

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий
гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології

Кваліфікаційна робота магістра

на тему: Гроза діяльність на аеродромі “Київ” (Жуляни)

Виконала студентка 2 курсу групи МЗМ-21
Спеціальності 103 «Науки про Землю»
Освітня програма
«Метеорологія і кліматологія»
Крутько Дар’я Романівна

Керівник канд. геогр. наук, доцент
Боровська Галина Олександрівна

Рецензент канд. геогр. наук, доцент
Вольвач Оксана Василівна

Одеса 2022

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий гідрометеорологічний інститут

Кафедра Метеорології та кліматології

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 103 "Науки про Землю"

(шифр і назва)

Освітня програма Метеорологія і кліматологія

(назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри
метеорології та кліматології

Прокоф'єв О.М.

" 10 " жовтня 2022 року

З А В Д А Н Н Я
НА КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ МАГІСТРА

студенту(ці) Крутько Дар'ї Романівні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Гророва діяльність на аеродромі "Київ" (Жуляни)

Керівник роботи Боровська Галина Олександрівна, канд. геогр. наук, доцент

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

затверджені наказом ОДЕКУ від "30" вересня 2022 року № 166-С

2. Строк подання студентом роботи 17 листопада 2022 р.

3. Вихідні дані до роботи: погодинні метеорологічні спостереження на аеродромі, дані прогнозів погоди на аеродромі, оперативна синоптична інформації та дані доплерівського радіолокатора.

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

- основні відомості про район дослідження;

- статистичні дані за період 2011-2020 рр., а саме: кількість грозових осередків на відстані менше 50 км, менше 16 км, менше 8 км, кількість випадків грози за 10-річний період;

- динаміка повторюваність грози за місяцями, роками, добовий розподіл, середню тривалість гроз, розподіл гроз з опадами та без опадів;

- циркуляційні умови виникнення посиленої грозової діяльності

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

Графік повторюваності гроз за строками спостережень на АМСЦ Київ/Жуляни за період 2011 – 2020 рр., графіки кількості випадків грози в денні та нічні години, Розподіл гроз по місяцям, графік розподілу кількості строків з грозовими осередками на відстані ≤ 50 км, ≤ 16 км, ≤ 8 км.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 10 жовтня 2022 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Отримання завдання	10.10.2022 р.		
2	Ознайомлення з літературними джерелами за темою кваліфікаційної роботи магістра. Огляд літературних джерел.	10.10.2022 р. - 15.10.2022 р.	90	відмінно
3	Опис досліджень грози, що використовуються в світі	15.10.2022 р. - 20.10.2022 р.	95	відмінно
4	Основні відомості про район дослідження	20.10.2022 р. - 25.10.2022	95	відмінно
5	Збір вихідних даних до роботи. Формування статистичних таблиць та побудова графіків.	15.10.2022 р. - 30.10.2022	80	добре
	Рубіжна атестація	01.11.2022 р. - 05.11.2022 р.	90	відмінно
6	Динаміка повторюваності гроз на досліджуваній території	15.10.2022 р. - 20.10.2022	95	відмінно
7	Спостереження та прогнозування розвитку конвективних явищ на аеродромі Київ/Жуляни	15.10.2022 р. - 05.11.2022	95	відмінно
8	Циркуляційні умови виникнення посиленої грозової діяльності	20.10.2022 р. - 10.11.2022	90	відмінно
9	Узагальнення отриманих результатів. Оформлення остаточної електронної версії роботи та передача її на процедуру встановлення ступеня оригінальності, відсутності ознак плагіату.	17.11.2022 р.	95	відмінно
10	Перевірка роботи на плагіат, складення протоколу і висновку керівника. Підписання авторського договору.	18-20.11.2022	-	-
	Підготовка презентаційного матеріалу	-	-	-
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	-	93 (А)	відмінно

Студент



(підпис)

Крутько Д. Р.

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи



(підпис)

Боровська О. О.

(прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Магістерська кваліфікаційна робота студентки Крутько Д. Р. на тему «Гротова діяльність на аеродромі “Київ” (Жуляни)».

Актуальність теми. Грози особливо сильно впливають на повітряний транспорт. Окрім потужних грозових розрядів, які можливі в хмарі, на повітряне судно (ПС) впливають сильні вертикальні потоки повітря всередині хмари і навколо неї, інтенсивна турбулентність та пов'язана з нею бовтанка ПС, сильне зледеніння, град, удари якого об обшивку літака можуть призвести до розгерметизації кабіни; електризація ПС та зумовлені нею порушення зв'язку, викривлення даних аеронавігаційних приладів тощо. Політ в зоні грозової діяльності настільки небезпечний, що усі керівні документи, які регламентують діяльність цивільної і військової авіації, забороняють свідомо заходити в купчасто-дошові хмари.

Мета і задачі дослідження. Метою роботи є визначення особливостей грозової діяльності у 2011-2020 рр. на аеродромі “Київ” (Жуляни). Завдання дослідження – розглянути умови утворення гроз та класифікацію грозових осередків; прослідкувати, при яких синоптичних умовах частіше виникають грози; виявити, в який час доби виникають грози частіше; встановити найбільш ефективний метод прогнозування грози на аеродромі “Київ” (Жуляни).

Об'єкт і предмет дослідження. Об'єкт дослідження – аеродром Київ/Жуляни. Предмет дослідження – кліматична характеристика, синоптичні умови утворення та сучасна практика прогнозування гроз на АМСЦ Київ/Жуляни.

Методи дослідження. У якості методів дослідження використовувалися синоптико-кліматичний аналіз, просторово-часове узагальнення даних, чисельний експеримент.

Новизна дослідження. Виконаний статистичний аналіз грозової діяльності на території дослідження за період 2011 – 2020 рр. Проаналізовано розподіл випадків грози по місяцях, по строкам спостережень, порівняно відсоток грози з опадами і без, повторюваність явища за синоптичними умовами формування, визначено мінімальну, максимальну та середню тривалість грози, досліджено грозові осередки за цей період. Порівняння справджуваності прогнозу явища грози за методами Вайтінга, Ягудіна, Лебедевої, Седлецкого. Обчислення параметрів нестійкості для станцій Київ/Жуляни та порівняння результатів індексів з фактичними даними грозової діяльності. Аналіз змін грозової діяльності за останнє десятиріччя з даними останньої кліматичної характеристика за період 2004 – 2015 рр.

Теоретичне та практичне значення. Дане дослідження можна використати для опису змін грозової діяльності для нової кліматичної характеристики аеропорту Київ/Жуляни. Також результати можна використовувати для написання прогнозів погоди для авіації.

Структура і обсяг роботи:

кількість сторінок –90;

кількість рисунків –29;

кількість таблиць – 14;

кількість літературних джерел –52 .

КЛЮЧОВІ СЛОВА: КОНВЕКЦІЯ, ГРОЗОВА ДІЯЛЬНІСТЬ, ІНДЕКСИ НЕСТІЙКОСТІ АТМОСФЕРИ, ГРОЗОВІ ОСЕРЕДКИ.

SUMMARY

Master's qualification thesis of student D. R. Krutko on the topic "Thunderstorm activity at the airfield "Kyiv" (Zhulyany)".

Actuality of theme. Thunderstorms have a particularly strong impact on air transport. In addition to the powerful thunderstorm discharges that are possible in the cloud, the aircraft (aircraft) is affected by strong vertical air currents within and around the cloud, intense turbulence and the associated aircraft gyration, severe icing, hail, the impact of which on the aircraft skin can cause to depressurize the cabin; electrification of the aircraft and the resulting communication disruptions, data distortion of aeronautical instruments, etc. Flying in the area of thunderstorm activity is so dangerous that all the governing documents regulating the activities of civil and military aviation forbid deliberately entering cumulus clouds.

The purpose and objectives of the study. The purpose of the work is to determine the characteristics of thunderstorm activity in 2011-2020 at the Kyiv/Zhulyani AMSC. The task of the research is to consider the conditions of formation of thunderstorms and the classification of thunderstorm centers; to monitor under which synoptic conditions thunderstorms occur more often; find out what time of day thunderstorms occur more often; to establish the most effective method of forecasting thunderstorms at the Kyiv/Zhulyani AMSC.

Object and subject of research. The object of the study is Kyiv/Zhulyani airport. The subject of the research is climatic characteristics, synoptic conditions of formation and modern practice of forecasting thunderstorms at the Kyiv/Zhulyany AMSC.

Research methods. Synoptic-climatic analysis, spatial-temporal generalization of data, numerical experiment were used as research methods.

The novelty of the study. A statistical analysis of thunderstorm activity in the study area for the period 2011 - 2020 was performed. The distribution of thunderstorms by month and observation period was analyzed, the percentage of thunderstorms with and without precipitation was compared, the recurrence of the phenomenon according to the synoptic conditions of formation, the minimum, maximum and average duration of thunderstorms were determined. thunderstorm centers during this period were investigated. Comparison of the reliability of the forecast of the thunderstorm phenomenon by the methods of Whiting, Yagudin, Lebedeva, and Sedlesky. Calculation of instability parameters for Kyiv/Zhulyany stations and comparison of index results with actual data of thunderstorm activity. Analysis of changes in thunderstorm activity over the last decade with data on the latest climate characteristics for the period 2004-2015.

Theoretical and practical significance. This study can be used to describe changes in thunderstorm activity for the new climatic characteristics of Kyiv/Zhulyany airport. Also, the results can be used to write weather forecasts for aviation.

Structure and scope of work:

the number of pages is 90;

number of drawings – 29;

number of tables – 14;

the number of literary sources is 52.

KEY WORDS: CONVECTION, THUNDERSTORM ACTIVITY, INDICES OF ATMOSPHERIC INSTABILITY, THUNDERSTORM CENTERS.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	4
1 ОСНОВНІ ВІДОМОСТІ ПРО РАЙОН ДОСЛІДЖЕННЯ.....	6
1.1 Фізико-географічний опис станції.....	6
1.2 Загальна кліматична характеристика.....	8
2 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ГРОЗУ ТА УМОВИ ПОЛЬОТІВ У НІЙ.....	11
2.1 Умови формування грози. Внутрішньомасові і фронтальні грози...	11
2.2 Рекомендації для польотів в зоні грозової діяльності.....	17
2.3 Дослідження грозової діяльності в світі.....	19
3 ДОСЛІДЖЕННЯ ГРОЗОВОЇ ДІЯЛЬНОСТІ НА АМСЦ КИЇВ/ЖУЛЯНИ.....	37
3.1 Повторюваність грозової діяльності на АМСЦ Київ/Жуляни.....	37
3.2 Використання даних радіолокаційних спостережень для діагнозу та прогнозу гроз і опадів.....	47
3.3 Допплерівський метеорологічний радіолокатор „МЕТЕОР- Метеоячейка”.....	50
3.4 Дослідження грозових осередків на АМСЦ Київ/Жуляни.....	54
3.5 Методи прогнозування грози.....	57
3.6 Індекси нестійкості.....	62
3.7 Циркуляційні умови формування посиленої грозової діяльності...	68
ВИСНОВКИ.....	77
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	79
ДОДАТКИ.....	83

ВСТУП

Магістерська кваліфікаційна робота студентки Крутько Д.Р. на тему «Гроза діяльність на аеродромі “Київ” (Жуляни)».

Актуальність теми. У наш час авіація посідає передове місце у світовій транспортній індустрії. Успішність роботи авіації залежить переважно від погодних умов, оскільки вони істотно впливають на всі етапи польоту повітряного судна (ПС) від зльоту до посадки, а також на стан аеродрому, експлуатацію авіаційної техніки, засобів забезпечення польотів і на роботу обслуговуючого персоналу. Хоча сучасні літаки оснащені новітніми приладами, зліт і посадка кожного літака проводиться візуально. Необхідність складання нового кліматичного опису аеродрому Київ/Жуляни зумовлена зміною вимог до погодних умов, за яких виконується зліт і посадка повітряних суден.

Актуальність обраної тематики обґрунтовується тим, що грози особливо сильно впливають на повітряний транспорт. Окрім потужних грозових розрядів, які можливі в хмарі, на повітряне судно (ПС) впливають сильні вертикальні потоки повітря всередині хмари і навколо неї, інтенсивна турбулентність та пов'язана з нею бовтанка ПС, сильне зледеніння, град, удари якого об обшивку літака можуть призвести до розгерметизації кабіни; електризація ПС та зумовлені нею порушення зв'язку, викривлення даних аеронавігаційних приладів тощо. Політ в зоні грозової діяльності настільки небезпечний, що усі керівні документи, які регламентують діяльність цивільної і військової авіації, забороняють свідомо заходити в купчасто-дошові хмари.

Об'єкт дослідження: аеродром Київ/Жуляни.

Предмет дослідження: кліматична характеристика, синоптичні умови утворення та сучасна практика прогнозування гроз на АМСЦ Київ/Жуляни.

Мета і задачі дослідження. Визначення особливостей грозової діяльності у 2011 - 2020 рр. на аеродромі “Київ” (Жуляни). Завдання

дослідження – розглянути умови утворення гроз та класифікацію грозових осередків; прослідкувати, при яких синоптичних умовах частіше виникають грози; виявити, в який час доби виникають грози частіше; встановити найбільш ефективний метод прогнозування грози на аеродромі “Київ” (Жуляни).

Методи дослідження. У якості методів дослідження використовувалися синоптико-кліматичний аналіз, просторово-часове узагальнення даних, чисельний експеримент.

Вихідні дані. Вихідними даними у роботі виступили погодинні метеорологічні спостереження на аеродромі, дані прогнозів погоди на аеродромі, оперативна синоптична інформація та дані доплерівського радіолокатора.

Новизна дослідження. Виконаний статистичний аналіз грозової діяльності на території дослідження за період 2011 – 2020 рр. Проаналізовано розподіл випадків грози по місяцях, по строкам спостережень, порівняно відсоток грози з опадами і без, повторюваність явища за синоптичними умовами формування, визначено мінімальну, максимальну та середню тривалість грози, досліджено грозові осередки за цей період. Порівняння справджуваності прогнозу явища грози за методами Вайтінга, Ягудіна, Лебедевої, Седлецкого. Обчислення параметрів нестійкості для станцій Київ/Жуляни та порівняння результатів індексів з фактичними даними грозової діяльності. Аналіз змін грозової діяльності за останнє десятиріччя з даними останньої кліматичної характеристика за період 2004 – 2015 рр.

Практична значимість роботи. Дане дослідження можна використати для опису змін грозової діяльності для нової кліматичної характеристики аеропорту Київ/Жуляни. Також результати можна використовувати для написання прогнозів погоди для авіації.

1 ОСНОВНІ ВІДОМОСТІ ПРО РАЙОН ДОСЛІДЖЕННЯ

1.1 Фізико-географічний опис станції

Аеродром Київ/Жуляни розміщений на Придніпровській височині, на 6 км на південний захід від центру м. Києва і на 1 км на північ від села Жуляни.

Абсолютні висоти оточуючої місцевості не перевищують 200–400 м. Аеропорт з усіх боків оточений будівлями і деревами висотою від 10 до 40 м, на віддалі 8,4 км на схід від метеостанції знаходиться Києво-Печерська Лавра висотою 114 м, а на відстані 7,7 км на півночі знаходиться телевізійна вежа, висота якої 399 м. З півночі і північного сходу аеропорт безпосередньо межує з міським масивом, а з півдня – з селом Жуляни. Східніше від аеродрому Київ/Жуляни (на відстані 7 км) протікає річка Дніпро. На південно-західній окраїні аеропорту знаходиться залізнична станція «Київ-Волинський». Основними лінійними орієнтирами є такі об'єкти: річка Дніпро, що протікає з півночі на південь; колії Південно-Західної залізниці, які прокладено вздовж західної окраїни аеропорту; шосейна дорога Київ–Житомир і залізничні колії Київ–Брест, розташовані на відстані 8 км від аеродрому та зорієнтовані, відповідно, одна на захід, а інша – на північний захід.

Ґрунти в районі аеродрому Київ за механічним складом належать до суглинків і схильні до розмокання. Їх водопроникність слабка. Глибина залягання ґрунтових вод від 1.75 м до 2 м.

Рослинний покрив льотного поля природний і представлений, в основному, багаторічними травами. Влітку льотне поле аеродрому має однотонне забарвлення зеленого кольору і не відрізняється від навколишньої місцевості, бетонована ЗПС добре виділяється на загальному фоні; взимку контраст між навколишнім сніговим покривом і ЗПС незначний.

Географічні координати контрольної точки аеродрому (КТА) Київ/Жуляни: - широта N 50°24' 06"; - довгота E 30°27' 07"

Висота над рівнем моря (абсолютна відмітка аеродрому) 178.9 м

Магнітне схилення +7°.

Підходи до аеродрому обмежені такими перешкодами:

- 1) з північно-західної сторони – аеровокзалом висотою 32 м;
- 2) з півночі – металевою трубою висотою 46 м, яка знаходиться на відстані 1,5 км від аеропорту;
- 3) на південному-сході – шпилем НЦВ висотою 75 м, яка знаходиться на відстані 3,8 км від аеродрому;
- 4) на півдні – будівлею школи села Жуляни, висотою 20 м, яка знаходиться на відстані 1 км.
- 5) на південному заході – трубою цементного заводу висотою 30 м і на відстані 20,5 км від аеропорту [1].

Крім того, за останні роки відмічається чітко виражена тенденція до підвищення рівня забудови навколишньої території аеродрому, особливо відмічається інтенсивне збільшення кількості висотних споруд.

Аеродром має одну злітно-посадкову смугу розміром 2310 м × 45 м, яка зорієнтована із північного сходу–сходу на південний захід–захід (259°–79°). Підходи до ЗПС вільні, природних перешкод та великих промислових підприємств, які б зумовлювали виникнення істотних мікрокліматичних особливостей і впливали б на утворення та розподіл метеорологічних величин немає (рис. 1).



Рисунок 1 – Карта-схема аеропорту Жуляни[1]

1.2 Загальна кліматична характеристика АМСЦ «Київ»

Аеродром Київ/Жуляни розташований на правому березі України (який характеризується м'якішим кліматом, ніж лівобережжя) на сході лісостепової зони в області помірно-континентального клімату зі ступенем континентальності 32 % (за формулою Горчинського).

Кліматичні особливості району аеродрому формуються під впливом цілого ряду факторів. Головні з них – надходження сонячної радіації, циркуляція атмосфери, характер підстильної поверхні, гідрографічна мережа та інші. Усі ці кліматоутворювальні фактори постійно взаємодіють, але вплив кожного з них протягом року різний.

Клімат аеродрому Київ/Жуляни в основному формується під впливом атлантичних повітряних мас. Переважає перенесення повітряних мас із заходу на схід, який часто порушується вторгненням холодного повітря з півночі, з північного-сходу і виносом теплого вологого повітря з півдня і південного-заходу.

Середня річна температура повітря становить 9°C. Найхолодніший місяць – лютий, Середньомісячна температура повітря в цьому місяці – -3.7°C. Найтепліший місяць – липень, середньомісячна температура повітря в липні +21,5°C. Абсолютний мінімум за досліджуваний період відмічався в лютому і дорівнював -27.6°C, абсолютний максимум – в серпні +38.1°C.

Абсолютний мінімум атмосферного тиску на станції – 963,0 гПа, абсолютний максимум – 1023,2 гПа.

Стійкий перехід середньодобової температури повітря через 0°C навесні спостерігається в кінці другої – на початку третьої декади березня, а восени у другій декаді листопада. Тривалість безморозного періоду в середньому 169 днів, в окремі роки коливається від 118 до 206 днів.

Вологість повітря в районі аеропорту Київ/Жуляни досить висока. Середньорічна відносна вологість становить 75,0%. Найвищі значення

відносної вологості – в холодну пору року, особливо в листопаді і грудні (87% і 86% відповідно); найнижчі - в травні 65%.

Середньорічна швидкість вітру становить $4,0 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Головний напрямок вітру північно-західний [1].

Навесні починає розвиватись грозова діяльність, особливо інтенсивно наприкінці сезону. В березні грози виникають не щороку (в середньому 1 раз на 10 років), в квітні – один день щорічно. У травні середнє число днів з грозою дорівнює 4, найбільше – 9. В окремих випадках грози супроводжуються градом. Число днів з градом в квітні дорівнює в середньому 3 дні за 10 років, в травні – 7 днів за 10 років. Найбільше число днів з градом у квітні-травні сягає 4-5 днів за рік.

Літо у Києві починається в середині травня. У зв'язку з циркуляційними умовами попередніх сезонів літо може розпочатися, як на 15 днів раніше середньої дати, так і на 30 днів пізніше її. Один раз за 20 років настання літа відбувається на початку травня або після 15 червня. Літо характеризується переважним впливом радіаційного фактору та діяльної поверхні. Суттєву роль в формуванні погодних умов відіграє трансформація повітряних мас в областях підвищеного тиску. Циклонічну діяльність представлено слабо вираженими циклонами та улоговинами, які зумовлюють зливові опади з грозою та градом. Погодні умови літнього сезону не є сталими, незважаючи на їх стійкість порівняно з іншими сезонами.

На початку літа погода має відносно нестійкий характер. Спостерігаються похолодання, пов'язані з вторгненням повітря з півночі і північного заходу. В другій половині літа, коли переважає антициклональний тип погоди, тривалий час зберігається малохмарна, жарка, суха погода. З підвищенням температури повітря і збільшенням турбулентного перемішування в нижніх шарах атмосфери, утворюється в основному хмарність вертикального розвитку. Повторюваність купчасто-дощових хмар перевищує 50% [2,3].

Особливо часто (80%) відмічаються зливові опади, в 12% – мішані і тільки 8% – облогові. В серпні облогові опади спостерігаються приблизно втричі частіше, ніж в червні та липні. При цьому зливові опади випадають частіше вдень, а облогові зі зливовими – вночі.

Літні опади іноді супроводжуються грозою та градом. Літом грозова діяльність розвивається у вологому нестійко стратифікованому повітрі в результаті інтенсивного нагрівання земної поверхні і утворення потужної купчасто-дощової хмарності. У районі Києва грози переважно пов'язані з проходженням холодних фронтів. Зі зростанням нестійкості атмосфери від весни до літа грозова діяльність досягає інтенсивного розвитку і в червні – серпні спостерігається від 5 до 7 днів з грозою на місяць. В річному ході найбільше число днів з грозою припадає на липень (7 днів). У середньому за теплий період загальне число днів з грозою становить 24.

Тривалість однієї грози коливається від декількох хвилин до ≥ 10 годин, але переважають грози тривалістю < 2 годин, їх повторюваність – 77%. Грози найчастіше виникають в післяполудневі та вечірні години (13-22 год), а найменша їх кількість припадає на нічні та ранкові години (0-12 год).

Грози супроводжуються сильним шквальним вітром, зливою, градом. Однак град – не таке часте явище і на один випадок граду в середньому припадає 17 гроз. У літні місяці град пов'язаний з проходженням холодних фронтів, рідше – з внутрішньомасовими процесами в результаті нестійкої стратифікації атмосфери. Для утворення граду необхідна велика вологість повітря та наявність потужних висхідних потоків. Такі умови в Києві створюються порівняно рідко, тому град в місті буває не щороку; випадає він дуже нерівномірно, як правило, у вигляді невеликих ізольованих плям.

Закінчується літній сезон в середині вересня. Літо у Києві – досить тривале – 122 дні. Як правило, тривале літо характеризується високою середньодобовою температурою повітря, малими сумами опадів, значною кількістю сонячних днів, а коротке літо – нижчою температурою повітря, великою кількістю опадів і переважанням похмурих днів [1,3].

2 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ГРОЗУ ТА УМОВИ ПОЛЬОТІВ У НІЙ

2.1 Умови формування грози. Внутрішньомасові і фронтальні грози

Грозою називається атмосферне явище, при якому виникають інтенсивні електричні розряди між хмарами або між хмарою і землею, що супроводжуються світловими спалахами (блискавками) і звуковим ефектом (громом). Розвиток гроз пов'язаний з виникненням потужних конвективних потоків повітря, в результаті чого виникає хмарність форм C_u (купчасті), C_{ucong} (купчасті потужні), C_b (купчасто-дощові) [4].

Виникають грози при високій нестійкості повітря в умовах, коли температура з висотою знижується дуже швидко ($\geq \gamma_{ва}$), крім того, для утворення C_b необхідна висока вологість в граничному шарі. Для розвитку грози потрібна значна енергія, зосереджена в невеликому осередку C_b , джерелом цієї енергії є теплота конденсації, що виділяється при утворенні хмарних крапель [5,6].

Умови утворення грозової C_b хмари:

- висока питома вологість при великій нестійкості повітряної маси;
- велика вертикальна протяжність хмар (4-5 км);
- інтенсивні вертикальні рухи теплого повітря зі швидкістю $\geq 10-15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$;
- розвиток хмари вище рівня ізотерми 22°C ;
- велика додатна енергія нестійкості.

Розвиток грозової хмари має 3 стадії: початкового розвитку, максимального розвитку, руйнування хмари (рис. 2.1).

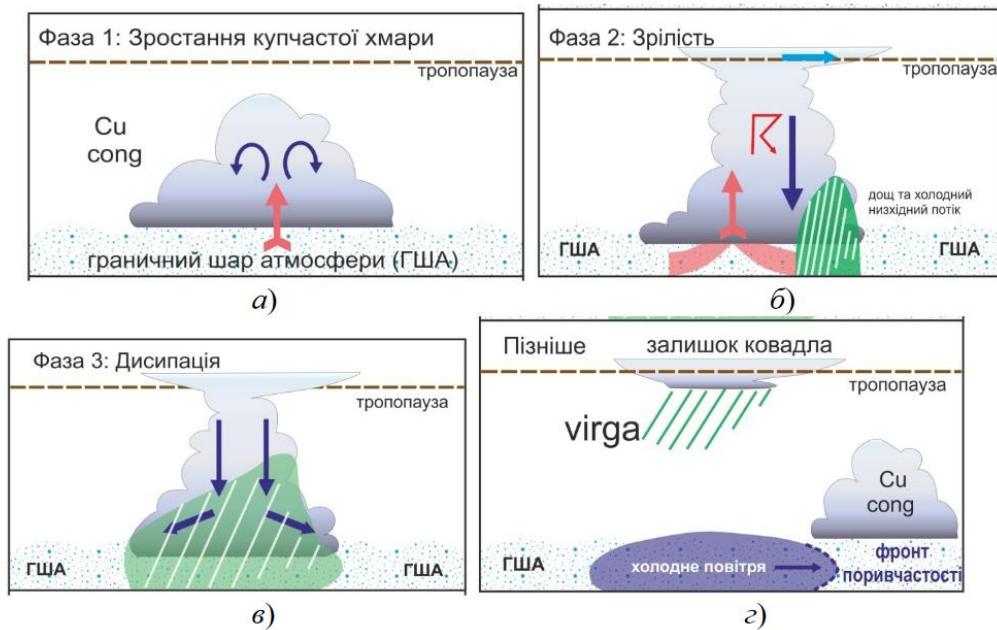


Рисунок 2.1 – Стадії розвитку конвективної комірки [7]

Перша стадія (рис. 2.1а): розвиток хмари починається з виникнення купчастої хмари хорошої погоди (Cu hum), яка поступово розвивається в потужну купчасту і закінчується при її переході в купчасто-дощову "лису", тобто коли починаються опади. Між хмарами виникають низхідні потоки. Верхня межа купчастих хмар гарної погоди знаходиться на висоті 1,5-2,5 км, а потужних купчастих хмар на рівні 4-5 км. В купчасто-дощовій "лисій" хмарі починається обмерзання у верхній частині, і вона вже складається з крапель води, сніжинок і льодяних кристалів.

Друга стадія розвитку купчасто-дощової хмари характеризується утворенням "ковадла" і випадіння зливого дощу(рис. 2.1.б).

Верхня частина потужної купчастої хмари, що складається з дрібних крапель води, потрапляє в область від'ємних температур (вище ізотерми 0°C). Вершина хмари, що має вигляд вежі, починає туманитися і покриватися шовковистою завісою, або "шапкою". Це є ознакою того, що потужна купчаста хмара перетворюється в купчасто-дощову. Її вершина має кристалічну структуру, а нижня частина – рідинно-крапельну, і розташована в області додатних температур (розвиваються до 8 км). Швидко збільшуються в

розмірах льодяні частинки (сніжинки, град, крупа), до досягнення величини, коли вони вже не можуть підтримуватися висхідними потоками в зваженому стані, і починають падати вниз, продовжуючи при цьому рости. Досягнувши області додатних температур, вони тануть і випадають з хмари у вигляді дощу, а якщо не встигають розтанути – у вигляді граду або крупи. У верхній частині утворюється "ковадло" і випадають найсильніші зливи, які часто супроводжуються грозою і градом.

У передній частині грозової хмари з розірваних хмар утворюється темний вал, що обертається, який називається шквальним коміром. Він виникає на висоті 500 – 600 м (може знизитися до 50 м) на межі висхідного потоку в хмарі та низхідного потоку поза хмарою. Шквальний комір має великі швидкості обертання і є небезпечним явищем. Друга небезпечна зона під грозовими хмарами спостерігається між висхідними і низхідними потоками повітря в області опадів – це зона шквалів, її ширина не перевищує 0,5 км. У висоту шквал простягається до 2-3 км і триває декілька хвилин, поблизу землі проявляється як різке посилення вітру, що супроводжується зміною його напрямку майже на 180° .

При значній нестійкості атмосфери грозова хмара може досягти найбільшого розвитку протягом 30-60 хвилин. З початком випадіння дощу змінюється розподіл вертикальних рухів всередині хмари: поряд з потужними висхідними потоками до $30-40 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, починають розвиватися сильні низхідні, що пояснюється випадінням опадів, які втягують за собою повітря. Низхідний потік всередині хмари тим сильніший, чим інтенсивніша злива, і може досягати швидкості $\geq 10-15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, тому повітряні течії на другій стадії розвитку грозової хмари стають хаотичними. Відмічаються град, зливи, розряди блискавок. Висхідні потоки досягають максимальних швидкостей $\geq 30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Усі явища, пов'язані з грозою, мають максимальну інтенсивність.

