

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет гідрометеорологічний
інститут
Кафедра метеорології та кліматології

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: Дослідження умов грозоутворення на території Одеси

Виконала студентка 2 курсу групи МЗК-18
спеціальності 103 “Науки по Землю”
Чумаченко Валерія Вікторівна

Керівник к.геогр.н., доцент
Недострелова Лариса Василівна

Рецензент к.геогр.н., доцент
Барсукова Олена Анатоліївна

Одеса 2020

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 103 "Науки про Землю"
(шифр і назва)
Освітньо-наукова програма Кліматологія

ЗАТВЕРДЖУЮ
Завідувач кафедри
Прокоф'єв О.М.
" 23 " березня 2020 року

З А В Д А Н Н Я
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Чумаченко Валерії Вікторівні
(прізвище, ім'я, по батькові)

1. **Тема роботи:** Дослідження умов грозоутворення на території Одеси

керівник роботи Недострелова Лариса Василівна, кандидат географічних наук, доцент
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом закладу вищої освіти від 4 березня 2020 р. № 23-с

2. Строк подання студентом роботи 12 травня 2020р.

3. Вихідні дані до роботи. Дані щоденних метеорологічних спостережень за атмосферними явищами на АМСЦ Одеса

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити)
Аналіз річного, сезонного, місячного і добового розподілу грозової діяльності на АМСЦ Одеса. Визначення синоптичних умов грозоутворень на визначеній території. Розрахунок кліматичних характеристик грозової активності за період 2000-20019 роки та їх динаміка за різні кліматичні періоди.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 23 березня 2020р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Вивчення літературних джерел за темою магістерської роботи	23.03-30.03.2020р.	100	ВІДМІННО
2	Підготовка даних метеорологічних спостережень до обробки	31.03-05.04.2020р.	100	ВІДМІННО
3	Обробка даних метеорологічних спостережень за допомогою графічно-розрахункового пакету «EXCEL»	06.04-10.04.2020р.	100	ВІДМІННО
4	Отримання та аналіз річного, сезонного, місячного й добового ходу грозової діяльності у пункті спостереження	11.04-14.04.2020р.	100	ВІДМІННО
5	Аналіз синоптичних умов формування гроз в Одесі	15.04-19.04.2020р.	100	ВІДМІННО
6	Рубіжна атестація	20.04-26.04.2020р.	100	ВІДМІННО
7	Розрахунок та аналіз кліматичних параметрів грозоутворень у пункті дослідження за різні кліматичні періоди	27.04-30.04.2020р.	100	ВІДМІННО
8	Оформлення магістерської роботи	01.05-10.05.2020р.	100	ВІДМІННО
9	Підготовка комп'ютерної презентації та доповіді до захисту магістерської роботи	10.05-20.05.2020р.	100	ВІДМІННО
10	Попередній захист магістерської роботи	22.05.2020р.	100	ВІДМІННО
11	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		100	ВІДМІННО

Студент _____
(підпис)

Чумаченко В.В.
(прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____
(підпис)

Недострелова Л.В.
(прізвище та ініціали)

Анотація

Тема: «Дослідження умов грозоутворення на території Одеси»

Автор: Чумаченко В.В.

Актуальність. Гроза – це атмосферне явище, що виявляється у вигляді електричних розрядів в купчасто-дощових хмарах. Одночасно на Землі діє близько півтори тисячі гроз, середня інтенсивність розрядів оцінюється як 46 блискавок на секунду. По поверхні планети грози розподіляються нерівномірно. Висока густина населених пунктів та агропромислових об'єктів на півдні України, інтенсивність повітряних перевезень у міжнародному аеропорту Одеса та будівництва висотних споруд вимагає підвищення уваги до попередження руйнівних наслідків стихійних гідрометеорологічних явищ (СГЯ). Одними з найнебезпечніших СГЯ для життєдіяльності суспільства є різноманітні конвективні явища, тобто зливи, грози, град, шквали та смерчі. Вони суттєво впливають на життя, здоров'я і господарську діяльність людини.

Метою даної роботи є виявлення сучасних тенденцій режиму грозової діяльності на АМСЦ Одеса.

Відповідно до поставленої мети було розв'язано такі **задачі**:

- визначення часового розподілу грозової діяльності;
- аналіз синоптичних умов формування гроз;
- виявлення кліматичних характеристик процесів грозоутворень.

Об'єкт дослідження – конвективне явище – гроза.

Предмет дослідження – синоптичні умови та фізичні механізми утворення гроз.

Методи дослідження – синоптичний, кліматичний і фізико-статистичний аналіз.

Наукова новизна отриманих результатів.

В даній роботі *вперше* для території Одеси:

- розраховано кліматичні показники грозоутворень за період 2000-2019 роки;
- виявлено динаміку кліматичних характеристик за різні кліматичні періоди.

Практичне значення отриманих результатів. Аналіз синоптичних умов та фізичних механізмів утворення гроз є важливим аспектом вдосконалення прогнозу конвективних явищ.

Магістерська робота в обсязі 76 сторінок складається з 7 розділів, висновків, переліку посилань з 28 джерел, містить 6 таблиць та 13 рисунків.

Ключові слова: конвективні явища, гроза, часовий розподіл, кліматичні характеристики, синоптичні умови.

Summary

Theme: "Study of the conditions of thunderstorms in Odessa"

Author: Chumachenko V.V.

Urgency of the issue. A thunderstorm is an atmospheric phenomenon that manifests itself in the form of electric discharges in cumulus clouds. At the same time on Earth there are about one and a half thousand thunderstorms, the average intensity of discharges is estimated at 46 lightning per second. Thunderstorms are unevenly distributed on the planet's surface. The high density of settlements and agro-industrial facilities in the south of Ukraine, the intensity of air traffic at Odessa International Airport and the construction of high-rise buildings require increased attention to preventing the devastating effects of natural hydrometeorological phenomena. One of the most dangerous for the life of society are a variety of convective phenomena, showers, thunderstorms, hail, squalls and tornadoes. They significantly affect human life, health and economic activity.

Aim of this study identification of current trends in the storm activity regime of the Odessa.

According to aim assigned **such tasks** are solved:

- determining the time distribution of thunderstorm activity;
- analysis of synoptic conditions of thunderstorm formation;
- identification of climatic characteristics of thunderstorm processes.

Object of scientific research convective phenomenon – thunderstorm.

Subject of scientific research synoptic conditions and physical mechanisms of thunderstorm formation.

Methods of scientific research synoptic, climatic and physical-statistical analysis.

Scientific novelty of results obtained.

In this work for the first time for the territory of Odessa:

- calculated climatic indicators of thunderstorms for the period 2000-2019;
- the dynamics of climatic characteristics for different climatic periods is revealed.

Practical importance of results obtained. Analysis synoptic conditions and physical mechanisms of thunderstorm formation is an important aspect of improving the forecast of convective phenomena.

The master thesis of 76 pages consists of 7 chapters, conclusions, bibliography of 28 sources, contains 6 tables and 13 drawings.

Keywords: convective phenomena, thunderstorm, time distribution, climatic characteristics, synoptic conditions.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	6
1 ЕЛЕКТРИЧНЕ ПОЛЕ ТРОПОСФЕРИ.....	9
2 МЕХАНІЗМ УТВОРЕННЯ ЗАРЯДІВ НА ХМАРНИХ КАПЛЯХ І КРИСТАЛАХ.....	16
3 ЕЛЕКТРИЧНА СТРУКТУРА ГРОЗОВОЇ ХМАРИ.....	24
4 ВИНИКНЕННЯ БЛИСКАВОК У ГРОЗОВИХ ХМАРАХ.....	32
5 ЧАСОВА МІНЛИВІСТЬ ГРОЗОВОЇ ДІЯЛЬНОСТІ НА АМСЦ ОДЕСА.....	38
5.1 Річний і місячний хід кількості випадків гроз.....	41
5.2 Сезонний розподіл грозоутворень.....	44
6 СИНОПТИЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ГРОЗ.....	47
6.1 Типізація синоптичних ситуацій для України.....	49
6.2 Аналіз процесів грозоутворення на АМСЦ Одеса.....	52
6.3 Добовий хід кількості випадків сухих гроз та гроз з опадами.....	56
6.4 Денний розподіл грозової активності.....	60
7 КЛІМАТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРОЗОВОЇ ДІЯЛЬНОСТІ НА АМСЦ ОДЕСА.....	63
ВИСНОВКИ.....	71
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	74

ВСТУП

Гроза є найбільш небезпечним явищем погоди. Немає ні однієї галузі господарства, яку не цікавила б можливість виникнення грози, оскільки з нею пов'язані сильні електричні розряди, інтенсивні зливові опади, град, шквалисте посилення вітру тощо. Дійсно, для сільського господарства гроза становить більшу небезпеку у зв'язку з виконанням майже всіх видів сільськогосподарських робіт під відкритим небом. Тому блискавка може підпалити вже дозрілий урожай, сильна злива – прибити колосся зернових та інші рослини до землі і на декілька днів вивести із ладу дороги, град – знищити врожай полів і садів, а шквал і смерч – розкидати стоги сіна і навіть зруйнувати будь-які сільськогосподарські будівлі. Для енергетики і зв'язку грози також становлять значну небезпеку. На всіх лініях електропередач існує грозозахист (найвищий провід, протягнутий між опорами), але блискавка може вивести із ладу електричні підстанції, сильний вітер повалити опори ЛЕП, пошкодити повітряні лінії зв'язку, радіорелейні станції, високі антени та інше господарство енергетиків і зв'язківців.

Грози є важливою складовою глобального електричного поля, що об'єднує атмосферу і Землю. Дослідження грозовій діяльності допоможе скласти повну картину цілого ряду процесів, що відбуваються в атмосфері. Забезпечення ефективного грозозахисту, зокрема шляхом активних дій на хмари і опади, можливо тільки при знанні фізичних механізмів, відповідальних за формування гроз [1, 2].

Грози здійснюють негативний вплив і на всі види транспорту. Найменше від гроз залежить автотранспорт, хоча відомі випадки, коли через дуже погану видимість автотранспорт повинен був зупинитися, а шквали і смерчі переносили автомобілі з автостради на лісові галявини. На залізничному

транспорті може спостерігатися обрив контактних проводів, повалені на рейки дерева і, в деяких випадках, майже нульова видимість із кабіни електровоза, зовсім призупиняється рух або значно зменшується його швидкість. У ще більш небезпечному стані знаходиться морський і річковий транспорт, через те, що судна «притягують» до себе блискавку на відкритій воді, а вітер, хвилювання і злива як би випробовують судно на міцність (разом з командою). Впливає гроза на роботу в порту портальних і мостових кранів та інших портових споруд. Особливо великий вплив здійснюють грози на повітряний транспорт, авіацію. Окрім потужних грозових розрядів, які можливі в хмарі, на повітряне судно діють сильні вертикальні токи і в хмарі, і кругом неї, інтенсивна турбулентність, яка спричиняє бовтанку ПС, сильне обледеніння, град, удари якого об обшивку літака можуть призвести до розгерметизації кабіни; порушується зв'язок, спотворюються показання аеронавігаційних приладів і ПС електризуються. Політ в зоні грозової діяльності настільки небезпечний, що всі керівні документи, які регламентують діяльність цивільної і військової авіації, забороняють навмисно заходити в купчасто-дошові хмари.

Висока густина населених пунктів та агропромислових об'єктів на півдні України, інтенсивність повітряних перевезень у міжнародному аеропорту Одеса та будівництва висотних споруд вимагає підвищення уваги до попередження руйнівних наслідків стихійних гідрометеорологічних явищ (СГЯ). Вони суттєво впливають на життя, здоров'я і господарську діяльність людини.

Робітникам комунального господарства гроза приносить зірвані дахи будинків, розбиті вікна, повалені дерева, зупинки в роботі міського транспорту, розбиті вітрини магазинів і повалені рекламні щити, а також тимчасове відімкнення електроенергії, міського водопроводу і зливової каналізації. Лісове господарство також страждає від гроз: загибель дерев від вітровалів і всього живого в лісі (в тому числі і самого лісу) від лісових пожеж. Цікавий факт: в Карпатах щорічно для різних потреб вирубується стільки ж гектарів лісу,

скільки гине через пожежі (далеко не завжди спричинені грозами). Будівельні організації зазнають втрат через грози: страждають недобудовані об'єкти, сповільнюється будівництво, тому що робітникам заборонено працювати на баштових кранах при грозі і при сильному вітрі. Навіть із такого невеликого переліку виразно видно небезпеку грози практично для всіх, включаючи населення.

Останнім часом багато уваги приділяється зміні клімату. В Україні існує велика кількість наукових праць, що досліджують зміни температури повітря, кількості опадів, радіаційного режиму, тощо. Але важливим науковим питанням також є зміни хмарності та явищ, що з ними пов'язані. Дослідження тенденцій в грозовій діяльності і циркуляційних процесів, що її обумовлюють, мають великий науковий та практичний інтерес. Вивчення цих питань є необхідним для повного аналізу змін грозової активності над Україною.

Метою магістерської роботи є виявлення сучасних тенденцій режиму грозової діяльності на АМСЦ Одеса за даними метеорологічних спостережень за період 2000-2019 рр. В теоретичній частині роботи розглянуто тему електричних явищ в атмосфері, а саме електричного поля тропосфери, механізму утворення зарядів на хмарних краплях і кристалах, електричної структури хмари та виникнення блискавок у грозових хмарах.

1 ЕЛЕКТРИЧНЕ ПОЛЕ ТРОПОСФЕРИ

Всі процеси в хмарах проходять при постійній взаємодії хмарного повітря з оточуючим повітрям. Щодо стосується електрики атмосфери, то вона є фоном для електричних процесів у хмарах. Але разом з тим, електрика хмар у значній мірі формує електрику атмосфери. Спочатку розглянемо електричне поле у відсутності хмар, опадів та інших атмосферних явищ, які приводять до збурення електричних характеристик [1].

Однією з основних характеристик електричного поля є напруженість поля E . У випадку електростатичного поля напруженість таким чином залежить від потенціалу U .

$$\vec{E} = \text{grad}U \quad (1.1)$$

Якщо розкласти вектор на складові, то отримаємо

$$\left\{ \begin{array}{l} E_x = \frac{\partial U}{\partial x} \\ E_y = \frac{\partial U}{\partial y} \\ E_z = \frac{\partial U}{\partial z} \end{array} \right\} \quad (1.2)$$

Напруженість електричного поля має напрямок, перпендикулярний до екіпотенціальних поверхонь $U(x,y,z) = \text{const}$, у бік негативного заряду. Оскільки земна поверхня у середньому має негативний заряд, а атмосфера – позитивний, напруженість електричного поля (або просто електричне поле) має напрямок зверху вниз. Цей напрямок електричного поля прийнято вважати нормальним, а вертикальну складову градієнта потенціалу – додатною [1, 3, 4]. Біля поверхні

Землі градієнт потенціалу дорівнює в середньому 130 В/м. Напруженість має зв'язок з густиною об'ємного заряду ρ_Q , який називається рівнянням Пуассона:

$$\operatorname{div} \vec{E} = \frac{\rho_Q}{\varepsilon \varepsilon_0} \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial E_x}{\partial x} + \frac{\partial E_y}{\partial y} + \frac{\partial E_z}{\partial z} = \frac{\rho_Q}{\varepsilon \varepsilon_0} \quad (1.4)$$

де $\varepsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ Кл/(В·м) – електрична стала, діелектрична проникність (для повітря вона близька до одиниці).

Густотою об'ємного заряду називають електричний заряд одиничного об'єму повітря. Її розмірність Кл/м³.

Електричне поле нижніх шарів атмосфери формується під дією випромінювання радіоактивних речовин. Тому найбільша густина позитивного заряду спостерігається біля земної поверхні. З висотою вона зменшується.

За визначених умов екіпотенціальні поверхні паралельні поверхням рівня. Тому складовими поля E_x і E_y можна знехтувати й рівняння Пуассона має вид

$$\frac{\partial E_x}{\partial x} = \frac{\rho_Q}{\varepsilon \varepsilon_0} \quad (1.5)$$

Проінтегруємо рівняння (1.5) від земної поверхні до довільної висоти z . Будемо мати

$$E_z(z) = E_z(0) + \frac{1}{\varepsilon \varepsilon_0} \int_0^z \rho_Q(z) dz \quad (1.6)$$

Де $E_z(0)$ – вертикальна складова напруженості електричного поля біля земної поверхні.

З рівняння (1.6) випливає, що коли $\rho_Q > 0$, $E_z(z) > E_z(0)$, або $-E_z(z) < -E_z(0)$. Як зазначалося вище, $E_z(0) < 0$, а тому $-E_z(0) > 0$. З цих нерівностей виходить, що вертикальна складова напруженості, яз якою збігається сама напруженість, при $\rho_Q > 0$ збільшується з висотою, а по модулю – зменшується.

Як показали експерименти, в більшості випадків напруженість до висоти 500 – 700 м зменшується (а по модулю зростає) з висотою. Вище вона збільшується. При малохмарній погоді це відбувається тоді, коли спостерігається серпанок, пил або інверсія температури, верхня границя якої розташовується трохи вище мінімуму E_z .

