

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

Кафедра військової підготовки

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему:

ЕВОЛЮЦІЯ ЕНЕРГІЇ НЕСТІЙКОСТІ ПРИ ФОРМУВАННІ
ГРОЗ

Спеціальність 103 Науки про Землю
Спеціалізація «Метеорологія»
курсанта групи МВМ-19
Богдана ЧЕРЕВАТОГО

Керівник: к.геогр.н.,доцент,
Наталя МІЩЕНКО
Рецензент: к.геогр.н.,доцент
Оксана ВОЛЬВАЧ

Одеса – 2020

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

Кафедра, циклова комісія _____ кафедра військової підготовки
Рівень вищої освіти _____ магістр
Спеціальність _____ 103 «Науки про Землю»
(шифр і назва)
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 ЧЕРЕВАТОМУ Богдану

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи _____ «Еволюція енергії нестійкості при формуванні
гроз»

керівник роботи _____ МІЩЕНКО Наталя Михайлівна, к.геогр.н.

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

затверджені наказом закладу вищої освіти від 16 жовтня 2020 року № 194-С

2. Строк подання курсантом роботи _____ 12 грудня 2020 року

3. Вихідні дані до роботи: аеросинотичний матеріал, аерологічні
спостереження фактичної погоди на ст. Київ, (Жуляни)Штудгарт, Вроцлав,
Мілан та Прага за період з 01.04.2020 по 01.10.2020 р.

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

1. Розгляд сучасних методів прогнозу конвективних явищ..

2. Формування бази даних за 2015-2019рр. з грозами по станціям Київ,
Кривий Ріг, Львів, Одеса, Харків для кліматологічної обробки.

3. Розрахунок параметрів *CIN* і *CAPE* та для станцій Штудгарт та Прага.

4. Дослідження еволюційних змін *CIN* і *CAPE* при різних типах
адіабатичного підйому (*MU*, *ML* та *SB*) в дні перед та після формування гроз
на станціях Штудгарт, Прага.

5. Перелік графічного матеріалу: рисунки, 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	27.10 – 01.11.20	87	4
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	02 – 22.11.20	88	4
3.	Рубіжна атестація	23.11.20	87	4
4.	Обробка вхідних даних проведення розрахунків за вказаною в роботі методикою	24.11 – 02.12.20	86	4
5.	Відпрацювання 3-го розділу	03 – 06.12.20	88	4
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	07 – 09.12.20	87	4
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	10.12.20		
8.	Подання роботи на рецензування	11.12.20		
9.	Подання роботи до навчальної частини кафедри	12.12.18		
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		87	4

Курсант _____ **Богдан ЧЕРЕВАТИЙ**
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____ Наталя МІЩЕНКО
(підпис) (прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Магістерська кваліфікаційна робота курсанта Череватого Б. на тему: «Еволюція енергії нестійкості при формуванні гроз» присвячена визначенню еволюційних змін параметрів нестійкості атмосфери, що передують виникненню грозової діяльності.

В ході роботи були розглянуті такі параметри як *CAPE* та *CIN* при різних типах адіабатичного підйому та їх зміни з часом перед утворенням грози.

Актуальність дослідження зумовлюється небезпечним впливом конвективних явищ на діяльність авіації. Проблемою прогнозу є репрезентативність параметрів конвекції у просторі та необхідністю їх адаптації до конкретного фізико-географічного району. Також значною проблемою є відсутність на багатьох станціях аерологічних спостережень на території України, які є джерелом вихідних даних для складання прогнозу.

Мета і завдання дослідження. Метою роботи є визначення ефективності прогнозу конвективних явищ та кількісних характеристик механізмів для різних типів адіабатичного підйому частинки, що передують виникненню грозової активності на станціях Штудгард та Прага.

Завданнями, які вирішувалися у рамках дослідження, є:

1. розгляд сучасних методів прогнозу грозової активності;
2. формування вихідних даних по ст. Київ,(Жуляни) Штудгард, Кривий ріг, Харків, Львів та Прага.
3. обробка та аналіз даних аерологічних спостережень за 00, 06, 12 та 18 UTC (в залежності від часу фіксації грози та наявності даних радіозондування) з розрахунком кількісних характеристик конвекції;
4. аналіз еволюційних змін параметрів при різних типах адіабатичного підйому частинки.

Об'єкт дослідження – атмосферна конвекція.

Предмет дослідження – предиктори для прогнозу конвективних явищ.

Методи дослідження. При виконанні роботи використовувалися аналіз та експеримент.

Наукова новизна отриманих результатів полягає у визначенні еволюційних змін параметрів нестійкості *CAPE* та *CIN*, з використанням 4-х

разового зондування атмосфери до формування розової активності та після неї, з ціллю удосконалення існуючих методів. Зокрема

- розрахунок параметрів нестійкості за послідовні строки зондування (00, 06, 12, 18 UTC)

- проаналізована еволюція змін параметрів CAPE та CIN визначені основні закономірності

Практичне значення отриманих результатів полягає у розширенні можливостей прогнозування конвективної діяльності на підставі знань про модливі еволюційні зміни параметрів нестійкості атмосфери перед початком утворення грози.

Структура і обсяг роботи. Робота викладена на 70 сторінках машинописного тексту, містить у собі 49 рис., 3 таблиць, складається з вступу, 4-х розділів, висновків, списку використаних джерел (41 найменування) та трьох додатків.

Ключові слова: гроза, прогноз конвективних явищ, нестійкість атмосфери, сучасні методи підйому повітряної частинки.

ABSTRACT

The master's qualification work of the cadet Cherevaty B. on a theme: "Evolution of energy of instability_ at formation of thunderstorms" is devoted to definition of the basic modern methods of forecasting preceding emergence of thunderstorm activity.

In the course of the work the modern methods of forecasting thunderstorm activity used in forecasting centers were considered.

The relevance of the study is due to the dangerous effect of convective phenomena on the activities of aviation. The problem of the forecast is the representativeness of convection parameters in space and the—necessity to adapt them to a specific physical-geographical area. Another significant problem is the lack of aerological observations at many stations in Ukraine, which are the source of initial data for forecasting.

The purpose and objective of the study. The conception of this work is to determine the efficiency of forecasting convective phenomena and quantitative characteristics of mechanisms for different types of adiabatic particle rise, which precede the occurrence of thunderstorm activity at stations Kyiv, (Zhulyany) Stuttgart, Wroclaw, Milan and Prague.

The tasks addressed in the study are:

1. consideration of modern methods of forecasting thunderstorm activity;
2. formation of initial data according to st. Kyiv, (Zhulyany) Stuttgart, Kryvyi Rih, Kharkiv, Lviv and Prague.
3. processing and analysis of data of aerological observations for 00, 06, 12 and 18 UTC (depending on the time of fixation of the thunderstorm and the availability of radiosonde data) with the calculation of quantitative characteristics of convection;
4. determination of the effective type of adiabatic particle rise, which is the most effective for the prediction of convective phenomena;

The object of study - atmospheric convection.

The subject of research - predictors for the prediction of convective phenomena.

Methods used; observation, description, experiment (empirical), analysis, explanation, classification (theoretical) and deduction.

The scientific novelty of the obtained results is to determine the evolutionary changes in the parameters of instability of CAPE and CIN, before the formation of pink activity and after it, in order to improve existing methods. In particular:

- an analysis was performed to determine the most effective calculation of the extended convection parameters taking into the type of adiabatic particle rise;
- for the first time the analysis of trigger mechanisms of convection with the use of data of numerical modeling is carried out that allows to develop the forecast of thunderstorm activity on the basis of their quantitative characteristics;
- the parameters of the evolution of lower level advection are determined, which generate the development of deep convection.

The practical meaning of the obtained results is to expand the possibilities of accurate forecasting of convective activity on the basis of prognostic data received by meteorological units.

Structure and content of work. The work is set out on 70 pages. typewritten text, contains 49 figures, 3 tables, consists of an introduction, 4 sections, conclusions, a list of sources used (41 items).

Key words: thunderstorm, forecast of convective phenomena, instability of the atmosphere, modern methods of air particle rise.

ЗМІСТ

Вступ.....	9
1.Повторюваність грозової активності над територією України за 2010-2019рр.....	10
2.Сучасні методи апроксимації адіабатичного підйому частинки.....	14
2.1 Типи апроксимації адіабатичного підйому частинки.....	14
2.2 Поняття про параметр CIN. Метод розрахунку.....	18
2.3 Поняття про індекс CAPE. Метод розраху.....	27
3.Кліматологія грозової активності за 2015-2019рр	35
3.1 Повторюваність гроз на станціях України за 2015-2019рр	35
3.2 Добово-річний хід грозової активності по території України.....	38
4. Дослідження еволюційних змін енергії нестійкості атмосфери при формуванні гроз	43
Висновки	47
Перелік посилань	48
Додатки	51

ВСТУП

Актуальність. Конвективні явища є однією з найбільших небезпек для авіації як на всіх етапах польоту літального апарату, так і при його перебуванні на землі. Такі явища, як град, шквал, мікрровибухи, гроза, турбулентність можуть серйозно впливати на безпеку польотів і цілісність авіаційної техніки.

Відомо, що більшість методів прогнозу географічно обмежені, оскільки порогові значення прогностичних величин, прогностичні формули та графіки отримані в результаті обробки певного матеріалу спостережень для території, в межах якої проводилося дослідження. Ще однією проблемою є те, що на території України катастрофічно мало і не достатньо часто проводяться аерологічні спостереження, які б дали значні покращення в прогнозуванні конвективних явищ.

Мета роботи – визначення сучасних методів для максимально завчасного прогнозування грозової активності.

Завдання, що вирішувались у рамках дослідження для досягнення мети:

- виявлення випадків з наявністю грозової активності;
- статистична обробка даних фактичної погоди.

У якості вихідних даних використовувався аерологічні дані RAOB (для ст. Київ (Жуляни), Штудгарт, Кривий Ріг, Харків та Прага за 2020 рр.) та дані електронного щоденника погоди.

Магістерська робота викладена на 60 сторінках, складається зі вступу, чотирьох розділів, висновку, списку використаних джерел (41 позиція) та додатків.

У першому розділі магістерської роботи розглянута кліматологія грозової активності на території України за 1970-2000 рр.

Другий розділ містить основні поняття про сучасні методи апроксимації адіабатичного підйому частинки.

В третьому розділі проведено кліматологічний аналіз грозової активності по території України за 2015-2019 рр.

Четвертий розділ складається з досліджень еволюційних змін параметрів *CAPE* та *CIN*, до формування грози та після неї.

1 ПОВТОРЮВАНІСТЬ ГРОЗОВОЇ АКТИВНОСТІ НАД ТЕРИТОРІЄЮ УКРАЇНИ НА ПЕРІОД З 2010-2019 рр

Українські Карпати, Волинська, Подільська, Придніпровська, Донецька височини сприяють додатковому розвитку конвекції та загостренню процесів на атмосферних фронтах, тому тут частіше виникають грози: у гірських районах Українських Карпат — 45 днів, у Закарпатті — 36 днів, на південному заході — 32 - 33 дні та у вузькій смузі на південному сході - 30 - 31 день.

На узбережжях Чорного та Азовського морів число днів з грозою значно менше (15 - 22). що зумовлено впливом бризової циркуляції, добова періодичність якої гасить розвиток конвекції. Меншим числом днів із грозою виділяється також Крим: на узбережжі — 15 - 20 днів, у степових районах і Кримських горах — 22 - 25 днів, що зумовлено впливом моря [1]. Число гроз за рік дещо більше числа днів з грозою. Відношення кількості гроз до числа днів з грозою за рік знаходиться у межах 1,00 – 1,15: середнє квадратичне відхилення числа днів з грозою за рік змінюється на території від 5 до 9 днів. В основному грози спостерігаються з травня до вересня [3]. Майже на всій Україні їх повторюваність у цей період становить 96 - 97 % від загальної кількості; на півдні (Миколаївська, Херсонська області) та в Криму — 91 - 94 % [1].

Зимою грози виникають дуже рідко, на сході (Сумська, Харківська, Луганська області) вони взагалі не зафіксовані. На решті території третина зимових гроз буває один раз за 10 - 15 років, а більша частина (55 % усіх зимових гроз) — один раз за 20 -25 років. У Криму зимові грози утворюються частіше: на рівнинній частині один раз за 7 - 9 років, а на півдні — один раз за 2 - 5 років.

Навесні (квітень-травень) гроз більше ніж восени (вересень-жовтень): у західних районах у 3 - 4 рази, на півночі та в центрі — 2 - 2,5 рази, а в Криму — всього на 20 %. Грози у травні становлять 15 - 20 % від загальної їх кількості, у той час як у вересні близько 7 %. У квітні та жовтні повторюваність гроз дуже мала (відповідно 3 - 4 та близько 1 %). Найчастіше грози спостерігаються у червні та липні (їх повторюваність дорівнює 50 - 55 % всіх гроз), причому на Закарпатській низовині, центральних і південних

районах та Криму максимум відмічається у червні, а на заході та сході у липні. Річний хід числа днів з грозою однотипний на всій території. У квітні лише на заході щороку буває 1 - 2 дні з грозою, на решті території таке число спостерігається за 3 роки. У травні в основному відмічається 5-6 днів з грозою, на Закарпатській низовині — до 7, а в Криму — всього 2-3 дні. У червні — липні майже на всій території щомісяця буває 7-8 днів з грозою, на Закарпатській низовині та на південному заході — до 9, а в Українських Карпатах 11 - 12 [1].

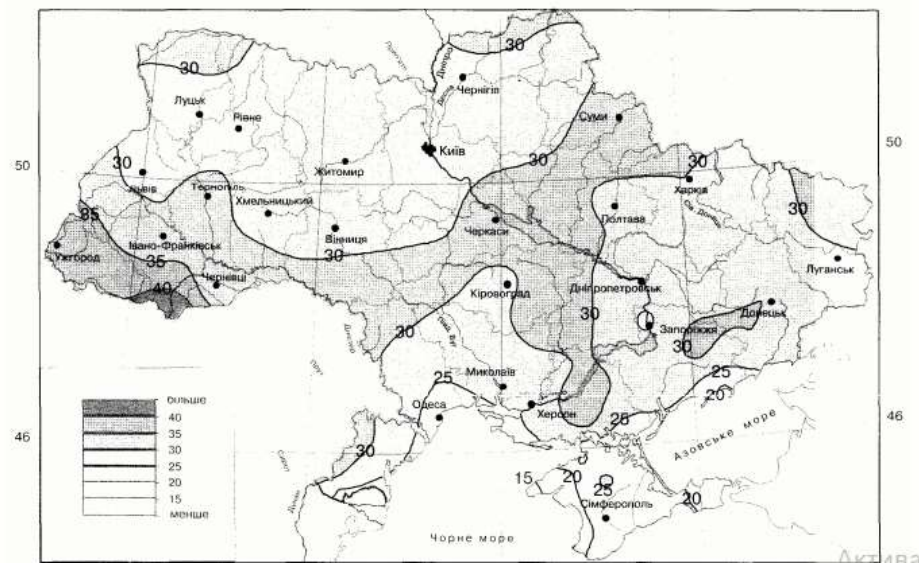


Рис.1.1- Середнє число днів з грозою по території України

На узбережжі морів їх число значно менше (5-6 днів), у Криму — 6 - 7 днів, а на узбережжі — 3 - 5 днів. У серпні число днів з грозою зменшується до 5-6 днів на більшій частині країни, в Українських Карпатах — до 7 - 9, а на узбережжі — до 3 - 4 днів. У вересні майже всюди їх буває не більше 2 днів.

Розподіл найбільшого числа днів з грозою (рис. 1.1) характеризує деякою мірою активність атмосферних процесів. Максимальне їх число за рік (47 - 64) спостерігається у західній і частково північній частинах приблизно по лінії Івано-Франківськ - Хмельницький - Біла Церква - Суми. Дещо менший максимум (47 - 48 днів) — на південному сході. Відмінності у розподілі найбільшого числа днів з грозою зумовлені рельєфом і властивостями повітряних течій. У першому визначеному регіоні великий

вплив мають процеси, які розвиваються на холодних фронтах північно-західних, західних та південно-західних циклонів і значно посилюються впливом Українських Карпат, на другий регіон також впливають ці циклони, але їх фронти уже "розмиті" і збіднені вологою, тому більший вплив на цей регіон справляють південні циклони та Чорноморська депресія, тим більше, що під час переміщення в Україну ці циклони активізуються [1].

Річний хід найбільшого числа днів з грозою такий самий, як і середнього, тобто максимальні значення відмічаються у червні-липні і перевищують середні вдвічі, весною — у 2 - 3 рази, а восени — навіть у 3 -4 рази [1].

Сумарна тривалість гроз за рік порівняно з розподілом числа днів значно змінюється на території (від 20 до 160 год). Тривалість гроз за рік понад 80 год спостерігається в окремих регіонах майже на всій території країни, крім півночі, частково півдня, узбережжя та Криму (рис. 1.2) [15].

Значна тривалість гроз зумовлена їх більшим числом (понад 30). Вона притаманна гірським районам (160 год). Закарпатській низовині (80-100 год), східним областям (Полтавська, Харківська, Луганська — 80 - 110 год) і частково центральним (Черкаська область — 80 – 90 год), причому ці регіони виділяються як окремі осередки. На решті території тривалість становить близько 60 год. У Криму в західній частині вона дорівнює 20 - 30 год, у східній — близько 45 год [15].

Найбільша тривалість гроз відмічається у Селятині (160 год), що зумовлено своєрідністю розташування (високогірна станція); хребти Українських Карпат спричиняють виникнення дуже потужних висхідних рухів повітря і, як наслідок, розвиток інтенсивної конвекції.

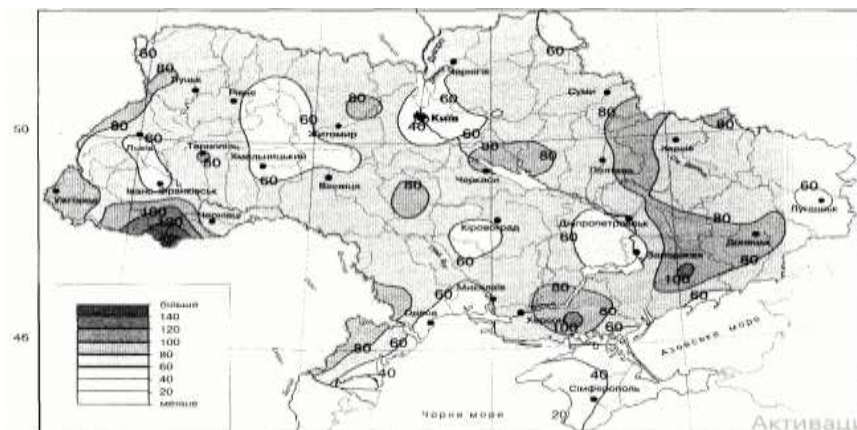


Рис. 1.2- Середня тривалість гроз (год) .