Третя стадія (стадія руйнування) є завершальною (рис. 2.1в). На цій стадії відбувається поступова дисипація і руйнування хмари.

Утворення "ковадла" у верхній частині грозової хмари свідчить про те, що вона досягла максимального розвитку і надалі буде поступово руйнуватися. Дощ захоплює більшу частину нижньої половини хмари, в результаті розвиваються низхідні потоки, а висхідні стають другорядними. Низхідні потоки сприяють дисипації хмарності, у такому хмарному масиві їх швидкість рідко перевищує $5-10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. У верхній частині хмари ще зберігаються висхідні потоки, які поступово слабшають, а сама хмара зі щільної стає неоднорідною і "розірваною", особливо в нижній частині.

Для останньої стадії розвитку С_б характерна зазвичай слабка бовтанка і рідше помірна бовтанка. Процес руйнування С_б хмари триває близько 30 хвилин. На зміну зруйнованим за сприятливих умов утворюються нові купчасто-дощові хмари, цикл розвитку яких аналогічний. У третій стадії у грозовій хмарі спостерігаються всі небезпечні явища, які характерні для другої стадії, але з дисипацією хмарності їх інтенсивність зменшується.

Увесь період розвитку грозової хмарності займає від 3 до 5 годин. Окрема розвинена грозова хмара по горизонталі може займати площу, діаметром 3-50 км (на рівні ВМ). Верхня межа знаходиться на висоті 8–14 км, нижня – 1-1,5 км, в помірних широтах, тобто охоплює всю товщину тропосфери. За складом грозові хмари є мішаними [6].

Залежно від синоптичних умов утворення грози можуть бути внутрішньомасовими і фронтальними.

Внутрішньомасові грози утворюються в нестійких повітряних масах, в теплу пору року, як правило, у другій половині дня, і залежно від причин утворення поділяються на:

- конвективні;
- адвективні;
- орографічні.

Конвективні грози іноді називають тепловими або місцевими. Вони утворюються в розмитих баричних полях – на периферії циклонів в стадії заповнення і в сідловинах, через нерівномірне прогрівання підстильної

поверхні. Грози виникають у випадках, коли земна поверхня сильно прогріта, повітря в нижньому шарі тепле і вологе, а у вище розташованих шарах відносно холодне і створюються умови: температура повітря понад $+20^{\circ}\text{C}$, абсолютна вологість повітря $13 \text{ г}\cdot\text{м}^{-3}$ і вертикальний температурний градієнт в нижньому шарі атмосфери $\gamma \geq 0,75^{\circ}$ на 100 м, парціальний тиск водяної пари $>15 \text{ гПа}$, а точка роси $>16^{\circ}\text{C}$. Конвективні грози зазвичай повільно переміщуються з повітряними потоками на середніх висотах (3-5 км) у напрямку головного потоку і мають тенденцію обходити великі водойми [8].

Адвективні грози утворюються в тилівій частині циклону і на східній периферії антициклону при переміщенні відносно холодної повітряної маси над теплою підстильною поверхнею. Характерною синоптичною ситуацією для їх розвитку є передня частина гребеня в холодній повітряній масі за холодним фронтом. Такі грози можуть також спостерігатися над узбережжям в денний час і над прибережними водами морів вночі.

Орографічні грози утворюються на навітряних схилах гір, коли по цих схилах вгору підіймається тепла і волога нестійка повітряна маса.

Внутрішньомасові грози поширюються за площею окремими осередками на значній відстані один від одного. Ознакою виникнення внутрішньомасових гроз є висококупчасті «баштоподібні» хмари (Ac cast.), які з'являються в ранкові години після сходу Сонця на горизонті.

Фронтальні грози зазвичай спостерігаються на холодних фронтах (70%) і теплих фронтах (30%) переважно влітку, а іноді можуть виникати ранньою весною, пізно восени і навіть взимку.

Грози влітку на холодних фронтах утворюються в будь-який час доби, але ті, що загострюються в другій половині дня, є найсильнішими. Вони виникають внаслідок потужного піднімання теплого повітря вздовж клину холодного. При цьому холодне повітря, що витісняє тепле, надходить на більш теплу підстильну поверхню і також стає нестійким. В результаті в передній частині холодного фронту утворюються потужні грозові хмари зі зливами, часто з градом і шквалами, що досягають ураганної сили.

Грозові хмари на холодному фронті проходять певний цикл розвитку, як і сам фронт. На різко виражених холодних фронтах найчастіше спостерігаються найскладніші і небезпечні для польоту умови погоди. Тому у всіх випадках, коли це можливо, слід уникати перетину таких фронтів, особливо в теплу пору року.

Грози на теплому фронті порівняно рідкісне явище; вони розвиваються в теплому нестійкому повітрі, при висхідному ковзанні, утворюються в теплу пору року переважно вночі або в ранкові години. На Україні грози цього типу спостерігаються при переміщенні циклонів з півдня, коли в теплому секторі циклону розташовується вологе і нестійке тропічне повітря. У цьому випадку грози можуть виникнути раптово на значній території вздовж теплового фронту і мати велику активність не тільки вдень, але і вночі [9, 10].

Оскільки основа купчасто-дощових хмар зазвичай збігається з поверхнею фронту, то політ під такими хмарами в холодному повітрі буває порівняно спокійним і лише сильна злива і град можуть його ускладнити. У тих випадках, коли холодне повітря нестійке і грозові хмари розростаються і в холодному повітрі, політ під фронтом може виявитися досить складним. Причина утворення – нічне радіаційне вихолодження верхнього шару фронтальної хмарності при відносно незмінних температурах в нижніх шарах хмар. У результаті цього в хмарності теплового фронту збільшується вертикальний температурний градієнт, розвивається конвекція, і всередині шаруватої хмарності утворюються купчасто-дощові хмари з грозами. Грози на теплих фронтах мають прихований характер, тому їх поява при польотах може бути несподіваною для екіпажу.

Грозова діяльність на атмосферних фронтах тим інтенсивніша, чим більша різниця температур між повітряними масами по обидва боки фронту, і чим більший вологовміст теплового повітря. Тому найбільш інтенсивні грози спостерігаються не на арктичних, а на полярних фронтах, які відділяють тропічне і помірне повітря.

Фронтальні грози розташовуються уздовж фронту у вузькій витягнутій зоні, довжина зони може перевищувати 1000 км, а ширина досягати 50-100 км. Якщо в нижніх шарах грозові хмари можуть зливатися в загальний хмарний масив, то на висотах >3 км між ними спостерігаються просвіти від 5 до 150 км.

Фронтальні грози переміщуються разом з фронтом у напрямку повітряних течій на висотах 3-5 км [8, 10].

Найсприятливішими синоптичними умовами для утворення гроз є:

- тилова частина циклону;
- західна периферія антициклону;
- депресія, яка заповнюється або малорухомий циклон;
- а також проходження фронтів: вдень – холодного фронту, фронту оклюзії за типом холодного, а вночі – теплого фронту, або фронту оклюзії за типом теплого.

2.2 Рекомендації для польотів в зоні грозової діяльності

Купчасто-дощові хмари становлять велику загрозу для авіації завдяки ймовірності:

- сильної турбулентності;
- сильного обмерзання;
- грозових розрядів;
- високої водності, наприклад вмістом дощової води;
- граду і т.д.

Повітряне судно має уникати польотів в районах розвитку купчасто-дощової хмарності, особливо, якщо вона замаскована різними хмарними шарами. Хоча тривалість життя окремих купчасто-дощових хмар може становити 1,5 години, найбільш інтенсивний розвиток Сб та грозової діяльності пов'язано з багатокомірковими конвективними системами, які

потім можуть розвиватися в суперкомірки. Такі системи є довгоживучими завдяки появі дочірніх елементів, процес може тривати протягом багатьох годин [11].

Польоти в зоні грозової діяльності дуже небезпечні. Якщо заряд потрапляє в міцну металеву конструкцію, літак залишиться структурно міцним; і пасажери та екіпаж не будуть безпосередньо вражені струмом і напругою розряду завдяки ефекту клітки Фарадея. Однак вхід і вихід розряду буде явно видний як опік на фюзеляжі літака. Це результат температури 3000-32000К усередині каналу блискавки. Якщо ж розряд потрапляє поруч або ж проходить через такі деталі, як антени, тоді ці деталі можуть бути зруйновані. Попадання блискавки в сучасні композитні матеріали будуть викликати розшарування матеріалу. Якщо розряди потрапляють в структурно важливі зони літака, їх цілісність опиняється під загрозою. Після удару блискавки можуть вийти з ладу електрична/електронна системи з відключенням ланцюга живлення; магнітні компаси стають ненадійними, радіокомунікаційному і навігаційному обладнанню може бути завдано шкоди. Автоматичний радіокомпас (ADF) буде вказувати на центр бурі [12].

В грозових хмарах спостерігаються потужні висхідні і низхідні потоки і інтенсивне обмерзання, розряди блискавки, град, сильні зливи, погана видимість. Під час грози необхідно ретельно вивчати метеоситуацію як перед польотом, так і в період проведення польотів, організувати повітряну розвідку погоди, використовувати наземні і літакові радіолокаційні установки для виявлення осередків грози і своєчасного їх обходу.

Перед вильотом для уточнення місця розташування грозових (зливових) осередків слід ознайомитися з останніми даними штормового кільця аеродрому вильоту і даними радіолокаційних спостережень.

При прийнятті рішення на виліт з перетином зони грозової діяльності і сильних злив опадів командир повітряного судна (ПС) зобов'язаний враховувати характер гроз (внутрішньомасові, фронтальні), розташування і переміщення грозових і зливових осередків.

При вильоті, посадці і наявності в районі аеродрому потужної купчастої і купчасто-дощової хмарності екіпаж має оглянути за допомогою бортової радіолокаційної станції (РЛС) зону району аеродрому, оцінити можливість зльоту, посадки і визначити порядок обходу потужної купчастої, купчасто-дощової хмарності та зон сильних дощових опадів.

При виявленні в польоті потужних купчастих та купчасто-дощових хмар бортовими РЛС дозволяється обходити ці хмари на відстані не менше 15 км від ближньої межі засвітки. Перетин фронтальної хмарності з окремими грозовими осередками може проводитися в тому місці, де відстань між межами засвіток на екрані бортового РЛС не менше 50 км.

Політ над верхньою межею потужних купчастих і купчасто-дощових хмар дозволяється виконувати з перевищенням над ними не менше 500 м. Екіпажам ПС навмисно входити в потужні купчасті, купчасто-дощові хмари і зони дощових хмар забороняється [13].

2.3 Дослідження грозової діяльності в світі

Щороку сильні грози призводять до значних матеріальних втрат і призводять до смертей по всій Центральній Європі; таким чином, краще розуміння місцевих штормових кліматологій та супутніх їм середовищ є важливим для оперативних прогнозистів, менеджерів з надзвичайних ситуацій та оцінки ризиків. У цьому дослідженні науковцями було розглянуто цю проблему, аналізуючи дані про інтенсивність блискавок за 18 років та колоковані атмосферні середовища. Грози в Польщі найчастіші в липні між 14 і 16 UTC і утворюються зазвичай в середовищах з низькою атмосферною нестійкістю і помірним вертикальним зсувом горизонтального вітру. Імовірність штормів, що виробляють інтенсивні блискавки, зростає, коли

обидва ці параметри навколишнього середовища досягають більш високих значень.

Спалах блискавки від хмари до землі (CG) в середньому реєструється в Польщі 150-160 днів на рік. Грози найчастіше бувають влітку (тобто, червень-серпень) і над південно-східною частиною країни. Аналогічний розподіл суворих погодних явищ можна спостерігати на основі записів з Європейської бази даних суворої погоди (ESWD), які також вказують на те, що найпоширенішою конвективною загрозою по всій Центральній Європі є сильний вітер, за яким слідує надмірні опади, великий град, руйнівні блискавки та смерчі [14].

Блискавичні кліматології засновані на даних детекторів блискавок, які можуть бути наземними і супутниковими, глобальними або регіональними. Вимірювання глобальної блискавичної активності застосовуються за допомогою наземних систем датчиків блискавки, таких як Всесвітня мережа розташування блискавок (WWLLN) і Vaisala GLD360 або супутникові інструменти, такі як Датчик блискавичної візуалізації (LIS). Обидва джерела підтверджують, що найвища частота блискавок виникає над континентами в тропічних районах. Глобальні наземні системи дозволяють здійснювати моніторинг блискавок на більш широкій території, включаючи більш високі широти, але ефективність їх виявлення нижче, ніж у регіональних або супутникових систем.

У Європі дослідження кліматологій освітлення проводилися з використанням демонстраційної мережі передових технологій (ATDnet), Європейського співробітництва з виявлення блискавок (EUCLID) та мереж ZEUS. Ці дослідження показали, що пік швидкості спалаху блискавки в Європі припадає на другу половину дня (14-16 UTC) протягом літа [15].

Визначення інтенсивності грози, яке може ґрунтуватися на оцінці частоти блискавки, радіолокаційної відбивної здатності або виникнення суворої погоди, є чималим методологічним завданням. Один з методів використовує звіти про сувору погоду, зібрані з спостерігачів за погодою та

джерел ЗМІ. Однак визначення інтенсивності грози на основі цих повідомлень є досить умовним, і залежить, серед іншого, від щільності населення та ефективності локальної звітності, що індукує просторові та часові неоднорідності. База даних ESWD для району Польщі складається з більш ніж 22 000 звітів про великий град, торнадо та сильний вітер за період 2008–20 років [15].

Пульсові сильні шторми - це одноклітинні грози, які спричиняють сильний вітер та/або сильний град протягом короткого періоду часу. Ці шторми створюють серйозну проблему прогнозування теплого сезону, оскільки синоптики в даний час не мають достатніх вказівок, щоб знати, які, якщо такі є, клітини, які спостерігаються, стануть серйозними. Емпірична модель «Імовірність важкого» (ProbSevere), розроблена Кооперативним інститутом метеорологічних супутникових досліджень (CIMSS), об'єднує дані в реальному часі для отримання короткострокових (0–60 хв), статистично виведених імовірнісних прогнозів інтенсивності грози. Це дослідження оцінює здатність ProbSevere прогнозувати пульсові сильні шторми на південному сході США. [16]

Експериментальна система асиміляції даних ансамблю Warn-on-Forecast (WoF) (DA) та прогнозування на відстані 1 км від сітки розроблена та протестована з використанням двох подій тропічного циклону (TC), однієї весняної сильної грози та однієї літньої раптової повені. Для оцінки впливу ВМГО ДА на відстані 1 км сітки проводяться два експерименти. Один експеримент, а саме WoFS-1km, генерує 3-годинні ансамблеві прогнози з 1-кілометрового аналізу WoFS, тоді як інший експеримент, а саме Downscaled-1km, генерує 3-годинні ансамблеві прогнози зі зменшених 3-кілометрових аналізів. [17]

Конвективні шторми є поширеними явищами навесні та влітку як у Європі, так і в Сполучених Штатах, і часто спричиняють сувору погоду та суспільні наслідки. Щороку над обома континентами відбуваються сотні блискавок, великий град, руйнівний вітер, торнадо та раптові повені, що

спричиняє загибель людей та значну шкоду інфраструктурі. Тому знання спатіотемпоральної мінливості сильних гроз є цінним не тільки для національних метеорологічних служб, але й для моделювання ризиків та страхової галузі.

У міру подовження записів виявлення блискавок і підвищення ефективності звітності про сувору погоду можна побудувати більш точну кліматологію конвективних небезпек. У цьому дослідженні науковці агрегували спалахи з Національної мережі виявлення блискавок (NLDN) та мережі виявлення блискавки дальньої дальності (ATDnet) з повідомленнями про сувору погоду з Європейської бази даних суворої погоди (ESWD) та Центру прогнозування штормів (SPC) Дані про шторм на загальній сітці $0,25^\circ$ та 1-год кроків. Щороку приблизно 75–200 грозових годин відбувається над південно-західними, центральними та східними Сполученими Штатами, з піком над Флоридою (200–250 год). Активність над більшою частиною Європи коливається від 15 до 100 год, з вершинами над Італією і горами (Піреней, Альпи, Карпати, Динарські Альпи; 100–150 год). Найвища конвективна активність над континентальною Європою припадає на літо, а над Середземномор'ям восени.

Перші безперервні загальноєвропейські зусилля зі збору даних почалися з роботи Європейської бази даних суворої погоди (ESWD) Європейською лабораторією сильних штормів у 2006 році. ESWD інтегрувала раніше існуючі національні набори даних, і з тих пір спирається на мережу добровільних репортерів про сувору погоду, поширених по всій Європі. Спостереження ESWD бачили різноманітні застосування, включаючи розробку загальноєвропейських кліматологій сильних гроз, торнадо, і граду.

Зусилля зі збору даних про сильні шторми для Сполучених Штатів були засновані на декількох наборах даних, найбільшим з яких в даний час є Центр прогнозування штормів (SPCSD), що охоплює період з 1950 року по теперішній час. [18]

У багатьох країнах грози є основним чинником погодинних екстремальних опадів (НЕР). Попередні дослідження показали, що кількість гроз неухильно знижувалася в цілій країні Китаю; однак за останні півстоліття НЕР значно збільшився в декількох областях. Роль гроз у змінах у виникненні НЕР залишається в Китаї значною мірою невідомою. У цьому дослідженні вперше використали безперервні 32-річні записи погодинних опадів та грози, а також Європейський центр прогнозів погоди п'ятого покоління з атмосферного реаналізу середнього діапазону (ERA5), щоб проаналізувати зміни гроз при різних середовищах вертикального зсуву вітру (VWS) та їх внесок у виникнення НЕР. Набори даних про погодинні опади з 2435 станцій і вручну записана інформація про поверхневу погоду [включаючи записи про грім (TD)] з 2477 станцій були опубліковані Національним метеорологічним інформаційним центром, Китайським метеорологічним управлінням.

Щоб зрозуміти динамічні та термодинамічні попередники, було проаналізовано Європейський центр прогнозів погоди п'ятого покоління з атмосферного реаналізу середнього діапазону (ERA5) для визначення умов навколишнього середовища, включаючи VWS, найбільш нестійкий CAPE, і осаджувана вода.

Використовуючи довгострокові ручні записи TD, дані про погодинні опади 653 станцій та дані повторного аналізу ERA5 за період 1980–2011 років (теплий сезон), науковці розглянули внесок TD у НЕР та причини зміни частоти подій TD-НЕР у Китаї. Загалом 63,2% подій НЕР були пов'язані з TD у теплу пору року. Однак мінлива частота подій НЕР не узгоджувалася з частотою TD по всьому Китаю через зменшення частоти неекстремальних опадів TD і TD без опадів[19].

Зв'язки між спалахами блискавок і кінематикою грози і мікрофізикою важливі для таких застосувань, як зараз конвективна інтенсивність. Ці зв'язки знаходяться під впливом структур електрифікації хмар і, як було показано, змінюються в аномально електрифікованих грозах. У цьому дослідженні розглядаються перехідні зв'язки між активною структурою заряду та

розташуванням спалаху блискавки в контексті кінематичних та мікрофізичних характеристик апдрафту під час розробки аномально електрифікованої грози суперелементів у долині Теннессі 10 квітня 2009 року. Початкова структура заряду в межах апдрафту характеризувалася як аномальний диполь, в якому позитивний заряд виводився в регіонах осадового льоду, а негативний заряд виводився в регіонах хмарного льоду [20].

Дані про блискавки часто використовуються для вимірювання місця розташування та інтенсивності гроз. У цьому дослідженні представлені 5-річні дані Глобальної мережі виявлення блискавок (ENGLN) у вигляді годин грому. Година грому визначається як година, протягом якої з даного місця можна почути грім, а години грому обчислити для всієї земної кулі.

Після того, як глобальне виявлення блискавок стало життєздатним, дослідження громового дня стали менш поширеними. Глобальні кліматології блискавок, розроблені в останні два десятиліття, зазвичай покладаються замість цього на прилади виявлення блискавки на основі супутників, такі як оптичний перехідний детектор (OTD) і датчик зображення блискавки (LIS).

Середня кількість громових годин в одному році з повного набору даних зображена на рис.2.2.а, а середня річна FRD з LIS-OTD 0,5 ступеня повної кліматології високої роздільної здатності зображено на аналогічній колірній гамі на рис.2.2.б. Існує широка згода між щорічною глобальною частотою TH та річною глобальною FRD від LIS-OTD. Значні максимуми FRD в Колумбії, басейні Конго та Малаккській протоці в регіоні Морського континенту, які були виявлені в дослідженнях кліматології блискавок LIS-OTD, також з'являються як максимуми в глобальному розподілі TH (години грому).

На рисунку 2.3 зображено годину пікової річної ймовірності TH в LST. У глобальному масштабі більшість штормів класифікуються як конвекція повітряної маси, яка приводиться в рух денним нагріванням, і, як правило, зберігається близько 1 год, що робить їх добре представленими годинами грому.

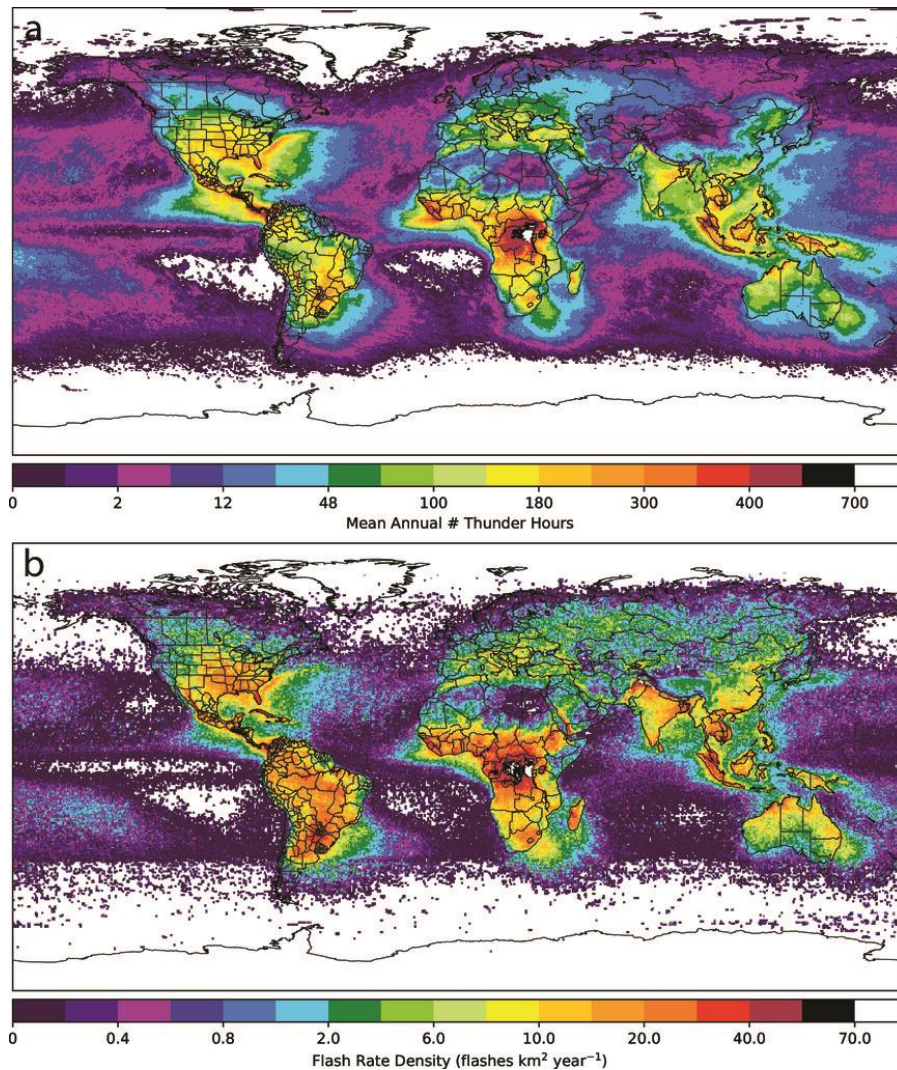


Рисунок 2.2 – (а) Середня щорічна кількість годин грому ENGLN для всієї земної кулі з 2015 по 2019 рік;
 (б) Середня річна щільність спалаху LIS-OTD з 1995 по 2014 рік [20].

Грози, керовані добовим нагріванням повітря, як правило, відбуваються над сушею в місцеві денні та ранні вечірні години, про що свідчать відтінки помаранчевих домінуючих поверхонь суші на рис. 2.3 . Ця тенденція помітна і на рис. 2.2, де ймовірність ТН, як правило, висока поблизу лінії день-ніч [21].

Інфрачервоні та мікрохвильові вимірювання звукових сигналів із полярно-орбітальних супутників використовуються для отримання профілів температури, водяної пари та слідових газів, використовуючи набір алгоритмів, які називаються Національним управлінням океанічних та атмосферних досліджень (NOAA) Унікальна комбінована система обробки

атмосфери (NUCAPS). Метеорологи оперативно використовують вилучення, подібні до радіозондних вимірювань, для оцінки стабільності атмосфери та допомоги їм у видачі прогнозів та попереджень про сувору погоду.

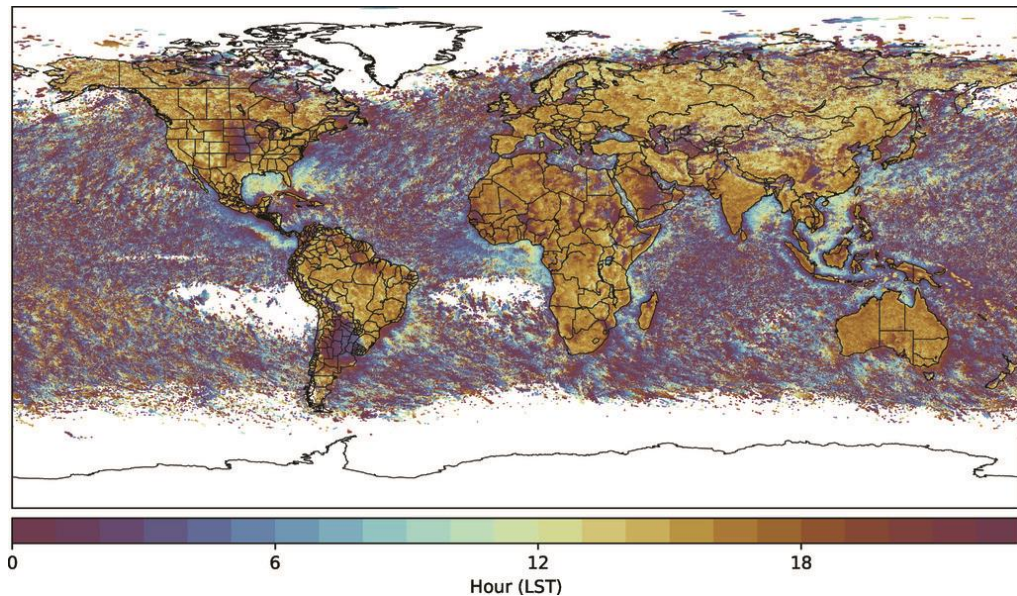


Рисунок 2.3 – Час середньорічної пікової ймовірності ТН в LST для всього світу[21].

Звичайні радіозонди мають вирішальне значення для ініціалізації моделей NWP шляхом асиміляції даних та оцінки прогнозів. Як і радіозонди, NUCAPS може надавати в режимі реального часу, незалежну від моделі інформацію про температуру атмосфери та вологу. Оскільки радіозонди запускаються лише двічі на день з 92 об'єктів Національної метеорологічної служби (NWS) у Сполучених Штатах, NUCAPS може доповнювати спостереження щільними супутниковими спостереженнями на 2,200-кілометровій хвилі зі швидкістю ~ 120 миттєвих звуків на 30 с. Крім того, існуючі супутники на низькій навколосемній орбіті (LEO) мають одвірки в середині дня та на початку дня, забезпечуючи спостереження за межами звичайного часу запуску радіозонду 00 та 12 UTC. Радіозонди вимірюють температуру і вологу в точці зіткнення при підйомі кулі, тоді як NUCAPS вимірює атмосферні градієнти зверху вниз і усереднені по великій області.

Під час НВТ синоптики задокументували приклади сценаріїв, коли NUCAPS добре фіксував атмосферні явища. Наприклад, на рис. 2.4а показано звучання NUCAPS з інверсією температури 800 гПа (червона стрілка) в районі попередження округу Х'юстон/Галвестон, штат Техас (CWA). Температурні інверсії можуть стратифікувати стабільну середню тропосферу з нестійкого прикордонного шару і таким чином можуть пригнічувати розвиток гроз. У цей день моделі прогнозували значну конвекцію, тому NUCAPS допоміг синоптику діагностувати причину відкладеного початку грози.

Три випадки, виявлені синоптиками НВТ, де профілі NUCAPS та gridded NUCAPS надали додаткове значення для доконвективного прогнозування. Вони являють собою приклади, коли NUCAPS був корисним для ідентифікації (Рис.2.4а) температурних інверсій, (Рис.2.4b) градієнтів у швидкості лапсів ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$), і (Рис.2.4c) вертикальні ознаки, які можуть зменшити CAPE [21].

