

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

Кафедра військової підготовки

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему:

ПРОГНОЗУВАННЯ СТРАТИФІКАЦІЇ АТМОСФЕРИ З
ВИКОРИСТАННЯМ ПРОГНОСТИЧНИХ ДАНИХ GFS

Спеціальність 103 Науки про Землю
Спеціалізація «Метеорологія»
курсанта групи МВМ-19
Анастасії МАТРОСОВОЇ

Керівник: к.геогр.н., доцент
полковник Олег ГРУШЕВСЬКИЙ
Рецензент: к.геогр.н., доцент
Аліна СЕМЕРГЕЙ-ЧУМАЧЕНКО

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 МАТРОСОВІЙ Анастасії О

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: «Прогнозування стратифікації атмосфери з використанням прогностичних даних GFS».

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

(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 та даних радіозондування атмосфери, прогностичні дані глобальної чисельної моделі GFS по Атлантико-Європейському сектору.

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

- 1) створення бази даних з випадками утворення гроз для станцій зі збільшеною частотою радіозондування атмосфери;
- 2) визначення часового масштабу еволюції енергії нестійкості атмосфери та типових значень індексів нестійкості у період формування гроз;
- 3) розробити алгоритм залучення та обробки прогностичних даних GFS для розрахунку індексу *CAPE*;
- 4) виявити тісноту та характер зв'язку між значенням індексу *CAPE* та його локальними змінами у випадках утворення гроз з використанням фактичних та прогностичних даних;

5) розробити рекомендації щодо ефективності застосування прогностичних даних

5. Перелік графічного матеріалу: графіки, таблиці, діаграми.

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	92	5
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	29.10.-22.11.20	94	5
3.	Рубіжна атестація	23.11.20	92	5
4.	Обробка вхідних даних та розрахункової частини	24.11-01.12.20	96	5
5.	Відпрацювання 3-го розділу	02-08.12.20	92	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	11.12.20		
8.	Подання роботи на рецензування	11.12.20		
9.	Подання роботи до навчальної частини	12.12.20		
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	12.12.20	93	5

Курсант _____

(підпис)

Анастасія МАТРОСОВА

(ім'я та прізвище)

Керівник роботи полковник _____

(підпис)

Олег ГРУШЕВСЬКИЙ

(ім'я та прізвище)

АНОТАЦІЯ

Магістерська кваліфікаційна робота курсанта Матросової А.О. на тему «Прогнозування стратифікації атмосфери з використанням прогностичних даних GFS».

Робота присвячена визначенню зв'язку між індексом Convective available potential energy (*CAPE*) та його локальними змінами в період розвитку конвективних явищ за фактичними та прогностичними (GFS) даними.

В ході роботи відбір і обробка даних радіозондування проводилися за допомогою програмного забезпечення RAOB. Розрахунок індексу (*CAPE*) здійснювався програмою у автоматичному режимі, значення індексу нестійкості фіксувалось без додаткових розрахунків у оригінальному вигляді.

Паралельно з аналізом індексу (*CAPE*), розрахованих за даними радіозондування, в ході роботи був розроблений алгоритм, який дозволяє у автоматичному режимі розраховувати значення цього індексу за прогностичними даними GFS для визначених вузлів регулярної сітки точок.

Актуальність даної магістерської роботи визначається спектром потенційних збитків, які зумовлюють конвективні явища. Надзвичайно широке коло споживачів, зацікавлених у завчасному надходженні інформації про такі явища як град, шквал, торнадо тощо, спонукає дослідників до пошуку нових, якомога ефективніших методів їх прогнозування.

Метою роботи є ідентифікація прогностичних ознак, які «сигналізують» про можливість виникнення глибокої конвекції.

Завдання, що вирішувались у рамках дослідження:

- формування бази випадків з наявністю грози на ст. Київ, Одеса, Львів, Кривий Ріг, Kuemmersbruck (10771);
- розрахунок індексів *CAPE* та *CIN* для різних типів адіабатичного підйому частинки у дні з грозою;
- побудова діаграм залежності між індексами *CAPE* та *CIN*;
- визначення повторюваності різних значень індексів *CAPE* та *CIN* у дні з грозовою діяльністю;

- дослідження механізму еволюції енергії нестійкості атмосфери у дні з грозовою діяльністю;
- побудова діаграм залежності між індексом *CAPE* та його локальними змінами для фактичних та прогностичних даних;
- визначення повторюваності індексу *CAPE* у дні з грозовою діяльністю за фактичними та прогностичними даними;
- розрахунок коефіцієнта кореляції між індексом *CAPE* та його локальними змінами за фактичними та прогностичними даними.

Об'єкт дослідження – атмосферна конвекція.

Предмет дослідження – еволюція енергії нестійкості атмосфери та її зв'язок з кількісними параметрами конвекції.

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 індексом конвекції *CAPE* та його локальними змінами 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 60 сторінок машинописного тексту, містить у собі 26 рис., 3 таблиці, складається з вступу, 3-х розділів, висновків, списку використаних джерел (42 позицій).

Ключові слова: атмосферна конвекція, конвективні явища, рівні конвекції, тип підйому частинки, індекси *CAPE* та *CIN*, коефіцієнт кореляції.

ABSTRACT

Master's qualifying paper of A. O. Matrosova, cadet, on the topic «GFS»

The relevance of this master's thesis is determined by the range of potential losses that cause convective phenomena. An extremely wide range of consumers interested in the early receipt of information about such phenomena as hail, squalls, tornadoes, etc., encourages researchers to seek new, as effective methods of forecasting.

The purpose and objectives of the study. The aim of the work is to identify prognostic signs that "signal" the possibility of deep convection. The purpose and objectives of the study. The aim of the work is to identify prognostic signs that "signal" the possibility of deep convection.

Tasks solved within the research to achieve the goal:

- formation of a database of cases with the presence of a thunderstorm in Kyiv, Odessa, Lviv, Kryvyi Rih, Kuemmersbruck (10771);
- calculation of CAPE and CIN indices for different types of adiabatic particle rise on thunderstorm days;
- construction of diagrams of dependence between CARE and CIN indices;
- determining the recurrence of different values of the CAPE and CIN indices on days with thunderstorm activity.
- study of the mechanism of evolution of energy of instability of the atmosphere in days with thunderstorm activity.
- construction of dependence diagrams between the CAPE index and its local changes $\Delta CAPE_{18-12}$ for actual and prognostic data;
- determination of the recurrence of the CAPE index on days with thunderstorm activity based on actual and prognostic data.
- calculation of the correlation coefficient between the CAPE index and its local changes for the terms 12 and 18 of the GMT according to actual and prognostic (15 GMT) data.

The object of study - - atmospheric convection.

The subject of research - CAPE and CIN indices, taking into account the types of particle rise - SB, ML and MU.

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

The practical significance of the results. The materials of the study will be useful for further study of convection. They can be used to predict convective phenomena, namely to improve the safety of aircraft.

Structure and scope of work. The work is set out on p. typewritten text, contains 19 figures, 2 tables, consists of an introduction, 3 sections, conclusions, a list of sources used (40 titles).

Keywords: convection, convective phenomena, convection levels, type of particle rise, CAPE and CIN indices, correlation coefficient.

ЗМІСТ

Вступ	9
1 Хмари вертикального розвитку	12
1.1 Умови утворення	12
1.2 Вологоадіабатичний та псевдоадіабатичний процеси в атмосфері	13
1.3 Структура купчасто-дощових хмар	15
2 Стандартні рівні конвекції, способи апроксимації моделі частинки, індекси <i>CAPE</i> та <i>CIN</i>	20
2.1 Стандартні рівні конвекції	20
2.2 Способи апроксимації моделі частинки	21
2.3 Індекс <i>CAPE</i> та його види (<i>SBCAPE</i> , <i>MLCAPE</i> , <i>MUCAPE</i> , <i>NCAPE</i> , <i>DCAPE</i>)	26
2.4 Рівні нульової ізотерми та замерзання	35
3 Структура індексів <i>CAPE</i> та <i>CIN</i> при формуванні конвективних явищ	37
3.1 Характеристика вихідних даних та методики розрахунків	37
3.2 Зв'язок між індексами <i>CAPE</i> і <i>CIN</i> при утворенні гроз	39
3.3 Параметризація потенціалу конвекції	44
3.4 Часові та локальні зміни індексу <i>CAPE</i> та їх кореляційний зв'язок при формуванні конвективних явищ	48
Висновки	55
Перелік посилань	57
Додатки	60

ВСТУП

Одним з видів вертикальних рухів в атмосфері є конвекція. Атмосферна конвекція в теплу пору року не лише здійснює вертикальне перенесення тепла, водяної пари і кількості руху, але і є головною причиною утворення конвективних хмар :купчастих (*Cu*), потужно купчастих (*Cu cong*) і купчасто-дощових (*Cb*).

З купчасто-дощовими хмарами пов'язані найбільш небезпечні умови для польотів. Висхідні і низхідні рухи в них можуть викликати катастрофічні перевантаження і втрату керування літальним апаратом. У верхній частині цих хмар спостерігається сильне обмерзання, в грозових *Cb* можливе ураження літальних апаратів блискавками.

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

Покращення якості прогнозів конвективних явищ і, як наслідок, мінімізація збитків, що ними зумовлюються, прямо залежить від забезпеченості оперативних метеопідрозділів спеціалізованою інформацією. Супутниковий моніторинг та радіолокаційні спостереження надають досить широкий спектр даних, які майже вичерпно описують наявні конвективні осередки (системи) та пов'язані з ними явища. Проте головним недоліком використання виключно такої інформації є невелика завчасність прогнозів, які складаються на її підставі, і, як наслідок, зменшення цінності прогнозу як інформаційного ресурсу. Якщо для деяких споживачів (наприклад, авіації) завчасність прогнозу до однієї години є прийнятною для мінімізації збитків, то проведення інформування населення, підприємств та організацій для вживання певних підготовчих заходів, потребуватиме її збільшення.

Збільшення завчасності прогнозу конвективних явищ має відбуватися з урахуванням високої просторово-часової мінливості процесів, що впливають на розвиток атмосферної конвекції. Для вирішення цієї задачі необхідно з одного боку залучення даних, часова дискретність яких максимально б наближалася до часового масштабу атмосферної конвекції, з іншого –

наявність апробованих і адаптованих процедур, методів й способів її прогнозу та явищ пов'язаних з нею.

Отже, підвищення безпеки польотів, якості метеорологічного забезпечення авіації вимагає поглибленого вивчення фізичних процесів формування конвективних явищ і постійного вдосконалення методик їх прогнозу.

Актуальність дослідження визначається спектром потенційних збитків, які зумовлюють конвективні явища. Надзвичайно широке коло споживачів, зацікавлених у завчасному надходженні інформації про такі явища як град, шквал, торнадо тощо, спонукає дослідників до пошуку нових, якомога ефективніших методів їх прогнозування

Наразі в Україні гостро стоїть питання необхідності прогнозування конвективної діяльності з урахуванням наявної інформації (переважно одноразового протягом доби радіозондування в обмеженій кількості пунктів).

Метою даної роботи є ідентифікація прогностичних ознак, які «сигналізують» про можливість виникнення глибокої конвекції.

Завдання, які вирішувалися у ході роботи, є:

- визначення залежності між індексами *CAPE* і *CIN* та повторюваності різних значень індексів *CAPE* та *CIN* у дні з грозовою діяльністю.
- дослідження механізму еволюції енергії нестійкості атмосфери у дні з грозовою діяльністю.
- побудова діаграм залежності між індексом *CAPE* та його локальними змінами за фактичними та прогностичними даними;
- визначення повторюваності індексу *CAPE* у дні з грозовою діяльністю за фактичними та прогностичними даними;
- визначення тісноти та характеру зв'язку між індексом *CAPE* та його локальними змінами в період розвитку конвективних явищ за фактичними та прогностичними (GFS) даними.

В якості вхідних даних використовувались фактичні данні RAOB (The universal RAwinsonde OBservation program Універсальна програма спостереження за радіозондом) та прогностичні дані глобальної моделі (GFS) на ст. Kuemmersbruck (Німеччина) за теплий період 2015-2019 р.

Магістерська робота складається зі вступу, трьох розділів, висновків та списку використаних джерел (42 позицій).

У першому розділі магістерської роботи висвітлюються загальні відомості про умови утворення хмар вертикального розвитку.

Другий розділ включає відомості про деякі кількісні параметри конвекції та типи адіабатичної параметризації методу частинки. Також наводяться дані про основні розширені індекси конвекції.

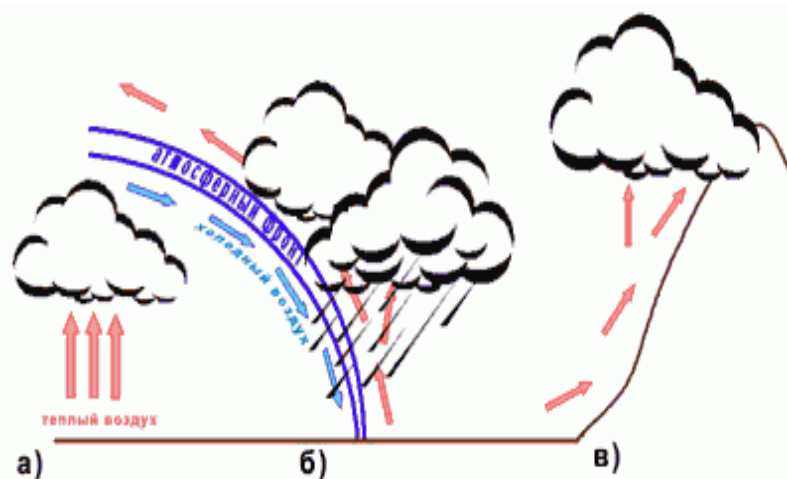
Третій розділ містить опис вихідних даних та результати розрахунків, які стосуються еволюції енергії нестійкості в атмосфері при утворенні конвективних явищ. Крім того, досліджується тіснота та характер зв'язку між самою енергією нестійкості та її змінами в період розвитку грози.

1 ХМАРИ ВЕРТИКАЛЬНОГО РОЗВИТКУ

1.1 Умови утворення

Хмари являють собою системи зважених в атмосфері хмарних елементів – водних крапель або крижаних кристалів. В 1 см^3 хмари міститься близько 200 крапель, при цьому розміри їх коливаються від 2 до 50 мкм в радіусі. Основна ж частина хмарних крапель має розміри 1 - 10 мкм.

Хмари є результатом складних і різноманітних фізичних процесів, що відбуваються в атмосфері. Найчастіше утворення хмар відбувається в результаті висхідного руху повітря. Підйом повітря може бути викликаний декількома причинами. Повітря може підніматися в результаті термічної конвекції - підйом більш теплового і легкого повітря, нагрітого від земної поверхні (рис. 1.1а), або вимушеної конвекції - тепле повітря ковзає вгору по клину холодного в зоні атмосферного фронту (рис. 1.1б). Інша причина полягає в тому, що височина, що лежить на шляху рухомого повітря, змушує його підніматися (рис. 1.1в) [6,11].



а) термічна; б) вимушена; в) орографічна

Рис. 1.1 - Види конвекції.

Це явище називається орографічним сходженням. Причиною хмароутворення можуть бути динамічні особливості центральної частини областей зниженого тиску, де також розвиваються висхідні рухи повітря. Повітря піднімається та охолоджується за рахунок чого і виникають хмари.

Можливий ще один спосіб хмароутворення - турбулентний. У нижньому шарі атмосфери товщиною 1-1,5 км на деякій висоті іноді виникає шар уповільненого падіння температури - інверсійний шар. Нижче шару в результаті інтенсивного турбулентного перемішування відбувається перерозподіл тепла і вологи, вони переносяться вгору від підстильної поверхні. В результаті температура в під інверсійному шарі знижується, а вологість збільшується (водяна пара затримується інверсійним шаром), що призводить до утворення хмарності.

Велику роль у хмароутворенні відіграють аерозольні частинки, які завжди присутні в атмосфері. Це дрібні краплі солей і кислот, тверді частинки солей, пилу, димів, ґрунту тощо. Розміри їх коливаються від 0,001 до 10 мкм в радіусі. Концентрація аерозолів дуже мінлива і залежить як від погодних умов, так і від території.

В процесі хмароутворення частки аерозолів служать ядрами, на які конденсується водяна пара при перенасиченні (стан, при якому відносна вологість перевищує 100%) з подальшим утворенням хмарних крапель і кристалів. Розмір ядер конденсації становить від 0,01 до 1 мкм. На таких ядрах можлива конденсація при малому перенасиченні (відносна вологість 100,1-100,5%). Такі аерозолі називають активними ядрами конденсації. На утворення крапель витрачається тільки близько 5 - 10% ядер конденсації від їх загального числа. Таким чином, в атмосфері завжди є надлишок ядер конденсації [2, 10].