На рис. 1.1 міститься розподіл по висотах об'ємного заряду, який відповідає означеному вертикальному профілю напруженості електричного поля, отриманий за експериментами у Санкт-Петербурзі, Ташкенті та Києві. У цьому випадку, як випливає з рис.1.1, атмосфера поляризується: в нижній її частині розташовується негативний заряд, у верхній – позитивний. Максимум густини позитивного заряду спостерігається на висоті біля 2 км. Середня густина негативного об'ємного заряду стовпа повітря дорівнює $11,8 \cdot 10^{-13}$ Кл/м³, а позитивного – $2,0 \cdot 10^{-3}$ Кл/м³. В інших випадках спостерігається експоненціальне зменшення модуля ($-E(z)$) напруженості з висотою, тобто

$$-E_z(z) = -E_z(0)e^{-az}. \quad (1.7)$$

Коефіцієнт a у показнику експоненти може змінюватись від одиниці до 0,4-0,5 км⁻¹. Розподіл об'ємних зарядів встановлюється в значній мірі під впливом струменів провідності в атмосфері. Провідність λ повітря обумовлюється концентрацією та рухливістю іонів. Вона дорівнює

$$\lambda = e(\sum_i n_{+i} u_{+i} + \sum_j n_{-j} u_{-j} \sum_k N_{+k} U_{+k} + \sum_m N_{-m} U_{-m}) \quad (1.8)$$

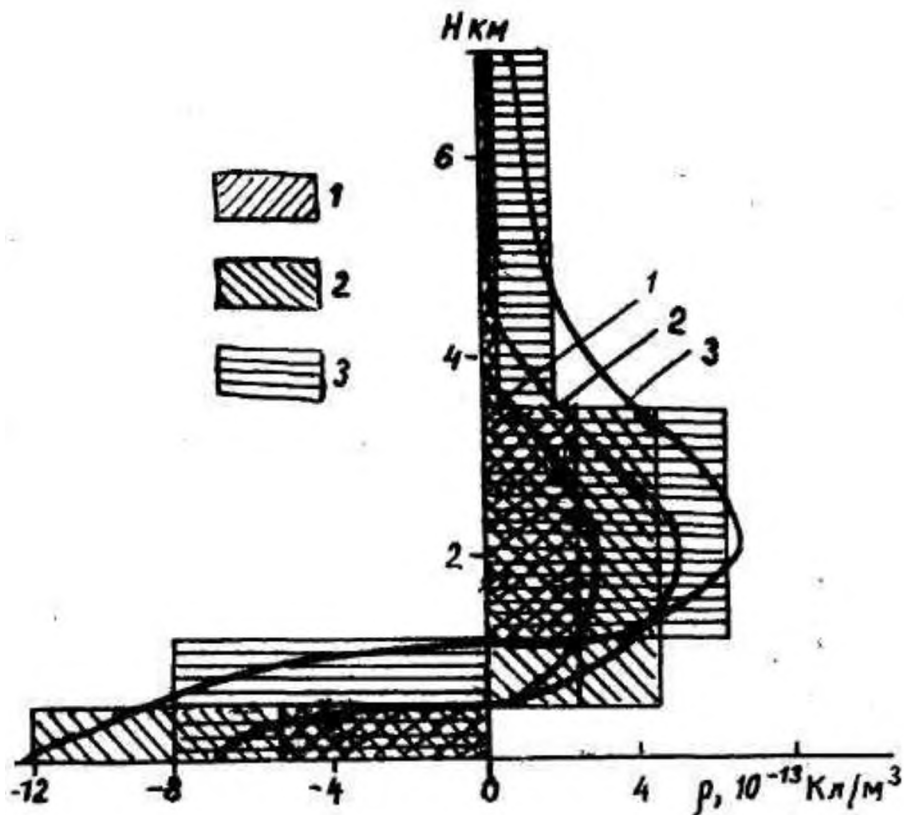


Рисунок 1.1 – Розподіл об’ємного заряду вільної атмосфери за висотою
(1 – Санкт-Петербург, 2 – Київ, 3 – Ташкент)

Де e – заряд електрона, N , U – відповідно концентрації та рухливості легких і важких іонів. Легкі іони – це комплекси з декількох молекул з одним елементарним зарядом. Рухливість легких іонів має порядок 10^{-4} м²/(В·с). Важкі іонивиявляються порівняно крупними частками (10^{-9} - 10^{-7} м) з одним елементарним зарядом. Їхня рухливість має порядок 10^{-7} - 10^{-8} м²/(В·с). Важкі іони виникають як правило, шляхом приєднання легких іонів до часток

аерозолю. Тому при збільшенні в повітрі концентрації аерозольних часток збільшується й концентрація важких іонів [1, 5-7].

Якщо порівнювати внесок легких і важких іонів у провідність атмосфери, то можна побачити, що останні два члени рівняння (1.8) малі порівняно до двох перших. Тому після осереднення можна записати

$$\lambda = e(\bar{n}_+ \bar{u}_+ + \bar{n}_- \bar{u}_-) \quad (1.9)$$

Це означає, що провідність атмосфери визначається головним чином легкими іонами.

В атмосфері за визначених вище умов тече вертикальний електричний струм, густина якого дорівнює

$$i = i_c + i_d + i_k \quad (1.10)$$

де

$$i_c = \lambda E \quad (1.11)$$

струм провідності,

$$i_d = -k \frac{\partial \rho_Q}{\partial z} \quad (1.12)$$

струм дифузії, а k – коефіцієнт турбулентної дифузії,

$$i_k = \rho_Q W \quad (1.13)$$

струм конвекції (w – швидкість вертикального переносу об'ємного заряду конвективним потоком).

Оцінки показують, що в умовах погоди, які зазначені вище, у середньому густина струмів дифузії й конвекції порядок має 10^{-14} А/м², має тобто складає лише декілька процентів від густини струму провідності. Останній має порядок 10^{-12} А/м².

Концентрація легких іонів в атмосфері залежить від інтенсивності іонізації молекул повітря випромінюванням радіоактивних домішок і космічними променями. Оскільки джерелом радіоактивних домішок у повітрі є земна поверхня, то з висотою інтенсивність іонізації за рахунок цього механізму I_r зменшується. Навпаки, інтенсивність іонізації космічними променями I_c з висотою збільшується. У приземному шарі повітря на інтенсивність іонізації чинить вплив і випромінювання радіоактивних речовин ґрунту. Позначивши інтенсивність іонізації за рахунок цього механізму через I_g , можна записати рівняння балансу концентрації легких іонів в атмосфері таким чином:

$$\frac{dn}{dt} = I_r + I_c + I_g - \alpha n_- n_+ - \beta n_+ N_- - \gamma n_+ N_0, \quad (1.14)$$

де α, β, γ – відповідно коефіцієнти рекомбінації легких іонів одного знаку з легкими й важкими іонами іншого знаку й з нейтральними частками. У випадку стаціонарного стану, тобто при $\frac{dn}{dt}=0$, маємо

$$n_+ = \frac{I_r + I_c + I_g}{\alpha n_- + \beta N_- + \gamma N_0} \quad (1.15)$$

Аналогічну формулу можна отримати й для концентрації негативних іонів. Вимірювання показали, що у вільній атмосфері I_r та I_g мають малі значення

порівняно до I_c й ними можна знехтувати. Вище пограничного шару концентрації важких іонів й нейтральних часток мають невеликі значення. Тому

$$n_+ = \frac{I_c}{\alpha n_-} \quad (1.16)$$

$$n_- = \frac{I_c}{\alpha n_+} \quad (1.17)$$

Інтенсивність іоноутворення вільній атмосфері залежить не тільки від інтенсивності космічних променів, але й від густини повітря. У свою чергу, інтенсивність космічних променів залежить від широти: вона збільшується при зростанні широти. Це є результатом впливу магнітного поля Землі.

2 МЕХАНІЗМ УТВОРЕННЯ ЗАРЯДІВ НА ХМАРНИХ КАПЛЯХ І КРИСТАЛАХ

У процесах електризації, які можливі в хмарах, завжди приймаю участь іони. Іони, що утворюються в повітрі, можуть бути, як зазначалося, легкими чи важкими. Ті іони, які утворюються у воді в рідкій або твердій фазах, можуть бути атомними чи молекулярними. Процеси електризації в хмарі з участю повітряних іонів відбуваються при контакті останніх з частками хмари. Крім цього, заряди на краплях кристалах хмар або опадів можуть виникати під впливом взаємодії між ними. Але перед тим, як висвітлити особливості цих процесів, розглянемо характеристики води, котрі відіграють велику роль у процесах переносу зарядів. Йдеться про електропровідність і діелектричну проникність [1].

Як відомо, вода й лід мають електропровідність, що у великій мірі залежить від домішок. У чистій воді електропровідність забезпечується іонами H^+ і OH^- . Вони є результатом дисоціації молекул води. Вимірювання показують, що електропровідність ретельно очищеної води дорівнює $\chi=0,38 \cdot 10^{-5}$ см/м. Діелектрична проникність води дуже велика: в постійному електричному полі вона дорівнює $\epsilon=31,0$.

Дощова вода має значно більшу електропровідність, ніж дистильована. Це пояснюється тим, що в ній виявляється багато хімічних речовин (хлориди, сульфіді, нітрати, нітрити тощо). Ці процеси відбуваються за участю ядер конденсації, більшість котрих має морську природу або виявляється продуктами горіння мінеральних речовин. Крім того, краплі або кристали вимивають домішки з атмосфери. Як показують експерименти, електропровідність дощової води коливається в межах від $5 \cdot 10^{-4}$ до $100 \cdot 10^{-4}$ см/м. Порівняння даних для чистої та дощової води

показує, що електропровідність за рахунок іонів дисоціації складає лише невелику частину електропровідності за рахунок іонів дисоціації складає лише невелику частину електропровідності, обумовленої іонами домішок. Електропровідність хмарної води незначно відрізняється від електропровідності дощової води.

Електропровідність чистого льоду при температур $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ дорівнює $\chi = 4 \cdot 10^7 \text{ см/м}$, тобто мало відрізняється від електропровідності чистої води. Із змінням температури електропровідність льоду зменшується.

Перейдемо тепер до розглядання механізмів, які приводять до зарядження крапель хмар або дощу й часток льоду.

Одним з механізмів зарядження хмарних крапель є захоплення іонів. Його інтенсивність залежить від концентрації й рухливості іонів, властивостей рідини у поверхневому шарі, розмірів й швидкості падіння крапель, напруженості електричного поля тощо. При швидкостях падіння крапель, менших ніж швидкості рухів іонів у електричному полі, процес електризації краплі можна визначити диференціальним рівнянням

$$\frac{dq}{dt} = Aq^2 + Bq + C, \quad (2.1)$$

де

$$A = -\frac{\lambda_+ - \lambda_-}{48\pi\epsilon\epsilon_0^2 r_0^2 E_0}, \quad B = \frac{\lambda_+ + \lambda_-}{2\epsilon_0}, \quad C = -\pi(\lambda_+ - \lambda_-)3E_0 r_0^2,$$

λ_+ і λ_- - полярні провідності, r_0 – радіус краплі. Розв’язок цього рівняння за умови стаціонарності заряду краплі, як можна легко показати, має вид

$$q = 12\pi\epsilon_0 E_0 r_0^2 \left[\frac{\lambda_+ + \lambda_-}{\lambda_+ - \lambda_-} \pm \sqrt{\left(\frac{\lambda_+ + \lambda_-}{\lambda_+ - \lambda_-}\right)^2 - 1} \right] \quad (2.2)$$

Значення квадратного кореня, як легко бачити, менше ніж першого члена у квадратних дужках. Тому знак заряду краплі залежить від співвідношенням між полярними провідностями. При заряді $\lambda_+ > \lambda_-$ краплі буде позитивним, а при $\lambda_+ < \lambda_-$ негативним.

Другим механізмом, що приводить до зарядження хмарних часток, є контакт і тертя льодяних часток.

Згідно висновку Гельмгольца, при контакті двох тіл різної хімічної природи на поверхнях стикання утворюються заряди у виді подвійного електричного шару, які при розділенні тіл можуть залишитись на них вже як вільні заряди. У цьому випадку різниця потенціалів подвійного електричного шару пропорційна контактній різниці потенціалів тіл. Ці уявлення, вірні у своїй основі, недостатні для характеристики механізму утворення зарядів при контакті хмарних елементів, оскільки процес зарядження їх при цьому залежить від багатьох факторів: крім хімічного складу тіл він залежить ще й від їх кристалічної структури, геометрії пружності, теплового стану, молекулярних сил зчеплення, відносної швидкості й умов співудару, електропровідності і діелектричної проникності, густини оточуючого середовища й т.д. Все це пояснює той факт, що електризація відбувається й при контакті тіл однакової хімічної природи.

При контакті тіла обмінюються електронами й іонами до тих пір, доки не настає термодинамічна й електростатична рівновага, якій буде відповідати різниця потенціалів, що дорівнює контактній різниці. Якщо розрив відбувається швидко, то термодинамічна рівновага порушується, що приводить до виникнення деякої різниці потенціалів, яка залежить від загальної ємності

тіл у новому положенні та зарядів, котрі виникають при контакті и не встигають стікати.

Експерименти свідчать про те, що відстань, на якій припиняється обмін зарядами між тілами з слабкою провідністю, має порядок 10^{-8} - 10^{-9} м. Якщо при цьому вважати, що відносна швидкість їхнього руху після контакту знаходиться в границях 10^{-1} - 10 м/с, то на зазначену відстань тіла розійдуться за 10^{-7} - 10^{-10} с. Для льоду час, потрібний для стікання заряду при постійному струмі, має порядок 10^{-2} с, тобто набагато порядків перевищує час розльоту тіл. Але при розльоті відбувається швидке змінення напруженості поля в зазорі між тілами, тобто поле не є постійним. Для високочастотних електричних полів при температурі $t = -10$ С можна вважати, що для льоду $\epsilon = 31$ і $\chi = 2 \cdot 10^{-5}$ см/м. Тоді час стікання зарядів $\sim 10^{-6}$ с, що на порядок більше часу польоту тіл. Ця оцінка показує, що для випадку співударів льодяних часток вимога, щоб заряди за час розльоту часток не встигли стекти з місця виникнення, повністю виконується. Після роз'єднання тіл термодинамічна рівновага відношенні до середовища, в якому знаходиться тіло, а між поверхнями тіл установлюється різниця потенціалів, яка дорівнює різниці робіт виходу електронів й іонів.

У природних умовах при електризації часток у хмарах важко уявити випадки льодяних часток без тертя. У такому разі умови контакту електризації повинні змінитися, оскільки при терті виникають численні, швидко проминаючи контакти часток у окремих точках зіткнення. Крім того, спостерігається руйнування поверхневого шару у цих точках. Обидва ефекти повинні приводити до електризації тертьових часток. Знак та інтенсивність електризації залежить від багатьох причин: хімічного складу речовини, властивостей поверхні, механічного вологості повітря тощо. Але існують два напруження температури основних фактори, які обумовлюють процес електризації при контакті лід: електропровідність льоду, яка забезпечується механізмом проточного переносу, і піроелектричний ефект другого порядку,

який полягає в тому, що в льодяному кристалі із-за температурного градієнта з'являється дипольний момент. Він є причиною об'ємної та поверхневої поляризації. Цей ефект у комбінації з протонною провідністю дає можливість пояснити, чому різниця потенціалів залежить від різниці температур льодяних тіл за умови відсутності тертя. При цьому більш нагріте льодяне тіло придбаває негативного потенціалу відносно більш холодного. Значення різниці потенціалів залежить від швидкості розриву контакту: чим більша швидкість, тим більша різниця потенціалів.

Електризація відбувається при замерзанні крапель води, які, як відомо, є слабкими розчинами хімічних речовин. Основну роль у цьому процесі відіграють домішки і, можливо, процеси у подвійному електричному шарі на границі вода-лід. Оскільки подвійний електричний шар характеризується порівняно невеликим стрибком потенціалу (частки вольту), він не може бути безпосередньо відповідальним за різниці потенціалів на границі лід-вода, які досягають $10\text{-}10^2$ В. Тому вважають, що причиною електризації є не молекулярні процеси на границі лід-розчин, а структурні змінення при перетворенні фаз.

Відповідно до сучасних уявлень, при температурах, близьких до точки замерзання, в рідкій воді утворюються комплекси молекул – рідкі кристали, які мають значно більші електричні моменти, ніж окрема молекула. У подвійному електричному шарі, що утворюється рідкими кристалами на границі розділу лід-розчин, стрибок потенціалу може бути більшим, ніж у подвійному електричному шарі розділу розчин-повітря.

На умови проникнення іонів з рідин у ґратки водяних кристалів повинні також чинити вплив умови росту кристалів. Енергія, яка необхідна іону для подолання потенціального бар'єру та переходу з розчину в приблизно на три порядки більша теплової енергії молекули виділяється при закріпленні її у льодяному кристалі. Тому зростання льодяного кристалу за рахунок приєднання

молекул повинно відбуватися легше, ніж проникнення у ґратки іона. Зростання кристалу дає можливість іону подолати потенціальний бар'єр, оскільки при цьому відбувається глибоке проникнення електричного поля у рідину орієнтованих по колу молекул води.

Замерзання переохолоджених крапель води може відбуватись як з поверхні, так і з середини. Якщо спочатку лід з'являється на поверхні краплі, то вона вибухає. При цьому виникають електричні заряди, як показали експерименти при замерзанні крапель дистильованої води радіусом 0,1-1,0 мм уламки виносять переважно негативний заряд. Він дорівнює $4 \cdot 10^{-12}$ Кл. Середній позитивний заряд уламків має значення $2 \cdot 10^{-12}$ Кл. Частота утворення позитивних і негативних зарядів приблизно однакова. При цьому позитивний заряд залишається на більшій частині краплі.