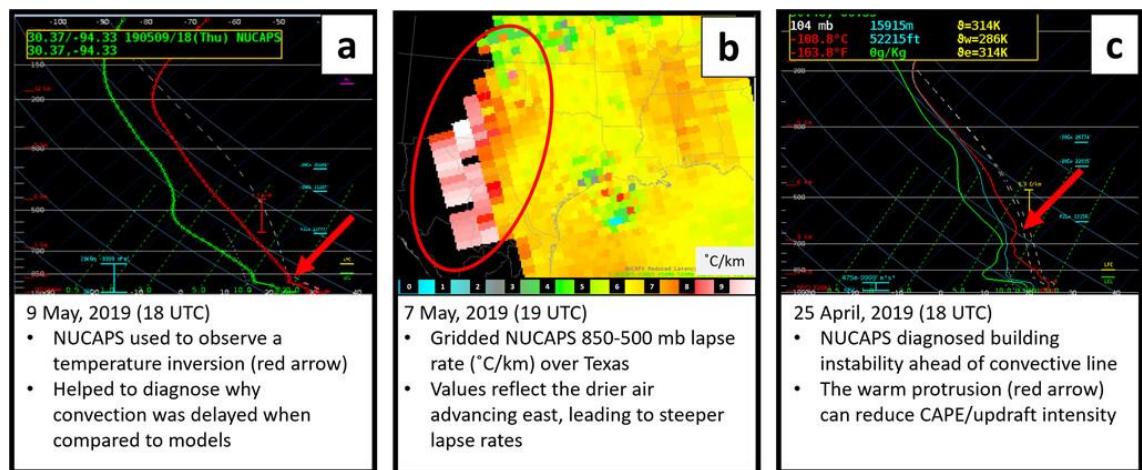


Рисунок 2.4 – Випадки профілів NUCAPS та gridded NUCAPS для доконвективного прогнозування:

- (a) - ідентифікації температурних інверсій;
- (b) - градієнтів у швидкості лапсів ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$);
- (c) - вертикальні ознаки, які можуть зменшити CAPE [21].

Прикладом використання даної системи при вивченні сильних штормів є 27 квітня 2020 року в Південному Техасі сильні грозові спалахи. Інтенсивне дослідження цієї важкої конвективної вітрової події демонструє наукову

цінність, додану синергетичним аналізом даних супутникових і наземних датчиків. Це ілюструється післяобіднім вертикальним профілем NUCAPS, який вказує на зниження стабільності та потенціалу конвекції та верифікації появою сильних конвективних штормів на знімках SSMIS та MHS. Послідовні шляхопроводи супутників DMSP F-17 і EPS MetOp-A, наведені на рис.2.5, надали мікрохвильові знімки, які ефективно візуалізували важку еволюцію MCS. Цей багатоклітинний шторм відстежував схід-південний схід зі слабким низькорівневим зсувом, який був майже паралельний MCS, що дозволило провести короткий епізод сильних низхідних вітрів над районом Дель-Ріо з подальшим поступовим ослабленням системи та припиненням сильних вітрів [22].

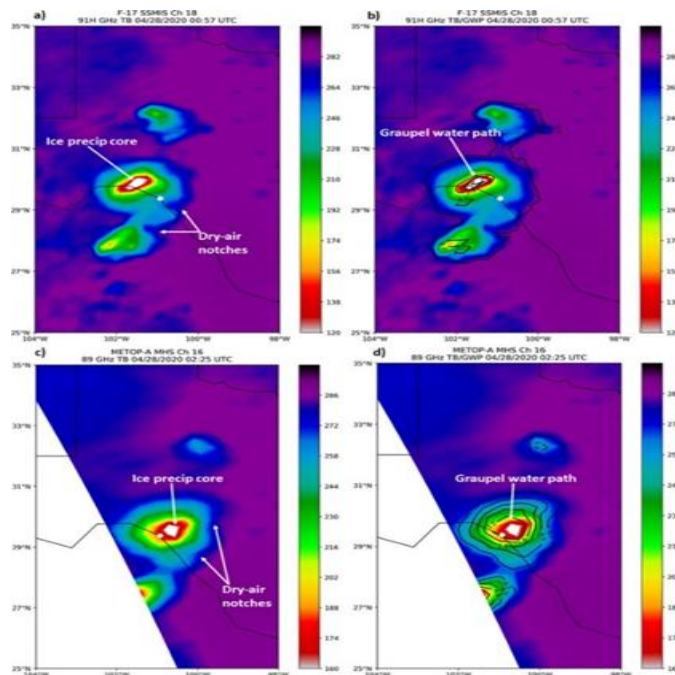


Рисунок 2.5 – Регіональне зображення температури яскравості (ТВ) у Південному Техасі, 00:57 UTC 28 квітня 2020 року [22]

- a) – частота 91 ГГц 28 квітня 2020 року, 00:57 UTC;
- b) - вимірювання водного шляху (GWP), що лежить вище.
- c) - зображення температури яскравості *MetOp-A* MHS 89 ГГц 28 квітня 2020 року, 02:25 UTC;
- d) вимірюванням водного шляху, що граупеля.

Одиницями яскравості температури є вимірювання водного шляху кельвінів і граупелів в міліметрах (мм) з інтервалом контуру 2,5 мм для SSMIS

і 0,25 мм для MHS. Біле коло позначає місце виникнення спаду в Дель-Ріо. Ромбоподібні області, що оточують центроїд шторму, вказують на найхолодніші температури яскравості нижче 120 К в (a) і (b) і нижче 160 К в (c) і (d) [22].

Посилений період спостережень під час польової кампанії HIGHWAY на Сході Африка надав можливість отримати безперервні наземні радіолокаційні спостереження над басейном озера Вікторія. Це дало уявлення про процеси ініціації грози та еволюцію грози. Це розуміння є важливим, оскільки воно може призвести до того, що зараз над озером Вікторія вирують грози, що особливо важливо через > 200 000 рибалок, які щодня користуються озером, і надзвичайно велику кількість утоплень, що виникають внаслідок перекинутих човнів, викликаних великими хвилями та сильним вітром від гроз. Дані радарів з південної берегової лінії озера Вікторія дозволили спостерігати грозову активність над усім озером. Несподівано повернення радара від високої концентрації комах над озером дало можливість радару спостерігати лінії зближення прикордонного шару. За допомогою цієї інформації навчений радаром синоптик міг би забезпечити зараз місця сильного шторму і, використовуючи методи екстраполяції, забезпечити теперішнє місце їх майбутнього розташування. Крім того, передбачені правила прогнозування термінів і масштабів нічної грозової активності над озером на основі радіолокаційного моніторингу більш ранньої активності по північно-східному сухопутному/озерному регіону. Хоча існує багато перешкод, які потрібно подолати, є надія, що найближчим часом ця можлива рятівна інформація може бути надана човнярам озера Вікторія.

Радіолокаційні дані з південного берега озера Вікторія дали змогу повному зрозуміти початок грози та еволюцію над озером. Це розуміння дає потенціал для того, щоб зараз провести грози над озером Вікторія. Це особливо важливо через надзвичайно велику кількість утоплень, які відбуваються над озером, які виникають внаслідок перекинутих човнів, викликаних великими хвилями та сильним вітром від гроз. Для прогнозування

і тепер визначення термінів і тяжкості грози озера Вікторія передбачені правила, засновані на радарах [23].

Збір даних спостережень є надзвичайно небезпечним у штормових середовищах суперелементів, що призводить до дефіциту даних, що використовуються для оцінки вказівок штормового масштабу з конвекції, що дозволяє моделям (СAM), таким як Національне управління океанічних і атмосферних досліджень (NOAA) Warn-on-Forecast System (WoFS). Цільові спостереження за допомогою польових місій UAS і Radar of Supercells (TORUS) 2019 року надали рідкісну можливість не тільки зібрати ці спостереження, але і зробити це за допомогою передових технологій: вертикально спрямованих доплерівських лідарів.

Важко оцінити точність прогнозів моделі прогнозування погоди сильних гроз, оскільки спостереження рідко доступні поблизу штормів. Однак польовий експеримент TORUS 2019 зібрав кілька спеціалізованих спостережень у майже штормовому середовищі суперелементів, які порівнюються з тими ж майже штормовими середовищами, передбаченими Національним управлінням океанічних і атмосферних досліджень (NOAA) Warn-on-Forecast System (WoFS) для оцінки його продуктивності. Унікальним для цього дослідження є використання мобільних доплерівських лідарних спостережень при оцінці; Лідар може витягувати горизонтальні вітри в декількох кілометрах над землею на часових шкалах в кілька хвилин. Використовуючи лідарні та радіозондові спостереження в навколо штормовому середовищі трьох торнадичних суперелементів, було виявлено, що WoFS загалом прогнозує очікувані тенденції еволюції профілю вітру поблизу шторму, але реакція приглушена порівняно зі спостереженнями [23].

До 1000 смертей від утоплення відбувається щороку на озері Вікторія в східній Африці. Нічні грози є одними з головних винуватців сильних вітрів і хвиль, які змушують рибальські човни перекидатися. Проект високоефективної системи озер погоди (HIGHWAY) був створений для розробки системи раннього попередження для озера Вікторія. До

ШОСЕ прогнози погоди на озеро були надмірно загальними і не довіряли. В рамках проекту HIGHWAY синоптики з офісів метеорологічної служби в Східній Африці працювали з керівниками рибальських громад і підрозділів управління пляжами над розробкою морських прогнозів і попереджень про небезпечну погоду, які мали значення для рибалок та інших зацікавлених сторін. Синоптики використовували спостереження за супутниками, радарми та блискавками з високою роздільною здатністю, зібрані під час польової кампанії HIGHWAY, а також вказівки з числових моделей прогнозування погоди та моделі тропічної з роздільною здатністю 4,4 км, щоб створити конкретні прогнози та попередження для 10 зон над озером. Прогнози тисячам людей повідомляли радіомовники, місцеві посередники та через смартфони за допомогою програми WhatsApp. Рибалки, оператори поромних човнів та громади на березі озера використовували нові морські прогнози для планування своїх денних та нічних заходів на озері. Дослідження соціально-економічних переваг, проведене HIGHWAY, показало, що ~75% людей зараз використовують прогнози, щоб вирішити, чи варто і коли подорожувати по озеру. Показово, що, ймовірно, відбулося 30% зменшення смертності від утоплення на озері, що в поєднанні зі скороченням інших втрат, пов'язаних з погодою, породжує передбачувані соціально-економічні вигоди в розмірі 44 мільйонів доларів на рік завдяки діяльності проекту HIGHWAY; Нові морські прогнози та попередження допомагають врятувати життя та майно.

Двополяриметричний радар метеорологічного управління Танзанії (ТМА), добре розташований на південному березі ЛШ, має вирішальне значення для збору даних про радіолокаційну відбивну здатність з високою роздільною здатністю та доплерівську швидкість про зростання та інтенсифікацію штормів, а також вітрів та зсуву вітру над озером. Синоптики, які мали доступ до цих даних в режимі реального часу, володіли деякими знаннями в інтерпретації даних радіолокаційної відбивної здатності, але обмеженим розумінням в інтерпретації доплерівської швидкості і полів подвійної поляризації. Отже, навчання синоптиків проходило під час

переносяться вітром, таким чином картуючи вітрове поле і регіони сходяться потоку. Раніше комах не спостерігалось над такими великими водоймами, оскільки вони, як правило, протистоять подорожам над водою. Ці межі збіжності добре видно на радарях як відбивну здатність тонкими лініями, які позначають розташування низькорівневої конвергенції та результуючих підйомів. Численні дослідження задокументували зв'язок між цими відбивними тонкими лініями та ініціацією, зростанням та розпадом штормів. Спостереження за цими самими лініями конвергенції над ЛВ дає можливість виявляти та контролювати ініціацію та еволюцію грози, особливо вночі, коли видимі супутникові знімки недоступні. На рис. 2.7 наведені приклади ліній конвергенції, що спостерігаються над ЛШ, пов'язаних з поривчастими фронтами, сухопутними бризами, гравітаційними хвилями та межами невідомого походження.

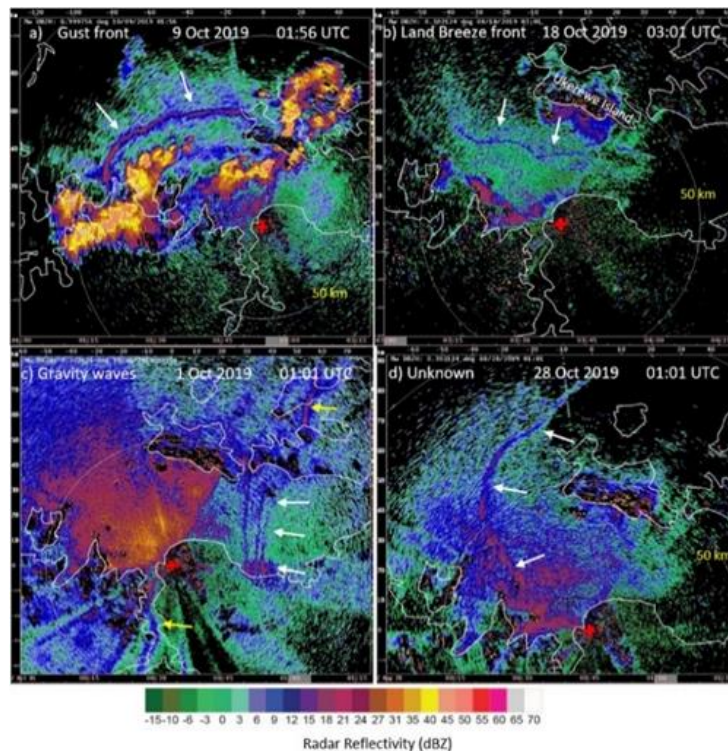


Рисунок 2.7 – Поле радіолокаційної відбивної здатності Мwanza [23]

Поле радіолокаційної відбивної здатності Мwanza з чотирьох різних днів показує приклади тонких ліній, пов'язаних з лініями зближення

прикордонного шару над озером Вікторія. Біла полілінія - південний берег озера Вікторія. Білі стрілки вказують на граничне розташування на кожній панелі. Жовті стрілки в (с) вказують на невідомі межі. Всі ці кордони ініціювали шторми. Місцезнаходження острова Укереве, найбільшого острова в озері Вікторія, показано в (b). Показані кільця радіолокаційного діапазону (світло-сірого кольору) на 50 км. Червоний хрест - це радіолокаційна локація Мванза. Велика область 15-35-дБZ відлуння на північний захід від радару над озером в (с) - від біологічних розсіювання [23].

Хоча північний кінець РН знаходиться в 300 км від радару Мванза, радар може виявляти і відстежувати майже всі грози, що відбуваються над озером через екстремальні висоти грози. Порівняння місць розташування блискавок ENGLN з штормами, виявленими радаром Mwanza, показує, що радіолокаційні відбивні здатності ≥ 35 дБZ добре корелюють з виникненням ударів блискавки. Порівняння цих даних також показує нам, що ініціювання озерних штормів, як правило, не залежить від сухопутних штормів. Дні, коли $>50\%$ озера було вкрито грозами, середній час початку становив 2120 LT, і більшість цих штормів утворилися у вузькій зоні води вздовж північно-східної та східної частини озера. У дні, коли $<10\%$ озера було покрито грозами, середній час ініціації становив вісім годин пізніше на 0521 LT, а ініціація відбувалася посеред озера. Дні з найбільшим відсотком штормів над озером були в основному під час вологого сезону, а найнижчий відсоток днів - у сухий сезон.

До ШОСЕ була невідома сила грозових відтоків і їх потенційна роль у створенні підвищених висот хвиль, небезпечних для невеликих рибальських човнів. Тепер, маючи доступ до радіолокаційних даних, ми можемо вивчити ці процеси. На рис. 2.8 наведено приклад інтенсивної грози, виявленої радаром Мванза з приозерно-поверхневими вітрами ≥ 25 м с⁻¹ (10б). Вітер такої інтенсивності, швидше за все, викличе хвилі, які будуть серйозною загрозою для невеликих човнів.

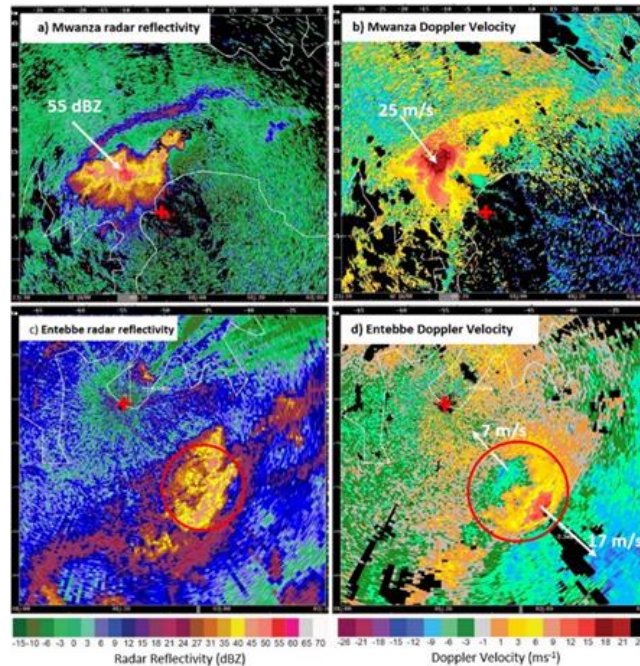


Рисунок 2.8 – Радіолокаційна відбивна здатність (дБZ) і доплерівські швидкості (м с^{-1}), пов'язаний з сильною бурєю і мікробибухом

Сильний шторм за 15 км на північний захід від радару Мванза над озером Вікторія о 0027 UTC 9 жовтня 2019 року з (а) сильним дощем (55 дБZ) та (б) сильним приповерхневим вітром ($>25 \text{ м с}^{-1}$). Шторм, що виробляє мікробибух, за 11 км на південний схід від радару Ентеббе (с) о 0153 UTC 24 лютого 2020 року в межах червоного кола та (д) швидкість доплера, що показує мікророзривні вітри. Білі стрілки позначають максимальне наближення (зелений і синій кольори) і відступаючі (жовтий і червоний кольори) доплерівські швидкості. Червоний хрест на кожній панелі вказує на місце розташування радару [23].

Протягом наступних 4 годин ми спостерігали цей шторм на радарях, коли він перетворився на шквальну лінію, яка рухалася на захід через озеро, постійно виробляючи дуже сильний дощ і $20\text{-}25 \text{ м с}^{-1}$ ($72\text{-}90 \text{ км год}^{-1}$) приповерхневі вітри. За такий довгий підйом, без сумніву, розвивалися великі хвилі ($>2,0 \text{ м}$ у висоту). На рис.2.8с і 2.8д ми бачимо шторм, який спричинив мікробибух за 11 км на південь від радару UNMA та аеропорту Ентеббе. Мікробибухи є дуже серйозною загрозою для літаків при посадці і зльоті. Вони також становлять загрозу для човнів на озері. Менша просторова протяжність

цих даундрафтів і розбіжний відтік створюють сильний зсув вітру над озером, який може збільшити хвилі і змусити невеликі човни перекинутися. Частота мікросплесків над LVB невідома, але спостереження HIGHWAY FC свідчать про те, що вони можуть бути поширеними. Не менш небезпечними є сильні південні так звані «слешерні» вітри, про які повідомляють рибалки, які виникають над озером, коли немає штормів. Як транспортні, так і рибальські човни перекинулися під час цього вітрового режиму, що призвело до численних утоплень. Поки невідомо, чи є ці вітри результатом синоптичного або мезомасштабного форсування. На близькій відстані (<75 км) до радара можлива можливість спостерігати ці сильні вітри, завдяки доплерівському радіолокаційному виявленню чистоповітряних вітрів. Постійні дослідження з використанням багатьох наборів даних FC повинні допомогти розширити наші знання про ініціацію та еволюцію грози над LVB.

Отже, дослідження грозової діяльності є дуже важливим процесом у світі, адже гроза є небезпечним явищем, яке впливає на безліч галузей людського життя. На самперед на наземний транспорт, авіацію, сільське господарство, промисловість, на безпеку життєдіяльності в цілому та інше. У світі з кожним роком вдосконалюються методи дослідження гроз і штормів, прогнозування даних явищ та впливу їх на різні сфери. Порівнюючи дослідження та аналізуючи можна дійти висновку, що вивчення грозової діяльності важливий внесок в роботу оперативних прогнозистів, менеджерів з надзвичайних ситуацій та оцінки ризиків.

3 ДОСЛІДЖЕННЯ ГРОЗОВОЇ ДІЯЛЬНОСТІ НА АМСЦ КИЇВ/ЖУЛЯНИ

3.1 Повторюваність грозової діяльності на АМСЦ Київ/Жуляни

У якості періоду дослідження обрано 2011-2020 рр., в аналізі використано статистичні дані грозової діяльності за даними погодинних метеорологічних спостережень на аеродромі Київ/Жуляни і даними прогнозів погоди на аеродромі.

Всього за досліджуваний десятирічний період з 2011 по 2020 рр. було зафіксовано 362 випадків з грозою. В таблиці 3.1 наведений розподіл фактичних випадків явища грози за період дослідження по місяцях.

Таблиця 3.1 – Кількість днів з грозою на аеродромі “Київ” (Жуляни) за 2011-2020 рр.

Рік	Місяць								Всього днів за рік
	ІІІ	ІV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
2011	-	-	2	12	17	10	1	1	43
2012	2	7	7	8	15	11	4	1	55
2013	-	-	6	14	7	6	4	-	37
2014	-	1	8	15	12	6	5	-	47
2015	-	-	2	6	5	2	-	-	15
2016	-	2	10	7	4	2	-	-	25
2017	-	1	4	7	12	4	5	-	33
2018	-	1	5	12	11	4	4	-	37
2019	-	1	10	13	6	6	0	3	39
2020	-	1	5	12	4	3	6	0	31
Всього	2	14	59	106	93	54	29	5	362

Проаналізувавши таблицю можна виділити, що найбільша кількість випадків з грозою спостерігалось в червні 106 випадків та липні 93 випадки. Найменшу кількість зафіксовано у вересні 2 випадки та жовтні 5 випадків.

Статистичні дані спостережень за грозою наведено в табл. 3.2.

Таблиця 3.2. – Повторюваність грози за синоптичними умовами формування, АМСЦ Київ/Жуляни, 2011–2020 рр.

Роки		ХФ	ТФ	ФО	ВМ	Всього
2011	кв	14	1	1	27	43
	%	33	2	2	63	100
2012	кв	8	5	2	40	55
	%	15	9	4	72	100
2013	кв	4	2	2	29	37
	%	11	5	5	79	100
2014	кв	6	10	1	30	47
	%	13	21	2	64	100
2015	кв	5	2	-	8	15
	%	33	13	-	54	100
2016	кв	7	1	2	15	25
	%	28	4	8	60	100
2017	кв	10	4	3	16	33
	%	30	12	9	51	100
2018	кв	10	4	2	21	37
	%	27	11	5	57	100
2019	кв	22	4	5	8	39
	%	56	10	13	21	100
2020	кв	11	8	8	4	31
	%	35	26	26	13	100
Всього	кв	97	41	26	198	362

Примітки: кв – кількість випадків; ХФ – холодний фронт; ТФ – теплий фронт; ФО – фронт оклюзії; ВМ – внутрішньомасові грози.

Переважну більшість випадків становили внутрішньомасові грози – 198 випадків (53%), частка фронтальних гроз менша – 47% (164 випадків).

Типово фронтальні грози переважно пов'язані з холодними фронтами. Грозові розряди виникають при значному вертикальному розвитку купчасто-дощових хмар, коли їх вершини досягають рівня природної кристалізації. Фронтальні купчасто-дощові хмари звичайно являють собою не ізольовані хмари, а пасма, зосереджені уздовж лінії фронту, і, як правило, є більш

потужними, ніж внутрішньомасові. Суперкомірки розвиваються на холодних фронтах і фронтах оклюзії за типом холодного фронту при сильній нестійкості і великих зсувах вітру при слабкому його обертанні. Багатокоміркові лінійні грози являють собою лінію грози із тривалим, добре розвиненим фронтом поривів вітру на передній лінії фронту [10, 24-26].

Відповідно до кліматичних даних, за досліджуваний період серед гроз фронтального походження домінують явища, які розвинулися на холодному фронті – загалом 97 випадків, з максимумом у 2019 р. – 22 епізодів (56%) та 14 випадків – у 2011 р. (33%). Дещо меншу повторюваність мали грози на теплих фронтах – 41 епізодів, а на фронтах оклюзії лише 26.

Внутрішньомасові грози зумовлені конвекцією і виникають як у теплих масах повітря, внаслідок нагрівання підстильної поверхні переважно у малоградієнтному полі підвищеного або зниженого тиску, так і в холодних, які перемішуються на теплу поверхню. Максимальне число внутрішньомасових гроз припадає на 2012 р. – 40 епізодів, або 72% від річної кількості випадків з грозою.

Мінімум повторюваності припадає на 2015 рік – зафіксовано всього 15 випадків з грозою. При цьому спостерігались частіше внутрішньомасові грози – 8 (54%) випадків, ніж фронтальні – 7 (46%) випадків.

2011 рік характеризувався домінуванням внутрішньомасових гроз – 27 випадків (63%). Фронтальні грози становили тільки 37%.

За 2013 та 2014 р. спостерігались грози, більшість з яких внутрішньомасові (79 та 64%). На фронтальні грози припало 21 та 36 % від загальної кількості.

У 2016 та 2017 роках зафіксовано практично однакову кількість внутрішньомасових гроз – 15 (60%) та 16 (51%) випадків з грозою. При цьому виділимо, що серед гроз фронтального походження переважають грози на холодному фронті.

2018 року спостерігалось також переважна більшість гроз внутрішньомасових – 21 випадок (57%), ніж фронтальних – 43%.

У 2019 році спостерігалась найбільша кількість випадків гроз фронтального походження, а саме холодного фронту 22 випадки (56%). Найменше кількість випадків – 4 (10%) прослідковується саме гроз теплового фронту.

У 2020 році грозова діяльність характеризується високими показниками випадків гроз фронтального походження, холодного фронту – 11 (35%), теплового фронту та фронту оклюзії по 8 випадків (26%).

Повторюваність грози залежно від строку початку грози наведено в табл.3.3.

Таблиця 3.3 – Повторюваність гроз за строками спостережень, АМСЦ Київ/Жуляни, 2011 – 2020 рр. (кількість випадків / %)

Час доби	Рік										Всього за 2011-2020рр.
	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	
00-03	1 / 2	3 / 6	2 / 5	2 / 4	1 / 7	1 / 4	2 / 6	1 / 3	4 / 10	1 / 3	18
03-06	3 / 7	3 / 6	-	-	2 / 13	-	4 / 12	-	1 / 3	4 / 13	17
06-09	2 / 5	4 / 7	2 / 5	3 / 6	-	2 / 8	2 / 6	1 / 3	1 / 3	1 / 3	18
09-12	10 / 5	10 / 18	5 / 14	9 / 19	6 / 40	6 / 24	4 / 12	14 / 38	1 / 3	1 / 3	66
12-15	11 / 23	14 / 25	10 / 27	13 / 28	1 / 7	10 / 40	10 / 31	6 / 16	7 / 18	4 / 13	86
15-18	6 / 26	9 / 16	8 / 21	11 / 24	1 / 7	4 / 16	5 / 15	8 / 21	10 / 26	10 / 32	72
18-21	6 / 14	7 / 13	5 / 14	7 / 15	2 / 13	-	2 / 6	3 / 8	9 / 23	6 / 20	47
21-24	4 / 9	5 / 9	5 / 14	2 / 4	2 / 13	2 / 8	4 / 12	4 / 11	6 / 14	4 / 13	38
всього	43	55	37	47	15	25	33	37	39	31	362

Загалом за досліджуваний період з 2011 по 2020 рр. визначено 242 випадків денних гроз, а саме за строки спостереження з 06 год до 18 год, що становить 67% від загальної кількості гроз за цей період. Вечірні грози за строк спостереження з 18 год до 22 год складають 47 випадків (13%). Нічні грози становили лише 73 випадки (20%).

В добовому ході за даними обсерваторії Києва більше половини гроз (59%) відмічається з 13-ї до 22-ї години під час максимального прогрівання підстильної поверхні. У нічний і ранковий час грози бувають рідко.

Проаналізувавши графік повторюваності гроз за строки спостережень (рис. 3.1) можна дійти висновків що, максимум припадає на часовий проміжок 12-15 год. – 86 епізодів, дещо меншу повторюваність мають грози у відрізку часу 15-18 год. – 72 епізодів. Мінімум припадає на строк з 03-06 годин – 17 епізодів. Як відомо, грози, що утворюються у другій половині дня, є найтривалішими.

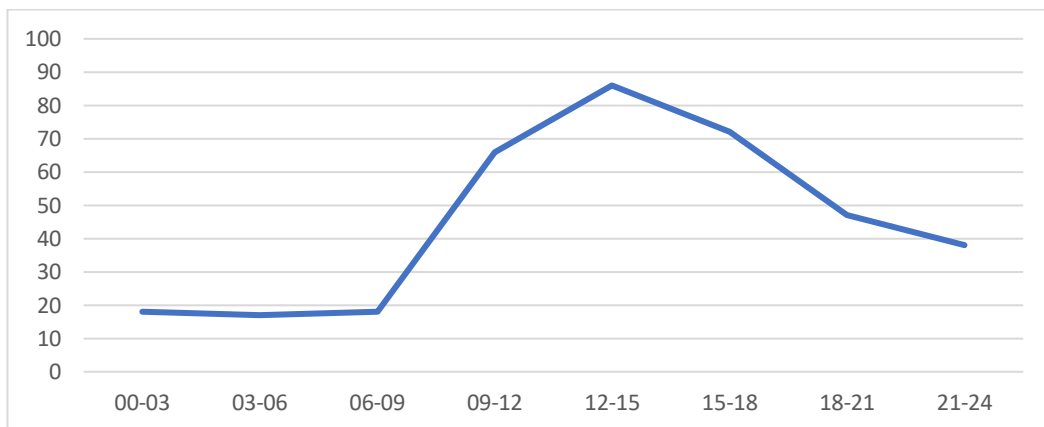


Рисунок 3.1 - Графік повторюваності гроз за строками спостережень, АМСЦ Київ/Жуляни за період 2011 – 2020 рр.

