

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології

ДИПЛОМНИЙ ПРОЕКТ

рівень вищої освіти: «спеціаліст»

на тему: Оцінка умов формування аномального граду на території України

Виконав студент 1 курсу групи МСА- 51
спеціальності 103 – Науки про Землю
Бабочкін Пилип Сергійович

Керівник к. геогр. н.
Агайар Елліна Вікторівна

Рецензент к. ф.-м. н. доц.
Рубан Ігор Георгійович

Одеса 2018 р.

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет _____ Гідрометеорологічний інститут _____
Кафедра _____ метеорології та кліматології _____
Рівень вищої освіти _____ спеціаліст _____
Спеціальність _____ 103 "Науки про Землю" _____
(шифр і назва)
Освітня програма _____ Метеорологія _____

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри _____ Івус Г.П.
"23 " березня _____ 2018 р.

**ЗАВДАННЯ
НА ДИПЛОМНИЙ ПРОЕКТ СТУДЕНТУ**

Бабочкіну Пилипу Сергійовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи _____ Оцінка умов формування аномального граду на території
України _____

керівник роботи _____ к. геогр. н., доц. Агайар Елліна Вікторівна _____,
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом закладу вищої освіти від 02 листопада 2017 р. №321-С

2. Строк подання студентом роботи _____ 01 червня 2018 р. _____

3. Вихідні дані до роботи 1. Дані Європейської лабораторії сильних штормів (European Severe Storms Laboratory ESSL) та архіву АРМсін за період з 2011 по 2017 рр ; 2. Дані NCER / NCAR (Національний центр з дослідження атмосфери і клімату, США), the University of Wyoming і ECMWF (Європейський центр середньострокових прогнозів) 3. Данні нефаналізу; 4. Аеросиноптичні матеріали за 21 вересня 2017 р.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) 1. Огляд сучасних літературних джерел за темою дипломного проекту та аналіз багаторічного режиму формування граду на Україні; 2. Дослідження динаміки формування граду на Україні, 2011 - 2017 р.р; 3. Оцінка синоптичних і термодинамічних умов утворення граду 21 вересня 2017 р. над західними та центральними регіонами України

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень) 1. Рис. 2.1 Зображення градової хмари на екрані монітора МРЛ; Рис. 3.1-3.8 Оцінка повторюваності градоутворення на Україні з 2011-2017 р.р; 3. Рис. 4.1-4.2 Розмір випавшого граду 21 вересня 2017 р. у Житомирській, Вінницькій, Київській областях та на півночі Молдови; Рис. 4.3-4.28 Аеросиноптичні та термодинамічні характеристики атмосфери 21.09.2017 р.

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

6. Консультанти розділів роботи

7. Дата видачі завдання 23.03.2018 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	<i>Огляд новітніх літературних джерел за темою дипломного проекту</i>	10.03.18–17.03.18	93	відмінно
2.	<i>Збір та попередня обробка вихідної інформації, складання бази даних до дослідження</i>	18.03.18-26.03.18	93	відмінно
3.	<i>Аналіз режиму градоутворення на території України</i>	27.03.18-07.04.18	93	відмінно
4.	<i>Розрахунок повторюваності граду на Україні за період з 2011 по 2017 рр.</i>	08.04.18-03.05.18	93	відмінно
	Рубіжна атестація	30.04 – 06.05.2018	93	відмінно
5.	<i>Оцінка аеросиноптичних та термодинамічних умов утворення аномального граду на Україні 21.09.2017 р.</i>	07.05.18-20.05.18	93	відмінно
6.	<i>Складання висновків та додатків та підготовка рукопису до друку.</i>	21.05.18-30.05.18	93	відмінно
7.	<i>Оформлення дипломного проекту</i>	31.05.18-09.06.18	93	відмінно
8.	<i>Розробка тексту доповіді та підготовка до захисту дипломного проекту</i>	10.06.18-15.06.18	93	відмінно
9.	<i>Підготовка комп'ютерної презентації</i>	16.06.17-19.06.17	93	відмінно
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		93	відмінно

Студент

(підпис)

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи

(підпис)

(прізвище та ініціали)

ЗМІСТ

Вступ.....	5
1 Загальні відомості про небезпечні конвективні погодні явища в Україні	6
1.1 Критерії стихійних гідрометеорологічних явищ погоди	6
1.2 Формування небезпечні конвективних погодніх явищ на території України	9
2 Крупний град	13
2.1 Механізм і умови утворення граду в хмарах.....	13
2.2 Особливості розвитку градових хмар.....	95
3 Формування крупного граду над Україною за період 2011-2017 рр.....	20
3.1 Географічний та сезонний розподіл явища над Україною	20
3.2 Характеристика градоутворення на Україні з 2011 по 2017 рр.....	24
4 Синоптичні і термодинамічні умови утворення граду 21 вересня 2017 р. над західними та центральними регіонами України.....	29
4.1 Огляд синоптичних процесів 20-21.09. 2017 р.....	29
4.2 Аналіз аерологічної діаграми і даних МРЛ.....	38
4.3 Супутниковий огляд умов формування аномального граду 21 вересня 2017 р.....	46
4.4 Визначення індексів нестійкості атмосфери над Україною 21.09.2017 рр.....	52
Висновки	55
Перелік посилань.....	56
Додаток А.....	60
Додаток Б	61
Додаток В.....	67

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

ВМО – Всесвітня Метеорологічна Організація

ВФЗ – висотна фронтальна зона

ВГХ - верхня границя хмарності

МКК – мезомасштабний конвективний комплекс

МРЛ – метеорологічний радіолокатор

СГЯ – стихійні гідрометеорологічні явища

СМЯ – стихійні метеорологічні явища

НМЯ – небезпечні метеорологічні явища

RGB – композитний знімок Airmass

UTC – United Time Centered

ВСТУП

Клімат є однією зі складових природних ресурсів, від якої залежить рівень соціально-економічного розвитку, стан навколишнього середовища, життєдіяльність людини. Особливості географічного положення України, синоптичних процесів і різноманітність кліматичних умов сприяють частому виникненню стихійних гідрометеорологічних явищ (СГЯ) і створюють надзвичайну складність розподілу їх у просторі та часі. За останні роки у зв'язку зі значними флуктуаціями клімату частота екстремального стану погоди збільшилася. В окремих випадках стихійні метеорологічні явища мають катастрофічний характер та завдають значних збитків економіці та населенню. СГЯ, зазвичай, спостерігаються у комплексі, що значно підсилює їх негативний вплив: зливові дощі супроводжуються штормовим вітром, грозою, градом [14].