Найменша тривалість гроз на узбережжі Чорного моря, де вона становить 20 - 25 год [15].

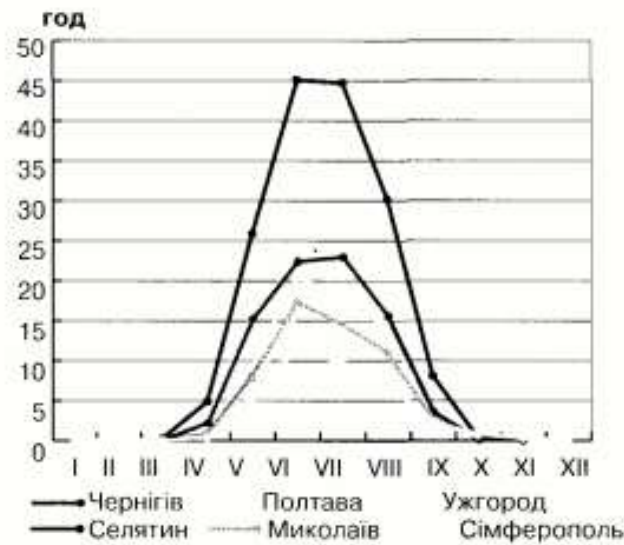


Рис.1.3- Річний хід середньої тривалості (год.) гроз

Аналізуючи тривалість гроз (рис.1.3) ми бачимо що, чітко виражені найтриваліші грози у червні-серпні (75 - 80 % річної суми). На рівнині північної і центральної частини у цей період тривалість гроз щомісяця становить 15 - 20 год, на півдні — 10 - 15 год, у Криму — близько 10 год, найбільша — на закарпатській низовині (15 - 25 год) та в горах (30 - 45 год).

Навесні тривалість гроз більша ніж восени: у квітні вона невелика і становить менше години (тільки на закарпатській низовині та в гірських районах — 2 - 5 год), проте у травні значно збільшується: до 15-25 год на закарпатській низовині та в Українських Карпатах, 8 - 9 год на решті території і близько 5 год у Криму.

Частка травневих гроз дорівнює 15 - 20 % від річної тривалості. У вересні грози менш тривалі: в основному 3 - 4 год, у горах — близько 8 год, а в Криму — 2 - 3 год. У жовтні гроз мало, їх тривалість незначна і становить на більшій частині території 0,2 - 0,4 год, на півдні та в Криму — 0,6 - 0,8 год [19].

2 СУЧАСНІ МЕТОДИ АПРОКСИМАЦІЇ АДІАБАТИЧНОГО ПІДЙОМУ ЧАСТИНКИ

2.1 Типи апроксимації адіабатичного підйому частинки

Більша частина прогнозування конвективних явищ включає в себе прогнозування параметрів нестійкості та джерел конвективного підйому які необхідні для ініціалізації глибокої конвекції.

При використанні методу частинки та аерологічної діаграми для оцінки різних параметрів вважається, 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..

Зважаючи на ці базові етапи, можна сформулювати питання, які мають безпосереднє відношення до прогнозу конвективних явищ:

- 1) з якого рівня і чому буде здійснюватися адіабатичний підйом частинки?
- 2) як правильно оцінити максимальний потенціал конвекції при даній стратифікації атмосфери?
- 3) вплив добового ходу температури і вологості на стратифікацію атмосфери, зважаючи на наявність лише дворазового радіозондування атмосфери у 00 та 12 UTC?

Імовірно, що відповідь на ці питання потрібно надати не виходячи за умову адіабатичності, тобто підіймаючи частинку по сухій адіабаті до рівня конденсації і по вологій – вище нього. Але ми можемо варіювати висоти, з яких починається підйом частинки, не втрачаючи при цьому фізики процесу.

Відповідно ми повинні виділити деякі умови частинки, які будуть зрозуміло відображати поточний стан атмосфери і забезпечать максимально ефективний прогноз конвективних явищ [12].

Розглянуті нижче методи апроксимації відносяться до способів підйому частинки, а точніше до вихідних параметрів її адіабатичного підйому.

Перший тип ML (Mixed Layer) означає наявність шару перемішування або середнього шару. При застосуванні цього типу враховуються властивості шару повітря товщиною до 100 мб над поверхнею землі. Тобто, якщо тиск біля поверхні землі становить 995 мб, то шар, який оцінюється, знаходиться у межах від 995 до 895 мб [15].

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, що лежить в основі, характеристики частинки мають бути осереднені по глибині ГША, яка може сильно варіювати у часі і просторі.

Ця концепція не є реальною частинкою і призначена для апроксимації ефектів втягування частинки при її підйомі через граничний шар атмосфери [15].

Значення MLCAPЕ завжди будуть менше ніж SBCAPЕ, тому що осереднення зумовлює зміну характеристик частинки у процесі її змішування з оточуючим повітрям при проходженні через ГША (SBCAPЕ такого ефекту не містить).

Таким чином, наближення ML може давати більш реалістичну картину.

Ефективність застосування даного типу полягає у тому, що він по-перше, краще відображує турбулентне перемішування, яке відбувається у граничному шарі атмосфери, що важливо при наявності «глибокого» шару вологого повітря, по-друге дає кращі результати на день, коли турбулентне перемішування є сильним.

У даному типі також є і слабкі сторони тому, що потрібно, щоб термодинамічні характеристики нижнього 100-мілібарового шару атмосфери були добре вираженими [14].

Другий тип має назву 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 (рис. 2.1 б) [17].

Для того, щоб знайти, наприклад, MU CAPЕ (Most Unstable CAPЕ), комп'ютерна програма підіймає частинку з великої кількості ізобаричних поверхонь (земля, 975, 925, 900 і т.д.). Іноді це шар, який розташовується над поверхнею землі, і є вихідною областю для формування піднесеної (вільної)

конвекції. Та крива стану, яка дасть максимальне значення CAPE і є MU CAPE [17].

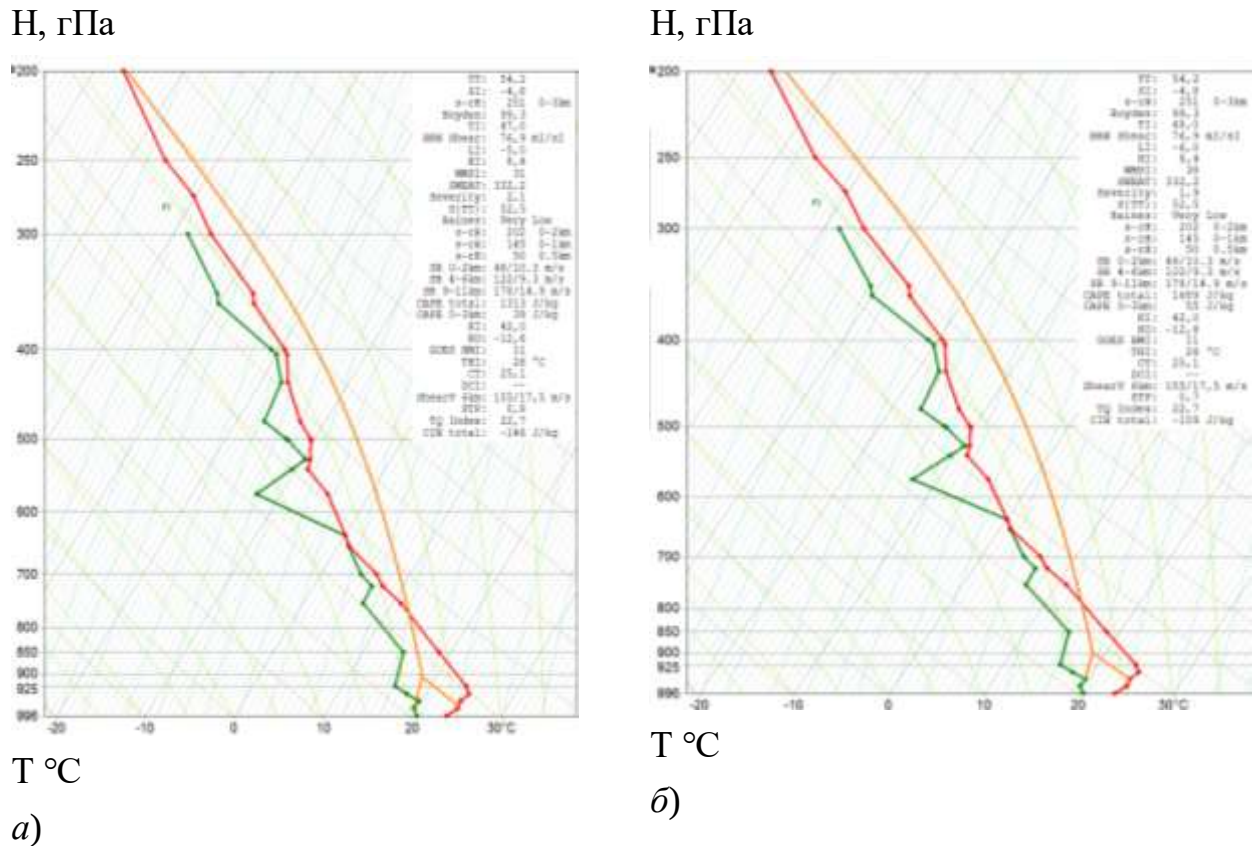


Рис 2.1- Реалізація ML типу підйому частинки при $\Delta H_{ML} = 50$ гПа. а) та реалізація MU типу підйому частинки

Це дає 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 MU CAPE необхідно, щоб підйом частинки розпочався саме з того рівня, з якого він був одержаний. Це може відбутися або не відбутися, у цьому випадку полягає у оцінці можливості ініціалізації підйому саме з цього рівня [17].

Ефективність застосування даного типу полягає у тому, що він, по-перше формує уявлення про максимально можливий потенціал конвекції, по-друге враховується можливість розвитку вільної конвекції, і по-третє зменшує імовірність помилки «пропуску».

У даному типі також присутні і недоліки, такі як:

- 1) відсутність впевненості у ініціалізації підйому частинки з одержаного рівня;
- 2) збільшує імовірність помилки «хибної тривоги» [13].

Жодне з наближень не є ідеальним, але, наприклад, MLCAPЕ, нижчий ніж SBCAPЕ, допоможе виявити термодинамічні характеристики, які будуть сигналізувати про несприятливі умови для розвитку потужних висхідних потоків і, як наслідок, сильної конвекції.

Більші ніж SBCAPЕ значення MUCAPЕ можуть допомогти виявити потенціал для розвитку піднесеної конвекції [13].

Третій тип носить назву SB (Surfase Based) означає, що значення вихідних характеристик (температури та температури точки роси частинки, що здійснює адіабатичний підйом у всій товщі тропосфери) визначається біля поверхні землі (рис. 2.3). Тобто саме частинка з такими характеристиками і є те, що втягується у висхідний потік [20].

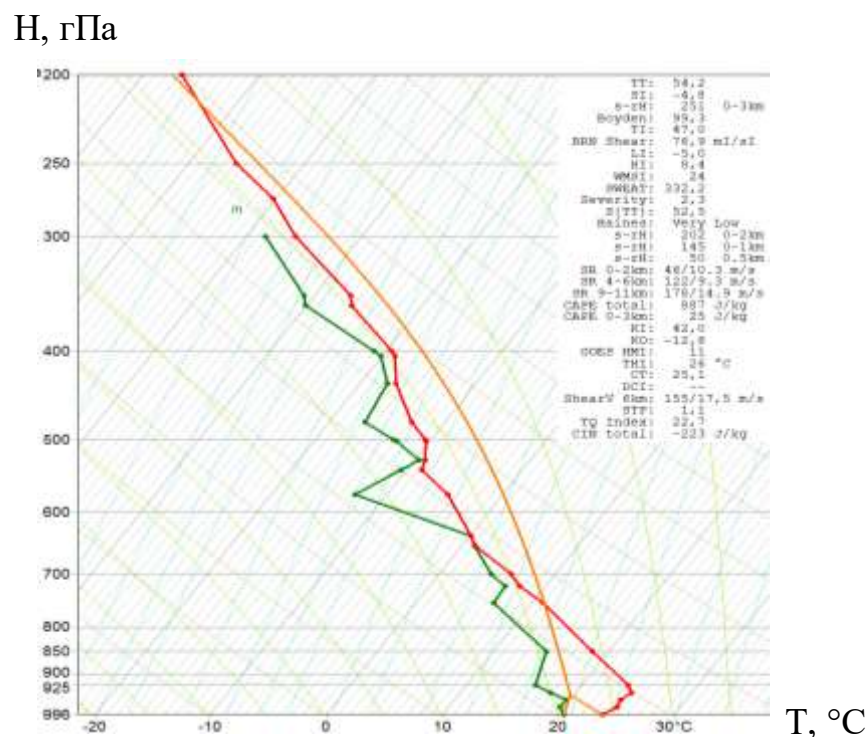


Рис. 2.2 – Реалізація SB типу підйому частинки

Використовуючи такий тип підйому необхідно не забувати про недоліки, які носить даний тип, по-перше дає нереалістичні результати у разі супер-адіабатичного поверхневого шару (тобто, що є більш точним, не є

більш корисним), по-друге він чутливий до помилок у спостереженнях за температурою і температурою точки роси біля поверхні землі [20].

2.2 Поняття про параметр CIN. Метод розрахунку

У метеорології конвективна нестійкість або стійкість повітряної маси відноситься до її здатності протистояти вертикальному руху. Стабільна атмосфера ускладнює вертикальний рух, а невеликі вертикальні збурення згасають і зникають. У нестабільній атмосфері вертикальні рухи повітря, як правило, збільшуються, що призводить до турбулентного потоку повітря та конвективної активності. Нестабільність може призвести до значної турбулентності, великих вертикальних хмар і суворой погоди, таких як грози [20].

Адіабатичне охолодження та нагрівання - явища підйому або спадання повітря. Піднімається повітря розширюється і охолоджується внаслідок зменшення тиску повітря із збільшенням висоти. Із зворотним повітрям все навпаки; із збільшенням атмосферного тиску при стисненні температура повітря, що спадає, зростає. Адіабатичне нагрівання та адіабатичне охолодження - це терміни, що використовуються для опису цієї зміни температури. Адіабатична швидкість відставання - це швидкість, з якою температура повітря, що збільшується або зменшується, знижується або зростає на відстань вертикального переміщення. Швидкість втрати навколишнього середовища - це зміна температури в (не переміщеному) повітрі на вертикальну відстань. Нестабільність виникає внаслідок різниці між адіабатичною швидкістю втрати повітряної маси та швидкістю спалахування навколишнього середовища в атмосфері. Якщо швидкість адіабатичного пробігу нижча за швидкість проходження навколишнього середовища, переміщена вгору, то повітряна маса охолоджується менш швидко, ніж повітря, в якому вона рухається. Отже, така повітряна маса стає теплішою щодо атмосфери [24]. Оскільки тепліше повітря менш щільне, така повітряна маса, як правило, буде продовжувати підніматися. І навпаки, якщо швидкість адіабатичного виходу вище, ніж швидкість пробігу навколишнього середовища, повітряна маса, переміщена вгору,

оохолоджується швидше, ніж повітря, в якому вона рухається. Отже, така повітряна маса стає прохолоднішою щодо атмосфери [11].

Оскільки більш прохолодне повітря є більш щільним, підйому такої маси повітря, як правило, не можна протистояти. Коли повітря піднімається, вологе повітря оохолоджується з меншою швидкістю, ніж сухе. Тобто, при однаковому вертикальному русі вгору та початковій температурі частинка вологого повітря буде теплішою, ніж частинка сухого повітря. Це пов'язано з конденсацією водяної пари в об'ємі повітря через розширення оохолодження. Коли водяна пара конденсується, приховане тепло виділяється в повітряну частинку [11]. Вологе повітря має більше водяної пари, ніж сухе, тому воно може піднятися в ділянку вологого повітря. У сухому повітрі не так багато водяної пари, тому сухе повітря оохолоджується з більшою швидкістю при вертикальному русі, ніж вологе повітря. Швидкість проходження сухої адіабати (для ненасиченого повітря) становить 3°C ($5,4^{\circ}\text{F}$) на 1000 вертикальних футів (300 м). Поєднання вологи і температури визначають стабільність повітря і погоду, що виникає в результаті. Найбільша нестабільність виникає, коли повітря вологе і тепле, як це буває в тропічних регіонах в теплу пору. Як правило, грози щодня з'являються в тропічних регіонах через нестабільність навколишнього повітря. Швидкість спаду навколишнього середовища відрізняється в різних метеорологічних умовах, але в середньому становить 2°C ($3,6^{\circ}\text{F}$) на (300 м) [7].

Конвективне гальмування (CIN) - це числова міра в метеорології, яка вказує кількість енергії, яка запобіжить підняттю повітряної частинки з поверхні до рівня вільної конвекції. CIN - це кількість енергії, необхідна для подолання негативно плавучої енергії, яку навколишнє середовище надає на повітряну частинку. У більшості випадків, коли CIN існує, він покриває шар від землі до рівня вільної конвекції [8].

Негативно плавуча енергія, що діє на повітряну частинку, є наслідком того, що повітряна частинка стає прохолоднішою (щільнішою), ніж повітря, яке її оточує, що змушує повітряну частинку прискорюватися вниз [20].

CIN посилюється завдяки адвекції сухого повітря на низькій висоті та оохолодженню поверхневого повітря.

Фронти погоди та короткі хвилі впливають на посилення або послаблення CIN. CIN обчислюється за допомогою вимірювань, записаних електронним шляхом за допомогою Равінсонди (метеорологічного аеростата),

який несе прилади, що вимірюють параметри погоди, такі як температура та тиск повітря.

Шар повітря, в якому переважає CIN, тепліший і стабільніший, ніж шари над ним або під ним. Ефект наявності теплого повітря над частинкою більш холодного повітря полягає у запобіганні підйому частинки більш прохолодного повітря в атмосферу, такий процес створює стабільну область повітря [9].

Конвективне гальмування вказує на кількість енергії, яка буде потрібна, щоб змусити холодне повітря піднятися. Ця енергія надходить від фронтів, нагрівання, зволоження або межмасштабних меж збіжності [24].

