока ймовірність сильної грози

Total Totals (*TT*) індекс складається з двох компонент Vertical Totals (*VTOT*) та Cross Totals (*CTOT*) і виражається формулою 2.6.

$$TT = VT + CT$$

або

$$TT = T_{850} + T_{d850} - 2T_{500}.$$

(2.6)

Цей індекс є нерепрезентативним, якщо шар вологого повітря розташовується нижче рівня 850 гПа. Крім цього, у випадку інтенсивної інверсії конвекція може бути пригнічена, незважаючи на високі значення TT .

Варто зауважити, що осередки конвекції, які спостерігаються у атмосфері з високими значеннями K -індексу, можуть дати імпульс швидкому розвитку дуже сильних злив [37].

Формула для Thompson index:

$$TI = KI + LI, \quad (2.7)$$

Кількісна оцінка параметрів Tompson index представлена у таблиці 2.5.

Таблиця 2.5 – Кількісна оцінка Thompson index

TI	Кількісна оцінка
< 25	Без гроз
$25 \div 35$	можливі грози
$35 \div 39$	Грози, місцями сильні
>40	Сильні грози

Значення KO індексу розраховується за формулою 2.8

$$KO = \left(\frac{\theta_{e500} + \theta_{e700}}{2} \right) - \left(\frac{\theta_{e850} + \theta_{e1000}}{2} \right), \quad (2.8)$$

де θ_e – еквівалентно потенційна температура на відповідних рівнях.

Результат значення KO індексу вказані у таблиці 2.6 [10].

Таблиця 2.6 – Значення KO та їхня кількісна характеристика

KO	Кількісна оцінка
> 6	Слабка
$2 \div 6$	Помірна
< 2	Сильна

Boyden використовується для оцінки ймовірності грози. *VI* був введений в 1963 році британським метеорологом С. Дж. Бойденом, щоб легше було оцінити ймовірність грози, що виникає від фронтальних систем, що рухаються через Британські острови. Чим більше значення *VI*, тим більша ймовірність утворення грози.

Оскільки цей показник не використовує температуру або вологість біля поверхні землі, його значення не сильно впливає на тип повітряних мас (континентальні або морські повітряні маси, що виявилося неефективним у таких місцях, як Швейцарія, де тиск біля поверхні землі сильно відрізняється від тиску на рівні 1000 гПа) [33].

Значення Boyden індексу розраховується за формулою 2.9.

$$VI = (Z - 200) - T_{700}, \quad (2.9)$$

де Z – товщина шару 1000-700 гПа; T_{700} – температура 700 гПа у °С.

Індекс нестійкості Джефферсона. Модифікація індексу Реккліффа була удосконалена Джефферсоном у 1963 році. Джефферсон встановив, що індекс Реккліффа не враховує те, що нестійкість в шарі залежить не тільки від різниці температури у шарі, а і від середньої температури. Ці порогові значення коливаються між 10°C і 20°C на ПнЗх Європи під час грози влітку, змінивши значення індексу Реккліффа Джефферсон отримав порогові значення між 36°C і 29°C. Отже, Джефферсон вніс поправки в формулу Реккліффа з емпіричним дослідженням і отримав значення нестійкості індексу, яке не залежить від температури, але має таке ж саме граничне значення 30°C під час грози. Цей модифікований індекс тепер можна використовувати в більш широких областях і для всіх сезонів. Індекс нестійкості Джефферсона (*MJI*) виражається формулою:

$$MJI = 1.6\theta_{w900} - T_{500} - 0.5(T - T_d)_{700} - 8 \quad (2.10)$$

де θ_{w900} – потенційна температура вологого термометра на 900 гПа;

T_{500} – температура на 500 гПа.

Позитивні значення індексу являють собою нестійкість [24].

У 1976 році вчена Літинська визначила, що індекс Humidity схожий до К індексу і розраховується за формулою:

$$HI = (T_{850} - T_{d850}) + (T_{700} - T_{d700}) + (T_{500} - T_{d500}) \quad (2.11)$$

Граничне значення для утворення грози 30°C . Чим менші значення індексу, тим вірогідніше що утвориться гроза [22].

2.2 Індокси зсуву вітру

Зсув вітру, під яким розуміється зміна його горизонтальної швидкості або напрямку з висотою, є третьою умовою для формування грозового шторму. Він є різницею значень вітру на верхній і нижній межі шару, поділеною на товщину шару Δz . Зсув вітру має розмірність c^{-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).

Для прогнозування грози метеорологи розраховують зсуви вітру у різних шарах атмосфери, проте найбільш доцільним видається підхід, коли

зсув розраховується для шарів однакової товщини, наприклад (0-1 км, 1-2 км тощо) [36].

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

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 [34].

