

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчальний-консультаційний центр
Кафедра метеорології та кліматології

ДИПЛОМНИЙ ПРОЕКТ
рівень вищої освіти: «спеціаліст»

на тему «Режимні характеристики гроз в районі
ст. Великий Бурлук»

Виконав студент I курсу групи М-У1 з/ф
спеціальності 103 – Науки про Землю
спеціалізація Метеорологія та кліматологія
Контуш Ірина Сергіївна

Керівник к. геогр. н., доц. _____
Хоменко Галина Василівна

Рецензент к. геогр. н., доц. _____
Божко Людмила Юхимівна

Одеса 2017

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Інститут, факультет, відділення	Навчально-консультативний центр
Кафедра, циклова комісія	Кафедра метеорології та кліматології
Освітньо-кваліфікаційний рівень	Спеціаліст
Спеціальність	103 – Науки про Землю
Спеціалізація	Метеорологія та кліматологія (шифр і назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри _____ Івус Г.П.
«10» березня 2017 р.

**ЗАВДАННЯ
НА ДИПЛОМНИЙ ПРОЕКТ СТУДЕНТУ**

Контуш Ірині Сергіївні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема проекту «Режимні характеристики гроз в районі ст. Великий Бурлук»
Керівник проекту Хоменко Галина Василівна, к. геогр. н., доц.
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)
- Затверджені наказом вищого навчального закладу від «16» січня 2017 № 3с
2. Строк подання студентом проекту 1 червня 2017 р.
3. Вихідні дані до проекту Результати метеорологічних спостережень на станції Великий Бурлук Харківської області за 15-річний період (2000-2014 р.р.). Приземні карти та карти баричної топографії за окремі дні з грозами.
4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити)
 - 4.1. Ознайомлення з літературою за темою досліджень та складання реферативної частини проекту.
 - 4.2. Розрахунки та аналіз режимних характеристик гроз.
 - 4.3. Аналіз синоптичних ситуацій для окремих випадків тривалих гроз.
5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)
 - 5.1. Таблиця повторюваності гроз в залежності від їх тривалості, часу

виконання, характеру баричного поля.

5.2. Приземні та висотні карти для окремих випадків тривалих гроз.

6. Консультанти розділів проекту

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

7. Дата видачі завдання 10 березня 2017 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№№ з/п	Назва етапів дипломного проекту	Термін виконання етапів проекту	Оцінка виконання етапу	
			У %	За 4-х бальною шкалою
1.	Ознайомлення з літературою з теми досліджень та складання реферату	10.03 – 20.03.17 р.	85	4
2.	Підготовка вихідної інформації для виконання проекту і створення бази даних	21.03 – 8.04.17 р.	95	5
	Перша атестація	03.04 – 08.04.17 р.	90	5
3.	Розрахунок та аналіз режимних характеристик гроз	10.04 – 06.05.17 р.	95	5
4.	Синоптичний аналіз з окремих випадків гроз. Формулювання висновків.	10.04 – 06.05.17 р.	85	4
	Друга атестація	03.05 – 06.05.17 р.	90	5
5.	Оформлення дипломного проекту	08.05 – 20.05.17 р.	90	5
6.	Підготовка доповіді та презентації до захисту проекту	20.05 – 31.05.17 р.	90	5
7.	Подання проекту на кафедру	01.06.17 р.		
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		90	5

Студент _____
(підпис)

Контущ І.С.
(прізвище та ініціали)

Керівник проекту _____
(підпис)

Хоменко Г.В.
(прізвище та ініціали)

ЗМІСТ

Вступ.....		4
1	Грозові явища та умови їх утворення.....	6
1.1	Фізичні механізми виникнення конвективних рухів.....	6
1.2	Умови розвитку та термодинамічна структура грозових хмар.....	9
1.3	Внутрішньомасові грози та умови їх утворення.....	15
1.4	Роль атмосферних фронтів у виникненні гроз.....	16
2	Основні принципи прогнозування гроз.....	19
2.1	Критерії грозової небезпеки для авіації.....	19
2.2	Методи прогнозу гроз.....	21
3.	Грозова діяльність в районі станції Великий Бурлук.....	25
3.1	Стисла фізико-географічна та кліматична характеристика району дослідження.....	25
3.2	Метеорологічні та синоптичні умови розвитку гроз.....	28
	Висновки.....	40
	Список посилань.....	42
	Додаток А.....	44
	Додаток Б.....	45
	Додаток В.....	68
	Додаток Г.....	80

ВСТУП

Зміни клімату в останні десятиріччя приводять до збільшення кількості та інтенсивності небезпечних явищ погоди. В останні роки в різних районах України збільшилася кількість таких явищ, як зливи, шквали, грози (навіть смерчі), різкі зниження температури взимку, велика спека в літні місяці, тривалі інтенсивні опади, які вчиняють повені, тощо. Всі ці явища спричиняють великі економічні збитки і навіть призводять до загибелі людей і тварин. Тому дослідження умов виникнення та розвитку небезпечних явищ погоди є досить актуальною проблемою. Однією з найбільших актуальних задач є дослідження стихійних явищ погоди, зокрема, пов'язаних з зонами активною конвекцією (гроз, граду, шквалів). Для прогнозування важливо знати повторюваність цих явищ в тому чи іншому географічному районі, умови формування, а також й просторово - часову мінливість.

Гроза – це комплексне атмосферне явище, яке супроводжується електричними розрядами і значними опадами часто с градом. В основному це явище спостерігається в теплу пору року, коли найбільш сприятливі умови для розвитку конвективних рухів. Чим більше прогрівається повітря і чим більша вологість цього повітря, тим більш імовірна гроза.

Грози суттєво впливають на повітряні транспорти. Окрім потужних грозових розрядів, які можливі в хмарах, літак завжди зазнає тиск з боку вертикальних рухів всередині хмари і навколо неї. Небезпеку утворюють такі процеси, як турбулентність, що спричиняє бовтанку, обледеніння тощо. Оскільки з грозами часто пов'язані сильні зливи, шквали, град, це явище може приносити великі збитки сільському господарству.

Передбачувати грозу надзвичайно складно в короткострокових і довгострокових прогнозах. Без регулярної та безперервної вихідної інформації розв'язувати таку задачу неможливо.

Для удосконалення прогнозу гроз потрібно вивчати їх фізичну природу, особливості їх утворення. Відомо, що умови утворення гроз в великій мірі залежать від місцевих особливостей району, де вони виникають, тому це явище досліджується за даними спостережень певних станцій.

Мета дипломного проекту полягає в дослідженні умов розвитку грозових явищ в районі селища Великий Бурлук Харківської області та розрахунку їх режимних характеристик.

Для виконання роботи використані дані метеорологічних спостережень на метеостанції Великий Бурлук за 15-річний період (з 2000 по 2014 рік) та синоптичні матеріали за окремі дні з тривалими грозами.

Дипломний проект виконано на кафедрі метеорології та кліматології під керівництвом кандидата географічних наук, доцента Хоменко Г.В.

1. ГРОЗОВІ ЯВИЩА ТА УМОВИ ЇХ УТВОРЕННЯ

1.1 Фізичні механізми виникнення конвективних рухів

За умовами розвитку конвекція підрозділяється на три види:

Термічна конвекція, що виникає за рахунок прогріву частинок повітря від підстильної поверхні. У цьому випадку конвективно-нестійкий шар формується безпосередньо від підстильної поверхні.

Вільна конвекція; конвективно-нестійкий шар розташовується на деякій висоті, тобто його формування не пов'язане з прогрівом маси від підстильної поверхні. Виникає за рахунок нерівномірної горизонтальної адвекції повітряних мас на висотах чи радіаційного охолодження на верхній межі хмарного шару. Це частіше спостерігається у перехідні сезони.

Вимушена конвекція; виникає за рахунок формування вологонестійкої стратифікації в хмарній масі, що може бути обумовлена упорядкованими висхідними рухами (наприклад, при циклонічних перебудовах баричного поля). Вона може також формуватися в районах зі складною орографією за рахунок орографічного підйому. В самій хмарній масі вертикальний градієнт температури γ близької до волого адіабатичного γ_{sa} ; однак за сприятливих умов в атмосфері створюється $\gamma \geq \gamma_{Ba}$ – це умова, яка необхідна для присутності конвективно-нестійкого шару. Додаткова умова: відносна вологість - 100% [6].

Як стверджується в [5], вплив рельєфу на атмосферну циркуляцію проявляється на різних просторових розмірах атмосферних утворень – від глобального до мікромасштабу. Вимушений підйом повітря на навітряних схилах посилює процес конденсації, що збільшує потужність хмар і призводить до інтенсифікації опадів. Цей вимушений підйом може бути пусковим механізмом для розвитку конвекції; так, підвищення відносної

вологості повітря до насичення призводить до посилення умовної нестійкості, що в кінцевому результаті викликає реалізацію механізму умовної нестійкості і до появи конвективних рухів на навітряних схилах. Конвективна нестійкість суттєво посилює ефект загального орографічного вимушеного підйому і призводить до випадіння інтенсивних опадів та виникнення конвективних явищ погоди.

Подібним прикладом може служити авіакатастрофа поблизу Донецька у 2006 р. В роботі [3] детально розглянуті у просторовій та часовій послідовності синоптичні, аерологічні, супутникові та радіолокаційні дані у зв'язку з небезпечними для авіації явищами погоди в Донецькій області 22.08.2006 р., ігнорування якими призвело до авіакатастрофи та чисельних людських жертв. Автори дійшли до висновку, що активізації процесів сприяли: утворення хвилі на полярному фронті, вертикальна нестійкість в момент її максимального розвитку, наявність височини і близькість моря.