Як правило, зона з високим числом гальмування конвекції вважається стабільною і має дуже малу ймовірність розвитку грози. Як правило це протилежність CAPE. CIN заважає висхідним потокам, необхідним для створення конвективної погоди, наприклад, грози.

Розглянемо випадок, коли частинка, що підіймається, є теплішою за навколишнє середовище. Проте можливі випадки, коли у нижній частині тропосфери спостерігаються шари з від'ємною плавучістю повітря, тобто частинка, що підіймається, є холоднішою навколишнього середовища. Для кількісної оцінки такої енергії введемо величину конвективного пригнічення (або гальмування) CIN, яка представлятиме собою суму від'ємної енергії плавучості, що спроможна перешкоджати або пригнічувати вертикальне прискорення повітря уверх [21].

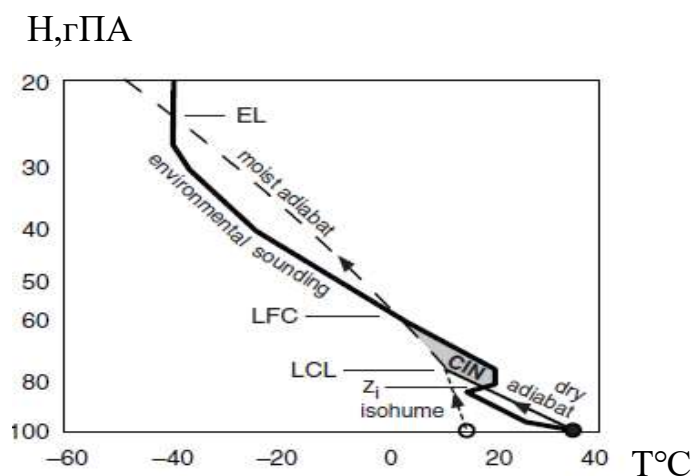


Рис. 2.3 – Оцінка CIN (є пропорціональним заштрихованій області, де повітряна частинка, що підіймається, холодніша оточуючого повітря)

Отже, CIN (одиниці вимірювання Дж/кг), є протилежністю індексу CAPE, і являє собою область від'ємної енергії плавучості, де температура частинки є нижчою навколишнього середовища (рис.2.3).

Рівняння для CIN є аналогічним рівнянню для CAPE, за винятком меж суми. Ще одна різниця полягає у тому, що CIN є від'ємним, хоча у низці джерел може наводитися без знаку мінус [6].

У післяполуденні години (рис.2.3) CIN відповідає площі між верхньою межею шару перемішування (Mixed Layer) z_i і рівнем вільної конвекції.

У випадку використання даних нічного зондування відправною точкою для підйому повітряної частинки є прогностичне значення максимальної температури на день (z_i – прогностичне значення верхньої межі шару перемішування) (рис.2.4).

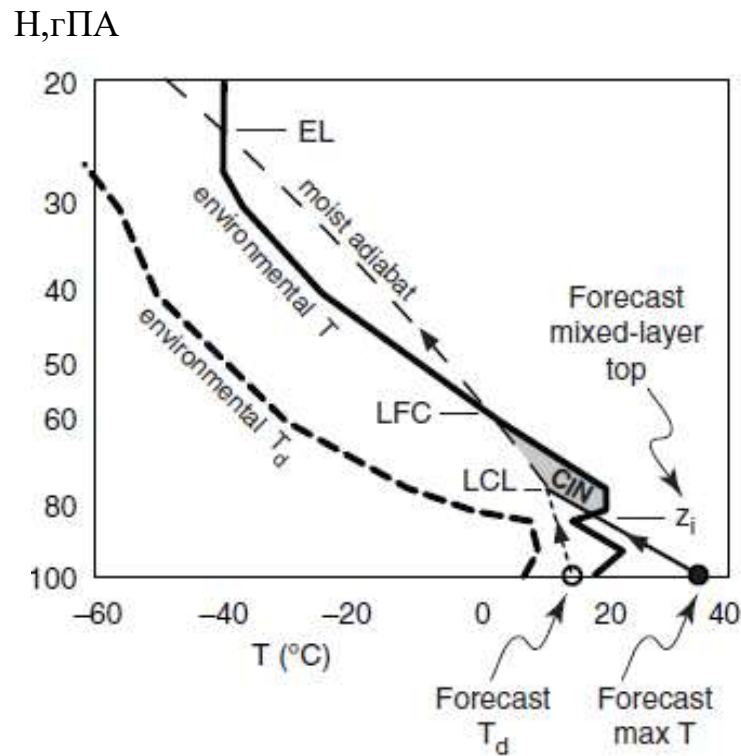


Рис.2.4 – Схема CIN, розрахованого за даними нічного зондування передштормовому повітрі.

Чим більшим за абсолютним значенням є CIN, тим сильнішим має бути сума синоптичного і особливо мезомасштабного вимушеного підйому, здатного підняти частинку до рівня конденсації. Високі значення CIN зумовлюють незначний конвективний підйом або навіть його відсутність, що,

власне, обмежує або пригнічує конвекцію навіть за умови можливих високих значень CAPE [4].

$$CIN = \sum_{z_i}^{LFC} |g| \frac{T_{vi} - T_{va}}{T_{va}} \Delta z. \quad (2.1)$$

де T_v – віртуальна температура, індекси i та a позначають повітряну частинку та навколишнє повітря;

Δz – товщина відповідного шару.

У протилежному випадку (рис.2.5) CIN зазвичай розраховують обчисленням площі між поверхнею землі ($z = 0$) і рівнем вільної конвекції.

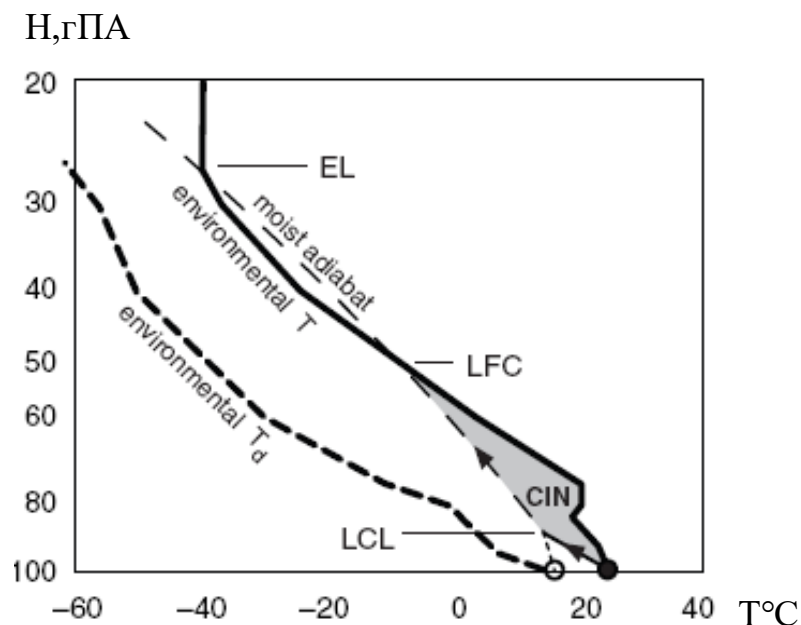


Рис.2.5 – Схема CIN за даними нічного зондування у передштормовому повітрі.

У випадку якщо віртуальна температура невідома або її складно одержати, для наближеної оцінки CIN часто використовують звичайну температуру T замість T_v у рівнянні (2.1), хоча це й може зумовити помилку до 35 Дж/кг. Таким чином, для обох рисунків можна використовувати рівняння (2.2) [4].

$$CIN = \sum_{z_l}^{LFC} |g| \frac{T_i - T_a}{T_a} \Delta z. \quad (2.2)$$

Аналогічні апроксимації можуть бути зроблені для рівняння (2.1), якщо підйом частинки відбувається з урахуванням властивостей нижнього кілометрового шару. Одержане у такому випадку значення буде позначатися MLCIN.

Проте, якщо припустити наявність «спускового» (тригерного) механізму, який підніме частинку вище рівня z_i , то процес запуску конвекції може спрацювати проти сили плавучості у цьому шарі [22].

Процес так званої нелокальної умовної нестійкості відбувається, коли тепле вологе атмосферне повітря граничного шару обмежується шаром інверсії або стійко стратифікованого повітря («кришка»), вище якого знаходиться відносно холодне повітря. Воно формує нестійкість атмосфери, що збільшує плавучість теплового повітря, яке може піднятися знизу, і спричинити потужні грози.

«Кришка» затримує тепле вологе повітря поблизу землі, що дозволяє накопичувати приховану теплову енергію протягом періоду інтенсивного нагрівання підстильної поверхні, та викликає випаровування. Без цієї «кришки» конвекція виводитиме тепле вологе повітря з граничного шару, не залишаючи достатньої енергії для виникнення грози. Таким чином, CIN («кришка») запобігає втратам енергії і має бути зруйнованою, щоб забезпечити утворення грози [20].

Утворення гроз є найімовірнішим при невеликих значеннях різниці $\Delta z = z_{LFC} - z_{LCL}$, у стійкій нижній частині атмосфери, а саме більш тонка «кришка» над верхньою межею граничного шару сприятиме запуску «тригерного» механізму грози.

Шторми, які утворюються при великих значеннях CIN з меншою імовірністю генерують торнадо. Проте менші значення CIN можна подолати, якщо «спусковий» механізм примушує повітряну частинку почати підйом значно вище земної поверхні.

Площа на діаграмі, яка ідентифікує CIN, легко обчислюється за допомогою комп'ютера і зазвичай передається нанесеною на радіозонд. З

даними багатьох аерологічних станцій CIN можуть наноситися на карти погоди і далі аналізуватися. Також CIN можна оцінити вручну [21].

Дослідження свідчать, що значення CIN (табл. 2.1) менше 60 Дж/кг, як правило, недостатні для забезпечення глибокої конвекції, але достатні для утримання тепла і вологи, які є «паливом» для конвекції, у граничному шарі атмосфери до запуску тригера.

Таблиця 2.1 – Характеристика потенціалу конвекції в залежності від значень CIN.

Значення CIN, Дж/кг	Прогностичні висновки
> 0	«Кришка» відсутня. Сприяє слабкій конвекції
$0 \div -20$	Слабке пригнічення, слабкий тригеринг. Можлива гроза.
$-20 \div -60$	Помірне пригнічення. Найкращі умови для Сб. Робить можливим накопичення «палива» у ГША і реалізацію більшості тригерних механізмів.
$-60 \div -100$	Сильне пригнічення, що ускладнює руйнування «кришки». Потреба виключно сильного тригеру.
< -100	Дуже сильне пригнічення. Реалізація тригерного механізму неможлива.

Оскільки ми торкнулися теми реалізації «спускового» механізму грози або тригеру, ми знаємо, що будь-який зовнішній процес, який змушує повітряні частинки ГША підійматися через статично стійкий граничний шар може бути тригером [4].

Рух холодного фронту є гарним прикладом (рис.2.6), де холодні, маси повітря з високою густиною витісняють на себе тепле повітря з меншою густиною, що зумовлює його підйом на висоту вище z_i .

Частина грозової хмари між рівнями LCL та LFC може мати шарувато подібний вид.

Даний рисунок зображує «тригерний» механізми грози, якщо повітряна частинка піднялася до свого рівня.

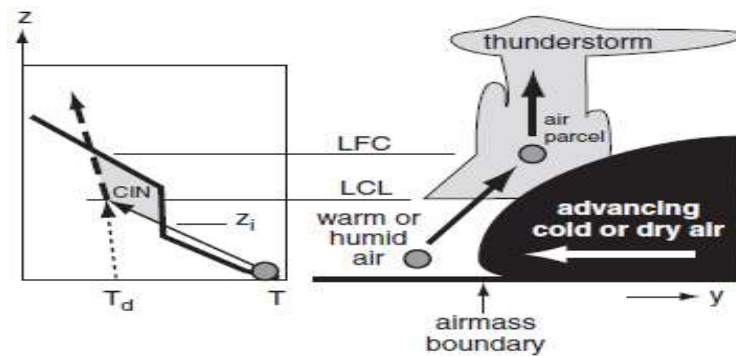


Рис.2.6 – Механізм підйому більш теплого (вологого) повітря через просування більш холодного(сухого) повітря

Вище рівня LFC хмари набувають конвективних ознак. Якщо одна повітряна маса має більшу густину, ніж суміжна повітряна маса, то будь-яка конвергенція повітря до лінії розділу повітряних мас змусить повітря з меншою густиною піднятися над повітрям з більшою густиною. Це зумовлює трансформацію стратифікації повітря у нижньому шарі атмосфери і зникнення зони CIN (рис.2.8).

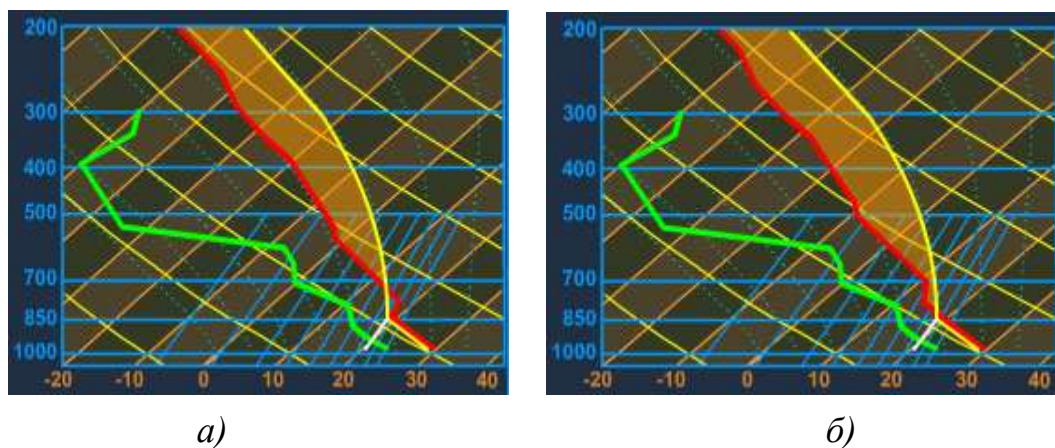


Рис.2.7 – Схема процесу тригерингу за рахунок синоптичного змушення на аерологічній діаграмі.

Повітря за рахунок локального збільшення плавучості, може пробивати «кришку» і досягати рівня LFC (рис.2.9).

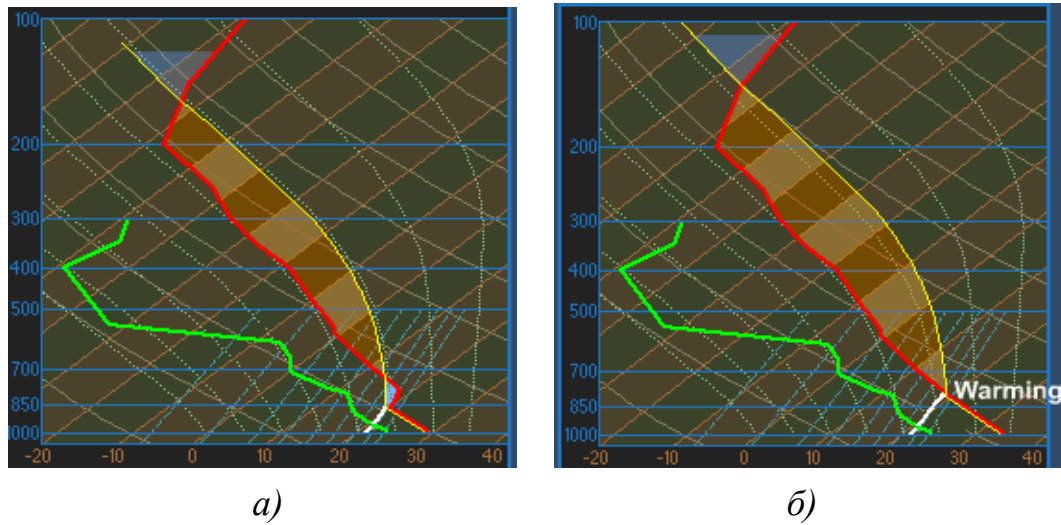


Рис.2.8 – Схема процесу триггеру за рахунок прогрівання підстильної поверхні.

Приземна температура повітря, яка потрібна для реалізації цього механізму, називається конвективною температурою. Інтенсивне прогрівання земної поверхні після сходу Сонця забезпечує зростання температури повітря біля поверхні землі, а також перенесення тепла у межах ГША за рахунок турбулентного обміну, що сприяє руйнації шарів інверсій [21].

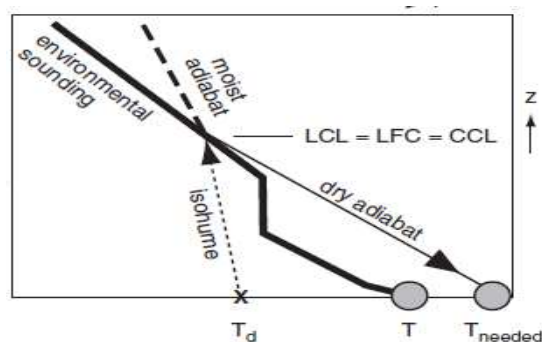


Рис.2.9 – Схема врахування росту температури повітря при інтенсивному прогріванні підстильної поверхні.

Можливість спрацювання цього триггеру на підставі даних нічного зондування атмосфери оцінюється через використання прогностичних даних температури і точки роси (рис.2.9).

Зміни вологості повітря у ГША легко відстежуються за допомогою прогностичних даних об'єктивного аналізу, використання яких може бути корисним при прогнозуванні грозових штормів. Внаслідок проходження повітря над орографічними нерівностями, у атмосфері можуть виникати вертикальні коливання, які називаються хвилями плавучості (рис.2.10).

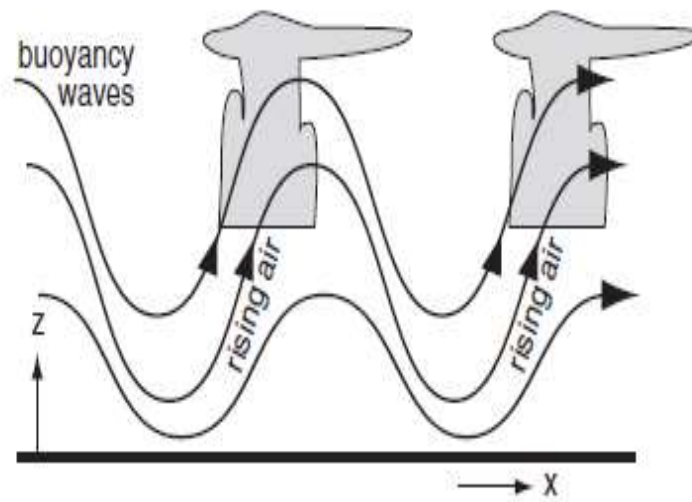


Рис.2.10 – Механізм утворення грози у висхідних частинах хвиль плавучості.