Град завдає значних збитків багатьом галузям економіки, особливо сільському виробництву, пошкоджуючи зернові культури, виноградники, плодові дерева на великих площах. Величина збитків залежить від розміру градин, їх щільності, інтенсивності випадання. Для України у більшості випадків характерний дрібний інтенсивний град.

Цей дипломний проект присвячений дослідженню динаміки розподілу крупного граду за період 2008–2017 рр. на території України та термодинамічних і циркуляційних умов його виникнення 21 вересня 2017 р. у Житомирській, Вінницькій, Київській областях та на півночі Молдови.

У якості вихідної інформації використана інтерактивна база даних Європейської лабораторії сильних штормів (European Severe Storms Laboratory ESSL) [43], синоптичні карти з архіву пакету APMСин 3.0 та дані радіозондувань [47] над Києвом, зображення метеорологічних супутників METEOSAT-8 (інфрачервоних, в смуги поглинання водяної пари і RGB), баз даних NCEP / NCAR (Національний центр з дослідження атмосфери і клімату, США) [45], the University of Wyoming і ECMWF (Європейський центр середньострокових прогнозів) [41].

Дипломний проект виконаний на кафедрі метеорології та кліматології
ОДЕКУ під керівництвом к.геогр.н., доц. Агайар Е. В.

1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО НЕБЕЗПЕЧНІ КОНВЕКТИВНІ ПОГОДНІ ЯВИЩА В УКРАЇНИ

1.1 Критерії стихійних гідрометеорологічних явищ погоди

Питання глобальних змін клімату та стихійних гідрометеорологічних явищ постійно перебувають у центрі уваги Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО). Починаючи з 1993 р. ВМО через свою Комісію з кліматології у співробітництві з країнами – членами ВМО видає щорічні заяви про стан глобального клімату на Землі. ВМО зазначає, що частота, тривалість та інтенсивність стихійних метеорологічних явищ і екстремальних умов зростає [17].

За даними ВМО, 90% усіх стихійних лих, від яких потерпає людство, мають гідрометеорологічне походження. Вплив стихійних гідрометеорологічних явищ на соціально-економічний розвиток суспільства зростає. Лише протягом 1992 – 2001 рр., вони призвели до загибелі більш ніж 620 тис. чол. Загальні економічні збитки становили близько 450 млрд. дол. США, або 65% загального обсягу збитків, понесених у результаті всіх стихійних явищ за цей період [12].

Стихійні метеорологічні явища являють собою атмосферні явища, що мають аномальний характер. Вони пов'язані з особливостями циркуляційних процесів, на які в ряді випадків впливають орографічні чинники. Ці явища завдають великої шкоди різним галузям народного господарства. Загальний збиток від них може становити десятки, а іноді і сотні млн. грн. протягом року.

В даний час увага вчених і громадськості прикута до виникнення великих кліматичних і погодних аномалій, які стали більш частими за останні десятиліття і одночасно охопили велику кількість регіонів нашої планети, істотно вплинувши на економіку і життя людей ряду країн.

Для України, що займає територію зі складними фізико-географічними умовами, особливості її місця розташування обумовлюють значну

повторюваність небезпечних і особливо небезпечних (стихійних) метеорологічних явищ.

Відповідно до "Положення про порядок складання та передачі попереджень і повідомлень про виникнення стихійних явищ, різких змін погоди і випадків екстремально високого забруднення природного середовища", які вийшли в 1986 р термін особливо небезпечні явища (ООЯ) замінили на стихійні гідрометеорологічні явища (СГЯ). До стихійних (особливо небезпечних) гідрометеорологічних явищ відносять такі метеорологічні, агрометеорологічні, гідрологічні, і морські гідрометеорологічні явища, які за своєю інтенсивністю, району поширення і тривалістю можуть завдати або завдали шкоди народному господарству і населенню і викликати стихійні лиха.

Положення про критерії стихійних метеорологічних явищ декілька разів уточнювались (1966, 1968, 1972, 1986, 1994 рр.) [24].

Зараз діє нова «Настанова...», затверджена у 2003 р. Критерії за весь період зазнали незначних змін, за винятком туману, тривалості снігопаду, пилової бурі та сильного дощу [20].

На цей час до СМЯ відносять явища, які за своєю інтенсивністю, поширенням (більш як 1/3 території) та тривалістю досягають і перевищують такі критерії:

- дуже сильний дощ, дуже сильні опади (дощ зі снігом) – кількість опадів 30 мм і більше за 1 год та менше, а в гірських, селевих, лавинонебезпечних районах – 30 мм і більше за 12 год та менше;
- сильна злива – кількість опадів 30 мм і більше за 1 год та менше;
- тривалий дощ – кількість опадів 100 мм і більше за 1-3 доби (за винятком зливонебезпечних районів);
- дуже сильний снігопад – кількість опадів 20 мм і більше за 12 год і менше;
- крупний град – діаметр градин 20 мм і більше;
- сильний вітер (у т.ч. шквал, смерч) максимальна швидкість вітру 25 м/с і більше у високогір'ї Українських Карпат і гірському Криму – до 40 м/с і більше;
- сильна пилова (піщана) буря – максимальна швидкість вітру 15 м/с і більше протягом 12 годин та більше;

- сильна хуртовина – максимальна швидкість вітру 15 м/с і більше протягом 12 годин та більше;
- сильний туман – видимість 100 м і менше протягом 12 год та більше;
- сильна ожеледь – діаметр відкладення на проводі стандартного ожеледного станка 20 мм і більше;
- сильне налипання мокрого снігу – діаметр 35 мм і більше;
- сильне складне відкладення – діаметр відкладення 35 мм і більше.