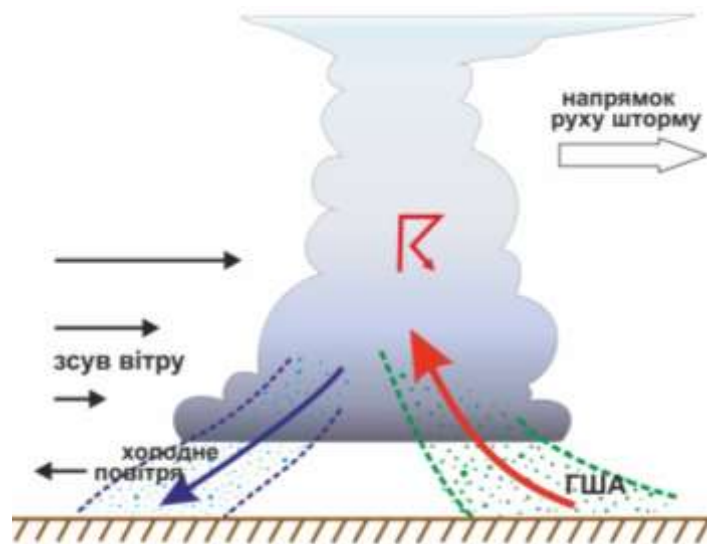


Рис. 2.1 – Ілюстрація впливу зсуву вітру на формування довготривалих грозових штормів (наприклад, суперчарунок або ліній лукоподібної луни).

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 [23].

Зсув також впливає на рух грозового шторму. Крім цього, зсув вітру може відігравати вирішальну роль у виникненні мезоциклонів і, як наслідок, торнадо, а також у посиленні мезомасштабних конвективних систем.

Як було зазначено вище, 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

$$LOSHR = V_{1km} - V_0, \quad (2.12)$$

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 6км та біля поверхні землі:

$$DLS = V_{6km} - V_0, \quad (2.13)$$

Критеріальні значення наведені у таблиці 2.7

Табл. 2.7 – Критеріальні значення індексу *DLS*.

Значення індексу <i>DLS</i> , 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.

Критеріальні значення наведені у табл. 2.8.

Табл. 2.8 – Критеріальні значення числа Річардсона.

Значення BRN	Прогностичні висновки
< 10	Розвиток грози неможливий
10-45	Є ймовірність розвитку суперчарунок
45-50	Є ймовірність розвитку супер- або мультичарунок
> 50	Є ймовірність розвитку мультичарункових гроз

$$BRN = \frac{CAPE}{0,5SHEAR^2} = \frac{CAPE}{0,5(\bar{v}_{0-6} - \bar{v}_{0-0,5})^2}, \quad (2.14)$$

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.

2.3 Індекси спіральності шторму

Вертикальні зсуви вітру зумовлюють виникнення обертальних рухів повітря з горизонтальною віссю, які висхідними і низхідними потоками трансформуються у вертикальну завихреність (рис. 2.2).

Це дозволяє прогнозувати обертання мезоциклону для будь-якого зсуву вітру у передштормовій 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:

$$SRH = \iint (V - c) \cdot (\nabla \times V) \quad (2.15)$$

де індекс SR представляє потік шторму;

c – швидкість руху шторму.

У виразі для розрахунку відносної спіральності шторму використовується відносний штормовий вітер навколишнього середовища (u' , v'), який дозволяє отримати внесок відносної горизонтальної спіральності H' :

$$H' = v_{SR} \frac{\Delta u}{\Delta z} - u_{SR} \frac{\Delta v}{\Delta z}, \quad (2.16)$$

де $u_{SR} = \frac{u_{SR_{i+1}} + u_{SR_i}}{2}$, $v_{SR} = \frac{v_{SR_{i+1}} + v_{SR_i}}{2}$ – складові відносного вектору

руху шторму, осереднені у шарі між рівнями.



Рис. 2.2 – Протилежні напрямки обертання в мезоциклоні, сформованого конвективним висхідним потоком з горизонтальною віссю обертання, яка зумовлена вертикальним зсувом вітру. Синій циліндр позначає вихрову вісь.

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

$$SRH = \sum H' \cdot \Delta z = \sum_{i=0}^{N-1} \left[(v_{SR_i} \cdot u_{SR_{i+1}}) + (u_{SR_i} \cdot v_{SR_{i+1}}) \right], \quad (2.17)$$

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.

У формулі потрібно знати штормовий рух, що легко зробити якщо шторм виникнув. 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 :

$$SRH = \sum_0^3 V_{SR} \Delta u - u_{SR} \Delta v. \quad (2.18)$$

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

Традиційно у шарі 0-3 км використовується значення $SRH > 150 \text{ м}^2/\text{с}^2$, яке сигналізує про можливість утворення торнадо. 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. Значення $SRH_{0-1\text{ км}}$ з критеріальним значенням $> 100 \text{ м}^2/\text{с}^2$ може бути більш інформативним предиктором для прогнозу виникнення торнадо.

Більш детально критеріальні значення індексу SRH представлені у таблиці 2.9:

Табл. 2.9 – Критеріальні значення індексу SRH .

Значення індексу $SRH, \text{ м}^2/\text{с}^2$	Прогностичні висновки
< 150	Слабке обертання
150-300	Ймовірна гроза з обертанням
300-450	Ймовірні суперчарунки з обертанням
≥ 450	Дуже висока ймовірність суперчарунок з обертанням

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:

$$EHI = \frac{CAPE \cdot SRH}{160}. \quad (2.19)$$

Ця комбінація є мірою статичної нестійкості та динаміки. Він використовується для оцінки ризику торнадо за такими критеріальними значеннями (таблиця 2.10).