Якщо підйом на висхідній ділянці хвилі буде достатнім для того, щоб доставити частинку до рівня її LFC, то такі хвилі можуть зумовити утворення грози.

2.3 Поняття про індекс CAPE. Метод розрахунку

Доступна потенціальна енергія конвекції або скорочено CAPE (Convective Available Potential Energy) представляє собою сумарну доступну енергію плавучості необхідну для вертикального прискорення частинки. Значення CAPE дуже сильно змінюються у просторі та часі [30].

Грози утворюються, коли повітряні частинки піднімаються вертикально. Глибока волога конвекція вимагає підняття частинки до рівня LFC, де вона раптово піднімається до шару несприятливої плавучості. Температурний профіль атмосфери, зміна температури, ступінь її охолодження з висотою - це швидкість пробігу [31]. Коли посилюється повітряна частинка охолоджується повільніше, ніж навколишня атмосфера, вона залишається теплішою і менш щільною. Частинка продовжує вільно підніматися конвективно без механічного підйому через атмосферу, поки не досягне області повітря, менш щільної (теплішої), ніж вона сама [30].

Кількість та форма зони позитивної плавучості модулює швидкість висхідних потоків, таким чином, екстремальний CAPE може призвести до розвитку вибухової грози; такий швидкий розвиток зазвичай відбувається, коли CAPE, що зберігається за допомогою інверсії вивільняється, коли "кришка" порушується нагріванням або механічним підйомом.

Кількість CAPE також модулює, як вихор із низьким рівнем захоплюється, а потім розтягується у висхідному потоці [34]. Найважливіший CAPE для торнадо знаходиться в межах найнижчих 1-3 км атмосфери, тоді як глибокий шар CAPE і ширина CAPE на середніх рівнях важливі для суперклітин. Спалахи торнадо, як правило, трапляються в середовищі з високим рівнем CAPE.

Великий CAPE необхідний для виробництва дуже великого граду, завдяки силі висхідного потоку, хоча обертовий висхідний потік може бути сильнішим при меншій CAPE [25].

У зоні низьких значень CAPE може розвинути сильна погода та торнадо. Хороший приклад конвективної нестабільності можна знайти в нашій власній атмосфері. Оскільки денне нагрівання збільшує змішування у вологому граничному шарі, частина вологого повітря почне взаємодіяти із сухим повітрям середнього рівня над ним [41]. Внаслідок термодинамічних процесів, сухе повітря середнього рівня повільно насичується, його температура починає падати, збільшуючи швидкість адіабатичного підйому. За певних умов швидкість відставання може значно збільшитися за короткий проміжок часу, що призводить до конвекції [37].

Висока конвективна нестабільність може призвести до сильних гроз та торнадо, оскільки вологе повітря, яке потрапляє в граничний шар, з часом стає сильно негативно впливаючим відносно швидкості спаду адіабати і

витікає у вигляді бульбашки вологого повітря, що викликає розвиток купчасто-дощової хмари. Переміщення об'ємів повітря з одного рівня на інший вивільняє певну кількість енергії, яка перетворюється у кінетичну енергію висхідних рухів повітря. Цей процес супроводжується конденсацією водяної пари, яка міститься у повітрі, що зумовлює виділення прихованого тепла. Відповідно конвективна хмарність, а з нею і грози, отримують свою енергію від плавучості, що пов'язане з цими факторами [38]. 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 [2].

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 [35].

Тобто, CAPE – це спосіб оцінки цієї енергії з використанням формули (2.3) та аерологічної діаграми.

$$CAPE = |g| \cdot \int_{ZLFC}^{ZEL} \left(\frac{T_{vi} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz. \quad (2.3)$$

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;

ZLFC та ZEL – висоти рівня вільної конвекції та рівня конвекції (нульової плавучості) відповідно.

Одиниці вимірювання CAPE – Дж/кг [39].

Нагадаємо, що значення віртуальної температури T_v включає в себе вплив як водяної пари, так і рідкої води. Водяна пара має меншу густину, ніж повітря і тому $T_v > T$, що збільшує енергію плавучості. Рідкі і тверді гідрометеори (краплі дощу, сніг), падаючи, зменшують енергію нестійкості ($T_v < T$). Обидва ці чинники важливі для прогнозу грози, але часто їх важко визначити [34].

Замість віртуальної температури ми можемо скористатися наближенням $T_v \approx T$ і переписати (рівняння 2.3) у вигляді:

$$CAPE = |g| \cdot \int_{Z_{LFC}}^{Z_{EL}} \left(\frac{T_i - T_e}{T_e} \right) dz. \quad (2.4)$$

Знайшовши CAPE для багатьох розташованих у регіоні пунктів радіозондування атмосфери, можна нанести ці значення на карту погоди, а потім провести ізолінії її рівних значень [27].

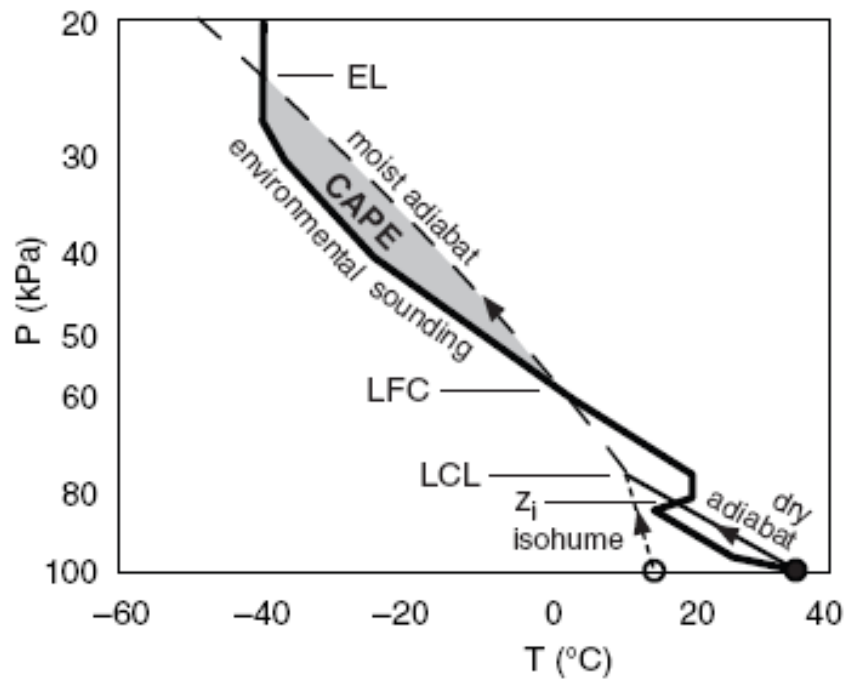


Рис.2.11 – Величина CAPE (пропорційна заштрихованій сірим кольором області).

Величина CAPE пропорційна заштрихованій області на рис. 2.12, 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. Форма площі CAPE зазвичай не проста, тому її обчислення порівняно непросте [27].

У світових центрах прогнозування погоди комп'ютери автоматично обчислюють величину CAPE, використовуючи дані радіозондування [28].

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.

Взагалі, прогностичними центрами використовуються різні способи розрахунку CAPE, тому певні відмінності у їх значеннях не повинні бентежити прогнозіста.

Необхідно усвідомлювати, що CAPE дає лише оцінку потенційної можливості грози, а для того, щоб вона виникла необхідний процес, який її запускає [5].

Тобто CAPE є корисним, але неточним інструментом прогнозування, що підтверджується статистичними даними [16].

Таблиця 2.2 – Характеристика інтенсивності конвективних штормів в залежності від величини CAPE*.

Величина CAPE, 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

*– для ML типу підйому.

Співвідношення між значеннями CAPE та прогностичними висновками наведені у табл. 2.2, 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 [17].

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.

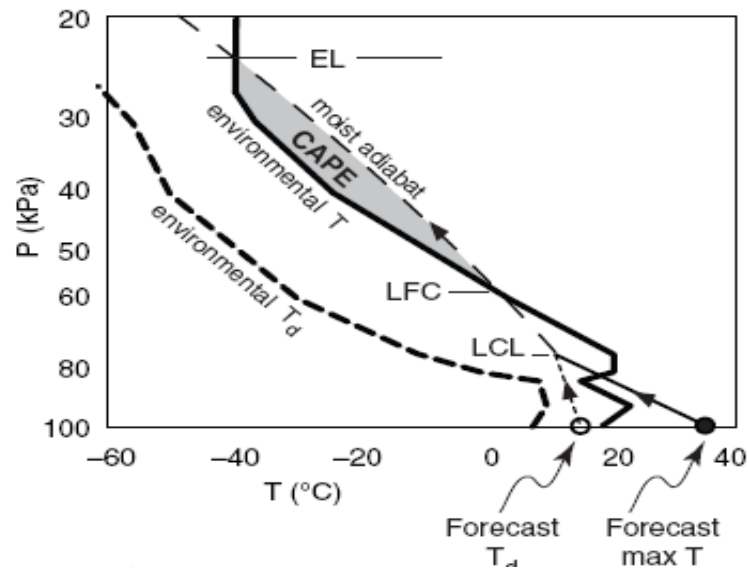


Рис. 2.12 – Оцінка CAPE для SB типу

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 [5].

SB тип підйому частинки і, відповідно, таким чином утворена площа енергії нестійкості, дадуть нам значення SBCAPE (рис. 2.12).

Якщо перед прогнозом 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 Layer) [33].

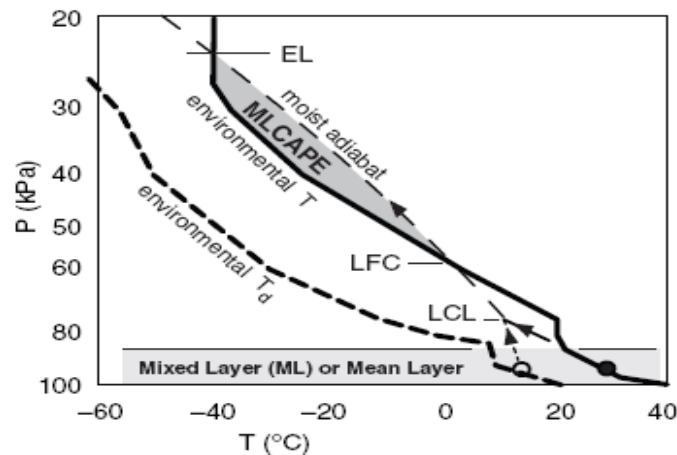


Рис.2.13 – Оцінка CAPE для ML типу підйому частинки

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 [17]. Цей метод є особливо доцільним тоді, коли джерело висхідного потоку розташовується на деякій висоті. Крім цього, значення MUCAPE корисно розраховувати за даними радіозондування у будь-який час доби. Враховуючи те, що розрахунок MUCAPE є занадто містким, його автоматизовано на комп'ютері. Зазначимо, що у будь-якому випадку $MUCAPE \geq SBCAPE$ [16].

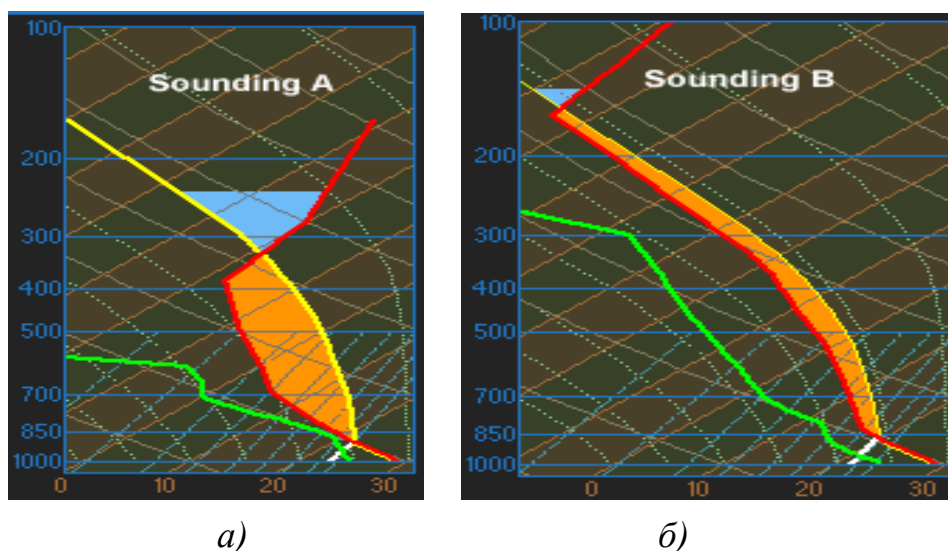


Рис. 2.14 – Види профілю та форми позитивної ($E > 0$) енергії нестійкості.

Крім фактичного значення CAPE є дуже важливими профіль та форма площі енергії нестійкості. Короткий і товстий профіль (рис. 2.14а) вказує на наявність інтенсивного вертикального прискорення, яке буде мати важливе значення для потенціального розвитку обертального висхідного потоку у штормовий циклони з низкою конвективних явищ.

У випадку однакових значень CAPE, але при іншому (довгому та вузькому) профілі, який зображений на рис. 2.14б, виникають умови для повільнішого прискорення висхідного потоку, а отже доцільно очікувати грози і зливи [32].

3 КЛІМАТОЛОГІЯ ГРОЗОВОЇ АКТИВНОСТІ ЗА 2015-2019 рр.

3.1 Повторюваність гроз на станціях України за 2015-2019 рр.

В період з 2015 по 2019 на станції Одеса аеропорт було зафіксовано 257 випадки грозової активності.

Якщо проводити аналіз по роках, то максимальну повторюваність гроз можна виділити в 2017 році – 86 строків. Мінімальна кількість строків з грозами відмічалася у 2019 році.

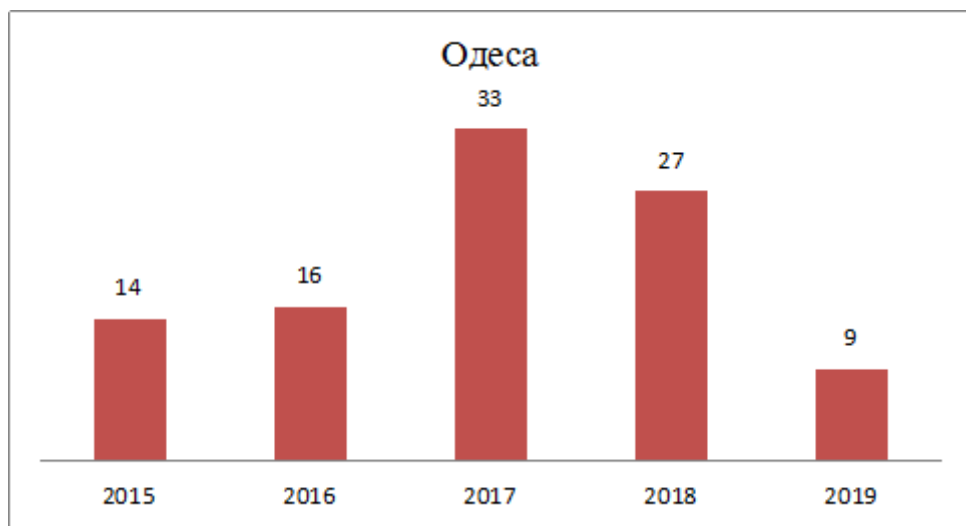


Рис. 3.1 – Повторюваність (%) гроз на ст. Одеса за 2015-2019 рр

Грозова активність над станцією Київ Бориспіль в період з 2015 по 2019 роки була зафіксована на протязі 76 термінів, при цьому в 2015 році гроза з опадами та без них не відмічалася взагалі. З 2015 по 2019 рік грозова активність збільшилася на 28%.

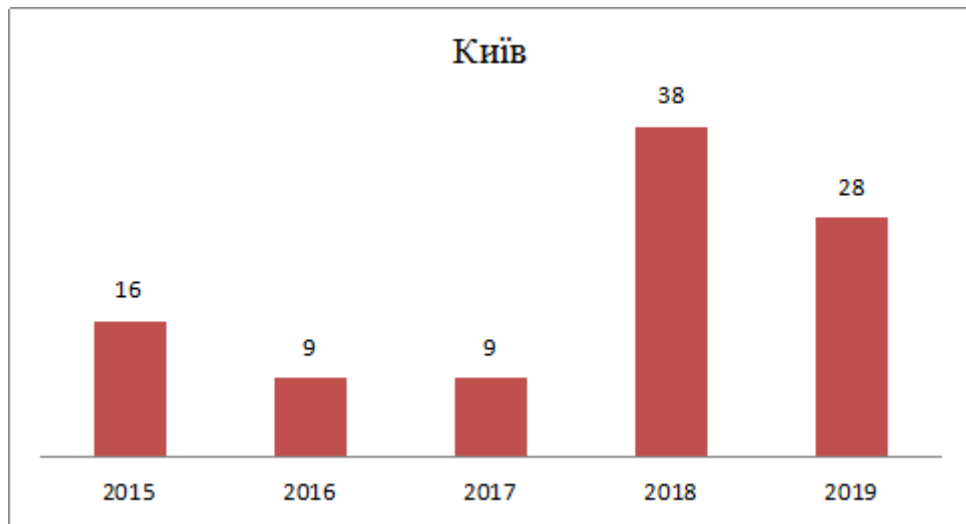


Рис. 3.2 – Повторюваність (%) гроз на ст. Київ за 2015-2019 рр

Як видно з таблиці максимальна повторюваність гроз була зафіксована в 2018 році. Мінімальна – 2016 – 2-17 (7 випадків).

Грозова активність над станцією Львів аеропорт в 2018 та 2019 роках відмічається максимальна кількість строків з грозою, мінімальна – 2016 р.