1.2 Вологоадіабатичний і псевдоадіабатичний процеси в атмосфері

З адіабатичним підйомом вологого ненасиченого повітря пов'язана така важлива зміна, як наближення його до стану насичення. Температура повітря

при його підйомі знижується; тому на якійсь висоті досягається насичення. Ця висота називається рівнем конденсації.

Адіабатичні зміни температури в сухому або у вологому ненасиченому повітрі описується рівнянням Пуассона (1.1):

$$\left(\frac{T}{T_0}\right) = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{0,285}, \quad (1.1)$$

де T_0, p_0 – температура та тиск частинки повітря у вихідному стані;

T, p – температура та тиск частинки повітря у кінцевому стані.

Сенс рівняння полягає в наступному: якщо тиск сухого або ненасиченого повітря змінюється від p_0 на початку до p в кінці процесу, то температура в цій масі змінюється від T_0 на початку до T в кінці процесу.

При підйомі насиченого водяною парою повітря швидкість його охолодження дещо зменшується, так як при цьому відбувається конденсація водяної пари, при якій виділяється прихована теплота пароутворення (близько 600 кал на 1 г сконденсованої води), що йде на нагрівання цього піднімається повітря. Адіабатичний процес, що відбувається усередині насиченого повітря, що піднімається (опускається), називається волого адіабатичним [22].

Падіння температури в насиченому повітрі при підйомі його на одиницю висоти (100 м) називають волого адіабатичним градієнтом температури γ_v , а графік зміни температури з висотою в подібному процесі носить назву вологої адіабати. На відміну від сухоадіабатичного градієнта γ_a волого адіабатичний градієнт γ_v – величина змінна, яка залежить від температури та тиску, і лежить в межах від $0,3^\circ\text{C}$ до $0,9^\circ\text{C}$ на 100 м висоти (в середньому $0,6^\circ\text{C}$ на 100 м). Чим більше конденсується вологи при підйомі повітря, тим менша величина волого адіабатичного градієнта. Волого адіабатичний градієнт при низьких температурах наближається за величиною до сухоадіабатичного [26, 27].

Розглянемо, як змінюватиметься температура в ненасиченій масі повітря, що піднімається, але що містить деяку кількість водяної пари (рис. 1.2).

Спочатку температура знижуватиметься по сухій адіабаті і зменшиться з t_0 до t_1 . На деякій висоті, що називається рівнем конденсації, відносна вологість повітря, що піднімається, досягне 100%. У висхідній масі повітря почнеться конденсація водяної пари, і температура зменшуватиметься вже по вологій адіабаті з t_1 до t_2 .

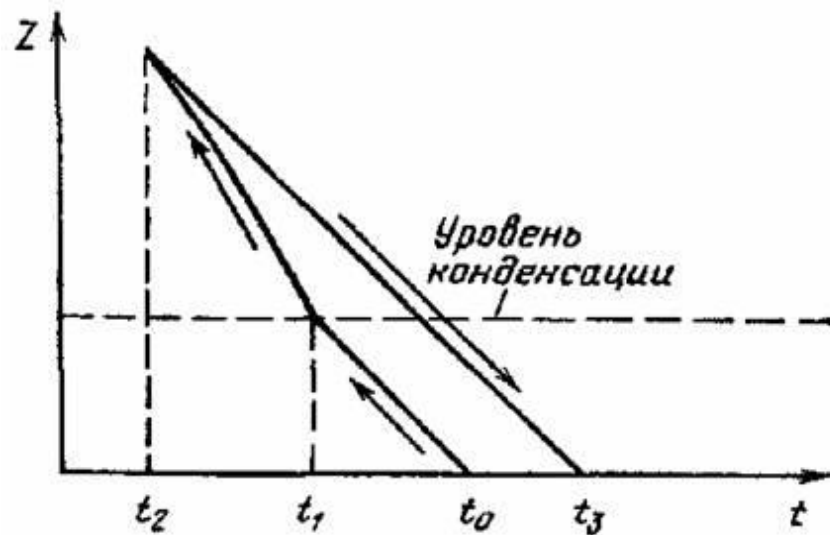


Рис. 1.2 – Зміна температури в ненасиченій масі повітря.

Нехай уся волога, що сконденсувалася, випала вниз у вигляді опадів і з якихось причин ця ж маса повітря почне опускатися вниз. Очевидно, що оскільки маса повітря стала не насиченою водяною парою, то температура в ній змінюватиметься по сухій адіабаті і до земної поверхні вона прийде з температурою $t_3 > t_0$.

Таким чином, хоча дана маса повітря повернулася на колишній рівень з колишнім тиском, але її кінцева температура виявилася вища за початкову. Такий процес називається псевдоадіабатичним [28].

1.3 Структура купчасто-дощових хмар

Купчасто-дощові хмари складаються з однієї або декількох конвективних чарунок. Конвективна чарунка включає область висхідного та

компенсаційного низхідного потоків. У більшості купчасто-дощових хмар ці конвективні чарунки мають подібні структуру і таким чином, можуть розглядатись як деякий властивий для таких хмар клас конвективних явищ.

У розвитку конвективної хмари виділяють три основні стадії:

- 1) зростання купчастої хмари (рис.1.3а);
- 2) зрілості (рис. 1.3б);
- 3) дисипації (рис. 1.3в).

Ці стадії й відповідні різновидності купчасто-дощових хмар зображені на рис. 1.3.

Життєвий цикл окремої чарунки триває від 30 до 60 хвилин. Стадія зростання купчастої хмари характеризується наявністю висхідного потоку у її швидко зростаючій башті і триває близько 10 хвилин. У ній немає ковадла, низхідних потоків та опадів, натомість відбувається втягування теплого і вологого повітря з ГША (граничний шар атмосфери) до нижньої частини хмари, яке служить «паливом» для майбутнього розвитку конвективної хмари. У процесі підняття цього повітря, водяна пара, що у ньому міститься, конденсується. При цьому виділяється приховане тепло конденсації, що додає цьому повітрю ще більшої плавучості.

У стадії зрілості грозової хмари, яка триває 20-25 хвилин, їй притаманні ковадло, висхідні і низхідні потоки та інтенсивні зливові опади. Це найнебезпечніший період розвитку конвективної хмари, який характеризується громом, блискавками, сильними турбулентністю та вітром. Разом з опадами землі досягають холодні потоки повітря, які у виді поривів вітру поширюються у різні сторони.

На стадії дисипації грозова хмара складається з низхідних потоків, опадів і великого ковадла. Розміри, кількість та інтенсивність опадів зменшуються. Інтенсивність найнебезпечніших явищ також зменшується. Це найтриваліша стадія життєвого циклу хмари, яка відбувається приблизно протягом 30 хвилин.

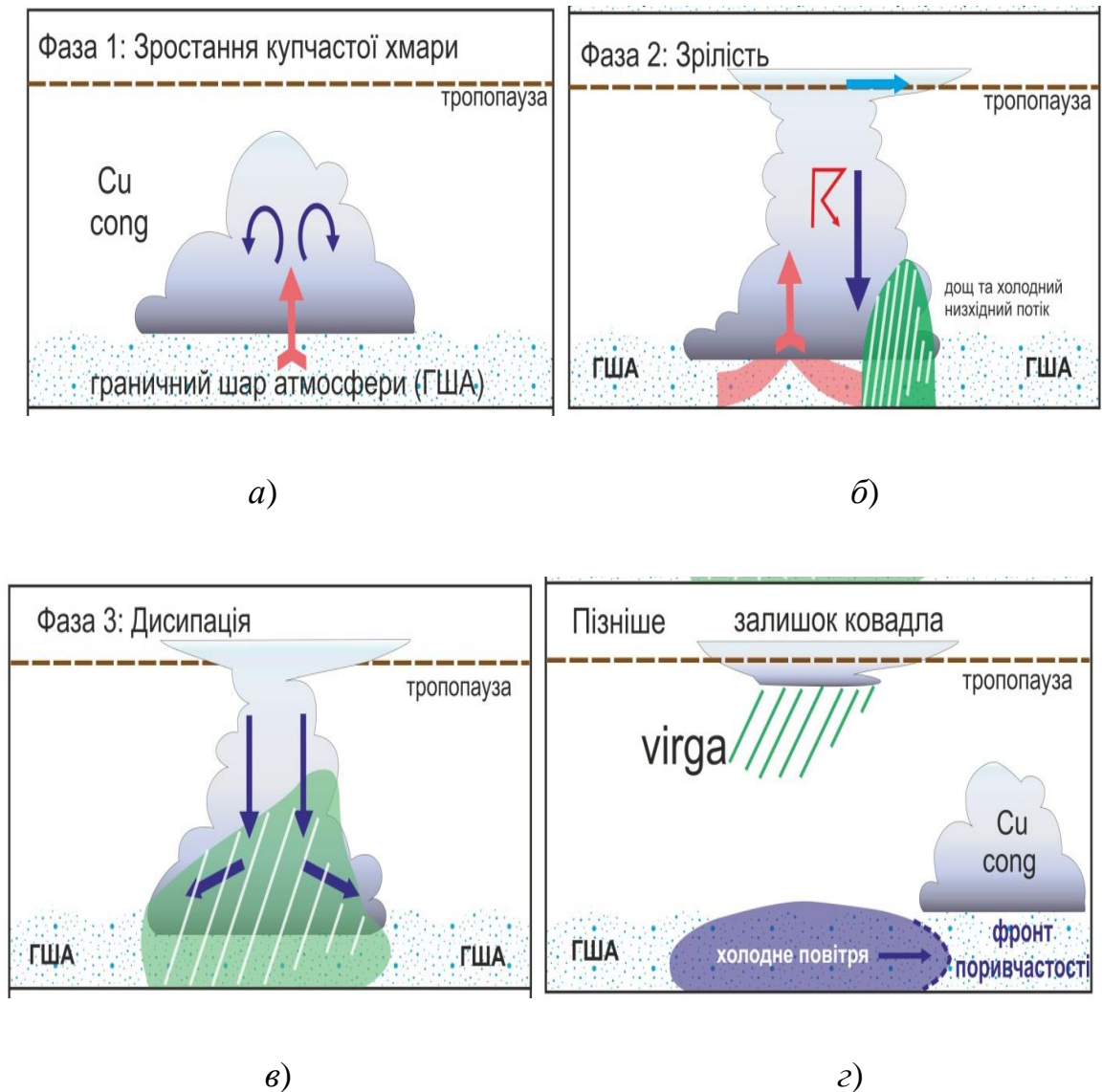


Рис. 1.3 – Стадії розвитку конвективної чарунки. Світло-сірий тон показує хмару, Темно-синім кольором позначений відтік холодного повітря. Діагональні білі лінії показують опади, стрілки – напрямок руху повітря [8].

Купчасто-дощову хмару, у якій спостерігається одна конвективна чарунка, називають *моночарунковою*. Незважаючи на те, що кожна чарунка має обмежений життєвий цикл, багаторазовий розвиток нових приводить до тривалого існування С_b [20,21].

Надзвичайно потужними є *суперчарункові* купчасто-дощові хмари. Вони мають і найбільшу тривалість існування, яка досягає декількох годин. Діаметр її інколи може досягати 10 – 15 км. чарунка об'єднує висхідний і низхідний потоки, які розташовуються один біля одного.

Багаточарункові (мультичарункові) купчасто-дощові хмари (рис. 1.4) 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 [11,12].

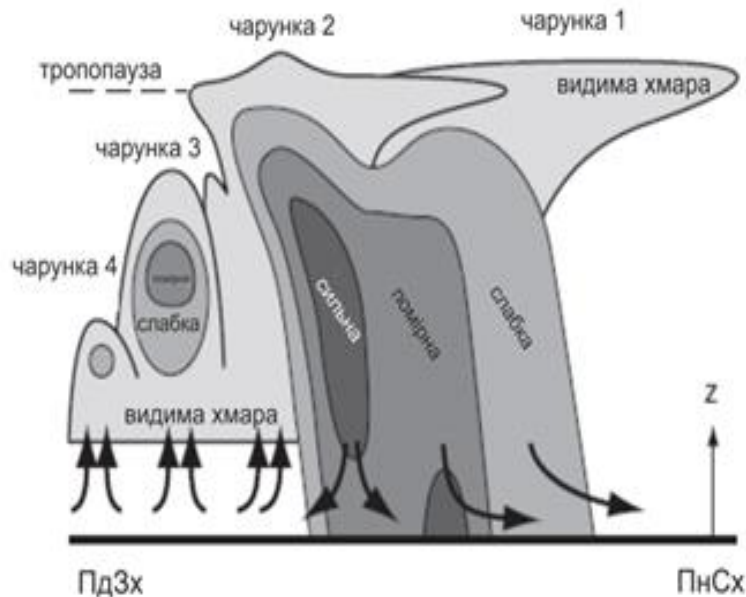


Рис. 1.4 – Схематичне зображення багаточарункової купчасто-дощової хмари. чарунка 1 – є старою чарункою у стадії дисипації; чарунка 2 – знаходиться у фазі зрілості; чарунка 3 – у стадії купчастої хмари; чарунка 4 – є наймолодшою і найменшою, знаходиться у стадії купчастої хмари. Заштриховані області 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.

Суперчарункові S_b характеризуються дуже великими швидкостями висхідних потоків. У моночарункових і мультичарункових хмарах вони досягають декількох м/с та іноді 10 – 20 м/с, тоді як у суперчарунковій хмарі може перевищувати 30 – 50 м/с. [15,16,17].

Багаточарункові хмари S_b 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. Горизонтальні розміри купчасто-дощових хмар можуть

бути різними в залежності від пори року, стану атмосфери й стадії розвитку. Іноді їхній діаметр перевищує 50 - 70 км, а ковадла можуть закривати весь видимий горизонт.

Середня вертикальна протяжність купчасто-дощових хмар влітку досягає 5 - 6 км, але може перевищувати 8-10 км. В останньому випадку вершини С_b можуть досягати тропопаузи, а іноді навіть пробивають її [28].

2 СТАНДАРТНІ РІВНІ КОНВЕКЦІЇ, СПОСОБИ АПРОКСИМАЦІЇ МОДЕЛІ ЧАСТИНКИ

2.1 Стандартні рівні конвекції

До стандартних рівнів (*Significant Level*) конвекції можна віднести 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.

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 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 підійматися, доки не досягне стану насичення. Зазвичай відображає нижню межу конвективних хмар, які утворюються за рахунок прогріву підстильної поверхні (термічної 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 [34,38].

2.2 Способи апроксимації моделі частинки

Більша частина прогнозування конвективних явищ включає в себе інтерпретацію параметрів нестійкості, а також джерел конвективного підйому, необхідних для ініціалізації глибокої конвекції.

Нагадаємо, що при використанні методу частинки та аерологічної діаграми для оцінки різних параметрів передбачається, що:

- 1) зконденсована волога не переноситься частинкою і вся випадає;
- 2) тиск усередині частинки врівноважений з тиском у навколишньому середовищі;
- 3) відсутні зовнішні по відношенню до частинки джерела та стоки тепла і вологи (умова адіабатичності);
- 4) процеси льодоутворення ігноруються.

Проте, зважаючи на ці базові засади, ми можемо сформулювати інші питання, які мають безпосереднє відношення до прогнозу конвективних явищ:

- 1) з якого рівня буде здійснюватися адіабатичний підйом частинки?
- 2) чи існує імовірність охоплення процесами підйому частинок деякого шару атмосфери і якщо так, як врахувати характеристики такого шару?
- 3) як оцінити максимальний потенціал конвекції при даній стратифікації атмосфери?
- 4) який вплив чинить добовий хід температури і вологості на величину енергії нестійкості і як його коректно врахувати, зважаючи на наявність лише дворазового радіозондування атмосфери у 00 та 12 СГЧ?

Очевидно, що відповідь на ці питання ми маємо надати не виходячи за умову адіабатичності, тобто підіймаючи частинку по сухій адіабаті до рівня конденсації і по вологій – вище нього (без зміни кута нахилу кривої стану). Але ми можемо певним чином варіювати висоти, з яких починається підйом частинки, не втрачаючи при цьому фізики процесу. Тобто ми маємо окреслити деякі «стартові умови» частинки, які будуть адекватно відбивати поточний стан атмосфери і забезпечать максимально ефективний прогноз конвективних явищ [34, 38].