Табл. 2.10 – Критеріальні значення індексу *EHI*.

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

Імовірність торнадо існує і з малим значенням *EHI* через невисокі значення *CAPE*. Крім цього, дані радіозондування не завжди є репрезентативними через високу просторову мінливість спіральності.

Для визначення напрямку руху шторму, а також його можливої еволюції доцільно використовувати годографи вітру. Годограф – це векторна діаграма, яка представляє геометричне місце точок кінця змінного вектору у системі полярних координат. Тобто годографом радіус-вектору рухомої точки і буде сама траєкторія цієї точки, а годографом швидкості буде деяка лінія.

Кривина лінії годографу – це ідентифікатор спіральності шторму, яка має важливе значення у прогнозуванні конвективних явищ. Чим більшою є площа, охоплена годографом у шарі 0-1 або 0-3 км, тим більшою є відносна спіральність шторму. Вигнуті годографи є ознакою суперчарункових штормів, що обертаються – видів, які зумовлюють найбільший градус і більшість торнадо.

Зсув напрямку і швидкості вітру – те, що зумовлює виникнення суперчарунок, а годограф при цьому є необхідним інструментом для того,

щоб зробити точніші висновки, оскільки може бути прямий годограф, навіть у разі наявності зсуву швидкості і напрямку вітру.

Суперчарункові шторми рухаються з середнім вітром у шарі 0-6 км (якщо дані обмежені, то це може бути вітер на рівні 700 мб).

Суперчарунки уповільнюються і відхиляються праворуч відповідно до свого обертання і взаємодії з зсувом вітру.

2.4 Параметри нестійкості атмосфери та методи їх розрахунку

Для визначення ступеня нестійкості атмосфери і, як наслідок можливості утворення конвективної хмарності, в даний час Всесвітніми центрами зональних прогнозів (ВЦЗП Вашингтон, Лондон) розраховуються з використанням різних чисельних прогностичних моделей які використовують різні види індексів, які характеризують можливість розвитку конвекції. Розглянемо деякі з них.

CAPE – *Convective Available Potential Energy*. Потенційна енергія конвективної нестійкості, яка безпосередньо пов'язана з вертикальною швидкістю висхідних потоків. Більш високі значення енергії нестійкості вказують на більш інтенсивну конвекцію в хмарі, тобто на більш небезпечні явища погоди [8].

Взаємне положення кривих стратифікації і стану дозволяє судити про енергію нестійкості. Область на аерологічній діаграмі з позитивною енергією нестійкості заштрихована червоним кольором. Ця область на діаграмі, між нижньою і верхньою межею конвекції, називається також конвективно-нестійким шаром — КНШ.

CAPE – це позитивна область на діаграмі між лінією вологої адіабати і кривої стану повітря від рівня вільної конвекції до рівня вирівнювання температури. *CAPE* вимірюється в Джоулях на кг повітря і розраховується за формулою:

$$CAPE = \int_{z_f}^{z_n} g \left(\frac{T_{v_{parcel}} - T_{v_{bvn}}}{T_{v_{bvn}}} \right) \quad (2.20)$$

де Z_f , Z_n – висоти відповідно вільної конвекції і рівня вирівнювання температур (нейтральна плавучість); $T_{v_{parcel}}$ – віртуальна температура певної частки повітря; $T_{v_{bmv}}$ – віртуальна температура навколишнього середовища; g – прискорення вільного падіння (9,81 м/с²).

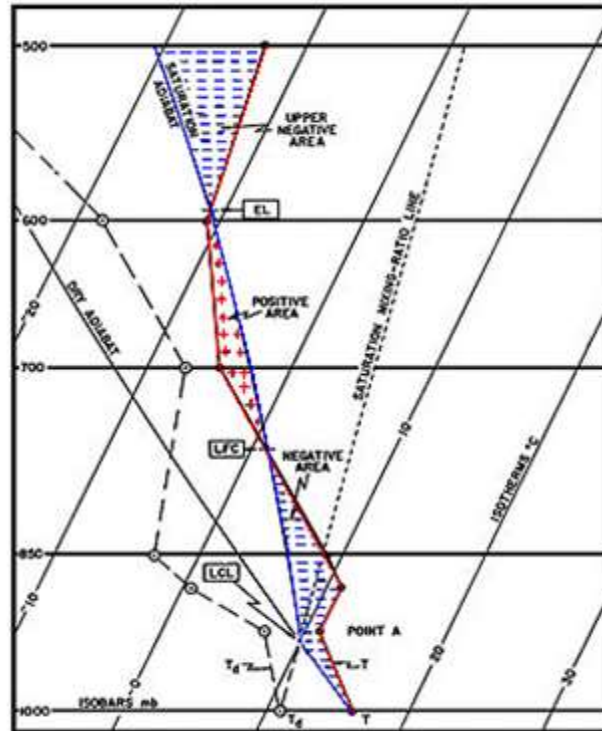


Рис. 2.3 – Приклад наявності позитивної енергії на аерологічній діаграмі [3]

На рис. 2.3 зображені запаси енергії нестійкості у вигляді областей, укладених між кривими стратифікації і стану.