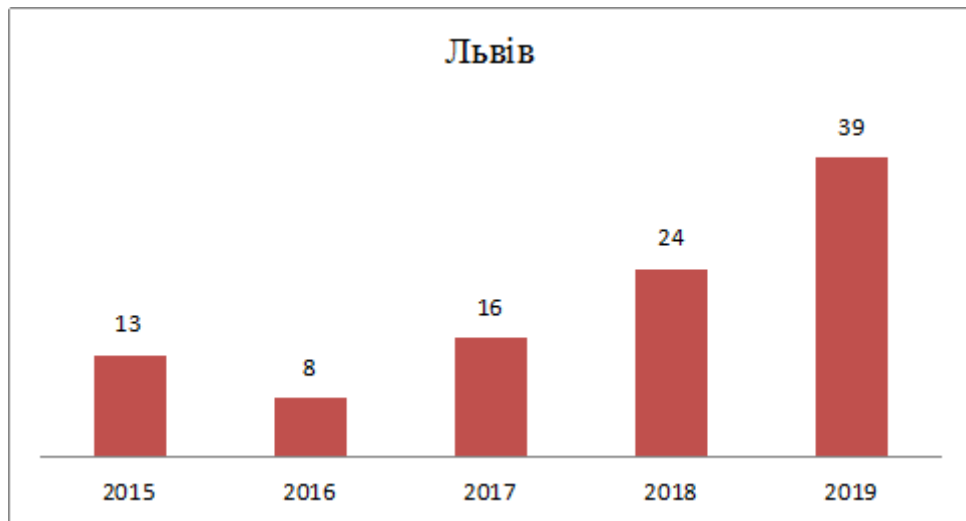


Рис. 3.3 – Повторюваність (%) гроз на ст. Львів за 2015-2019 рр

На протязі досліджуваного терміну на станції Кривий Ріг було зафіксовано 197 терміни з грозовою активністю, із них 45 у 2015 році, 46 у 2016 та 2017 рр відповідно. У 2018 та 2019 кількість термінів з грозою була майже однакова (37 та 34 відповідно).

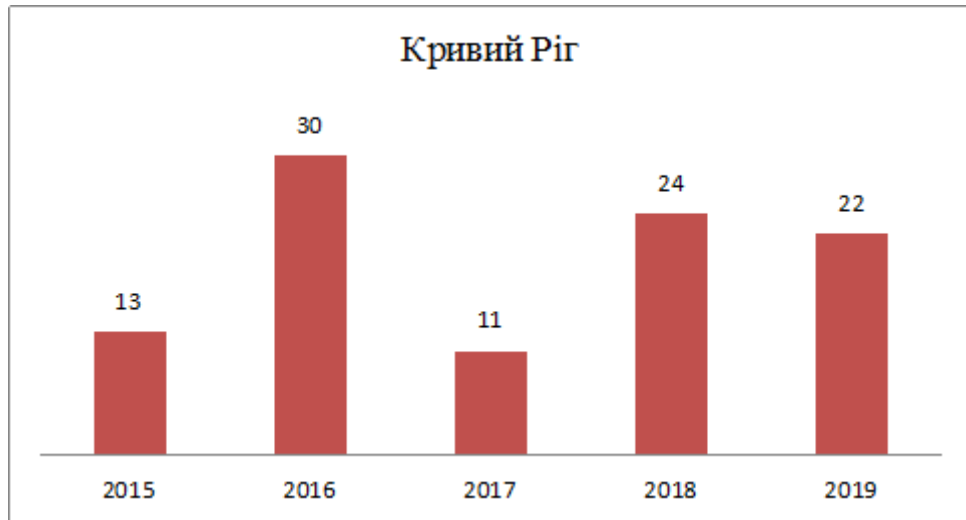


Рис. 3.4 – Повторюваність (%) гроз на ст. Кривий Ріг за 2015-2019 рр

Всього на станції Кривий Ріг було зафіксовано 162 строка із грозовою активністю. Максимум припадає на 2016 рік (60 строків), мінімум – 2015 та 2017 рр. – 13 та 11 відповідно).

На ст. Харків за зазначений період відмічається один максимум повторюваності в 2016 році.

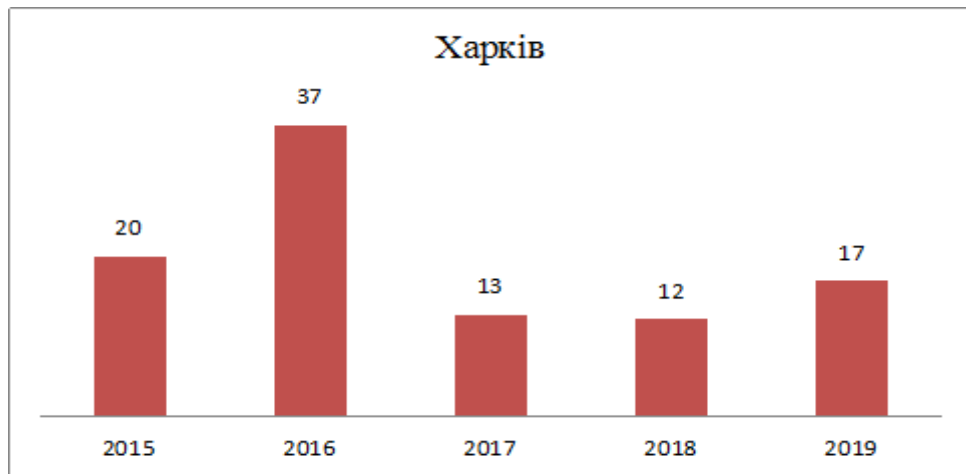


Рис. 3.5 – Повторюваність (%) гроз на ст. Харків за 2015-2019 рр

В інші роки спостерігається більш-менш однорідна повторюваність без яскраво виражених максимумів або мінімумів.

3.2 Добово-річний хід грозової активності по території України

На даному етапі роботи були побудовані добово-річний хід повторюваності грозової активності на станціях Київ, Львів, Одеса, Кривий Ріг та Харків, з яких можна побачити, що переважна кількість гроз на ст. Київ формується з травня по липень та переважно у другу половину доби.

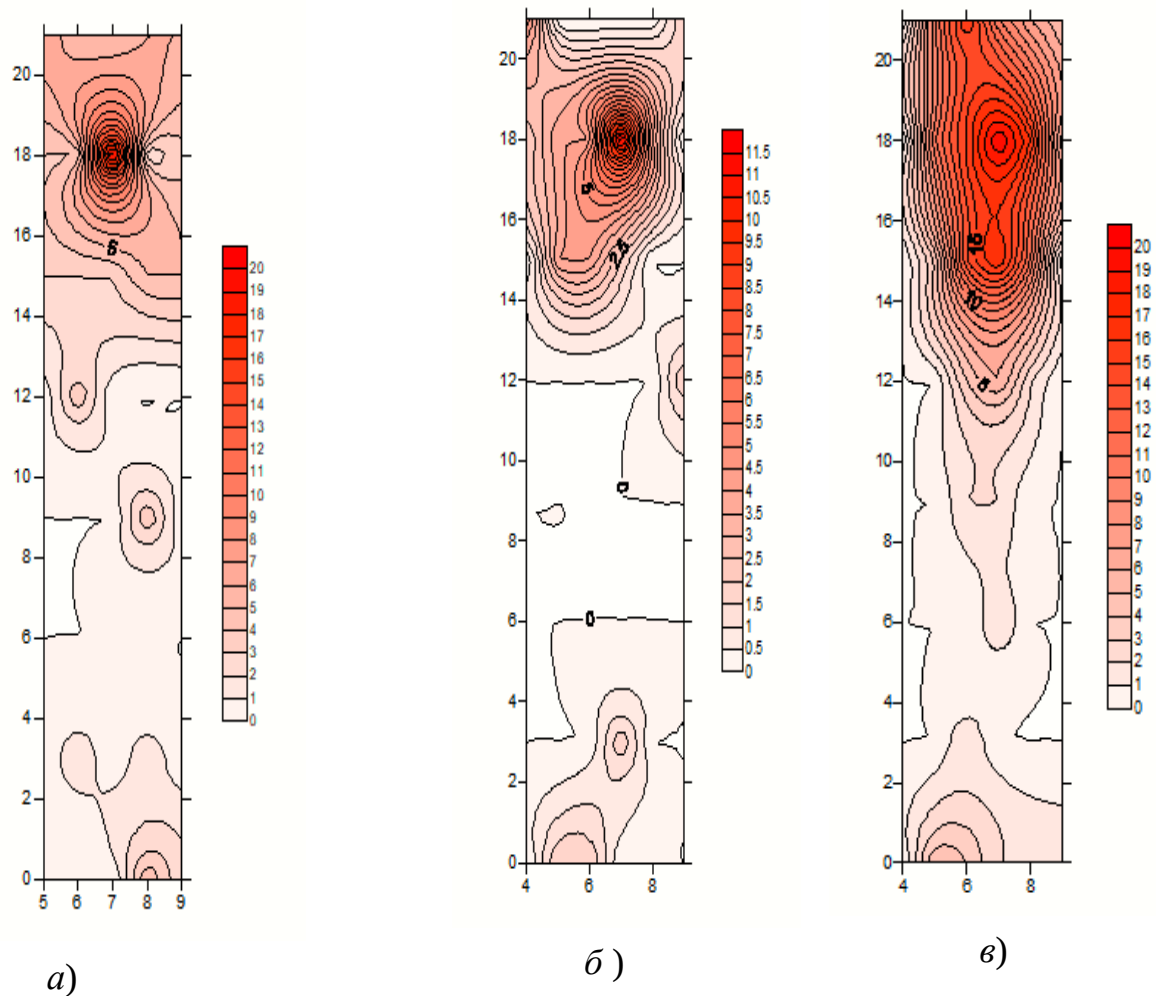


Рис. 3.6 – Добово-річний хід повторюваності грозової активності на ст. Київ а), Львів б), Одеса в).

Добово-річний хід повторюваності грозової активності на ст. Львів (рис.3.6 б) характеризується максимумами повторюваності в червні та липні, при цьому найчастіше грози формуються, як і в попередньому випадку, після обіду (з 16 год.).

Аналізуючи добово-річний хід повторюваності грозової активності на ст. Одеса (рис.3.6 в) спостерігаються область найбільшої повторюваності в червні та липні, як і в попередньому випадку, найчастіше грози формуються після обіду (з 14 год.).

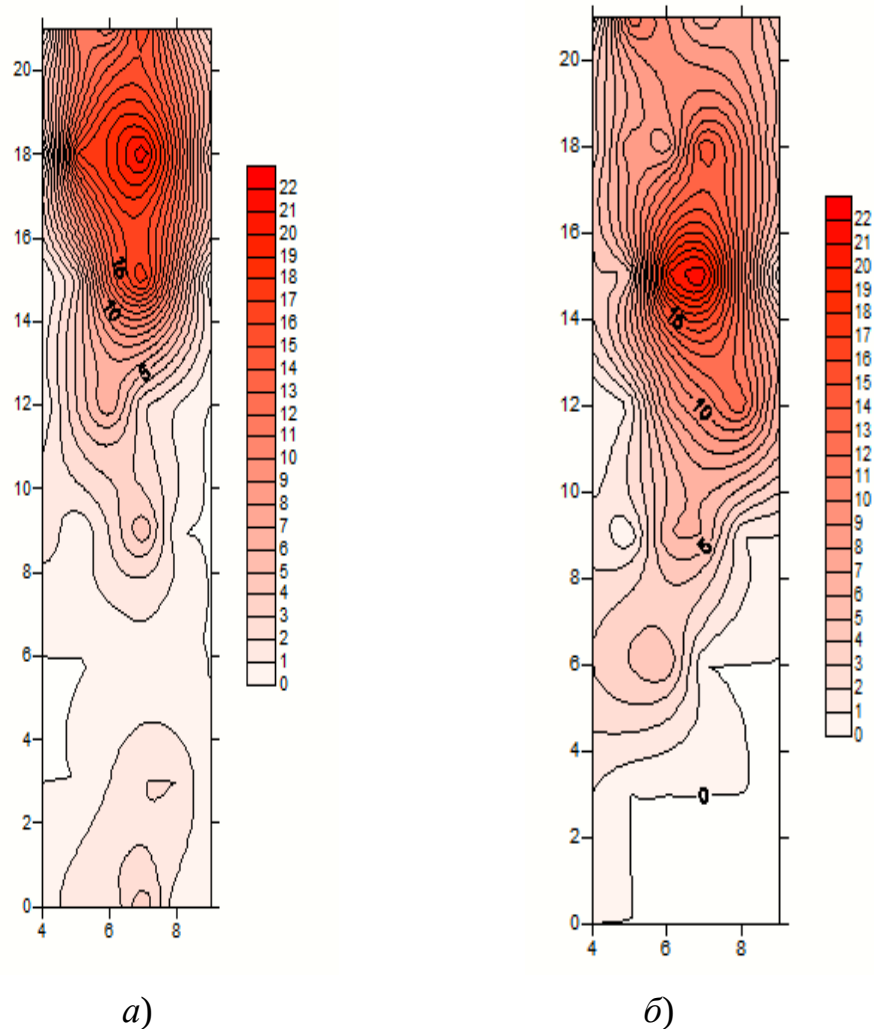


Рис. 3.7 – Добово-річний хід повторюваності грозової активності на ст. Харків а), Кривий Ріг б)

З рис. добового ходу повторюваності гроз (рис.3.7 а) видно, що на станції Харків максимальна кількість гроз відмічається о 15 год. Дещо менша повторюваність гроз в нічні години.

Аналіз добового ходу повторюваності гроз на станції Кривий Ріг (рис.3.7 б) показав, що зона із найбільшої повторюваністю відмічається у липні о 18

год. Менша інтенсивна повторюваність спостерігається з червня по серпень з 16 по 20год.

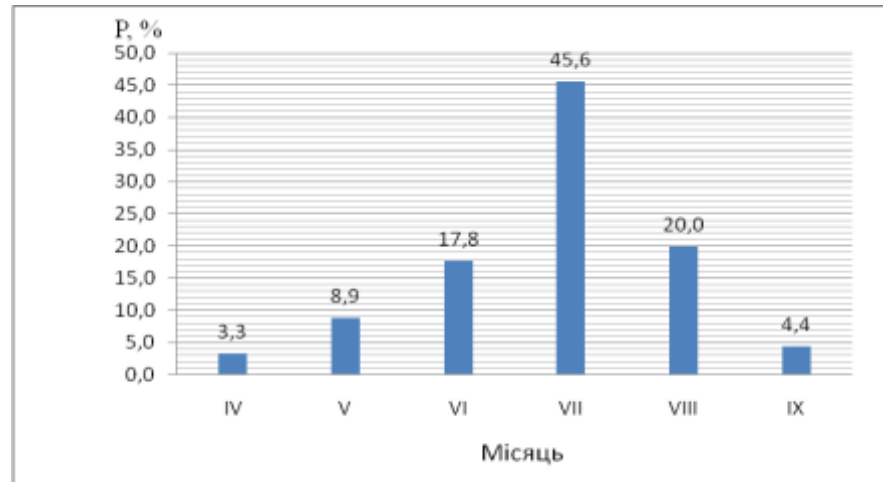


Рис.3.8 – Повторюваність гроз (%) на ст. Київ за теплий період.

Розрахувавши повторюваність гроз (%) та побудувавши гістограму на станції Київ спостерігається найбільше значення у липні (45,6), та найменше у квітні (3,3).

Розглянемо розподіл повторюваності гроз протягом року та періоду доби (рис. 3.9) на станції Львів.

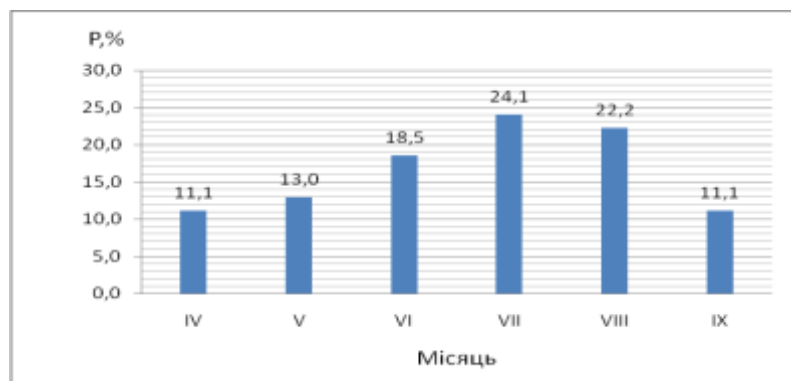


Рис.3.9 – Повторюваність гроз (%) на ст. Львів в теплий період

У порівнянні повторюваності гроз на станції Львів можемо побачити із наведеного нижче рисунка, максимальна повторюваність гроз відмічається у липні (24,1%), мінімальна – у квітні та вересні (11,1%).

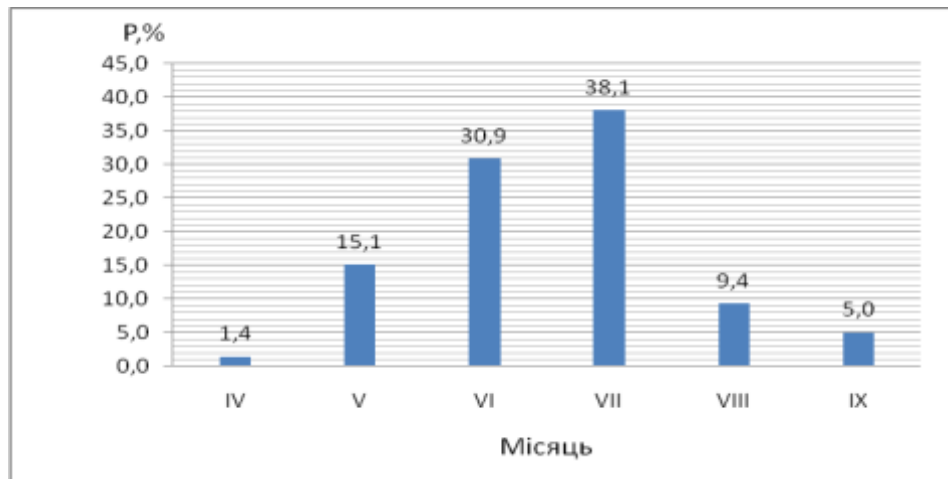


Рис. 3.10 – Добовий хід повторюваності гроз (%) на станції Одеса за теплий період.

В добовому ході грозової повторюваності на станції Одеса (рис. 3.10) чітко простежується максимальна повторюваність грози у липні місяці вона становить 38,1 (%). Мінімальне значення спостерігається у квітні (1,4%).

Дещо інша картина показана в річному ході гроз на станції Харків (рис. 3.11). Як можна побачити, максимальна кількість гроз тут відмічається в липні (44,1%), дещо менша – у квітні (2,9%).