В окремих випадках атмосферні явища не перевищували вказаних значень, проте були дуже інтенсивними і завдавали значних збитків, особливо сільському виробництву. Комплексний вплив атмосферних явищ (злива з градом, снігопад з сильним вітром тощо) ще більше посилює небезпеку, тому їх теж ураховано.

Також метеорологічні явища ділять на I-III рівні небезпечності [21].

Небезпечні метеорологічні явища I рівня небезпечності (НМЯ I) – це явища погоди, які за кількісними показниками, тривалістю та територією розповсюдження створюють певні незручності для населення і порушують функціонування господарського комплексу країни. Кольорове позначення – жовтий.

Стихійні метеорологічні явища II рівня небезпечності (СМЯ II) – це явища погоди, які за кількісними показниками, тривалістю та територією розповсюдження створюють загрозу для населення і функціонування господарського комплексу країни. Кольорове позначення – помаранчевий.

Стихійні метеорологічні явища III рівня небезпечності (СМЯ III) – це явища погоди, які за кількісними показниками, тривалістю та територією розповсюдження створюють загрозу життю людей на значних територіях і призводять до масштабних пошкоджень об'єктів господарського комплексу країни. Кольорове позначення – червоний колір.

За відсутності метеорологічних явищ I-III рівнів небезпечності використовують колір зелений.

Дослідження стихійних метеорологічних явищ базуються на сучасних уявленнях про теорію клімату, головні положення якої знайшли свій подальший розвиток у дослідженні сучасного клімату, у тому числі генезису і динаміки стихійних метеорологічних явищ.

1.2 Формування небезпечних конвективних погодніх явищ на території України

Конвективні явища - атмосферні явища, пов'язані з конвективним переносом (висхідні і низхідні рухи) великих мас повітря під купчасто-дощовими хмарами [28].

Численні небезпечні метеорологічні явища такі, як сильний дощ, град, сильний вітер, шквал і смерч як правило спостерігаються при грозах. Гроза та перераховані явища є наслідком нестійкості атмосфери, що проявляється у виникненні значних вертикальних рухів дуже вологого повітря при великих градієнтах температури та утворенні потужних купчастих і купчасто-дощових хмар. Головним процесом, що зумовлює утворення гроз всередині однорідних повітряних мас, є термічна конвекція у чистому вигляді або в поєднанні з динамічною, чи під впливом орографії місцевості. Внутрішньомасові грози та зливи утворюються над континентом головним чином влітку в післяполуденні години, коли температура повітря біля поверхні землі максимальна; над морем ці явища спостерігаються найчастіше взимку та в нічні години. Типовими синоптичними ситуаціями виникнення внутрішньомасових гроз є тилова частина циклону та циклон, що заповнюється. В південних областях України вертикальна потужність хмар сягає 8...10 км, тобто майже до тропопаузи. На решті території України ці грози проявляються мляво, тому що хмари вертикально розвиваються до 4...5 км, а вище існують затримуючі (інверсійні) шари [13].

Фронтальні грози утворюються внаслідок витіснення теплого вологого повітря наступаючим валом холодного. Зона грозової діяльності (значної горизонтальної протяжності) звичайно розміщується вздовж фронту на декілька сот, а впоперек фронту на декілька десятків кілометрів. Найбільш сприятливі умови для потужного розвитку купчасто-дощових хмар з сильними грозами та зливами утворюються при дивергенції висотних повітряних течій. Грозові хмари на холодних фронтах часто досягають висоти тропопаузи, а іноді перевищують її.

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

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

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

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

До конвективних атмосферних явищ відносяться:

- Зливові опади (кількість опадів 30 мм і більше за 1 год і менше) пов'язані з купчасто-дощовою хмарністю і являють собою великі краплі дощу або град. Вони утворюються в нестійких повітряних масах на холодних фронтах і фронтах оклюзії за типом холодного, тому звичайно супроводжуються грозами і шквалами, майже завжди короткочасні і раптові.

- Силні зливи формуються в основному у період із травня по серпень.

- Сильна злива майже щорічно (із 75-85% ймовірністю) спостерігається в Одеській області і АР Крим. З дещо меншою ймовірністю (40%) вона відмічається у Київській, Кіровоградській і Запорізькій областях. За розглянутий період сильну зливу не зареєстровано у Житомирській і Луганській областях [24].

Згідно з наведеною інформацією, починаючи з 1996 р. кількість опадів 30 мм і більше за 1 год і менше та кількість пунктів, охоплених ними, значно збільшилась і утримується тенденція до їх подальшого збільшення.

Град (для СГЯ – діаметр градин 20 мм і більше) – явище локальне, частіше за все він випадає окремими ізольованими плямами на площах від декількох десятків до декількох сотень квадратних кілометрів, рідше – у вигляді градових доріжок. Максимум повторюваності великого граду припадає на літній сезон. Розмір збитку залежить від розміру градин, їх щільності, інтенсивності випадіння. Градини діаметром понад 30 мм можуть абсолютно знищити посіви, пошкодити дахи будівель, побити птахів та дрібну худобу. Для території України характерне випадіння невеликого інтенсивного граду. Великий град відмічається з кінця квітня до середини вересня. Частіше за все град спостерігається один день (55%). Іноді 2 – 3 доби. Збереження градової ситуації 5 діб і більше не перевищує 4 %. Випадіння граду виникає переважно в 15 – 18 ч. Найбільш схильні до випадання граду гірські і передгірні території Українських Карпат і Криму. Тут щорічно спостерігається град, а великий град 1 раз в 2,5 - 3 роки.