За 2011 рік спостерігалось 43 випадки з грозою на аеродромі, з яких 29 денних (67%) і 14 – вечірніх та нічних гроз (33%).

У 2012 р. спостерігалась більшість денних гроз – 37 випадків (67%), ніж вечірніх та нічних - 18 (43%), загальна кількість становила 55 випадків.

За 2013 рік спостерігалось 37 випадків з грозою, з яких денних виявилось 25 епізодів, або 68% від загальної кількості і 12 вечірніх та нічних гроз (32%).

У 2014 році зафіксовано 47 епізодів з грозою, де денних – 36 випадків (77%), а вечірніх та нічних 11 (23%).

Мінімум грозових випадків на аеродромі Київ/Жуляни спостерігалось в 2015 році, що склало всього 15 епізодів, з яких 8 зафіксовано в денні години (53%), та практично таку ж кількість – 7 епізодів – в вечірні та нічні години (47%).

У 2016 році спостерігалась кількість гроз – 25 випадків. На денні години припало 20 гроз (80%), а на вечірні та нічні 5 (20%).

У 2017 році зафіксовано 33 випадки, з яких переважну більшість становили денні грози – 21 випадок (64%) та 12 вечірніх та нічних (36%).

За 2018 рік спостерігалась така сама кількість гроз, як і у 2013 році – 37 випадків, з яких 29 денних (78% від загальної кількості) та всього 8 вечірніх та нічних (22%).

У 2019 році спостерігалось 19 випадків денних гроз (49%), вечірніх та нічних гроз – 20 (51%). А в 2020 році денних гроз – 16 епізодів (51%), нічних та вечірніх 15 (49%).

Розглядаючи графік кількості випадків грози в денні години (рис. 3.2) можна дійти висновку, що найбільшу кількість випадків грози в спостерігалось в 2011 році, а найменшу – 2015. Проаналізувавши графік кількості випадків грози у вечірні та нічні години (рис. 3.3), видно що найбільшу кількість епізодів зафіксовано в 2019 році, а найменшу – 2016.

Виходячи з вищевикладеного аналізу, можна дійти висновку, що за досліджуваний період 2011 – 2020 рр. переважна кількість випадків гроз припадала на денні часи, особливо полудневі та післяполудневі години.

Загальну кількість випадків по місяцях представлено на рис. 3.4.

В річному ході найбільша кількість гроз відмічається з травня по серпень з максимумом в липні – 106 випадки. В зимові місяці грози на станції не реєструвалися.

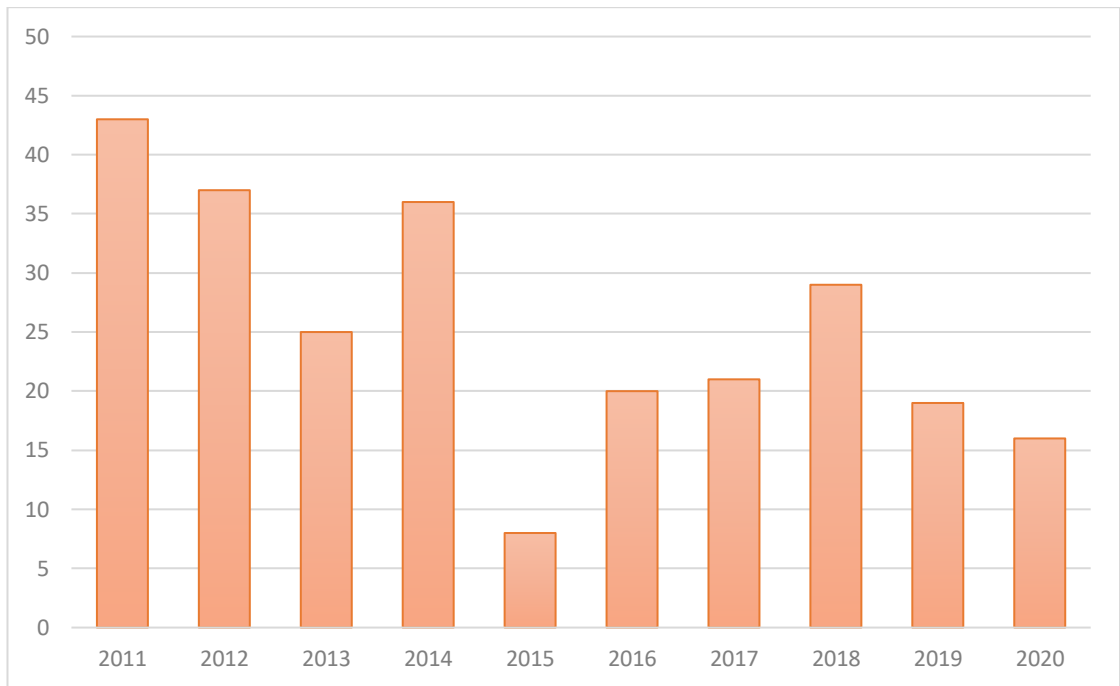


Рисунок 3.2 - Графік кількості випадків грози в денні години за період 2011 – 2020 рр.

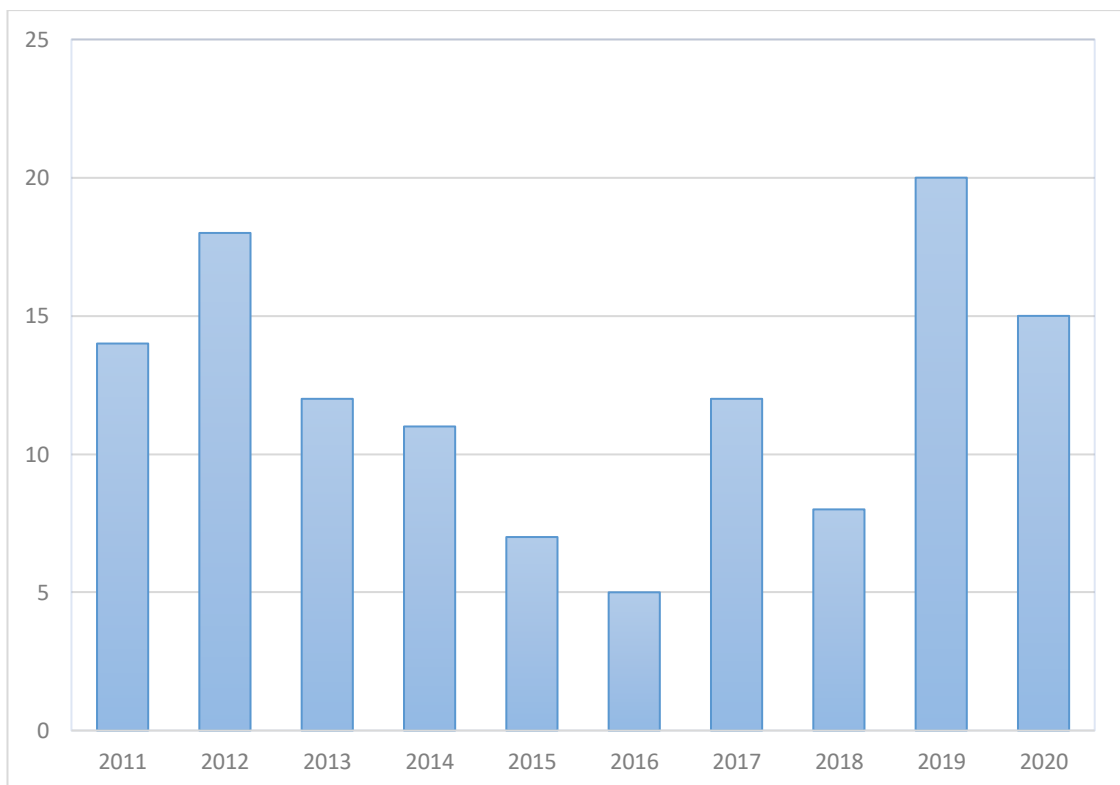


Рисунок 3.3 - Графік кількості випадків грози у вечірні та нічні години за період 2011 – 2020 рр.

У добовому ході найбільша повторюваність грози належить періоду максимального прогрівання підстильної поверхні в період 13-19 год., найменша – в ранковій годині 03-08 год.

У березні, жовтні внаслідок недостатнього прогрівання підстильної поверхні, ранкові і нічні грози не відмічаються, а найбільша повторюваність припадає на денні години.

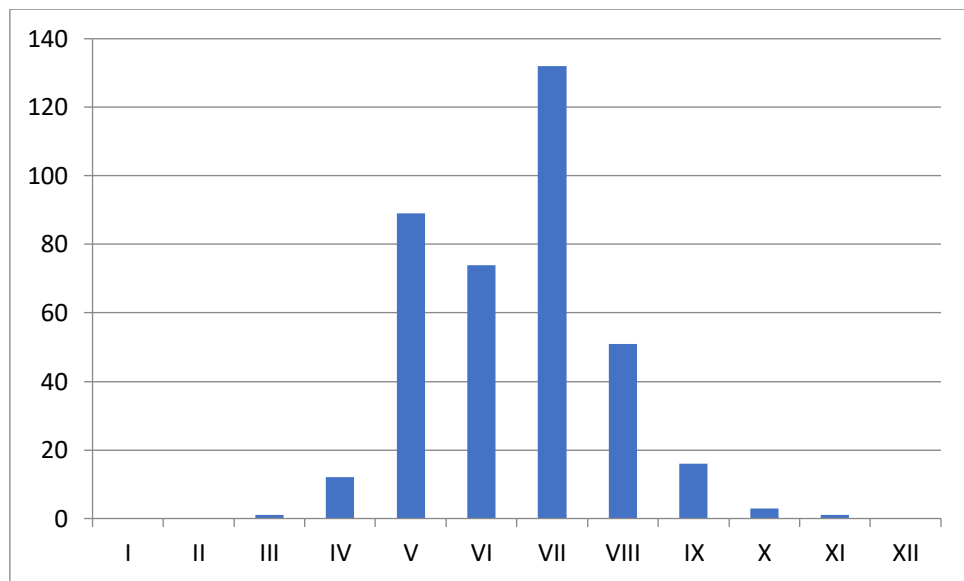


Рисунок 3.4 – Розподіл гроз по місяцям на а/мі Київ/Жуляни з 2011-2020 р.

Повторюваність (%) безперервної тривалості грози представлено в табл.3.4. Тривалість грози коливається від менше 1 години до 5 годин. Більш тривалі грози на аеродромі не відзначалися.

У річному ході найчастіше спостерігалися грози тривалістю менше 1 години – 64,1%, 1-2 години – 28,8%, 2-3 години – 5,0%, 3-4 години – 1,8%. Грози тривалістю 4-5 годин відмічаються рідко і становлять 0,3%.

Загалом, восени і навесні тривалість грози практично однакова. Найбільша тривалість грози на аеродромі Київ/Жуляни зафіксована в ніч з 26.07 на 27.07.2011 року. Тоді гроза розпочалася о 22:04 і закінчилася о 02:30 та тривала 4 години 26 хвилин. Найменш тривала гроза спостерігалася у серпні – 11 хв. (05.08.2018 р. 13:14-13:25).

Таблиця 3.4 – Максимальна і мінімальна тривалість (год.), повторюваність (%) безперервної тривалості грози у 2011-2020 рр.

Місяць	Повторюваність безперервної тривалості грози, %					Максимальна тривалість періоду, год	Мінімальна тривалість періоду, хв
	Тривалість, год						
	≤1	1-2	2-3	3-4	4-5		
Березень	100.0					33 хв	33 хв
Квітень	67.0	33.0				1 год 35хв	21 хв
Травень	65.0	28.0	6.0	1.0		3 год 23 хв	15 хв
Червень	64.0	28.0	7.0	1.0		3 год 28 хв	13 хв
Липень	60.0	29.0	6.0	4.0	1.0	4 год 26 хв	17 хв
Серпень	67.0	33.0				1 год 53 хв	11 хв
Вересень	88.0	6.0	6.0			2 год 11 хв	15 хв
Жовтень	33.0	67.0				1 год 23 хв	37 хв
Листопад	100.0					43 хв	43 хв

Як видно з таблиці 3.5 більший відсоток від загальної кількості випадків гроз на аеродромі Київ/Жуляни за період 2011 – 2020 рр складає грози з опадами. Але можна виділити 2013 рік, де співвідношення майже рівне, грози з опадами 52%, а без опадів – 48%. За 2016 рік спостерігалася інша тенденція, 54% гроз без опадів та 46 % з опадами. Максимальний відсоток випадків з опадами зафіксовано у 2015 році – 83%, а найменший – 2016 році 46%.

Отже, дослідивши повторюваність грозової діяльності на аеродромі за 20-річний період можна дійти висновків, що всього за досліджуваний десятирічний період з 2011 по 2020 рр. було зафіксовано 362 випадків з грозою. Переважну більшість становили внутрішньомасові грози – 198 випадків (53%), частка фронтальних гроз менша – 47% (164 випадків). У річному ході найчастіше спостерігалися грози тривалістю менше 1 години – 64,1%, 1-2 години – 28,8%, 2-3 години – 5,0%, 3-4 години – 1,8%. Грози тривалістю 4-5 годин відмічаються рідко і становлять 0,3%. Більший відсоток від загальної кількості випадків гроз складає грози з опадами.

Таблиця 3.5 – Випадки грози з опадами та без на а/мі Київ/Жуляни за період 2011 – 2020 рр.

Рік	Частка випадків грози без опадів, %	Частка випадків грози з опадами, %
2011	34	66
2012	31	69
2013	48	52
2014	34	66
2015	17	83
2016	54	46
2017	14	86
2018	31	69
2019	24	76
2020	29	71

Порівнюючи отримані результати з Кліматичною характеристикою аеродрому Київ/Жуляни за період 2004 – 2015 рр. можна дійти висновків, що за досліджувані періоди гроза зазвичай спостерігалась з квітня по жовтень, максимальна кількість гроз за 2004 -2015 рр. спостерігається в липні, а за 2011 – 2020 рр. – в червні (106 випадків). За 2004 - 2015 рр. найбільш ранні з них спостерігалися в березні – 3 випадки, найбільш пізні – в листопаді (1 випадок). За 2011 – 2020 рр. найраніше зафіксовано 2 випадки з грозою в березні, найпізніше – 5 випадків в жовтні. У добовому ході за обидва досліджувані періоди найбільша повторюваність грози належить періоду максимального прогрівання підстильної поверхні в період 13-19 год., найменша – в ранкові години 03-08 год [1].

За досліджуваний період 2011 – 2020 рр. спостерігалися грози тривалістю менше 1 години – 64,1%, 1-2 години – 28,8%, 2-3 години – 5,0%, 3-4 години – 1,8%. Грози тривалістю 4-5 годин відмічаються рідко і становлять 0,3%. За період 2004 – 2015 рр. спостерігалися грози тривалістю менше 1 год (43.1 %) та 1–2 год (33.2 %), тривалістю 2–3 год (13.2 %) та 3–6 год (9.0 %). Грози тривалістю 6–10 год (1.3 %), 10-15 год. – 0.2 %.

Отже, порівнявши кліматичну характеристику за 2004 – 2015 рр. з 2011-2020рр. можна виділити, що збільшився відсоток випадків з грозою тривалістю менше 1 год., грози тривалість 1-2 год. кількість зменшилась, 3-4 год. – зменшилась, 5-6 год. – відмічається рідко. Тобто середня тривалість гріз зменшилась. У добовому ході найбільша повторюваність грози належить періоду максимального прогрівання підстильної поверхні. Максимальна кількість гріз тепер спостерігається в липні, мінімальна – в березні[1,26-27].

3.2 Використання даних радіолокаційних спостережень для діагнозу та прогнозу гроз і опадів

Радіолокаційна мережа Гідрометслужби дозволяє в будь-який час доби отримати інформацію, істотно доповнюючи візуальні спостереження.

Радіолокаційна інформація найбільш достовірна в "ефективному радіусі виявлення", де з високим ступенем імовірності (90-100%) виявляються опади, грози, град. Влітку ефективний радіус виявлення становить 150-200 км, взимку 50-90 км [28].

Одна з переваг радіолокаційної інформації порівняно з спостереженнями метеостанцій полягає в тому, що вона ефективніша вночі навіть у випадках цілковитої хмарності нижнього ярусу. Незважаючи на це і деякі інші переваги, радіолокаційний метод має такі обмеження і переваги.

1. Гранична дальність виявлення хмар обмежується дальністю прямої радіовидимості. Тому на відстанях понад 100 км не виявляються хмари, вершини яких лежать нижче лінії радіогоризонту. З цієї ж причини на відстанях понад 100 - 120 км не можна виміряти інтенсивність опадів.
2. Відбувається втрата інформації через ослаблення радіохвиль в хмарах та опадах, особливо в тих областях злив і гроз, які розташовуються за зонами з більшою інтенсивністю відбитого сигналу.

3. Радіолокаційна інформація про форми хмар не така докладна, як інформація метеостанцій. Так, в ближній зоні можна отримати дані тільки по п'яти основних видах хмарності (ярусах), а в дальній зоні - лише про тип хмарного поля.
4. Опади (зливові і облогові) і грози розпізнаються в радіусі 150-200 км з ймовірністю 70-90%.
5. У холодну пору року дальність виявлення хмар зменшується приблизно вдвічі, за винятком інтенсивного розвитку купчасто-дощової хмарності.
6. Не забезпечується визначення нижньої межі хмар, якщо їх висота нижче 600 м і у випадках, коли з них випадають опади [8].

При радіолокаційних спостереженнях визначаються форма хмар (якісно) за вертикальним і горизонтальним розподілом радіолуни, а також за кількісними характеристиками – максимальна висота радіолуни (H_{\max}) і радіолокаційне відображення ($\lg z$). При цьому розрізняють дві зони: ближню зону на відстані до 40 км і дальню зону на відстані від 40 до 300 км.

В обох зонах визначається якісна картина радіолуни хмар, а також значення відбиття на висоті 1000 м над поверхнею Землі ($\lg Z_1$), на рівні ізотерми 0°C ($\lg Z_2$) і на рівні 2,0-2,5 км вище ізотерми 0°C ($\lg Z_3$). У дальній зоні крім того визначається розподіл верхньої межі радіолуни в радіусі огляду МРЛ [8].

З урахуванням цих характеристик в ближній зоні розрізняють типи радіолуни хмар:

- радіолуна шаруватоподібних хмар кожного ярусу окремо;
- радіолуна шаруватоподібних хмар великої вертикальної протяжності;
- радіолуна купчато-подібних хмар.

У дальній зоні радіолуна хмар поділяється на три види:

- радіолуна шаруватоподібних хмар (РШХ);
- радіолуна купчато-подібних хмар (РКХ);
- радіолуна купчато-подібних і шаруватоподібних хмар (РКШХ) [28].

РКХ може спостерігатися у вигляді суцільної (або несучільної) смуги або окремого ізольованого осередка, РКШХ може містити будь-яку з різновидів РШХ і РКШХ, крім РШХ піднесеної.

Залежно від супутніх явищ погоди, виявлених МРЛ, хмари поділяються на три групи:

1. Градонебезпечні хмари і грозові хмари з градом - розряди в більшості випадків з випаданням граду.
2. Грозонебезпечні хмари і зливовий дощ з грозою. До цієї групи відносяться Сб в передгрозовій, грозовій і післягрозовій стадіях. У таких хмарах спостерігаються інтенсивні висхідні рухи, підвищена турбулентність і висока напруженість електричного поля. У момент радіолокаційних спостережень гроза візуально може і не виявлятися.
3. Негрозонебезпечні конвективні хмари і зливи. Це потужні купчасті і купчасто-дощові хмари, які в процесі розвитку не досягають стадії грозової хмари. Такі хмари супроводжуються дощами різної інтенсивності і тривалості.

Радіолокатор не фіксує грозову електрику в Сб. Тому грозові хмари визначаються за непрямими ознаками. Посилення грозової активності Сб супроводжується збільшенням розмірів хмари. Розвиток хмари відбувається у зв'язку зі збільшенням вертикальної швидкості конвективного потоку, що приводить до укрупнення крапель. Це в свою чергу підвищує його відбиваність ($\lg Z$), яка є одним з непрямих показників грозової активності і прямим чином залежить від розмірів крапель в хмарі.

Найбільші значення відбиття мають Сб, що містять град. Для розпізнавання градонебезпечних хмар використовуються однозначні критерії $\lg Z \geq 4,5$, що відповідає цифрі 8 коду RADOB. Згідно з кодом цифри 8 відповідає значення $\lg Z > 3,9$. Тому для розпізнавання градонебезпечних хмар використовують значення верхньої межі радіолуни, яка в градонебезпечних хмарах на 2-3 км вища, ніж у грозонебезпечних [29-31].

Гроzoneбезпечні хмари розпізнаються в основному за комплексним критерієм гроzoneбезпечності $Y = H_{\max} \lg Z$.

При $Y \geq 23$ грози розпізнаються з ймовірністю 75–80%, а при значеннях Y від 10 до 15 – лише 30-70 %. При $6 < Y < 10$ ймовірність грози становить 10%, хоча в 90% випадків наявні хмари класифікуються, як зливові.

На відстані понад 150 км не завжди можливо виміряти величину відбиття $\lg Z_3$. У цих випадках наявність грозових осередків можна виявити за типом радіолуни хмарного поля (РКХ, РШК або РКШХ) і за величиною $\Delta H_{\max} - H_{-22^\circ\text{C}}$, де H_{\max} – максимальна висота радіолуни від хмар у розглянутому хмарному полі, $H_{-22^\circ\text{C}}$ – висота ізотерми -22°C . При $\Delta H > 5$ км практично у всіх хмарних полях РКХ і РКШХ спостерігаються грози, при ΔH від 3 до 5 км рівноймовірні зливи з грозами і без грози, а при значеннях ΔH від 1 до 3 км грозові осередки у хмарному полі відсутні.

При аналізі конвективних явищ доцільно додатково враховувати висоти ізотермічних поверхонь -30°C і -40°C (H_{-30} і H_{-40}) і висоту верхньої межі хмари H_{\max} . При $H_{\max} < H_{-30}$ в 82% випадків спостерігаються зливи без грози; при $H_{-40} > H_{\max} > H_{-30}$ в 87% випадків спостерігаються грози без граду; при $H_{\max} > H_{-40}$ – в 77% випадків спостерігається град [28,30].

3.3 Допплерівський метеорологічний радіолокатор „МЕТЕОР-Метеоячейка”

В 2008 р. вперше на Україні в аеропорту Бориспіль встановлено доплерівський метеорологічний локатор нового покоління „МЕТЕОР-Метеоячейка” (ДМРЛ - АМРК), основне призначення якого – отримання інформації про небезпечні метеорологічні явища (грози, град, шквал, смерч, сильні опади, зсуви вітру, турбулентність, обмерзання та інші характеристики), які впливають на безпеку польотів літаків, а також для

визначення швидкості і напрямку переміщення небезпечних осередків та своєчасне попередження про їх виникнення.

АМРК „МЕТЕОР-Метеоячейка” має високе гарантійне забезпечення, працює в автоматичному режимі з періодом оновлення інформації 10 хвилин і використовує два режими – „вимірювання відображеності” і „доплерівська швидкість”.

Робота в режимі „Відображеність”. В режимі „відображеність” огляд виконується в радіусі 256 км. Вся площа розбивається на квадрати 2×2 км. Для кожного квадрату визначається максимальна висота верхньої межі радіолуни хмарності і радіолокаційна відображеність по одинадцяти шарам (товщина шару становить 1000 метрів).

Радіолокаційні характеристики, а саме висота верхньої межі радіолуни хмарності H , радіолокаційна відображеність Z , площа зайнята радіолуною, швидкість і напрямок переміщення радіолуни метеоб'єктів знаходяться в фізико-статистичній залежності з метеорологічними параметрами хмарної атмосфери і дозволяють оцінювати їх за радіолокаційними характеристиками [8, 32].

Програмним забезпеченням „МЕТЕОР-Метеоячейка” після виконання всіх функцій з проведення та опрацювання результатів спостережень передбачено представлення результатів спостереження на екрані ПЕОМ в вигляді таких карт:

- метеоявищ;
- небезпечних явищ погоди;
- висоти верхньої межі радіолуни H ;
- відображеності Z в одинадцяти шарах;
- швидкості шквального посилення вітру $V_{ш}$;
- інтенсивності опадів I ;
- кількості опадів Q за будь-який період спостереження;
- видимості в опадах VV ;

- вертикальних розрізів за довільними азимутами і заданими повітряними коридорами;
- виведення на екран для огляду, передачі і в разі необхідності друку таблиць „Штормоповіщення” з інформацією про осередки небезпечних явищ погоди;
- виведення на екран, друк і передачу в канал зв'язку телеграми в кодї RADOB-86;
- виведення на друк бланк-картки;
- архівація даних спостережень.

Продукцію ДМРЛ представлено в вигляді карт. Карта представляє собою коло, вписане в квадрат, з відповідною атрибутикою і змістом, а саме (рис. 3.5):

- орієнтація карти за сторонами світу відповідає орієнтації географічних карт, при цьому напрямок на північ від центру карти відповідає азимуту $A 0^\circ$, (360°), напрямок на схід $A 90^\circ$, напрямок на південь $A 180^\circ$, напрямок на захід $A 270^\circ$, а центр карти відповідає місцю установки антени ДМРЛ;
- радіус кола становить 200 км, розмір квадрата карти 400×400 км;
- метеоявища або метеовеличини відображаються на картах за дискретними квадратами 2×2 км відповідним кольором згідно шкали метеоявищ або метеовеличин.

Режим „Допплерівська швидкість”. В цьому режимі кінцевим продуктом спостережень за АМРК є просторовий розподіл радіальних швидкостей з радіусом огляду 125 км по квадратах 4×4 км. Основним продуктом по вітру є вертикальний профіль горизонтального вітру, який розраховується за радіальними швидкостями і просторовими градієнтами.

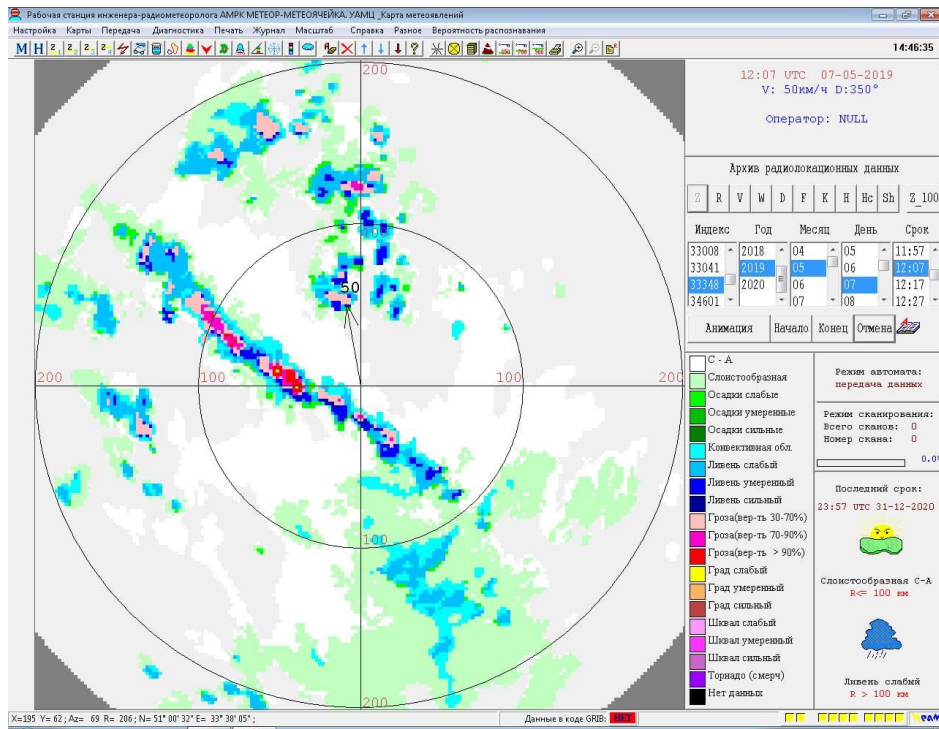


Рисунок 3.5 - АМРК «Метеор-Метеоячейка». УАМЦ Карта метеорологічних явищ

АМРК „МЕТЕОР-Метеоячейка” потребує мінімального технічного обслуговування завдяки застосуванню найновіших технологій, вибору модулів і підсистем.

Ефективність роботи ДМРЛ оцінюється за ступенем відповідності (%) фактичної інформації про небезпечні явища з радіолокаційною (розрахунковою) за довільний період – від однієї доби до всього літнього періоду і в разі потреби надається в вигляді таблиць з автоматичним розрахунком даних.

Тільки використання радіолокатора забезпечило можливість одержання якісно нової інформації про опади – загальної картини їх просторового розподілу за площею.

Головні продукти по опадах включають в себе інтенсивність опадів біля поверхні землі, накопичення опадів біля поверхні землі за різні проміжки часу. Інтенсивність опадів визначають за функціональною залежністю між інтенсивністю дощу і відображеністю.

В додатку „Робота з опадами” можливо одержати такі види продукції: „Кількість опадів”, контури кількості опадів, накладення контурів кількості опадів на карту „Кількість опадів”, накладення підкладки „Адміністративні райони” на карту „Кількість опадів”, передбачено виділення районів для розрахунку середньої кількості опадів по виділеному району, передбачена можливість одержання таблиці „Суми опадів” для гідрометеостанцій в радіусі 200 км за розрахований певний період – від декількох годин до декількох місяців [32].

3.4 Дослідження грозових осередків на АМСЦ Київ/Жуляни

Оперативна інформація МРЛ використовується в практиці синоптичного аналізу прогнозу погоди для штормоповіщення, при обслуговуванні авіації, сільського господарства та ін.