Розглянуті нижче методи апроксимації відносяться до способів підйому частинки, а точніше до вихідних параметрів її адиабатичного підйому. А далі, вже з урахуванням цих «стартових умов» розраховуються $CAPE / CIN / LI / EL / LCL / LFC$ / тощо. Для зручності ми будемо називати це типом частинки.

Тип SB (*Surface Based*) означає, що значення вихідних характеристик (температури та температури точки роси частинки, що здійснює адиабатичний підйом у всій товщі тропосфери) визначається біля поверхні землі. Тобто саме частинка з такими характеристиками і є те, що втягується у висхідний потік (рис. 2.1).

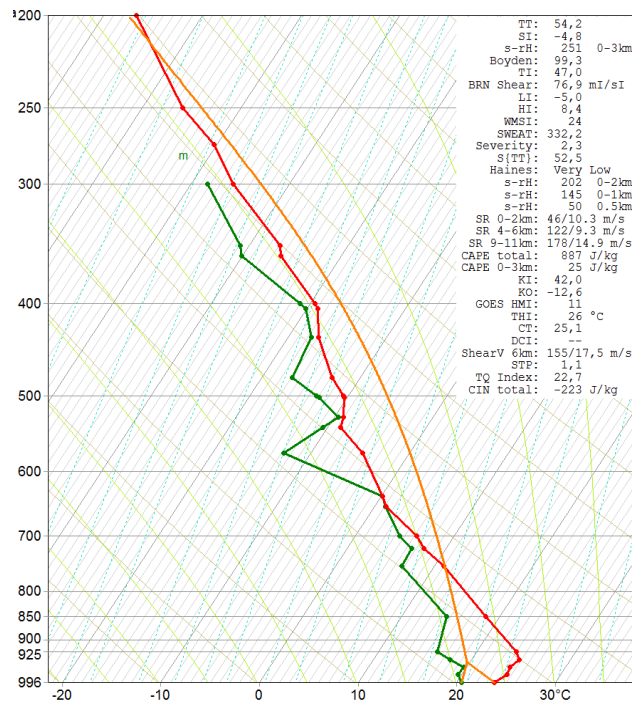


Рис. 2.1 – Реалізація SB типу підйому частинки (ст. Одеса (33837) 00 СГЧ 28/07/17).

Переваги:

- 1) більш стійкий ніж інші наближення до наявності помилок у профілях температури і вологи повітря.
- 2) доцільно використовувати у разі «мілкового» шару вологого повітря, а також у випадках, коли граничний шар атмосфери розшаровується (наприклад, після заходу Сонця);

3) часто використовується синоптиками з метою мінімізації «помилки пропуску».

Недоліки:

1) дає нереалістичні результати у разі суперадіабатичного поверхневого шару (тобто у цьому разі те, що є більш точним, не є більш корисним);

2) чутливе до наявності помилок у спостереженнях за температурою і температурою точки роси біля поверхні землі або забруднюються фізичними процесами, які не є адіабатичними.

Тип *ML (Mixed (Mean) Layer)* означає наявність шару перемішування або середнього шару (залежно від джерел зустрічаються обидва терміни). При застосуванні цього типу враховуються властивості шару повітря товщиною до 100 мб над поверхнею землі. Тобто, якщо тиск біля поверхні землі становить 990 мб, то шар, який оцінюється, знаходиться у межах від 995 до 895 мб. У цьому шарі будуть знаходитися два середні значення – температури і точки роси, які будуть визначатися шляхом їх осереднення у ньому. Глибина 100 мб є довільною, яка вибирається радше для узгодженості, але для відповідності теорії, що лежить в основі, характеристики частинки мають бути осереднені по глибині ГША, яка може сильно варіювати у часі і просторі (рис. 2.2).

Ця концепція не є реальною частинкою (хоча ми усвідомлюємо, що і решта наближень також) і призначена для апроксимації ефектів втягування частинки при її підйомі через граничний шар атмосфери.

MLCAPE завжди буде менше ніж *SBCAPE*, що є реалістичнішим, тому що осереднення зумовлює зміну характеристик частинки у процесі її змішування з оточуючим повітрям при проходженні через ГША (*SBCAPE* такого ефекту не містить). Таким чином, наближення *ML* є «фізичнішим», ніж *SB*, а отже може давати більш реалістичну картину.

Переваги:

1) краще відображує турбулентне перемішування, яке відбувається у граничному шарі атмосфери, що важливо при наявності «глибокого» шару вологого повітря;

2) дає кращі результати протягом дня, коли турбулентне перемішування є сильним.

Недоліки:

1) необхідно, щоб термодинамічні характеристики нижнього 100-мілібарового шару атмосфери були добре вираженими.

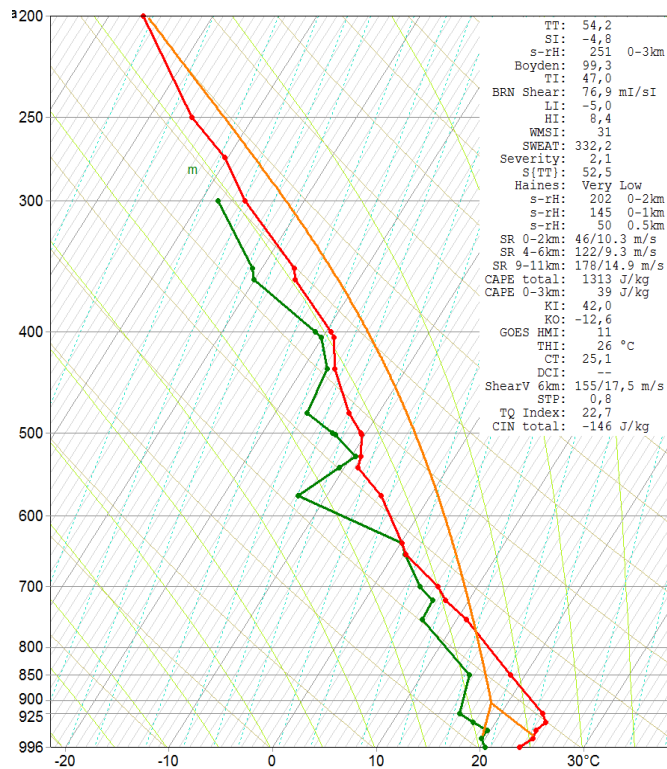


Рис. 2.2 – Реалізація *ML* типу підйому частинки при $\Delta H_{ML} = 50$ гПа (ст. Одеса (33837) 00 СГЧ 28/07/17).

Тип *MU* (*More Unstable*) «найбільш нестійкої» частинки зазвичай використовується для піднесеної (вільної) конвекції. У цьому випадку показується, з якого рівня (в межах нижнього 300-мілібарового шару) у профілі температури треба підняти частинку, щоб отримати максимальне значення нестійкості. Іноді це шар, який розташовується над поверхнею землі, і є вихідною областю для формування піднесеної (вільної) конвекції.

Для того, щоб знайти, наприклад, *MU CAPE* (*Most Unstable CAPE*), комп'ютерна програма підіймає частинку з великої кількості ізобаричних поверхонь (земля, 975, 925, 900 і т.д.), паралельно розраховуючи значення *CAPE*, яке цьому відповідає. Та крива стану, яка дасть максимальне значення *CAPE* і буде *MUCAPE* (рис. 2.3). Уявімо, наприклад, що підйом від поверхні землі зумовить значення *CAPE* 2000 Дж/кг, підйом з 950 мб зумовить її збільшення до 3000 Дж/кг, підйом з висоти 900 мб дасть 4000 Дж/кг, а підйом

з ізобаричної поверхні 850 мб – 2800 Дж/кг. Таким чином, якщо використовуються лише ці значення, то *MUCAPE* буде складати 4000 Дж/кг, які були одержані при підйомі частинки від 900 мб.

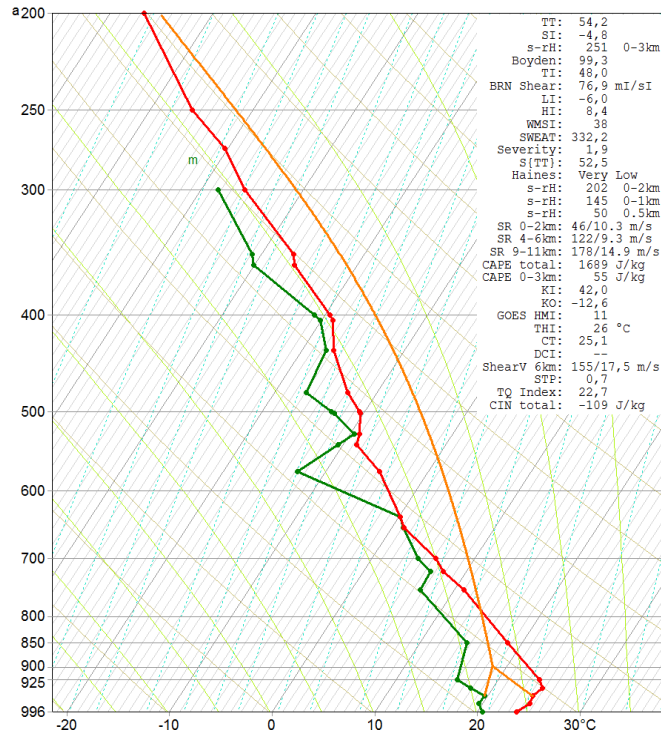


Рис. 2.3 – Реалізація *MU* типу підйому частинки (ст. Одеса (33837) 00 СГЧ 28/07/17).

Це дає прогнозисту уявлення про те, яке максимальне значення *CAPE* може бути згенероване у певний момент часу на підставі даних радіозондування або чисельного моделювання. Цілком зрозуміло, що для досягнення розрахованого значення *MUCAPE* необхідно, щоб підйом частинки розпочався саме з того рівня, з якого він був одержаний. Це може відбутися або не відбутися, тому завдання прогнозиста у цьому випадку полягає у оцінці можливості ініціалізації підйому саме з цього рівня (або, принаймні, діапазону висот) [34, 38].

Переваги:

- 1) формує уявлення про максимально можливий потенціал конвекції;
- 2) враховується можливість розвитку вільної конвекції;
- 3) зменшує імовірність помилки «пропуску».

Недоліки:

1) відсутність впевненості у ініціалізації підйому частинки з одержаного рівня;

2) збільшує імовірність помилки «хибної тривоги».

Використання різних наближень дає змогу розглянути усі можливі сценарії, які можуть відбуватися при даній конфігурації профілю. Жодне з наближень не є ідеальним, але, наприклад, *MLCAPE*, нижчий ніж *SBCAPE*, допоможе виявити термодинамічні характеристики, які будуть сигналізувати про несприятливі умови для розвитку потужних висхідних потоків і, як наслідок, сильної конвекції.

Більші ніж *SBCAPE* значення *MUCAPE* можуть допомогти виявити потенціал для розвитку піднесеної (вільної) конвекції на противагу конвекції від поверхні землі або з шару перемішування.

2.3 Індекс *CAPE* та його види (*SBCAPE*, *MLCAPE*, *MUCAPE*, *NCAPE*, *DCAPE*)

Доступна потенціальна енергія конвекції *CAPE* (*Convective Available Potential Energy*) представляє собою сумарну доступну енергію плавучості необхідну для вертикального прискорення частинки. Одиниці вимірювання *CAPE* – Дж/кг.

Оцінку енергії плавучості можна розрахувати шляхом визначення температурного контрасту між частинкою, що підіймається, і навколишнім повітрям на усіх рівнях – від рівня конденсації до рівня конвекції. Тобто *CAPE* – це спосіб кількісної оцінки цієї енергії з використанням формули (2.1) та аерологічної діаграми (рис. 2.1).

$$CAPE = |g| \cdot \int_{Z_{LFC}}^{Z_{EL}} \left(\frac{T_{vi} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz, \quad (2.1)$$

де g – величина гравітаційного прискорення ($g = 9,8 \text{ м/с}^2$);

T_{vi} – віртуальна температура частинки, що адіабатично підіймається;

T_{ve} – віртуальна температура навколишнього повітря;

Z_{LFC} та Z_{EL} – висоти рівня вільної конвекції та рівня конвекції (нульової плавучості) відповідно.

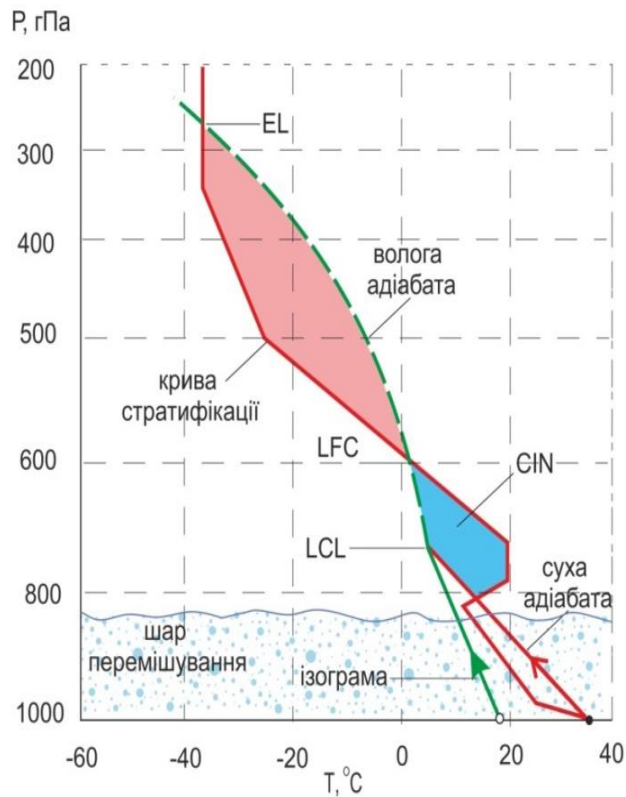


Рис. 2.4 – Величина $CAPE$ (пропорційна затушованій червоним кольором області).

Величина $CAPE$ пропорційна заштрихованій області (рис. 2.4), а саме це площа обмежена по висоті рівнем вільної конвекції LFC та рівнем конвекції (нульової плавучості) EL і знаходиться між вологою адіабатою та кривою стратифікації [7, 8].

Форма площі $CAPE$ зазвичай не проста, тому і її обчислення порівняно складне. У світових центрах прогнозування погоди комп'ютери автоматично обчислюють величину $CAPE$, використовуючи дані радіозондування. Вручну можна використати простий графічний спосіб, який полягає в тому, що спочатку за даними радіозондування будують криві стратифікації та стану, а потім, використовуючи деякий крок по висоті та температурі, на діаграмі визначають невеликі площі відомого розміру. Додавання всіх одержаних площ між LFC та EL дає загальну площу енергії нестійкості (величину

CAPE). Взагалі, прогностичними центрами використовуються різні способи розрахунку *CAPE*, тому певні відмінності у їх значеннях не повинні бентежити прогнозіста. Значення *CAPE* дуже сильно змінюються у просторі та часі. Знайшовши *CAPE* для багатьох розташованих у регіоні пунктів радіозондування атмосфери (або використовуючи прогностичні дані чисельних моделей прогнозу погоди), можна нанести ці значення на карту погоди, а потім провести ізолінії її рівних значень. Співвідношення між значеннями *CAPE* та прогностичними висновками наведені у табл. 1, хоча не варто вважати, що ці показники чітко ідентифікують межі між зазначеними рівнями грозової активності, оскільки різні категорії штормів можуть спостерігатися при однакових значеннях *CAPE* або, навпаки, відсутність грози може спостерігатися в умовах високих значень *CAPE*. Необхідно усвідомлювати, що *CAPE* дає лише оцінку потенційної можливості грози, а для того, щоб вона виникла необхідний процес, який її запускає. Тобто *CAPE* є корисним, але неточним інструментом прогнозування, що підтверджується статистичними даними (рис. 2.5).