Шквалом називається короткочасне місцеве посилення вітру до значень, що набагато перевищують значення градієнтного вітру в цьому районі. Напрямок вітру при шквалі звичайно зазнає різких змін. Тривалість шквалу за спостереженнями в одному пункті, як правило, не перевищує декількох хвилин, хоча може складати і десятки хвилин. Переміщуючись вузькою смугою від декількох сотень метрів до декількох кілометрів (в окремих випадках до 50...70 км), шквал може існувати декілька годин.

Розрізняють фронтальні та внутрішньофронтальні шквали, з яких найнебезпечніші – фронтальні. Переважна кількість шквалів пов'язана з фронтальними розділами і найчастіше (80%) з проходженням західних холодних фронтів з хвильовими збуреннями. Зазвичай вони виникають перед фронтом, де накопичуються великі запаси енергії нестійкості атмосфери, яка сприяє утворенню купчасто-дощової хмарності великої вертикальної протяжності, значних контрастів температури повітря та достатнього запасу вологи. Поєднання усіх цих чинників призводить до виникнення шквалу. Особливо інтенсивним шквал буває за умов значної різниці температури між теплим і холодним повітрям по обидва боки від фронту за нестійкої

вертикальної стратифікації теплого повітря. Значно рідше він пов'язаний з виходом активних циклонів із заходу і північного заходу на південний захід України. Ще рідше шквал виникає на стаціонарних холодних фронтах, фронтах оклюзії та вторинних фронтах.

Внутрішньомасові шквали є результатом місцевої конвекції та висхідних і низхідних рухів у зливовій хмарі, тобто ніби утворюється вторинний холодний фронт, але невеликої протяжності. Крім синоптичної ситуації та потужної конвекції, для утворення шквалу необхідні ще й додаткові умови для низхідного потоку повітря великої швидкості [9].

В умовах СНД шквали мають велику повторюваність у районі південно-західної частини ЄТР, південного сходу України, на сході Чорного моря і Закавказзя. В окремих випадках шквали відзначалися в центральних і північних районах ЄТР [12].

Шквалонебезпечна ситуація може створюватися по всій території України, але визначеної закономірності в їх просторовому розподілі не виявлено. Один раз у 3...5 років шквали виникають у Кіровоградській, Одеській, Київській, Чернігівській, Житомирській, Дніпропетровській, Черкаській, Кримській, Волинській, Вінницькій, Донецькій, Львівській, Харківській і Херсонській областях. В інших областях - один раз у 10 років.

В цілому по країні шквали фіксуються майже щорічно (77%) у тій чи іншій області. Так, за 1966...87 рр. на Україні їх зареєстровано більше 100 (для порівняння з Молдовою - лише 11), однак у 1977, 78, 79, 82 і 83 рр. шквалові ситуації не виникали.

Смерч – це воронка, що надзвичайно швидко обертається, звисає з купчасто-дощової хмари і спостерігається як «воронкоподібна хмара» або «туба». Добре розвинений смерч досягає землі і рухається по ній, приносячи сильні руйнування, але іноді смерч не досягає повного розвитку, звішуючись з хмари у вигляді воронки. Смерчі породжуються вихровими утвореннями в хмарах, але не циліндровими вертикальними, а горизонтальними спіральними вихорами.

На території СНД смерчі відносно рідкісне явище. Каталог смерчів, зареєстрованих над країнами співдружності за період 1944...1998 рр., включає відомості про 264 смерчі, з яких 40 відсотків були слабкими. За 140 років спостережень було відмічено 13 серйозних і два спустошуючі смерчі.

В Європейській частині СНД виділяють дві зони концентрації смерчів. Перша знаходиться між Москвою і Нижнім Новгородом, де спостерігалися два сильні смерчі. Друга - по обидві сторони українсько-білоруського кордону з центром поблизу Києва, де були зафіксовані три серйозні смерчі (у Київській, Черкаській та Одеській областях) і велике число слабких та помірних явищ. Таким чином, Чорнобильська АЕС розташована саме в зоні відносно активного смерчоутворення [15].

2 КРУПНИЙ ГРАД

Град – округлі або неправильної форми частинки льоду, що випадають в основному у теплий період року з потужних купчасто-дощових хмар, для яких характерний значний вертикальний рух і високий вміст вологи. Швидкість падіння градин досягає 25-27 м/с [25]. Градоутворення зумовлено розвитком потужної конвективної хмарності, а також внутрішньомасовими процесами, які розвиваються внаслідок прогрівання повітряної маси від підстильної поверхні. У разі збігу термічної конвекції та внутрішньо масового прогрівання відбувається найінтенсивніше випадання граду.

2.1 Механізм і умови утворення граду в хмарах

Град являє собою льодяні частки сферичної або несферіческой форми. Їх діаметр змінюється від розміру середніх крапель дощу до 2,5 см і більше. Градини складаються з прозорого льоду або із чередуючихся слоїв прозорого і матового льоду. Найчастіше зустрічаються сферичні форми градин. Теоретичні та експериментальні дослідження розвитку градових хмар наведені в роботах [4, 10, 11, 25, 27, 30, 31, 37]. На початку 60-х років створено робочу модель градової хмари [25].

Тривалість випадання граду - від 10 до 45 хв. Медіанне значення тривалості випадання граду 5 хв, а найбільш часто зустрічаються значення 1-

15 хв. Зв'язок між тривалістю і розміром випадających градин не відзначається.