На рис. 2.1 зображується осцилограма зарядів при руйнуванні краплі яка замерзає [1]. Тривалість вибуху й процесу утворення заряду дорівнює декільком сотим часткам секунди, при цьому виділяються частки, які несуть як негативний, так і позитивний заряди. Позитивні за утворюються стрибками протягом дуже малого терміну (піки 2, 3, 4), тоді як негативні заряди наростають відносно плавно. Вважають, що утворення позитивних зарядів обумовлено тим, що при вибуху виділяється значна частина льоду, яка виносить з собою великий негативний заряд. Потім відбувається викидання частини води у виді струмка краплин, що несуть позитивні заряд. Тривалість цього процесу дещо перевищу тривалість першого процесу. Безпосередньо перед моментом вибуху краплі й утворення основного заряду спостерігається утворення невеликого позитивного заряду (пік 1). Причиною цього ефекту є дрібнесенькі льодяні уламки, які вириваються з поверхні замерзаючої краплі до моменту вибуху и виносять негативні заряди [1].

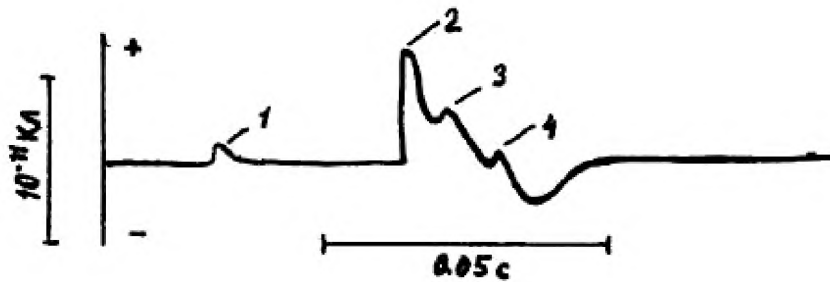


Рис. 2.1 – Осцилограма утворення зарядів при руйнуванні замерзаючої краплі (за Качуріним Л.Г. і Бекряєвим В.І.)

Вище були розглянуті механізми льодяних часток одна з одною, льодяних часток з переохолодженими краплями й руйнуванні замерзаючих крапель. Перший з них може при мати місце тільки у верхніх частинах наковалень купчасто-дощових хмар. Другий та третій можуть спостерігатись в областях як сухого (сублімація), так і мокрого (замерзання) зростання льодяних часток. Але особливо часто мокрого в нижній частині області росту та у верхній частині області сухого росту повинен відбуватись співудар крупних льодяних часток (граду, льодяної крупки) з сумішшю льодяних кристалів і переохолоджених крапель, які утримуються там у великих концентраціях. При таких співударах процес електризації повинен бути дуже складним, оскільки одночасно може відбуватись електризація при контактах льодяних часток між собою і з переохолодженими й електризація при руйнуванні крапель на поверхні крупних льодяних часток.

При різкому надходженні переохолоджених крапель льодяних кристаликів на льодяну поверхню можливим такий процес. Коли на льодяну поверхню попадає переохолоджена краплина, відбувається швидка кристалізація з виділенням тепла, яке нагріває її до 0° С. Якщо в цей момент на поверхню краплі, що замерзає, попаде льодяна частка, то між ними відбувається тісний контакт. Частина заряду, який виникає при замерзанні

краплі, поступає на цю льодяну частку і вона тим більша, чим більша ємність, тобто розміри частки. Якщо контакт є тимчасовим, то частка вносить з собою зазначений заряд. Оскільки лід відносно води має позитивний потенціал, ця частка також повинна заряджатися позитивно, а льодяна поверхня негативно. Якщо припустити, що контактна різниця потенціалу вода-лід дорівнює 1 В, а частка льоду сферична з радіусом 10 мкм, то вона повинна винести заряд порядку 10^{-15} Кл, а при радіусі 100 мкм – 10^{-14} Кл.

Зазначений механізм одночасного співудару переохолоджених крапель і часток льоду з льодяною поверхнею є комплексним. Можна припустити, що основну роль тут відіграє активізація протонів під впливом механічної енергії та процесів, які спостерігаються границі вода-лід при кристалізації.

Окрім розглянутих ефектів на зарядження крапель впливає балоелектричний ефект. Під балоелектричним ефектом розуміють електризацію при руйнуванні води. Цей процес може виникати в умовах при співударах крапель одна об одну, при співударах крапель з поверхнею, при таненні градин, при вириванні повітряних бульбашок з водної поверхні, при співударах градин і льодяної крупи з крупними краплями, при таненні градин й відриванні від них капель. Як гіпотеза, розглядається можливість індукційних механізмів електризації, тобто електризації крапель і кристалів у середовищі повітряних іонів, яка обумовлена струмами під впливом зовнішнього електричного поля, а також електризація, що може відбуватись лише в сильних електричних полях при виникненні коронного й стіканні зарядів з часток [1].

3 ЕЛЕКТРИЧНА СТРУКТУРА ГРОЗОВОЇ ХМАРИ

Гроза – це складне атмосферне явище, що характеризується інтенсивним хмароутворенням і багаторазовими електричними розрядами у вигляді блискавок.

Грози виникають у купчасто-дошових хмарах, які у цьому випадку, називаються грозовими. Площа добре розвинених купчасто-дошових хмар звичайно не перевищує 50-100 км². У грозових хмарах сконцентрована колосальна енергія, розрахунки показують, що в грозовій хмарі невеликих розмірів (площею близько 30 км²) при конденсації водяної пари виділяється близько $1,8 \cdot 10^{13}$ калорій тепла. Приблизно така ж кількість тепла $(2 \cdot 10)^{13}$ виділяється при вибуху атомної бомби середнього калібру або вибуху 20000 тон тротилу. Кількість тепла, виділюване при конденсації водяної пари в добре розвиненій хмарі, що займає площа близько 100 км², дорівнює кількості тепла, що утворюється при вибуху водневої бомби, що приблизно в 1000 раз більше, чим при вибуху атомної бомби, і еквівалентно вибуху 20 млн. тон тротилу. Уся ця величезна теплова енергія, що виділяється, при конденсаційних процесах, витрачається на розвиток у хмарі висхідних струмів, які підтримують у зваженому стані тисяч тон води. Висхідні струми іноді сприяють розвитку грозових хмар до більших висот. Вершини хмар можуть пробивати тропопаузу й проникати в нижню стратосферу. У помірних широтах грозові хмари можуть розвиватися до 12-14 км, у Закавказзі, Середній Азії й Далекому Сході – до 15-16 км, в Індії – до 18 км, в екваторіальній зоні – до 20–21 км [3, 4].

Грозова хмара безперервно виробляє електрику, якої досить для того, щоб забезпечити всі потреби міста, що має населення в 10 млн. чоловік, протягом усього часу, поки триває гроза [3].

У грозових хмарах найбільшу погрозу для авіації представляють такі небезпечні явища, як сильна турбулентність, потужні вертикальні струми повітря, інтенсивне обледеніння, електричні розряди, гради й зливові опади. Слід зазначити, що всі ці небезпечні явища можуть спостерігатися одночасно. Під хмарами небезпеку представляють шквалисті вітри, що досягають іноді ураганної сили, смерчі, зливові опади (дощ, гради, сніжні заряди), між хмарами сильні спадні й висхідні повітряні потоки, зсуви вітру.

Для утвору грозової хмари необхідні наступні умови:

- Вертикально спрямовані висхідні потоки повітря (конvekція).
- Великий вологовміст повітря (абсолютна вологість $a > 13 \text{ г/м}^3$ або пружність водяної пари $e > 15 \text{ гПа}$).
- Більша позитивна енергія нестійкості в тропосфері (до 400 гПа).
Вертикальний градієнт $\gamma > 0,65^\circ \text{ C/100м}$.

Умовний розвиток грозової хмари можна розділити на три стадії (рис. 3.1).

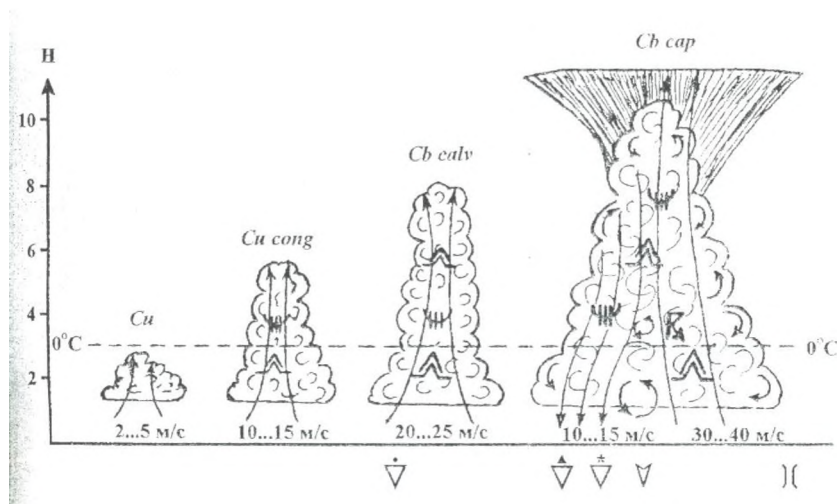


Рисунок 3.1 – Стадія розвитку грозової хмари

I стадія – початковий розвиток – від появи купчастої хмари до початку випадання зливових опадів. Під час цієї стадії купчасті хмари поступово переростають у могутньо-купчасті, а потім у купчасто-дошові «лисі», з яких і починають випадати опади. У хмарах переважають висхідні потоки, які підсилюються від 2-5 м/с у купчастих хмарах, до 10-15 м/с у могутньо-купчастих. Верхня границя купчастих хмар 1,5-2,5 км, а могутньо-купчастих – 4-6 км, причому вони складаються із крапель води. У купчасто-дошовій «лисій» хмарі починається заледеніння верхньої частини, і вона вже складається з переохолоджених крапель, сніжинок і крижаних кристалів. Швидкості висхідних потоків у таких хмарах можуть досягати 20-25 м/с, а верхня границя – 7-8 км. Перехід від купчастої хмари до могутньо-купчастої відбувається досить повільно, а від могутньо-купчастої до купчасто-дошової – дуже швидко (1 година або менше). Вертикальна швидкість підйому вершини хмари в середньому рівна 1 м/с, а в певних випадках може досягати 10 м/с. Між хмарами спостерігається спадні потоки повітря [3].

II стадія – максимальний розвиток – грозова хмара з купчасто-дошового «лисого» розвивається в купчасто-дошове «волосате», та з хмари випадають зливі опади. Виникають електричні розряди у вигляді блискавок. Під час другій стадії в грозовій хмарі спостерігаються інтенсивні висхідні і низхідні рухи повітря. Висхідні потоки досягають максимальних швидкостей більш ніж 30-40 м/с і та переважають у передній частині хмари. Швидкість висхідного потоку в хмарі майже лінійно зростає з висотою, починаючи з підстави, і досягає максимального значення у верхній частині хмари, після чого до вершини хмари швидкість починає лінійно зменшуватися. За рахунок зливових опадів утворюються низхідні потоки зі швидкістю 10-15 м/с. Низхідні потоки найбільш розвинені в тилівій частині хмари [1]. Особливістю вертикальних потоків усередині хмари є їх сильна поривчастість, ці пориви можуть досягати 15 м/с і викликати при кидках перевантаження літака до 2g та більше. Усередині

хмари утворюється багато вихорів різного розміру, які приводять до інтенсивної турбулентності, що викликає сильну бовтанку повітряного судна. Сильна турбулентність спостерігається також і над верхньою межею грозових хмар (рис. 3.2). Над куполоподібній вершиною купчасто-дощових хмар формується ковадла, та у шарі 200-300 м від хмари мають місце сильні висхідні потоки. Небезпечна турбулентність у цьому випадку спостерігається в безпосередній близькості до хмари, у шарі 50-100м. У зоні висхідних потоків літак тягне нагору.

Над плоскою вершиною в шарі 200-300 м спостерігається низхідний потік. Літаки, що попадають у ковадлу або, що пролітають поблизу її, вертикальними потоками можуть бути утягнені в хмару [1].

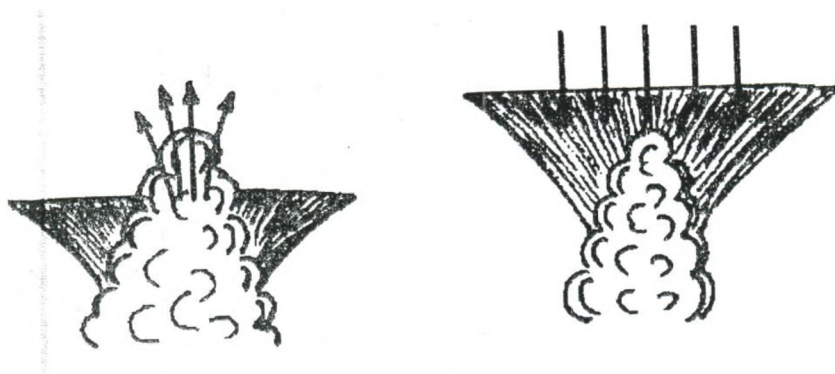


Рисунок 3.2 – Рух повітря над вершинами грозових хмар

У зовнішніх границь купчасто–дощових хмар найчастіше спостерігаються низхідні рухи повітря в комбінації з турбулентністю. При підході до хмар бовтанка літака може з'являтися на видаленні, приблизно рівному діаметру хмари.

Сильні висхідні потоки, характерні для купчасто–дощових хмар, здатні втримувати у зваженому стані великі краплі води, які в зоні від'ємних температур перебувають у переохолодженому стані, тому в грозових хмарах на

всіх висотах вище нульової ізотерми спостерігається дуже сильне обледеніння повітряних суден.

Більшу небезпеку для польотів у грозових хмарах і під ними представляє град. Випадання граду відбувається не при кожній грозі. Над Європою в рівнинній місцевості випадання градів відбувається один раз у середньому на 10-15 випадків. У гірських районах грози із градами бувають частіше.

Випадання великого градів є стихійним лихом. Від нього сильно страждають посіви, фруктові сади, виноградники, домашня худоба на пасовищах. Гради може пробивати обшивку повітряних суден на стоянках аеродромів. У польоті, при влученні в град, ушкоджуються обшивка фюзеляжу, особливо перкалева обшивка стабілізаторів вертольотів, скління кабіни екіпажу, обтічники антен і інші, порівняно неміцні елементи конструкції літаків.

У другій стадії більшу небезпеку представляють явища, що виникають під грозовими хмарами.

У передній частині грозової хмари іноді утворюється темний вал, що зивається, з розірваних хмар, який називається шкваловим коміром. Він виникає на висоті 500-600 м (може опускатися до 50м) на межі висхідного потоку в хмарі та низхідного потоку поза хмарою. Шкваловий воріт має значну швидкість обертання і є вкрай небезпечним явищем. При високих температурах, великій вологості повітря й сильної нестійкості в атмосфері кінець шквалового ворота може опускатися до землі, утворюючи сильний вихор із приблизно вертикальною віссю обертання та діаметром у кілька десятків метрів, тобто смерч [1].

Друга небезпечна зона під грозовими хмарами спостерігається між висхідними та низхідними потоками повітря в області зливових опадів, а саме зона шквалів з шириною не більше 500м. У висоту шквал простирається до 2-3 км, його тривалість кілька хвилин. У землі шквал проявляється як різке посилення вітру, що супроводжується зміною його напрямку майже на 180°.

Вітер у зоні шквалів може досягати сили урагану (більш 29 м/с). Шквал небезпечний для повітряних судів, що перебувають у польоті на малих висотах, а також для авіаційної техніки й різних легких будівель, розташованих на аеродромі.

III стадія – стадія руйнування – зливові опади, що випадають із грозової хмари, прохолоджують повітря та підстильну поверхню під хмарою. Тому слабшають, а потім припиняються висхідні потоки. У даній стадії в грозовій хмарі переважають низхідні потоки, які розмивають цю хмару. Руйнування грозової хмари звичайно починається з нижньої частини: хмара осідає й розширюється по площі. Швидкість опускання вершини рівна 1,0-1,5 м/с, іноді 3 м/с. Нижня границя грозової хмари здобуває своєрідний вид – вона стає вим'яподібною. Вершина хмари плоска й складається з пір'ястих хмар волокнистої структури. У середньому ярусі до грозової хмари примикають висококупчасті хмари, а в нижньому – шарувато-купчасті хмари.

У третій стадії в грозовій хмарі спостерігаються всі небезпечні явища, які характерні для другої стадії, але в міру руйнування хмари їх інтенсивність зменшення [1].

Увесь період розвитку грозової хмари займає від 3 до 5 годин. Існує велика кількість гіпотез про формування електричної структури грозової хмари. Але загально прийнятої теорії цього складного явища ще не розроблено [1, 4, 7-9]. Найбільше визнання має схема будови грозової хмари, яка була запропонована Сімпсоном та Робінсоном, а потім уточнена Байєрсом, Бреїамом, Пірсом й іншими. На рис. 3.1 наводиться схема електричної структури грозової хмари що побудована на основі узагальнення багаторічних експериментальних досліджень. Відповідно до цієї схеми у верхній частині хмари, яка розташовується вище ізотерми мінус 12 °С, переважають додатні заряди, що виникають на льодяних частках. У нижній частині хмари зосереджуються головним чином від'ємні заряди [1].