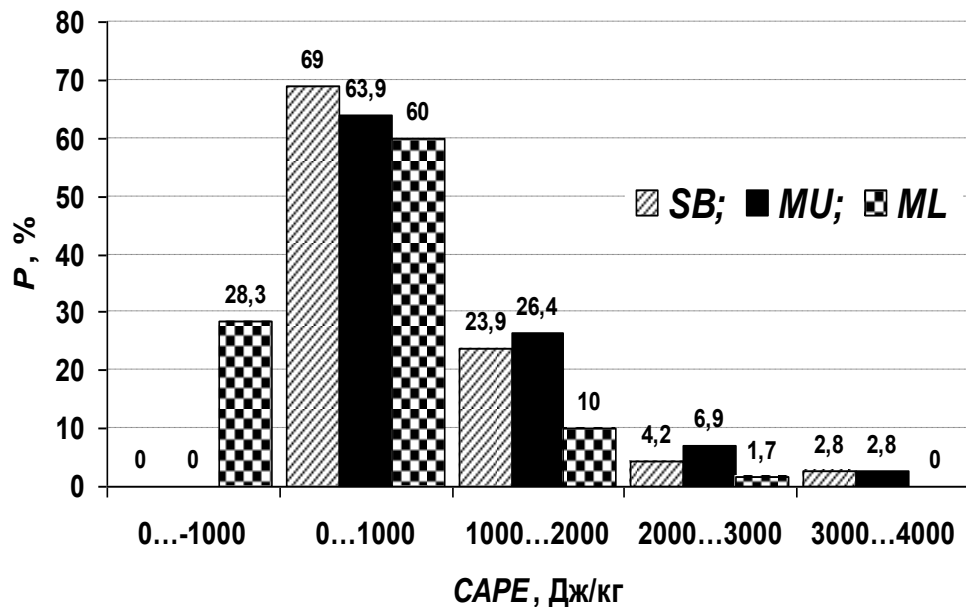


Рис. 2.5 – Повторюваність градацій *CAPE* для *SB*, *MU* та *ML* типів адиабатичного підйому частинки у випадках формування грози на ст. Київ, Одеса Львів, Кривий Ріг за теплі періоди 2016-2018 рр.

Табл. 1 – Характеристика інтенсивності конвективних штормів в залежності від величини *CAPE* (для *ML* типу підйому)

Величина <i>CAPE</i> , Дж/кг	Характеристика стратифікації	Гроза активність
0-300	здебільшого стійка	відсутня або незначна
300-1000	незначна нестійкість	слабка конвекція
1000-2500	помірна нестійкість	помірна конвекція, можлива сильна конвекція
2500-3500	сильна нестійкість	сильна конвекція дуже імовірна, можливі торнадо
> 3500	дуже сильна нестійкість	сильна конвекція, дуже імовірні сильні торнадо

Дослідження свідчать, що якщо *CAPE* > 980 Дж/кг, то імовірність грози становить біля 60%. В цілому, для території Європи, грози з поривами вітру прогнозуються при значеннях *CAPE* понад 1500 Дж/кг.

Як вже зазначалося, реалізація адіабатичного підйому частинки може відбуватися за трьома типами (*SB*, *ML* та *MU*), кожен з яких має свої переваги та недоліки. Але через те, що величина *CAPE* визначається взаємним розташуванням кривих стратифікації та стану, то стає зрозумілим, що площа між ними буде залежати від типу підйому частинки. *SB* тип підйому частинки і, відповідно, таким чином утворена площа енергії нестійкості, дадуть нам значення *SBCAPE* (рис.2.6).

Якщо перед прогнозістом стоїть завдання врахування характеристик нижнього шару атмосфери, повітря якого буде брати участь у процесі конвекції, то в такому випадку буде доцільним підйом частинки, характеристики якої будуть відбивати властивості цього шару (*Mixed (Mean) Layer*). Побудована в результаті цього крива стану, а отже і розрахований *CAPE* (рис. 2.7), буде мати назву *MLCAPE* [39,40].

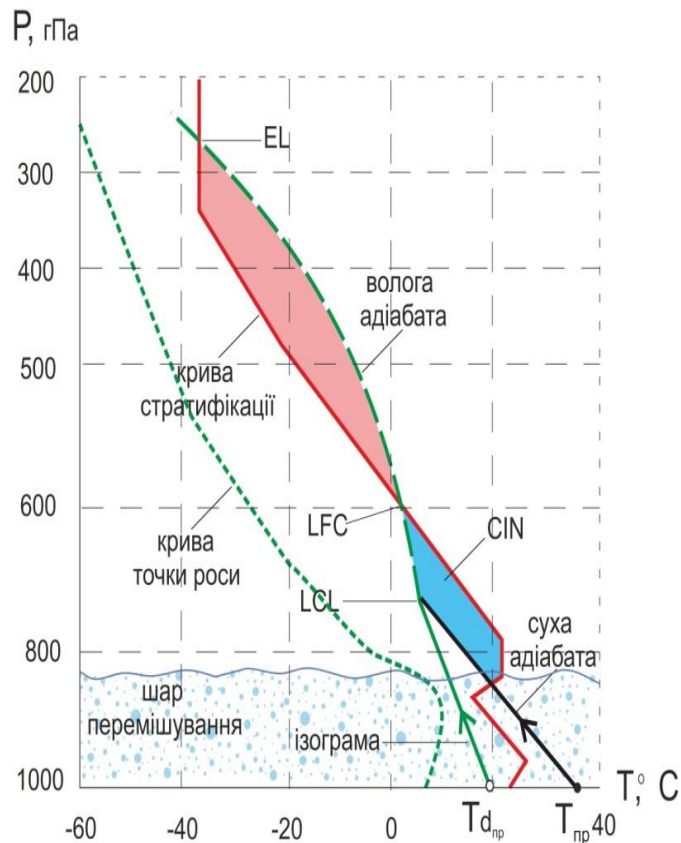


Рис. 2.6 – Оцінка *CAPE* для *SB* типу підйому частинки з прогностичними даними максимальної температури і температури точки роси біля поверхні землі.

Ще один спосіб обчислення безлічі різних значень *CAPE* для повітряних частинок, підйом яких починається з максимальної кількості висот нижнього 300 гПа шару, полягає у подальшому виборі тієї кривої стану, яка зумовить найбільші значення *CAPE*. Така величина має назву найбільш нестійкої *CAPE* – *MUCAPE*. Цей метод є особливо доцільним тоді, коли джерело висхідного потоку розташовується на деякій висоті (вільна конвекція). Крім цього, значення *MUCAPE* корисно розраховувати за даними радіозондування у будь-який час доби. Враховуючи те, що розрахунок *MUCAPE* є занадто трудомістким, його автоматизовано на комп'ютері. Зазначимо, що у будь-якому випадку $MUCAPE \geq SBCAPE$ [30].

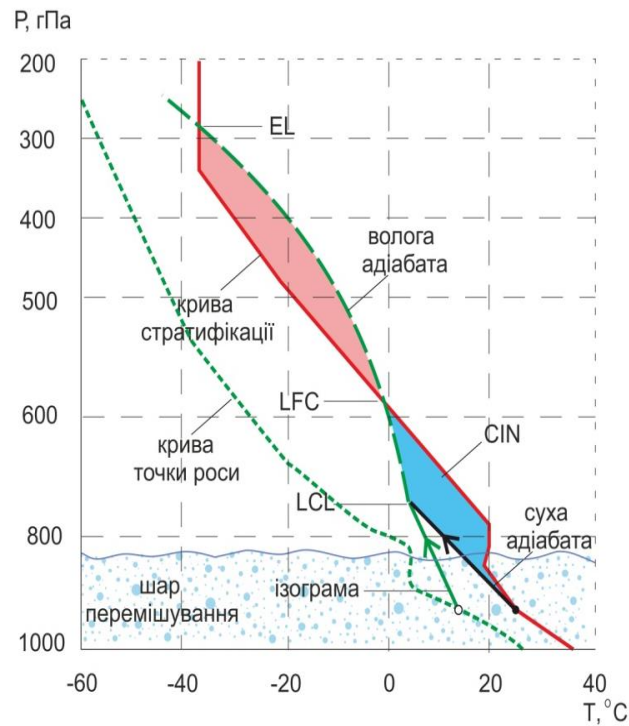


Рис. 2.7 – Оцінка $CAPE$ для ML типу підйому частинки (величина $MLCAPE$ пропорційна затушованій області).

Крім фактичного значення $CAPE$ є дуже важливими профіль та форма площі енергії нестійкості. Короткий і товстий профіль (рис. 2.8 а) вказує на наявність інтенсивного вертикального прискорення (сильного висхідного потоку), яке буде мати важливе значення для потенціального розвитку обертового висхідного потоку у штормовий циклони з низкою конвективних явищ [7, 8].

У випадку однакових значень $CAPE$, але при іншому (довгому та вузькому) профілі, який зображений на рис. (2.8 б), виникають умови для повільнішого прискорення висхідного потоку, а отже доцільно очікувати грози і зливи. Для кількісної оцінки профілю $CAPE$ використовується стандартизований $NCAPE$. Одиниці вимірювання $NCAPE$ – м/с^2 або $\text{Дж/кг}\cdot\text{м}$.

$$NCAPE = \frac{CAPE}{Z_{EL} - Z_{LFC}}, \quad (2.2)$$

де Z_{EL} – висота рівня конвекції;

Z_{LFC} – висота рівня вільної конвекції.

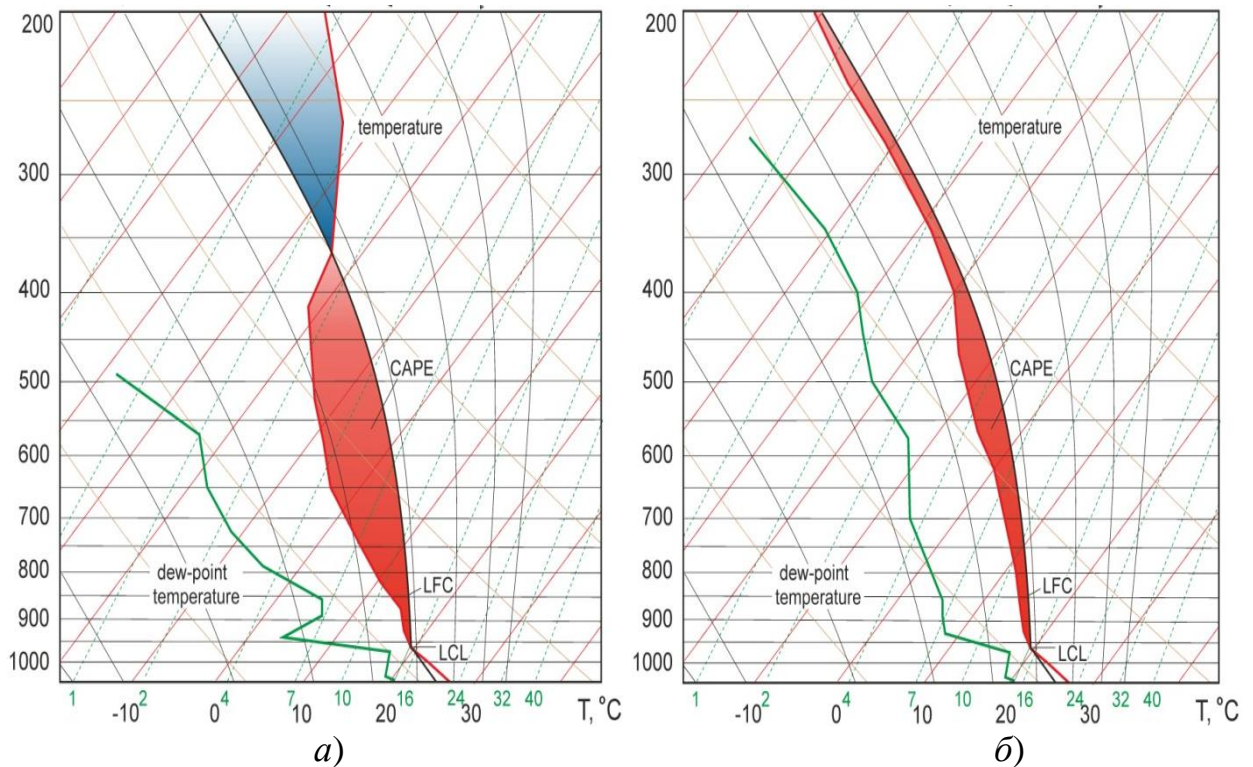


Рис. 2.8 – Види профілю та форми позитивної ($E > 0$) енергії нестійкості.

Високі та вузькі профілі *CAPE* ($NCAPE \leq 0,1 \text{ м/с}^2$) свідчать про імовірність сильних опадів, але торнадо є малоімовірними. Низький, широкий профіль *CAPE* ($NCAPE \geq 0,3 \text{ м/с}^2$) у нижній або середній частині тропосфери може зумовити утворення інтенсивного висхідного потоку, що обертається, і, як наслідок, грозових розрядів та торнадо.

Розвиток конвективних хмар зумовлює, поміж іншого, виникнення злив та граду, які генерують низхідні потоки повітря. Опускаючись, повітря потрапляє у інше середовище, через що змінює свою віртуальну потенціальну температуру і втрачає частину вологи. Крім цього, це зумовлює зміни і у навколишньому середовищі. Врахування сумарного ефекту таких змін є досить складним розрахунком з багатьма невідомими. Тому величина усіх цих перетворень і оцінка низхідних поривів здійснюється через альтернативну величину *DCAPE* (рис. 2.9).

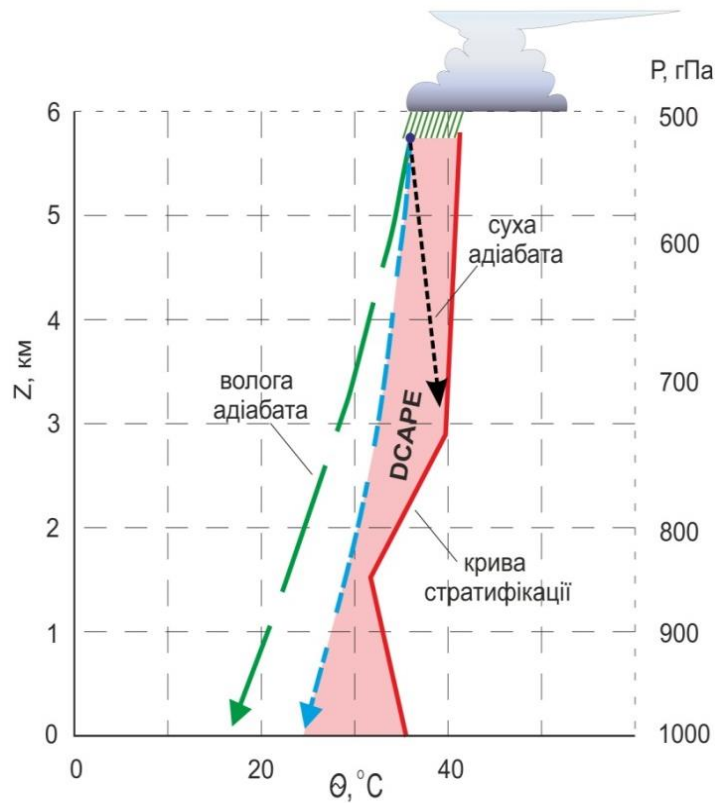


Рис. 2.9 – Площа *DCAPE* (*Downdraft Convective Available Potential Energy*) затушована червоним кольором на термодіаграмі. Чорна точка показує віртуальну потенціальну температуру після того, як навколишнє середовище на рівні ≈ 500 гПа було перетворене через потрапляння у нього частинки з водою за рахунок опадів.

На даному рисунку показані три сценарії опускання повітряної частинки, наповненої краплями дощу:

- а) охолодження без випаровування (суцільна чорна лінія);
- б) початково насичена частинка з випаровувальним охолодженням дощу (пунктирна лінія уздовж вологої адіабати);
- в) часткове випаровування позначене товстою пунктирною лінією між вологою і сухою адіабатами.

На жаль, ми не можемо однозначно стверджувати за яким термодинамічним шляхом відбуватиметься зниження частинки. Якщо повітря частинки (на рис. 2.9 з рівня 500 гПа) не буде випаровувати, підтримуючи опір адіабатичному нагріванню, то її стан відображується тонкою стрілкою, доки не досягне свого значення рівня рівноваги низхідного потоку *DEL* (*Downdraft Equilibrium Level*) біля рівня ≈ 700 гПа. Якщо у низхідній частинці процеси випаровування та адіабатичного нагрівання

врівноважуються, то зниження відбувається по вологій адіабаті. Проте досить ймовірно, що зниження частинки відбувається за термодинамічною траєкторією між сухою та вологою адіабатами, результатом чого є удар холодного, але ненасиченого повітря по поверхні землі.