В даний час прийнято думка, що градини ростуть переважно за рахунок злиття з переохолодженими краплями води і що сублімація водяної пари грає другорядну роль. Фазовий стан накопичуваної вологи над рівнем максимальної швидкості залежить від температури повітря на цьому рівні. Зародками градин є замерзлі краплі [25]. Щільність крижаних нашарувань градин залежить від термодинамічних умов зростання градин, в основному, від водності переохолодженої частини хмари, за рахунок якої зростає градина, від температури навколишнього повітря і розміру зростаючої градини. Найбільш сприятлива для зростання градин температура повітря в переохолодженої частини хмари від - 10 до -25 °С.

Зона зародження і зростання граду в хмарі формується в області сильних висхідних потоків, швидкість яких може досягати 30 м / с і більше [18, 23, 25, 36]. Температура природній кристалізації визначається не тільки температурою на верхній межі хмари, але і максимальною швидкістю висхідного потоку $w_{\max}$. Для випадання граду необхідно, щоб температура на верхній межі хмари (рівень конвекції) t_k і швидкість $w_{\max}$ сприяли кристалізації водяних крапель, а зона акумуляції розташовувалася в області переохолоджених крапель.

Потужні грозово-градові хмари розвиваються, коли зона зростання градин в хмарі при заданих $w_{\max}$ и t_k розташовані в області, де переважають переохолоджені краплі, а значення температури на рівні конвекції t_k потрапляють в область, сприятливу для замерзання крапель - зону крупи.

Радіус градин можна визначити за формулою:

$$R_{\text{гр}} = \omega_{\text{макс}}^2 / \gamma^2 \quad (1)$$

де $\gamma = 2,63 \cdot 10^3 \text{ см}^{-1}$ для градин з щільністю $\rho = 0,9 \text{ г/см}^3$.

Робоча формула для розрахунку радіусу градин в хмарі має вигляд:

$$R_{\text{гр}} = 0,9012 \omega_{\text{макс}}^2 \quad (2)$$

де $R_{\text{гр}}$ в сантиметрах, $\omega_{\text{макс}}^2$ - в м/с.

Град починає випадати після того, як швидкість його падіння перевищує максимальну швидкість висхідного потоку $\omega_{\text{макс}}^2$. При падінні через теплу частину хмари градини тануть.

З формули (2) випливає, що град діаметром $d \geq 2$ см випадає при $\omega_{\text{макс}}^2 \geq 30$ м/с за інших сприятливих умовах, а діаметром $d \geq 1$ см випадає при $\omega_{\text{макс}}^2 \geq 20$ м/с.

2.2 Особливості розвитку градових хмар

Відповідно до моделі утворення крупного граду [23], циркуляційна комірка, в якій утворюється град, тривалий час може існувати в квазістаціонарному стані. Такі хмари утворюються при великих зсувах вітру, що є причиною, яка впорядковує внутрішньохмарну циркуляцію завдяки розподілу висхідного і низхідного потоків. Градини, що складаються з суміші води і льоду, утворюються, коли приток тепла за рахунок замерзання захопленої води, конденсації або випаровування перевищує конвективний відтік з поверхні зростаючої градини і вода на поверхні градини замерзає в повному обсязі [5, 8, 23, 25]. При цьому якась частина вологи, не уносима з потоком з поверхні градини, утворює рідкі повільно замерзаючі включення. В результаті цього утворюється град з щільністю $0,92$ г/см³. Структура випавшого граду показує, що град, який приносить збитку посівам, утворюється при вологому режимі зростання і являє собою водно-льодяну суміш.

Розпізнавання характеру явищ, що супроводжують кучеводощові хмари (опаді, грози, град), є одним з основних завдань МРЛ. Оскільки МРЛ не фіксує грозові розряди при звичайній реєстрації луна-сигналів, грозовий стан хмари визначають за непрямими ознаками, базуючись на широко відомому факті, що найвища активність блискавок звичайно пов'язана з районом найбільшої активності опадів (рис. 2.1).

Радіолокаційні дослідження дозволили розділити градові процеси за структурою і динаміці розвитку на чотири основні типи:

- однокоміркові;
- багатокоміркові неупорядковані;
- багатокоміркові упорядковані;
- суперкоміркові

Однокоміркові градові хмари мають малий час існування (30 - 40 хв), малорухливі або переміщуються, підкоряючись орографії. Град випадає з них у вигляді окремих плям, що призводить до незначного збитку.

Многокоміркові неупорядковані хмари існують нетривалий час, мають середню інтенсивність розвитку. Град з них теж випадає плямами.

Суперкоміркові хмари існують тривалий час (50-80 хв). З ними, як правило, пов'язані істотної шкоди від градобою.