Такий розподіл об'ємних зарядів найбільш крупного масштабу обумовлюється впливом різних процесів електризації. Але треба мати на увазі, що в хмарах одночасно спостерігаються процеси, сприяючі та перешкоджаючі накопиченню зарядів на хмарних частках просторовому розділенню значних об'ємів часток, які мають заряди одного знаку.

Мейсон на основі того, що велику інтенсивність мас електризація обумовлена осадженням переохолоджених краплин на поверхні градин і крупи, побудував теорію утворення об'ємних зарядів у грозовій хмарі. Враховуючи такі фактори, як розподіл крупи за розмірами, змінювання швидкості висхідних потоків повітря з висотою, струм стікання обумовлений провідністю повітря й струмом з вістер під грозовою хмарою, він отримав рівняння для швидкості накопичення зарядів і змінення напруженості електричного поля [1].

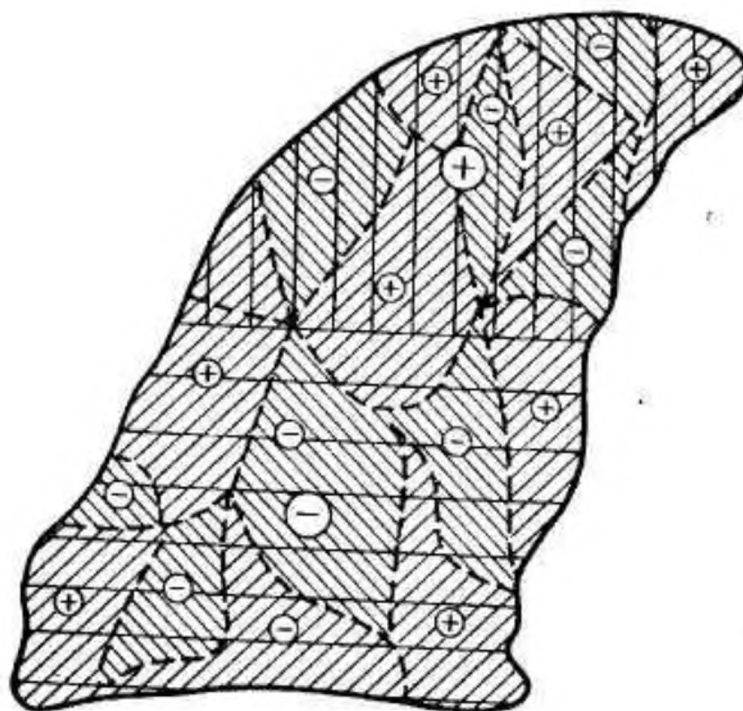


Рисунок 3.3 – Електрична структура грозової хмари

Повна швидкість утворення зарядів q між рівнями z_0 і z у грозовій хмарі за означених умов дорівнює

$$\frac{dq}{dz} = Aq_r \int_{z_0}^z F_d(z) n(z) dz \quad (3.1)$$

Таким чином, під впливом вертикальних рухів відбувається розділення зарядів хмарі з переваженням додатних у верхній частині і у від'ємних у нижній, тобто зарядів першого масштабу з напруженістю, яка має порядок 10^5 В/м.

Більш високі значення напруженості, що мають порядок 10^6 В/м, необхідні для виникнення блискавок, утворюються під впливом турбулентності. Турбулентність відіграє подвійну роль. По-перше, при посиленні дрібномасштабної турбулентності зростає струм провідності, що зменшує напруженість електричного поля першого масштабу, тобто по хмарі в цілому. По-друге, досить великі турбулентні об'єми, відриваючись від загального потоку її наближаючись з такими ж великими об'ємами, що утримують заряди протилежного знаку, збільшують напруженість поля. неоднорідність електричного поля меншого(другого) масштабу, що породжується макромасштабною турбулентністю, спроможна збільшити напруженість електричного поля до зазначених вище критичних значень, результатом чого є виникнення електричних розрядів у середині хмари, між сусідніми хмарами, та між хмарою та земною поверхнею [1].

4 ВИНИКНЕННЯ БЛИСКАВОК У ГРОЗОВИХ ХМАРАХ

Залежно від синоптичних умов, утворення грози можуть бути внутрішньо-масовими й фронтальними.

Внутрішньо-масові грози утворюються в нестійких повітряних масах у теплу пору року, як правило, у другу половину дня й, залежно від причин утвору, підрозділяються на:

- конвективні (теплові);
- адвективні;
- орографічні.

Конвективні грози утворюються в розмитих баричних полях – на периферії циклонів, що заповнюються, і в сідловинах – через нерівномірний прогрів поверхні, що підстилає.

Адвективні грози утворюються в тиловій частині циклону й на східній периферії антициклону при переміщенні щодо холодної повітряної маси по теплій поверхні, що підстилає. Ці грози супроводжуються сильними вітрами у землі й на висотах.

Орографічні грози утворюються на навітряних схилах гір, коли по цих схилах нагору піднімається тепла, волога нестійка повітряна маса.

Внутрішньо-масові грози розташовуються на площі окремими вогнищами на значній відстані друг від друга, тому в польоті їх можна обійти стороною. Провісниками подібних конвективних гроз є висококупчасті вежеподібні хмари, які утворюються ранком на обрії [5].

Фронтальні грози утворюються на холодних фронтах (~70%) і на теплих фронтах (~ 30%). Грози на холодних фронтах утворюються в будь-який час року й доби, але загострюються влітку в другу половину дня. Провісниками гроз холодного фронту є висококупчасті чечевице-подібні хмари, які рухаються поперед фронту на відстані 80-200 км. Грози на теплих фронтах утворюються в

теплу пору року переважно вночі або в ранкову годину, вони мають схований характер, тому зустріч із ними може відбутися зненацька для екіпажу. Грозова діяльність на атмосферних фронтах тем інтенсивніше. Фронтальні грози розташовуються уздовж фронту у вузькій витягнутій зоні. Довжина цієї зони може досягати 1000 км і більше, а ширина 50-100 км. Якщо в нижніх частинах грозові хмари можуть зливатися в загальний хмарний масив, то на висотах більш 3 км між ними, звичайно, спостерігаються проясніти шириною 50-180 км. Фронтальні грози переміщуються разом із фронтом у напрямку повітряних потоків на висотах 3-5 км [5].

У самій нижній частині хмари переважають об'єми другого масштабу з надлишком позитивних зарядів. Цьому сприяє перенос позитивних іонів конвективними потоками з приземного шару атмосфери, а також випаровування й розбризкування крупних крапель дощу під хмарою. Саме між нижньою позитивною зарядженою середньою негативно зарядженою частинами грозової хмари найбільшої напруженість електричного поля перевищує критичне, або пробійне значення, при якому відбувається іскровий пробій шару повітря. Критичне значення напруженості знаходиться у границях $3 \cdot 10^5 \dots 6 \cdot 10^5$ В/м. Сила струменю при іскровому розряді різко збільшується за рахунок іонізації повітря протягом усього шляху розряду. Існує декілька стадій розвинення блискавки. На першій стадії іскровий розряд складається з великої кількості окремих розрядів, які називаються стримерами. Розряд на земну поверхню починається з об'єднання декількох стримерів східчастих у лідер, який формує сильно іонізований канал на шляху від земної хмари до поверхні. Коли східчастий лідер досягає поверхні землі, виникає зворотній імпульс який характеризується переносом позитивного заряду вгору по іонізованому каналу [5, 6]. Східчастий лідер рухається з швидкістю близько 150 км/с окремими стрибками по звивистому шляху. Тривалість пауз 50-100 мкс, довжина східців – близько 50 м.

Розрядна напруженість електричного поля, яка відіграє роль початкової для розвитку наступного розряду, знаходиться у межах $2 \cdot 10^4 \dots 4 \cdot 10^4 \text{В/м}$. Термін, необхідний для виникнення наступного розряду, дорівнює 100-300 с.

Двозарядну електричну структуру першого масштабу в купчасто-дошовій хмарі з осередками позитивних зарядів другого масштабу в нижній частині хмари називають грозовою ячейкою. Розвинута купчасто-дошова хмара, як правило, складається з декількох грозових ячеек, які перебувають на різних стадіях розвитку. Повний термін життя ячейки дорівнює 20-30 хвилин.

Іскрові розряди, що спостерігаються в атмосфері й називаються блискавками, розділяють на лінійні, плоскі, кульовій поточні.

Лінійні блискавки при розряді на поверхню Землі мають середню довжину декілька кілометрів, діаметр каналу 15-20 см. сила струменю змінюється в широких границях. Максимальні значення досягають декількох кілоамперів, а загальна кількість електрики блискавки за один 20-30 кА. Тривалість блискавки у середньому дорівнює 0,2 с, а майже 15 с. Потужність блискавки може досягати максимального значення 11 мільйонів кіловат, проте енергія розряду порівняно невелика (її було б досить для живлення лише однієї електричної лампи у 150 Вт протягом 1 години). При розряді температура в іонованому каналі зростає до 15000-20000 К, що приводить до виникнення ударної хвилі, яка дуже швидко вироджується в звукову хвилю. Остання і сприймається як грім. Частота цієї хвилі близька до 20 Гц, а швидкість поширення її визначається формулою

$$c = 20,1\sqrt{T_v} \quad (4.1)$$

Радіус чутності грому досягає 15-20 км.

Всі наступні імпульси струменю, число яких може бути 3-5, поширюються по каналах, що готуються лідерами. Всі лідери які проходять по сформованому каналу, рухаються з більшими швидкостями, ніж перший, котрий будує канал. Їхня швидкість сягає 10^{10} км/с імпульси струменю нейтралізують від'ємний заряд лідера і поширюються на осе більшу товщину хмари, виснажуючи її електричний заряд.

Плоска блискавка є сумарним ефектом великої кількості коронних розрядів на хмарних частках. Вона приводить до червонуватого безшумного світіння значної товщі грозової хмари.

Кульові блискавка відносяться до маловивчених явищ Біля природи. земної поверхні вони мають діаметр 10-15 см. Тривалість їх існування від часток секунд до декількох хвилин, швидкість руху декілька метрів за секунду. Колір кульових блискавок білий або червонуватий. Існує декілька гіпотез щодо природи кульових блискавок, але теорія цього цікавого явища ще не розроблена. Чоточні блискавки це декілька десятків утворень кульовидної форми, розташовуються уздовж каналу лінійної блискавки на відстані близько м один від одного. Вони мають декілька сантиметрів її тривалість близько 1 с [6].

За грозами ведуться як візуальні, так і інструментальні спостереження.

У цей час спостереження за грозами, в основному, проводяться візуально-слуховим методом. Для проведення спостережень залучаються АМО, гідрометеорологічні станції (ГМС) і метеорологічні пости (МП), розташовані навколо кожного аеродрому в радіусі до 200 км (штормове кільце), додаткова мережа ГМС і МП за межами штормового кільця, працівники аеродромів і посадкових майданчиків місцевих повітряних ліній, а також пілоти, що перебувають на робочих аеродромах у період проведення авіаційних хімічних робіт.

При всім достатку джерел інформації про грози, одержувану візуально-слуховим методом, фіксується тільки близько однієї третини грозових вогнищ, а проміжки часу між початком (кінцем) явища на станції й вступом інформації про нього, у середньому, рівняються 10-15 (20-30) хвилин. У цих умовах особливе значення набуває інформація про грози, яка отримана за допомогою метеорологічних радіолокаторів (МРЛ), а також при спостереженнях за атмосферами.

Місце розташування близьких грозових осередків найбільше точно визначається радіолокаційними методами за відлунням хмар. Купчасто-дощові хмари, що супроводжуються зливами й грозами, добре виявляються за допомогою МРЛ на відстанях до 150 км. Більшою перевагою радіолокаційного методу є можливість визначити площі, яка зайнята хмарами, з'ясувати їхню еволюцію, пересування, верхні межі, завдяки чому можна розширити відомості про характер метеорологічних процесів. За даними спостережень доставляються карти радіолокаційної інформації, які передаються в АМО [7].

Недоліком радіолокаційних спостережень за грозами є те, що наявність електричних розрядів у вогнищі хмарності визначається непрямыми аерологічними даними про структуру розвитку хмар. При цьому можуть виникнути труднощі з розподілом зливових і грозових вогнищ. Крім цього, карта радіолокаційної інформації надходить в АМО із затримкою після проведення спостережень, що знижує її цінність в оперативній роботі з метеорологічного забезпечення польотів [10].

Основною вимогою до оперативної інформації є швидкість одержання даних, що вказують на появу або розвиток тих явищ, за якими безупинно проводяться спостереження. Атмосферики приходять у кожную крапку з максимальною принципово припустимою швидкістю, тому, при використанні цих даних безпосередньо в пункті приймання, виконання вимоги до оперативності забезпечується. Залежно від освітлюваної території, наявна

апаратура для інструментальних спостережень за атмосфериками (грозами) може бути розподілена по трьом основним групам:

- лічильники грозових розрядів – район станції штормового оповіщення в радіусі 15-20 км;

- установки для спостережень за близькими грозами – зона штормового кільця в радіусі 150-200 км;

- установки для спостережень за далекими грозовими осередками та повітряними трасами та районами польотів у радіусі до декількох тисяч кілометрів.

Лічильники грозових розрядів (грозовідмітники, грозо-реєстратори) є автономними приладами, призначеними для сигналізації про наявність грозової діяльності в районі станції штормового оповіщення без вказівки, напрямку, а також для підрахунку числа грозових розрядів з метою одержання об'єктивної характеристики – середнього числа розрядів на одиницю площі [10, 11].

Установки для спостереження за близькими грозами дозволяють визначати місце розташування грозового осередка (далекість і азимут) щодо пункту спостережень. При цьому інформація може бути отримана на екрані електронно-променевої трубки пеленгатора азимута гроз (ПАГ) або на стрічці самописа панорамного реєстратора близьких гроз. Дані, прилади можуть бути використані автономно, як індикатори наявності грози в тому або іншому напрямку на різних відстанях від пункту спостереження, але найбільший ефект прогностичній роботі з метеорологічного забезпечення авіації виходить при використанні їх разом з виносним індикатором диспетчерського радіолокатора.

Установки для спостережень за далекими грозовими осередками дозволяють за 20-30 хвилин (залежно від грозової активності) одержати інформацію про грозові вогнища (далекість і азимут) на території радіусом до 10000 км від пункту спостереження [11].

5 ЧАСОВА МІНЛИВІСТЬ ГРОЗОВОЇ ДІЯЛЬНОСТІ НА АМСЦ ОДЕСА

5.1 Річний і місячний хід кількості випадків гроз

В якості вихідних даних для виявлення особливостей грозової активності над Одесою було використано дані щоденних метеорологічних спостережень за атмосферними явищами на АМСЦ Одеса за період 2000-2019 роки.

Виявлення кількості випадків гроз на аеродромі Одеса за визначений період дає можливість дослідити часовий розподіл грозоутворення у пункті спостереження [12-17]. Відомості про повторюваність гроз наведено в табл. 5.1. У 2000 році було виявлено 24 випадка грози. Максимальна кількість гроз спостерігається в липні і становить 11 випадків, а мінімум складає 1 випадок, що зафіксовано в червні. В березні, жовтні і листопаді 2000 року грози були відсутні. Протягом 2001 року визначено 29 гроз, з яких найбільша кількість по 7 випадків була зафіксована у травні і червні, а мінімум спостерігався в березні і квітні – по 1 грозі. В жовтні і листопаді 2001 року грози були відсутні. Наступний 2002 рік відрізнявся наступним: загальна кількість гроз – 19 випадків, з яких максимум має місце в серпні – 7, а мінімуми спостерігаються в квітні і вересні – по 1 грозі. В березні й травні грози не зафіксовано, як і в останні два місяця осені. За 2003 рік всього спостерігалось 27 гроз, на червень з яких припадає 9 випадків – максимум, а мінімум виявлений був у квітні – 1 випадок. В цьому році грози не спостерігалися взагалі восени та в березні. 2004 рік виявився роком з найменшим максимумом в місячному розподілі кількості гроз. Всього за рік було зафіксовано 24 грози, з яких тільки 6 спостерігалися в серпні, що є максимумом, а по 1 грозі виявлено у вересні і жовтні – мінімуми. В 2004 році грози не було визначено в березні та

листопаді. 32 випадки грози спостерігалися в 2005 році. Максимум має місце в травні – 9 випадків, мінімуми в квітні і вересні – по 1 грозі. В останні два місяці осені грози не були виявленні, як і в березні.

Таблиця 5.1 – Кількість випадків гроз на АМСЦ Одеса, 2000-2019 рр.