В даний час в роботі синоптика інформація МРЛ про хмари, опади та небезпечні явища використовується як додаткове до звичайної аеросиноптичної інформації. Вона дозволяє синоптику більш оперативно та ретельно аналізувати синоптичні процеси, виділяючи небезпечні явища та потенційно небезпечні райони. У цьому полягає головна перевага оперативної радіолокаційної інформації для прогнозу.

Найголовнішою перевагою даних, які надходять з МРЛ є те, що вони фільтруються по параметру відстані від точки спостереження та поділяються на три категорії рівнів безпеки. Для грози це жовтий, помаранчевий, червоний. Жовтий характеризується відстанню ≤ 50 км від станції, гроза в ближній зоні. Помаранчевий ≤ 16 км, гроза в околицях станції. Віддалення 16 км від станції відноситься до візуальних спостережень. Червоний ≤ 8 км від точки, характеризується грозою на аеродромі. Також у візуальних

спостереженнях за грозою використовують характеристику ≤ 5 км, але МРЛ такого фільтру вже немає[32-37].

Таблиця 3.6 – Дослідження грозових осередків на АМСЦ Київ/Жуляни за період 2011 -2020 рр.

Рік	Жовтий (≤ 50 км, гроза в ближній зоні)			Помаранчевий (≤ 16 км, гроза в околицях)			Червоний (≤ 8 км, гроза на аеродромі)		
	кс	%	Макс. Значення за день	кс	%	Макс. Значення за день	кс	%	Макс. Значення за день
2011	214	3	20	23	3	5	17	4	4
2012	391	6	21	55	8	9	43	10	7
2013	252	4	26	29	4	5	33	8	8
2014	475	8	45	100	14	17	40	9	8
2015	141	2	12	16	2	3	6	1	3
2016	331	5	29	54	7	10	26	6	10
2017	309	5	31	33	5	6	37	9	13
2018	1212	20	103	126	17	29	102	24	52
2019	1870	31	221	180	25	20	76	18	14
2020	920	15	99	108	15	30	51	12	30
ВСЬОГО	6115	100		724	100		431	100	

Кс – кількість строків спостережень грози зафіксовані МРЛ в певній віддаленості від точки. *Макс. значення за день* – максимальне значення кількості строків за день спостереження за певний рік.

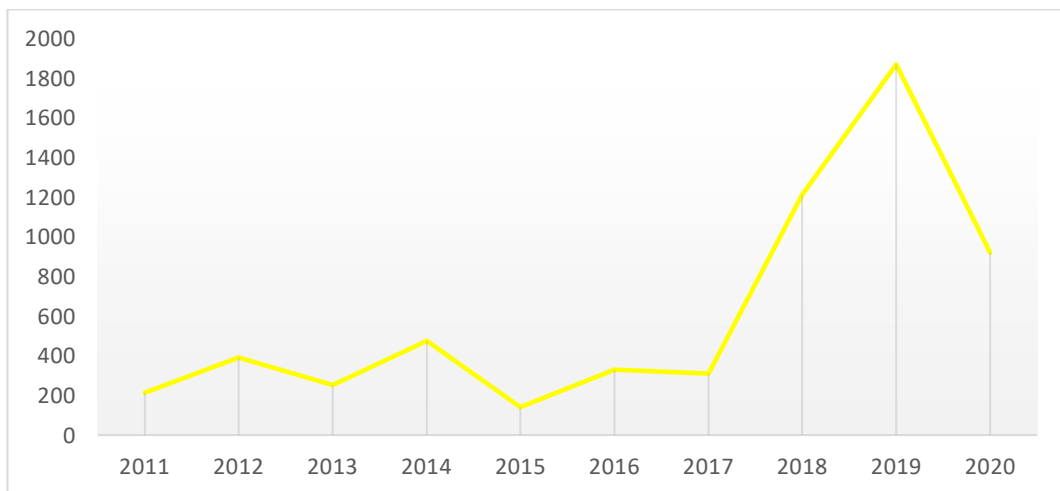


Рисунок 3.6 – Графік розподілу кількості строків з грозовими осередками на відстані ≤ 50 км на АМСЦ Київ/Жуляни за період 2011 -2020 рр.

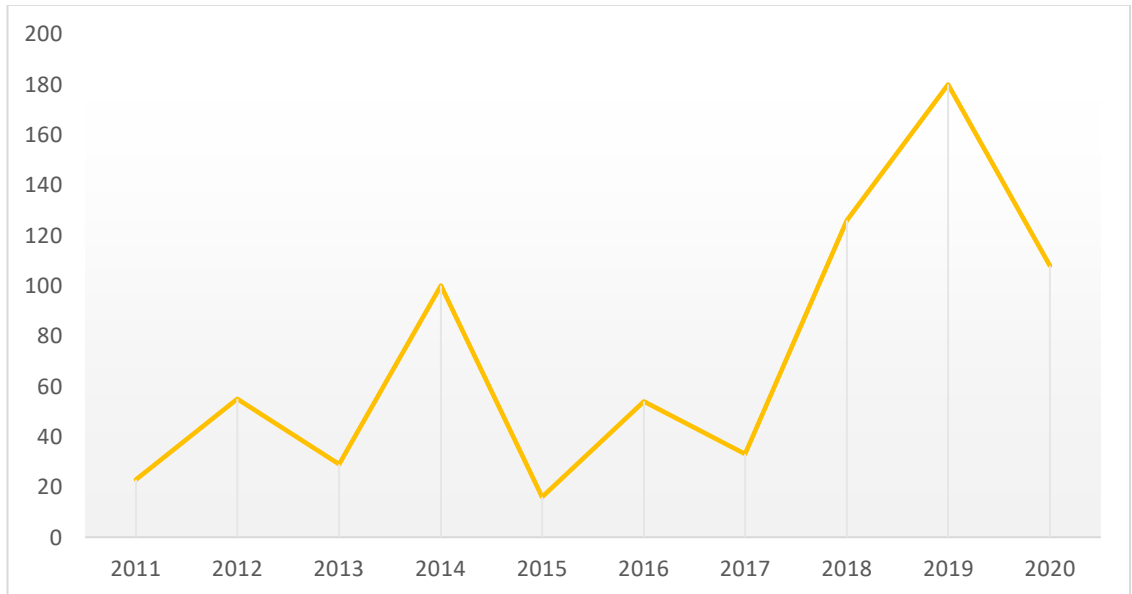


Рисунок 3.7 – Графік розподілу кількості строків з грозовими осередками на відстані ≤ 16 км на АМСЦ Київ/Жуляни за період 2011 -2020 рр.

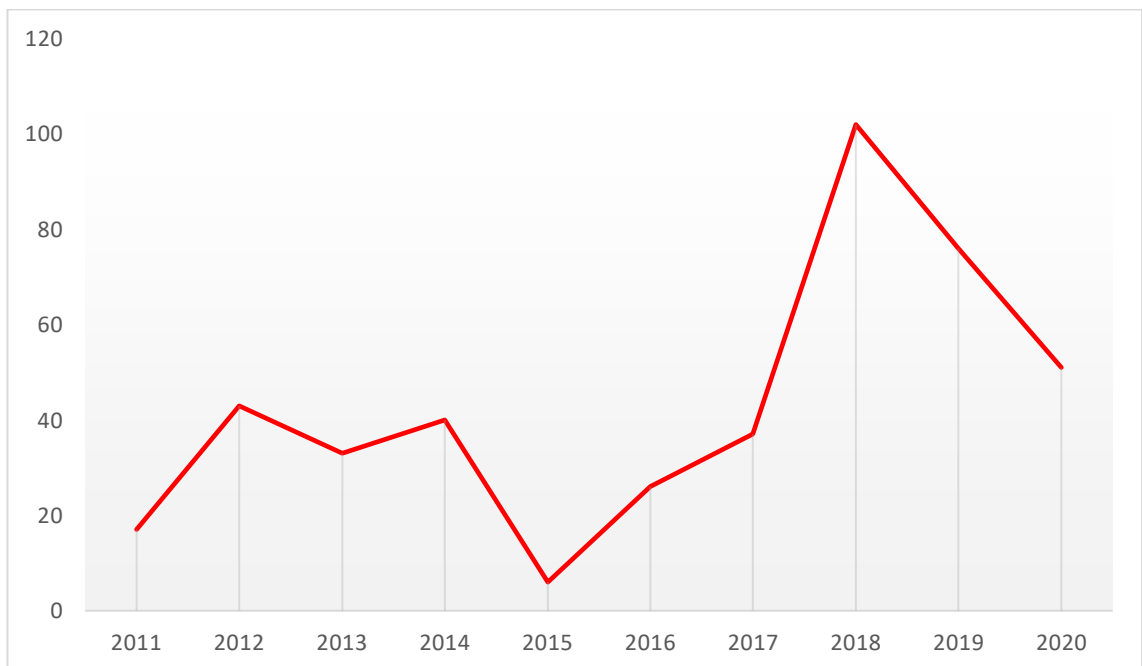


Рисунок 3.8 – Графік розподілу кількості строків з грозовими осередками на відстані ≤ 8 км на АМСЦ Київ/Жуляни за період 2011 -2020 рр.

Проаналізувавши таблицю 3.6 дослідження грозових осередків на АМСЦ Київ/Жуляни за період 2011 -2020 рр. та графіки розподілу кількості

строків з грозовими осередками на різних відстаннях від станції спостереження (рис. 3.6; 3.7; 3.8), можна прослідкувати тенденцію зростання кількості строків за рік з початку періоду дослідження до кінця.

Максимальне значення кількості строків у відстані ≤ 50 км від пункту спостереження зафіксовано у 2019 році – 1870 строків, максимальне значення у відстані ≤ 16 км спостерігається також у 2019 році – 180 строків, у відстані ≤ 8 км у 2018 році – 102.

Мінімальне значення кількості строків у відстані ≤ 50 км від пункту спостереження зафіксовано у 2015 році – 141 строк, у відстані ≤ 16 км спостерігається також у 2015 році – 16 кількість строків, у відстані ≤ 8 км у 2015 році – 6 випадків.

2015 рік характеризується мінімальними значеннями кількості строків спостережень грози на різних дистанціях від станції. Що також підтверджує мінімальні значення за рік кількості випадків з фактичною грозою за період дослідження. Також мінімальні показники прослідковуються у 2011 та 2013 роках.

За 2019 та 2018 рік зафіксовані максимальні показники кількості строків по трьох фільтрах МРЛ. Що пояснює велику кількість випадків фактичних випадків явища грози. Також близький до максимальних значень є 2020 рік.

3.5 Методи прогнозування грози

Оскільки грози, як і зливи, виникають при розвинених Сб, фізичні умови і причини їх утворення такі самі. Тому і синоптичні умови виникнення грози і зливи в основному тотожні. Якщо на території обслуговування очікується одна з синоптичних умов виникнення злив, то це вказує на можливість появи і грозових хмар. При умовах, сприятливих для формування інтенсивних злив і гроз, утворюється і град.

Основними факторами, які визначають умови формування грозової діяльності [5], є:

- ступінь конвективної нестійкості атмосфери, що характеризується стратифікацією повітряної маси та інтенсивністю прогріву нижніх шарів повітря у денні години;
- кількість вологи, що надходить з нижніх рівнів у верхні шари атмосфери;
- розподіл вологості за висотою і ступінь насичення водяною парою верхніх шарів повітря.

На АМСЦ Київ/Жуляни використовуються розрахункові методи грози Вайтінга, Лебедевої, Седлецького і Ягудіна.

Метод Уайтінга – це фізико-статистичний метод прогнозу гроз, в якому в якості предикторів використовується індекс грозової активності:

$$K = 2T_{850} - T_{500} - D_{850} - D_{700} ,$$

де T – температура на рівні 850 і 500 гПа,

D – дефіцит точки роси на відповідному рівні.

Індекс додатково враховує втягування зовнішнього повітря внутрішнім. Чим більше значення K , тим імовірніше виникнення грози. Якщо в результаті обчислення виявиться, що $K < 20$, то гроз очікувати не слід; за умови: $20 < K < 25$ – ізольовані грози; $25 < K < 30$ – окремі грози; при $K > 30$ – грози повсюдно (ізольовані грози – це такі, коли грозу вказує одна із десяти станцій спостережень, а окремі грози – це такі, коли грозу дає одна із чотирьох станцій).

Вихідними даними для прогнозу є результати ранкового зондування атмосфери, отримані безпосередньо з аерологічних зведень, або зняті з карт абсолютної топографії.

При прогнозі цим методом рекомендується враховувати дивергенцію потоків. Якщо на картах AT_{850} і AT_{700} над досліджуваним районом відмічається збіжність ізогіпс, то це збільшує імовірність грози на один рівень.

Якщо спостерігається розбіжність потоків при швидкості вітру понад $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на AT_{850} і AT_{700} , а також над цим районом відмічається розбіжність ізогіпс на AT_{300} або AT_{200} , то це збільшує імовірність грози на два рівня. Якщо при розбіжності потоків вітер на поверхні 850 і 700 гПа не перевищує $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, то значення K зменшується на одну градацію, а при вітрі понад $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ – на дві градації [38-40].

Метод Вайтінга надає задовільні результати при прогнозі гроз не для пункту, а за площею, яка визначається картою ізоліній коефіцієнта K . Для цього спочатку розраховують і наносять на карту значення K , а потім проводяться ізолінії через 5 одиниць, починаючи з 20. Осередок з максимальним значенням цього коефіцієнта переноситься за потоком на 12 год. і в районі, де він виявиться, слід прогнозувати грози. Іноді в розраховані значення K вводиться поправка на кривину ізобар.

Метод Лебедевої. В його основі лежить припущення, що повітря, яке піднімається, не взаємодіє з навколишньою атмосферою і зміна його температури відбувається суто за адіабатичним законом, а низхідні компенсаційні рухи відбуваються на значному віддаленні і не впливають на температуру висхідного повітря. Цей метод передбачає побудову моделі конвекції на період її максимального розвитку за даними ранкового зондування для прогнозу внутрішньомасових гроз. Вихідними даними є: результати радіозондування, приземні карти погоди і баричної топографії за 03 й 15 годин поточного дня і карти діагностичних вертикальних рухів. На їх підставі будують прогностичні криві розподілу температури точки роси по висоті з урахуванням вертикальних рухів на поверхнях 850, 700 і 500 гПа, потім враховують денне прогрівання. В якості приземної точки роси T_d при однорідному полі вологості використовується її адвективне значення до 15-18 годин. Після цього встановлюють тип конвекції, який, як очікується, розвинеться при прогнозованій стратифікації [38].

Прогноз фронтальних гроз за методом Седлецького. Основа цього методу полягає в такому: у результаті горизонтального перенесення

повітряної маси, показниками якої є адвективні зміни температури і вологості, та висхідних рухів у зонах фронтів може виникнути вологонестійка стратифікація повітряної маси, а при наявності сприятливих умов для термічної конвекції – конвективні хмари, у яких можуть формуватися грози.

Параметри грозоутворення розраховуються за прогностичними кривими стратифікації температури і точки роси, побудованих за даними нічного строку (00 UTC), на час максимального розвитку конвекції (12 UTC), чи на момент проходження холодного фронту [38].

Прогноз нічних гроз за методом Ягудіна. Для того, щоб визначити найбільш інформативні предиктори, розраховано допустимий обсяг інформації про грози, що міститься в різних термогігрометричних характеристиках стану атмосфери в денні години; для обліку найбільш нормативних предикторів було побудовано діаграми (рис. 3.9).

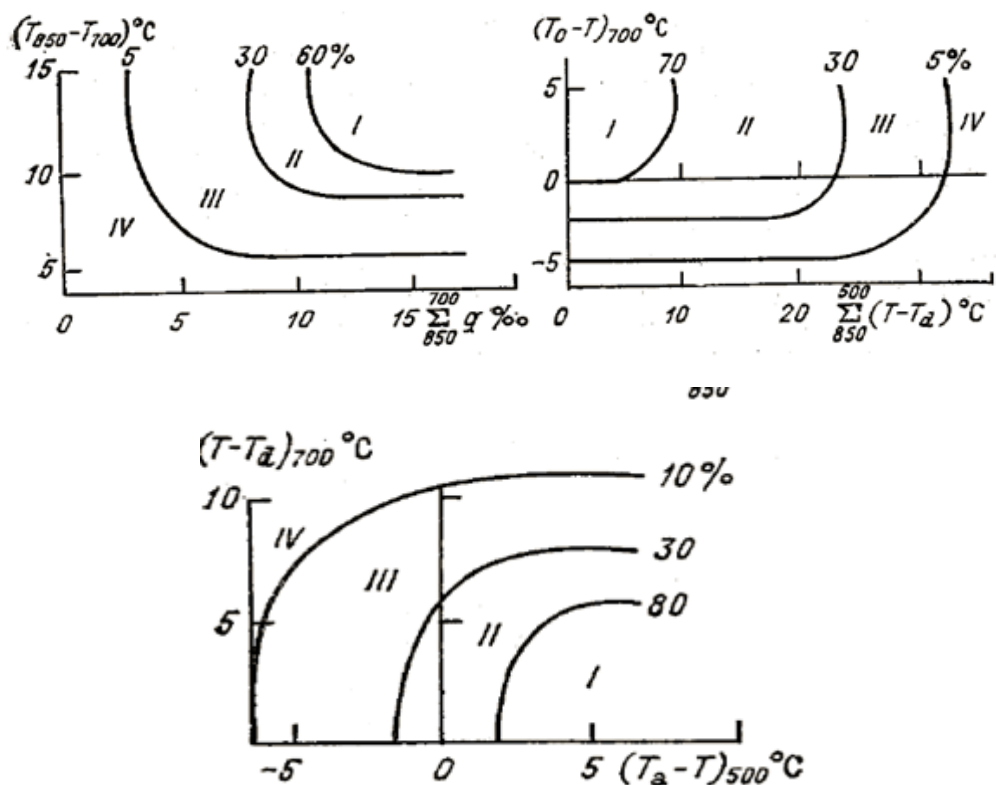


Рисунок 3.9 – Діаграми ймовірності нічних гроз за методом Р.А. Ягудіна

Прогноз з формулюванням "гроза" дається в тому випадку, якщо на всіх трьох діаграмах розрахункова точка потрапляє в зони I або II. В інших випадках гроза не передбачається [38].

В таблиці 3.7 наведено результати оцінки розрахункових методів за допомогою автоматичної системи «Метеоексперт» на АМСЦ Київ/Жуляни за 2018 рік. Дане дослідження дозволить порівняти справджуваність чотирьох методів прогнозування: метод Ягудіна, Вайтінга, Лебедевої, Седлецького. Для цього був обраний рік з великою кількістю фактичних гроз.

Результати розрахунків у 2018 р. демонструють, що справджуваність методу Вайтінга становить 55,9%; методу Ягудіна: 79,8%; методу Лебедевої – 78,5%; методу Седлецького – 80,7%. Отже, найбільшу справджуваність мають методи Ягудіна і Седлецького. Нижча справджуваність простежується в методах прогнозування гроз по Вайтінгу і Лебедевій.

Отже, проаналізувавши результати оцінки розрахункових методів прогнозування грози можна зробити висновок, що необхідне комплексне використання цих методів.

Таблиця 3.7 – Результати оцінки розрахункових методів за допомогою автоматичної системи «Метеоексперт» в 2018 р. на АМСЦ Київ/Жуляни

№	Метод прогнозу грози	Справджуваність								
		загальна			наявність явища			відсутність явища		
		дано	спр.	%	дано	спр.	%	дано	спр.	%
2018 рік										
1.	Вайтінг	322	181	55,9	191	51	26,7	133	130	97,7
2.	Ягудін	322	257	79,8	37	13	35,1	285	244	85,6
3.	Лебедева	322	252	78,5	64	24	37,5	257	228	88,7
4.	Седлецький	322	260	80,7	19	5	26,3	303	255	84,2

3.6 Індекси нестійкості

Для визначення ступеня нестійкості атмосфери і, як наслідок можливості утворення конвективної хмарності, прогностичними центрами розраховуються з використанням різних чисельних прогностичних моделей декілька видів індексів, що характеризують умови конвекції [37,40]. Розглянемо ці індекси.

➤ *Ki – індекс нестійкості*

Розрахунок K_i ґрунтується на вертикальному градієнті температури, вологості повітря в нижній тропосфері, а також враховує вертикальну протяжність вологого шару повітря. K_i характеризує ступінь конвективної нестійкості повітряної маси, яка необхідна для виникнення і розвитку гроз.

Розраховується за формулою:

$$K_i = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - \Delta T_{d700}.$$

де K_i – індекс нестійкості (число Вайтінга),

T_{850} – температура повітря на ізобаричній поверхні 850 гПа,

T_{500} – температура повітря на 500 гПа,

T_{d850} – температура точки роси на 850 гПа,

ΔT_{d700} – дефіцит точки роси ($T - T_d$) на поверхні 700 гПа.

K_i найкраще використовувати в літній період для прогнозування внутрішньомасових гроз. Граничні значення можуть змінюватися залежно від сезону, географії та синоптичної ситуації.

Значення індексу K_i :

< 20 відсутні грози;

$20 \leq K_i \leq 22$ - 50%;

$22 < K_i \leq 25$ – 60%

$25 < K_i \leq 28$ – 75 %;

$28 < K_i \leq 31$ – 80%;

$31 < K_i \leq 34$ – 90%;

$34 < K_i \leq 37 - 95\%$;

$K_i > 37 - 100\%$.

➤ VT – Vertical Totals индекс VT-индекс

Индекс розраховується за формулою:

$$VT = T_{850} - T_{500},$$

де T_{850} – температура повітря на ізобаричній поверхні 850 гПа,

T_{500} – температура повітря на 500 гПа.

Якщо $VT > 28$, то тропосфера має високий потенціал конвективної нестійкості, достатній для утворення гроз.

➤ CT – Cross Totals индекс

Розраховується за формулою:

$$CT = T_{d850} - T_{500},$$

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

T_{500} – температура повітря на 500 гПа.

Значення індексу CT:

< 18 – Тропосфера має низький потенціал конвективної нестійкості, який недостатній для грозової діяльності;

18-19 – помірна нестійкість. Слабка грозова діяльність.;

20-21 – висока нестійкість. Грози;

22-23 – енергія нестійкості, при якій можливі сильні грози;

24-25 – висока енергія нестійкості. Сильні грози;

> 25 – дуже висока енергія нестійкості. Дуже сильні грози.

➤ TT – Total Totals индекс

Индекс TT розраховується за формулою:

$$TT = VT + CT, \text{ Miller (1972);}$$

де CT – Cross Totals индекс, VT – Vertical Totals индекс.

Значення індексу TT:

< 44 – грозова діяльність не можлива;

44-45 – окрема гроза або кілька гроз;

46-47 – розсіяні грозові осередки;

- 48-49 – значна кількість гроз, окремі з яких сильні;
 50-51 – розсіяні сильні грозові осередки, окремі осередки зі смерчем;
 52-55 – значна кількість осередків сильних гроз, окремі осередки зі смерчем;
 > 55 – численні сильні грози із сильними смерчами.

➤ SWEAT – Severe Weather ThrEAT індекс

SWEAT – індекс нестійкості, розроблений в США. SWEAT – комплексний критерій для діагнозу і прогнозу небезпечних і стихійних явищ погоди, пов'язаних з конвективною хмарністю. SWEAT включає в себе індекс нестійкості повітряної маси, швидкість і зсув вітру.

Індекс розраховується за формулою:

$$\text{SWEAT} = 12 \cdot Td850 + 20 \cdot (TT - 49) + 3.888 \cdot F850 + 1.944 \cdot F500 + (125 \cdot [\sin(D500 - D850) + 0.2]),$$

де $Td850$ – температура точки роси на 850 гПа,

TT – Total Totals індекс,

$F850$ – швидкість вітру на 850 гПа,

$F500$ – швидкість вітру на 500 гПа,

$D500$ і $D850$ – напрямок вітру на відповідних поверхнях.

У формулі:

- Температуру повітря дано в градусах Цельсія;
- Швидкість вітру – в м / с;
- Напрямок вітру – в градусах;
- Другий член рівняння встановити в 0, якщо $TT \leq 49$;
- Останній доданок у формулі дорівнюватиме нулю, якщо не виконується

будь-яка з наступних умов:

- $D850$ в діапазоні від 130 до 250 градусів;
- $D500$ в діапазоні від 210 до 310 градусів;
- Різниця в напрямку вітру ($D500 - D850$) додатна;
- $F850$ і $F500$ швидкості вітру ≤ 7 м / с.

Кількісна оцінка SWEAT:

< 250 – немає умов для виникнення сильних гроз;

250-350 – є умови для сильних гроз, граду і шквалів;

350-500 – є умови для дуже сильних гроз, великого граду, сильних шквалів, смерчів;

> 500 – умови для дуже сильних гроз, великого граду, сильних шквалів, сильних смерчів.

➤ *Li – Lifted index*

L_i – різниця температур навколишнього повітря і деякого одиничного обсягу, який піднявся від поверхні землі (або із заданого рівня) до рівня 500 гПа. L_i розраховується з урахуванням залучення навколишнього повітря.

L_i характеризує термічну стратифікацію атмосфери щодо вертикального переміщення повітря. Якщо значення L_i додатні, то атмосфера (у відповідному шарі) стійка. Якщо значення L_i від’ємні – атмосфера нестійка.

Кількісна оцінка індексу L_i :

$L_i < 6$ – глибока інверсія. Атмосфера дуже стійка. Розвинені низхідні рухи повітря;

$1 < L_i < 5$ – сталий стан атмосфери. Купчаста хмарність гарної погоди;

$0 > L_i > -2$ – невелика нестійкість. Конвективна хмарність зі зливами, при інтенсивному денному прогріванні або в зоні атмосферного фронту – з грозами і градом;

$-3 > L_i > -5$ – помірна нестійкість. Сильні грози;

$L_i < -6$ – висока нестійкість. Дуже сильні грози.

➤ *Ti – Thompson index, індекс Томпсона* індекс

Розраховується за формулою:

$$T_i = K_i - L_i.$$

K_i – К-індекс (число Вайтінга),

L_i – Lifted index.

Кількісна оцінка індексу T_i :

<25 – без гроз;

25 – 34 – можливі грози;

35 – 39 – грози, місцями сильні;

> 40 – сильні грози.

➤ *CAPE – Convective Available Potential Energy*

CAPE – потенційна енергія конвективної нестійкості, яка безпосередньо пов'язана з вертикальною швидкістю висхідних потоків. Більші значення енергії нестійкості вказують на інтенсивнішу конвекцію в хмарі, тобто на більш небезпечні явища погоди.

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

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

Розраховується за формулою:

$$E_i = g \cdot \int_{z_0}^{z_1} (T_i - T_e) dz / \rho^{0.286}, \quad [\text{Дж} / \text{кг}].$$

T_i – температура частинки повітря,

T_e – температура навколишнього повітря,

g – прискорення вільного падіння.

Інтенсивність конвективних явищ за CAPE(Дж/кг):

400-1000 – невелика нестійкість (Cu, Cb, слабкі зливові опади);

1000-2500 – помірною нестійкістю помірна нестійкість (Cb зі зливами, грози);

2500-3500 – сильна нестійкість (грози, місцями сильні);

>3500 дуже сильна нестійкість (сильні і дуже сильні грози, смерчі).

➤ *CIN – Convective INhibition*

CIN – кількість енергії, необхідної частці повітря для подолання в нижній тропосфері затримуючого шару. У цьому шарі переміщення повітряних частинок по вертикалі вгору ускладнене або повністю виключено. Зокрема, шари інверсії температури повітря мають найбільш стійку стратифікацію і перешкоджають розвитку висхідних рухів повітря. На аерологічній діаграмі CIN – область від поверхні землі до нижньої межі КНС. Значення CIN більше 200 Дж/кг достатнє для запобігання конвекції в атмосфері. Енергію CIN прийнято записувати від'ємними числами.

До руйнування затримуючого шару призводять:

- інтенсивне денне прогрівання;
- зволоження граничного шару атмосфери (адвекція вологого повітря або випаровування з місцевих джерел вологи);
- піднімання повітря синоптичного масштабу.

Для порівняння наведемо результати обчислення параметрів нестійкості атмосфери (Кі, VT, CT, TT), які обчислювалися за даними аерологічних спостережень в дні з грозою на аеродромі Київ/Жуляни (табл. 3.8).

Напівжирним шрифтом виділено випадки співпадіння прогнозу з фактичними спостереженнями. Не виділено випадки, коли за фактом гроза була, але розрахунки її не показали.

Із таблиці 3.8 видно, що в деяких випадках грозу не вдалося спрогнозувати за всіма параметрами крім Кі. Таким чином, за фактичними даними краще справдилися прогнози першого та останнього параметрів (Кі, TT) та з деякими помилками VT і CT.

Таблиця 3.8 – Результати обчислення параметрів нестійкості для станцій Київ/Жуляни за фактичними даними. 2018 р.

Дата	Кі	VT	CT	TT	Дата	Кі	VT	CT	TT
26.04	27.6	28.9	18.9	47.8	20.07	30.3	28.9	20.9	49.8
07.05	27.8	29.5	19.5	49	21.07	28.2	24.9	20.6	45.5
14.05	24.6	28.3	24.6	52.9	23.07	28.5	23.9	19.2	43.1
18.05	23.1	28.9	17.9	46.8	27.07	26.7	26.5	19.5	46
26.05	28.1	27.1	22.1	49.2	25.07	25.5	26.7	18.7	45.4
14.06	24.7	24.5	17.5	42	28.07	31.7	25.1	19.1	44.2
19.06	24.5	26.3	18.3	44.6	05.08	27.1	27.9	17.9	45.8
22.06	28.7	29.9	19.9	49.8	18.08	22.5	26.7	16.7	43.4
28.06	31.2	27.1	18.1	45.2	19.08	27.9	26.7	19.7	46.4
30.06	21.7	24.3	17.3	41.6	10.09	19	21.9	18.8	40.7
10.07	25.1	24.7	17.7	42.4					
18.07	24.3	22.7	16.7	39.4					
19.07	26.7	24.1	18.1	42.2					

Справджуваність прогнозів грози за параметром Кі перевищила 96 % (із 23 випадків – 22 правильних прогнозів), за параметром ТТ – 65 % (15 правильних прогнозів). За параметром СТ – 61% (14 випадків), а параметр VT має найнижчі показники 17% (6 випадків).