Під конвекцією в найбільш широкому значенні цього слова розуміють переміщення рідини у певному напрямку. В метеорології під конвекцією мають на увазі переміщення окремих об'ємів повітря з одного рівня на інший, зумовлені силою плавучості [2]. Основною причиною виникнення конвекції є наявність нестійкої термічної стратифікації, яка призводить до виникнення сил плавучості і, відповідно, вертикальних рухів, середня швидкість яких становить 1 - 2 м/с, а в окремих випадках може сягати 40-60 м/с і вище. Інтенсивність конвективних рухів визначається температурною стратифікацією атмосфери, різницею температур повітряних частинок, що приймають участь у конвективних рухах, структурою повітряних течій. В момент розвитку конвекції градієнт температури може дорівнювати значенню сухоадіабатичного градієнта γ_{ca} або перевищувати його, тобто $\gamma \geq \gamma_{ca}$ в нижньому шарі атмосфери, а вище - $\gamma \geq \gamma_{ba}$. Це явище зберігається до того часу, поки зберігається різниця температур між об'ємом повітря, що рухається і оточуючим середовищем, Поблизу рівня вирівнювання

температур (рівня конвекції) вертикальні рухи повітряних частинок зникають і конвекція припиняється.

Виняткове значення при прогнозі конвективних явищ має вологовміст повітряних мас. Так, для центральної частини Східної Європи сумарна величина дефіциту точки роси складає:

$$\sum_{850}^{700} (T - T_d) \leq 20 \text{ } ^\circ\text{C}$$

а
$$\sum_{850}^{500} (T - T_d) \leq 25 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (1.1)$$

$T_{max} - T_d \leq 20 \text{ } ^\circ\text{C}$ у ранковій годині (звичайно для розрахунків беруть 9 год.)

Якщо сумарній дефіцит більше цих величин, то атмосфера буде дуже сухою, і навіть якщо висхідні вертикальні рухи прагнуть до максимуму та конвекція розвивається, опадів не буде.[1]

Якщо $T_{max} - T_d \leq 20 \text{ } ^\circ\text{C}$, то рівень конденсації лежить нижче 2 км, а якщо $T_{max} - T_d > 20 \text{ } ^\circ\text{C}$, то рівень конденсації знаходиться вище 2 км і опади землі не досягають (випаровується). Це так звані сухі грози (не супроводжується випадінням зливових опадів).

Залежно від потужності шару конвекції виникають вертикальні рухи різного масштабу, які зумовлюють виникнення різних за масштабом конвективних явищ. Так, при незначній товщині шару конвекції виникають дрібномасштабні конвективні рухи, які призводять до утворення конвективних хмар хорошої погоди. При товщині конвективного шару 1-2 км виникають конвективні комірки, які утворюють хмарні системи з висхідними і низхідними рухами, в яких можуть утворюватися невеликі опади. Якщо товщина конвективного шару перевищує 5 км, виникають конвективні системи, які складаються з конвективних комірок різних розмірів[4]. При цьому горизонтальна протяжність купчасто-дощових хмар, що виникають,

може змінюватись від декількох десятків до 100-200 км, а вертикальна потужність може сягати 10-15 км.[17]

Саме з такими системами і пов'язана більшість небезпечних та стихійних конвективних явищ погоди (НЯ та СМЯ) в Україні. Під конвективними явищами розуміється хмарність купчастих форм, грози, зливи, шквали, смерчі тощо.

1.2 Умови розвитку та термодинамічна структура грозових хмар

Для хмар, які переходять у грозовий стан, характерно надзвичайно швидке наростання напруги електричного поля у часі. Найбільш потужні конвективні хмари, які дають інтенсивні опади, мають і максимальну інтенсивність блискавок. Середня товщина переохолодженої зони у грозах становить 4,7 – 5,6 км. Зі збільшенням висоти нульової ізотерми зростає число гроз, їх середні та максимальні висоти.

Активність блискавок, як правило, відмічається в одному чи двох шарах (від 0 до – 20 °С та від -20 до - 45 °С). На цих же висотах знаходиться центри від'ємного заряду, ефективно нейтралізованого зарядами блискавок. Довжина іонізованих каналів блискавок змінюється від 2 до 14 км при середньому значенні 5 км. Діаметр каналу блискавок становить від 1,0 до 1,5 см, швидкість їх поширення $(0,2 - 1,4) \times 10^8$ м/с. Швидкість переміщення більшості гроз знаходиться у діапазоні 20 – 60 км/год. При швидкості переміщення більше 70 км/год. грози звичайно супроводжуються градом і смерчами.[8]

Грім виникає одночасно з блискавкою. Але спалах світла блискавки доходить до спостерігача практично миттєво (із швидкістю $300\,000$ км \times s^{-1}), тоді як швидкість звуку дорівнює близько 330 м \times s^{-1} . Тому спочатку видно блискавку, а потім чути грім.

Гроза вважається близькою, якщо проміжок часу між блискавкою і громом не перевищує 10 секунд (не далі 3 км). За сприятливих умов грім можна почути за 10...20 км. Явище, при якому видно спалахи блискавки, а грому не чути, називають зірницею; спостерігається вона вночі.

Гророва хмара за період свого життя проходить декілька стадій, які відрізняються інтенсивністю конвекції, фазовою структурою хмар і їх електричним станом. Найбільш поширеним уявленням про розвиток грози є поділ її “життя” на три стадії [7].

Початкова стадія розвитку починається від зародження хмари і закінчується випадінням перших крапель дощу. Спочатку це звичайна купчаста хмара (Cu), яка поступово трансформується в потужну купчасту (Cu cong). Нижня межа таких хмар коливається в межах 800...1500 м, а верхня – 3...5 км. Висхідні вертикальні токи у хмарах можуть досягати $15...20 \text{ м} \times \text{сек}^{-1}$, а низхідні токи дуже слабкі. Ця стадія купчасто-дощової хмари найменш небезпечна для польотів. В зоні хмари можуть спостерігатися слабка або помірна турбулентність і слабе або помірне обледеніння.

Стадія зрілої хмари починається з моменту випадіння перших крапель дощу, що свідчить про появу кристалів у хмарі, і закінчується початком його руйнування. У процесі розвитку Cu cong та їх переходу в Cb вершини досягають висоти ізотерми - 22 °C - рівня масової кристалізації крапель. При перевищенні цього рівня купчасто-дощова хмара може стати грозонебезпечною і грозовою. На цій стадії нижня межа хмари знижується до 300...500 м, верхня межа може досягати висоти 8...15 км або тропопаузи. У верхній частині хмари утворюється на ковальня [10]. Спостерігається інтенсивні зливові опади, електричні розряди, можливий град. У хмарі завжди сильна і дуже сильна турбулентність і сильне обледеніння. Висхідні токи можуть досягати $50 \text{ м} \times \text{сек}^{-1}$, а низхідні по краях хмари – $30 \text{ м} \times \text{сек}^{-1}$. У передній частині купчасто-дощової хмари біля землі виникають

шквали або смерчі. Очевидно, що в цій стадії грозова хмара найбільш небезпечна. Польоти в таких хмарах категорично заборонені.

Стадія розсіювання продовжується від початку руйнування хмари до моменту трансформації у хмари інших форм. При цьому, як правило, утворюються хмари різних ярусів, невеликі по своїй вертикальній потужності і не дуже небезпечні для польотів. Вертикальні токи в таких хмарах направлені як уверх, так і вниз, але їх швидкість не перевищує $5 \text{ м} \times \text{с}^{-1}$. У такій хмарності може спостерігатися слабка турбулентність і слабе обледеніння.[12]

Середня тривалість життя грозової хмари становить приблизно 5 год. Іноді всі три стадії можуть відбутися протягом однієї години, іноді цей період може тривати до 10 год. і більше.

Необхідними умовами для виникнення грозової хмари є наявність умов для розвитку конвекції або іншого механізму, що створює висхідні потоки, запаси вологи, достатніх для утворення опадів, і наявності структури, в якій частина хмарних частинок знаходиться в рідкому стані, а частина – в крижаному. Конвекція, що приводить до розвитку гроз, виникає в наступних випадках:

- При нерівномірному нагріванні приземного шару повітря над різною підстиляючою поверхнею. Наприклад, над водною поверхнею і сушею із-за відмінностей в температурі води і ґрунту. Над крупними містами інтенсивність конвекції значно вища, ніж в околицях міста.
- При підйомі або витисненні теплого повітря холодним на атмосферних фронтах. Атмосферна конвекція на атмосферних фронтах значно інтенсивніша і частіша, ніж при внутрішньомасовій конвекції. Часто фронтальна конвекція розвивається одночасно з шарувато-дощовими хмарами і обложними осіданнями, що маскує купчасто-дощові хмари, що утворюються.
- При підйомі повітря в районах гірських масивів. Навіть невеликі піднесеності на місцевості приводять до посилення утворення хмар (за

рахунок вимушеної конвекції). Високі гори створюють особливо складні умови для розвитку конвекції і майже завжди збільшують її повторюваність і інтенсивність.

Всі грозові хмари, незалежно від їх типа, послідовно проходять стадії купчастої хмари, стадію зрілої грозової хмари і стадію розпаду.(рис 1.1)

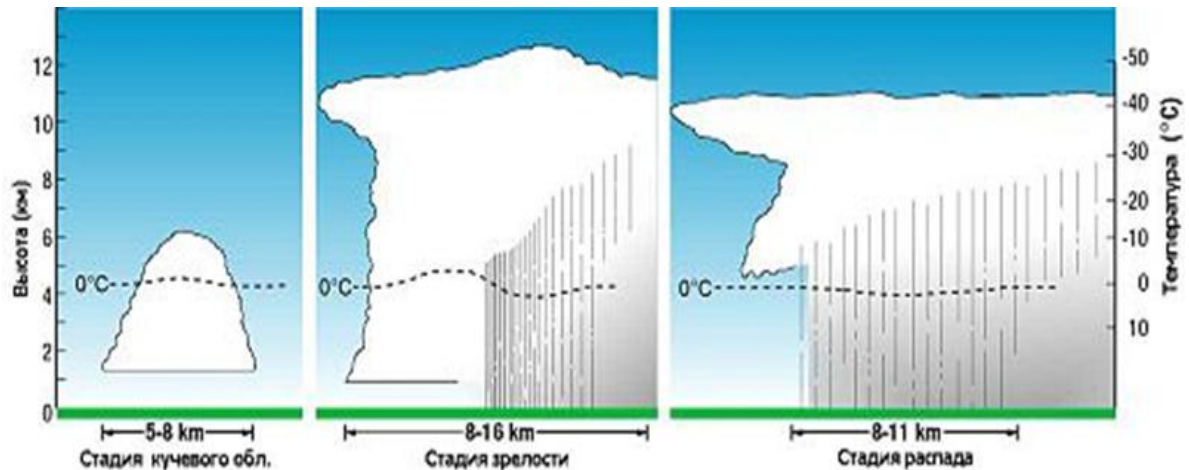


Рисунок 1.1 – Схеми конвективних хмар на різних стадіях розвитку.