Загальний запас енергії нестійкості в атмосфері $CAPE$ знаходиться як алгебраїчна сума енергій нестійкості окремих шарів E_i .

E_i – це робота, що здійснюється силою плавучості при адіабатичному підйомі одиничної маси повітря від нижньої межі шару z_0 до верхньої z_1 [20].

Коли частинка нестійка (її температура вище навколишнього середовища), вона буде продовжувати підніматися вгору, поки не досягне стійкого шару (хоча імпульс, сила тяжіння і інші сили можуть змусити частку продовжувати рухатися). Існують різноманітні типи $CAPE$: $CAPE$ низхідного потоку ($DCAPE$) – показує потенційну силу дощу і т.д.

Інтенсивність конвективних явищ та імовірну хмарність по *CAPE* наведено у таблиці 2.11

Табл. 2.11 – Кількісна оцінка *CAPE*

Значення <i>CAPE</i> , Дж / кг	Тлумачення
400-1000	Невелика нестійкість (<i>C_u</i> та <i>C_b</i> хмарність, слабкі зливові опади);
1000-2500	Помірна нестійкість (<i>C_b</i> зі зливами, грози);
2500-3500	Сильна нестійкість (грози, місцями сильні);
≥ 3500	Дуже сильна нестійкість (сильні і дуже сильні грози, смерчі).

Більш високий *CAPE* зазвичай включає в себе більш сильні шторми з високою ймовірністю великого граду і іншими погіршенням погоди. Тем не менше, треба звернути увагу, що *CAPE* зазвичай має менше значення, ніж середовище вертикального зсуву для торнадо, в той час як ймовірність великого граду збільшується з *CAPE*, враховуючи, щонайменше, помірний зсув (досить значний близько 500-1000 Дж/кг).

Факторами що впливають на *CAPE* є круті перепади температур від низького до середнього рівня, а також теплий і вологий прикордонний шар.

Чим холодніше середні рівні в порівнянні з частинкою, і чим вище ділянку відчуває висхідну плавучість (високий рівень рівноваги), тим більше *CAPE* в цілому. Однак теплі, сухі шари на низьких рівнях можуть функціонувати в якості кришки, яка не дозволяє ділянок прикордонного шару досягати рівня вільної конвекції і може запобігати розвитку штормів [4].

3. ВПЛИВ СТРУКТУРИ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРИ І ВОЛОГОСТІ 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 наближалася б 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 оперативної діяльності метеопідрозділу.

Для максимально коректного дослідження еволюції конвективних явищ залучалися дані чотирикратного температурно-вологісного радіозондування атмосфери протягом доби (05, 11, 17, 23 UTC), яке проводиться на ст. Кюммерсбрук (Німеччина) та на ст. Ідар-Оберштайн (Німеччина).

Для проведення дослідження було відібрано 20 днів, в які спостерігався розвиток потужної конвекції, що супроводжувався різними конвективними явищами (зливовий дощ, гроза, град тощо), на станціях Кюммерсбрук та Ідар-Оберштайн (теплий період 2015 - 2019 років).

В ході роботи відбір і обробка даних зондування проводилися для за допомогою програмного забезпечення RAOB. Розрахунок температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості (Total Totals index, Thompson index, Lifted index, Jefferson index та Deep convective index) та індексу Convective available potential energy (CAPE) здійснювався програмою у

автоматичному режимі, значення індексів нестійкості фіксувались без додаткових розрахунків у оригінальному вигляді.

Паралельно з аналізом ходу температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості розрахованих за даними радіозондування, в ході роботи був розроблений розрахунковий алгоритм у програмі Microsoft Excel, який дозволяє у автоматичному режимі розраховувати значення цих індексів, для будь-яких станцій за прогностичними даними глобальної чисельної моделі GFS, що відображаються у вигляді чисельних значень і графічного добового ходу величин.

3.2 Часові та локальні зміни індексів нестійкості та їх кореляційний зв'язок при формуванні конвективних явищ

Індекс *CAPE*, загалом, є досить грубим інструментом для прогнозування конвективних явищ і вказує лише на сприятливість або несприятливість умов для розвитку атмосферної конвекції. Деталізація прогнозу здійснюється з використанням параметрів конвекції, які за своїми критеріальними значеннями вказують на потенціал розвитку конвекції.

В роботі розглядався зв'язок між локальною зміною температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфер *Lifted Index* (ΔLI), *Tompson Index* (ΔTI) та *Deep Convective Index* (ΔDCI), значення яких залежить від характеристик частинки повітря, що адіабатично здіймається, та двох індексів, які не мають прямої залежності з характеристикою такої частинки – *Total Totals Index* (ΔTT) та *Jeferson Index* (ΔJI) з локальних змін енергії нестійкості $\Delta CAPE$ в період максимального розвитку конвекції з 12 по 18 СГЧ.