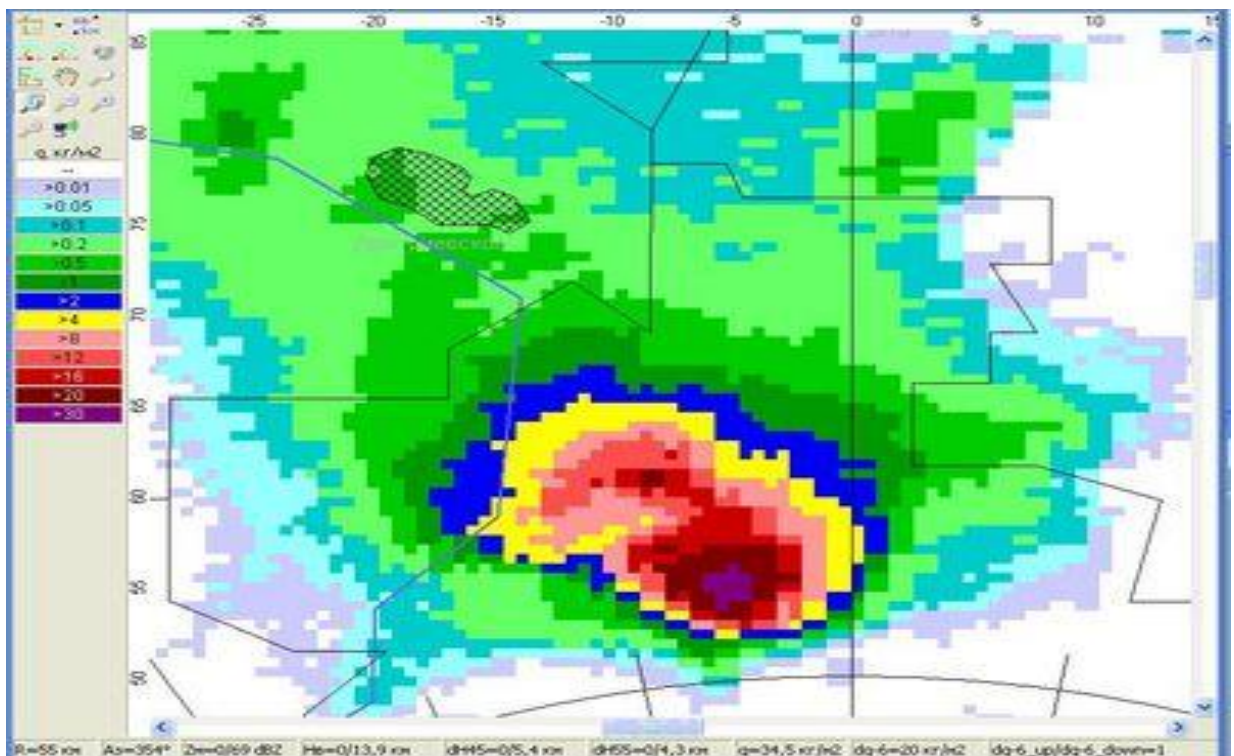


Рис. 2.1 Градова хмара на екрані монітора [44]

У більшості випадків, градові хмари мають многокоміркову структуру. Періодично ця структура перетворюється в одну надпотужну комірку. Найбільш стійкі швидкості для висхідного потоку інтенсивних хмар 20-30 м / с і більше. В результаті взаємодії макро- і мезопроцесов на ділянках довжиною до 100 км розвиваються системи комірок потужних градових штормів. Аналіз зондувань навколишньої атмосфери до моменту максимального розвитку конвекції виявляє наявність значної нестійкості в атмосфері в дні з сильними градовими штормами. Висота шару потенційної нестійкості атмосфери в середньому становить 4 км.

Нерівномірна інтенсивність термічної адвекції в інтенсивних бароклічних зонах, що поширюються на середніх рівнях (600-500 гПа), в теплому секторі попереду положення холодного фронту біля поверхні Землі створює потужний шар потенційної нестійкості, що реалізується навіть при слабкому підйомі повітряних мас.

Разом з термічними факторами роль спускового механізму грає конвергенція в приземному шарі, з якою пов'язані сильні висхідні рухи в нижній тропосфері. Потужна конвергенція виникає у вузьких стійких агеострофічних зонах, розташованих попереду холодного фронту у Землі і утворюються завдяки наявності на нижніх рівнях контрасту теплового і вологого повітря.

Таким чином, для розвитку потужних градових хмар необхідні велика термодинамічна нестійкість в середньому шарі тропосфери і конвергенція в приземному шарі [1, 2, 19, 29].

Згідно радіолокаційної класифікації явища, пов'язані з Сб, діляться на наступні групи:

I - градонебезпечні Сб і грозові хмари з градом;

II - грозонебезпечні хмари і зливовий дощ з грозою (▲);

III - негрозонебезпечні конвективні хмари і негрозові зливи;

Радіолокаційна інформація про небезпечні явища носить ймовірнісний характер, тобто не у всіх випадках грозовий стан, визначений за даними МРЛ, збігається з грозою, фіксуємою наземним спостерігачем. Це особливо справедливо для гроз невеликої вертикальної протяжності.

Підвищення електричної активності грозових хмар супроводжується збільшенням їх висот, розмірів площ та інтенсивності опадів. Всі ці параметри пов'язані між собою. Збільшення швидкості висхідних потоків в конвективній хмарі призводить до укрупнення частинок. Це в свою чергу збільшує відбиваємість Сб, яка тому є достатньо надійним, хоча і непрямим показником грозової активності кучево-дощової хмари [26].

Місце розташування градових осередків в хмарах залежить від типу і структури процесів. В процесі зародження та росту града осередки розташовуються в центральній частині хмари, вище ізотерми -45°C , в стадії випадання граду, набувають вигляду вертикальних стовпів. У многоячейкових градових процесах осередки частіше (65% випадків)

розташовані з навітряної сторони конвективної комірки, в 24% - в центрі неї і в 11% - з підвітряного. Відзначається також нахил градового осередку вперед і вправо таким чином, що частина градового осередку нависає над зоною висхідних потоків, утворюючи вигин радіоеха.

Зародження першого радіоеха градових осередків відзначається на висоті від 2 до 7,5 км. Існують такі закономірності, що характеризують градові процеси: для одноячейкових процесів характерно випадання граду локальними плямами; многоячейковим

процесам відповідають смуги граду; кількість пікселів з градом - від 1 до 8; довжина вогнища змінюється від 4 до 48 км (в середньому 4-16 км), ширина - від 4 до 24 км при середньому значенні 4-12 км.

Дослідження потужного градового хмари показав, що значення Z_{max} і H_{max} вказують на наявність граду дещо пізніше інших характеристик. Верхня межа зони локалізації граду за 60 хв опускається до рівня нульової ізотерми, далі йде процес дисипації граду, зона росту граду відсутня, а значення Z_{max} , w_{max} , H_{max} залишаються характерними для граду ще 30 хв. Різке зменшення зазначених параметрів свідчить про ослаблення градового процесу і припинення випадання граду за інформацією МРЛ. У розглянутих конвективних комірках велика частина зони з градом і сильним градом розташована в зоні росту відбиваності. Таким чином, посилення і ослаблення градової комірки краще характеризується параметрами області радіоеха з відбиваності більше 35 dBz. Найбільш інформативними є обсяги з максимальними водосодержанням і відбиваності, як зони зародження і зростання граду.