В 20 столітті грози класифікувалися відповідно до умов формування: внутрішньомасові, фронтальні або орографічні. В даний час більш прийнято класифікувати грози відповідно до характеристик самих гроз, і ці характеристики в основному залежать від метеорологічного оточення грозових хмар і стану нестійкості атмосфери, що формує висхідні потоки[14]. Залежно від величини і потужності таких потоків формуються грозові хмари різних типів, які представлені на рис 1.2.

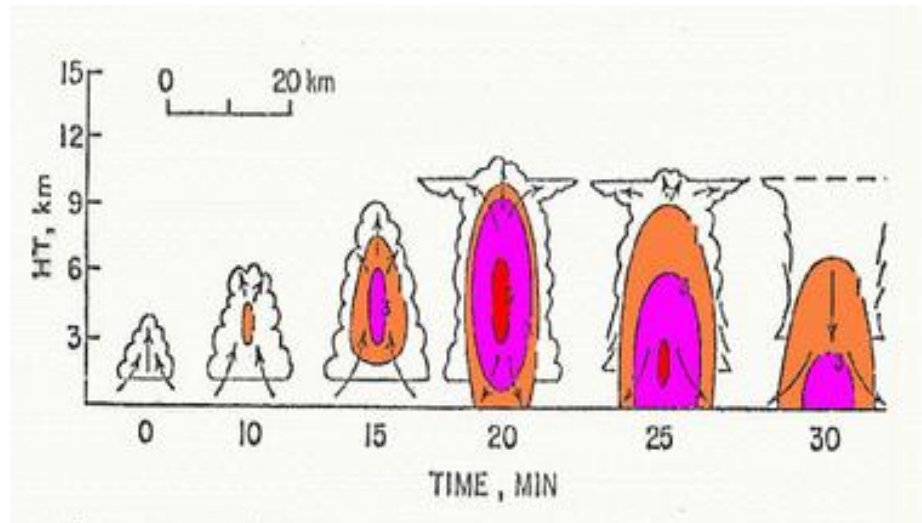


Рисунок 1.2 – Схематичне зображення різних типів грозових хмар.

Одиносередкові купчасто-дощові (Cumulonimbus, Cb) хмари розвиваються в дні із слабким вітром в малоградієнтному баричному полі. Їх називають ще внутрішньомасовими або локальними. Вони складаються з конвективного вічка з висхідним потоком в центральній своїй частині, можуть досягати грозової і градової інтенсивності і швидко руйнуватися з випадками опадів. Розміри такої хмари: поперечний – 5-20 км., вертикальний – 8 - 12 км., тривалість життя – близько 30 хвилин, інколи – до 1 години. Серйозних змін погоди після грози не відбувається. Формування хмарності починається з виникнення купчастої хмари гарної погоди (cumulus humilis). За сприятливих умов виниклі купчасті хмари швидко зростають як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямі, при цьому висхідні потоки знаходяться майже за всім обсягом хмари і збільшуються від 5 м/с до 15-20 м/с. Низхідні потоки дуже слабкі[8]. Навколишнє повітря активно проникає всередину хмари за рахунок зміщення на кордоні і вершині хмари. Хмара переходить в стадію середніх купчастих (Cumulus mediocris). Утворені в результаті конденсації дрібні водяні краплі в такій хмарі зливаються в більші, які несуться потужними висхідними потоками вгору. Хмара ще

однорідна, складається з крапель води, утримуваних висхідним потоком, - опади не випадають. У верхній частині хмари при попаданні частинок води в зону відємних температур краплі поступово починають перетворюватися в кристали льоду. Хмара переходить в стадію потужної купчастої хмари (*Cumulus congestus*). Змішаний склад хмари призводить до укрупнення хмарних елементів і створення умов для випадіння опадів і утворення грозових розрядів. Таку хмару називають купчасто-дощовою (*Cumulonimbus*) або (в окремому випадку) купчасто-дощовою лисою (*Cumulonimbus calvus*). Вертикальні потоки в них досягають 25 м/с, а рівень вершини досягає висоти 7-8 км.(рис 1.3)

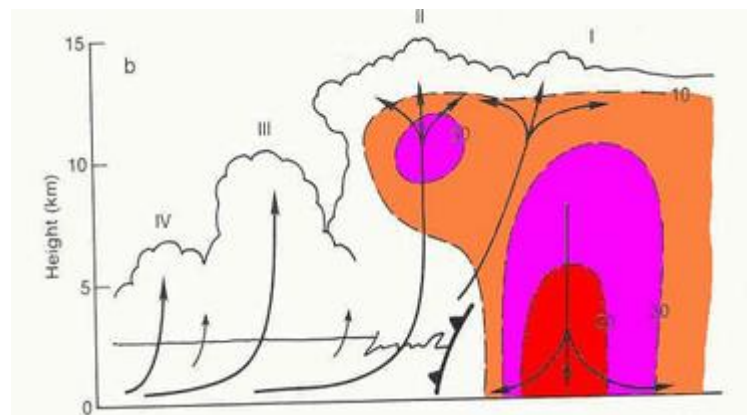


Рисунок 1.3 – Схема багатоосередкової грозової структури.

Випаровуються частки опадів охолоджують навколишнє повітря, що призводить до подальшого посилення низхідних потоків. На стадії зрілості в хмарі одночасно присутні і висхідні, і спадні повітряні потоки. На стадії розпаду в хмарі переважають низхідні потоки, які поступово охоплюють всі хмари.

Це найбільш поширений тип гроз, пов'язаний з мезомасштабними (що мають масштаб від 10 до 1000 км.) збуреннями[15]. Багатоосередковий кластер складається з групи грозових вічок, що рухається як єдине ціле, хоча

кожне вічко в кластері знаходиться на різних стадіях розвитку грозової хмари. Грозові вічка, що знаходяться у стадії зрілості, зазвичай розташовуються в центральній частині кластера, а вічка, що розпадаються, – з підвітряного боку кластера. Вони мають поперечні розміри 20 – 40 км., їх вершини нерідко піднімаються до тропопаузи і проникають в стратосферу. Багатоосередкові кластерні грози можуть давати град, зливові дощі і відносно слабкі шквальні пориви вітру. Кожне окреме вічко в багатоосередковому кластері знаходиться в зрілому стані близько 20 хвилин; сам багатоосередковий кластер може існувати протягом декількох годин. Даний тип грози зазвичай інтенсивніший, ніж одиосередкова гроза, але багато слабкіше за супер'ячейкову грозу.[11]

1.3 Внутрішньомасові грози та умови їх утворення

Внутрішньомасові грози зумовлені конвекцією і виникають як у теплих масах повітря переважно у малоградієнтному полі підвищеного або зниженого тиску, так і в холодних, які переміщуються на теплу поверхню.

Внутрішньомасові грози над континентом спостерігаються головним чином в тепле півріччя і розвиваються в основному в післяполуденні години, коли температура повітря біля поверхні землі максимальна, а ввечері, як правило, згасають. Над морем ці явища спостерігаються найчастіше взимку та в нічні години.

Типовими синоптичними ситуаціями виникнення внутрішньомасових гроз є тилова частина циклону та циклон, що заповнюється, а також малоградієнтне поле підвищеного або зниженого тиску. В південних областях України вертикальна потужність хмар сягає 8...10 км, тобто майже до тропопаузи. На решті території України ці грози проявляються мляво,

тому що хмари вертикально розвиваються до 4...5 км, а вище існують затримуючі (інверсійні) шари [1].

Внутрішньомасові адвективні грози спостерігаються, як було сказано вище, переважно в тилкових частинах циклонів і улоговин (70%), але можуть зустрічатися і на східних периферіях антициклонів, при значних переносах вологого повітря з півночі на південь. За інших рівних умов грози більш вірогідні в масах помірною повітря у порівнянні з арктичним повітрям. По мірі просування холодного повітря в південні широти вірогідність гроз зростає внаслідок інтенсивнішого прогрівання повітря і руйнування інверсій в середній тропосфері.

Внутрішньомасові грози поділяються на конвективні (теплові), адвективні та орографічні.

Теплові грози частіше виникають у розмитому баричному полі у другій половині дня. Ці грози мають невеликі розміри і переміщуються з незначною швидкістю (10...15 км×год⁻¹). Проте внутрішньомасові грози «приносять» багато блискавок, граду та сильних злив. Вітер при теплових грозах слабкий, лише перед самою грозою спостерігається короткочасне його посилення. Температури повітря біля поверхні землі при таких грозах звичайно високі (вище 22...25 °С). Теплові грози під час польоту легко обійти із-за невеликих розмірів.

Адвективні грози виникають після проходження холодних фронтів у масах морського помірною повітря. Ці грози можуть розвиватися при низьких температурах і мають велику швидкість переміщення. Осередки адвективних гроз як правило ізольовані.

Орографічні грози виникають не лише в горах, але навіть і в пагористій місцевості, коли рельєф і напрямок руху повітряних мас сприяють збільшенню вертикальних токів [17].