На рис. 3.1 представлені діаграми розсіяння локальних змін температурно-вологісних індексів нестійкості та параметру $\Delta CAPE_{18-12}$ для фактичних та прогностичних (GFS) даних. Аналіз діаграм розсіяння показав, що для фактичних даних пікові значення локальних змін енергії нестійкості (період часу з 12 по 18 СГЧ) здебільшого припадають на відрізок з 12 по 15 години СГЧ, а для аналогічних характеристик, розрахованих за даними GFS,

пікові значення локальних зміни енергії нестійкості здебільшого припадають на період близько 18 СГЧ. У той самий час локальні зміни індексів нестійкості за період з 12 по 18 СГЧ можна умовно поділити на дві групи.

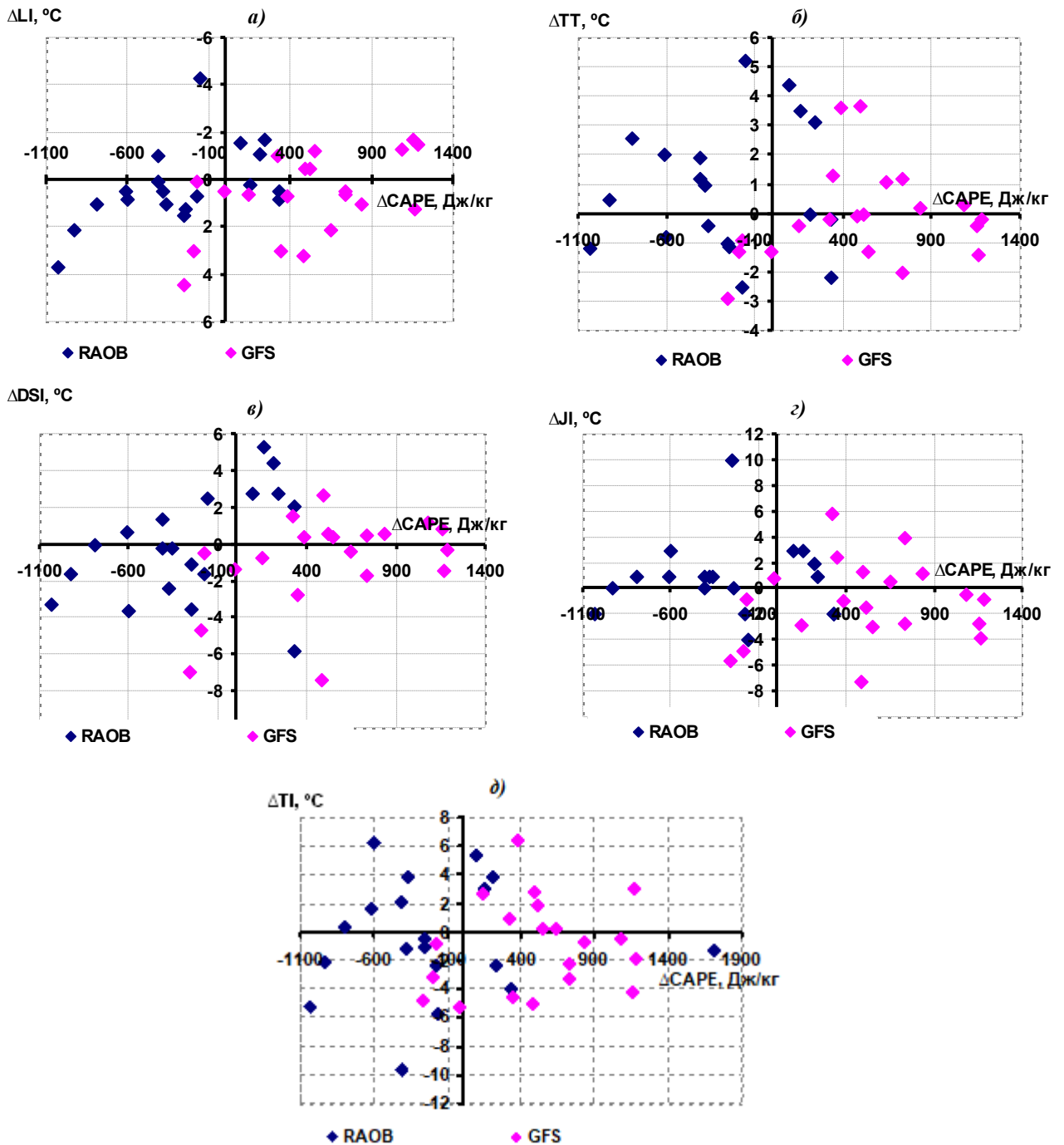


Рис. 3.1 – Діаграми зв'язку між локальними змінами температурно-вологісних індексів нестійкості та локальними змінами $\Delta CAPE_{18-12}$ для фактичних та прогностичних (GFS) даних у дні з грозою на ст. Кюммерсбург (10771): а) ΔLI ; б) ΔTT ; в) ΔDCI ; г) ΔJI ; д) ΔTI

До першої можна включити локальні зміни індексів LI , TI і DCI , їх розподіл на діаграмі виявився приблизно однаковим, що свідчить про те, що локальні зміни розраховані як за фактичними так і за прогностичними даними в часовому розподілі, відносно співпадають.