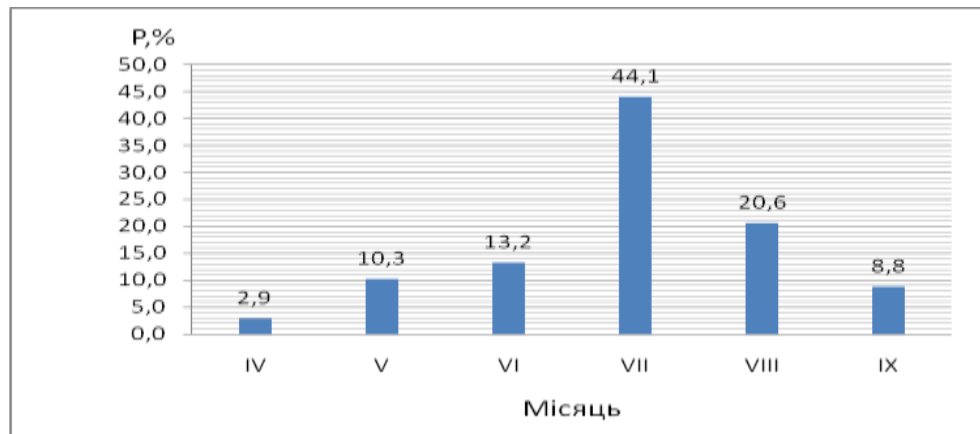


Рис. 3.11 – Добовий хід повторюваності гроз (%) на ст. Харків.

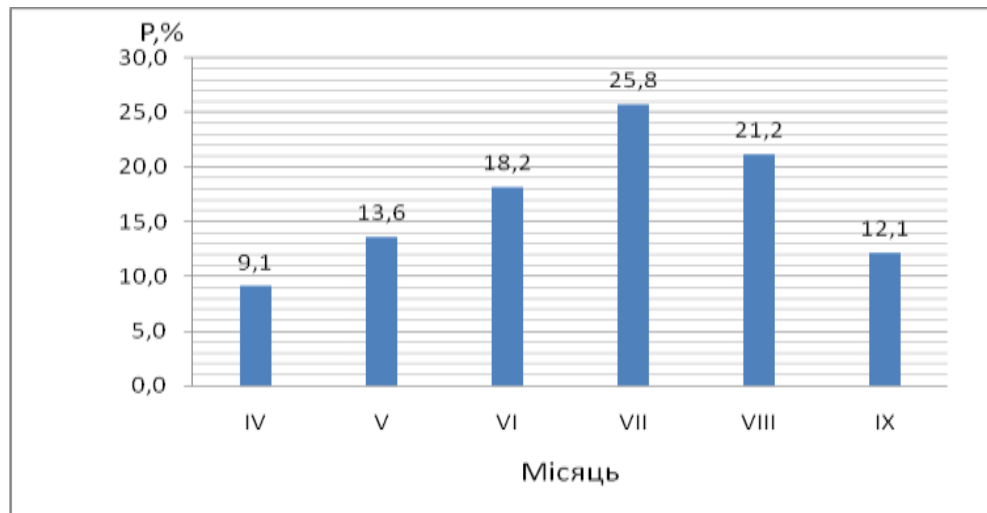


Рис. 3.12 – Добовий хід повторюваності гроз (%) на станції Кривий Ріг за теплий період.

Аналіз повторюваності гроз дозволив також виявити місяці з максимумами. На відміну від попередньої станції, на станції Кривий Ріг (рис.3.12) грозова активність дещо менше ніж у Харкові (рис.3.6), її максимум припадає на липень та складає (25,8%), мінімальне значення у Кривому Розі складає – 9,1%.

4 ДОСЛІДЖЕННЯ ЕВОЛЮЦІЙНИХ ЗМІН ЕНЕРГІЇ НЕСТІЙКОСТІ АТМОСФЕРИ ПРИ ФОРМУВАННІ ГРОЗ

Як відомо, однією із характеристик, що попереджає виникнення гроз є параметр нестійкості *CAPE*, який представляє собою потенційну енергію нестійкості і чим більші його значення тим інтенсивніша очікується конвекція. Але, в силу того, що на території України всього на двох станціях проводиться двохразове зондування, а на більшості і взагалі одноразове, то значення *CAPE*, які ми отримуємо не є достатніми для аналізу, по причині того що не зовсім зрозуміла динаміка його змін до і після отримання даних з радіозонду в один або два стандартних строки спостереження.

Ще один параметр, який допомагає генерувати конвективні процеси шляхом ускладнення переміщення повітряних частинок по вертикалі вгору або, навіть повністю їх запирає до моменту деякого тригерного механізму, є параметр *CIN*. В багатьох випадках (більше 70%) за кілька годин до виникнення грози даний параметр в той чи іншій мірі присутній, тому є сенс розглядати його в паралелі з *CAPE* як такий, що його доповнює.

Для виконання роботи були відібрані випадки утворення гроз на станціях Штудгард, Прага, де були присутні 4 строки радіозондувань за добу. В результаті отримали більше 30 випадків.

На першому етапі, за даними радіозондування проводився аналіз добового ходу параметрів нестійкості *CAPE* та *CIN* перед виникненням грози при *SB*, *MU* та *ML* типах підйому. В результаті отримали відповідні графіки (рис.4.1 та Додаток Б).

Загальною особливістю для всіх випадків, які розглядалися в роботі було те, що параметр *CAPE* за якнайменш 6 годин до початку грози починає різко зростати (рис.4.1), але все ж таки не досягає загальноприйнятого критичного значення, коли прогнозують можливість утворення грози.

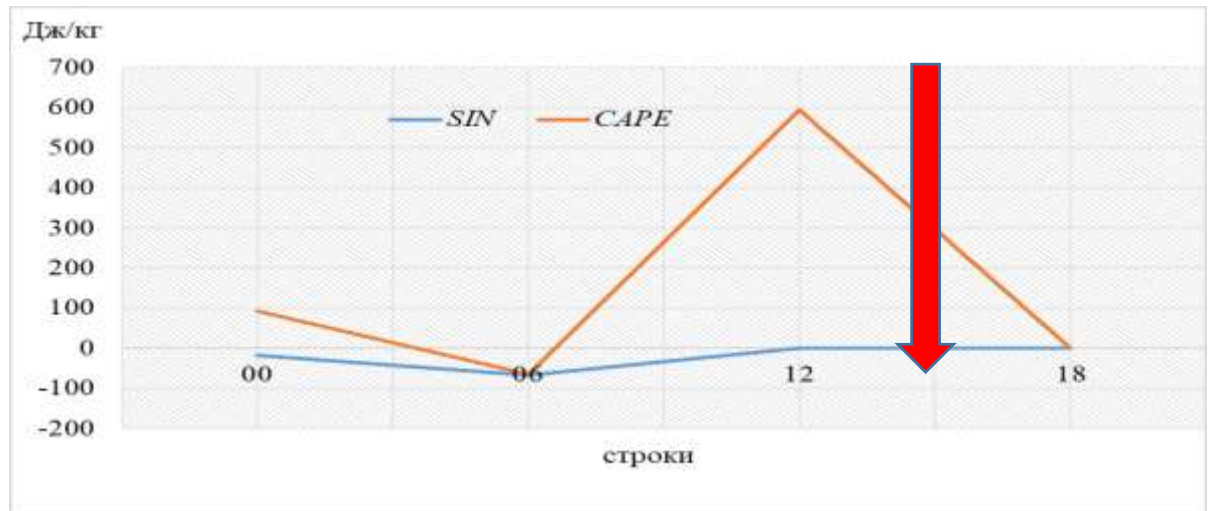


Рис. 4.1 – Добовий хід параметрів нестійкості *CAPE* та *CIN* перед утворенням грози при *SB* типі підйому. Червона стрілка, час утворення грози (15:00)

При цьому, якщо розрахувати градієнт зміни параметрів від строку до строку, перед та після початком грозової активності, то отримаємо, що швидкість зростання параметру *CAPE* з 6 до 12 години по модулю майже така сама, як і подальше його зменшення з 12 до 18 год (рис. 4.2 а).

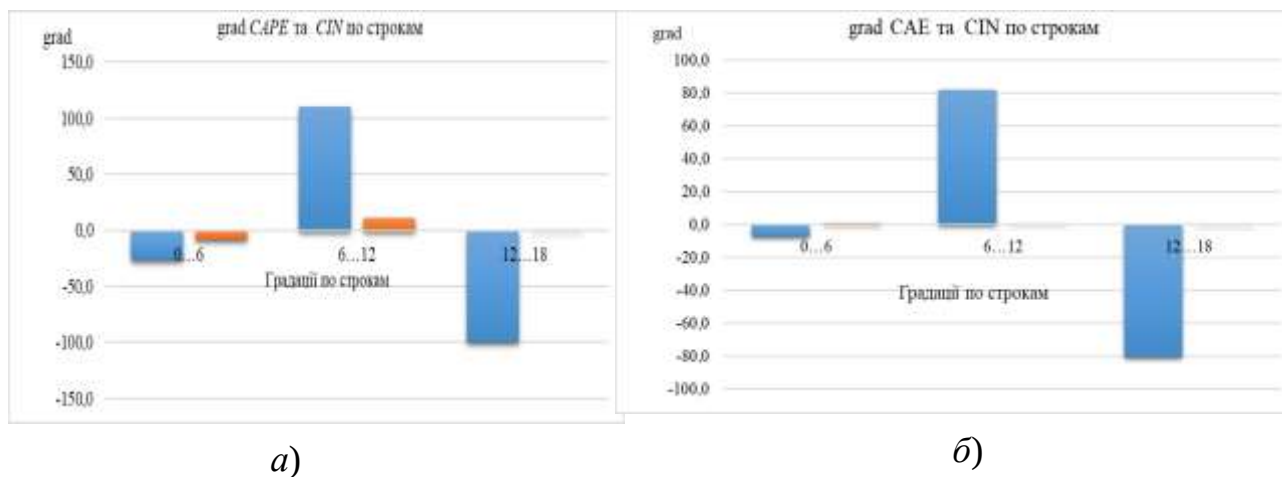


Рис. 4.2 – Гістограма градієнту параметрів *CAPE* та *CIN* перед та після виникнення грози 17.06.2020 р. при а) *SB* та б) *MU* типі підйому на ст. Штудгарт

Таким чином, якщо припустити, що після 12 години параметр *CAPE* ще хоча 2 години збільшувався з такою ж швидкістю, то все одно його значення не буде досягати загально припустиме, для прогнозу грози.

Слабке пригнічення ($CIN = -8,3$ Дж/кг) з 0 до 6 год пояснює зростання *CAPE* з 6 до 12 год. але далі пригнічення відсутнє ($CIN > 0$), тому стверджувати, що *CAPE* отримав додаткову енергію і за годину чи дві він міг зрости до 1000 або 1500 Дж/кг напевно не можна.

Аналогічні висновки можна зробити і по іншим типам підйому (рис.4.3). Різниця між ними лише в кількісному значенні параметру *CAPE* (це на прямую залежить від типу підйому) та наявності або відсутності параметру *CIN*.

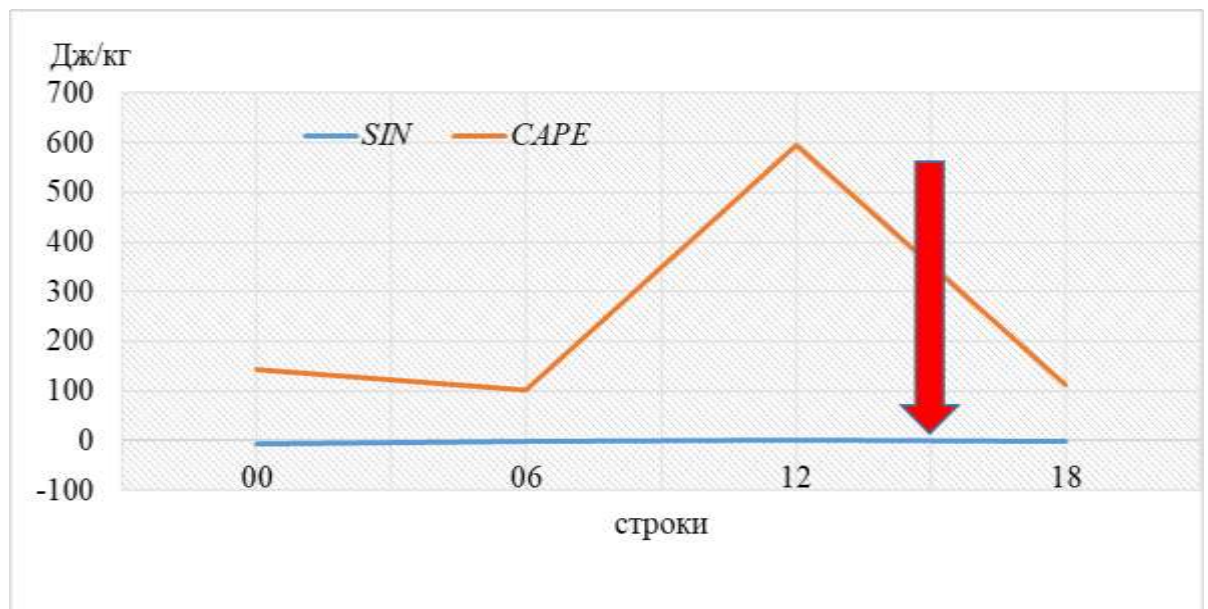


Рис. 4.3 – Добовий хід параметрів нестійкості *CAPE* та *CIN* перед утворенням грози при *MU* типі підйому 17.06.2020 р. на ст. Штудгарт. Червона стрілка, час утворення грози (15:00)

Таким чином, як бачимо із наведених рисунків, максимальні значення *CAPE* показує *SB* та *MU* типи підйому, в той час як *ML* тип, дещо знижує його значення (рис.4.4).

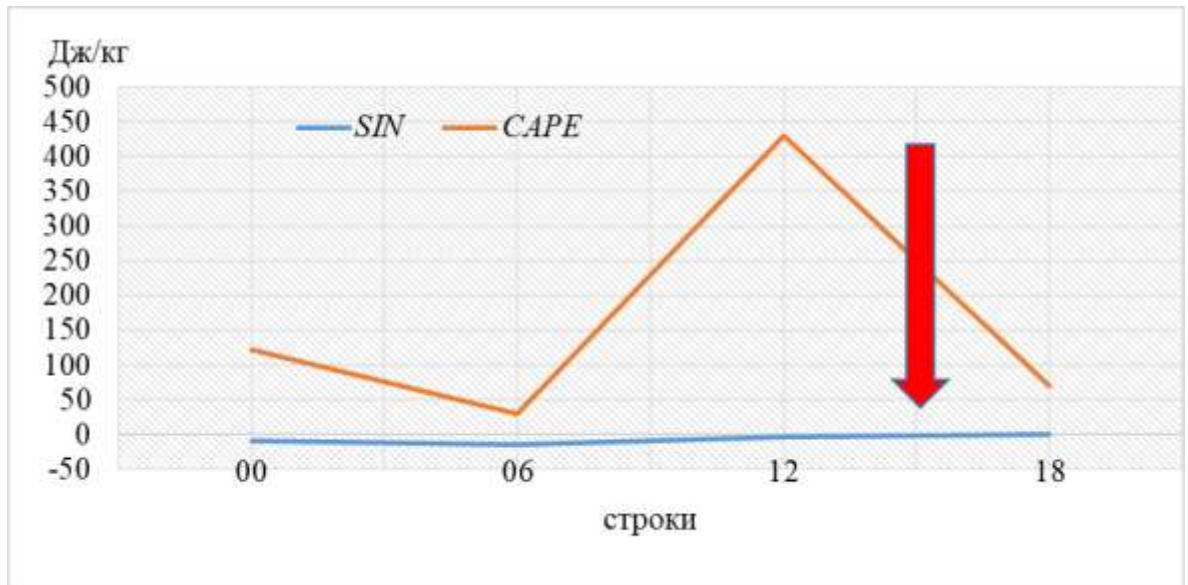


Рис. 4.4 – Добовий хід параметрів нестійкості *CAPE* та *CIN* перед утворенням грози при *ML* типі підйому 17.06.2020 р. на ст. Штудгарт. Червона стрілка, час утворення грози (15:00)

Також звертає на себе увагу швидкість зміни параметрів по строкам (рис. 4.2, 4.5). Якщо при *SB* типі підйому спостерігалися досить високі значення градієнту змін параметрів, то при *MU* та *ML* – дещо нижчі.

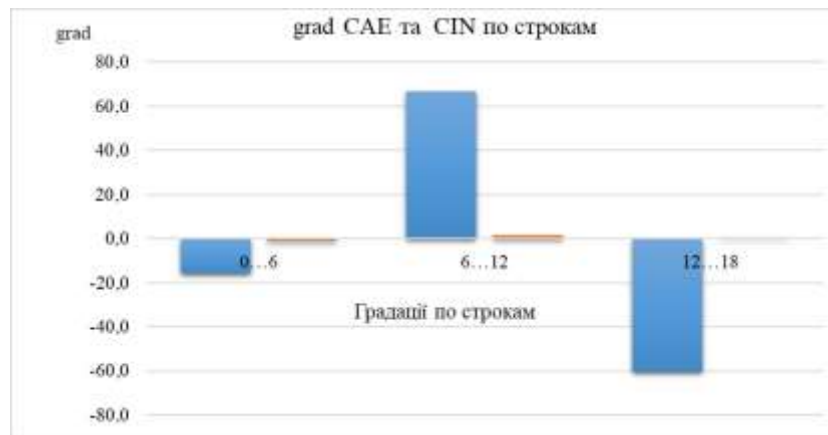


Рис. 4.5 – Гістограма градієнту параметрів *CAPE* та *CIN* перед та після виникнення грози 17.06.2020 р. при *ML* типі підйому на ст. Штудгарт

Мінімальні швидкості змін параметрів по строкам відмічаються при *ML* типі підйому.

ВИСНОВКИ

В результаті виконаної роботи можна зробити наступні висновки.

- За останні п'ять років по території України відмічався досить не рівномірна повторюваність гроз. Так максимум грозової активності відмічалось на ст. Одеса – 257, мінімум в Києві – 70 випадків.

- В Одесі, Кривому Розі та Харкові відмічається загальна тенденція зменшення кількості гроз, в Києві та Львові – збільшення.

- На території України найбільшу повторюваність мають денні грози (після 14 год). На деяких станціях (Львів, Одеса, Харків), найчастіше грози утворюються з 14 до 19 год. Мінімальну повторюваність по території України мають грози з 00 до 10 ранку. Найчастіше грози відмічаються у липні по всій території України.

- Аналіз еволюційних змін параметрів нестійкості атмосфери в дні формування гроз показав, що перед початком утворенням грози (за 6-8 год.) параметр нестійкості *CAPE* починає активно зростати вже з 6 год., в значно менших випадках – з 00 год.