1.4 Роль атмосферних фронтів у виникненні гроз

Фронтальні грози утворюються внаслідок витіснення теплого вологого повітря наступаючим валом холодного. Зона грозової діяльності (значної горизонтальної протяжності) звичайно розміщується вздовж фронту на декілька сотень, а впоперек фронту на декілька десятків кілометрів. Найбільш сприятливі умови для потужного розвитку купчасто-дощових хмар з сильними грозами та зливами утворюються при дивергенції висотних повітряних течій.

Вертикальні рухи при фронтогенезі охоплюють шари великої вертикальної потужності. Ці рухи призводять до деформації тропопаузи і втягування стратосферного повітря в тропосфері у зоні фронту, в той час як тропосферне повітря піднімається справа від осі струминної течії (на теплій стороні тропосферного фронту). Отже тропосферний фронтогенез є важливим фактором стратосферно-тропосферного обміну [9].

Грози спостерігаються під час переміщення атмосферних фронтів різного типу. На холодному фронті вони пов'язані з потужним витісненням теплої повітряної маси високого вологовмісту і нестійкою стратифікацією уверх наступаючим валом холодного повітря. Саме грозові хмари на холодних фронтах часто досягають висоти тропопаузи, а іноді перевищують її. Безпосередньо вздовж лінії фронту розміщується смуга конвективної хмарності, позаду приземного холодного фронту спостерігається також конвективні осередки, досить часто на фоні безхмарного неба.

Над Східною Європою 69% фронтальних гроз доводиться на холодні fronti і холодні fronti оклюзії, а 31% - на теплі fronti і теплі fronti оклюзії.

Грози теплих фронтів виникають над Україною значно рідше, їх найбільша активність у вечірні та нічні години, коли циклони рухаються з півдня та південного заходу, а в їх теплі сектори виносяться маси вологого

тропічного повітря. Під час підймання над фронтальною поверхнею зростає нестійкість стратифікації теплого повітря, що спричиняє розвиток конвекції. Найчастіше це буває тоді, коли теплі фронти пов'язані з циклонами та улоговинами, що заглиблюються. Конвективні форми хмар, паралельних теплому фронту, розвиваються на фоні шаруватої хмарності, яка формується загальним висхідним рухом в зоні теплого фронту. Смуги таких конвективних хмар часто добре видно на супутникових знімках, але сховані від наземного спостерігача. Швидкість висхідних рухів, як правило, складають декілька десятків сантиметрів за секунду. Сприятливі умови для розвитку конвекції у висхідному насиченому повітрі створюються в результаті наявності потенційної нестійкості за рахунок переміщення холодного повітря з боку холодного фронту на поверхні 700...500 гПа.

Часто грози спостерігаються на фронтах оклюзії, особливо за типом холодного фронту. Більш холодне повітря витісняє менш холодне, проникає під поверхнею теплого фронту, піднімаючи уверх тепле повітря, і цим спричиняє розвиток цілого валу купчасто-дощових хмар за лінією фронту. Хмари дуже розвинуті вертикально, коли фронт оклюзії утворюється у центрі циклону.

На особливу увагу заслуговують сильні грози, які супроводжуються одночасно зливами з градом, шквалами та іноді смерчами. Утворення подібних надзвичайних явищ погоди спостерігається поблизу чи в центрі невеликого хвильового збурення, де існують зони з досить контрастними температурами. В теплій повітряній масі данні температури звичайно перевищують 30...35 °С, а в холодному повітрі вони коливаються в межах 16...22 °С. Потужні грозові хмари із зливами виникають поблизу центра збурення в після полуденні години.

Дослідженнями встановлено, що центральна частина грозової хмари звичайно добре відображується на індикаторі радіолокатора сантиметрового діапазону. При цьому потоки граду, якщо вони існують, припадають не на

центральну частину хмари, а на її примежові райони. У середньому одна з 10 гроз супроводжується градом [10].

Одночасно із зливами при грозах спостерігаються електричні розряди (блискавки) між хмарами чи між хмарами і землею, а також різке посилення вітру у вигляді вихорів з горизонтальною (шкваловий ворт) та іноді вертикальною (смерч) осями.

2 ОСНОВНІ ПРИНЦИПИ ПРОГНОЗУВАННЯ ГРОЗ

2.1 Критерії грозової небезпеки для авіації

Грози – найбільш небезпечне метеорологічне явище для авіації. Їх небезпека обумовлена:

- інтенсивною турбулентністю у хмарах, яка здатна викликати сильну бовтанку;
- сильним обледенінням на висотах, де температура нижче 0°C;
- можливістю ураження літаків блискавками;
- засліплення пілота при спалаху блискавки;
- інтенсивними опадами;

Політ в зоні грозової діяльності настільки небезпечний, що всі керівні документи, які регламентують діяльність цивільної і військової авіації, забороняють навмисно заходити в купчасто-дощові хмари.

Загальні вимоги до радіолокаційної метеорологічної інформації при метеорологічному обслуговуванні авіації на стадіях зльоту, посадки повітряних суден, а також їх проводки за маршрутами польоту не підлягають ніяким сумнівам. Поява в оперативній практиці метеозабезпечення авіації доплеровських радіолокаторів дозволила більш глибоко аналізувати елементи небезпечної погоди, до яких відносяться і явища погоди, що пов'язані з конвекцією (грози, шквали, град).

Метеорологічні радіолокатори досить надійно виявляють купчасто-дощові та потужні купчасті хмари. За результатами багатьох досліджень радіус дії сучасних МРЛ при імовірності виявлення Сб з грозою та градом не менше 95% знаходиться в діапазоні 150 – 200 км [10, 14].

Співставлення радіолокаційної інформації про небезпечні явища з даними наземних спостережень дозволило встановити ступінь відповідності

радіолокаційної класифікації, прийнятої в метеорології, та оцінити її справджуваність.

Проте, радіолокаційну інформацію про небезпечні явища погоди не можна признати адекватною загальноприйнятою метеорологічною інформацією. За результатами застосування радіолокаційних критеріїв можна говорити не про град, а про градонебезпечний Сб та грозову хмару з градом, не про грозу, а про гроzoneбезпечну хмару і зливовий дощ з грозою, не про зливу, а про негроzoneбезпечну конвективну хмару і негрозову зливу.

При прогнозі конвективних явищ необхідно врахувати структурні особливості хмари. Зокрема, у помірних широтах сприятливою умовою для розвитку гроз і злив є змішана структура хмарної маси. На підставі даних літакового зондування [2] в помірних широтах отримані наступні параметри хмари: злилові опади випадають у тому випадку, якщо хмару пронизують ізотерми $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ в середній і $-22,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ у верхній частині, тобто хмара стає колоїдальною нестійкою, а вертикальна потужність конвективної хмари $\Delta H_{kx} \geq 2,2$ км.

Для розвитку гроз у помірних широтах необхідні наступні умови:

- потужність конвективної хмарності $\Delta H_{kx} \geq 4,5$ км;
- верхня межа конвективної хмарності $H_{\text{ВМКХ}} (H_{\text{КОНВ}}) \geq 6 \dots 7$ км;
- температура на рівні конвекції $T_{\text{КОНВ}} \leq -23\text{ }^{\circ}\text{C}$.

При прогнозі конвективних явищ необхідно виявляти і враховувати потужність конвективно-нестійкого шару $\Delta H_{\text{КНШ}}$ – це шар атмосфери, частки якого стратифіковані нестійко, тобто $\gamma > \gamma_a$.

У науковій періодиці США найбільш небезпечними вважаються грози, які супроводжуються градом (діаметр більше 1,9 см), штормовим вітром (≥ 25 м/с) і смерчами (торнадо) [4].

Грози, які суттєво ускладнюють польоти (продовжуються над пунктом більше години і супроводжуються поривами вітру більше 8 м/с та випадінням опадів більше 5 мм), можливі лише при температурі на рівні

верхньої межі конвективної хмари нижче $-27\text{ }^{\circ}\text{C}$, потужності хмари більше 480 гПа і максимальної швидкості конвективного потоку більше 10 м/с.

У відповідності з висотою (Н) верхньої межі радіолуни грози вважаються слабкими при $H < 7$ км, сильними - $H \geq 10$ км і руйнівними - $H \geq 15 - 16$ км. Проте при швидкозмінних зовнішніх та внутрішніх умовах розвитку купчасто-дощової хмари користуватись лише критеріями висоти не слід через високий рівень сумнівних тривог і перетворення негроzoneбезпечних Сb у грозові.

2.2 Методи прогнозу гроз

Гроза – комплексне атмосферне явище, невід’ємною частиною якого є багаточисленні електричні розряди між хмарою і землею (блискавки), які супроводжуються градом. З моменту початку інтенсивного збільшення частинок у конвективних хмарах відбувається їх інтенсивна електризація та розділення різнойменних зарядів. Електризація в основному характерна для зони, де існують і краплі, і кристали.

1. Сумарний дефіцит температури точки роси на рівнях 850, 700 і 500 гПа (ΣD , $^{\circ}\text{C}$). Цей параметр враховує можливість утворення хмарності в шарі 850...500 гПа. Якщо $\Sigma D > 25\text{ }^{\circ}\text{C}$, то подальші розрахунки не проводяться, так як при великій сухості повітря у нижній половині тропосфери конвекція не призводить до утворення купчасто-дощових хмар. Якщо ж $\Sigma D \leq 25\text{ }^{\circ}\text{C}$, то розраховується другий параметр.
2. Дефіцит температури точки роси біля землі або на верхній межі приземної інверсії на момент максимального розвитку конвекції ($D_0 > 20\text{ }^{\circ}\text{C}$, то рівень конденсації розміщений на висоті більше 2,5 км, отже опади не будуть досягати поверхні землі, і подальші розрахунки не проводяться.