Величина $DCAPE$ розраховується за формулою:

$$DCAPE = \sum_{Z=0}^{Z_{LFS}} |g| \cdot \frac{\theta_{vi} - \theta_{va}}{\theta_{va}} \Delta Z, \quad (2.3)$$

де g – величина гравітаційного прискорення ($g = -9,8 \text{ м/с}^2$);

θ_{vi} – віртуальна потенціальна температура частинки (включаючи температуру, водяну пару та ефекти випадіння опадів);

θ_{va} – віртуальна потенціальна температура атмосфери (К);

ΔZ – приріст висоти, який використовується, коли площу $DCAPE$ покривають фігурами однакового розміру;

Z_{LFS} – рівень вільного осідання (*Level of Free Sink*) – це висота, де опади вперше набувають від'ємних значень плавучості. Він є низхідним еквівалентом рівня вільної конвекції LFC .

Якщо низхідний потік матиме від'ємну плавучість відносно поверхні землі, то нижня межа суми в (2.3) дорівнюватиме нулю ($z = 0$). У іншому випадку, низхідний потік зупинятиметься на рівні рівноваги низхідного потоку DEL і не відчуватиметься біля поверхні землі.

$DCAPE$ має від'ємне значення і вимірюється в Дж/кг або $\text{м}^2/\text{с}^2$.

Якщо співвіднести потенційну енергію до кінетичної, швидкість низхідного потоку становить приблизно:

$$w_{\max \text{ down}} = -\sqrt{2 \cdot |DCAPE|}. \quad (2.4)$$

Опір навколишнього середовища низхідному потоку повітря може знизити його ймовірну швидкість приблизно удвічі (рис. 15), тобто:

$$w_d = \frac{w_{\max \text{ down}}}{2}. \quad (2.5)$$

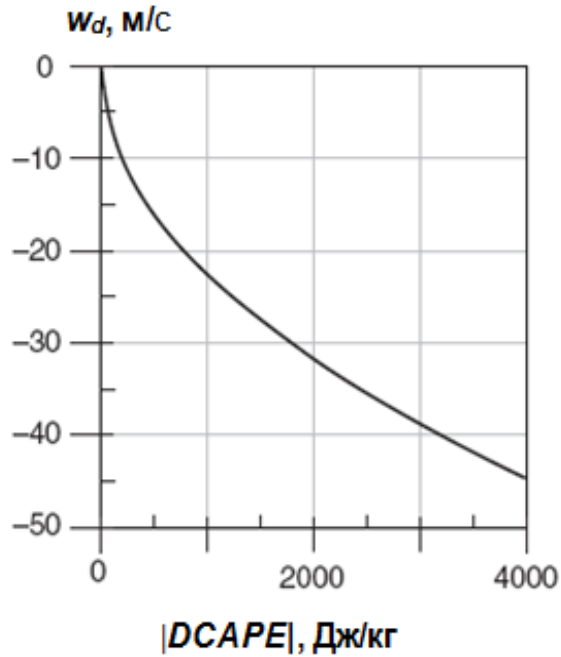


Рис. 2.10 – Залежність між значеннями $DCAPE$ і швидкістю низхідних потоків W_d .

Сильні низхідні потоки і зумовлені ними лінії руйнівних вітрів пов'язані з високими значеннями $DCAPE$, які для аналізу можуть наноситися на карту з подальшим проведенням ізоліній [7, 8].

2.4 Рівні нульової ізотерми та замерзання

Якщо хмара проникає в шари атмосфери вище нульової ізотерми, то в неї можуть з'явитися крижані кристали. До утворення льоду можуть привести фазові переходи двох типів: перехід пара в тверду фазу (сублімація) і замерзання крапель води. Обидва ці процеси належать до процесів льодоутворення, які можуть бути і гомогенними і гетерогенними. Гомогенна сублімація може здійснюватися тільки при дуже високих пересиченнях. Наприклад, при температурах, які на кілька градусів нижче 0°C , необхідні більш ніж 20-кратні пересичення щодо льоду, причому критичні значення пересичення збільшуються зі зниженням температури. Зрозуміло, що

гомогенна сублімація не може здійснюватися в атмосфері, оскільки таких великих пересичень ніколи не спостерігається [16].

Крижане ядро або ядро замерзання – це узагальнююча умовна назва. Не зрозумілий до кінця фізичний механізм заморожування ядрами переохолоджених крапель. Проте якщо таке ядро осяде на поверхню переохолодженої краплі або проникне всередину, то це сприяє її заморожування, яке може настати при температурі $-3 \div -5$ °C.

Крижаними ядрами можуть бути вже замерзлі дрібні краплі і відповідні тверді аерозолі. Проте крижаних ядер майже завжди бракує в атмосфері. Якщо кількість ядер конденсації становить близько 100 од · см³, то крижаних ядер всього одно на 1 м³. Тому в хмарах до температур -30 °C і навіть нижче, основна маса крапель, як правило, залишається рідкою. Тільки при переході через -40 °C всі краплі самовільно або за допомогою крижаних ядер замерзають [20].

Хмарні кристали ростуть також як і краплі, але водяна пара розподіляється по поверхні кристала нерівномірно (залежить від температури і вологості). Це призводить до надзвичайної різноманітності форм хмарних кристалів. Можна виділити три первинні форми - шестигранний стовпчик, пластинка і дендрит (зірочка). Але ця первинна зародкова форма може швидко змінюватися як зі зміною зовнішніх умов в хмарі, так і шляхом з'єднання (коагуляції) кристалів один з одним і з переохолодженими краплями. В результаті виникають кристали напівправильних і зовсім неправильних форм, а також їх складні конгломерати. Одночасно в одних і тих же і різних частинах хмари можуть бути присутніми кристали різних форм. Але все таки в цьому різноманітті можна встановити хоча і наближені, але загальні закономірності. Так при температурах нижче -20 °C переважною формою є стовпчики і пучки стовпчастих кристалів. При температурах від 0 до -10 °C в основному спостерігаються тонкі пластинки [17,25].

3 СТРУКТУРА ІНДЕКСІВ *CAPE* ТА *CIN* ПРИ ФОРМУВАННІ КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ

3.1 Характеристика вихідних даних і методики розрахунків

Покращення якості прогнозів конвективних явищ і, як наслідок, мінімізація збитків, що ними зумовлюються, на пряму залежить від забезпеченості оперативних метеопідрозділів спеціалізованою інформацією. Супутниковий моніторинг та радіолокаційні спостереження надають досить широкий спектр даних, які майже вичерпно описують наявні конвективні осередки (системи) та пов'язані з ними явища. Проте головним недоліком використання виключно такої інформації є невелика завчасність прогнозів, які складаються на її підставі, і, як наслідок, зменшення цінності прогнозу як інформаційного ресурсу. Якщо для деяких споживачів (наприклад, авіація) завчасність прогнозу до однієї години є прийнятною для мінімізації збитків, то проведення інформування населення, підприємств та організацій для вживання певних підготовчих заходів, потребуватиме її збільшення.

Збільшення завчасності прогнозу конвективних явищ має відбуватися з урахуванням високої просторово-часової мінливості процесів, що впливають на розвиток атмосферної конвекції. Для вирішення цієї задачі необхідно залучення даних, часова дискретність яких максимально б наближалася до часового масштабу атмосферної конвекції.

Радіозондування атмосфери, яке на більшості станцій Європи здійснюється не більше ніж 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. Накопичення таких значень, з їх подальшим узагальненням і аналізом, спотворить процес адаптації критеріальних значень кількісних показників конвекції для певного фізико-географічного району, що є важливою складовою діяльності оперативного метеопідрозділу.

Варто зазначити, що адаптація параметрів конвекції має відбуватися лише на підставі тих випадків, коли час проведення радіозондування атмосфери максимально наближений до часу утворення того чи іншого конвективного явища. Це досягається або збільшенням частоти радіозондування атмосфери (наприклад, до чотириразового), як це реалізовано на станціях Куеммерсбрук (10771) та Ідар-Оберштейн (10618) у Німеччині або використанням прогностичних даних з необхідним просторово-часовим розділенням.

Реалізація другого підходу також має певні особливості. Окремими авторами [7, 8] пропонується визначення критеріальних значень індексів конвекції на підставі прогностичних даних ECMWF через побудову своєрідної «кліматології» випадків суворої погоди. Проте необхідно усвідомлювати, що критеріальні значення індексів, які використовуються у оперативній практиці, одержуються винятково емпірично і не регулюються жодними фізичними законами. Тому доцільно накладати обмеження на прогностичний висновок, оскільки різні групи індексів конвекції мають різне функціональне призначення (наприклад, індекс *CAPE* характеризує лише сприятливість або несприятливість фону для розвитку конвекції, індекси зсуву – інтенсивність і тривалість конвективних явищ, температурно-вологісні індекси – потенціал розвитку конвекції) і, відповідно, їх інтерпретація не повинна виходити за межі цього функціоналу.

Недотримання цієї умови полягає у формуванні рядів значень *CAPE*, розрахованих з використанням прогностичних даних з подальшим їх співставленням з даними про наявність явищ суворої погоди. Після цього пропонуються значення *CAPE*, які характеризують його медіанні значення для певного відсотка (наприклад, 75 або 85%) явищ суворої погоди. Одержані значення *CAPE* пропонуються у якості його уточнених значень для різних явищ погоди (наприклад, гроза, град, торнадо) для певної території. Такий підхід, як і попередній, зумовлює одержання критеріальних значень, які також суттєво відрізняються від загальноприйнятих.

Для проведення дослідження залучались дані радіозондування атмосфери у м. Київ, м. Одеса, м. Львів, м. Кривий Ріг за строки 00 та 12 СГЧ в період травень-вересень 2016-2018 р.

Протягом вказаного періоду було відібрано 105 випадків утворення гроз над вказаними пунктами. Для кожного з них розраховувалися значення *CAPE* для вказаних у розділі 2 адіабатичних типів підйому частинки, а саме *SBCAPE*, *MLCAPE* та *MUCAPE*. Крім цього, для цих же випадків за таким же алгоритмом розраховувалися значення *CIN*.

Для ведення розрахунків використовувалося програмне забезпечення *РАОВ*.

При визначенні величин *CAPE* та *CIN* для *SB* типу підйому вплив інверсій не враховувався, оскільки у переважній більшості випадків радіаційні інверсії не чинять впливу на розвиток конвекції, внаслідок їх швидкої руйнації після сходу Сонця.

Для *ML* типу підйому кількісне значення товщини шару перемішування задавалося апріорі $\Delta H_{ML} = 30$ мб, і для випадків зондування як за 00 СГЧ, так і 12 СГЧ не змінювалося. Це певним чином порушує «фізичність» процесу, проте видається найоптимальнішим підходом з урахуванням факту обмеженості довжини ряду значень енергії нестійкості протягом періоду, що розглядається. З іншого боку, пріоритет значенню 30 гПа надавався ще й тому, що конвективні явища, у більшості випадків спостерігалися до строку зондування 12 СГЧ, коли висота шару перемішування з великою імовірністю перевищує вказане значення.

Для реалізації *MU* типу підйому розглядався 300-мілібаровий шар від ізобари приземного тиску до рівня, на якому тиск зменшується на вказану величину. Підйом частинки і розрахунок значень *CAPE* і *CIN* здійснювався автоматично через кожні 10 мб.

3.2 Зв'язок між індексами *CAPE* і *CIN* при утворенні гроз

Після розрахунку значень *CAPE* та *CIN* будувалися діаграми розсіювання між цими індексами конвекції (рис. 3.1) для трьох типів підйому частинки – *SB*, *ML* та *MU*. Це дає змогу виявити діапазони значень цих величин у дні з утворенням грози (рис. 3.1).

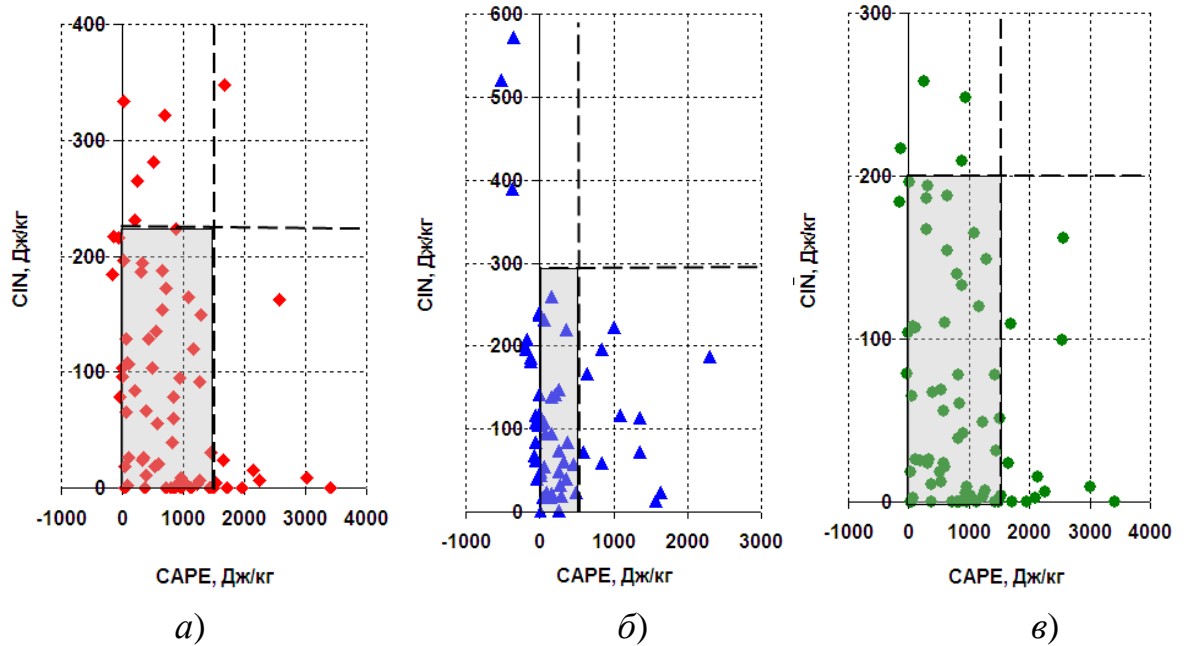
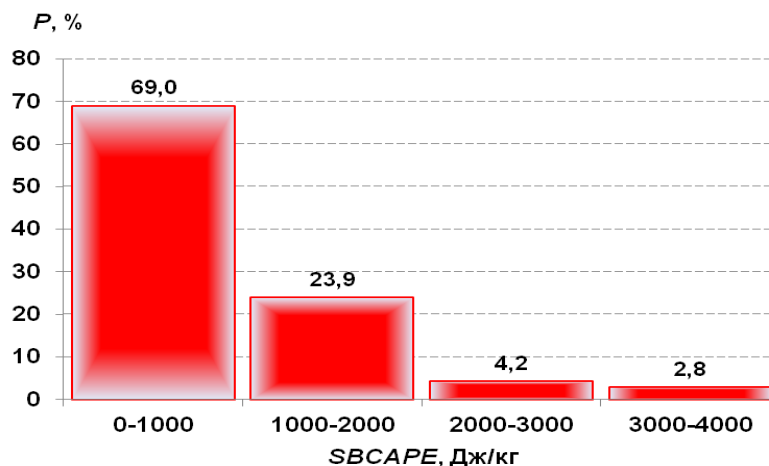


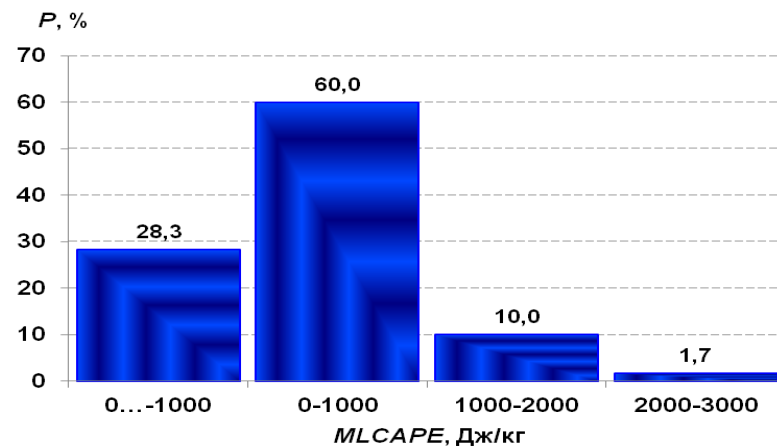
Рис. 3.1 – Діаграми залежності між $CAPE$ та CIN для SB (а), ML (б) та MU (в) типів підйому.

З них видно, що значення $CAPE$ переважно знаходяться у межах діапазонів від 0 до 1500 Дж/кг для SB та MU типів підйому, від -100 до 1000 Дж/кг – для ML типу підйому. Зокрема, для SB типу підйому 92,9% випадків припадає на діапазон значень $CAPE$ від 0 до 1500 Дж/кг. При цьому $CAPE$ зі значеннями понад 2000 Дж/кг спостерігається лише у 7,0% випадків.