- В більшості випадків, максимальні значення *CAPE* о 12 год зовсім не досягають загальноприйнятих критичних, для утворення грози.

- Сприятливим показником є наявність затримуючого шару *CIN* (навіть таких, що перевищують -1000) о 00 год та його відсутність о 12.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология:– Л.: Гидрометеиздат, 1991. - 616 с.
2. Руководство практических работ по метеорологии Вооруженных Сил СРСР. – М.: Воениздат, 1981. - 376 с.
3. Н.П.Шпакіна, Л.А.Нудельман. Вимоги до складання кліматичного опису аеродрому. Керівний документ. М. 2007. -37с.
4. Прогноз опасных явлений погоды. Методические указания. – М.: Воениздат, 1988. – 45-48 с.
5. Груза Г.В., Рейтенбах Р.Г. Статистика и анализ гидрометеорологической информации.- Л.: Гидрометеиздат, 1982, 216с.
6. Качурин Л.Г. Основные физические действия на атмосферные процессы.-Л.:Гидрометеиздат, 1973,364с.
7. Шишкин Н.С. Основные положения образования грозы.Л.: Гидрометеиздат. 1974.- 104с.
8. Шметер С.М. Физика конвективной облачности. - Л.: Гидрометеиздат, 1972.- 232с.
9. Хргиан А.Х. Физика атмосферы.-Л.:Гидрометеиздат, 1979. Т. I і II.
10. Матвеев Л.Т. Общая метеорология. Физика атмосферы.-Л.: Гидрометеиздат, 1984.750-753 с.
11. Мучник В.М. Физика грозы.- Л.: Гидрометеиздат. 1974, 351с.
12. Баранов А.М., Солонин С.В. Общая метеорология.-Л.: Гидрометеиздат, 1981.- 383с.
13. Войт Ф.Я., Корниенко Е.Е., Хусид С.Б. Статистические характеристики составляющие вертикальных движений в облачности.-Л.: Гидрометеиздат, 1971, 1206-1208 с.
14. Зимин Б.И. Регулирование развития грозовой активности конвективной облачности.- Труды ЦАО, 1973, вип. 136, 105с.
15. Климатический справочник по СРСР. Вып. 1-34. Л.: Гидрометеиздат, 1960-1970.
16. Биляев В.П., Силаева В.И., Шметер С.М. Элементы конвекции у низкой тропосферы.- Труды ЦАО, 1970, вып.97, 53-62 с.

17. Вульфсон Н.И. Исследование конвективных движений у свободной атмосфере.-М.:Изд. АН СРСР, 1961.- 252 с.
18. Шметер С.М. Структура полей метеорологических элементов в зоне кучево-дождевой облачности.- Труды ЦАО, 1969,вып.88.- 120 с.
19. Єфремов В.Н., Мельничук Ю.В. Дослідження мезомастабних вертикальних рухів.- АН СРСР. Фізика атмосфери. 1976, 696-702 с.
20. Шметер С.М. Термодинаміка і фізика конвективної хмарності.- Л.: Гидрометеоиздат, 1987.- 288 с.
21. Коршунов А.А., Шаймарданов М.З. 2007. База данных об опасных гидрометеорологических явлениях. – В сб.: Труды ВНИИГМИ-МЦД, №. 172, с. 132-139.
22. Hung R.J., Smith R.E. Detection of convective storm based on penetrative cloud top from satellite infrared.-In: Cloud Dynamics. Proc. 3 IAMAP Symp.- D. Reidel Publ. Comp., 1982, p.347-362.
23. Asai T. On the preferred mode of cumulus convection in a conditionally unstable atmosphere.-In: Cloud Dynamics.-Proc. 3 IAMAP Symp.-D. Reidei Publish.Co., 1982 p. 149-162.
24. Stull R. Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. – Dept. of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences University of British Columbia. – 2016. – С. 503-508, 523-527, 557-559.
25. Vasquez T. Storm Chasing. - Handbook, 2-nd edition. - 2009. - С.
26. Bol, Alan (2002)."Buoyancy and CAPE".Principles of Convection I. University Corporation for Atmospheric Research. Retrieved August 22, 2006.
27. David O. Blanchard .Assessing the Vertical Distribution of Convective Available Potential Energy".Weather and Forecasting.1998 870-877.
28. "Weather Theory" Pilot's Handbook of Aeronautical Knowledge. United States Department of Transportation, Federal Aviation Administration. 2016. pp. 12-13.
29. Vuille, M.; Keimig, F. Interannual Variability of Summertime Convective Cloudiness and Precipitation in the Central Andes Derived from ISCCP-B3 Data.2004, 3334-3348.
30. Garreaud, R. The Andes Climate and Weather.2009, 3–11.
31. Rasmussen, K.L.; Houze, R.A. Convective Initiation near the Andes in Subtropical South America.2016,2351-2374.

32. Rasmussen, K.L.; Chaplin, M.M.; Zuluaga, M.D.; Houze, R.A. Contribution of Extreme Convective Storms.2016,353-367.
33. Romatschke, U.; Houze, R.A. Extreme Summer Convection .3761-3771.
34. Lepore, C.; Veneziano, D.; Molini, A. Temperature and CAPE dependence of rainfall extremes in the eastern. 74-83.
35. Haider, A.; Hayley, F.J.; Vimal, M. Global Observational Evidence of Strong Linkage Between Dew Point Temperature and Precipitation Extremes.2018, 320-330.
36. Monkam, D. Convective available potential energy (CAPE) in Northern Africa and study of its connections with rainfall and during Summer 1985.2002,125 - 147.
37. Grodsky, S.A.; Carton, J.A. The Intertropical Convergence Zone in the South Atlantic and the Equatorial Cold Tongue.2003, 32-33.
38. Blanchard, D.O. Assessing the Vertical Distribution of Convective Available Potential Energy.1998, 70-77.
39. Colby, F.P. Convective Inhibition as a Predictor of Convection during AVE-SESAME II.1984, 49-52.
40. Durkee, J.; Mote, T. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. 2010, 418 - 431.
41. Hierro, R.; Pessano, H.; Llamedo, P.; de la Torre, A.; Alexander, P.; Odiard, A. Orographic effects related to deep convection events over the Andes region. 2013, 216 - 220.

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри військової підготовки
до магістерської роботи
курсанта МВМ-19 Богдана ЧЕРЕВАТОГО
на тему:
«Еволюція енергії нестійкості при формуванні гроз»

1. Доповідь на студентській науковій конференції молодих вчених 29 травня 2020 р. за темою: «Кліматологія грозової активності над територією України в тепле півріччя за 2010-2019рр.» 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-vchenih-25-29-travnnya-2020.pdf>. – 338 с.

Керівник магістерської роботи
к.геогр.н., доц

Наталя МІЩЕНКО

ДОДАТОК Б

Табличний матеріал

Таблиця Б.1 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 02.08.2020 р. 06 UTC

02.08.20 MU 06 UTC			ML		SB	
P, гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0,0	-52,0	0,0	267,0	0	0
950	-2,5	-54,0	0,0	267,0	0	0
900	-4,2	-59,0	-1,6	266,0	0	0
850	-1,4	-60,0	-29,0	237,0	0	0
800	-18,6	-79,0	-32,0	205,0	0	0
750	-12,8	-91,0	-8,3	197,0	0	0
700	-4,5	-96,0	19,3	216,0	0	0
650	-8,5	-104,0	42,7	259,0	0	0
600	-4,3	-109,0	50,6	309,0	0	0
550	4,7	-104,0	51,3	361,0	0	0
500	0,0	-104,0	54,7	415,0	0	0

Таблиця Б.2 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 02.08.2020 р. 11 UTC

02.08.20 MU 12UTC			ML		SB	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	267	0	-26	0	31
950	0	267	0	-26	0	31
900	-1,6	266	-0,4	-26	0	31
850	-29	237	0,8	-26	0	31
800	-32	205	-16,2	-42	0	31
750	-8,3	197	-10,1	-52	0	31
700	19,3	216	-1,5	-53	-6	26
650	42,7	259	-5,1	-59	7	33
600	50,6	309	-0,3	-59	13,4	46
550	51,3	361	6,9	-52	12,5	58
500	54,7	415	0	-52	4,5	63

Таблиця Б.3 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 02.08.2020 р. 23 UTC

02.08.20 SB 23UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	0	0	-36	0	-39
950	0	0	0	-36	0	-40
900	0	0	-14,4	-51	-3,1	-43
850	0	0	-54,6	-105	-0,4	-43
800	0	0	-46,5	-152	-17,5	-61
750	0	0	-24,5	-176	-11,6	-72
700	0	0	1	-175	-3,1	-75
650	0	0	22	-153	-6,9	-82
600	0	0	26,8	-126	-2,5	-85
550	0	0	23,5	-103	5,7	-79
500	0	0	21,8	-81	0	-79

Таблиця Б.4 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 18.08.2020 р. 06 UTC

18.08.20 SB 06UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	617	0	-36	0	296
950	-1,6	616	-0,3	-36	0	296
900	-5	615	-1,2	-51	-8,8	287
850	2,9	622	7	-105	-2,9	284
800	14,6	641	19,2	-152	8,3	293
750	29,1	675	34,3	-176	22	315
700	43,9	725	48,7	-175	35,9	350
650	51,4	783	57,9	-153	42,2	393
600	40,2	831	47,8	-126	29,7	422
550	44,1	884	52,9	-103	31,9	454
500	48,2	943	58,6	-81	33,7	488

Таблиця Б.5 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 18.08.2020 р. 11 UTC

18.08.20 SB 11UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	854	0	854	0	854
950	0	854	0	854	0	854
900	0	854	0	854	-8,8	854
850	2	856	2	856	-2,9	856
800	34,8	891	34,8	891	8,3	891
750	45,7	937	45,7	937	22	937
700	58,6	955	58,6	955	35,9	955
650	63,8	1059	63,8	1059	42,2	1059
600	63,6	1123	63,6	1123	29,7	1123
550	67,7	1190	67,7	1190	31,9	1190
500	68,2	1259	68,2	1259	33,7	1259

Таблиця Б.6 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 18.08.2020 р. 23 UTC

18.08.20 SB 23UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	97	0	177	0	97
950	0	97	0	177	0	97
900	-23,1	74	-14,3	162	-23,1	74
850	-32,2	42	-26	136	-32,2	42
800	-13,4	29	-9,7	127	-13,4	29
750	8,2	37	12,3	139	8,2	37
700	28,3	65	33	172	28,3	65
650	30,6	96	35,9	208	30,6	96
600	28,8	125	34,9	243	28,8	125
550	12,8	138	19,9	263	12,8	138
500	17,5	155	25,9	289	17,5	155

Таблиця Б.7 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 28.08.2020 р. 06 UTC

28.08.20 SB 06UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	0	0	15	0	0
950	0	0	0	15	0	0
900	0	0	0	15	0	0
850	0	0	0	15	0	0
800	0	0	0	15	0	0
750	0	0	0	15	0	0
700	0	0	-0,2	15	0	0
650	0	0	1,2	16	0	0
600	0	0	13,9	30	0	0
550	0	0	0	30	0	0
500	0	0	0	30	0	0

Таблиця Б.8 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 28.08.2020 р. 11 UTC

28.08.20 SB 11UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	-112	0	15	0	0
950	0	-112	0	15	0	0
900	0	-112	0	15	0	0
850	0	-112	0	15	0	0
800	-8,3	-120	0	15	0	0
750	-31,5	-152	0	15	0	0
700	-8,1	-160	-0,2	15	0	0
650	-1,2	-161	1,2	16	0	0
600	22,1	-139	13,9	30	0	0
550	-20,4	-159	0	30	0	0
500	-43	-203	0	30	0	0

Таблиця Б.9 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 28.08.2020 р. 23 UTC

28.08.20 SB 23UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	-110	0	-110	0	-147
950	-3,7	-114	-3,7	-114	0	-147
900	-30,1	-144	-30,1	-144	-23,2	-170
850	-30,9	-175	-30,9	-175	-37,9	-208
800	-31,4	-206	-31,4	-206	-39,3	-247
750	-31,6	-238	-31,6	-238	-40,4	-288
700	-3	-240	-3	-240	-12,8	-301
650	17,8	-223	17,8	-223	6,5	-294
600	2,9	-220	2,9	-220	0	-294
550	0	-220	0	-220	0	-294
500	0	-220	0	-220	0	-294

Таблиця Б.10 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 05.09.2020 р. 06 UTC

05.09.20 SB 06UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	0	0	17	0	0
950	0	0	0	17	0	0
900	0	0	0	17	0	0
850	0	0	0	17	0	0
800	0	0	-0,1	17	0	0
750	0	0	-22,8	-6	0	0
700	0	0	-19,4	-26	0	0
650	0	0	-7,6	-33	0	0
600	0	0	-12,6	-46	0	0
550	0	0	4,1	-42	0	0
500	0	0	33,1	-11	0	0

Таблиця Б.11 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 05.09.2020 р. 11 UTC

05.09.20 SB 11UTC			MU		ML	
P,rПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	762	0	17	0	762
950	0	762	0	17	0	762
900	0	762	0	17	0	762
850	-1,1	761	0	17	-1,1	761
800	-8	753	-0,1	17	-8	753
750	4,8	758	-22,8	-6	4,8	758
700	26,7	785	-19,4	-26	26	785
650	39,6	824	-7,6	-33	39,6	824
600	59,8	884	-12,6	-46	59,8	884
550	82,5	967	4,1	-42	82,5	967
500	82,7	1049	33,1	-11	82,7	1049

Таблиця Б.12 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 05.09.2020 р. 23 UTC

05.09.20 SB 23UTC			MU		ML	
P,rПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	0	0	29	0	0
950	0	0	0	29	0	0
900	0	0	0	29	0	0
850	0	0	0	29	0	0
800	0	0	0	29	0	0
750	0	0	-3	26	0	0
700	0	0	1,3	28	0	0
650	0	0	7,9	35	0	0
600	0	0	22	57	0	0
550	0	0	1	58	0	0
500	0	0	0	58	0	0

Таблиця Б.13 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 23.09.2020 р. 06 UTC

23.09.20 SB 06UTC			MU		ML	
P,rПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	0	0	223	0	0
950	0	0	0	223	0	0
900	0	0	0	223	0	0
850	0	0	-1,3	222	0	0
800	0	0	-17	205	0	0
750	0	0	-11,7	193	0	0
700	0	0	13,2	206	0	0
650	0	0	37,7	244	0	0
600	0	0	39,9	284	0	0
550	0	0	31	315	0	0
500	0	0	36,1	351	0	0

Таблиця Б.14 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 23.09.2020 р. 11 UTC

23.09.20 SB 11UTC			MU		ML	
P,rПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	66	0	66	0	32
950	0	66	0	66	0	32
900	0	66	0	66	0	32
850	-0,8	65	-0,8	65	-3,5	29
800	-21,6	44	-21,6	44	-28,2	0
750	-11,6	32	-11,6	32	-15	-15
700	5,8	38	5,8	38	2,1	-13
650	24,5	62	24,5	62	20,2	7
600	24,4	87	24,4	87	19,5	27
550	21,6	108	21,6	108	15,9	43
500	17,9	126	17,9	126	11,1	54

Таблиця Б.15 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Прага за 23.09.2020 р. 23 UTC

23.09.20 SB 23UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	-136	0	102	0	-70
950	-3	-138	0	102	0	-70
900	47,8	-186	0	102	-32,3	-102
850	48,8	-234	0	102	-41,6	-144
800	-26,3	-261	2,8	104	-18,4	-162
750	-2,8	-263	24,1	128	6,1	-156
700	-2,2	-266	28,2	157	7,8	-149
650	-3,7	-269	30,9	188	7,7	-141
600	0	-269	14,3	202	0,5	-140
550	0	-269	8,7	211	0	-140
500	0	-269	1,5	212	0	-140

Таблиця Б.16 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Штудгард за 04.06.2020 р. 06 UTC

04.06.20 SB 06UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	0	0	-52	0	267
950	0	0	-2,5	-54	0	267
900	0	0	-4,2	-59	0	266
850	0	0	-1,4	-60	-1,6	237
800	0	0	-18,6	-79	-29	205
750	0	0	-12,8	-81	-32	197
700	0	0	-4,5	-96	-8,3	216
650	0	0	-8,5	-104	19,3	253
600	0	0	-4,3	-109	42,7	309
550	0	0	4,7	-104	50,6	351
500	0	0	0	-104	51,3	415

Таблиця Б.17 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Штудгард за 04.06.2020 р. 11 UTC

04.06.20 SB 11UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	649	0	649	0	313
950	0	649	0	649	0	313
900	0,6	650	0,6	650	-1,8	311
850	16,4	656	16,4	656	5,3	317
800	35	701	35	701	22,7	339
750	33,4	740	33,4	740	25,7	365
700	41,3	781	41,3	781	24,9	390
650	55,2	836	55,2	836	37,6	428
600	66,7	903	66,7	903	46,3	474
550	66,2	969	66,2	969	42,4	516
500	59,2	969	59,2	969	31,1	547

Таблиця Б.18 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Штудгард за 04.06.2020 р. 23 UTC

04.06.20 SB 23UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	11	0	0	0	2
950	0	11	0	0	0	2
900	7,6	19	0	0	1,6	3
850	3,9	23	0	0	0	3
800	0	23	0	0	0	3
750	0	23	0	0	0	3
700	0	23	0	0	0	3
650	0	23	0	0	0	3
600	0	23	0	0	0	3
550	0	23	0	0	0	3
500	0	23	0	0	0	3

Таблиця Б.19 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Штудгард за 17.06.2020 р. 06 UTC

17.06.20 SB 06UTC			MU		ML	
P,rПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	-65	0	102	0	30
950	-6,8	-72	0	102	0	30
900	-18,5	-90	-0,2	101	-8	22
850	-8,6	-99	7	108	1,8	24
800	-5,8	-105	11,5	120	5,8	30
750	-8,4	-113	10,9	131	4,5	35
700	-17,9	-131	4	135	-3,2	31
650	0,7	-130	25,5	160	17,3	49
600	0,1	-130	13	173	3,5	52
550	0	-130	14,8	183	3,6	56
500	0	-130	15,1	203	5,1	61

Таблиця Б.20 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Штудгард за 17.06.2020 р. 11 UTC