3. Товщина конвективно - нестійкого шару (КНШ) ($\Delta H_{\text{КНШ}}$, гПа). Кожна частинка цього шару бере участь у конвекції до великих висот. Чим більша товщина КНШ, тим більша вірогідність розвитку грозової діяльності.
4. Рівень конвекції ($H_{\text{конд}}$, км) характеризує середнє положення висоти нижньої межі купчасто-дощової хмарності.
5. Рівень конвекції ($H_{\text{конв}}$, км) дозволяє визначити середнє положення вершин купчасто-дощових хмар. Чим вище цей рівень, тим більш потужними повинні бути грозові хмари.
6. Температура повітря на рівні конвекції ($T_{\text{конв}}$, °С). Встановлено, що чим нижча ця температура, тим більш вірогідні зливи та грози.
7. Середня величина відхилення температури на кривій стану (T') від температури на кривій стратифікації (T). Чим більше ΔT , тим більша ступінь нестійкості повітря, а отже, тим інтенсивніша конвекція.
8. Середня вертикальна потужність конвективних хмар ($\Delta H_{\text{к.х.}}$, км) визначається як різниця висот рівня конвекції і рівня конденсації. Чим більша ця величина, тим більш вірогідно виникнення конвективних явищ і тим більша їх інтенсивність. За результатами розрахунку вказаних восьми параметрів конвекції пропонується оцінювати можливість виникнення конвективних явищ.

Прогноз гроз за методом Вейтинга основний на розрахунку за даними ранкового зондування параметра K , який визначається за формулою:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d\ 850} - D_{700}, \quad (2.1)$$

де T – температура повітря, T_d – температура точки роси, D – дефіцит точки роси на відповідному рівні.

Якщо в результаті виявиться, що $K < 20$, то грози очікувати не слід, якщо $20 < K < 25$ – ізольовані грози, якщо $25 < K < 30$ – окремі грози, якщо $K > 30$ – грози повсюдно [5].

Пояснимо терміни «ізольовані» та «окремі» грози. Ізольовані грози – це такі, коли грозу вказує одна із десяти станцій спостережень, а окремі грози – це такі, коли грозу дає одна із чотирьох станцій.

Метод Вайтінга дає хороші результати при прогнозі гроз не по пункту, а по площі, яка визначається картою ізоліній коефіцієнта K . Для цього спочатку розраховують і наносять на карту значення K , а потім проводяться ізолінії через 5 одиниць, починаючи з 20. Осередок з максимальним значенням цього коефіцієнта переноситься за потоком на 12 год. і там, де він виявиться, слід прогнозувати грози.

Іноді в розрахункові значення K вводиться поправка на кривизну приземних ізобар (табл. 2.1)

Таблиця 2.1 – Величина поправки на кривизну приземних ізобар

R, км	> 1000	1000...500	500...250	< 250
Циклон	0	1,0	1,4	2,0
Антициклон	0	-1,0	-1,4	-2,0

Удосконалюючи метод Вайтінга, Н.П. Фатєєв запропонував використовувати для прогнозу гроз параметр A , який враховує розподіл вологості по висотах:

$$A = T_{850} - T_{500} - (D_{850} + D_{700} + D_{600} + D_{500}) \quad (2)$$

Якщо по розрахунках виходить, що $A \geq 0$, то в прогнозі слід вказувати грозу.

Прогноз гроз за методом Г.Д Решетова проводиться за трьома параметрами, які знаходяться за допомогою аерологічної діаграми: висота

вершин купчасто-дощової хмарності ($H_{\text{ВМХ}}$), значення температури повітря на цій висоті ($T_{\text{ВМХ}}$) і вертикальна потужність хмари ($\Delta H_{\text{ВМХ}}$) в шарі від'ємних температур (від висоти нульової ізотерми в частинці, що піднімаються, до рівня $H_{\text{ВМХ}}$).

При наявності сприятливих для формування гроз синоптичних умов, до яких віднесено наявність фронтальних розділів (особливо холодних фронтів), зони поблизу вершини хвилі, центральної частини молодого або розвинутого циклону, навколо точки оклюзії, улоговини в теплому секторі циклону, а також малоградієнтного поля тиску на приземній карті і улоговини (осередку) холоду на висотах, визначається можливість виникнення гроз.

3. ГРОЗОВА ДІЯЛЬНІСТЬ В РАЙОНІ СТАНЦІЇ ВЕЛИКИЙ БУРЛУК

3.1 Стисла фізико-географічна та кліматична характеристика району дослідження

Метеорологічна станція Великий Бурлук знаходиться в лісостеповій зоні Лівобережної України на північній околиці селища. Координати станції $50^{\circ} 04'$ пн.ш та $37^{\circ} 23'$ сх.д. Висота метеомайданчика над рівнем моря 174.548 м, висота ртутного барометра 175.136 м.

За 2.8 км на півдні від селища Великий Бурлук рельєф місцевості, що оточує станцію, являє собою хвилясту рівнину, розчленовану балками, ярами та долиною р. Великий Бурлук, яка протікає на південному сході за 0,8 км від метеостанції з північного сходу на південний захід.

На південному заході, сході та північному сході за 2 – 3 км від метеостанції розташовані балки; вздовж балок місцевість сильно розчленована ярами. Рослинність типова для лісостепової зони, з елементами лугової рослинності в пониженнях рельєфу.

Клімат північно-східної частини України помірно континентальний, з незначним підвищенням континентальності з північного заходу на південний схід.

Радіаційні умови області, через відносно невеликі її розміри та рівнинний рельєф, досить однорідні. Незначні зміни спостерігаються при переміщенні з півночі на південь.

Зима розпочинається з другої половини листопада. Вона характеризується швидкою зміною повітряних мас, чергуванням циклонічних та антициклонічних процесів. Погода нестійка, морози змінюються відлигами, сніг – дощем.

Холодний період (з температурою повітря нижче 0 °С) триває у північних районах області 112 – 120 днів, у південних – 102 – 106 днів. Середня температура повітря самого холодного місяця (січня) на півночі області – 5,5 °С морозу, на півдні – 4,0 °С морозу. Сніговий покрив утворюється наприкінці листопада – на початку грудня, руйнується у другій декаді березня. Тривалість залягання снігового покриву за зиму по області коливається від 80 до 105 днів. Найбільша тривалість відмічалася взимку 1995-1996 рр. (131 – 141 день).

Середня висота снігу за зиму коливається від 6 см до 9 см, тоді як максимальна висота в окремі роки становить 30 – 65 см. В останні роки досить часто спостерігаються зими без сталого снігового покриву або взагалі безсніжні.

Середня глибина примерзання ґрунту по області за зиму коливається від 28 до 38 см. Максимальне промерзання досягло 117 см у 1986 році, на піщаних ґрунтах – 120 см.

Середня із мінімальних температур ґрунту на глибині 3 см по області за зиму становить мінус 2,6 – 3,6 °С. Найнижча температура ґрунту на глибині 3 см спостерігалася у 1996 році і становила мінус 18,5 °С.

У зимовий період спостерігаються відлиги, кількість днів з якими за період грудень – лютий по області коливається від 30 до 45 днів. Відлиги, які утримуються більше 5 днів підряд, сприяють порушенню зимового спокою озимих культур, що в свою чергу призводить до зниження морозостійкості рослин.

Після тривалих відлиг за наявності снігового покриву існує ймовірність його руйнування, що сприяє утворенню льодяної кірки на полях. Небезпечна для посівів льодяна кірка товщиною 10 мм і більше та тривалістю залягання три декади і більше, спостерігається в 30% років (три рази за 10 років)

Весна на території області розпочинається в першій декаді березня (5 – 14 березня)

Початок літа в області припадає на середину травня. Саме в цей період середньодобові температури повітря переходять через $+15^{\circ}\text{C}$. Літо триває 110 – 120 днів, зазвичай до середини вересня. Воно помірно тепле, іноді жарке, переважно з достатньою кількістю опадів. Самий теплий місяць – липень, його середньодобові температури повітря у північних районах області становлять $+20,5^{\circ}\text{C}$, у південних - $+21,5^{\circ}\text{C}$. Максимальні позначки температур повітря досягають іноді $+38\dots+40^{\circ}\text{C}$.

Середньорічна кількість опадів складає 540 – 610 мм, що відповідає зоні достатнього зволоження. Розподіл опадів у річному розрізі та по території нерівномірний. Більша кількість опадів випадає у північно-західних районах області і менше – на сході. Зазвичай найбільша кількість опадів припадає на літні місяці – 62 - 76 мм за місяць (11 - 13% від річної кількості).

Влітку найменш сприятливі умови спостерігаються під час атмосферної засухи, яка часто супроводжується ґрунтовою засухою. Засухи охоплюють значну частину території області та завдають значних збитків сільському господарству.[16]

Відносна вологість повітря у теплий період року (квітень – жовтень) по області коливається від 60% весною до 80% восени. Кількість днів із відносною вологістю повітря 30% і менше за цей період становить 21 – 38 днів.

Перші осінні заморозки в повітрі спостерігаються на початку жовтня, останні весняні – в середині травня. Найпізніший весняний заморозок у повітрі зафіксовано 22 травня 2002 року, а на ґрунті – 4 червня 2003 року. Найбільш ранній осінній заморозок у повітрі та на поверхні ґрунту спостерігався 6 вересня 1997 та 2004 року. Середня тривалість безморозного періоду по області в повітрі становить 160 – 180 днів, на поверхні ґрунту – 130 – 160 днів.

У вегетаційний період на території області спостерігається від 20 до 45 днів із суховіями різної інтенсивності.

До інших несприятливих явищ для сільськогосподарських культур на території області дослідження відносяться: град, сильний вітер, дуже сильний дощ та зливи.