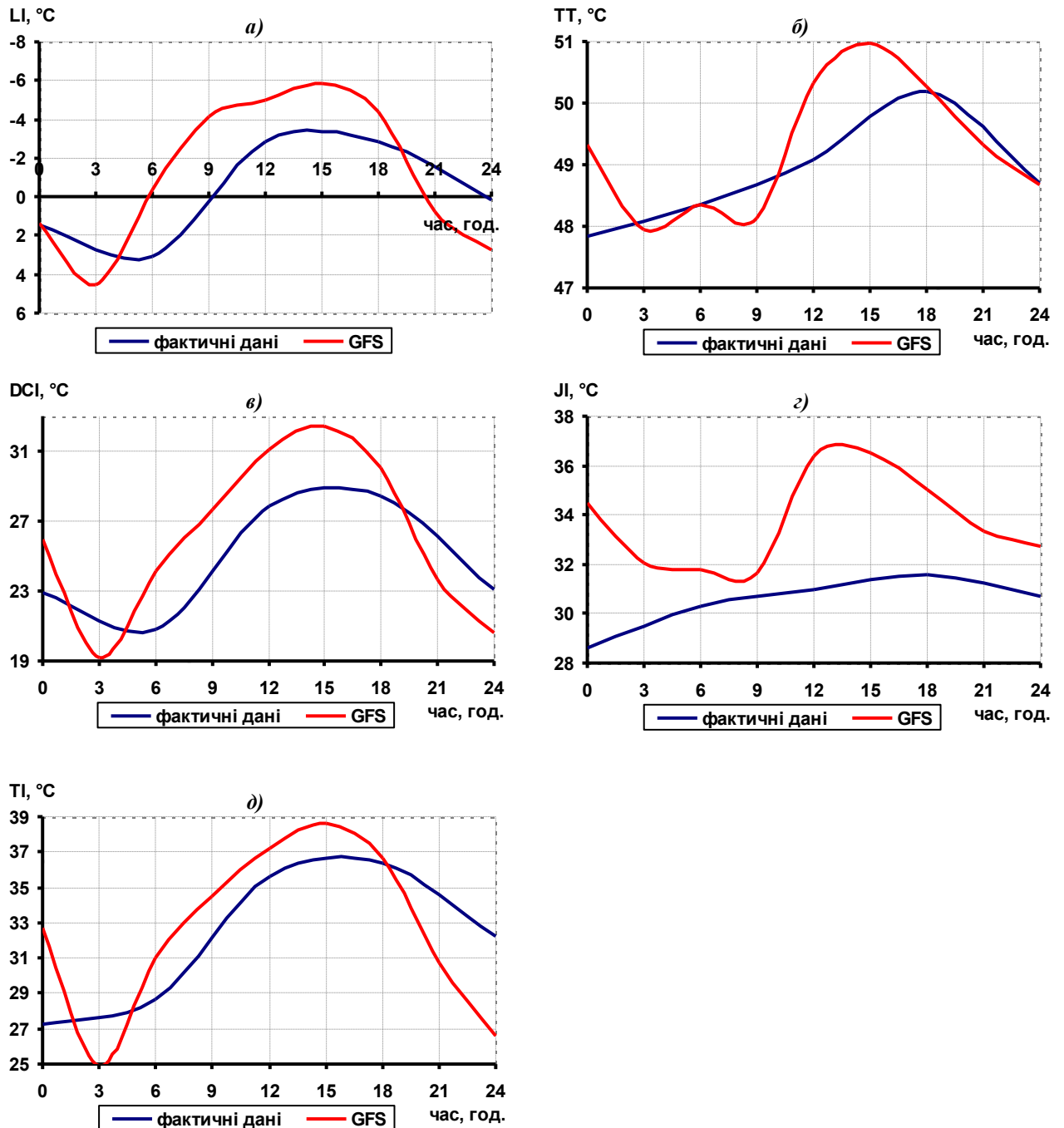


Рис. 3.2 – Часовий хід середніх значень температурно-вологісних індексів нестійкості у дні з грозою на ст. Кюммерсбург за фактичними та прогностичними даними.

Розподіл локальних змін за фактичними і прогностичними даними для параметрів TT і JI по відношенню до нульового значення є протилежним. Причому, локальні зміни індексів розраховані за фактичними даними здебільшого є додатними, що свідчить про те, що їх пікові значення припадають на відрізок часу між 15 та 18 СГЧ, і навпаки локальні зміни індексів розрахованих за прогностичними даними здебільшого мають від'ємний знак, тобто пікові значення індексів припадають на період з 12 до 15 СГЧ.

Для грубої перевірки цих стверджень на рисунку 3.2 представлені графіки часової зміни середніх значень температурно-вологісних індексів нестійкості, з яких видно, що дійсно, як стверджувалося раніше, часовий розподіл пікових значень індексів LI , DCI і TI співпадає і припадає на проміжок часу від 12 до 15 годин СГЧ. Натомість, аналіз ходу часової зміни середніх значень індексів TT і JI показав, що пікові значення цих величин розрахованих за фактичними даними в основному припадаю на період з 15 по 18 годину СГЧ, а для величин розрахованих за даними GFS на період з 12 по 15 годину СГЧ.