Інтенсивність грози на МРЛ визначається за величиною відбиваності, в цифрах коду RADOB. Середнє значення відбиваємості $\overline{\lg Z_3}$ в грозах на території СРСР дорівнює 2,1, середня максимальна висота їх радіолуну $\overline{H_{max}}=9,1$ км, а середнє значення радіолокаційного критерію гроzoneбезпечності $\overline{Y} = \overline{H_{max}} \overline{\lg Z_3} = 19,1$.

Зона випадів на землю граду зазвичай займає надто малу площу, ймовірність її потрапляння безпосередньо на метеорологічну станцію невелика, в той час як МРЛ фіксує з більшою ймовірністю наявність граду в хмарі. Таким чином, при правильній експлуатації апаратури МРЛ достовірність радіолокаційної інформації про небезпечні явища, пов'язаних з

Сб, досить висока і придатна для оперативного завдання штормового повідомлення в літній період. У зимовий період ефективність радіолокаційної інформації набагато нижче, ніж влітку.

В даний час в роботі синоптика інформація МРЛ про хмари, опади і небезпечні явища використовується як додаткова до звичайної аеросиноптичної інформації. Вона дозволяє синоптику більш оперативно і ретельно аналізувати синоптичні процеси, виділяючи небезпечні явища і потенційно небезпечні райони.

Дані метеорологічних супутників (МСЗ) важливі в аналізі і прогнозі метеорологічних полів, з їх допомогою відновлюються як фактичні, так і прогностичні параметри, такі як вид хмарності, висота верхньої межі, кількість і інтенсивність опадів, водність, водозапас хмар і метеорологічні явища. Але для супутникових даних необхідна ідентифікація (валідація), так як вимірювання є непрямыми і об'єкти дослідження (хмарність та метеорологічні явища) є нестійкими утвореннями в просторі і часі. Для підвищення достовірності супутникових вимірювань застосовуються додаткові засоби контролю (інформація МРЛ, станційні та аерологічні дані), щоб забезпечити отримання ідентичних характеристик і їх комплексний аналіз.

Діагноз і прогноз кількості та інтенсивності опадів залежить від виду та кількості хмарності, показників водності і водозапаса і ґрунтується на оцінці води, що міститься в хмарі. Інформативними параметрами є також форма і ширина хмарної системи, що визначають кількість опадів. Середня кількість опадів розраховується по полях радіояркостной температури, температури на верхній межі хмарності, використовується методика діагнозу і прогнозу кількості опадів на 12 і 36 ч за даними метеорологічних супутників [23]. За хмарним системам оцінюється інтенсивність опадів та небезпечних явищ в зоні циклону, пов'язаних з мезомасштабної збуреннями (фронти, комірки), що складно виявити за використанням станційних спостережень.

Для визначення форм хмарності і зон небезпечних явищ погоди використовуються характеристики яскравості супутникового зображення. Як визначено [1, 2, 6, 7, 22] температура в хмарах змінюється від +25 до -75 ° С, а величина яскравості - від 0 до 250 градацій, з використанням даної емпіричної залежності (градації) ідентифікуються комірки (пікселі) з

сильними опадами, грозами та градом, хмари нижнього, середнього і верхнього ярусів, визначається рівень кристалізації (область з мінімальною температурою).

3 ФОРМУВАННЯ КРУПНОГО ГРАДУ НАД УКРАЇНОЮ ЗА ПЕРІОД 2011-2017 РР

3.1 Географічний та сезонний розподіл явища над Україною

Крупний град (діаметр градин 20 мм і більше) зазвичай завдає значної шкоди і його відносять до стихійного метеорологічного явища. Він не завжди може фіксуватися метеорологічною мережею станції і постів.

На території України крупний град буває щорічно [16]. За період 1986- 2005 рр. [13, 24] зареєстровано 98 випадків такого граду. У середньому щорічно фіксується 5 випадків крупного граду. Найбільша їх кількість спостерігалась у 1989 р. [24]. У цей рік крупний град випадав на території 8 областей (Чернігівська, Сумська, Волинська, Львівська, Харківська, Черкаська, Одеська, Запорізька).

За період 2006-2010 рр. крупний град зареєстровано у 131 випадку, що становить 4% від загальної кількості СМЯ та 9% від кількості сильного дощу. У середньому за рік відмічається 5 випадків крупного граду. Він спостерігався у 287 пунктах 21 області та АРК [3,14, 24].

Град на території України випадає нерівномірно, проте можна виділити три типи його розподілу.

Тип I. Град відмічається на невеликих площах, найчастіше в одній області. Такий тип є переважним.

Тип II. Градобій має плямистий характер. Плями бувають дуже різної форми. Їх площа варіює від кількох десятків до кількох сотень квадратних кілометрів. Такий градобій може спостерігатися одночасно у кількох областях як поруч розташованих, так і віддалених на значну відстань. У середині плям, як правило, відмічається максимальна величина граду.

Тип III. Град випадає у вигляді смуг, ширина яких змінюється від сотні метрів до кількох кілометрів. В окремих випадках смуги досягають кількох

сотень кілометрів і характеризуються найбільшою інтенсивністю. Розміри градових смуг і плям та їх різні поєднання, а також інтенсивність граду визначається параметрами градового центру у грозовій хмарі, що залежить від активності процесів градоутворення, метеорологічними умовами у підхмарному шарі та характером підстильної поверхні. Завдяки неоднаковому прогріванню різних ділянок земної поверхні викликають висхідні (конвективні) потоки повітря, які сприяють утворенню градових хмар. Термічна конвекція зумовлена нестійкою стратифікацією атмосфери може розвиватися під час проходження фронтальних розділів. Найбільша інтенсивність розвитку градо-грозових центрів буває у разі збігання двох указаних процесів [24].