3.3 Метеорологічні та синоптичні умови розвитку гроз

Однією з режимних характеристик будь якого явища є його повторюваність за який-небудь період по місяцях, сезонах тощо. В даній роботі за результатами метеорологічних спостережень на ст. Великий Бурлук, які розміщені в додатку Б, розраховані повторюваності гроз за 15 років (з 2000 по 2014 рр.) Повторюваності представлені в табл.3.1. Видно що в розглянутий період не зафіксовано ні одної грози в зимові місяці (грудень – лютий), а також в березні та листопаді. Ранні весняні грози починаються з квітня, а закінчується період з грозовими явищами практично в жовтні, коли за 15 – річний період відмічалось лише два випадки грози (в 2007 і 2009 рр.). Найбільша повторюваність цього явища припадає на літні місяці, із яких найбільш гроzoneбезпечним є червень та липень. Так в липні за розглянутий період повторюваність днів з грозою складає 114 випадків, в червні 112, тобто 52% днів з грозою припадає на ці два місяці. Порівняно часто грози спостерігаються також в травні (81 день) і серпні (76).

Якщо розглянути зміни кількості гроз протягом всього періоду по місяцях, то можна відзначити, що тенденція до збільшення днів з цим явищем немає. Так в червні 10 днів з грозою спостерігалось в 2004 р., 2006 р. і в 2014 році; максимальна кількість гроз в цьому місяці досягла 15днів в 2013 році. Додатну тенденцію можна відмітити лише для травня, хоча збільшення днів з грозами в останні 3 роки можна вважати несуттєвою в

порівнянні з іншими роками розглянутого періоду. Теж саме можна відзначити в цілому за роки (табл.3.1).

Таблиця 3.1 – Кількість днів з грозами на ст. Великий Бурлук за період 2000-2014 р.

Рік	Місяць							Кількість
	Квітень	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	
	к-сть	к-сть	к-сть	к-сть	к-сть	к-сть	к-сть	
2000	4	3	6	9	2	4	0	28
2001	1	1	3	7	3	2	0	17
2002	2	2	4	7	6	2	0	23
2003	0	3	0	15	3	1	0	22
2004	0	5	10	7	6	3	0	31
2005	2	4	5	5	7	1	0	24
2006	0	8	10	7	5	2	0	32
2007	1	4	12	6	8	6	1	38
2008	1	3	7	10	4	1	0	26
2009	0	6	7	6	0	1	1	21
2010	0	9	5	8	4	3	0	29
2011	0	5	11	9	4	3	0	32
2012	3	8	7	9	13	0	0	40
2013	0	10	15	7	6	3	0	41
2014	2	10	10	2	5	0	0	29
Разом	16	81	112	114	76	32	2	433

В таблиці 3.2 наведена кількість випадків явища грози. Порівняння таблиць 3.1 - 3.2 показує, що в багатьох випадках за одну добу спостерігається більш ніж одна гроза. Це особливо помітно для тих місяців, коли велика кількість днів з грозою. Наприклад, в червні кількість днів з грозою – 112, а гроз – 149; в липні – відповідно 114 і 152. Тобто по декілька гроз за добу спостерігається в літній період, коли на формування цього

явища перш за все впливає розвинута термічна конвекція. В цих випадках конвективні рухи отримують додаткову енергію за рахунок доступної потенціальної енергії, запаси якої за розрахунками [1] найбільші саме в червні та липні. На ці місяці припадає 53% випадків грози від загальної кількості.

Таблиця 3.2 – Повторюваність (к-сть,%) гроз на ст. Великий Бурлук за період 2000-2014 р

Рік	Місяць														
	квітень		травень		червень		липень		серпень		вересень		жовтень		Σ
	к-сть	%	к-сть	%	к-сть	%	к-сть	%	к-сть	%	к-сть	%	к-сть	%	
2000	4	22.3	3	3	8	5.3	10	6.6	3	3.2	5	11.7	-	-	33
2001	1	5.5	1	1	4	2.5	7	4.7	3	3.2	2	4.7	-	-	18
2002	2	11.1	2	2	5	5.3	13	8.5	11	11.6	3	6.9	-	-	36
2003	-	-	3	3	-	-	17	11.2	4	4.2	1	2.3	-	-	25
2004	-	-	7	7	10	6.4	9	5.9	6	6.3	4	9.4	-	-	36
2005	2	11.1	5	5	8	5.3	8	5.2	8	8.4	2	4.7	-	-	33
2006	-	-	8	8	10	6.4	9	5.9	6	6.3	3	6.9	-	-	36
2007	1	5.5	5	5	13	8.4	8	5.2	8	8.4	8	18.6	2	50	45
2008	1	5.5	4	4	12	8.1	12	7.9	5	5.3	1	2.3	-	-	35
2009	-	-	10	10	16	10.5	7	4.7	-	-	1	2.3	1	25	35
2010	-	-	13	13	8	5.3	14	9.2	7	7.3	6	13.9	-	-	48
2011	-	-	6	6	17	11.3	14	9.2	5	5.3	3	6.9	-	-	45
2012	4	22.3	8	8	8	5.3	13	8.5	17	17.9	-	-	1	25	51
2013	-	-	13	13	16	10.5	9	5.9	7	7.3	4	9.4	-	-	49
2014	3	16.7	12	12	14	9.4	2	1.3	5	5.3	-	-	-	-	36
Разом	18	100	100	100	149	100	152	100	95	100	43	100	4	100	561

Головною і необхідною умовою виникнення грозових явищ є наявність вертикальних рухів в атмосфері, які зумовлюють розвиток конвективних хмар значно розвинутих по вертикалі та кристалів у верхній частині хмар. У таких хмарах відбуваються складні взаємопов'язані процеси між ростом хмарних частинок і гідро метеорів. Існує багато теоретичних моделей розвитку грозових хмар, але «повної» теорії, яка б пояснювала виникнення зарядів у конвективних хмарах поки що не розроблено через відсутність необхідних даних.

Кількісні розрахунки, які зроблені в роботі [10] показали, що поділ зарядів та заряджених областей у грозових хмарах в основному зумовлені дією гравітаційних сил та висхідних рухів, де генерація зарядів відбувається безперервно. Найбільш інтенсивним є механізм електризації під час руйнування крапель в електричному полі особливо під час їх зіткнення з льодовими частинками (крупа, град).

Для хмар, які переходять у грозовий стан, характерне швидке наростання напруги електричного поля, з часом найбільш потужні конвективні хмари з якими пов'язані інтенсивні опади мають і максимальну інтенсивність стосовно середини товщини переохолодженої зони у грозових хмарах становить 4.7 – 5.6 км зі збільшенням висоти.

Дослідження синоптичних умов утворення гроз показує, що короткочасними, як правило, є внутрішньомасові грози, а тривалими – фронтальні. В даній роботі з використанням відомостей про початок та кінець явища (додаток Б.1) розраховані повторюваності гроз різної тривалості (табл. 3.3, В.1). Результати розрахунків показують, що за весь розглянутий період найбільшу повторюваність мають короткочасні грози, тривалість яких менша 1 год., хоча досить часто спостерігаються грози, які продовжуються більше години, але менше двох. Грози тривалість 3-6 год. найбільшу повторюваність мають в гроzoneбезпечні літні місяці. Грози, які тривають більше 6 год. спостерігаються досить рідко (всього 15 випадків за розглянутий період).

Таблиця 3.3 – Повторюваність гроз різної тривалості на ст. Великий Бурлук за 2000-2014 рр.

Тривалість грози	Місяць							Σ
	квітень	травень	червень	липень	Серпень	вересень	жовтень	
< 1 год	10	49	45	63	21	13	2	203
1-2 год	4	27	56	39	29	12	1	168
2-3 год	1	12	21	20	19	6	-	79
3-6 год	3	10	24	23	25	10	1	96
> 6 год	-	2	3	7	1	2	-	15
разом	18	100	149	152	95	43	4	561

З аналізу таблиць можна зробити висновок, що в районі ст. Великий Бурлук переважають внутрішньомасові грози: кількість таких гроз змінюється від 21 випадку в серпні до 63 в липні.

За кліматичними даними [8] найбільш тривалі грози спостерігаються в період червень-серпень. Дане дослідження підтверджує цю статистику: грози тривалістю 3-6 год. фіксуються в 72 випадках з 96, що складає 75% від загальної кількості гроз такої тривалості, саме в цей період.

Ранні квітневі грози також в основному короткотривалі (в 10 випадках із 18 тривалість складає менше 1 год.). У вересні поряд з короткочасними грозами, на які припадає майже 30% випадків, спостерігаються і тривалі грози (3-6 год.) в 23% випадків.

Дані таблиці 3.4 дозволяють виявити добовий хід грозової діяльності в районі дослідження. Результати розрахунків показують, що максимальна кількість гроз в інтервалі 12-15 год. Ця закономірність виконується для всіх місяців з грозами. Велика кількість гроз розвивається в дополудневі часи (з 9 до 12 год.): в цілому за період повторюваність складає 107 випадків, тобто 20% гроз від загальної кількості гроз. Мінімальна кількість гроз зафіксована в інтервалі часу 00-03 години. Практично однакова кількість випадків

припадає на ранні ранкові та нічні часи, тобто на проміжки 03-06 та 21-24 год.: повторюваність складає відповідно 34 і 31 випадок.

Таблиця 3.4 – Повторюваність гроз за строками спостережень на ст. Великий Бурлук за 2000-2014 рр.

Рік	Місяць							Σ
	квітень	травень	червень	липень	серпень	вересень	жовтень	
00-03	-	2	5	4	3	4	-	18
03-06	-	4	9	9	7	4	1	34
06-09	-	6	11	9	8	4	-	38
09-12	2	23	32	26	16	8	-	107
12-15	10	34	47	47	31	13	1	183
15-18	2	17	26	29	19	5	1	99
18-21	3	7	15	16	6	3	1	51
21-24	1	7	4	12	5	2	-	31
Разом	18	100	149	152	95	43	4	561

Аналіз розподілу повторюваності гроз в залежності від часу виникнення по роках (табл. В.2) також показує, що з травня до вересня поява грозових явищ найбільш імовірна в інтервалах часу з 12 до 15 год. і з 09 до 12 год.