Окрему увагу треба звернути, на явне завищення пікових значень температурно-вологісних індексів нестійкості розрахованих за прогностичними даними по відношенню до значень розрахованих за фактичними даними. Цей факт свідчить про необхідність додаткової параметризації, для виявлення граничних значень цих індексів (розрахованих за даними GFS) для підвищення їх ефективності при подальшому використанні у якості прогностичних.

З аналізу табл.3.1, де представлені значення коефіцієнтів кореляції, розраховані за прогностичними даними, впливає, що максимальна тіснота зв'язку зі змінами енергії нестійкості спостерігається з змінами індексу ΔLI ($r = 0,74$) у період з 12 по 15 СГЧ, після чого (15-18 СГЧ) зв'язок дещо послаблюється ($r = 0,57$). Аналогічні показники характерні для ΔTI ($r = 0,71$ та $r = 0,47$ відповідно) та ΔDCI ($r = 0,76$ та $r = 0,59$ відповідно). Це цілком логічно, оскільки обидва ці індекси у якості складової містять значення індексу LI .

Інші два індекси (TT та JI) не демонструють зв'язку зі змінами енергії нестійкості ($r = 0,15$ та $r = 0,36$ для TT та $r = - 0,05$ та $r = 0,32$ для JI), що,

ймовірно, пояснюється їх залежністю від часової структури полів вологості повітря.

Табл. 3.1 – Значення коефіцієнта кореляції між параметрами конвекції та локальними змінами індексу *CAPE*, розраховані за прогностичними даними у дні з грозою на ст. Кюммерсбург (10771).

	за даними GFS			за фактичними даними
	$\Delta CAPE_{15-12}$	$\Delta CAPE_{18-15}$	$\Delta CAPE_{18-12}$	$\Delta CAPE_{18-12}$
ΔLI	0,74	0,57	0,52	0,71
ΔTT	0,16	0,36	0,19	0,14
ΔTI	0,71	0,47	0,16	0,003
ΔJI	-0,05	0,32	0,11	-0,2
ΔDCI	0,76	0,59	0,44	0,52

Аналіз цих же характеристик, розрахованих на підставі фактичних даних, показує значимість кореляційного зв'язку між локальними змінами індексу *CAPE* та індексами конвекції *LI* ($r = 0,71$) та *DCI* ($r = 0,52$). Решта індексів значимого кореляційного зв'язку з локальними змінами індексу *CAPE* не демонструють. Це вказує на їх залежність від трансформації не лише полів температури, а й полів вологості, що, певним чином, порушує структуру кореляційного зв'язку.

Таким чином, узгодженість тісноти та знаку кореляційного зв'язку як для прогностичних, так і для фактичних даних показують лише два індекси – *LI* та *DCI*, що вказує на їх функціональний зв'язок з індексом *CAPE* та доцільність спільного використання

ВИСНОВКИ

1. Локальні зміни індексу *CAPE* демонструють значимий кореляційний зв'язок з індексами, які однією зі своїх складових містять температуру частинки, що адіабатично здіймається (*LI*, *TI*, *DCI*) і розрахованими на підставі прогностичних даних.

2. Зв'язок між цими ж характеристиками, але розрахованими за фактичними даними, показує його значимість лише для двох індексів – *LI* ($r = 0,71$) та *DCI* ($r = 0,52$).

3. Значимість коефіцієнта кореляції та його однаковий знак для індексів *LI* та *DCI*, розрахованих на підставі фактичних та прогностичних вихідних даних вказує на можливість їх використання для прогнозу конвективних явищ.

4. Для решти індексів значимий кореляційний зв'язок з локальними змінами індексу *CAPE* відсутній. Їх ефективне застосування можливе за умови адаптації їх критеріальних значень з урахуванням узгодженості їх змін зі змінами характеристик полів вологості. Врахування кореляційного зв'язку з індексами, що містять характеристики частинки, що адіабатично здіймається, є недоцільним.

5. Пікові значення індексів *LI*, *TI* і *DCI* у дні з грозою, розраховані як за фактичними так і за прогностичними даними, відносно співпадають і припадають на проміжок часу між 12 та 15 СГЧ, натомість, пікові значення *TT* і *JI* індексів розрахованих за фактичними даними в основному припадають на період з 15 по 18 годину СГЧ, а для величин розрахованих за даними GFS на період з 12 по 15 годину СГЧ.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Алексеева А.А., Глушкова Н.И. Особенности развития конвективных стихийных гидрометеорологических явлений и их прогноз. – Труды ГМЦ, 2000. – Вып. 330. – С. 91 – 98.
2. Богаткин О.Г. Авіаційні прогнози погоди. БХВ. СП, 2010. – 345 с.
3. Богаткин О.Г., Еникеева В.Д. Анализ и прогноз погоды для авиации. Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 232 с.
4. Вельтищев Н.Ф., Желнин А.А. Численная модель влажной глубокой конвекции. – Труды Гидрометцентра СССР, 1981. – Вып. 219. – С. 28-37.
5. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – С. 579 - 594.
6. Волконский Ю.Н. Синоптическая метеорология и специальные прогнозы погоды. Л.: ВИКА им. А.Ф. Можайского, 1973. – 516 с.
7. Зверев А.С. Синоптическая метеорология и основы предвычисления погоды – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – С. 535 - 545.
8. Івус Г.П. Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології. Конспект лекцій. – Одеса, 2007. – 162 с.(кейп)
9. Клімат України. За редакцією Бабіченко В.М., Дячука В.А., В.М.Ліпінського. – Київ: Вид-во Раєвського, 2003. – С. 216-218.
10. Мазин И.П., Шметер С.М. Облака. Строение и физика образования. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 184 с.
11. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы: учебник для вузов – Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2000. – 129 с.
12. Назаренко А.В. Опасные явления погоды конвективного происхождения. – Воронеж, 2008. – 62 с.
13. Оболенский В.Н. Курс метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1944. – 200 с.
14. Пальмен Э., Ньютон Ч. Анализ и прогноз погоды: Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 288 с.
15. Русин И.Н., Арапов П.П. Основы метеорологии и климатологии. Курс лекций. СПб.: РГГМУ, 2008. – 199 с.