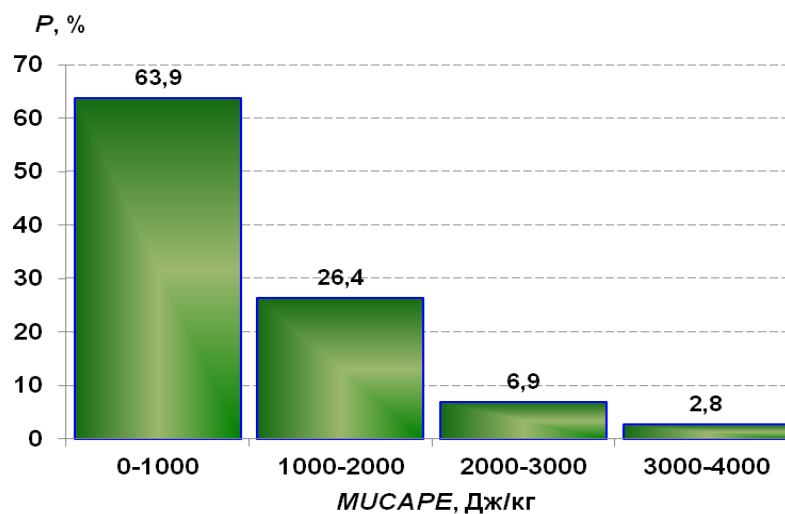
Розглянемо діапазон розсіювання $CAPE$ детальніше. Аналіз SB типу підйому проведемо побудувавши діаграму повторюваності градацій $CAPE$ (рис. 3.2).



а)



б)



в)

Рис. 3.2 – Повторюваність градацій *CAPE* для *SB* (а), *ML* (б) та *MU* (в) типів підйому частинки у випадках формування грози на ст. Київ, Одеса Львів, Кривий Ріг.

З неї видно, що на діапазон значень *CAPE* від 0 до 2000 Дж/кг припадає 92,9% від загальної кількості випадків утворення гроз. На значення *CAPE* > 2000 Дж/кг приходить лише 7,0% випадків (по 4,2% та 2,8% на градації 2000-3000 та 3000-4000 Дж/кг відповідно).

Аналогічна картина (рис. 3.2 в) спостерігається і для *MU* типу підйому – майже 90,3% випадків припадає на перші дві градації, що зумовлює певне збільшення повторюваності (на 6,9 %) градації 2000-3000 Дж/кг до 2,8%, що є цілком логічним.

ML тип підйому (рис. 3.2б) зумовлює виникнення діапазону *CAPE* з від'ємними значеннями, повторюваність якого становить 28,3%. Неважко побачити, що формування цього діапазону значень відбувається за рахунок зникнення повторюваності діапазону 3000-4000 Дж/кг та суттєвого зменшення повторюваності двох інших діапазонів. Таким чином, врахування осереднених характеристик нижнього шару атмосфери, що збільшує, як зазначалося вище, «фізичність» процесу, наштовхує на висновок, що в період проведення зондування у переважній більшості випадків атмосфера не характеризується достатніми запасами енергії нестійкості для реалізації глибокої конвекції.

У зв'язку з цим звернемо увагу на так звану *нелокальну умовну нестійкість* (*NcI*), яка має місце, коли тепле вологе атмосферне повітря граничного шару обмежується шаром інверсії або стійко стратифікованого повітря, вище якого знаходиться відносно холодне повітря. Холодне повітря формує нестійкість атмосфери, що збільшує плавучість теплого повітря, яке підіймається знизу, і спричиняє потужні грози.

Зазначений шар затримує тепле вологе повітря поблизу землі, що дозволяє створювати приховану теплову енергію протягом періоду інтенсивного прогріву, коли сонце нагріває підстильну поверхню та викликає випаровування. Без цієї «кришки» конвекція виводитиме тепле вологе повітря з граничного шару, не залишаючи достатньої енергії для виникнення грози. Таким чином, «кришка» запобігає втратам енергії, яка необхідна для виникнення гроз.

«Нелокальність» полягає у тому, що повітря нижче затримуючого шару стає нестійким вище нього. «Умова» полягає в тому, що повітря граничного шару потрібно підняти через затримуючий шар (тобто, через *LCL* та *LFC*), зруйнувавши його, для реалізації нестійкості.

Таким чином, ми маємо розглянути діапазони значень індексу *CIN*, який і є найбільш точною параметризацією зазначеної вище «кришки». Для цього ми відокремимо випадки зі значенням $CIN = 0$, оскільки це унеможливило б реалізацію процесу нелокальної умовної нестійкості, а решту значень поділимо на градації 1-50; 50-100; 100-150; 150-200; 200-300; 300-400 та 400-600 Дж/кг.

З рис. 3.3 видно, що найбільшу повторюваність має діапазон значень від 1 до 50 гПа. Характерно, що на діапазони значень від 1 до 200 Дж/кг припадає 95, 82 та 94% випадків для *SB*, *ML* та *MU* типів підйому відповідно. Це створює передумови для реалізації умовної нелокальної нестійкості.

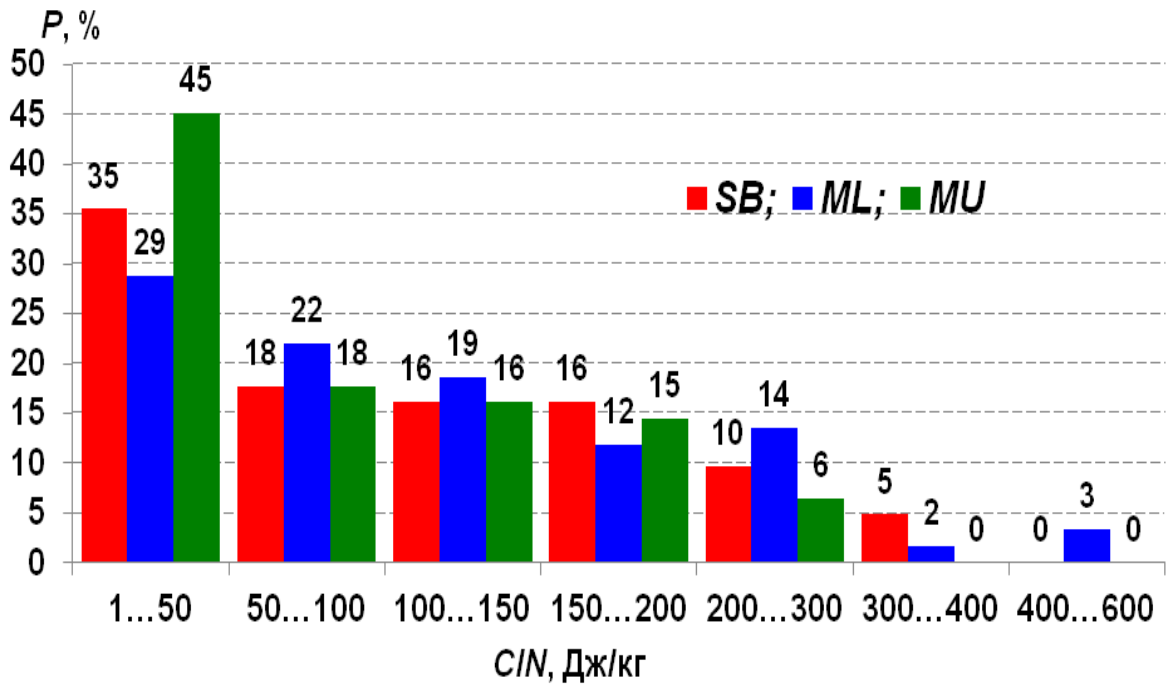


Рис. 3.3 – Повторюваність градацій *CIN* у випадках формування грози на ст. Київ, Одеса Львів, Кривий Ріг.

Випадки зі значеннями $CIN = 0$ мають повторюваність 35% для *SB* та 45% *MU* типів підйому, проте для *ML* типу його повторюваність складає лише 29%.

Таким чином, можна стверджувати, що за результатами радіозондування розраховані значення *CIN*, на відміну від значень *CAPE*, у більшості випадків дають уявлення про наявність потенціалу для розвитку конвекції, тобто утворення «кришки» відбувається перед наростанням значень *CAPE*.

Для підтвердження цієї гіпотези залучимо дані 4-разового радіозондування атмосфери на ст. Штутгарт (10739) у день, коли спостерігалися злива з грозою. З діаграми значень *CAPE* та *CIN* (рис. 3.4) видно, що за 00 СГЧ спостерігалася стійка стратифікація, а $CIN = -122$ Дж/кг. Вже о 06 СГЧ значення *CIN* зменшилося до рівня, який робить можливим

виконання умови нелокальної нестійкості. У той же час відбувається зміна типу стратифікації атмосфери на нестійку ($CAPE = 129$ Дж/кг).

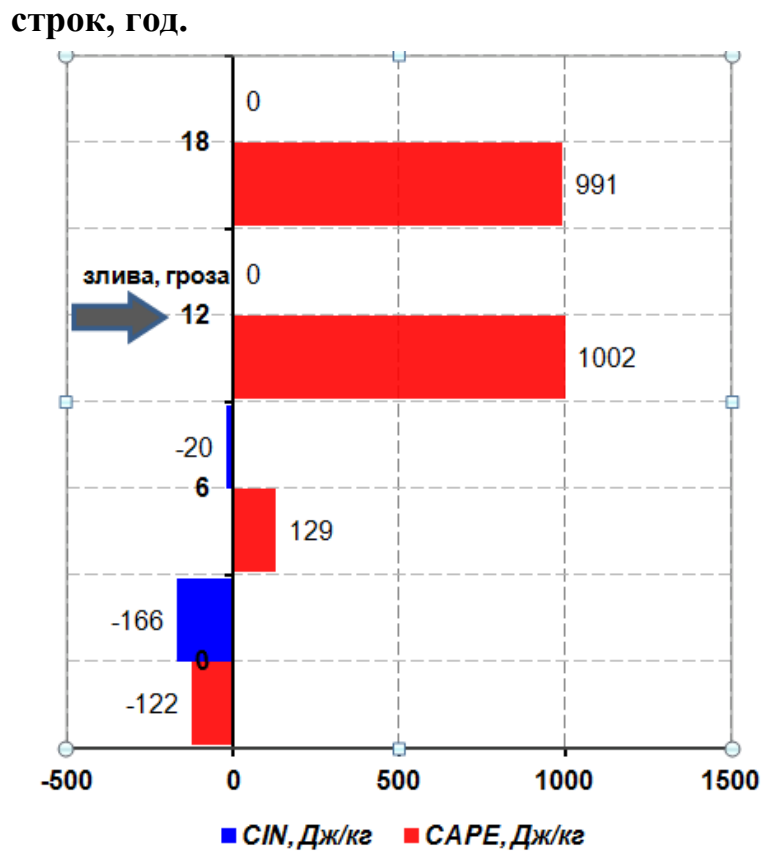


Рис. 3.4 – Часова еволюція індексів $CAPE$ та CIN за даними радіозондування атмосфери на ст. Штутгарт 12.06.2018 р. Сірою стрілкою позначений час, коли спостерігалися зазначені на рисунку явища погоди.

Після прориву затримуючого шару ($CIN = 0$ Дж/кг) о 12 СГЧ спостерігається різке збільшення енергії нестійкості ($CAPE = 1002$ Дж/кг), що зумовило утворення зливи з грозою.

3.3 Параметризація потенціалу конвекції

Важливо усвідомлювати, що критеріальні значення індексів, які використовуються у оперативній практиці, одержуються винятково

емпірично і не регулюються жодними фізичними законами. Тому прогностичний висновок за якимось з них буде мати певні обмеження, оскільки різні групи індексів конвекції мають різне функціональне призначення (наприклад, індекс *CAPE* характеризує лише потенціальну можливість конвекції, індекси зсуву – інтенсивність і тривалість конвективних явищ, температурно-вологісні індекси – потенціал розвитку конвекції і типи організації конвективних штормів) і, відповідно, їх інтерпретація не повинна виходити за межі цього функціоналу.

Використання ж осереднених значень індексів зумовить неврахування динаміки зміни вертикальної структури метеовеличин, яка, у більшості випадків, відбувається після сходу Сонця. Ця динаміка може «просіюватися» даними навіть з 6-годинною дискретністю, а тим більше не може бути відображеною «кліматологією» індексу *CAPE* за певний проміжок часу. Ігнорування цього зумовить, по-перше, одержання критеріальних значень, які будуть показувати свою ефективність при мінімізації помилки «пропуску» і, навпаки, неефективність при мінімізації помилки «хибної тривоги». Іншими словами, ми отримаємо прогноз, який буде спрямований лише на наявність конвективних явищ і матиме низьку справджуваність на їх відсутність. По-друге, пов'язуючи з індексом *CAPE* певні конвективні явища, ми нівелюємо роль не менш важливих складових конвекції – вертикальної структури вітру та вологості повітря, а також реалізації тригерних механізмів конвекції.

Наприклад, аналіз даних фактичної погоди за період з березня по вересень 2018 року на ст. Cuemmersbruck (10771) засвідчив 29 випадків утворення конвективних явищ. За цей же період спостерігалось 9 випадків, коли значення індексу *CAPE* за один з чотирьох строків радіозондування перевищувало критичні значення, встановлені у [30, 38] не зумовлюючи при цьому жодного конвективного явища. Приклад такої еволюції індексу *CAPE* наведений на рис. 3.5.

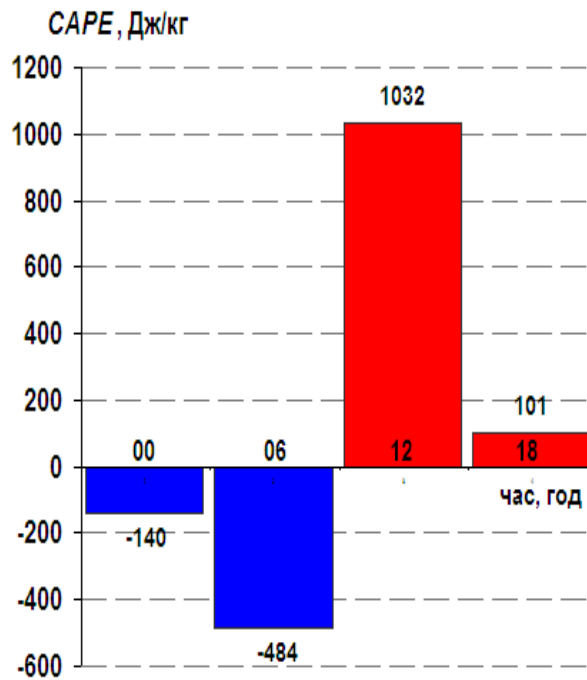


Рис. 3.5 – Часова еволюція індексу *CAPE* на ст. Kuemmersbruck (10771) 08.08.2018 р. при відсутності конвективних явищ.

Таким чином, застосування (без врахування інших чинників) запропонованих вище критеріальних значень протягом теплого періоду 2018 року приблизно у 24% прогнозів конвективних явищ зумовило б помилку «хибної тривоги».

Останнім зауваженням є критерії визначення інтенсивності конвективних явищ, оскільки оперування термінами різного ступеня нестійкості атмосфери є малопродуктивним.

Для проведення, наприклад, процедури адаптації індексів конвекції необхідно визначити її принципи. Перший з них полягатиме у тому, що необхідно визначити ліву та праву межі градації індексу, які характеризуватимуть середній потенціал розвитку конвекції. Відповідно, усі значення індексу, що розташовані «ліворуч», характеризуватимуть слабкий потенціал конвекції, а ті, що «праворуч» – сильний. Другий принцип полягатиме у тому, що критеріальні значення індексу повинні бути оптимальними з точки зору споживача. Алгоритм має гнучко реагувати на поставлене завдання – це, наприклад, може бути або мінімізація помилки «пропуску» («хибної тривоги»), або знаходження певного балансу між ними,

тобто підвищення загальної справджуваності прогнозу. Крім цього, визначені межі серединної градації мають бути репрезентативними.

Інтенсивність атмосферної конвекції визначається глибиною шару, що нею охоплений. Тому для кількісної характеристики потенціалу конвективної діяльності розглянемо зв'язок між індексом $CAPE$ та висотою рівня нульової плавучості (EL), який наведений на рис. 3.6. Він цілком логічно засвідчує, що збільшенню глибини конвекції відповідає збільшення значень індексу $CAPE$.