Рік	Місяць									Всього
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
2000	0	2	4	1	11	3	3	0	0	24
2001	1	1	7	7	5	2	6	0	0	29
2002	0	1	0	6	4	7	1	0	0	19
2003	0	1	5	9	7	5	0	0	0	27
2004	0	3	3	5	5	6	1	1	0	24
2005	0	1	9	7	6	8	1	0	0	32
2006	1	0	1	9	5	8	2	0	0	26
2007	0	1	2	5	0	11	3	1	1	24
2008	0	0	10	12	14	3	0	0	0	39
2009	0	0	3	7	25	5	10	1	0	51
2010	0	1	12	7	9	2	1	0	3	35
2011	0	1	4	9	8	3	1	0	0	26
2012	0	3	10	9	6	8	2	0	0	38
2013	0	1	3	25	5	2	0	0	0	36
2014	0	0	12	5	10	5	3	0	0	35
2015	0	1	1	7	7	0	0	1	0	17
2016	0	3	8	3	1	4	1	2	2	24
2017	0	0	2	10	16	8	1	0	0	37
2018	0	3	2	8	13	2	5	0	0	33
2019	0	0	3	8	7	7	0	0	0	25
Всього	2	23	101	159	164	99	41	6	6	601

Протягом 2006 року – 26 випадків, найбільша кількість з яких – 9 – в червні, а найменша визначена в березні і травні – по 1 грозі. В квітні, жовтні та

листопаді грози не спостерігалися. Було зафіксовано 24 грози у 2007 році: 11 випадків, що є максимальним значення, зафіксовано в серпні, а найменше – в квітні та у всіх осінніх місяцях, крім вересня, де кількість гроз становить 3 випадки, спостерігається по 1 грозі. Необхідно відмітити, що грози протягом всіх осінніх місяців було виявлено тільки в 2007 та 2016 роках за весь період дослідження. В березні 2007 року гроз не зафіксовано. У 2008 році було виявлено всього 39 гроз, що займає другу позицію по кількості. Найбільше значення випадків спостерігається в липні – 14, найменше – 3 – в серпні. Цей рік відрізняється відсутністю гроз в квітні та восени. За 2009 рік всього спостерігалася 51 гроза, в липні з яких 25 випадків – максимум в цьому році, і мінімум визначено в жовтні – 1 випадок. Гроз не було у березні, квітні та листопаді. Взагалі протягом 2009 року було зафіксовано найбільшу кількість гроз за період дослідження. 35 випадків грози зазначено у 2010 році. Максимум спостерігався в травні – 12, по 1 випадку (мінімальна кількість) – в квітні та вересні. Винятком є те, що в жовтні грози відсутні, а в листопаді було 3 випадка грози. У 2011 році було зафіксовано 26 гроз, максимум з яких має місце в червні – 9 гроз, по одній грозі виявлено в квітні та вересні. Не було грози у березні, жовтні і листопаді. За 2012 рік виявлено 38 випадків. Максимум 10 гроз спостерігався в травні, а мінімальна кількість – 2 грози – у вересні. Не зафіксовано грозової діяльності у березні, жовтні і листопаді. У 2013 році всього спостерігалось 36 гроз, з яких максимум припадає на липень – 25 випадків; мінімум – 1 гроза – спостерігається в квітні. Не було виявлено грозової діяльності у березні, вересні, жовтні, листопаді 2013 року. За 2014 рік спостерігалось 35 гроз: в травні і липні – 12 та 10 випадків відповідно, мінімум – 3 грози – у вересні. В березні, квітні, жовтні та листопаді 2014 року грозова активність відсутня. 2015 рік характеризувався меншою кількістю випадків, ніж інші роки – 17, з яких максимум – в травні та червні по 7 випадків, 1 гроза в квітні, травні та жовтні. У 2016 році кількість гроз за досліджений період – 24,

максимум – 8 гроз – в травні, мінімум – 1 гроза – в липні і вересні. В цьому році спостерігалось грози в жовтні і листопаді по 2 грози. За 2017 рік випадків – 37, максимум гроз в липні – 16 випадків, мінімальна кількість спостерігалась у вересні – 1 гроза. В березні, квітні, жовтні та листопаді 2017 року грозової діяльності не виявлено. У 2018 році кількість гроз за досліджений період – 33, максимум – 13 – в липні, мінімум – 2 грози – в травні і серпні. В березні, жовтні і листопаді грози були відсутні. Протягом 2019 року були зафіксовані 25 випадків грози в, максимум – 8 – в липні, мінімум – 3 – в травні. Цей рік, як і 2008, відрізняється відсутністю грозової діяльності в березні, квітні та восени.

Всього за період дослідження з 2000 по 2019 роки було виявлено 601 грозу. Найбільша кількість випадків мала місце у липні й червні – 164 та 159 гроз відповідно, що становить 54 % від загальної кількості. Мінімальну кількість було зафіксовано в березні – 2 грози. Найранніші грози виявлено на початку весни – в першій декаді березня 2001 року та в третій декаді березня 2006 року. Найпізніші грози визначено в кінці листопада – 3 епізоди – в 2010 році.

Дослідження часового розподілу кількості гроз на АМСЦ Одеса дозволяє зробити аналіз мінливості випадків грозової активності за роками й місяцями протягом визначеного періоду. Результати наведено на рис. 5.1 і 5.2.

На рис. 5.1 представлено річну мінливість кількості гроз у пункті спостереження. Графік свідчить про те, що найбільша кількість гроз спостерігається в 2009 році й становить 51 випадок. Наступним по суттєвій кількості явищ є 2008 рік, в якому виявлено 39 епізодів. Достатньо велику кількість гроз було зафіксовано в 2012 й 2017 роках по 38 та 37 випадків відповідно. Найменші значення були визначені в 2015 та 2002 років, відповідно 17 та 19 випадків. На графіку представлено лінію тренду, яка є характерною для періоду 20 років і свідчить про зростання грозової діяльності в пункті дослідження.

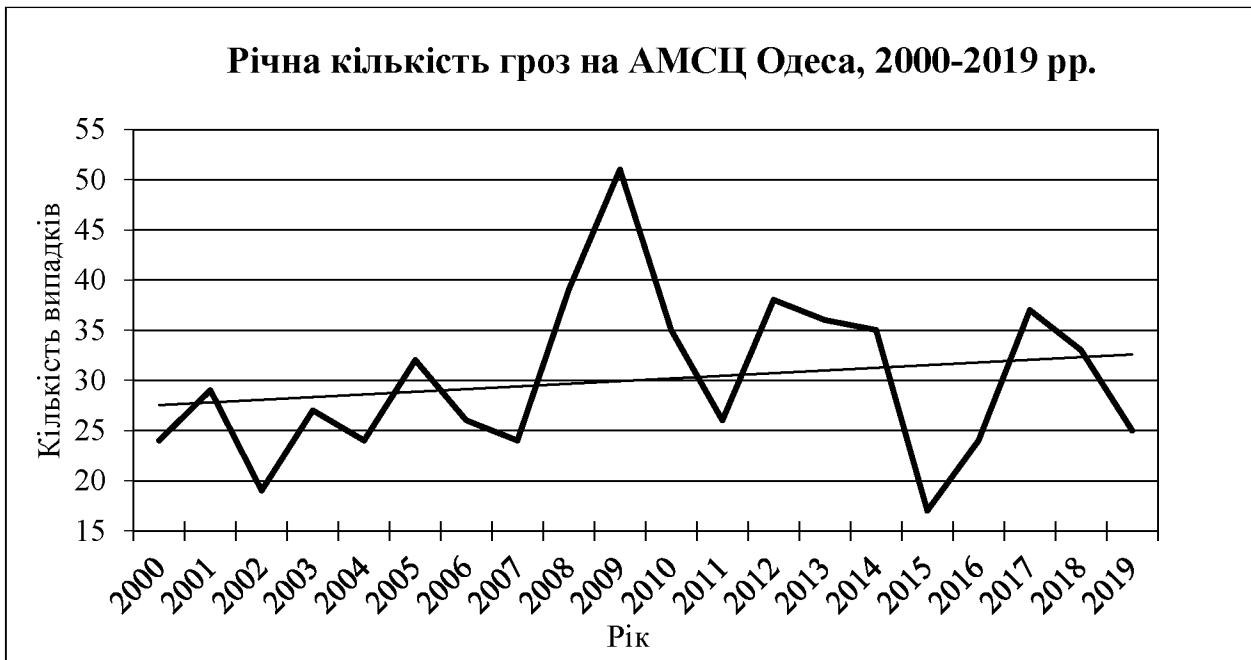


Рисунок 5.1 – Річний розподіл кількості гроз на АМСЦ Одеса за період 2000-2019 рр.

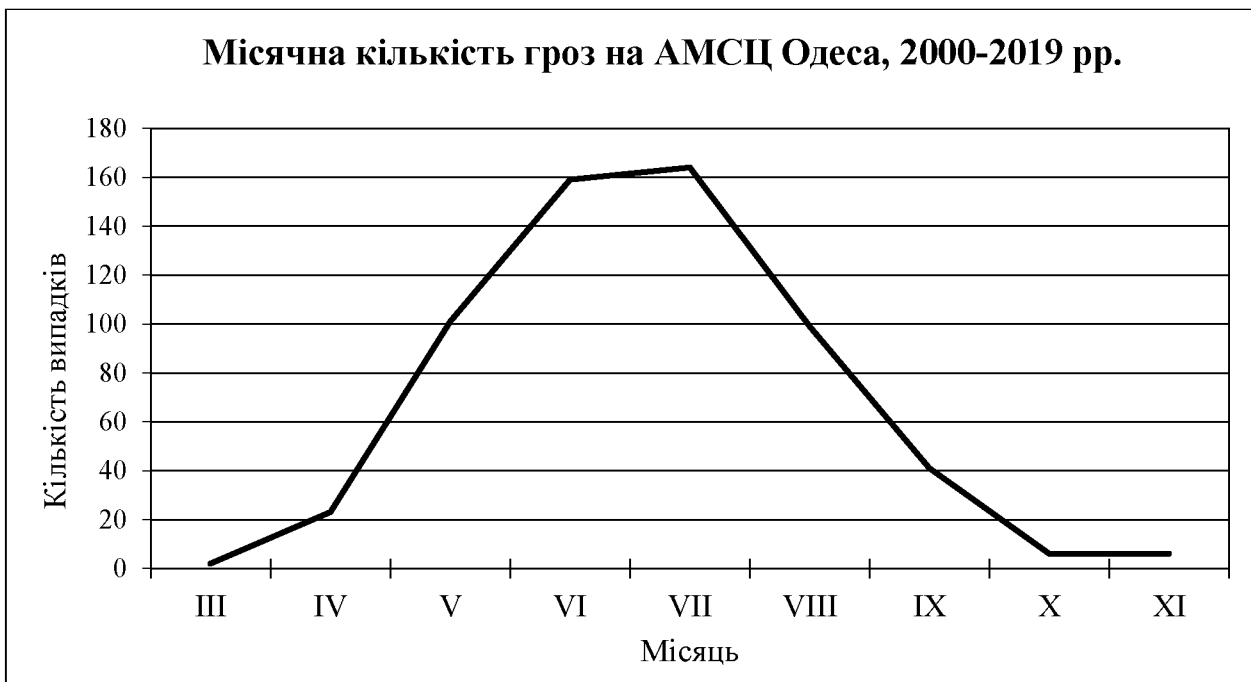


Рисунок 5.2 – Місячна мінливість кількості гроз на АМСЦ Одеса за період 2000-2019 рр.

На рис. 5.2 наведено зміну грозової активності протягом місяців. Мінливість кількості гроз в пункті дослідження за місяцями за 20 років розподілена наступним чином. Як видно з рис. 5.2, найактивніша грозова діяльність спостерігається в літні місяці – 164 випадки в липні й 159 гроз в червні. Різка зміна грозової активності відбувається весною, коли кількість гроз зростає від 23 випадків у квітні до 101 грози в травні. Далі зафіксовано пік грозоутворень, а серпень відрізняється різким спадом грозової діяльності і зменшенням випадків до 99, що на 65 епізодів менше, ніж у липні. Після літнього сезону кількість випадків зменшується. Восенитака тенденція відбувається від початку сезону до його кінця. Найбільша кількість спостерігається у вересні й становить 41 епізод, в наступні жовтень і листопад виявлено по 6 випадків в кожному з місяців. Весною найменша кількість визначена в березні і складає всього 2 випадки, далі відбувається зростання грозової активності і у квітні виявлено 23 грози та в травні майже в 5 разів більше – 101 гроза.

5.2 Сезонний розподіл грозоутворень

Наступним кроком в дослідженні грозової активності над Одесою було виявлення сезонної мінливості грозоутворень в пункті спостереження [12-17]. На рис. 5.3 надано сезонний хід кількості гроз на АМСЦ Одеса. Найбільша кількість гроз за період 2000-2019 рр. спостерігається влітку й становить 422 випадки, що дорівнює 70 % від загальної кількості. 2000 рік характеризується всього 24 грозами, з яких максимум має місце в літньому сезоні – 15 випадків, 6 гроз – весною і найменша кількість восени – 3 грози. Протягом 2001 року виявлено 29 гроз, 14 з яких зафіксовано в літній період, найменше восени – 6 епізодів та 9 гроз весною. Наступний, 2002 рік стоїть на

передостаннім місці за 20 років за кількістю випадків – 19, з яких найбільше припадає на літо – 17 епізодів, та по 1 грозі восени і навесні. 2003 рік характеризується наявністю 27 випадків гроз. Влітку – 21 епізод – найбільше значення, 6 випадків весною. Восени грози не були зафіксовані. У 2004 році було 24 грози, з яких максимум спостерігається влітку і становить 16 випадків, 6 – весною і мінімальне значення – 2 випадки мають місце восени. 32 епізоди були виявлені в 2005 році, максимум з яких припав на літо – 21 гроза, на весну – 10 випадків та тільки 1 гроза восени. В 2006 році найбільше значення з 26 зафіксовано влітку – 22 випадки і по 2 епізоди в інші сезони. 2007 рік відмічається наявністю 24 випадків. Максимальне значення також влітку – 16 гроз, а мінімальне – весною – 3, восени більше, ніж весною – 5 епізодів. Протягом 2008 року зафіксовано 39 випадків, з яких 29 спостерігається влітку, 10 має місце весною, восени грозова діяльність була відсутня. Найбільша кількість епізодів за весь період дослідження була виявлена в 2009 році – 51 гроза, максимальне значення 37 випадків – влітку, 11 – восени і тільки 3 грози визначено весною. 35 епізодів спостерігалися в 2010 році, влітку з яких було 18, 13 – весною, і найменше 4 – восени. Наступний 2011 рік характеризується наявністю 26 епізодів гроз, 20 з яких визначено влітку, 5 – весною і 1 гроза зафіксована восени. У 2012 році було 38 гроз. Найбільше значення припало на літні місяці – 23, на весняні – 13, і найменше значення – 2 – на осінній сезон. Наступного – 2013 року, було на 2 грози менше, тобто 36 випадків, з яких 32 – літом, і тільки 4 – весною, восени грозова діяльність була відсутня. 2014 року виявлено 35 епізодів, максимум в літні місяці – 20, весною – 12 і тільки 3 грози мають місце восени. Найменшу кількість гроз за весь період дослідження зафіксовано в 2015 році – 17 випадків. Максимальне значення – 14 гроз – влітку, 2 грози – весною 1 гроза восени. 24 епізоди виявлено в 2016 році, з яких максимум спостерігається, що є винятком, весною – 11, літом на 3 випадки менше, ніж у попередній сезон – 8, а мінімум має місце восени і становить

5 гроз. У 2017 році було зафіксовано 37 епізодів. Найбільше значення в цьому році припало на літо – 34 випадка, 2 – на весну і 1 – на осінь. Протягом 2018 року виявлено 33 грози, з яких максимальне значення спостерігається влітку й складає 23 випадки і по 5 епізодів весною і восени. В останній рік періоду – 2019 – було зафіксовано 25 випадків. Найбільше значення становить 22 грози і є характерним влітку, весною відмічено 3 випадки, а восени грозова діяльність відсутня.