17.06.20 SB 11UTC			MU		ML	
P,rПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	0	-4,5	66	0	0
950	0	0	-8,5	65	0	0
900	0	0	-4,3	44	0	0
850	0	0	4,7	32	0	0
800	0	0	13,2	38	0	0
750	0	0	37,7	62	0	0
700	0	0	39,9	87	0	0
650	0	0	31	108	0	0
600	0	0	36,1	126	0	0
550	0	0	67,7	108	0	0
500	0	0	68,2	126	0	0

Таблиця Б.21 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Штудгард за 17.06.2020 р. 23 UTC

17.06.20 SB 23UTC			MU		ML	
-------------------	--	--	----	--	----	--

P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	313	0	102	0	-136
950	0	313	0	102	-3	-138
900	-8,8	311	-0,2	101	47,8	-186
850	-2,9	317	7	108	48,8	-234
800	8,3	339	11,5	120	-26,3	-261
750	22	365	10,9	131	-2,8	-263
700	35,9	390	4	135	-2,2	-266
650	42,2	428	25,5	160	-3,7	-269
600	29,7	474	13	173	0	-269
550	31,9	516	14,8	183	0	-269
500	33,7	547	15,1	203	0	-269

Таблиця Б.22 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Штудгард за 11.08.2020 р. 06 UTC

11.08.20 SB 06UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	649	0	-52	0	31
950	0	649	0	-54	0	31
900	-1,6	650	0	-59	0	31
850	-29	656	0	-60	0	31
800	-32	701	-0,1	-79	2,8	31
750	-8,3	740	-22,8	-81	24,1	31
700	19,3	781	-19,4	-96	28,2	26
650	42,7	836	-7,6	-104	30,9	33
600	50,6	903	-12,6	-109	14,3	46
550	51,3	969	4,1	-104	8,7	58
500	54,7	969	33,1	-104	1,5	63

Таблиця Б.23 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Штудгард за 11.08.2020 р. 11 UTC

11.08.20 SB 11UTC			MU		ML	
P,гПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	15	0	-39	0	267

950	0	15	0	-40	0	267
900	0	15	-3,1	-43	0	266
850	0	15	-0,4	-43	-1,6	237
800	0	15	-17,5	-61	-29	205
750	0	15	-11,6	-72	-32	197
700	-0,2	15	-3,1	-75	-8,3	216
650	1,2	16	-6,9	-82	19,3	253
600	13,9	30	-2,5	-85	42,7	309
550	0	30	5,7	-79	50,6	351
500	0	30	0	-79	51,3	415

Таблиця Б.24 - Вихідні дані параметру нестійкості CAPE Lev та CAPE tot на ст. Штудгард за 11.08.2020 р. 23 UTC

11.08.20 SB 23UTC			MU		ML	
P,rПа	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot	CAPE Lev	CAPE tot
977	0	0	0	17	0	0
950	0	0	0	17	0	0
900	0	0	0	17	0	0
850	0	0	0	17	0	0
800	0	0	-0,1	17	0	0
750	0	0	-22,8	-6	0	0
700	0	0	-19,4	-26	0	0
650	0	0	-7,6	-33	0	0
600	0	0	-12,6	-46	0	0
550	0	0	4,1	-42	0	0
500	0	0	33,1	-11	0	0

ДОДАТОК В

Графічний матеріал



а)

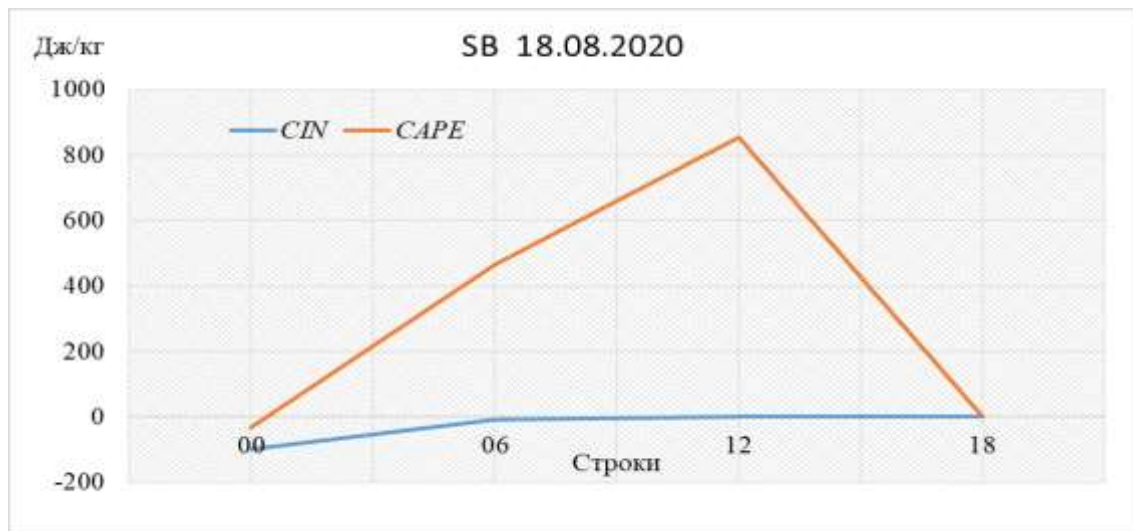


б)



в)

Рис.В.1 - Добовий хід параметрів нестійкості *CAPE* та *CIN* перед утворенням грози при різних типах адіабатичного підйому



а)



б)

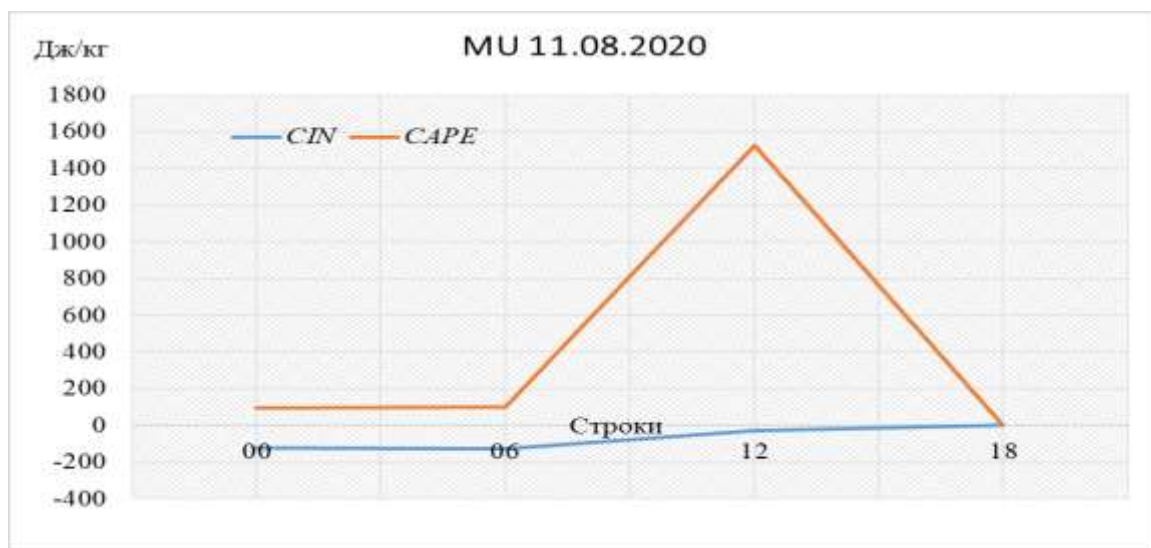


в)

Рис.В.2 - Добовий хід параметрів нестійкості *CAPE* та *CIN* перед утворенням грози при різних типах адіабатичного підйому



а)



б)

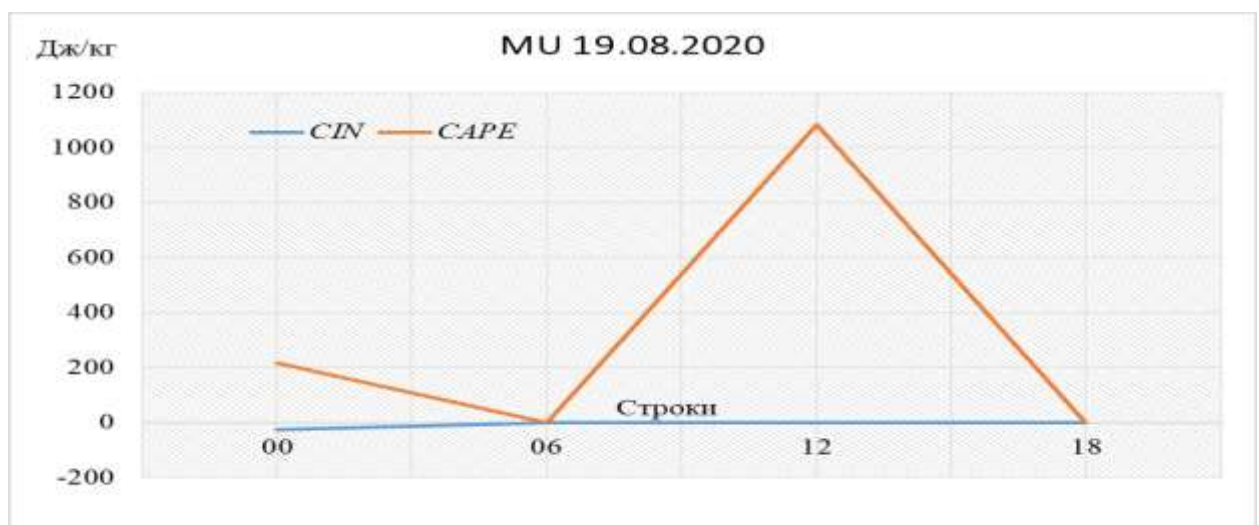


в)

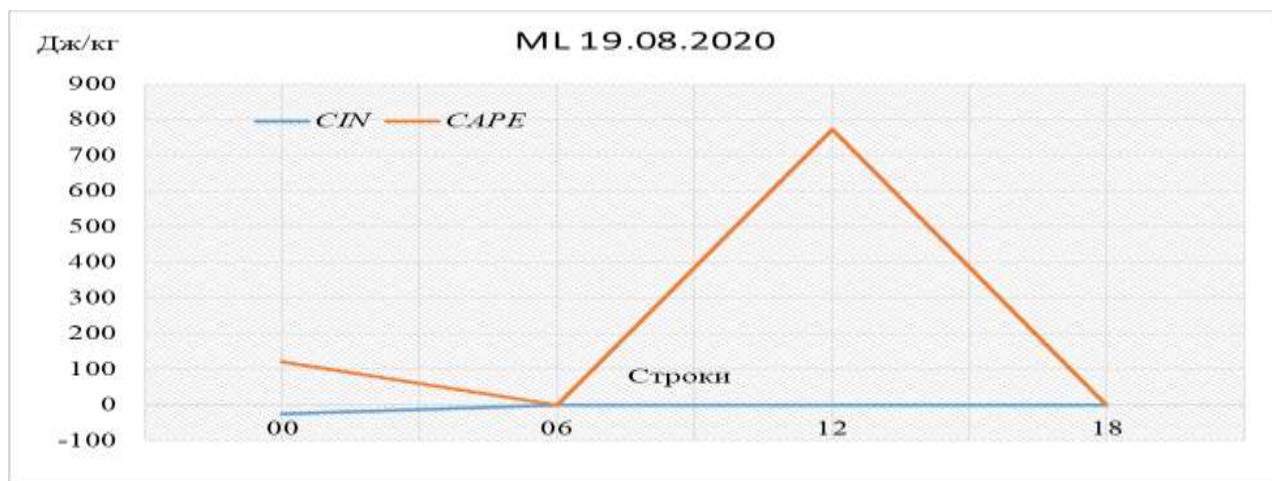
Рис.В.3 - Добовий хід параметрів нестійкості *CAPE* та *CIN* перед утворенням грози при різних типах адіабатичного підйому



а)

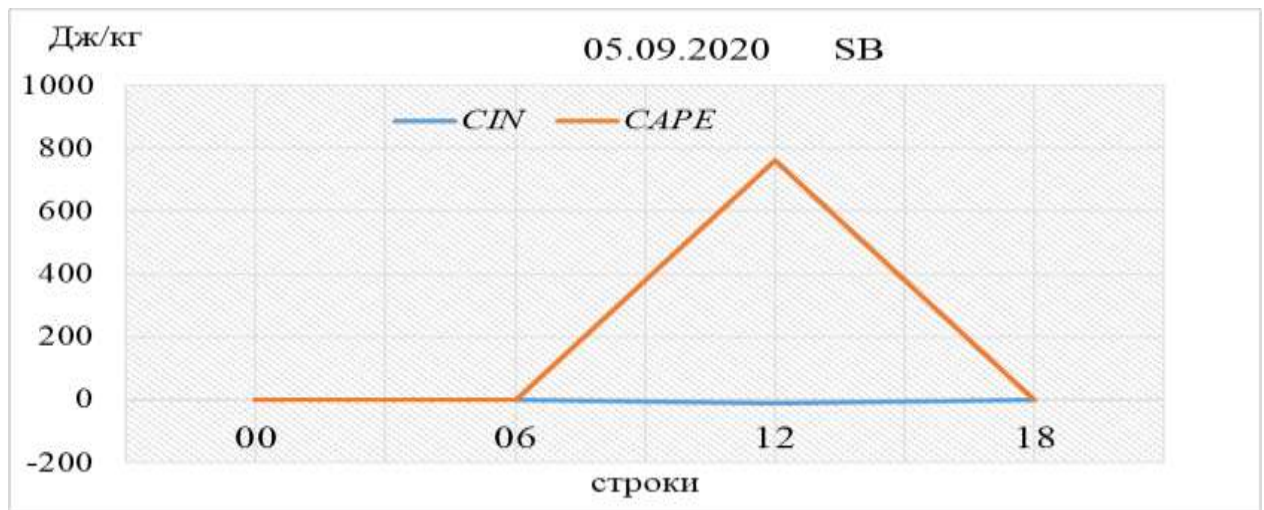


б)

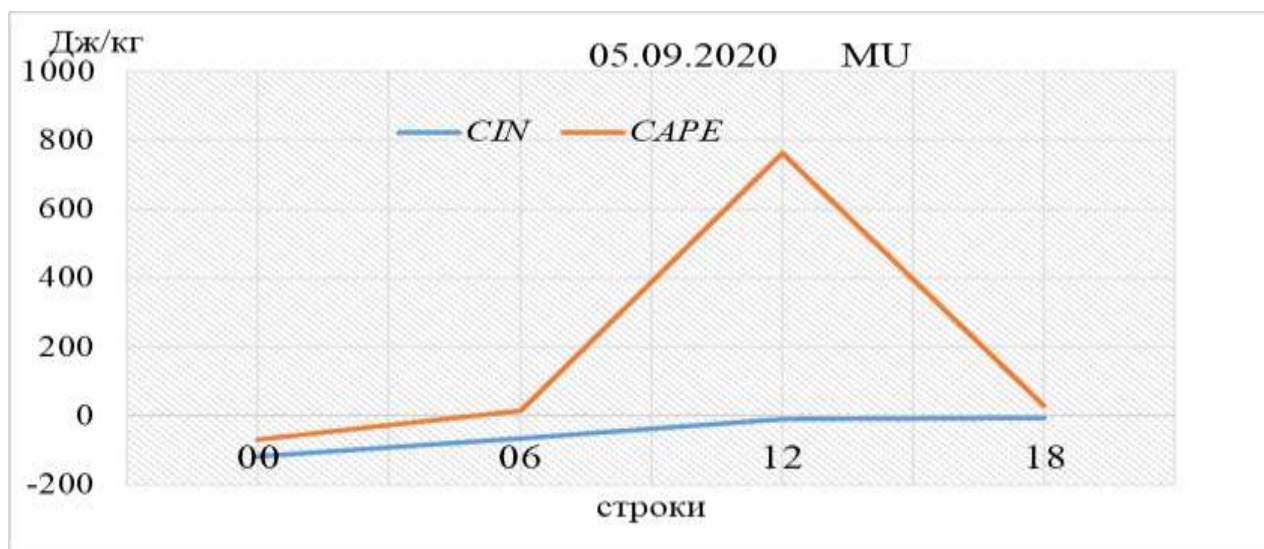


в)

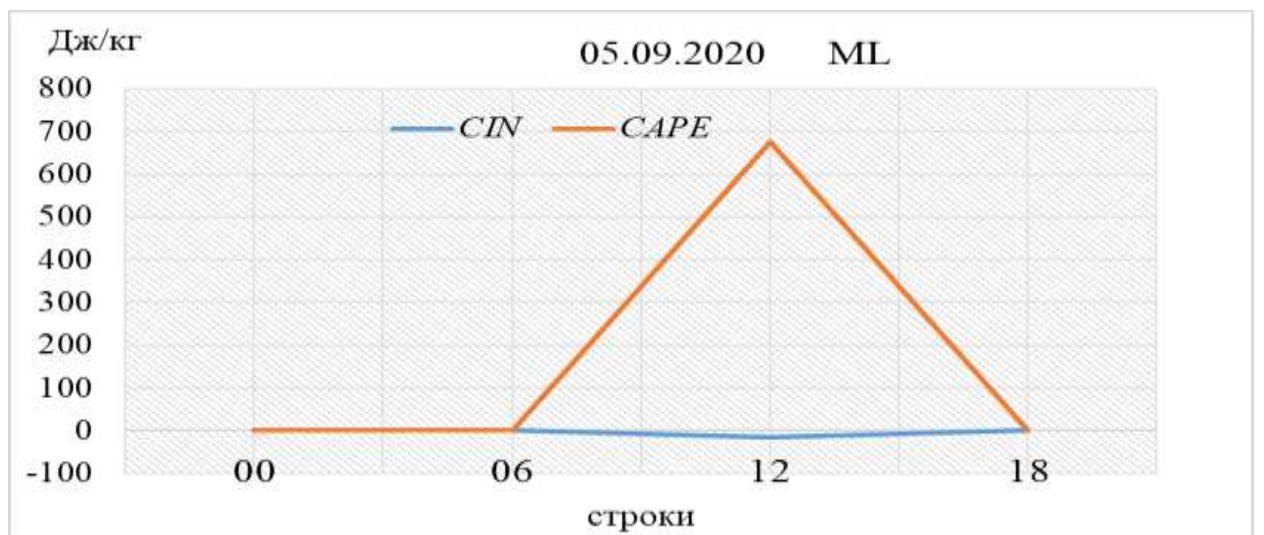
Рис.В.4 - Добовий хід параметрів нестійкості *CAPE* та *CIN* перед утворенням грози при різних типах адіабатичного підйому



а)



б)



в)

Рис. В.5 - Добовий хід параметрів нестійкості *CAPE* та *CIN* перед утворенням грози при різних типах адіабатичного підйому.