Прийmemo, що низькому потенціалу конвекції буде відповідати діапазон висот рівня нульової плавучості від 3 до 6 км, середньому – 6-10 км, а високому – понад 10 км.

Повторюваність визначених діапазонів (рис. 3.7) свідчить, що низький потенціал конвекції має найменшу повторюваність (близько 16%), середній та високий приблизно однакову (близько 40%). При цьому, середнє значення

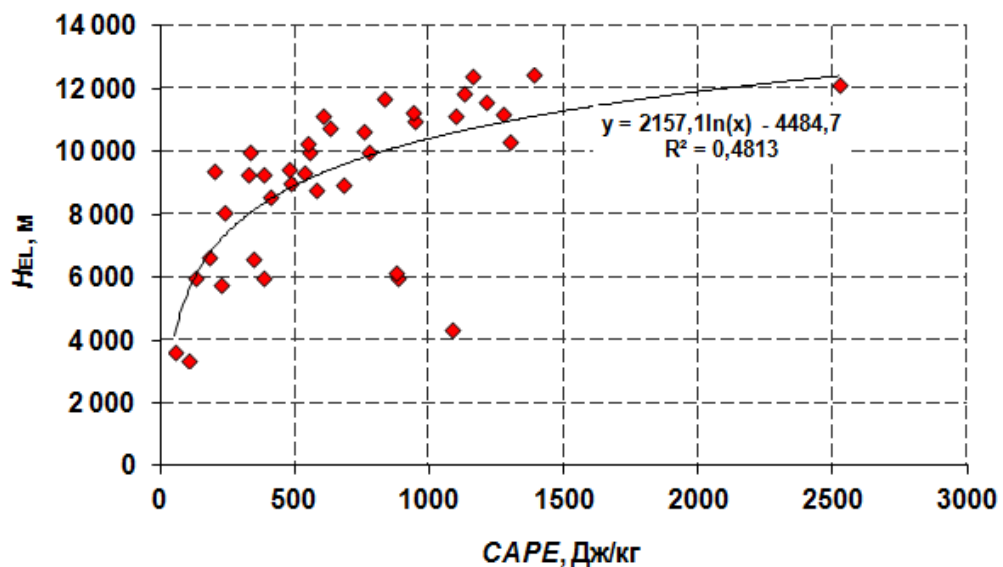


Рис. 3.6 – Залежність між індексом $CAPE$, $Дж/кг$ та висотою рівня нульової плавучості H_{EL} , $м$ у дні з грозою на ст. Куеммерсбрук (10771) за теплі періоди з 2015 по 2019 рр.

$CAPE$ для діапазону 3-6 км становить 411,3 $Дж/кг$, для діапазонів 6-10 км та понад 10 км – 446,9 та 1052,3 $Дж/кг$ відповідно, тобто високий потенціал розвитку конвекції зумовлюється більше ніж двократним збільшенням величини доступної потенціальної енергії нестійкості.

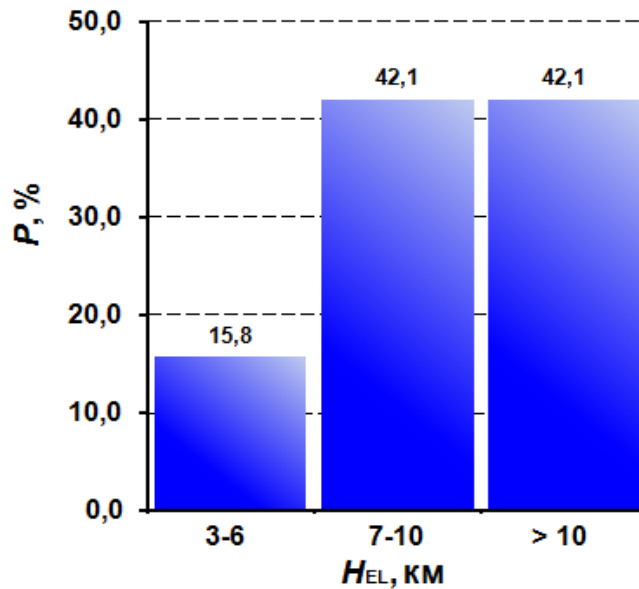


Рис. 3.7 – Повторюваність висот рівня нульової плавучості у дні з грозою на ст. Cuemmersbruck (10771) за теплі періоди з 2015 по 2019 рр.

Розглядаючи питання впливу конвективної діяльності на діяльність авіації та інші галузі народного господарства варто зазначити, що суттєвий вплив зумовлюватиметься такими явищами як інтенсивні зливи, град, шквали, смерчі тощо. Саме тому, головна увага при прогнозуванні конвективних явищ має приділятися тим випадкам, коли значення індексу *CAPE* наближаються до 1000 Дж/кг. Проте цей факт не нівелює необхідність врахування тих фізичних процесів, які відбуваються у шарі конвекції, а також вертикальної та горизонтальної структури метеовеличин при її еволюції.

3.4 Часові і локальні зміни індексу *CAPE* та їх кореляційний зв'язок при формуванні конвективних явищ

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

Для проведення дослідження еволюції конвективних явищ залучалися дані чотирьохразового радіозондування атмосфери протягом доби (05;11;17;23; UTC), яке проводиться на ст. Kuemmersbruck (Німеччина) в теплий період 2015-2019 р.

Протягом вказаного періоду було відібрано 20 випадків, в яких спостерігалось розвиток потужної конвекції, що супроводжувався різними конвективними явищами (зливовий дощ, гроза, град тощо) на ст. Kuemmersbruck (10771).

На рис. 3.8 представлені діаграми розсіяння значень індексу $CAPE$ та його локальних змін, побудовані на підставі фактичних та прогностичних даних. Головною відмінністю є те, що для фактичних даних локальні зміни енергії нестійкості за період з 12 по 18 СГЧ мають від'ємний знак (рис. 3.8а), тобто її пікові значення припадають на відрізок часу між 12 та 15 СГЧ. У той же час аналогічним характеристикам, розрахованим за даними GFS, притаманні позитивні значення (рис. 3.8б), тобто пікові значення індексу $CAPE$ припадають на період близько 18 СГЧ.

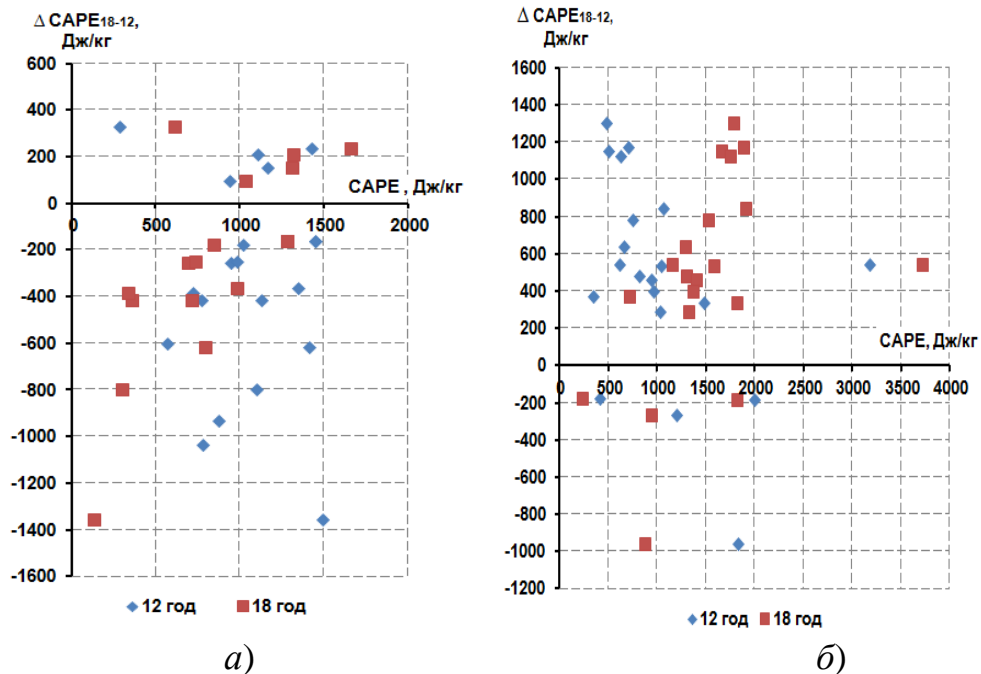
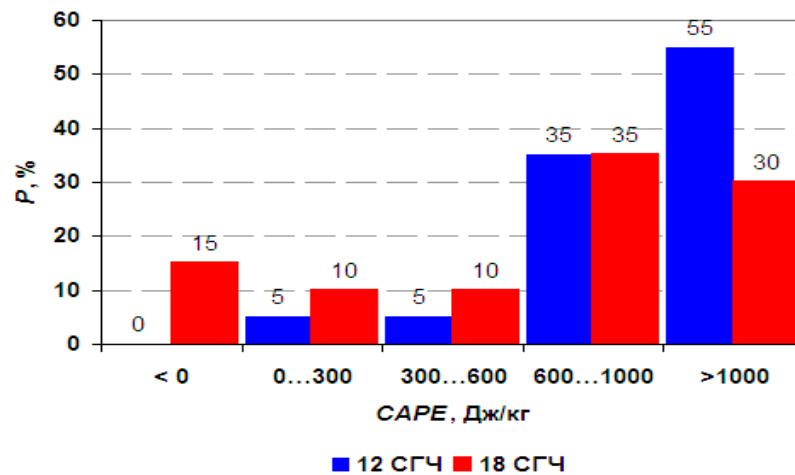
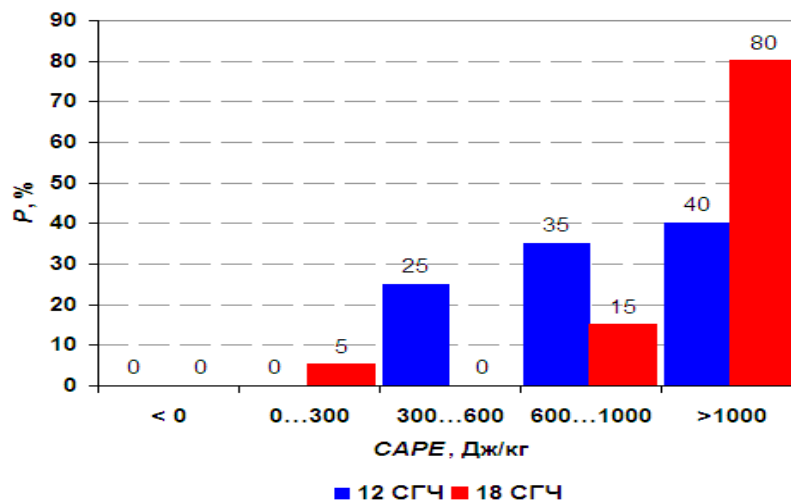


Рис. 3.8 – Діаграми зв'язку між значеннями індексу $CAPE$, Дж/кг та його локальними змінами $\Delta CAPE_{18-12}$ для фактичних (а) та прогностичних (GFS) (б) даних у дні з грозою на ст. Kuemmersbruck (10771).

Це підтверджується даними повторюваності різних градацій індексу *CAPE*, побудованих за цими ж даними які представлені на рисунку нижче:



а)



б)

Рис. 3.9 – Повторюваність (%), індексу *CAPE* у дні з грозою на ст. Kuemmersbruck (10771), розрахована за фактичними (а) та прогностичними (б) даними.

Аналіз гістограми свідчить, що 90% випадків зі значеннями *CAPE* > 600 Дж/кг припадає на 12 СГЧ проти 75 % за прогностичними даними. У 18 СГЧ фактичні значення *CAPE*, які свідчать про високий потенціал конвекції, спостерігаються у 65% випадків, У той час, коли за прогностичними даними цей показник становить 95%.

Розглянемо тісноту та знак зв'язку між значеннями індексу *CAPE* та його локальними змінами (табл. 3.1) за строки 12 та 18 СГЧ.

Табл. 3.1 Значення коефіцієнта кореляції між індексом *CAPE* за 12 та 18 СГЧ та його локальними змінами на ст. Kuemmersbruck (10771) у дні з грозою, розраховані за даними радіозондування атмосфери

r	<i>CAPE</i> ₁₂	<i>CAPE</i> ₁₈
$\Delta CAPE_{18-12}$	-0,09	0,79

З таблиці випливає, що значення *CAPE* за 12 СГЧ та його локальні зміни за період з 12 по 18 СГЧ мають слабкий кореляційний зв'язок $r_{(CAPE_{12} - \Delta CAPE_{12-18})}$ за фактичними даними ($r = -0,09$). У той же час спостерігається тісний додатній кореляційний зв'язок між значенням *CAPE* за 18 СГЧ та величиною його змін за період з 12 по 18 СГЧ за фактичними даними ($r = 0,79$). Такі значення кореляції вказують на те, що еволюція енергії нестійкості після 12 СГЧ може мати досить широкий діапазон сценаріїв. Іншими словами, ніякі значення індексу *CAPE* за 12 СГЧ не зумовлюють його зростання у наступні 6 годин, тобто саме по собі значення індексу не є достатньо інформативним предиктором. І навпаки – високі значення індексу о 18 СГЧ вказують на високий потенціал грози. Це підтверджується величиною середнього абсолютного відхилення значень індексу *CAPE*. Якщо для значень *CAPE* за 12 СГЧ воно становить $\eta = 257,7$, то для значень *CAPE* за 18 СГЧ значення цієї ж величини становить $\eta = 423,3$.

У цьому сенсі доцільно розглянути аналогічний зв'язок, але розрахований за прогностичними даними, оскільки ідентичність зазначених показників потенційно значно спростить процедуру прогнозування і збільшить її ефективність.

Проведені розрахунки показують слабкий кореляційний зв'язок майже однакової тісноти та різного напрямку між значеннями індексу *CAPE* за 12 та 18 СГЧ та його локальними змінами ($r = -0,4$ та $r = 0,42$ відповідно). Тобто результати моделювання свідчать, що збільшення величини локальних змін

Табл. 3.2 – Значення коефіцієнта кореляції між індексом *CAPE* за 12, 15 та 18 СГЧ та його локальними змінами на ст. Kuemmersbruck (10771) у дні з грозою, розраховані за прогностичними даними GFS

	<i>CAPE</i> ₁₂	<i>CAPE</i> ₁₅	<i>CAPE</i> ₁₈
$\Delta CAPE_{15-12}$	-0,75	0,12	-0,15
$\Delta CAPE_{18-15}$	0,5	0,28	0,78
$\Delta CAPE_{18-12}$	-0,40	–	0,42

CAPE відповідає або його зменшення у 12 СГЧ, або збільшення у 18 СГЧ. Величина середнього абсолютного відхилення також майже не змінюється ($\eta = 457,0$ та $\eta = 441,2$ відповідно).

Детальніший аналіз кореляційних зв'язків із залученням прогностичних даних за 15 СГЧ показує наявність зворотного кореляційного зв'язку ($r = -0,75$) між значеннями індексу *CAPE* за 12 СГЧ та його локальними змінами $\Delta CAPE_{15-12}$ та прямого кореляційного зв'язку ($r = 0,78$) між значенням *CAPE* та $\Delta CAPE_{18-15}$. Це є можливим, якщо відбувається або зменшення значення *CAPE* за 12 СГЧ, або його збільшення за 18 СГЧ.

Для грубої перевірки цієї гіпотези на рис. 3. представлені часові зміни середніх значень індексу *CAPE* за строки 06, 12, 15 та 18 СГЧ у дні з грозою, з яких видно, що максимальні значення доступної потенціальної енергії в атмосфері спостерігаються близько 12-15 СГЧ, після чого спадають. У такому випадку значимий додатній кореляційний зв'язок буде забезпечуватися лише за умови (враховуючи відсутність даних за 15 СГЧ), коли значення *CAPE* за 18 СГЧ збільшуються, але паралельно зі збільшенням значень *CAPE* за 12 СГЧ, тобто градієнт *CAPE* до цього часу та після нього і є визначальним чинником утворення грози.