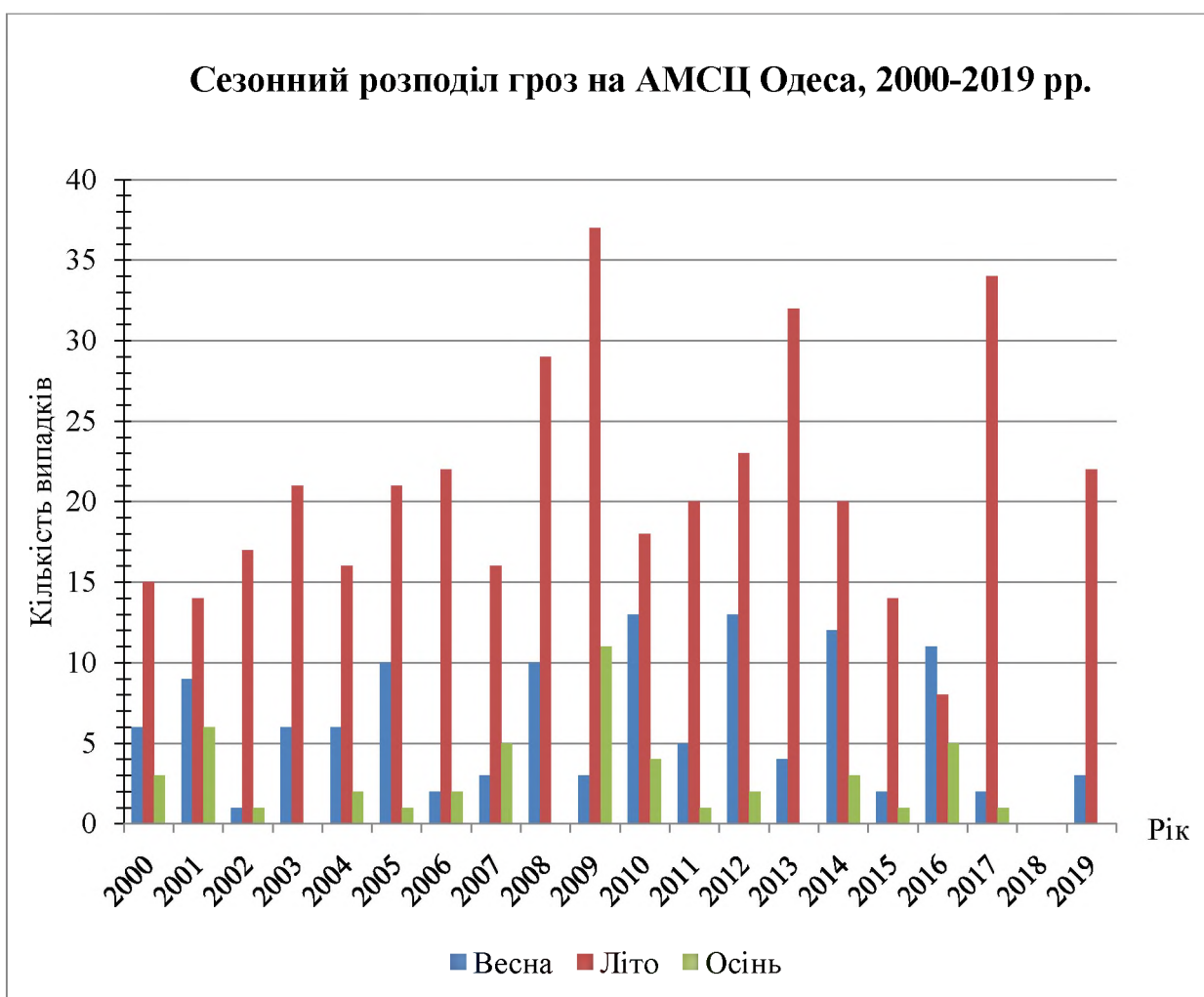


Рисунок 5.3 – Сезонний розподіл кількості гроз на АМСЦ Одеса за період 2000-2019 рр.

Максимум кількості гроз мав місце у літні сезони 2009 та 2017 років – 37 та 34 випадки відповідно, що складає 17 % від загальної кількості влітку. Весною на АМСЦ Одеса за 20 років було зафіксовано 126 випадків, з яких 13 епізодів спостерігалися в 2010 і 2012 роках. Мінімальне число випадків має місце восени – 53 грози, які розподілилися наступним чином: 11 випадків зафіксовано у 2009 році – це максимальне значення, в інших роках зафіксовано від 6 до 1 випадка, окрім 2003, 2008, 2013 та 2019 років – коли грози були відсутні. Сезон, в якому не спостерігалася жодної грози – це зима.

6 СИНОПТИЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ГРОЗ

Грози є одним з небезпечних явищ погоди, пов'язаних з конвективною хмарністю. Вивчення сучасних регіональних особливостей формування є основною метою моніторингу грозових явищ. Дослідження останніх десятиліть показали, що грозова активність чуттєво реагує на зміни температури, вологості, радіаційного режиму та складу атмосфери. Сучасні кліматичні зміни, що характеризуються підвищенням температури повітря, мають вирішальний вплив на умови формування небезпечних явищ погоди, тому моніторинг умов утворення грозових явищ на території України є актуальним питанням [12, 13, 15, 18, 19].

Зміни клімату на нашій планеті в теперішній час можна вважати встановленим фактом і є всі підстави припустити, що вони можуть мати певні прояви в економіці і соціальній сфері, швидше за все негативні і до того ж часто не передбачувані. Повторюваність і інтенсивність кліматичних і погодних аномалій останнім часом в світі зростає. Тому зміни клімату повинні враховуватись при стратегічному плануванні стійкого розвитку кожного регіону. І для формування державної програми адаптації до змін клімату необхідно мати чітке уявлення про зміни в режимі багатьох метеорологічних величин, які взагалі-то і визначають клімат [20-26]. Важливе місце серед них належить питанню про зміни в режимі хмарності та інтенсивності і повторюваності стихійних явищ, які її супроводжують.

Численні небезпечні метеорологічні явища такі, як сильний дощ, град, сильний вітер, шквал і смерч як правило спостерігаються при грозах. Гроза та перераховані явища є наслідком нестійкості атмосфери, що проявляється у виникненні значних вертикальних рухів дуже вологого повітря при великих градієнтах температури та утворенні потужних купчастих і купчасто-дощових

хмар. Головним процесом, що зумовлює утворення гроз всередині однорідних повітряних мас, є термічна конвекція у чистому вигляді або в поєднанні з динамічною, чи під впливом орографії місцевості. Внутрішньомасові грози та зливи утворюються над континентом головним чином влітку в післяполудневі години, коли температура повітря біля поверхні землі максимальна; 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. 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.

Фронтальні грози утворюються внаслідок витіснення теплого вологого повітря наступаючим валом холодного. Зона грозової діяльності (значної горизонтальної протяжності) звичайно розміщується вздовж фронту на декілька сот, 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. Грозові хмари на холодних фронтах часто досягають висоти тропопаузи, а іноді перевищують її.

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.

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 денні 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 післяполудневій годині.

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 (шкваловийворот) та іноді вертикальною (смерч) осями [2].

6.1 Типізація синоптичних ситуацій для України

Україна є одним з районів зі складним характером атмосферних процесів і умов погоди. Територія держави знаходиться на стику циркуляційних систем помірних і субтропічних широт. У ряді досліджень [27] автори виділяють три характерні особливості циркуляції на Україні:

1. Ослаблення активності атмосферних процесів.
2. Різноманіття і складність сезонних змін атмосферної циркуляції.
3. Ослаблення циклонічної і посилення антициклонічної діяльності.

Відомо, що на Україну часто переміщуються повітряні маси з північних районів Атлантики і арктичних морів, рідше з центральної частини Атлантичного океану і Середземного моря [27]. Однак, найбільшу повторюваність має континентальне повітря. Воно формується над великими рівнинами материка Євразії з поступаючих сюди мас арктичного і континентального помірною повітря. При наявності малоградієнтних областей підвищеного тиску територія України може служити осередком формування континентального помірною повітря взимку, а влітку – континентального тропічного повітря. Перенесення повітряних мас на Україну відбувається при

різних циркуляційних процесах. Вони відрізняються різноманіттям форм і сезонними особливостями, що значною мірою зумовлює часту зміну і складність погодних умов.

Дослідження циклонічної діяльності над територією України дозволили розділити всі циклони на 4 групи: західні, пірнаючі, стаціонарні, південні.

I. До західних відносяться ті циклони, які зароджуються над Північною Атлантикою і потім, відповідно до структури висотного термобаричного поля, переміщуються із заходу на схід уздовж помірних широт (близько 50° півн. ш.). Висотне баричне поле в цих випадках характеризується наявністю великої смуги зниженого тиску на півночі ЄЧС (від Прибалтики до Карського моря) і підвищеного тиску на півдні ЄЧС. ВФЗ проходить в широтному напрямку вздовж помірних широт і характеризується великими контрастами тиску і температури. Найчастіше західні циклони приходять на ЄЧС взимку. Вони приносять вологу, посилення вітру, відлиги, тумани, ожеледь.

II. Пірнаючі циклони переміщуються на південь ЄЧС під низхідною гілкою ВФЗ, розташованої над Західною Європою. Всі циклони такого виду розділили на три типи: 1. Циклони переміщуються з північного заходу через Скандинавію, Прибалтику, на центральні райони і південний схід ЄЧС. Зазвичай вони зароджуються над Норвезьким морем, а потім, огинаючи гребінь антициклону над Західною Європою, зміщуються до південного сходу на центр ЄЧС. Для структури висотного поля першого виду траєкторій характерна орієнтація улоговини холодного циклону з центром над Баренцевим морем або крайньою північню ЄЧС далеко на південь – на Чорне море. 2. При зсуві циклонів з Баренцева моря на північ і східні райони ЄЧС баричне поле характеризується наявністю висотного антициклону над півднем Скандинавії, Балтійським морем, Польщею. Область низького тиску займає Нову Землю, схід ЄЧС і Урал. 3. Циклони переміщуються з Карського моря на схід ЄЧС, при цьому висотний антициклон розташовується над північню Скандинавії,

Фінляндією, Баренцевим морем, а вісь висотної улоговини орієнтована з нижньої течії Обі на середній Урал. З пірнаючими циклонами пов'язані різкі й значні зміни погоди, що обумовлені великими швидкостями їх переміщення (30-50 км/год) і пов'язаними з ними ділянками теплих і холодних фронтів, фронтів оклюзії. Погіршення погоди зазвичай виражається в посиленні вітру, опадах, різкій зміні температури. Ці циклони над районами ЄЧС узимку часто викликають хуртовинну діяльність.

III. Стаціонарні (малорухомі) циклони тривалий час стаціонують в певному географічному регіоні. Якщо стаціонарний циклон є великим і високим, то його називають «центральною». Більшість таких циклонів, що формуються над континентом, є центральними. Типізація основних шляхів переміщення антициклонів над півднем ЄЧС. Ця класифікація передбачає поділ антициклонів на 4 групи, 10 видів. Поділ на групи зроблено в залежності від напрямку ведучого потоку в тропосфері, а підрозділ на види – залежно від положення ВФЗ. I група. Північно-західні траєкторії. Сюди віднесені антициклони, що рухаються з північного заходу. По Мультановському Б.М. основним районом їх виникнення є Північна Америка і Гренландія. Однак, близько 65 % антициклонів цієї групи, що проходять через південні райони ЄЧС, виникають також над Норвезьким морем, Центральною Європою, західними районами ЄЧС. II група. Західні траєкторії. Антициклони цієї групи зміщуються із заходу. Раніше вважалося, що це ядра високого тиску, що відокремлюються від Азорського антициклоні. Однак, дослідження показали, що 40 % таких антициклонів виникають над Центральною Європою і Північним Кавказом під впливом гірських масивів. III група. Південно-західні траєкторії. Антициклони цієї групи в основному виникають над Середньо-Дунайською низовиною або Середземним і Чорним морями при переважному впливі місцевих факторів. Переміщення їх здійснюється з південного заходу на північний схід. IV група. Ультраполярні траєкторії. Б.П. Мультановським

були виділені 4 типи переміщення таких антициклонів в холодну пору року – з Нової Землі на Азовське море; з Нової Землі на Балкани; з Півночі Скандинавії на Італію; з Західного Сибіру на південь ЄЧС. В теплу пору – з Карського моря на Нижню Волгу та з Нової Землі на басейн Дунаю.

IV. Південні циклони виникають у зоні 30-45° півн. ш., а потім переміщуються на північ – на територію Європи та Азії. Для виникнення цих циклонів необхідно, щоб відбулося меридіональне перетворення термобаричного поля і здійснилася тривала адвекція холоду в райони Середземного моря, внаслідок чого зазвичай відбувається загострення ВФЗ. Одночасно на ЄЧС з півдня спрямований гребінь тепла. Другий гребіньорієнтований на Британські острови і Норвезьке море. Циклони виникають під передньою частиною висотної улоговини, орієнтованої з півночі Європи на Середземне, Чорне моря, Кавказ, за наявності умов для падіння тиску. На виникнення південних циклонів також впливає орографія. Вони часто утворюються з підвітряного боку південних відрогів Альп, Апеннінських гір. Залежно від району виникнення південні циклони отримали різні назви: середземноморські, північноафриканські, чорноморські, каспійські. Південні циклони за своїми масштабами, характером переміщення та розвитку обумовлюють значні опади, взимку – завірюхи, ожеледь, тумани; влітку – грози [27].

6.2 Аналіз процесів грозоутворення на АМСЦ Одеса

Для дослідження синоптичних умов формування гроз було зроблено аналіз синоптичних карт в періоди, коли над пунктом спостереження

відбувалися процеси грозо утворень [14]. В табл. 6.1 представлено розподіл грозової діяльності за синоптичним походженням.

Таблиця 6.1 –Кількість випадків гроз за синоптичним походженням
АМСЦ Одеса, 2000-2019 рр.

Рік	Види гроз			
	Фронтальна гроза			Внутрішньомасова гроза
	Фронт оклюзії	Теплий фронт	Холодний фронт	
2000	1	3	6	14
2001	6	0	2	21
2002	2	2	5	10
2003	5	2	8	12
2004	2	2	5	15
2005	3	0	8	21
2006	1	1	5	19
2007	5	2	7	10
2008	1	3	10	25
2009	8	2	18	33
2010	5	4	2	24
2011	3	0	6	17
2012	1	0	12	25
2013	6	1	3	26
2014	1	4	4	26
2015	1	0	2	14
2016	10	1	4	10
2017	6	2	12	16
2018	6	4	5	18
2019	2	4	5	14
Всього	241			370

З таблиці видно, що у 2000 році спостерігалось 10 гроз за фронтальним походженням, з яких на фронті оклюзії (ФО) зафіксовано 1 випадок, на теплому фронті (ТФ) – 3 і на холодному фронті (ХФ) – 6 гроз. Внутрішньомасових визначено 14 епізодів. Протягом 2001 року спостерігається 8 фронтальних гроз, з яких ФО – 6 випадків, ХФ – 2 грози, а на теплому фронті грози відсутні. Внутрішньомасових гроз в цьому році виявлено 21 епізод. Для 2002 року характерним є наявність 9 випадків за фронтальним походженням, з яких ФО – 2, ТФ – 2 та ХФ – 5. Внутрішньомасових гроз виявлено 21 випадок. За 2003 рік внутрішньомасових гроз визначено 12 випадків, 15 епізодів за фронтальним походженням, з яких ФО – 5, ТФ – 2 та ХФ – 8 гроз. В 2004 році спостерігається 9 випадків за фронтальним походженням, з яких ФО – 2, ТФ – 2 та ХФ – 5 гроз. Внутрішньомасових гроз було виявлено 15 випадків. У 2005 році виявлено 11 випадків фронтальних гроз, з яких ФО – 3, ТФ – 0 та ХФ – 8. Гроз за внутрішньомасовим походженням зафіксовано 21 випадок. В 2006 році спостерігається 7 епізодів за фронтальним походженням, з яких ФО – 1, ТФ – 1 та ХФ – 5 гроз. Внутрішньомасові грози становлять 19 випадків. У 2007 році внутрішньомасових епізодів було 10, а за фронтальним походженням виявлено 14 випадків, з яких ФО – 5, ТФ – 2 та ХФ – 7. 2008 рік характеризується наявністю 14 випадків за фронтальним походженням, з яких ФО – 1, ТФ – 3 та ХФ – 10. Внутрішньомасових гроз було виявлено 25. У 2009 році спостерігається 28 випадків за фронтальним походженням, з яких ФО – 8, ТФ – 2 та ХФ – 18. Гроз за внутрішньомасовим походженням зафіксовано 33 випадки. У 2010 році було виявлено 11 епізодів за фронтальним походженням, з яких ФО – 5, ТФ – 4 та ХФ – 2. Внутрішньомасових грозоутворень було 24 випадки. Протягом 2011 року спостерігається 9 випадків фронтальних гроз, з яких ФО – 3, ТФ – 0 та ХФ – 6. Внутрішньомасових епізодів виявлено 17. У 2012 році зафіксовано 13 епізодів за фронтальним походженням, з яких ФО – 1, ТФ – 0 та ХФ – 12. Внутрішньомасових гроз було виявлено 25. 2013 рік

характеризується 10 випадками за фронтальним походженням, з яких ФО – 6, ТФ – 1 та ХФ – 3. Внутрішньомасових грозоутворень було в 2,5 рази більше – 26 випадків. У 2014 році спостерігається 9 випадків фронтальних гроз, з яких ФО – 1, ТФ – 4 та ХФ – 4. Внутрішньомасових епізодів було 26. Для 2015 року характерною є кількість 3 випадки за фронтальним походженням, з яких ФО – 1 та ХФ – 2. Внутрішньомасових грозоутворень було 14 епізодів. У 2016 році було зафіксовано фронтальних грозоутворень 15 випадків, з яких ФО – 10, ТФ – 1 та ХФ – 4. Внутрішньомасових грозоутворень було 10. У 2017 році спостерігається 20 випадків за фронтальним походженням, з яких ФО – 6, ТФ – 2 та ХФ – 10, 16 гроз мали внутрішньомасовий характер. Протягом 2018 року спостерігається 15 випадків фронтального характеру, з яких ФО – 6, ТФ – 4 та ХФ – 5. Внутрішньомасових епізодів було зафіксовано 18. У 2019 році фронтальних гроз виявлено 11 випадків, з яких ФО – 2, ТФ – 4 та ХФ – 5. Внутрішньомасового походження було 14 грозоутворень. Найбільша кількість грозоутворень має внутрішньомасове походження і складає 370 випадків, фронтальні грози сформувалися у 241 випадку грозової активності за період дослідження.

Максимум гроз внутрішньомасового походження було виявлено в 2009 році, що становить 33 випадків. Фронтальних грозоутворень найбільшу кількість зафіксовано на холодному фронті з максимумом у 2009 році, що дорівнює 18 випадкам. На фронті оклюзії найбільше значення виявлено в 2016 році – 10 випадків. На теплому фронті за період дослідження найбільша кількість становить 4 грози в 2010, 2014, 2018 та 2019 роках.