Для дослідження метеорологічних умов виникнення в даній роботі розрахована повторюваність гроз в залежності від типу баричної тенденції. Результати розрахунків по роках розміщені в таблиці В.3, а в цілому за період в таблиці 3.5. Якщо розглянути повторюваності незалежно від місяця, перш за все можна відмітити велику кількість випадків з цифрою коду 3, якій відповідає зростання тиску за останні 3 години, але спочатку тиск падає, а потім зростає. Такий хід тиску можливий при проходженні холодних фронтів. В річному ході найбільша кількість гроз при вказаних змінах тиску припадає на червень та липень (54, 57 випадків відповідно); в травні та серпні зафіксовано практично однакову повторюваність (40 та 41).

Таблиця 3.5 – Повторюваність (к-сть, %) гроз для різних типів тенденції тиску на ст. Великий Бурлук за 2000-2014 рр.

Р (код)	Місяць														Σ
	квітень		травень		червень		липень		серпень		вересень		жовтень		
	к-сть	%	к-сть	%	к-сть	%	к-сть	%	к-сть	%	к-сть	%	к-сть	%	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	0	0	0	0	5	3.3	1	0.7	2	2.1	1	2.3	0	0	9
2	3	15	13	13.9	15	10.5	19	12.1	10	10.6	1	2.3	0	0	62
3	7	35	40	39.7	54	36.2	57	37.6	41	42.6	17	39.5	2	50	217
4	0	0	4	3.9	9	5.9	10	6.7	10	10.6	3	7	0	0	36
5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6	1	5	3	3	6	3.9	5	3.4	3	3.2	0	0	0	0	18
7	5	30	29	28.7	38	25.7	39	25.5	15	15.9	14	32.6	2	50	142
8	2	15	11	11	22	14.5	21	14.1	14	14.9	7	16.3	0	0	77
9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Разом	18	100	100	100	149	100	152	100	95	100	43	100	4	100	561

На випадки, коли спостерігається рівномірне падіння тиску (цифра коду 7) також припадає велика кількість гроз (142), але майже в 1.5 рази менша, ніж код 3, при цьому в травні грози при падінні тиску спостерігаються вдвічі частіше.

Отже, загалом при зростанні тиску перед грозою кількість випадків складає 288, тобто більше 50% від кількості гроз за досліджуваний період, а при падінні тиску – 237. Треба відзначити, що не зафіксовано жодного випадку при загальному падінні тиску (падіння більше, ніж зростання); рідко грози спостерігаються у ситуаціях, коли падіння або зростання тиску переходить в рівномірний хід.

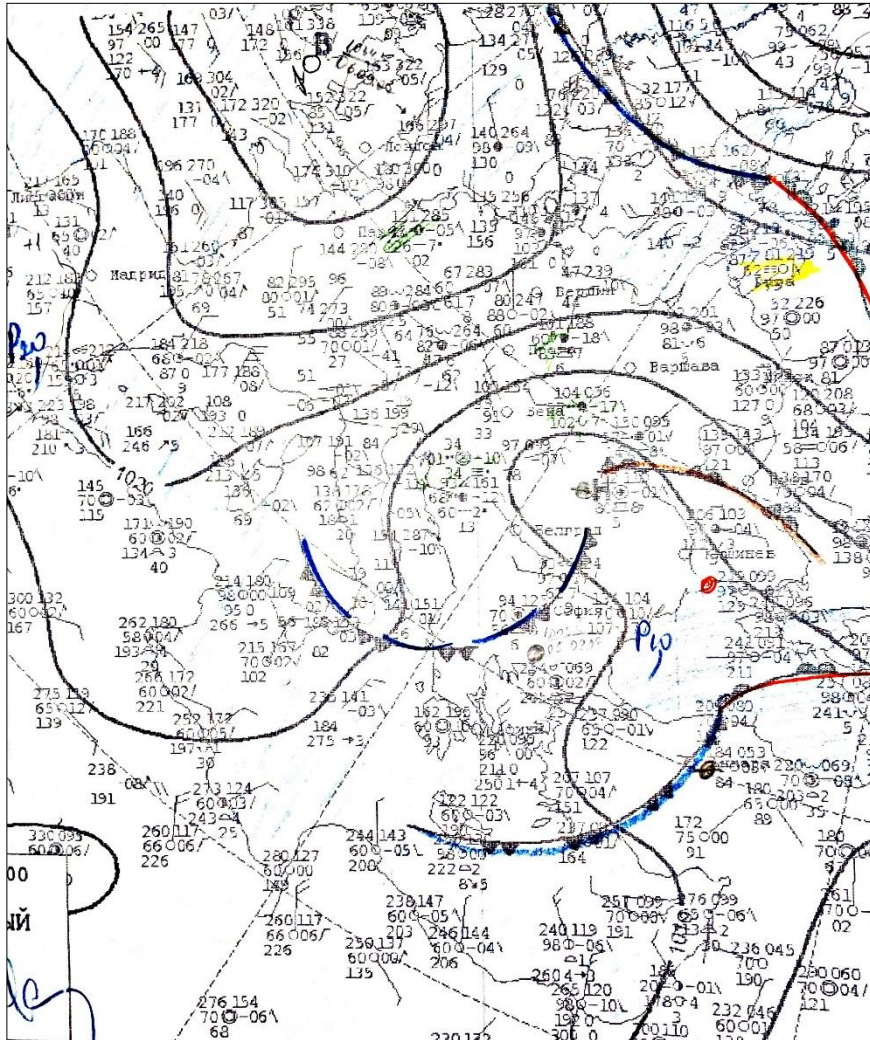
З аналізу таблиці 3.5 можна зробити висновок: велика повторюваність гроз при зростання тиску за кодом 3 може свідчити про те, що грози в районі ст. Великий Бурлук нерідко пов'язані з проходженням холодних фронтів. Щодо повторюваності гроз при рівномірному падінні, то в цьому випадку грози можуть бути пов'язані з циклонами або улоговинами, які поглиблюються.

Оскільки утворення гроз пов'язане з такими баричними полями, де переважають висхідні рухи, в даній роботі розраховано повторюваності гроз в залежності від тиску на рівні моря (табл. В.4).

Як показав аналіз цієї таблиці, при грозах в районі ст. Великий Бурлук переважають баричні поля з тиском 1000-1010 гПа, але цей аналіз не можна вважати коректним, тому що тиск на станції перераховувався в тиск на рівні моря з урахуванням того, що барометрична ступінь складає 10м/гПа, тобто не враховувалась залежність її від температури та тиску.

Розглянемо синоптичну ситуацію 6-го і 7-го вересня 2007 р, коли в районі дослідження спостерігається тривалі грози, як показує рис 3.1 приземне поле тиску малоградієнтне. Теплі і холодні гілки полярного фронту пов'язані з улоговиною над Чорноморським басейном та Західною Європою. Вісь улоговин орієнтовано з південного сходу на північний захід

а)



б)

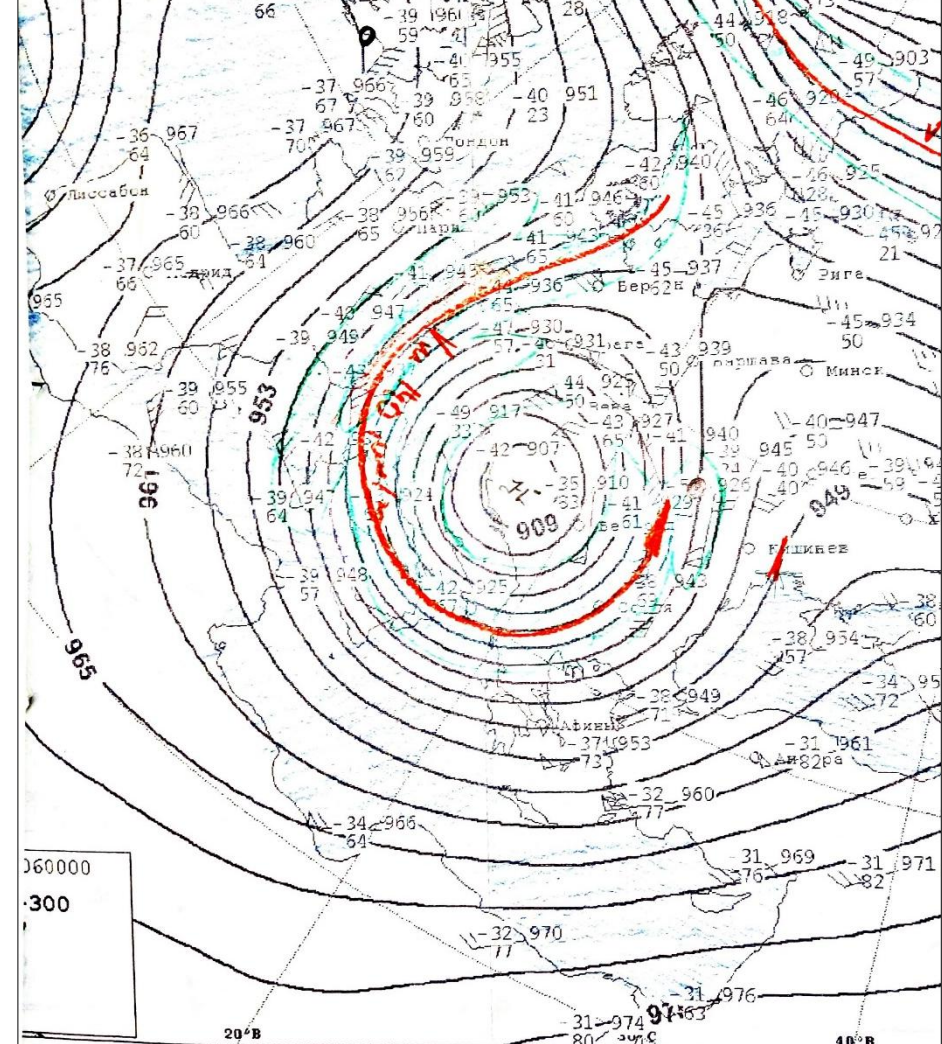


Рисунок 3.1 – Приземний аналіз (а) та карта АТ-300 гПа (б) 00 СГЧ 06.09.2007

Ділянка теплового фронту в 00 год. 06.09.07 проходить над центральною та східною Україною поблизу паралелі 50° ; тобто ст. Великий Бурлук з координатами 50° пн.ш, 37° сх.д, знаходиться в зоні дії теплового фронту і гроза триває біля 4 годин і має фронтальний характер(рис 3.1). Через добу на приземній карті відзначається лише фронт оклюзії східна частина якого впливає на погодні умови пункту дослідження. Гроза, яка 7.09 триває біля 5 годин в після полуденні часи також є фронтальною.