3.7 Циркуляційні умови формування посиленої грозової діяльності

Для повного аналізу особливості посиленого грозоутворення на АМСЦ Київ/Жуляни розглянуто на прикладі 14 червня 2018 р.

У якості вихідної інформації для дослідження розглядалися:

- карти баричної топографії поверхонь (АТ-850, АТ-700, АТ-500) за 00:00 UTC, 12:00 UTC 14.06.2018 р. (рис. А.2-А.4);
- карти приземного аналізу за 00:00 UTC, 12:00 UTC 14.06.2018 р (рис. А.1, рис. А.10);
- кільцеві карти за строки 06:00 UTC, 09:00 UTC, 12:00 UTC, 15:00 UTC за 14.06.2018р. (рис. А.5-А.9);
- карти метеоявищ АМРК «Метеор-Метеоячейка»;
- допоміжні матеріали (дані фактичної погоди на аеродромі Київ/Жуляни, результати розрахунків методів НЯ, аерологічна діаграма за 00:00 та 12:00 UTC (рис. Б.1-Б.2), штормові попередження WAREP (Додаток В).

Згідно з картою приземного аналізу за 14.06.2018 р. за термін 12.00 год. (рис. А.10), погода України визначалася великою улоговиною циклону, центр якого розташовувався над Східною Азією, мінімальний тиск у видимому полі становив 997,9 гПа.

Вісь уловини простягалася практично в широтному напрямку і проходила від Іраку, через Анкару, північну частину Апеннінського півострова. Тут утворилася область зниженого тиску з мінімальним значенням 1002,7 гПа.

Одночасно утворилася друга улоговина, вісь якої було спрямовано від Іраку, через Азовське море, Київ з мінімальним значенням в районі Кишиніва 1003,1 гПа. На карті приземного аналізу остання улоговина спочатку проглядатися за термін 00.00 год. 14.06.2018 р. (рис. А.1) Спостерігалось по всій улоговині слабке, але стійке падіння тиску. Максимальне падіння тиску (2,1 гПа за 3 години) спостерігалось на північний захід від Миколаєва. За минулу добу істотних змін тиску в улоговинах не відбулося. До висоти 1,5 км (відповідно до карти АТ-850 гПа (рис. А.2)) проглядалася висотна улоговина з аналогічно розташованими осями. Причому над Апеннінським півостровом утворився центр низького тиску, окреслений однією ізогіпсою 144 дам. Цей висотний циклон простежувався на усіх розташованих вище поверхнях. Вертикальна вісь нахилу практично не мала. Велику територію над Італією, Адріатичним морем, Балканськими країнами до західного узбережжя Чорного моря було зайнято вологою теплою повітряною масою.

На територію всієї Європи біля поверхні землі, за винятком її північної частини, впливав антициклон, один центр якого розташовувався на південь від Санкт-Петербурга з максимальним тиском 1017,3 гПа, другий – в районі Берліна з максимальним тиском 1015,0 гПа. За висотами антициклону відповідало малоградієнтне поле підвищеного тиску.

На північ Європи і Скандинавії впливав циклон, центр якого розташовувався над Північним морем з мінімальним тиском 974,9 гПа. За попередню добу циклон змістився із заходу і заглибився. Відбулося падіння тиску в центрі на 15,1 гПа за добу. Падіння тиску в передній частині циклону становило 3,3 гПа за 3 год., зростання в тилу – 3,0 гПа за 3 год. За розташуванням ізаллобаричної пари можна судити про подальше зміщення циклону на захід і його поглиблення, оскільки зона падіння тиску охоплювала центральну частину циклону. Циклон проглядався на усіх висотах, вертикальна просторова вісь мала нахил на північний захід у бік холодного повітря. За даними порівняльного аналізу карти АТ-700 гПа за минулу добу

сталося поглиблення улоговини, максимальне падіння геопотенціалу спостерігалось над Північним морем – 13 дам.

Вісь улоговини холоду проходила над Мурманськом – Санкт-Петербургом – Ригою – Варшавою – Віднем – північною частиною Апеннінського півострова. Максимальне падіння температури шару – 15 дам поблизу Санкт-Петербурга, друге вогнище – над Белградом – 7 дам. В температурному відношенні циклон над Північним морем був неоднорідним баричним утворенням, тобто тривав його подальший розвиток. Висотний циклон над Апеннінським півостровом був холодним баричним утворенням, тобто заповнювався.

З двома приземними улоговинами були пов'язані дві системи фронтів: арктична і полярна. Арктична проходила над Норвезьким морем, Францією, Швейцарією, Австрією, Чехією, Польщею, Білоруссю і далі середньою смугою Європейської частини Росії. Полярна розташовувалася над південною частиною Апеннінського півострова, Сербією, Румунією, Молдовою, Україною і далі над півднем Європейської частини Росії. На час складання прогнозу з 12.00 UTC аеродром Київ / Жуляни перебував під впливом улоговини, а саме теплої сектори циклону, утвореної арктичною фронтальною системою.

Холодний фронт з хвилями цієї фронтальної системи, згідно з кільцевою картою за 09 UTC (рис. А.6), проходив через Чернівці – Хмельницький – Гомель. Друга система фронтів (полярна), зміщуючись до Києва, проходила через Румунію, Молдову на південний захід від Вінниці, Києва далі над Сумами. Контрасти температур в зоні фронту (полярної системи) становили 5-8°C. Уміст вологи в зоні теплої ділянки фронту і в теплому секторі був незначним, однак в зоні холодної ділянки фронту він досягав 100%. Обидві системи повільно зі швидкістю 20 км / год зміщувалися на північний схід. У землі фронтальні системи розташовувалися в малоградієнтному полі, що і зумовило появу хвильового збурення. За термін 09 UTC утворився центр низького тиску в районі Кишиніва, окреслений ізобарою 1005,0 гПа. У зонах

теплих ділянок фронтів спостерігалася купчаста і купчасто-дощова хмарність. У зонах холодних ділянок – активна грозова діяльність; верхня межа купчасто-дощової хмарності досягала 10-12 км. На погоду аеродрому впливала полярна система фронтів. Перед теплою ділянкою цієї системи спостерігалася слабке зростання тиску 3-7 гПа / 3 год, за холодним – зростання 1,7 гПа / 3 год. За даними МРЛ в радіусі 200 км відмічалися окремі осередки купчасто-дощової хмарності, місцями – грозонебезпечні осередки. Безпосередньо в теплому секторі повітря було вологоненасиченим, дефіцити насичення на карті АТ-700 (рис. А.3) гПа варіювали від 4 до 16 гПа, а в зонах фронтальних систем вологи було достатньо, спостерігалися дефіцити насичення від менше 1 до 3 гПа. З огляду на розташування холодного фронту з хвилями, що утворили хвилю над Кишинівом, швидкість зміщення фронту (відповідно до карти АТ-500 гПа (рис. А.4): $40 \text{ км / год} \times 0,5 = 20 \text{ км / год}$) було розраховано, що вершина хвилі і холодна ділянка фронту буде впливати на аеродром Київ / Жуляни починаючи з 18 год UTC. Були проведені розрахунки гроз за методами Вайтінга, Седлецького, Ягудіна, Лебедевої, з яких позитивний результат дав лише метод Вайтінга. Також розрахунки шквалу за методом Ягудіна – результат негативний. Однак фактично мала місце активна внутрішньомасова конвекція в теплому секторі в радіусі 200 км від Києва, про що свідчили дані МРЛ: вже після 08.00 UTC відмічалися осередки конвективної хмарності, зливових опадів інтенсивністю від слабких до сильних, а після 10.30 UTC – градові осередки і виявлялися контури шквалів зі швидкістю вітру до 18 м / с. Тобто в першій половині дня при ще неповному прогріванні були всі умови для всього комплексу конвективних явищ.

Однак до 17.20 UTC на аеродромі спостерігалися хороші погодні умови. Далі спостерігалася таке. Холодний фронт з хвилями полярної фронтальної системи (згідно кільцевої карти за 15 год UTC (рис. А.8)) зміщувався, як і передбачалося, на північний схід зі швидкістю 20 км / год. Оскільки фронт розташовувався в малоградієнтному полі, продовжували виникати хвилі по всій ділянці холодного фронту. Найближча до Києва вершина хвильового

збурення розташовувалася над Житомиром. Контрасти температур зберігалися ті самі. Відмічався розвиток купчасто-дошової хмарності з верхньою межею до 10 км, слабкі зливові опади без погіршення видимості. За даними МРЛ в зоні фронту спостерігалися гроzoneбезпечні осередки, але фактичних гроз не спостерігалося. Контрасти температур в зоні фронту становили вже 8-13°C.

Спостерігалось незначне падіння тиску перед теплою ділянкою фронту - 1,0 гПа / 3 год, зростання тиску – 3,3 гПа / 3 год за холодною ділянкою. У зоні холодної ділянки фронту за даними МРЛ відзначалася потужна купчасто-дошова хмарність, сильні зливові опади, гроzoneбезпечні, градові осередки. За даними штормових оповіщень з метеостанцій дані про фактичні грози і посилення вітру до 17 м / с почали надходити о 12.55 UTC (додаток В). У 200 км зоні виявилися станції Вінниця, Жмеринка, Білопілья, Житомир, Миронівка, Біла Церква.

Холодна ділянка фронту почала простежуватися на МРЛ в 200 км зоні після 12.30 UTC. Явно проглядалося фронтальне розташування пасом конвективної хмарності, гроzoneбезпечних і градонебезпечних осередків, спостерігалася тенденція до посилення всіх небезпечних явищ. Супутниковий знімок хмарності демонструє конвективні осередки за 12:30 UTC (рис 3.10).

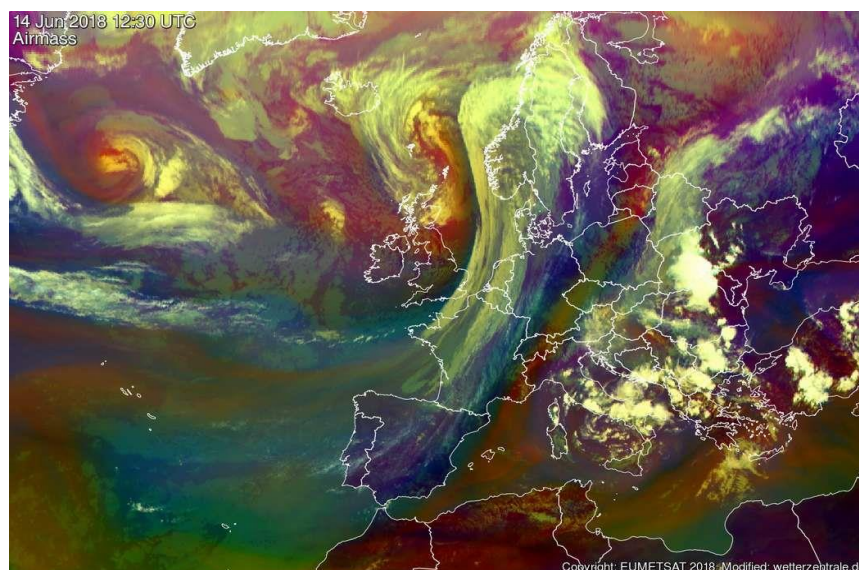


Рисунок 3.10 – Супутниковий знімок хмарності 14.06.2018 р. за 12:30 UTC

Напрямок зміщення змінився з південно-західного на південний, швидкість зсуву як і раніше становила 20 км / год. Тобто фронт мав зміститися до району аеродрому орієнтовно до 18 год. UTC.

О 17.00 UTC на аеродромі спостерігалися гарні погодні умови.

О 17.07 UTC, згідно з даними МРЛ, в районі аеродрому на відстані приблизно 10 км на південний схід утворилася однокоміркова конвективна хмара з верхньою межею 6 км. Хмара утворилася перед основною лінією фронту, випереджаючи останній приблизно на 20 км (рис. 3.11).

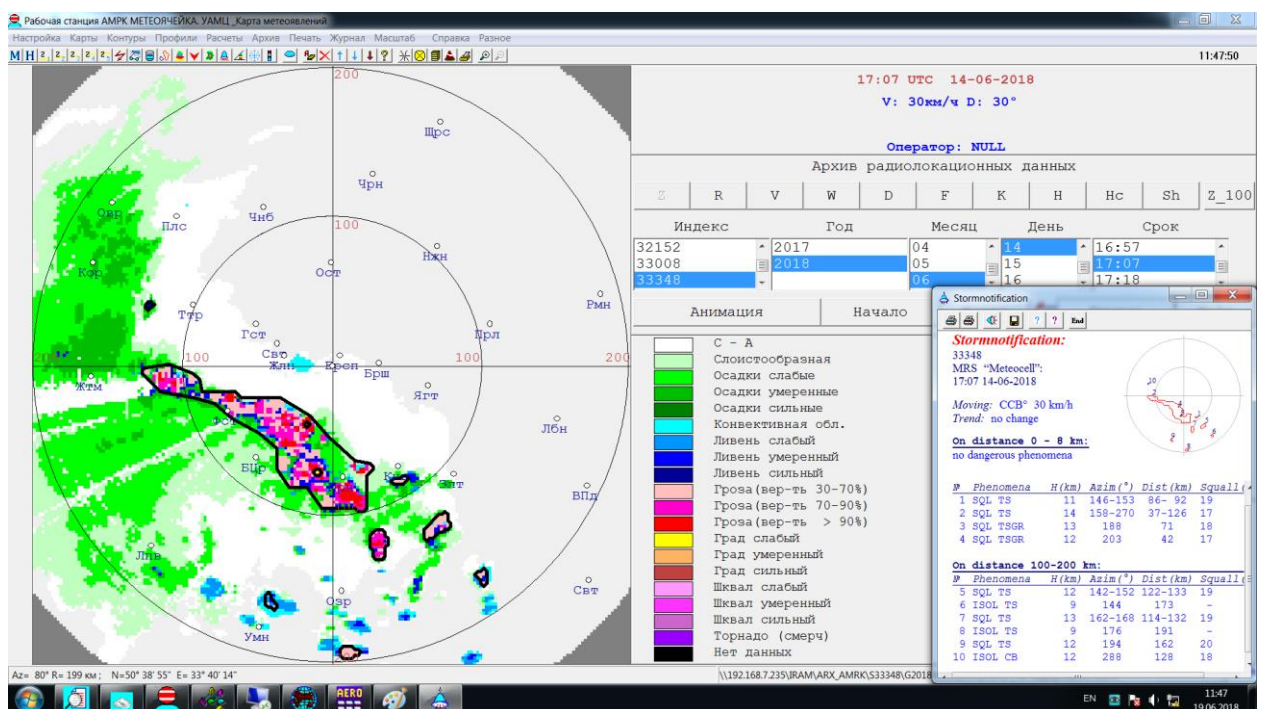
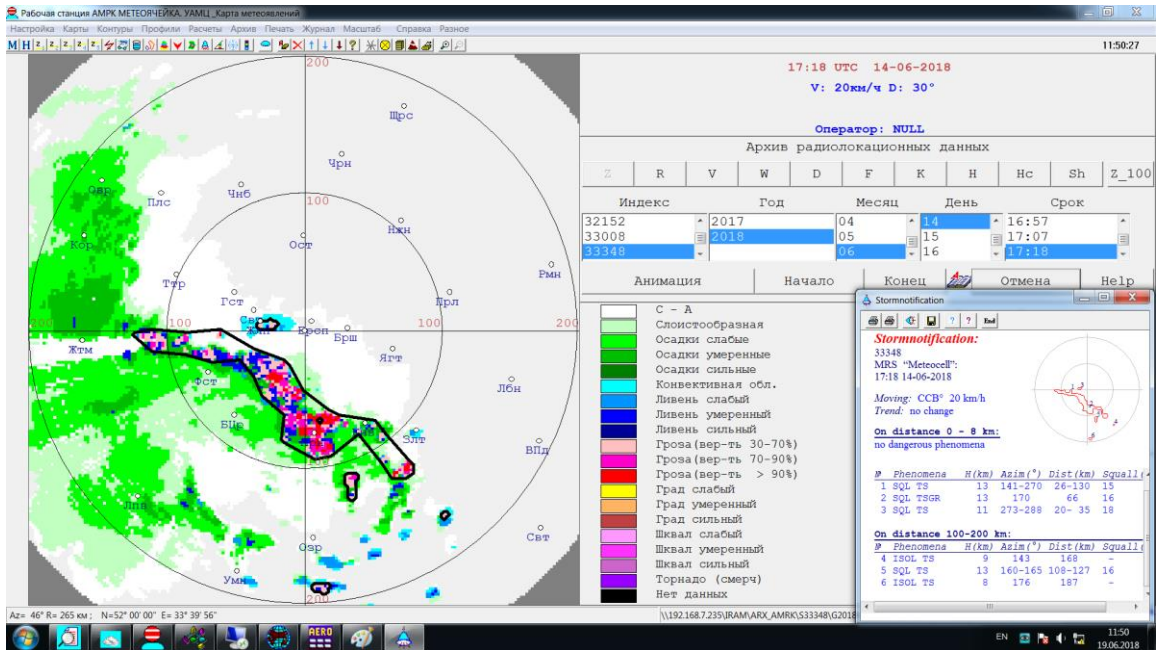
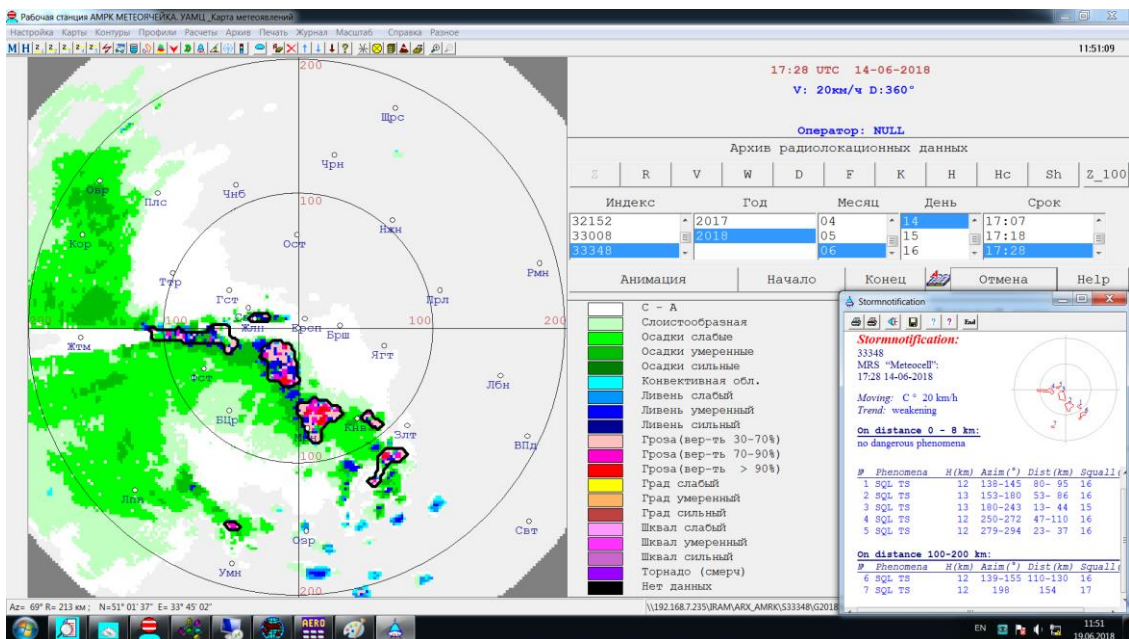


Рисунок 3.11 – Карта метеоявищ ДМРЛ 14.06.2018р. за 17:07 UTC

Через 10 хвилин розміри хмари збільшилися і вже визначалася 7,5 км по вертикалі, і близько 30 км по горизонталі, з'явилися грозонебезпечні 30% осередки (рис. 3.12).



О 17.21 UTC на аеродромі була відмічена гроза і слабкий зливовий дощ.
 О 17.28 UTC конвективна хмара почала руйнуватися. За даними МРЛ вона вже не ідентифікувалися, як купчасто-дощова, горизонтальні і вертикальні розміри зменшилися (рис. 3.13-3.14).



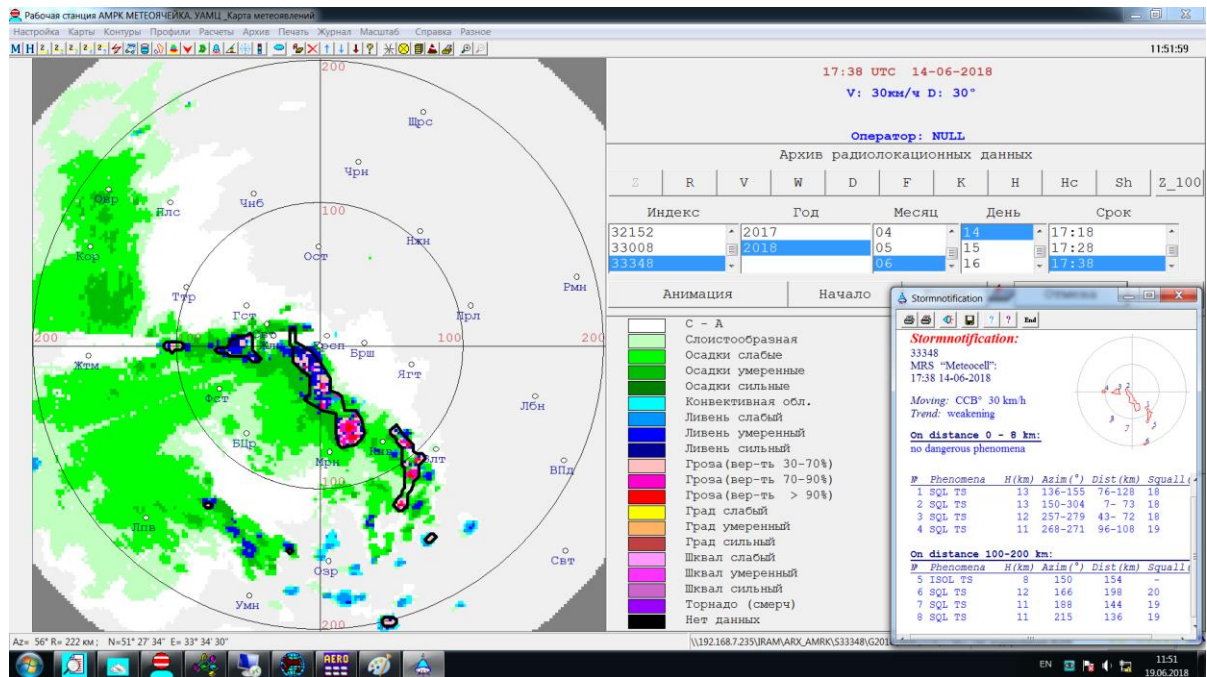


Рисунок 3.14 – Карта метеоявищ ДМРЛ 14.06.2018р. за 17:38 UTC

О 17.41 UTC на аеродромі відмічалось посилення вітру 100 градусів 8 порив 16 м / с з робочим курсом, і в ту саму хвилину був зафіксований порив 19 м / с. Зберігалися гроза на аеродромі і слабкі зливові опади. Ці погодні умови спостерігалися вже безпосередньо на основній лінії фронту. О 18.00 UTC спостерігався вітер 180 градусів 8 порив 13 м / с, видимість мінімальна 1900 м, помірний зливовий дощ, гроза.

Гроза зі слабкими зливовими опадами і слабким вітром відзначалася на аеродромі до 19.20 UTC, але була вже пов'язана з основною лінією фронту.

На перший погляд, можна було б припустити, що перед основним фронтом в теплому секторі утворилася лінія нестійкості (лінія шквалів). За теорією лінія шквалів (лінія нестійкості) являє собою зону скупчення купчасто-дощових хмар. Протяжність лінії шквалів може досягати тисячі кілометрів, а ширина становить 50-100 км. У помірних широтах вони спостерігаються найчастіше в теплому секторі циклона на відстані 200-300 км перед холодним фронтом.

Лінії шквалів є неоднорідною за своєю структурою і складається з окремих лінійних сегментів або скупчень купчасто-дощових хмар довжиною

до 100 км і шириною близько 30 км. Час життя лінії шквалів може становити більше доби, а час життя окремих мезомасштабних скупчень, з яких вона складається, не перевищує зазвичай 5-6 год. З лініями шквалів, як це випливає з їх назви, бувають пов'язані сильні поривчасті вітри, інтенсивні опади, грози, град та інші небезпечні явища погоди. При проходженні лінії шквалу через станцію типовим є швидке падіння температури, зростання тиску і різкий поворот вітру. «Лінійна» структура конвективних течій виникає, як правило, на тлі інтенсивних великомасштабних потоків, в яких мають місце значні зрушення швидкості вітру в вертикальному і горизонтальному напрямках.

У нашому ж випадку, як описано вище, відстань від конвективної однокоміркової хмари до основної лінії фронту була значно менше, горизонтальні розміри і час існування також не відповідали характеристикам лінії шквалів. Крім того, умовою утворення багатокміркових (суперкоміркових) купчасто-дощових хмар, з яких і складаються лінії шквалів, є наявність зсуву вітру різної інтенсивності. Чим сильніше зрушення вітру, тим інтенсивніше розвивається і тим довше існує лінія шквалів. Тому в даному випадку шквал не спостерігався.

ВИСНОВКИ

Підводячи підсумок вищевикладеному дослідженню, можна дійти таких висновків:

- Переглянувши випадки дослідження грозової діяльності в світі, було проаналізовано різні методики виявлення явища, вплив грози на різні калузі економіки, важливість розуміння місцевих штормових кліматологій та супутніх їм середовищ є важливим для оперативних прогнозистів, менеджерів з надзвичайних ситуацій та оцінки ризиків. Проаналізовано дослідженні явища грози в таких країнах як Польща, центральна Європа, США, Китай, східна Африка.

- Результати розрахунків у 2018 р. демонструють, що справджуваність методу Вайтінга становить 55,9%; методу Ягудіна: 79,8%; методу Лебедевої – 78,5%; методу Седлецького – 80,7%. Найбільшу справджуваність мають методи Ягудіна і Седлецького. Нижча справджуваність простежується в методах прогнозування гроз по Вайтінгу і Лебедевій. Отже, можна зробити висновок, що необхідне комплексне використання цих методів.

- Справджуваність прогнозів грози за параметром Кі перевищила 96 % (із 23 випадків – 22 правильних прогнозів), за параметром ТТ – 65 % (15 правильних прогнозів). За параметром СТ – 61% (14 випадків), а параметр VT має найнижчі показники 17% (6 випадків).

- За досліджуваний період 2011-2020 рр. на АМСЦ Київ/Жуляни зафіксовано 362 випадків з грозою. Мінімум повторюваності припадає на 2015 рік – 15 випадків з грозою, максимум відмічено у 2012 р. – 55 випадки.

- Переважну більшість склали внутрішньомасові грози – 198 випадків (53%), фронтальні – 164 випадків (47%). Серед гроз фронтального походження домінують такі, що пов'язані з холодними фронтами – 97 випадків, з максимумом у 2019 р. – 22 (56%) та мінімумом у 2013 р. – 4 (11%). Децю меншу повторюваність мали грози на теплих фронтах – 41, а на фронтах оклюзії лише 26.

- Загалом за досліджуваний період з 2011 по 2020 рр. визначено 242 випадків денних гроз, а саме за строки спостереження з 06 год до 18 год, що становить 67% від загальної кількості гроз за цей період. Вечірні грози за строк спостереження з 18 год до 22 год складають 47 випадків (13%). Нічні грози становили лише 73 випадки (20%).

- У річному ході найчастіше спостерігалися грози тривалістю менше 1 години – 64,1%, 1-2 години – 28,8%, 2-3 години – 5,0%, 3-4 години – 1,8%. Грози тривалістю 4-5 годин відмічаються рідко і становлять 0,3%. Загалом, восени і навесні тривалість грози практично однакова.

- Більший відсоток від загальної кількості випадків гроз на аеродромі Київ/Жуляни за період 2011 – 2020 рр складає грози з опадами. Але можна виділити 2013 рік, де співвідношення майже рівне, грози з опадами 52%, а без опадів – 48%. За 2016 рік спостерігалася інша тенденція, 54% гроз без опадів та 46 % з опадами. Максимальний відсоток випадків з опадами зафіксовано у 2015 році – 83%, а найменший – 2016 році 46%.

- Максимальне значення кількості строків у відстані ≤ 50 км від пункту спостереження зафіксовано у 2019 році – 1870 строків, максимальне значення у відстані ≤ 16 км спостерігається також у 2019 році – 180 строків, у відстані ≤ 8 км у 2018 році – 102. Мінімальне значення кількості строків у відстані ≤ 50 км від пункту спостереження зафіксовано у 2015 році – 141 строк, у відстані ≤ 16 км спостерігається також у 2015 році – 16 кількість строків, у відстані ≤ 8 км у 2015 році – 6 випадків.