Натомість, аналіз коефіцієнтів кореляції, розрахованих за прогностичними даними, показує, що аналогічні характеристики не мають між собою тісного зв'язку, але його напрямок, як і за фактичними даними, вказує на те, що величина локальних змін енергії нестійкості збільшується або внаслідок зменшення її значень за 12 СГЧ, або за рахунок збільшення за 18 СГЧ. Проте відмінність полягає у тому, що (за рахунок наявності даних за

15 СГЧ) значення індексу $CAPE$ за 15 СГЧ ніяким чином не пов'язані з його локальними змінами ні до, ні після цього часу ($r = 0,12$ та $r = 0,28$ відповідно)

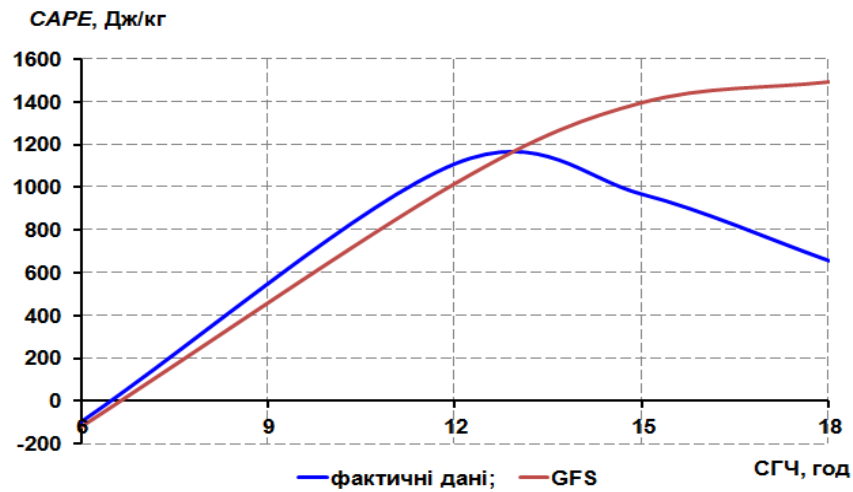


Рис. 3.10 – Часовий хід середніх значень індексу $CAPE$ у дні з грозою на ст. . Куеммерсбрук за фактичними та прогностичними даними.

Таким чином, наявність тісного додатного кореляційного зв'язку ($r = 0,78$) між величинами $CAPE_{18}$ та $\Delta CAPE_{18-15}$ зумовлюється лише збільшенням величини $CAPE_{18}$, що знаходить підтвердження на рис. 3.10, де видно перевищення величини середніх значень $CAPE$ за 18 СГЧ над 15 СГЧ. Величина середнього абсолютного відхилення значень індексу $CAPE$, розрахованого за прогностичними даними, є досить значною як для 12 СГЧ ($\eta = 457,0$), так і для 18 СГЧ ($\eta = 441,2$), що вказує на певні розбіжності у «стартових» умовах порівняно з фактичними даними.

Аналіз знаку локальних змін індексу $CAPE$ (рис. 3.11) свідчить, що лише у 20% випадків фактичні значення $\Delta CAPE_{18-12} > 0$, тобто максимальний потенціал розвитку конвекції спостерігався близько 12 СГЧ. Натомість, значення індексу $CAPE$, отримані за прогностичними даними, вказують на те, що у 80% випадків потенціал конвекції збільшується протягом дня. Це, по-перше, зумовлює похибки у розрахунках часу максимального розвитку конвекції і, по-друге, у значеннях температурних та температурно-вологісних параметрів конвекції.

Незалежно від початкових значень $CAPE$, прогноз грози за допомогою прогностичних даних реалізується шляхом зростання його значень в період з 12 до 18 СГЧ.

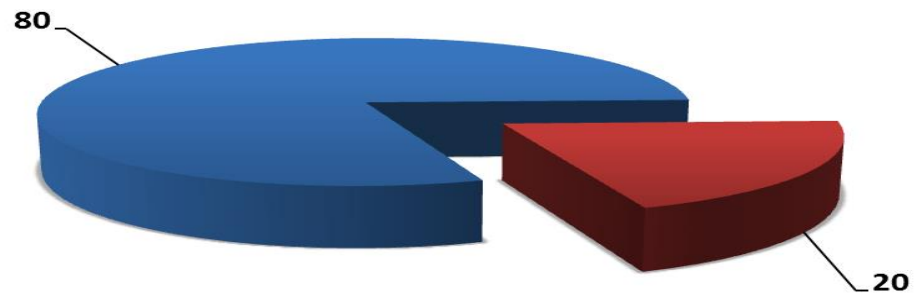


Рис. 3.11 – Повторюваність (%) випадків з $\Delta CAPE_{12-18} > 0$ у дні з грозою на ст. Куеммерсбрук (10771). Червоним кольором позначена повторюваність $CAPE$, розрахованого за фактичними даними, синім – за прогностичними.

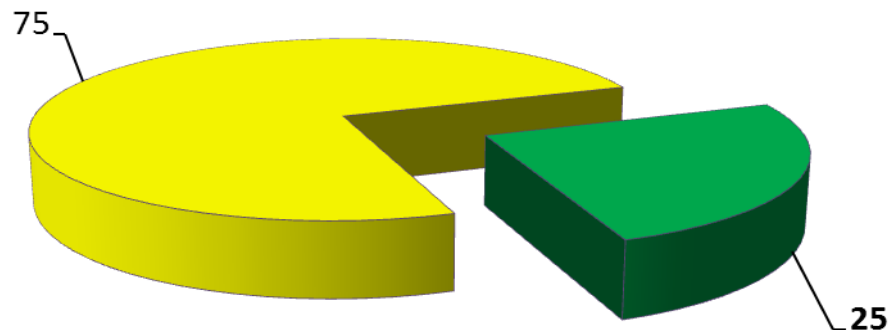


Рис. 3.12 – Повторюваність (%) випадків з $\Delta CAPE_{12-15} > 0$ у дні з грозою на ст. Куеммерсбрук (10771). Зеленим кольором позначена повторюваність $CAPE$, розрахованого за фактичними даними, жовтим – за прогностичними.

Це вказує на похибки симуляції, через неможливість відтворення усього спектру процесів, що впливають на розвиток атмосферної конвекції.

ВИСНОВКИ

1. Максимальна повторюваність значень *CAPE* для *SB* та *MU* типів підйому у дні з грозою припадає на діапазон значень від 0 до 1000 Дж/кг, що вказує на нерепрезентативність цього індексу для прогнозу.

2. Значення індексу *CIN*, на відміну від значень *CAPE*, у більшості випадків дають уявлення про наявність потенціалу для розвитку конвекції на ст. Київ, оскільки його значення, що сприяють розвитку конвекції ($0 < CIN \leq 200$ Дж/кг), збігаються з даними, одержаними іншими авторами. Найбільш характерними для утворення грози на ст. Київ є значення *CIN* від 0 до 50 гПа.

3. Успішність прогнозу конвективних явищ, найімовірніше, лежить у площині прогнозу процесів, які зумовлюють збільшення значень *CAPE* і руйнування затримуючого шару для реалізації нелокальної умовної нестійкості.

4. Дані чотирьохразового радіозондування атмосфери у дні з грозою свідчать, що протягом 12 годин може відбуватися трансформація типу стратифікації атмосфери у бік збільшення енергії нестійкості. Натомість у низці випадків (близько 30%) відносно високі початкові значення індексу *CAPE* не зумовлюють подальшого утворення конвективних явищ.

5. Проведена параметризація потенціалу нестійкості атмосфери через висоту рівня нульової плавучості засвідчила, що низький потенціал її розвитку доцільно віднести до значень 3-6 км (середнє значення *CAPE* дорівнює 411,3 Дж/кг), середній – 7-10 км (середнє значення *CAPE* дорівнює 446,9 Дж/кг, високий – понад 10 км (середнє значення *CAPE* дорівнює 1052,3 Дж/кг.) Високий потенціал розвитку конвекції.

6. Пікові значення енергії нестійкості у дні з грозою спостерігаються між 12 та 15 СГЧ, у той час коли за прогностичними даними GFS значення індексу *CAPE* переважно збільшуються протягом дня і сягають максимальних значень близько 18 СГЧ.

7. Найбільша повторюваність значень індексу *CAPE*, які вказують на високий потенціал формування грози за фактичними даними, спостерігається у 12 СГЧ (90%), за прогностичними даними 95% випадків з максимальними значеннями індексу *CAPE* припадають на 18 СГЧ.

8. Аналіз кореляційного зв'язку між значеннями індексу *CAPE* за 12 СГЧ та його локальними змінами, розрахований за фактичними даними, показує відсутність зв'язку між цими величинами ($r = -0,09$), у той час, коли зв'язок між індексом *CAPE* за 18 СГЧ та його локальними змінами демонструє тісний кореляційний зв'язок ($r = 0,79$). Іншими словами, значення індексу *CAPE* за 12 СГЧ не зумовлюють його зростання у наступні 6 годин, тобто саме по собі значення індексу не є достатньо інформативним предиктором. І навпаки – високі значення індексу о 18 СГЧ вказують на високий потенціал грози.

9. Додатній кореляційний зв'язок свідчить, що значення *CAPE* за 18 СГЧ збільшуються, але паралельно зі збільшенням значень *CAPE* за 12 СГЧ, тобто, враховуючи відсутність даних за 15 СГЧ, можна констатувати, що градієнт *CAPE* до цього часу та після нього і є визначальним чинником утворення грози.

10. За прогностичними даними зворотний кореляційний зв'язок ($r = -0,75$) існує між значеннями індексу *CAPE* за 12 СГЧ та його локальними змінами між 15 та 12 СГЧ, а прямий ($r = 0,78$) між значенням *CAPE* та його локальними змінами між 18 та 15 СГЧ. Це є можливим, якщо відбувається або зменшення значення *CAPE* за 12 СГЧ, або його збільшення за 18 СГЧ.

11. Аналіз коефіцієнтів кореляції, розрахованих за прогностичними даними, показує, що величина локальних змін енергії нестійкості збільшується або внаслідок зменшення її значень за 12 СГЧ, або за рахунок збільшення за 18 СГЧ. Проте відмінність від результатів за фактичними даними полягає у тому, що (за рахунок наявності даних за 15 СГЧ) значення індексу *CAPE* за 15 СГЧ ніяким чином не пов'язані з його локальними змінами ні до, ні після цього часу. Таким чином, наявність тісного додатного кореляційного зв'язку ($r = 0,78$) між величинами *CAPE* за 18 СГЧ та її змінами між 15 та 18 СГЧ зумовлюється лише збільшенням величини *CAPE* у 18 СГЧ.

12. Прогноз грози за допомогою прогностичних даних реалізується шляхом зростання значень *CAPE* в період з 12 до 18 СГЧ, що вказує на похибки симуляції, через неможливість відтворення усього спектру процесів, що впливають на розвиток атмосферної конвекції.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

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. *Балабух В.А.* Межгодовая изменчивость интенсивности конвекции в Украине Глобальные и региональные изменения климата; подредакцией Осадчего В.И., Киев: Ника-Центр, 2011, С. 150-159.
4. *Балабух В.А., Ягодинец С. Н., Малицкая Л. В.,* Региональные особенности количественных критериев интенсивности конвекции, Труды научного семинара «Проблемы долгосрочного прогнозирования погоды».- Киев: Ника-Центр, 2012. – с. 108-118.
5. *Вельтищев Н.Ф., Желнин А.А.* Численная модель влажной глубокой конвекции.— Труды Гидрометцентра СССР, 1981. – Вып.219.— С.28-37.
6. *Воробьев В.И.* Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 604 с.
7. *Грушевський О.М., Міщенко Н.М., Мансарлійський В.Ф., Бурцева В.М.* Про можливості діагнозу і прогнозу глибокої конвекції в оперативній діяльності // Український гідрометеорологічний журнал. – 2018. – № 22. – С. 5-15.
8. *Грушевський О.М., Міщенко Н.М.* Діагноз і прогноз конвективних явищ. Навчальний посібник. – 2020. – ОДЕкУ. – 120 с.
9. *Івус Г.П.* Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології: Конспект лекцій. – Одеса, 2007. – 162 с.
10. *Мазин И.П., Шметер С.М.* Облака. Строение и физика образования - Л.: Гидрометиздат, 1983 – 183 с.
11. *Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Издание 2-е, переработанное и дополненное. -- Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 752 с.
12. *Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л.,* Облака и вихри – основа колебаний погоды и климата. СПб.: РГГМ, 2005. – 327 с.

13. Метеорологія і кліматологія. Підручник під редакцією д. ф. –м.н., професора *Степаненка С.М.* – Одеса, 2008. – 533 с. .
14. *Міщенко Н.М., Панова Я.Л., Грушевський О.М.* Нижньорівнева адвекція вологи як тригерний механізм атмосферної конвекції та предиктор її прогнозу // Український гідрометеорологічний журнал . – 2020. – № 25. – С. 28-37.
15. *Моргоев А.К.* Радиолокационный метод исследования воздушных движений в мощных конвективных облаках.— Автореф. дис. канд. физ.- мат. наук. – Долгопрудный, ЦАО, 1985.— 195 с.
16. Облака и облачная атмосфера. Справочник под ред. И. П. Мазина А. Х. Хргиана, Л.: Гидрометеиздат,- 1989.- 646 с.
17. *Оболенский В. Н.* Курс метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1944.- 200 с.
18. *Русин И. Н., Арапов П. П.* Основы метеорологии и климатологии. Курс лекций. СПб.: РГГМУ, 2008. -199 с.
19. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть 1 – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 696 с.
20. *Семенченко Б. А.* Физическая метеорология. М.: Аспект пресс, 2002.- 415 с.
21. *Толмачева Н. И.* Физическая Метеорология. Учебное пособие. Пермь: ПГНИУ, 2012.- 324 с.
22. *Хриган А.Х.* Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. - 319 с.
23. *Хромов С. П.* Метеорология и климатология для географических факультетов. Л.: Гидрометеиздат, 1983, 455с.
24. *Хромов С. П., Петросяну М. А.* Метеорология и климатология. Учебник. М.: Наука, 2006 – 584 с.
25. *Шишкин Н.С.* Облака, осадки и грозовое электричество. Изд. 2-е.–Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 401 с.
26. *Школьний Є.П.* Фізика атмосфери.— К.: Міносвіти України, 1997.— 698с.
27. *Школьний Є.П.* Фізика атмосфери. – К.: КНТ, 2007. –508 с.
28. *Шметер С.М.* Термодинамика и физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометиздат, 1987 – 288 с.

29. *Bunkers, M. J. et al.* (2000). Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Weather and Forecasting*, 15, 61-69.
30. *Griser Ju.* Convection Parameters. – 2012. – 45 c.
31. *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.
32. *Gettelman, A., Seidel, D., Wheeler, M., Ross, R.* Multidecadal trends in tropical convective available potential energy. *Journal of geophysical research*, 2002, vol. 107.
33. *Kaltenbock R., Diendorfer G., Dotzek N.* Evaluation of thunderstorms indices from ECMWF analyses, lightning data and severe storms reports. Special Issue: Proc. 4th European Conf. on Severe Storms, 2008, 40 p.
34. *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.—. 431-434.p.
35. *Miller R.C.* Notes On Analysis and Severe-Storm Forecasting Procedures of the Air Force Global Weather Central: Air Weather Service Technical Report 200 (Rev). – Air Weather Service (MAC), United States Air Force. – May 1972. – 106 p.
36. *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, 389-404 p.
37. *Romualdo, R., Miguel, G., Doswell, C.* European climatology of severe convective storm environmental parameters: A test for significant tornado events *Atmospheric Research*, 2007, 83, p. 389-404 p.
38. *Stull R.* Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. – Dept. of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences University of British Columbia. – 2016. – 924 p.
39. *Vasquez T.* Instability, Skew-T & Hodograph. Handbook. – 2017. – 235 p.
40. *Vasquez T.* Severe Storm Forecasting. First edition (Blue Book). – Printed in the USA. – 2010. – 262 p.
41. *Vasquez T.* Storm Chasing. – Handbook, 2-nd edition. – 2009. – 322 p.
42. OGIMET: <https://www.ogimet.com/gsynres.phtml.en>

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри військової підготовки
до магістерської роботи
курсанта групи МВМ-19 Анастасії МАТРОСОВОЇ

на тему:

«Прогнозування стратифікації атмосфери з використанням
прогностичних даних GFS»

1. Доповідь на студентській конференції 17 квітня 2019 року за темою: «Кількісна оцінка нестійкості атмосфери в період грозової діяльності над території України» та публікація наукової статті за її результатами у 2019 р. у журналі «Матеріали студентської наукової конференції Одеського державного екологічного університету (15-18 квітня 2019р.)», С.260-264.

2. Доповідь на студентській науковій конференції молодих вчених 29 травня 2020 року за темою: «Про зв'язок між кількісними показниками енергії нестійкості і глибиною шару конвекції» [Електронний ресурс] Спосіб доступу: <http://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/Tezi-studentska-konferentsiya-2020.pdf>. –С.342-344.

Керівник магістерської роботи
к.геогр.н., доцент, полковник

Олег ГРУШЕВСЬКИЙ