Треба відзначити, що висотне баричне поле відрізняється великою активністю. Над Західною Європою сформувався висотний циклон з центральною частиною над Закарпаттям (рис 3.1). Цей висотний циклон є холодне баричне утворення, яке сформувалося в глибокій висотній улоговині, орієнтовані в меридіональному напрямку з півночі на південь. Район дослідження знаходиться під східною частиною висотної улоговини, в якій сформувався висотний циклон. В роботі [17] відзначається, що саме під східною частиною улоговини загострюються процеси біля поверхні землі. Можна зробити висновок, що утворення гроз сприяє не тільки наявність фронтів, а і існування висотного циклону.

Розглянемо ще один випадок тривалої грози, коли вона продовжується з 10 години ранку до 9 години вечора. Це відбувалося 26 червня 2011 року. Грози також спостерігалися і 24, 25 червня, але вони були короткочасними.

На початок періоду, тобто 25 червня Україна знаходилася під впливом малоградієнтного поля підвищеного тиску. По північно-східній периферії поширеного відрогу, який охоплює всю Західну Європу і Чорноморський басейн, проходить тепла ділянка полярного фронту (рис. Г.3). Грози відмічаються в теплій чи повітряній масі і на теплому фронті, який проходить саме через пункт дослідження. Короткочасність грози може бути пов'язане з тим, що в полі підвищеного тиску фронти були малоактивними. Грози, які спостерігалися 24, 25 червня можна вважати внутрішньомасовими. Вони відбувалися в післяполуденні часи в інтервалі 14-15 годин, коли

інтенсивний прогрів підстильної поверхні сприяє розвитку конвективних рухів.

З 25 на 26 червня ситуація змінюється: область підвищеного тиску зменшується за площиною і над Чорним морем і Україною формується малоградієнтна улоговина в якій проходить холодний фронт. Район дослідження перебуває в зоні дії цього фронту. Особливість висотного поля полягає в тому, що над більшою частиною Європейського континенту сформувалась глибоке поширення улоговина, орієнтована з північного заходу на південний схід. Над районами с грозами знаходиться саме східна частина цієї улоговини, де погодні умови завжди загострюються [17].

Розглянемо тепер випадок нічної грози, яка спостерігалася 1 червня 2014 року і тривала 8 годин 40 хвилин. В 00 г 1.06.14 р територія України знаходилась під впливом гілок полярного фронту. Фронти проходять в розмитій улоговині з замкнутим центром над південними районами України. Цей центр сформувався на хвилі холодного фронту (рис. Г.1, Г.2). На висотах центру відповідає поширена улоговина з замкнутим центром над центральною Європою (рис. Г.1, Г.2). Пункт дослідження знаходиться над східною (підвітряною) периферією висотної улоговини, де за результатами теоретичних досліджень спостерігаються активні атмосферні процеси, які можуть приводити навіть до утворення локальних баричних утворень [17]. Можливо, саме ці процеси сприяли появи хвилі на холодному фронті, з якою пов'язані грози в південних районах України. На ст. Великий Бурлук грози пов'язані з фронтом оклюзії, який протягом доби практично не змінював свого положення. Отже, і в даному випадку тривала гроза є фронтальною. Гроза супроводжувалася опадами, сума яких складає 11.9 мм.

Таким чином, розглянуті ситуації для випадків з тривалими грозами дозволяють зробити такі висновки:

- тривалі грози пов'язані з атмосферними фронтами (у випадках, що розглядаються, – з теплим фронтом і фронтом оклюзії);

- особливістю висотного поля при тривалих грозах в розглянутих випадках є те, що в середній і верхній тропосфері існує глибока улоговина, яка спрямована з півночі на південь або з північного заходу на південний схід.
- грозовий осередок знаходиться під східною частиною висотної улоговини, де завжди відбуваються процеси, які призводять до погіршення погодних умов.

ВИСНОВКИ

В дипломному проекті виконані розрахунки та аналіз режимних характеристик гроз за даними метеорологічних спостережень на ст. Великий Бурлук Харківської області за п'ятнадцятирічний період (2000-2014 рр.).

Для окремих випадків тривалих гроз проведено аналіз синоптичних процесів з використанням приземних карт та карт баричної топографії.

I. На основі аналізу повторюваності гроз в залежності від часу виникнення, тривалості, характеру баричних тенденцій отримані такі результати:

1. В районі дослідження грози спостерігаються з квітня по жовтень. В березні, листопаді та в зимові місяці грози відсутні. Загальна кількість днів з грозами за досліджуваний період становить 433.
2. В річному ході максимальна кількість днів з грозою припадає на червень та липень (149 та 152 дні відповідно); найбільш рідко грози утворюються в жовтні: за розглянутий період всього 4 дні.
3. Кількість гроз відрізняється від кількості днів з грозою (561 проти 433); досить часто в день спостерігається 2 або 3 випадки з грозою.
4. В середньому за період спостерігається 31 день з грозою на рік, а кількість гроз становить 40 випадків.
5. Найбільшу повторюваність мають короточасні грози тривалістю менше 1 години. Грози тривалістю до 2 годин складають майже 67% від загальної кількості гроз. Біля 17% припадає на грози тривалістю від 3 до 6 годин. Найменшу повторюваність мають тривалі грози (більше 6 годин) – всього 15 випадків за період, при цьому найбільша кількість тривалих гроз спостерігається в липні (7 випадків із 15).
6. Найчастіше грози утворюються в часи біля полудня; на інтервал часу від 9 до 15 годин припадає 290 випадків, тобто 50% від

загальної кількості, але максимальна повторюваність в усі місяці без винятку належить до інтервалу 9-12 годин.

7. Велика кількість гроз (217 випадків) спостерігається в баричних полях, де тиск збільшується після падіння, але загалом тиск зростає. Три рівномірному падінні тиску фіксується також велика повторюваність гроз (142 випадки).

II. Аналіз синоптичних ситуацій для тривалих гроз (6-7.09.2007 р., 26.06.2011 р. та 1-3.06.2014 р.) показав наступне:

1. Тривалі грози пов'язані з атмосферними фронтами (у випадках, що розглядаються, - з теплим фронтом і фронтом оклюзії).
2. Особливістю висотного поля при тривалих грозах в досліджуваних ситуаціях є те, що в середній та верхній тропосфері існує глибока поширена улоговина, яка спрямована з півночі на південь або з північного заходу на південний схід.
3. Грозивий осередок знаходиться під східною частиною висотної улоговини, де згідно з теоретичними дослідженнями гідродинамічної нестійкості завжди відбуваються процеси, які приводять до погіршення погодних умов, зокрема виникнення гроз.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Балабух В.О – Міжрічна мінливість інтенсивності конвекції в Україні // Матеріали конференції «Глобальні та регіональні зміни клімату». Київ, 2010 р.
2. Богаткин О.Г – Авіаційна метеорологія. – СПб МГМУ, 2005.-328 с.
3. Богаришков Н.В. и др. – Метеорологические измерения на аэродромах // СПб: Гидрометеиздат, 2008 – 428 с.
4. Брилев Г.Б. Облака и облачная атмосфера. - Ленинград, Гидрометеиздат, 1989. – 648 с.
5. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. - Ленинград, Гидрометеиздат, 1991. – 613 с.
6. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. - Ленинград, Гидрометеиздат, 1977.
7. Івус Г.П. Практикум зі спеціалізованих прогнозів погоди. – Одеса: Екологія, 2007. – 321 с.
8. Клімат України / За ред. В.М. Ліпінського. – Київ: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
9. Логинов В.Ф. , Волчак А.А., Шпоке. И.И. Оценка роли разных факторов в формировании гроз на территории Беларуси// Метеорология и гидрология – 2010, № 3 – с. 28 – 35.
10. Мучник В.М. Физика грозы. – Л: Гидрометеиздат, 1974. – 351 с.
11. Нажмудинова О.М., Бень ,О.Л Грозова діяльність на АМСЦ Київ – Жуляни// Вестник ГМЦ Чорного и Азовского морей. – 2016. -№1(19).-с.97-108.
12. Руководство по краткострочным прогнозам погоды, часть 1. – Л.: Гидрометеиздат 1986 – с701ст.
13. Стихийные метеорологические явления на Украине и Молдавии/ В. Н. Бабиченко - Л: Гидрометеиздат, 1974. – 351 с.

14. Степаненко С.Н. – Лекции по мезометеорологии. – Одесса. – 2002 – 223 с.
15. Хромов С.П., Мамонтова Л. И. – Метеорологический словарь - Л: Гидрометеоиздат, 1974. – 569 с.
16. Федченко Л.М., Гораль Г.Г., Беленцова В.А., Мальбахова Н.М. Опасные конвективные явления и их прогнозы в условиях сложного рельефа - Л: Гидрометеоиздат, 1991. – 424 с.
17. Шакина Н.П. - Динамика атмосферных фронтов циклонов - Л: Гидрометеоиздат, 1985. – 262 с.