На рис. 6.1 представлено розподіл фронтальних гроз на АМСЦ Одеса за період дослідження. З діаграми видно, що найбільша кількість фронтальних гроз формується на холодному фронті і становить 129 випадків. На фронті оклюзії за період дослідження виявлено 75 гроз. Мінімум епізодів зафіксовано

за 20 років на теплому фронті, всього 37 випадків, що становить 15 % від загальної кількості фронтальних гроз.



Рисунок 6.1 – Кругова діаграма розподілу фронтальних гроз на АМСЦ Одеса за 2000-2019 рр.

6.3 Добовий хід кількості випадків сухих гроз та гроз з опадами

В табл. 6.2 представлено добовий хід кількості гроз на АМСЦ Одеса у відповідності до розподілу на сухі і з опадами [14]. Отримані результати свідчать про те, що в 2000 році добовий хід грозової діяльності був наступним: денних всього 11 випадків і всі з опадами, нічних – 15, з яких 7 – з опадами і 8 – сухих. 2001 рік характеризується наявністю 22 випадків денних гроз: по 11 з

опадами і сухих; 13 нічних епізодів, з яких з опадами – 9, сухих – 4 випадки. Протягом 2002 року добовий хід грозоутворень має наступний розподіл: денних з опадами – 12, денних сухих – 3, нічних з опадами – 4, нічних сухих – 3 випадки. В 2003 році виявлено 14 денних гроз, з яких 12 – з опадами і 2 випадки – сухі; нічних гроз зафіксовано 15 випадків, з яких 11 – з опадами і тільки 4 – сухих. У 2004 році денних гроз було виявлено 17 епізодів: 14 – з опадами і 3 – сухих; нічних гроз спостерігалось тільки 7 випадків: 6 – з опадами і 1 – суха. Добовий хід грозової діяльності з 20 випадками денних і 12 епізодами нічних виявлено в 2005 році. Денних з опадами визначено 9 епізодів, сухих денних – 11. Нічних з опадами зафіксовано однакову кількість, як і сухих – по 6 випадків. У 2006 році спостерігається наступний добовий хід гроз на АМСЦ Одеса: денних всього 15 випадків, з яких 7 – з опадами і 8 – сухих; нічних всього 11, з яких 7 – з опадами і 4 – сухих. Протягом 2007 року мав місце такий розподіл: денних з опадами – 6, сухих – 4; нічних з опадами – 10, сухих – 5. У 2008 році відзначається наступний хід гроз у добовому ході: денних всього 33, з яких з опадами – 22 і 11 – сухих; нічних гроз всього було – 9, з яких 6 – з опадами і тільки 3 – сухих. За 2009 рік спостерігається такий добовий хід грозової діяльності. Денних гроз з опадами налічувалося 11 випадків, сухих денних – 17 епізодів; нічних з опадами – 14, сухих – 9. Наступний 2010 рік характеризується таким розподілом гроз протягом доби: денних з опадами – 14, денних сухих – 8, нічних з опадами – 10, нічних сухих – 3 випадки. У 2011 році зафіксовано наступні данні в добовому ході гроз: денних всього – 22, з яких 8 – з опадами, 14 випадків – сухі; нічних було всього 4, по 2 грози кожного виду. Для 2012 року характерною є також однакова кількість нічних гроз, як з опадами, так і сухих відмічається по 6 випадків; денних гроз виявлено: з опадами – 15, 11 випадків – сухих. У 2013 році був зафіксований максимум за 20 років в добовому ході, а саме денних з опадами – 23 випадки, сухих денних було 5, нічних з опадами нараховано 8 епізодів, нічні сухі грози відсутні.

Таблиця 6.2 – Добовий розподіл кількості гроз на АМСЦ Одеса,
2000-2019 рр.

Вид грози	Денні		Нічні		Всього	
	з опадами	сухі	з опадами	сухі	з опадами	сухі
2000	11	0	7	8	18	8
2001	11	11	9	4	20	15
2002	12	3	4	3	16	6
2003	12	2	11	4	23	6
2004	14	3	6	1	20	4
2005	9	11	6	6	15	17
2006	7	8	7	4	14	12
2007	6	4	10	5	16	9
2008	22	11	6	3	28	14
2009	11	17	14	9	25	26
2010	14	8	10	3	24	11
2011	8	14	2	2	10	16
2012	15	11	6	6	21	17
2013	23	5	8	0	31	5
2014	14	4	15	2	29	6
2015	12	2	3	0	15	2
2016	12	3	7	2	19	5
2017	15	2	20	0	35	2
2018	19	10	2	2	21	12
2019	16	1	9	1	25	2
Всього	263	130	162	65	425	195

Наступний 2014 рік відрізняється таким добовим розподілом грозової діяльності: денних з опадами – 14, сухих – 4 випадки; нічних з опадами – 15,

нічних всього 2 грози. У 2015 році було виявлено денних гроз 14: з опадами – 12 випадків, сухі – 2 епізоди; нічних всього 3 з опадами, сухі нічні відсутні. У наступному, 2016 році, протягом доби кількість гроз змінювалась таким чином: денних з опадами – 12, сухих – 3, нічних з опадами – 7, нічних сухих – 2 випадки. В 2017 році виявлено максимальну кількість нічних з опадами – 20 випадків, коли на відміну денних з опадами – 15. Денних сухих в цьому році – 2, а нічні сухі взагалі відсутні. У 2018 році був наступний добовий розподіл гроз з опадами і сухих: денних з опадами – 19, сухі денні – 10 випадків; нічних з опадами, як і без опадів зафіксовано по 2 випадки. В 2019 рік спостерігається всього денних 17 гроз, з яких з опадами – 16 і тільки 1 без опадів; нічних зафіксовано всього – 10 епізодів, з яких 9 – з опадами і тільки 1 гроза суха.

Максимум денних гроз з опадами зафіксовано в 2013 році – 23 випадки, а мінімальна кількість – 6 гроз має місце в 2007 році. Денних гроз сухих найбільше спостерігається в 2009 р. – 17 гроз, мінімум – 1 епізод мав місце в 2019 році. Бувають роки, коли денних сухих гроз взагалі не виявлено, як, наприклад, протягом 2000 року. Максимум нічних гроз з опадами зафіксовано в 2017 р. – 20 випадків, мінімум – по 1 грозі виявлено в 2004 та 2019 роках. Нічних сухих гроз менше загалом ніж з опадами. Нічні сухі грози найбільше за 20 років спостерігаються в 2009 році – 9 випадків. Взагалі був відсутній такий вид гроз у 2013, 2015 та 2017 роках.

Протягом періоду дослідження зафіксовано 425 гроз з опадами, а сухі грози становлять 195 випадків. Максимум денних та нічних гроз з опадами зафіксовано в 2017 році – 35 випадки, а мінімальна кількість – 10 гроз має місце в 2011 році. Максимальна кількість сухих гроз спостерігається в 2009 році і становить 26 випадків, мінімум таких гроз визначено в 2015, 2017 й 2019 роках, їх кількість складає по 2 випадки за рік.

Аналіз діаграми (рис. 6.2) свідчить, що у добовому ході більша кількість грозпостерігається в денні години і складає 393 випадки – 263 денні грози з опадами й 130 випадків денних сухих гроз. Нічні грози становлять 227 епізодів, з яких 162 випадки – з опадами і 65 – сухі нічні грози.



Рисунок 6.2 – Добовий хід грозової діяльності на АМСЦ Одеса за 2000-2019 рр.

Необхідно зауважити, що у період 2000-2019 рр. значну кількість складають грози з опадами – 425 випадків, тоді як сухі грози виявлено в 195 епізодах, що майже у 2 рази менше, ніж гроз з опадами.

6.4 Денний розподіл грозової активності

На рис. 6.3 представлено денний хід грозової діяльності на АМСЦ Одеса за період 2000-2019 рр. Аналіз результатів показує, що у 2000 році в першій

половині дня було зафіксовано 5 випадків, що на 3 грози менше, ніж у післяполудневі часи, коли виявлено 8 епізодів. Протягом 2001 року у денний час спостерігалось 24 грози, з яких 9 випадків визначено у першій половині, а 15 – після 12 години дня. 2002 рік характеризується 7 випадками до 12 години і 12 епізодів зафіксовано у другій половині. Найменшою кількістю в першій половині дня відрізняється 2003 рік – 4 епізоди, в другій половині дня виявлено 10 гроз. У 2004 році зафіксовано 20 денних гроз, з яких 8 – у першій половині, 12 – до 18 години. 7 випадків в першій половині дня 2005 року, в другій половині в два рази більше – 15 епізодів. У 2006 році визначено разом денних гроз 19, з яких 8 – до 12 години, 11 випадків – після 12 години дня. Найменша кількість денних гроз – 12 випадків – спостерігалась в 2007 році, з яких в першій половині – 5 епізодів, у другій – 7 гроз. У 2008 році до 12 години дня було зафіксовано 9 гроз, що в 3 рази менше, ніж після 12 години, коли виявлено було 27 епізодів. 12 випадків гроз в першій половині дня спостерігалось в 2009 році, що є одним з максимумів для першої половини дня, в другій половині – 17 випадків. В 2010 році 10 гроз відносимо до 12 години дня, а в післяполудневі часи зафіксовано 16 випадків. Також 10 епізодів в першій половині спостерігалися і в 2011 році, а після 12 години – 18 випадків. У 2012 році всього денних гроз було зафіксовано 29, з яких до 12 години виявлено 7 випадків, після 12 години – 22 грози. У 2013 році було виявлено 13 випадків в першій половині дня, що є максимальним значенням, характерним для цього часу, 18 – в другій половині дня. 23 денних грози було зафіксовано в 2014 році, з яких 12 випадків до 12 години, 11 – після 12 години. У 2015 році гроз в першій половині дня спостерігалось 5 випадків, у другій зафіксовано 10 епізодів. 2016 рік характеризується наявністю 8 денних гроз першої половини і 14 виявлено в другій половині дня. Всього 19 гроз в денному ході визначено в 2017 році, з яких 4 – до 12 години і 15 – після 12 години. У 2018 році було виявлено 11 епізодів у першій і 23 грози в другій половині дня. Протягом 2019 року у

денному ході зафіксовано 19 випадків, з яких 8 гроз до 12 години дня та 11 епізодів після 12 години. В першій половині дня (від 6 до 12 год) було виявлено 162 грози, в другій половині – 292 епізоди. Максимальна кількість денних гроз першої половини дня спостерігається в 2013 році і становить 13 випадків. Мінімум таких гроз зафіксовано в 2017 і 2003 роках і складає 4 грози. В другій половині найбільша кількість була зафіксована в 2008 році, а саме 27 гроз. Найменша кількість спостерігається в 2007 році і дорівнює 7 випадкам.

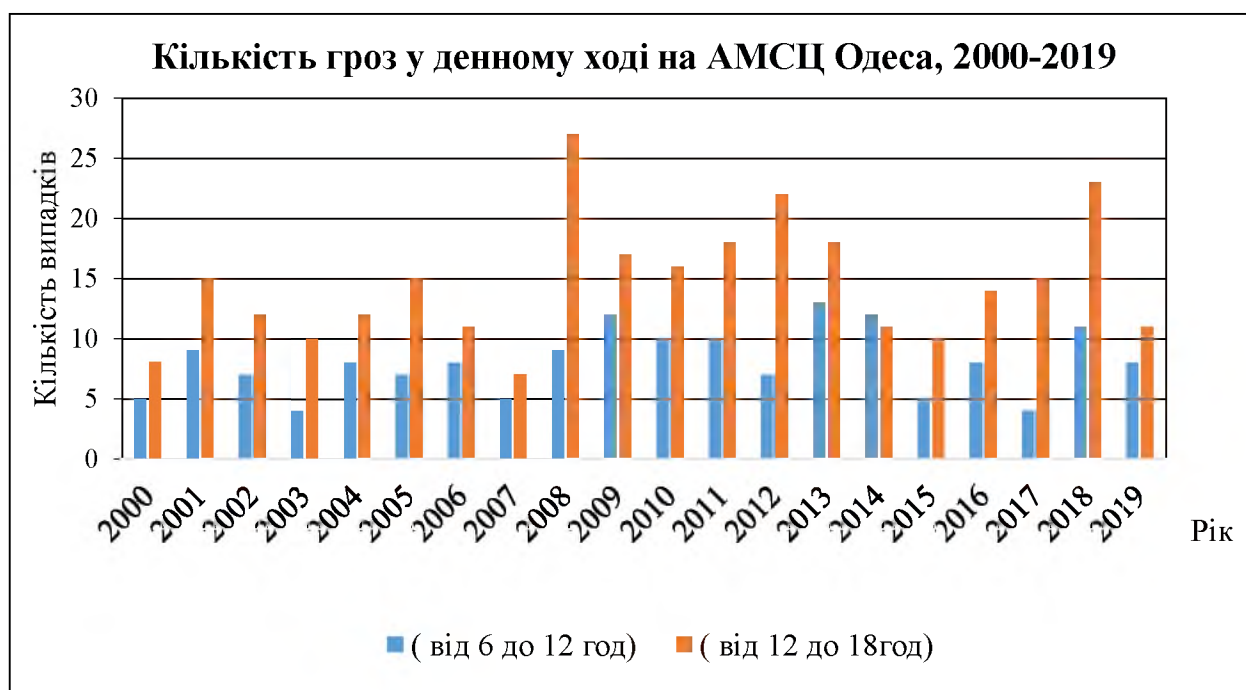


Рисунок 6.3 – Кількість гроз у денному ході на АМСЦ Одеса за 2000-2019 рр.

Денний розподіл гроз на АМСЦ Одеса дає можливість стверджувати, що найбільш активна грозова діяльність відбувається в другій половині дня, що пов'язано з більш інтенсивними конвективними процесами в післяполудневі години.

7 КЛІМАТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРОЗОВОЇ ДІЯЛЬНОСТІ НА АМСЦ ОДЕСА

Даний розділ присвячено кліматичним показникам грозової активності на АМСЦ Одеса за період 2000-2019 роки. Крім характеристики кліматичних параметрів, буде представлено динаміку грозоутворень у пункті дослідження у порівнянні з періодом 1961-1990 років, тобто з кліматичною нормою [28].

В таблиці 7.1 представлено інформацію про місячний розподіл кількості днів на АМСЦ Одеса, яка дозволяє зробити висновки про річний хід цього кліматичного показника. У 2000 році всього спостерігалось 17 днів з грозовою діяльністю. Найбільшу кількість визначено в липні – 7 днів, по 3 дні зафіксовано в травні і вересні, 2 дні мають місце у серпні, по 1 дню спостерігалось в червні й квітні. В березні, жовтні та листопаді дні з грозами відсутні. 2001 рік відрізнявся наявністю 20 днів з грозами, з яких: 5 днів – у травні, по 4 дні – у червні і вересні, 3 дні – липень, 2 дні – у серпні, по 1 дню – квітень і березень. Невелику кількість днів за рік з грозами було відзначено в 2002 році. Максимальна кількість відмічається в серпні і становить 6 днів. 5 днів спостерігалися в червні, 3 дні – у липні, по 1 дню – квітень і вересень. В травні грозова діяльність була відсутня, як і в березні, жовтні й листопаді. Протягом 2003 року було зафіксовано 20 днів з грозовою діяльністю, що мала такий річний розподіл: 7 днів – червень, 5 – липень, 4 – травень, 3 – серпень, 1 – квітень, в березні й восени гроз не було. 18 днів з грозами було відзначено у 2004 році. Максимальна кількість спостерігалася в серпні – 6 днів, по 3 дні – з травня по липень, 2 дні – у квітні, 1 день – у вересні. У 2005 році всього днів з грозою налічувалося 24, з яких 7 – найбільше значення у серпні і травні, по 4 дні – червень і липень, по 1 дню в квітні і вересні. 2006 рік відзначався наявністю 17 днів з грозовою активністю. Найбільше значення зафіксовано в

червні – 7 днів, 4 – у серпні, 3 дня – у липні, по одному дню визначено в березні, травні і вересні. В квітні грози були відсутні, як і в жовтні і листопаді.

Таблиця 7.1 – Місячна кількість днів з грозою на АМСЦ Одеса за період 2000-2019 рр.