- Погодні умови на аеродромі Київ / Жуляни в вечірні години 14.06.2018 були пов'язані з проходженням холодного фронту з хвилями 1 роду, який повільно зміщувався на північний схід зі швидкістю 20 км / год. Великі контрасти температур в зоні фронту (8-13°C) в поєднанні з вологою повітряною масою і утворенням хвильового збурення на захід поблизу Києва створили умови для утворення як сильних зливових опадів з грозами, так і граду та шквалів.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Кліматична характеристика аеропорту Київ/Жуляни / Упоряд.: Н.І. Землянко, Н.Ф. Халімон, Л.П. Жадан та ін. – К.: КМУГА, 2017. – 172 с.
2. Глобальные и региональные изменения климата / [Шестопалов В.М., Логинов В.Ф., Осадчий В.И. и др.]. – К.: Ника-Центр, 2011. – 448 с.
3. Клімат Києва / Під ред. В.М. Волощука, Н.Ф. Токар. – К.: Держкомгідромет України, 1995. – 80 с.
4. Клімат України /За ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко.– К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
5. Алексеева А.А., Глушкова Н.И. Особенности развития конвективных стихийных гидрометеорологических явлений и их прогноз // Труды ГМЦ, 2000. – Вып. 330. – С.90 – 97.
6. Балабух В.О. Регіональні особливості розподілу небезпечних і стихійних конвективних явищ погоди при переміщенні на Україну циклонів і фронтів з північною складовою наприкінці ХХ століття.- Ч.1. – Одеса, 2003. – С.103-118.
7. Stull R. Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. – Dept. of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences University of British Columbia. – 2016. – 924 p.
8. Бачарников Н.В. Начальные условия для оперативной модели конвективного облака. – В сб.: Радиолокационная метеорология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1994. – С. 50 - 53.
9. Бойченко С.Г. Эффект різкого підвищення повторюваності катастрофічних процесів та явищ природи на території України при глобальному потеплінні, або похолоданні клімату / С. Г. Бойченко, В. М. Волощук // Доповіді НАН України. – 2001. – № 5. – С.105 – 112.
10. Алексеева А.А., Глушкова Н.И. Особенности развития конвективных стихийных гидрометеорологических явлений и их прогноз // Труды ГМЦ России, 2000. – Вып. 330. – С.90 – 97.

11. Лещенко Г.П. Метеорологическое обеспечение полетов. / Г.П. Лещенко, Г.В. Перцель, Е.Г. Лещенко. – Кировоград: ГЛАУ, 2010. – 184 с.
12. Богаткин О.Г. Авиационная метеорология. Учебник. – СПб.: Изд. РГГМУ, 2005. – 328 с.
13. Яковлев А.М. Авиационная метеорология. – М.: Транспорт, 1971. – 248 с.
14. The Utility of ProbSevere v2.0 for Predicting Pulse Severe Thunderstorms // Weather and Forecasting. – 01 Sep 2022. – 1601–1613.
15. An Experimental 1-km Warn-on-Forecast System for Hazardous Weather Events // Weather and Forecasting. – 29 Aug 2022. – 161–169.
16. Diurnal and Seasonal Variability of ERA5 Convective Parameters in Relation to Lightning Flash Rates in Poland // Weather and Forecasting. – 01 Aug 2022. – 1447–1470.
17. Severe Convective Storms across Europe and the United States. Part II: ERA5 Environments Associated with Lightning, Large Hail, Severe Wind, and Tornadoes // Journal of Climate. – 01 Dec 2020. – 10263–10286.
18. Contribution of Thunderstorms to Changes in Hourly Extreme Precipitation over China from 1980 to 2011 // Journal of Climate. – 15 Jul 2022. – 4485–4498.
19. Supercell Thunderstorm Charge Structure Variability and Influences on Spatial Lightning Flash Relationships with the Updraft // Monthly Weather Review. – 01 Apr 2022. – 843–861.
20. Validation and Utility of Satellite Retrievals of Atmospheric Profiles in Detecting and Monitoring Significant Weather Events // Bulletin of the American Meteorological Society. – 01 Feb 2022. – E570–E590.
21. Lake Victoria Thunderstorms: Radar-Observed Initiation and Storm Evolution Modes // Monthly Weather Review. – 01 Oct 2022. – 2485–2502.
22. Doppler Lidar and Mobile Radiosonde Observation-Based Evaluation of Warn-on-Forecast System Predicted Near-Supercell Environments during TORUS 2019 // Weather and Forecasting. – 01 Oct 2022. – 1783–1804.

23. Taking the HIGHWAY to Save Lives on Lake Victoria // Bulletin of the American Meteorological Society. – 01 Feb 2022. – E485–E510.
24. Заболоцька Т. М., Підгурська В.М., Шпиталь Т.М. Грозова діяльність на території України // Пр. УкрНДГМІ. – Вип. 256, 2007. – С. 92-97
25. Заболоцька Т.М., Підгурська В.М., Шпиталь Т.М. Просторово-часові зміни кількості хмар над територією України // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2002. – Вип. 250. – С. 100-106.
26. Огляд погоди та стихійних гідрометеорологічних явищ на території України за 2011-2020 рік. – К.: Укргідрометцентр, 2012-2021.
27. Недострелова, Л. В. та Чумаченко, В. В. *Часовий розподіл гроз на АМСЦ Одеса на початку XXI століття.* Український гідрометеорологічний журнал, (2021).27. с. 16-23. ISSN 2311-0902, 2616-7271
28. Бачарников Н.В, Брылева Г.Б. Автоматизированные метеорологические радиолокационные комплексы „Метеоячейка”. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2007. – С. 91 – 114.
29. Бабиченко В.Н. Распределение на Украине осадков, дающих за сутки не менее 100 мм. //Тр. УкрНИГМИ, 1959. – Вып.18. – С. 30-38.
30. Заболоцька Т.М., Підгурська В.М., Шпиталь Т.М. Небезпечно сильні опади над територією України і можливі причини їх утворення //Наук. праці УкрНДГМІ. – 2006. – Вип. 255.- С. 21-27
31. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.) / За ред. Ліпінського В.М., Осадчого В.І., Бабиченко В.М. – К.: Ніка-Центр, 2006. – 312 с.
32. Автоматизований метеорологічний радіолокаційний комплекс "МЕТЕОР-МЕТЕОЯЧЕЙКА"[Електронний ресурс]. – Режим доступу: <https://www.uamcdsns.com.ua/tekhnichne-osnashchennia/amrk-meteor-meteoyacheika>
33. Грозові осередки Києва (Жуляни ім. І.І.Сікорського) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: [Грозовые очаги Киев \(Жуляны им. И.И.Сикорского\) \(meteocenter.asia\)](http://meteocenter.asia)

34. ZAMG . Поточна карта погоди та архів карт [Електронний ресурс].
– Режим доступу: [Wetterkarte — ZAMG](#)
35. Ventusky [Електронний ресурс]. – Режим доступу: [Ventusky - Прогноз погоди на карті](#)
36. <https://www1.wetter3.de/> -Архів фактичних карт погоди
37. Аджиева А.А., Шаповалов В.А. Совершенствование прогнозирования и контроля развития опасных явлений погоды с использованием радиолокационных и грозопеленгационных методов на примере отдельного грозового очага. *Известия вузов. Северо-кавказский регион. Естественные науки. 2017. № 1 С.80-88*
38. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч.1. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 702 с.
39. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч.2. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 298 с.
40. Брылева Г.Б., Васильева Л.Г., Завдовьев А.В. Оценка оправдываемости сверхкраткосрочных прогнозов начала осадков и опасных явлений погоды в конвективных пунктах обзора автоматизированной МРЛС. – В сб.: Радиолокационная метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1998. – С. 56 – 63.

ДОДАТКИ

Додаток А

Синоптичні карти погоди

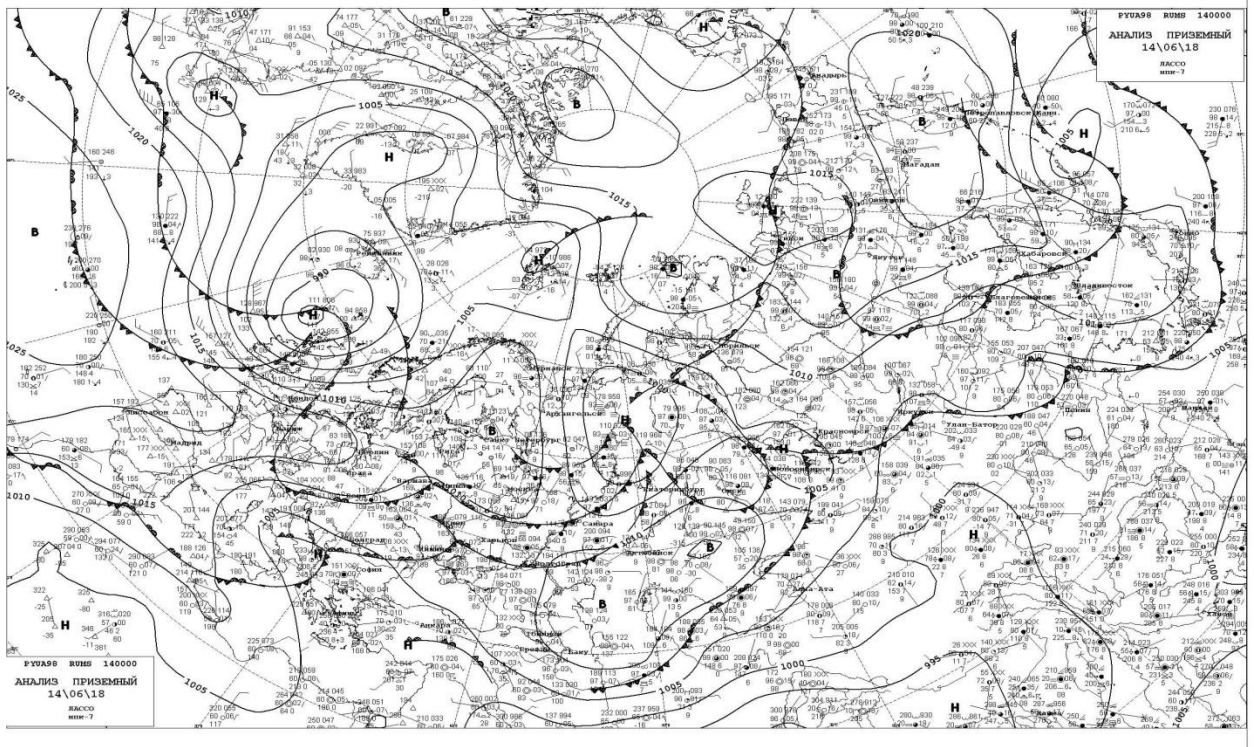


Рис. А.1 Карта приземна за 14.06.2018р. 00:00UTC

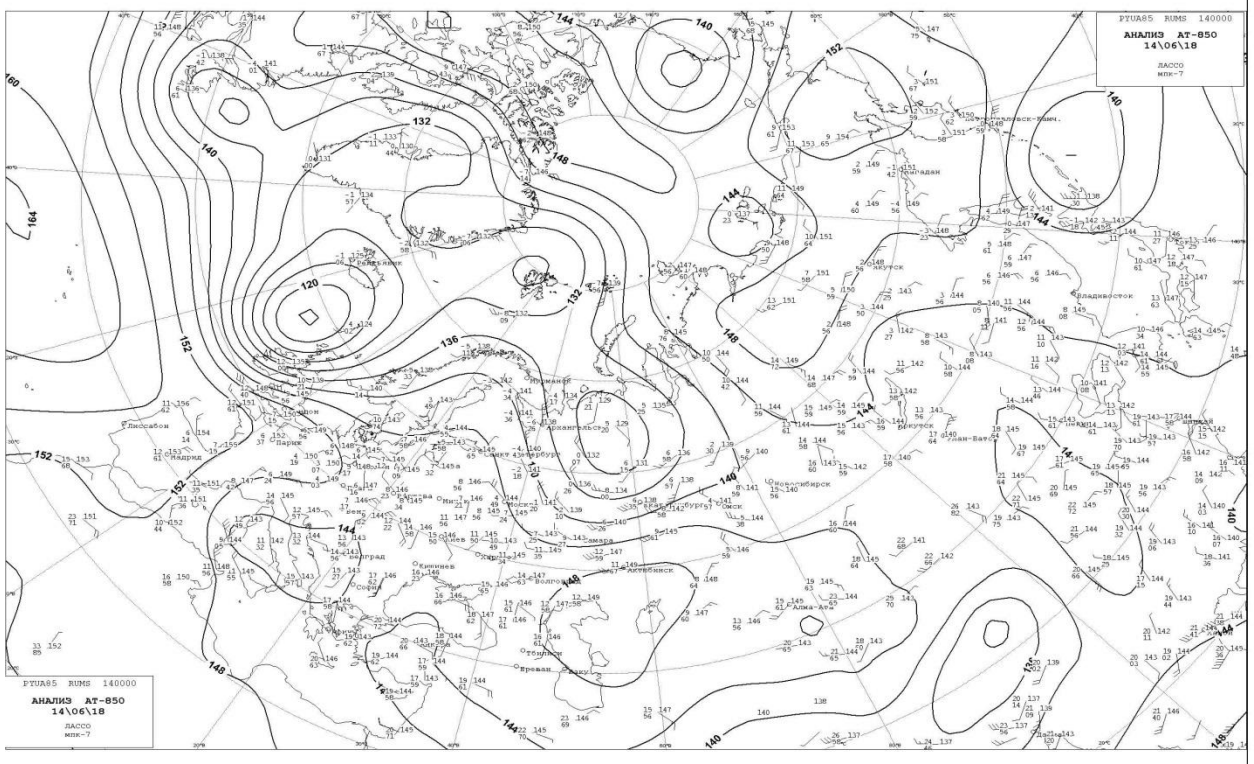


Рис. А.2 Карта АТ-850 за 14.06.2018 р.,00:00 UTC

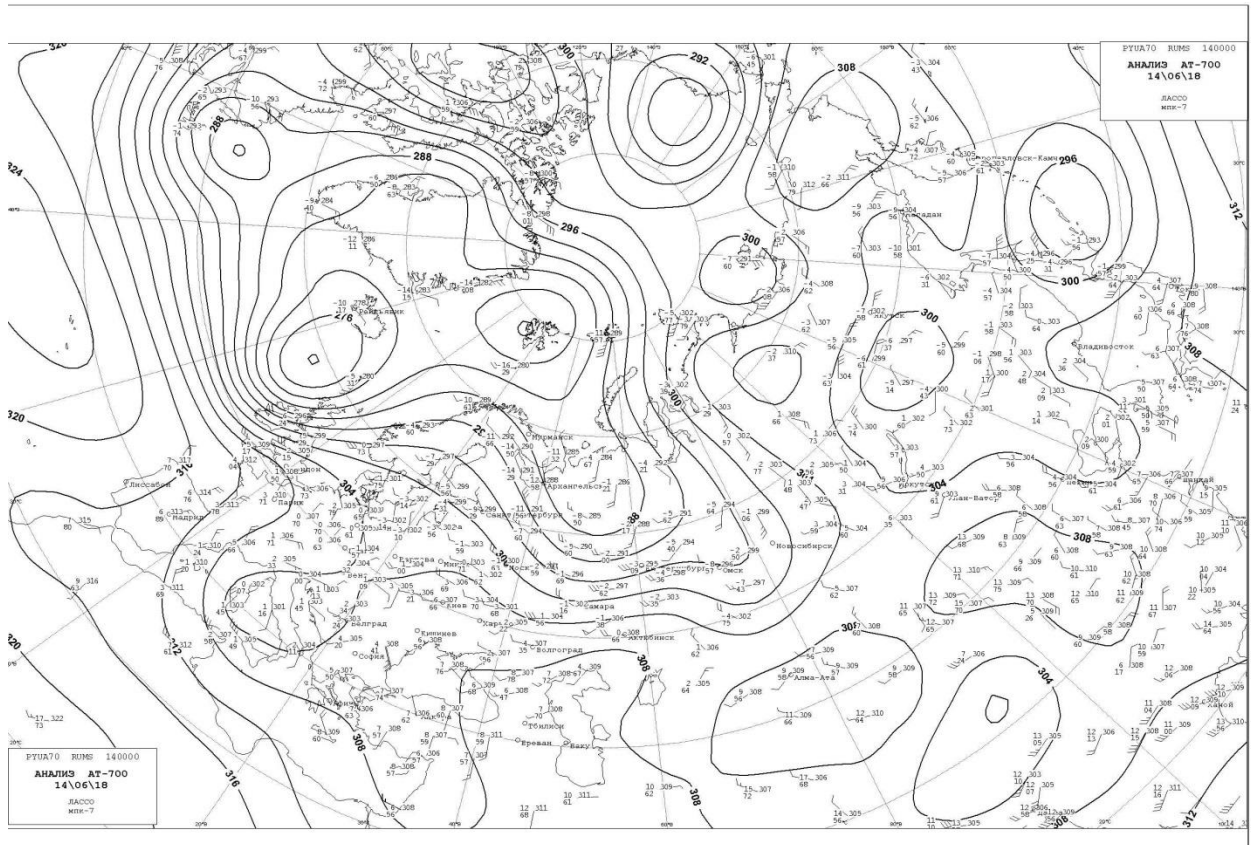


Рис. А.3 Карта АТ-700 за 14.06.2018 р.,00:00 UTC

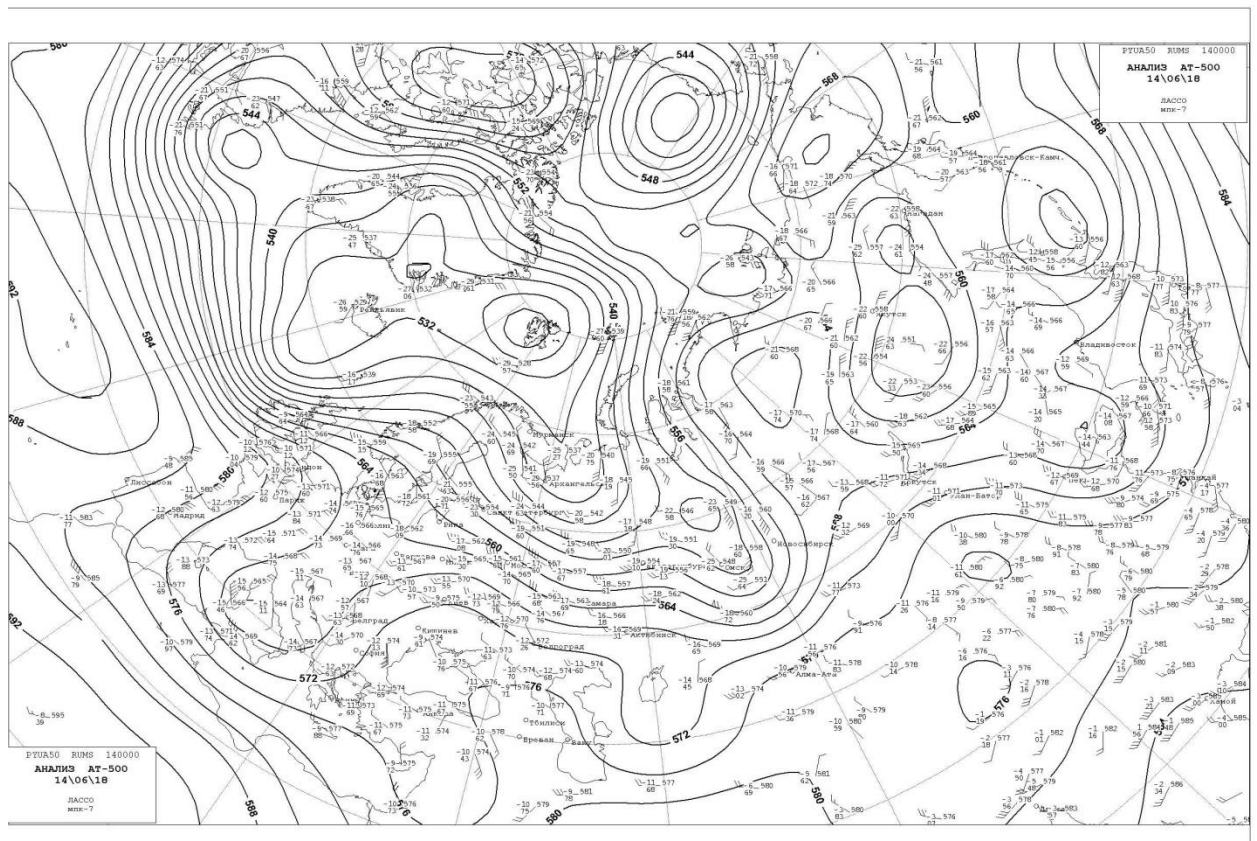


Рис. А.4 Карта АТ-500 за 14.06.2018 р.,00:00 UTC

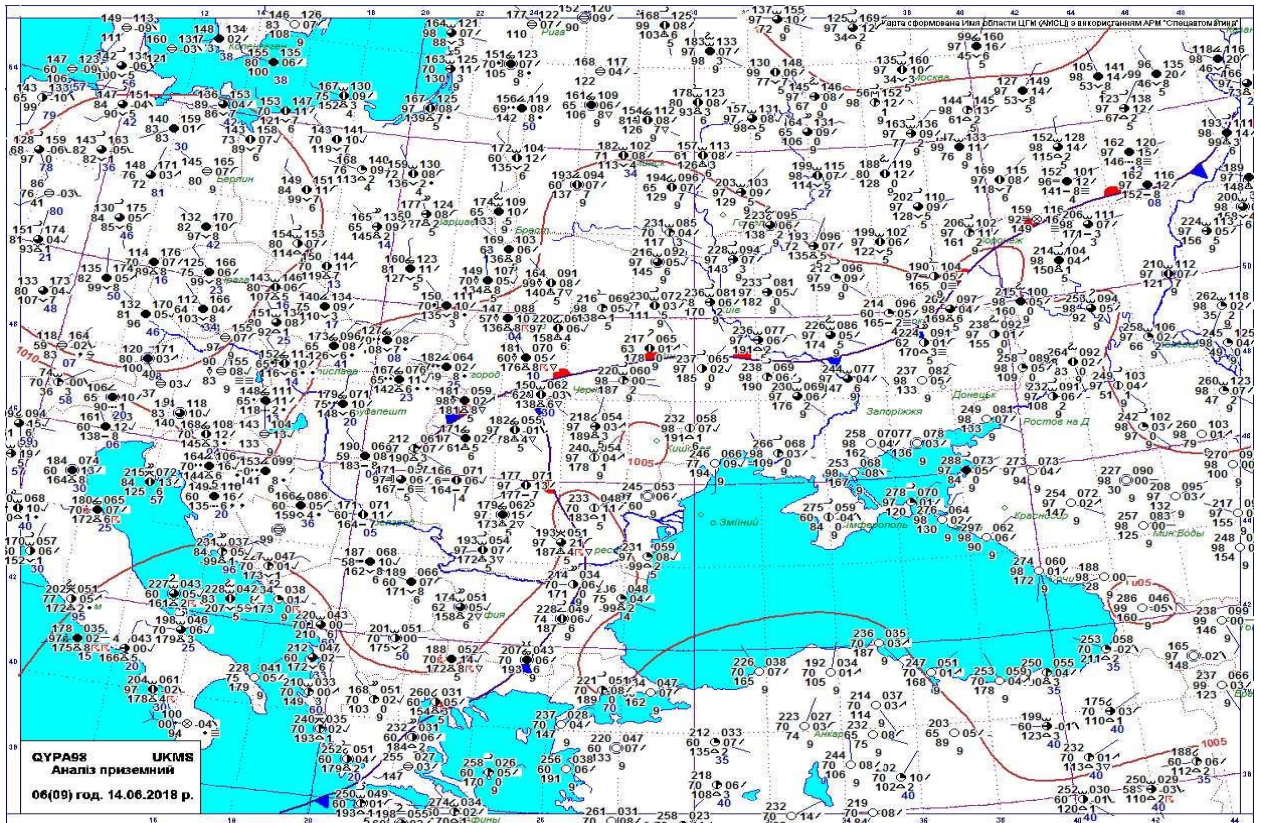


Рис. А.5 Карта приземна 06(09) год. за 14.06.2018р.

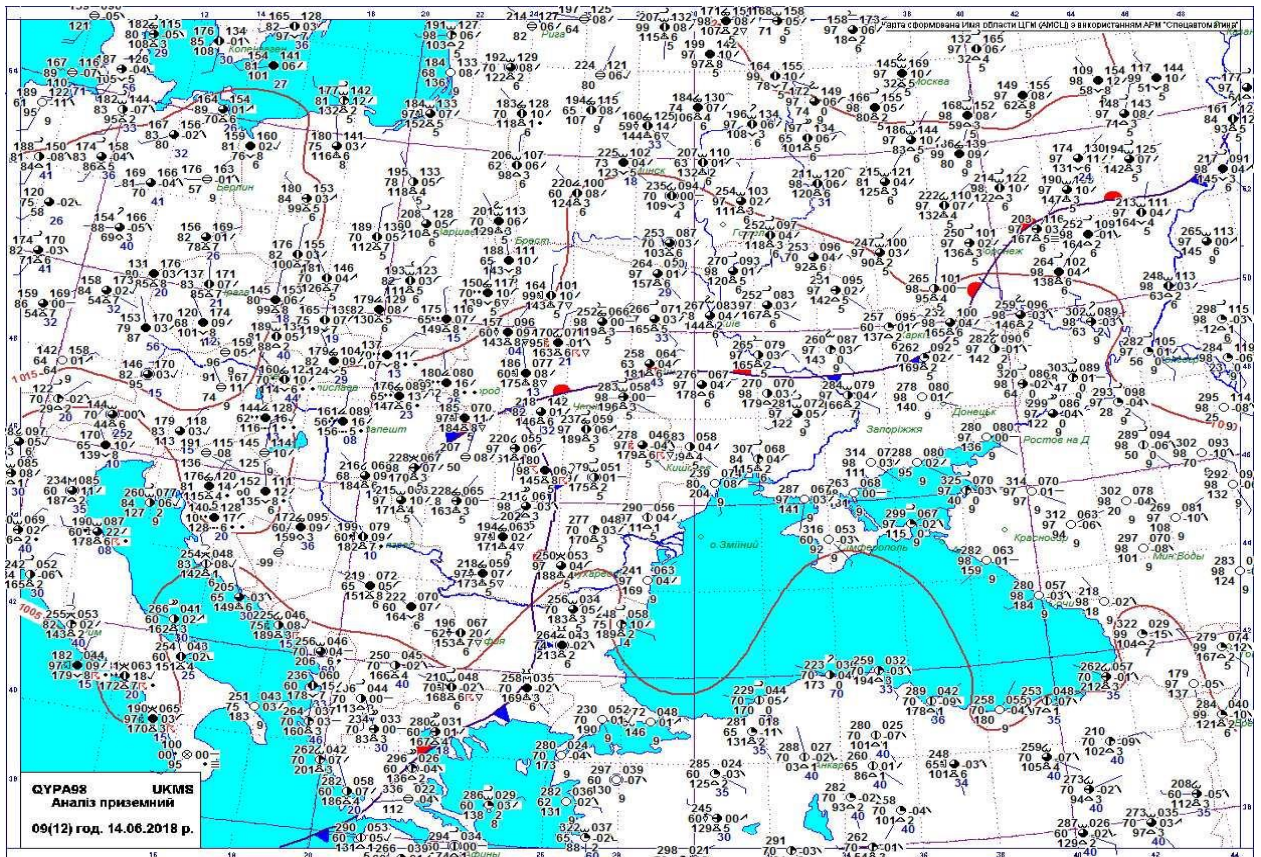


Рис. А.6 Карта приземна 09(12)год. за 14.06.2018р.

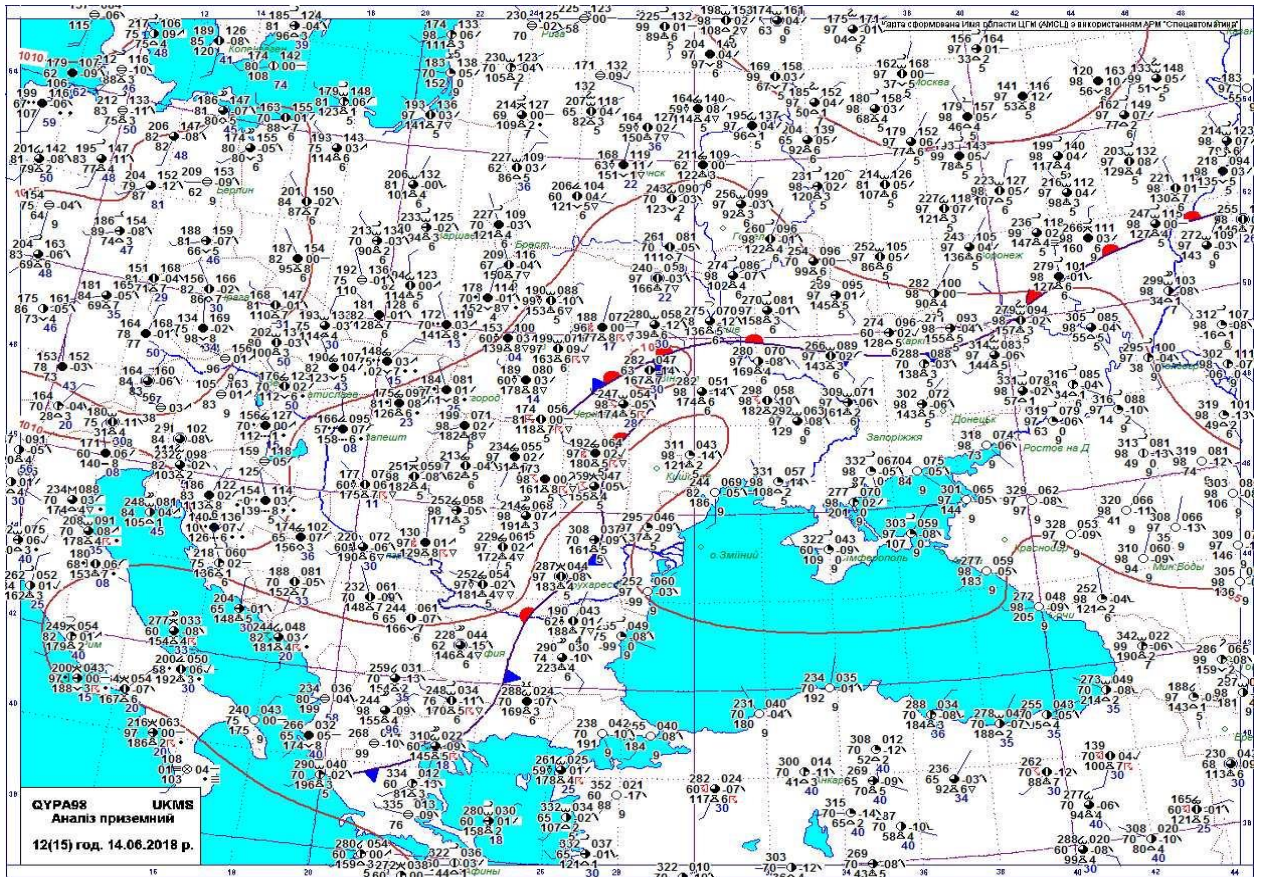


Рис. А.7 Карта приземна 12(15)год. за 14.06.2018р.