16. Семенченко Б.А. Физическая метеорология. – Москва, Аспект-Пресс, 2011. – 415 с.
17. Скирда И.А., Садковский В.И., Мозиков В.А. Авиационные прогнозы погоды. – М.: Воениздат, 1995, – С.316 - 318, 320 – 322.
18. Толмачева Н.И. Физическая метеорология. Учебное пособие. Пермь.: ПГНИУ, 2012. – 324 с.
19. Хандожко Л.А. Экономическая метеорология. Учебник. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2005, – С. 125 - 172.
20. Хромов С.П., Петросян М.А. Метеорология и климатология. Учебник. М.: Наука, 2006. – 586 с.
21. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 263 с.
22. Шметер С.М. Термодинамика и физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 289 с.
23. Andersson, T., Andersson, M., Jacobsson, C., Nilsson, S., 1989: Thermodynamic indices for forecasting thunderstorm CIN southern Sweden. Meteorol. Mag. 116, 141-146.
24. Barlow, W.R., 1993: A new index for prediction of deep convection. Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms. Amer. Meteor., St. Louis, MO, P. 129-132.
25. C.J. Boyden. A simple instability index for use as a synoptic parameter. Meteorol. 1963. Mag. 92, – P. 198 - 210.
26. Climate Change – The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change – Cambridge University Press, 2007. – 994 p.
27. Folsom, M. Developing a forecast tool for cloud-to-ground lightning in The north central and northeast United States Air Force institute of technology, 2004, – 136 p.
28. Griser Ju. Convection Parameters, 2012. – P. 7-10, 15.
29. J.A Adedokun.: On an instability index relevant to precipitation forecasting in West Africa. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol. 1982, A 31, – P. 221-230.

30. 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.
31. L.Johnson: A stability analysis of AVE–IV severe weather soundings . NASA Technical Paper, 1982. – P. 59-60.
32. Norman E. Prosser, Donald S. Foster. U. S. Weather Bureau, ESSA, Kansas City, MO (Manuscript received 16 July 1965, in revised form 10 February 1966). – Journal of applied meteorology. – P. 296-300.
33. Roland Stull. Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. The University of British Columbia Vancouver, Canada, 2015. – 942 p.
34. Romero, R. Gaya, M. and Doswell III, C.A., 2007: European climatology of severe convective storm environmental parameters: A test for significant tornado events. Atmos Res., 83. – P. 389-404.
35. Sanders C. Change separation mechanisms in cloud, Space Sci. Rev., 2008 – P. 335 - 353.
36. Stull R. Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. – Dept. of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences University of British Columbia. 2016. – 924 p.
37. T. Anderson, M. Anderson, C. Jacobsson, C. Nilson. Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. Meteorol, 1989. Mag. 116, – P. 141 - 146.
38. Vasquez T. Storm Chasing. – Handbook, 2-nd edition, 2009. – 152 p.
39. W.R. Barlow. A new index for prediction of deep convection. Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms. Amer. Meteor., St. Louis, MO, 1993. – P 129 - 132.
40. OGIMET: <https://www.ogimet.com/gsynres.phtml.en>

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА
кафедри військової підготовки
до магістерської роботи
курсанта групи МВМ-19 Руслани ЗАЗИМКО
на тему:

«Еволюція температурно-вологісних характеристик атмосфери при розвитку конвективної діяльності на станції Кюммерсбург»

1. Доповідь на студентській науковій конференції молодих вчених 17 квітня 2019 р. за темою: «Розрахунок поля вітру на прибережній частині Північно-Західного Причорномор'я» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕКУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <http://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/Tezi-studentska-konferensiya-2019.pdf> – 343-344 с.

2. Доповідь на студентській науковій конференції молодих вчених 29 травня 2020 р. за темою: «Моделювання з високим розділенням складних вітрових умов над північно-західною частиною Чорного моря» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕКУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <http://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/Materiali-XIX-konferentsiyi-molodih-vchenich-25-29-travnnya-2020.pdf> – 329-330 с.

Керівник магістерської роботи
підполковник

Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