Місяць	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Рік
2000	0	1	3	1	7	2	3	0	0	17
2001	1	1	5	4	3	2	4	0	0	20
2002	0	1	0	5	3	6	1	0	0	16
2003	0	1	4	7	5	3	0	0	0	20
2004	0	2	3	3	3	6	1	0	0	18
2005	0	1	7	4	4	7	1	0	0	24
2006	1	0	1	7	3	4	1	0	0	17
2007	0	1	2	6	0	8	2	1	1	21
2008	0	0	3	4	8	2	0	0	0	17
2009	0	0	2	4	11	2	2	1	0	22
2010	0	1	10	5	7	2	1	0	3	29
2011	0	1	3	7	4	2	1	0	0	18
2012	0	2	8	8	5	5	1	0	0	29
2013	0	0	2	13	4	2	0	0	0	21
2014	0	0	8	4	7	4	2	0	0	25
2015	0	1	1	5	5	0	0	1	0	13
2016	0	3	6	3	1	4	1	3	1	22
2017	0	0	1	4	7	6	1	0	0	19
2018	0	1	2	5	9	1	4	0	0	22
2019	0	0	2	5	4	3	0	0	0	14
Всього	2	17	73	104	100	71	26	6	5	404

Протягом 2007 року виявлено 21 день з грозою. Максимум спостерігався в серпні – 8 днів, що становить найбільше значення кількості днів з грозою в

серпні за весь період дослідження. В червні зафіксовано в днів, по 2 дня – в вересні та травні, по одному дню – в квітні, жовтні і листопаді. Грози були відсутні в липні. У 2008 році виявлено 17 днів з грозовою діяльністю, з яких 8 – у липні, 4 – у червні, 3 – травень, 2 – серпень. В перші два місяці весни грози були відсутні, як і восени. 2009 рік характеризується наявністю 22 днів з грозами. Максимальне значення в цей рік має місце в липні – 11 днів, що становить найбільше значення кількості днів з грозою в цьому місяці за весь період дослідження. В травні зафіксовано 4 дні, по 2 дні – квітень, липень і серпень, 1 день – жовтень. У березні, квітні й листопаді грозова діяльність не відмічається. У 2010 році виявлено найбільшу кількість днів – 29, з яких 10 днів визначено в травні, що становить найбільше значення кількості днів з грозою в цьому місяці за весь період дослідження, 7 – в липні, 5 – в червні, 2 дні – у серпні, по 1 дню в квітні і вересні. В листопаді зафіксовано 3 дні, що є максимум для кількості днів в цьому місяці за 20 років. 2011 рік характеризується наявністю 18 днів з грозою. Найбільша кількість спостерігається у червні – 7 днів, 4 дні – у липні, 3 – у травні, 2 дні – у серпні, по одному дню – квітень і вересень. В березні, жовтні та листопаді дні з грозами відсутні. У 2012 році, як і в 2010, було зазначено найбільшу кількість за рік – 29 днів з таким розподілом протягом року: по 8 днів – травень і червень, по 5 – липень і серпень, 2 дні – у квітні, 1 день – у вересні. У 2013 році зафіксовано 21 день з грозовою активністю, з яких 13 днів – максимальна кількість за 20 років для даного місяця – зафіксована у червні, 4 дні – в липні, по 2 дні – травень і серпень, в інші місяці грози були відсутні. За 2014 рік виявлено 25 днів з грозами з таким розподілом: у травні – 8, у липні – 7 днів, у червні і серпні – по 4 дні, у вересні зафіксовано 2 дні. Найменшу кількість за 20 років визначено в 2015 році – 13 днів, з яких по 5 днів – у червні і липні, по 1 дню – в квітні, травні і вересні, в інші місяці грозова діяльність відсутня. У 2016 році зафіксовано 22 дня з грозами, а саме: 6 днів – у травні, 4 дня – у серпні, по 3 дня

– в квітні, червні і жовтні, що для квітня і жовтня становить максимальні значення за весь період дослідження. По одному дню виявлено у липні, вересні листопаді. Протягом 2017 року визначено 19 днів: 7 – у червні, 6 – у липні, 4 – травень, по одному дню спостерігається у квітні і вересні. У 2018 році зафіксовано 22 дні з грозовою діяльністю, з яких 9 днів – у липні, 5 – у червні, 4 – у вересні, що становить найбільше значення кількості днів з грозою в цьому місяці за весь період дослідження, 2 дні виявлено у травні і по одному дню в квітні і серпні. Для 2019 року характерною є невелика кількість днів з грозовою діяльністю, що становить 14 днів. Найбільше значення відмічено у травні – 5 днів, у червні зафіксовано 4 дні, 3 дні – у серпні і 2 дні виявлено в квітні. В березні, квітні й восени грозова активність відсутня.

На рис. 7.1 представлено річний хід кількості днів з грозою на АМСЦ Одеса за період дослідження. Аналіз графіка свідчить про наступні тенденції. Максимальну кількість днів з грозою виявлено в 2010 та 2012 роках, що становить 29 днів.



Рисунок 7.1 – Річна кількість днів з грозою на АМСЦ Одеса за період 2000-2019 рр.

Мінімум цього показника за 20 років зафіксовано в 2015 році – 13 днів. Невелика кількість відмічається і в 2019 році і складає 14 днів. Тренд на графіку дає можливість стверджувати, що кількість днів з грозою у пункті спостереження збільшується.

Місячний розподіл кількості днів з грозою на АМСЦ Одеса представлено на рис. 7.2. Кількість днів з грозою по місяцям за 2000-2019 рр. має такий річний хід. Найбільші значення виявлено влітку, а саме, 104 дні зафіксовано в червні і 100 днів спостерігається в липні. В серпні за період дослідження відмічається в середньому на 30 днів менше від попередніх місяців літа. Весною за 20 років максимальне значення виявлено в травні – 73 дні, в квітні в 4 рази менше – 17 і тільки 2 дні визначено в березні. Восени зменшення кількості днів відбувається від початку сезону до його кінця. У вересні зафіксовано 26 днів з грозою, в жовтні й листопаді спостерігається 6 і 5 днів відповідно.



Рисунок 7.2 – Місячний розподіл днів з грозою на АМСЦ Одеса за 2000-2019 рр.

Одним з кліматичних показників грозової активності є середня кількість днів з грозами. В табл. 7.2 представлено середню кількість днів з грозами по місяцях і за рік за два періоди: перший – з 1961 по 1990 рік (кліматична норма), другий – з 2000 по 2019 рік. З таблиці видно, що максимальна середня кількість днів з грозою в перший період спостерігається в червні та становить 7 днів. Значення, менші за одиницю, мають місце в березні, квітні, жовтні та листопаді. Це свідчить про те, що в ці місяці грози спостерігалися не кожен рік за показниками кліматичної норми. За рік середня кількість днів з грозою складає 24,3 дні. В другому періоді максимум кількості днів з грозами виявлено в липні та в червні й він дорівнює 5,1 дня, що на 1,9 дня менше, ніж у кліматичній нормі. Грози спостерігалися не кожен рік у періоді 2000-2019 роки в березні, квітні, жовтні та листопаді. Порівнювальний аналіз двох періодів дає змогу зробити наступні висновки. В березні, на відміну від кліматичної норми, випадків гроз в другий період більшена 0,03 дня. В квітні грози були не кожен рік і за два періоди мають меншу кількість в другому періоді на 0,1 дня. Травень відрізняється тим, що за кліматичною нормою на станції Одеса днів з грозами було на 0,2 дня менше, ніж за 2000 – 2019 рік. З червня по вересень кількість днів з грозами менша у другий період, а саме: червень – на 1,9, липень – на 1,2, серпень – на 0,4, вересень – на 0,6 дня. Жовтень відповідає зменшенню в другому періоді від кліматичної норми на 0,05 дня. Листопад характеризується збільшенням кількості днів з грозами у другому періоді на 0,05 дня. Аналіз середніх значень за рік показує, що в другий період кількість днів з грозами зменшилась на 3,6 дня порівняно з кліматичною нормою.

В табл. 7.3 наведено найбільшу кількість днів по місяцях разом з роком за два періоди. В перший період максимальна кількість днів з грозами у пункті дослідження становить 12 днів в червні 1969 та в липні 1976 років. Мінімальна кількість спостерігається в березні і дорівнює 1 дню в 1965 та 1966 роках. Найбільше річне значення в кліматичній нормі складає 37 днів у 1966 році. В

другому періоді максимум днів з грозою виявлено в червні 2013 року. Він становить 13 днів, що на один день більше, ніж в кліматичній нормі за цей місяць. Три дні з грозами в другому періоді зафіксовано в квітні, жовтні та листопаді.

Таблиця 7.2 – Середня кількість днів з грозами за два періоди (1961-1990 рр. і 2000-2019 рр.) на станції Одеса

Місяць	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Рік
1961-1990	0,07	0,9	3,5	7,0	6,3	3,9	2,0	0,4	0,2	24,3
2000-2019	0,1	0,8	3,7	5,1	5,1	3,5	1,4	0,35	0,25	20,7

Таблиця 7.3 – Найбільша кількість днів з грозами за два періоди (1961-1990 рр. і 2000-2019 рр.) на станції Одеса

Місяць	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Рік
Найбільша 1961-1990	1	4	8	12	12	11	10	3	2	37
Рік	1965, 1966	1966	1969, 1988	1969	1976	1966	1989	1981	1976	1966
Найбільша 2000-2019	1	3	10	13	11	8	4	3	3	29
Рік	2006, 2001	2016	2010	2013	2009	2007	2018	2016	2010	2010, 2012

З аналізу двох періодів видно, що в квітні у першому періоді на 1 день з грозами більше, ніж у другому. В травні значення більші в другому періоді на 2 дні. В липні, навпаки, менше в другому періоді на 1 день, ніж за кліматичною

нормою. З серпня до вересня зафіксовано, що кількість днів більша у першому періоді, тобто за кліматичною нормою. Найбільші відмінності між даними спостерігаються в серпні – 3 днів, вересні – 6 днів. В жовтні виявлено по три дні з грозою і в першому, і в другому періоді. В листопаді найбільша кількість днів з грозами становить 3 дні в другому періоді, що на один день більше, ніж за кліматичною нормою. В цілому за рік різниця між кількістю днів сягає 8 днів, в першому періоді – 37 в 1966 році, в другому – 29 днів. В другому періоді найбільші значення за рік спостерігаються у двох роках – в 2010 та 2012.

ВИСНОВКИ

В магістерській роботі проведено дослідження грозової діяльності на АМСЦ Одеса. Огляд синоптичного матеріалу та опрацювання даних щоденних метеорологічних спостережень за атмосферними явищами дають можливість виявити особливості формування гроз над Одесою за період з 2000 по 2019 роки.

Всього за визначений період виявлено 601 грозу. Найбільш активна грозова діяльність спостерігається в липні й червні, що становить 54 % від загальної кількості випадків. Мінімальну кількість грозоутворень зафіксовано в березні. Найранніші грози виявлено на початку весни – в першій декаді березня 2001 року та в третій декаді березня 2006 року. Найпізніші грози визначено в кінці листопада в 2010 році.

Річний розподіл гроз свідчить, що максимум грозової активності спостерігається в 2009 році. Найменші значення визначено в 2015 та 2002 років. Багаторічний тренд показує зростання грозової діяльності в пункті дослідження.

Аналіз сезонного розподілу грозових явищ дає можливість стверджувати, що найбільша кількість гроз спостерігається влітку й становить 422 випадки, що дорівнює 70 % від загальної кількості. У літні сезони 2009 та 2017 років була сформована найбільша кількість гроз, що складає 17 % від загальної кількості випадків влітку за весь період спостережень. Весною зафіксовано 126 випадків, з яких 13 епізодів спостерігалися в 2010 і 2012 роках. Мінімальне число випадків має місце восени – 53 грози, окрім 2003, 2008, 2013 та 2019 років – коли грози були відсутні. Сезон, в якому не спостерігалася жодної грози – це зима.

Наступним етапом дослідження грозової діяльності був аналіз синоптичних умов формування гроз. Найбільша кількість грозоутворень має внутрішньомасове походження і складає 370 випадків, фронтальні грози сформувалися у 241 випадку грозової активності за період дослідження. Найбільша кількість фронтальних гроз формується на холодному фронті і становить 129 випадків. На фронті оклюзії виявлено 75 гроз. Мінімум епізодів зафіксовано за 20 років на теплому фронті, всього 37 випадків, що становить 15 % від загальної кількості фронтальних гроз.

Протягом періоду дослідження зафіксовано 425 гроз з опадами, а сухі грози становлять 195 випадків. У добовому ході більша кількість гроз спостерігається в денні години і складає 393 випадки – 263 денні грози з опадами й 130 випадків денних сухих гроз. Нічні грози становлять 227 епізодів, з яких 162 випадки – з опадами і 65 – сухі нічні грози. Денний розподіл гроз на АМСЦ Одеса дає можливість стверджувати, що найбільш активна грозова діяльність відбувається в другій половині дня, що пов'язано з більш інтенсивними конвективними процесами в післяполудневій годині.

В роботі представлено кліматичні показники грозової активності на АМСЦ Одеса за період 2000-2019 роки. Крім характеристики кліматичних параметрів, виявлено динаміку грозоутворень у пункті дослідження у порівнянні з періодом 1961-1990 років, тобто з кліматичною нормою. Всього за визначений період виявлено 404 дні з грозою. Максимальну кількість днів з грозою виявлено в 2010 та 2012 роках. Мінімум цього показника за 20 років зафіксовано в 2015 році. Тренд дає можливість стверджувати, що кількість днів з грозою у пункті спостереження збільшується. В сезонному ході найбільші значення виявлено влітку, а саме, в червні і липні. В серпні за період дослідження відмічається в середньому на 30 днів менше від попередніх місяців літа. Весною максимальне значення виявлено в травні – 73 дні, в квітні в 4 рази менше – 17 і тільки 2 дні визначено в березні. Восени зменшення кількості днів

відбувається від початку сезону до його кінця. Порівнювальний аналіз кількості днів з грозою свідчить про зменшення цього кліматичного показника відносно кліматичної норми.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Школьный Е.П. Фізика атмосфери: Підручник. К.: КНТ, 2007. 486 с.
2. Івус Г.П. Спеціалізовані прогнози погоди: Підручник. Одеса. 2010. 407 с.
3. Имянитов И.Н. Ток свободной атмосферы. Л.: Гидрометиздат, 1965. 239 с.
4. Лучник В.М. Физика грозы. Л.: Гидрометиздат, 1974. 325 с.
5. Шишкин Н.С. Облака, осадки, грозовая электрика. Вид. 2-е. Л.: Гидрометиздат, 1964. 401 с.
6. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометиздат, 1984. 751 с.
7. Меликов Б. Грозы, условия образования и стадии развития. Л.: Гидрометиздат, 1975. 453 с.
8. Мазин, И.П. Облака. Строение и физика образования. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 279 с.
9. Сторм, Д. Атлас погоды: атмосферные явления и прогнозы: пер. с англ. СПб.: Амфора, 2010. 191 с.
10. Практикум з синоптичної метеорології. Під ред. Івус Г.П., Іванової С.М. Одеса: ТЕС, 2004. 419 с.
11. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 302 с.
12. Недострелова Л., Чумаченко В., Недострелов В. Дослідження процесів грозоутворення над Одесою. International science journal «Polish science journal». Issue 8. Warsaw. Листопад. 2018. С. 22-27.
13. Недострелова Л.В., Чумаченко В.В., Недострелов В.В. Аналіз часового розподілу кількості випадків гроз на аеродромі Одеса. Фізична географія та геоморфологія. Науковий збірник. Випуск № 1(89). 2018. С. 105-109.

14. Недострелова Л., Чумаченко В. Особливості формування гроз над Одесою. Науковий збірник «Фізична географія та геоморфологія». Випуск № 92. 2018. С. 49-55.
15. Чумаченко В.В., Недострелова Л.В. Дослідження грозової діяльності. Вестник ГМЦ ЧАМ. Випуск №1(21). 2018. С. 10-20.
16. Чумаченко В.В., Недострелова Л.В. Часовий розподіл грозоутворень над Одесою. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Періодичний науковий збірник. № 3(54). Київ, 2019. С. 164-166.
17. Недострелова Л., Чумаченко В., Недострелов В. Аналіз кількості днів з грозою на станції Одеса. iScience Poland. Polish science journal international science journal. Issue 20. Warsaw. Листопад 2019. С. 13-17.
18. Мацук Ю.М. Зміни грозової активності на території України в ХХ та на початку ХХІ сторіччя. Вісник Харківського національного університету № 1084, Серія «геологія-географія-екологія». 2013. №39. С. 147-151.
19. Заболоцька Т.М., Підгурська В.М., Шпиталь Т.М. Грозова діяльність на території України. Наукові праці Укр. НДГМІ, Київ. 2007. №256. С. 92-98.
20. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України. За ред. Степаненка С.М., Польового А.М. О.: «Екологія», 2011. 694 с.
21. Волощук В.М., Бойченко С.Г., Степаненко С.М., Бортник С.Ю., Шищенко П.Г. Глобальне потепління і клімат України. Регіональні екологічні та соціально-економічні аспекти. К.: ВПЦ «Київський ун-т», 2002. 116 с.
22. Врублевська О.О., Катеруша Г.П. Клімат України та прикладні аспекти його використання. Навчальний посібник. О.: ТЭС, 2012. 180 с.
23. Хохлов В.Н. Количественное описание изменений климата Европы во второй половине ХХ века. Український гідрометеорологічний журнал. 2007. №2. С. 35-42.
24. Хохлов В.М., Бондаренко В.М., Латиш Л.Г. Просторовий розподіл

- аномалій опадів в Україні у 2011-2025 роках. Український гідрометеорологічний журнал. 2009. №5. С. 54-62.
25. Хохлов В.Н., Иванов А.В. Количественное описание изменений климата в конце XX - начале XXI века. Міжвідомчий наук. зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2008. Ч. 1, №50. С. 221-226.
26. Хохлов В.М., Латиш Л.Г., Цимбалюк К.С. Возможі зміни температурного режиму в Україні у 2011-2025 роках. Вісник Одеського державного екологічного університету. 2009. №8. С. 70-78.
27. Боровская Г.А. Количественные характеристики внутренней структуры АПС для типовых синоптических ситуаций на Украине. Диссертация на соискание ученой степени кандидата наук. Одесса. 1992. 210 с.
28. Чумаченко В.В., Недострелова Л.В. Дослідження річної мінливості кількості днів з грозою над Одесою. Вестник ГМЦ ЧАМ. Випуск № 23. 2019. С. 11-17.