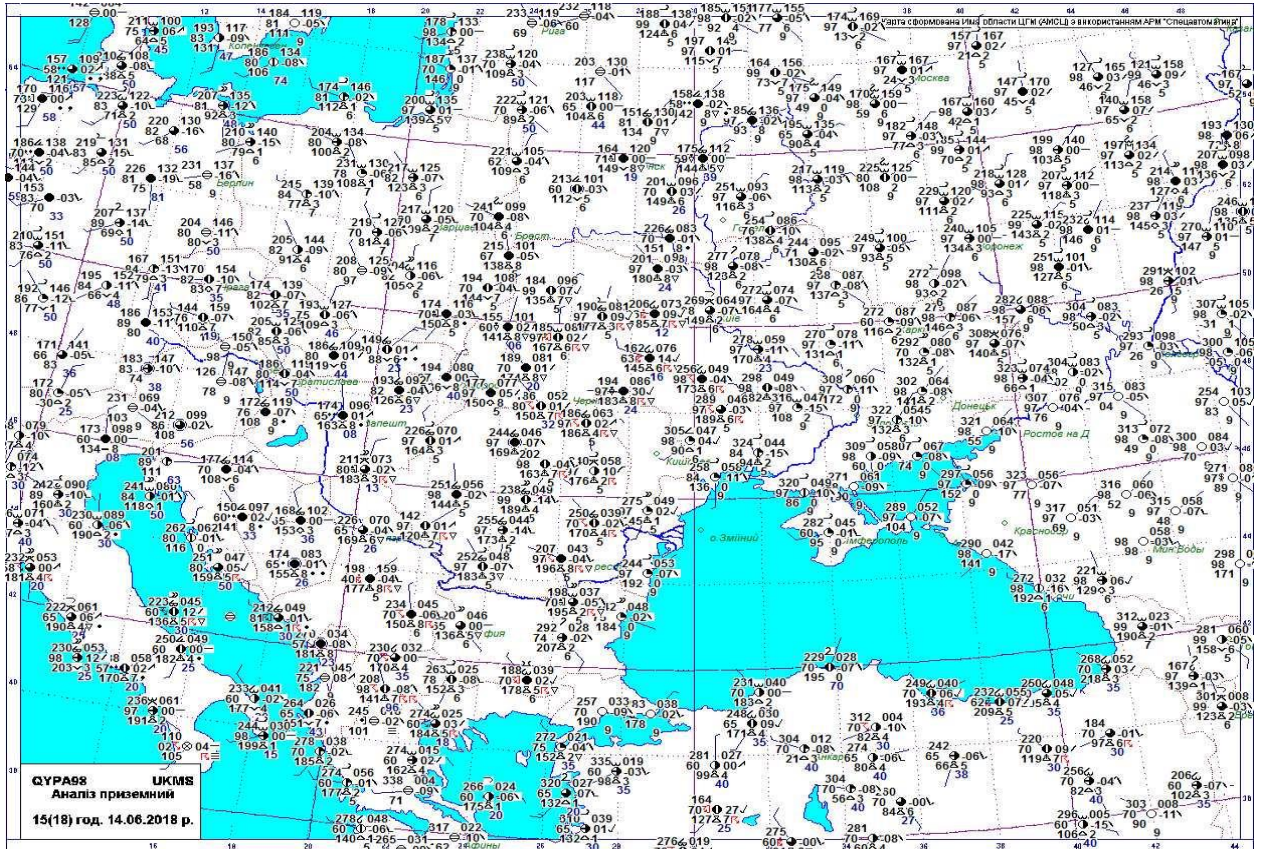


Рис. А.8 Карта приземна 15(18)год. за 14.06.2018р.

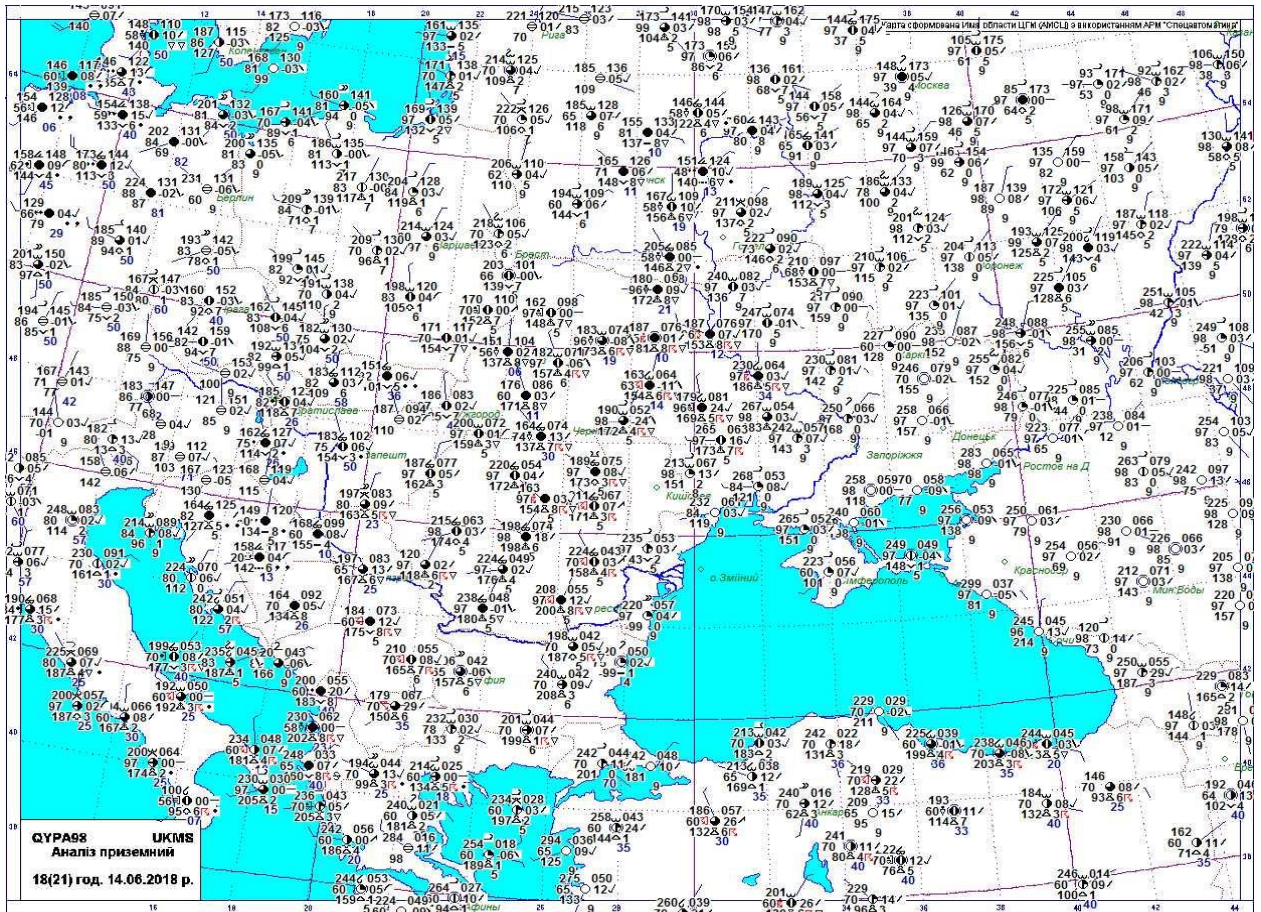


Рис. А.9 Карта приземна 18(21)год. за 14.06.2018р.

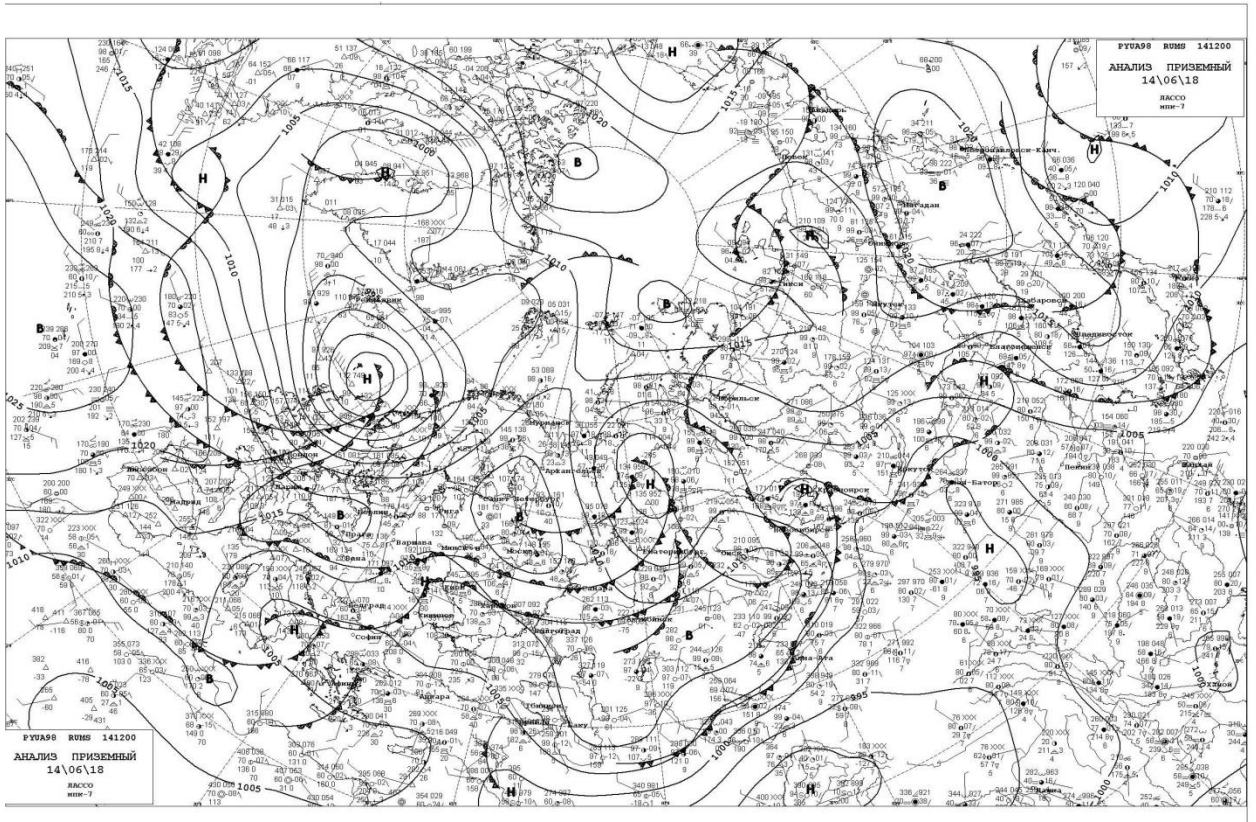


Рис. А.10 Карта приземна за 14.06.2018 р., 12:00 UTC

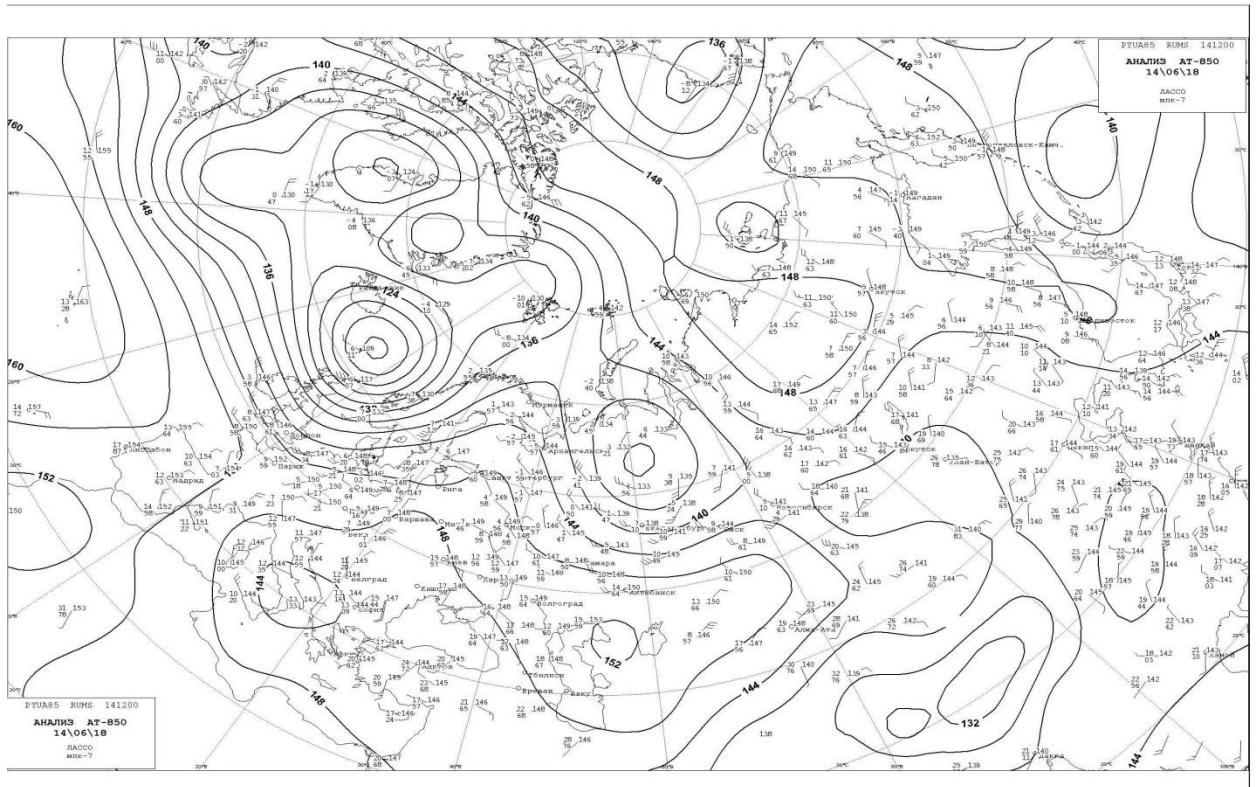


Рис. А.11 Карта АТ-850 за 14.06.2018 р.,12:00 UTC

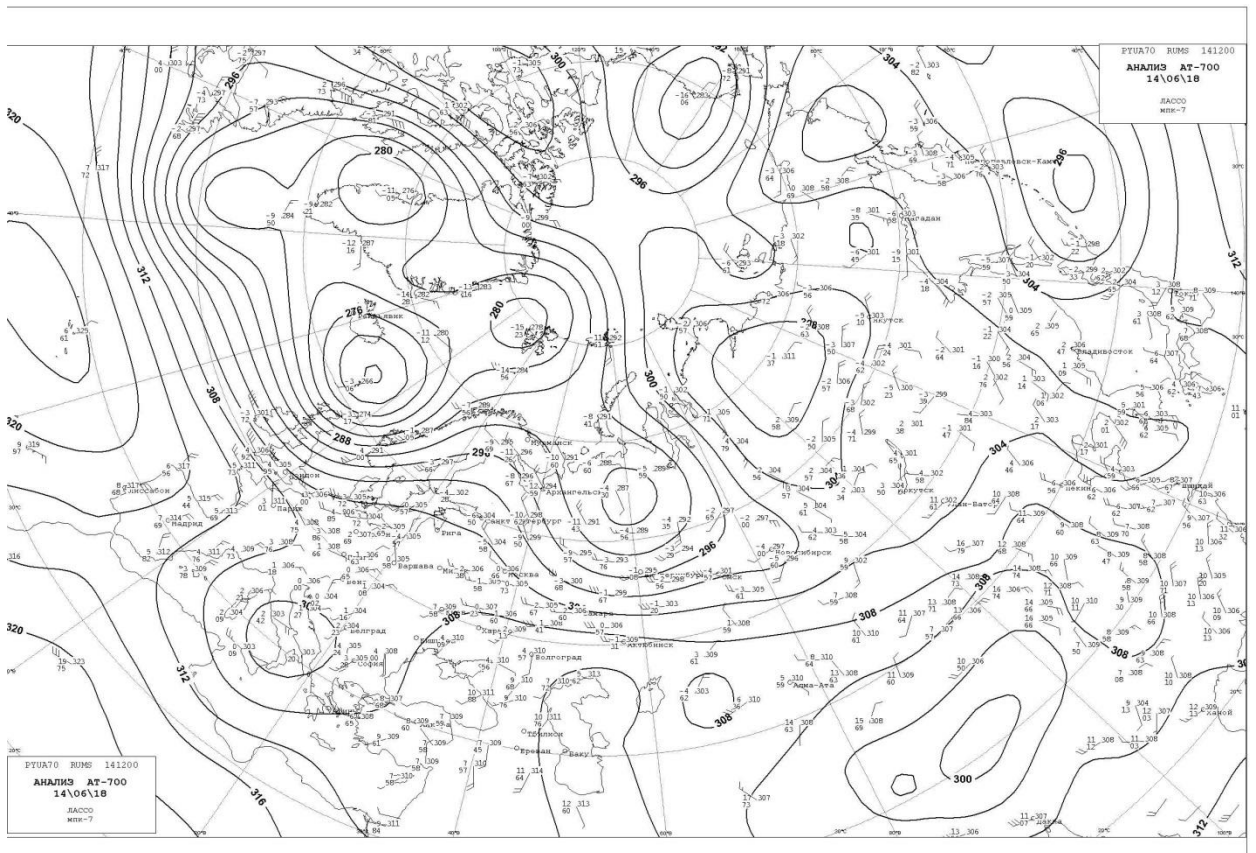


Рис. А.12 Карта АТ-700 за 14.06.2018 р.,12:00 UTC

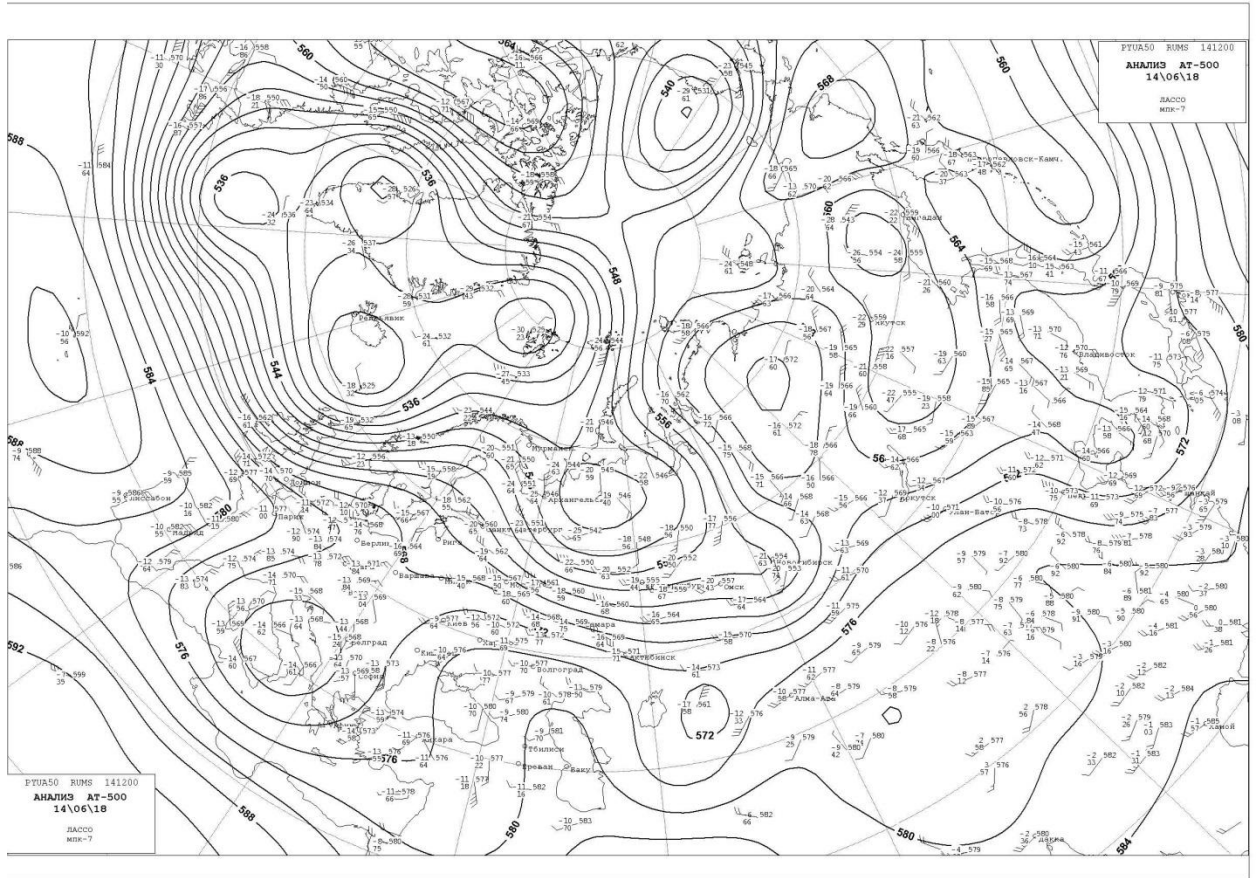


Рис. А.13 Карта АТ-500 за 14.06.2018 р.12:00 UTC

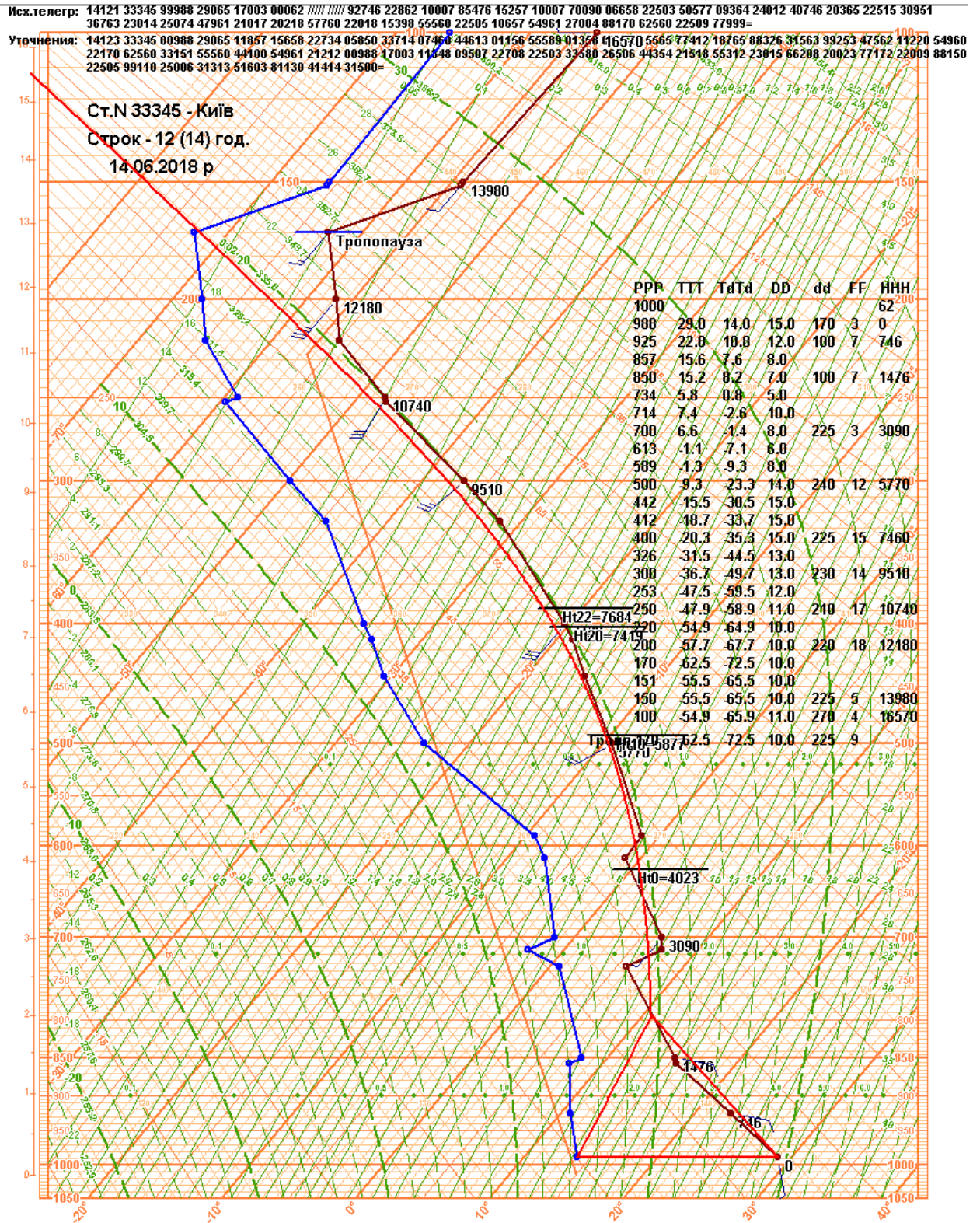


Рис. Б.2. Аерологічна діаграма з станції Київ за строк 12(14) год. 14.06.2018р.

Додаток В

Штормова інформація з метеостанцій

Станція 33349 - Київ Жуляны
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33349 1417201 91 2//80=
 ОЯ - Гроза
 Станція 33345 - Київ
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33345 1417191 30 87919 40 73495// 91 21880=
 ОЯ - Высота облачности 570 м
 ОЯ - Гроза в срок слабая. Дальность видимости 3км
 ОЯ - Гроза
 Станція 33348 - А/ПБориспіль
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33348 1417361 11 1190814=
 ОЯ - ветер: Напр.=190°, скорость=8м/сек, порыв=14м/сек
 Станція 33349 - Київ Жуляны
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33349 1417211 91 2//80=
 ОЯ - Гроза
 Станція 33348 - А/ПБориспіль
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33348 1417371 11 1191116=
 ОЯ - ветер: Напр.=190°, скорость=11м/сек, порыв=16м/сек
 Станція 33349 - Київ Жуляны
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33349 1417411 11 1100615=
 ОЯ - ветер: Напр.=100°, скорость=6м/сек, порыв=15м/сек
 Станція 33349 - Київ Жуляны
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33349 1417421 11 1110720=
 ОЯ - ветер: Напр.=110°, скорость=7м/сек, порыв=20м/сек
 Станція 33345 - Київ
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33345 1417441 11 1240512=
 ОЯ - ветер: Напр.=240°, скорость=5м/сек, порыв=12м/сек
 Станція 33348 - А/ПБориспіль
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33348 1417421 91 22280=
 ОЯ - Гроза
 Станція 33348 - А/ПБориспіль
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33348 1417431 91 22280=
 ОЯ - Гроза
 Станція 33345 - Київ
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33345 1417521 11 1240716=
 ОЯ - ветер: Напр.=240°, скорость=7м/сек, порыв=16м/сек
 Станція 33345 - Київ

Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33345 1417531 40 71295//=
 ОЯ - Гроза в срок слабая. Дальность видимости 1200
 Станция 33342 - Вишгород
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33342 1418121 91 22380=
 ОЯ - Гроза
 Станция 33348 - А/ПБориспіль
 ==Отмечен КОНЕЦ ОЯ (AVIA)
 >>> WAREP 33348 1418221 11 1200609=
 ОЯ - ветер: Напр.=200°, скорость=6м/сек, порыв=9м/сек
 Станция 33345 - Київ
 ==Отмечен КОНЕЦ ОЯ (AVIA)
 >>> WAREP 33345 1418221 40 74897//=
 ОЯ - Гроза в срок, сильная. Дальность видимости 4км
 Станция 33349 - Київ Жуляны
 ==Отмечен КОНЕЦ ОЯ (AVIA)
 >>> WAREP 33349 1418211 11 1320609=
 ОЯ - ветер: Напр.=320°, скорость=6м/сек, порыв=9м/сек
 Станция 33345 - Київ
 ==Отмечен КОНЕЦ ОЯ (AVIA)
 >>> WAREP 33345 1418231 11 1240308=
 ОЯ - ветер: Напр.=240°, скорость=3м/сек, порыв=8м/сек
 Станция 33345 - Київ
 ==Отмечен КОНЕЦ ОЯ (AVIA)
 >>> WAREP 33345 1418381 30 86922=
 ОЯ - Высота облачности 660 м
 Станция 33348 - А/ПБориспіль
 ==Отмечен КОНЕЦ ОЯ (AVIA)
 >>> WAREP 33348 1419301 91=
 ОЯ - Гроза
 Станция 33342 - Вишгород
 ==Отмечен КОНЕЦ ОЯ (AVIA)
 >>> WAREP 33342 1419301 91=
 ОЯ - Гроза
 Станция 33345 - Київ
 ==Отмечен КОНЕЦ ОЯ (AVIA)
 >>> WAREP 33345 1419341 91=
 ОЯ - Гроза
 Станция 33349 - Київ Жуляны
 ==Отмечен КОНЕЦ ОЯ (AVIA)
 >>> WAREP 33349 1420001 91=
 ОЯ - Гроза
 Станция 33345 - Київ
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33345 1420211 30 85708=
 ОЯ - Высота облачности 240 м
 Станция 33345 - Київ
 Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)
 >>> WAREP 33345 1423351 30 86704=
 ОЯ - Высота облачности 120 м