Здебільшого град спостерігається у теплий період року. У річному ході максимум повторюваності крупного граду припадає на літній сезон (рис. 3.1).

Відмічено один випадок крупного граду 4 жовтня 1994 р. у Миронівському районі Київської області, який тривав 12 хв, діаметр градин становив 10-45 мм.

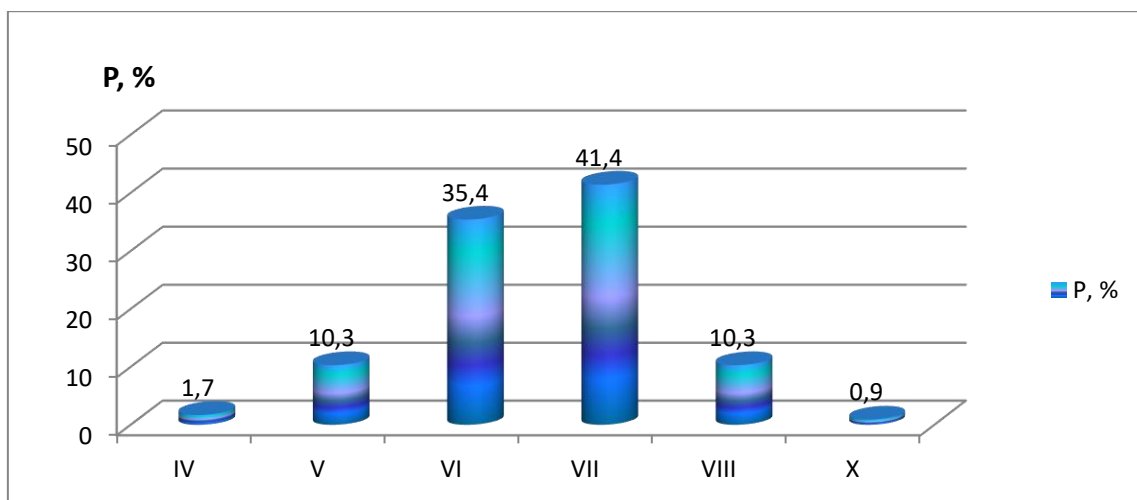


Рис. 3.1 Повторюваність (%) крупного граду в окремі місяці [24]

Найбільша кількість випадків з градом спостерігалася на території України з 1971-1975 р.р. – 93 випадка, з 1986-1990 р.р. - 35 випадків, з 2006-2010 р.р.- 33 випадки [14].

Найчастіше (77%) град буває у червні-липні. Навесні (травень 10%) та наприкінці літа (серпень 10%) унаслідок незначних вертикальних градієнтів температури повітря умови для його випадання виникають рідко.

Град випадає переважно (40%) з 15 до 18 год, коли відбувається найбільший розвиток термічної конвекції. На півдні до 30% випадків град відмічається з 12 до 15 год, тобто збігається з максимумом розвитку конвекції. В Українських Карпатах і Кримських горах градова ситуація виникає найчастіше з 12 до 14 год у нічні та ранкові години ймовірність граду незначна (до 3%). В основному крупний град буває у денні години.

Град – одне з найменш тривалих явищ погоди. Випадіння граду (у 50% випадків) триває від декількох хвилин до чверті години. Повторюваність граду, який триває 18-24 хв, дорівнює 18%. Дуже рідко град може тривати до години і більше, але у цих випадках він випадає з перервами (рис. 3.2). Градова ситуація на території України у більшості випадків (86%) може створюватися протягом дня, інколи двох-трьох та більше у бідь-якому районі. Повторюваність градової ситуації протягом 5 днів дорівнює 3 % (рис. 3.3).

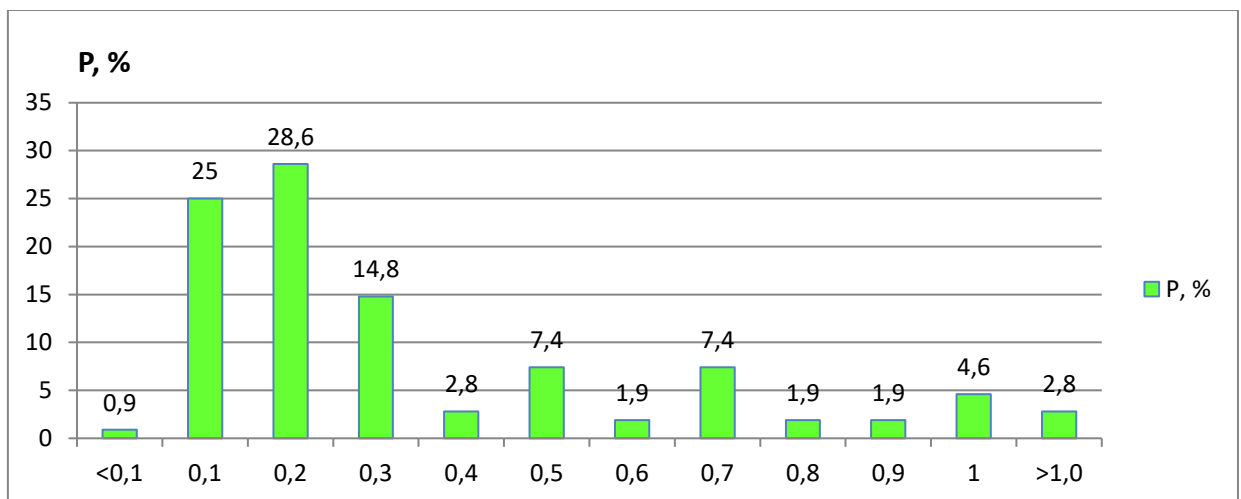


Рис. 3.2 Повторюваність (кількість випадків, %) випадіння крупного граду різної тривалості [24]

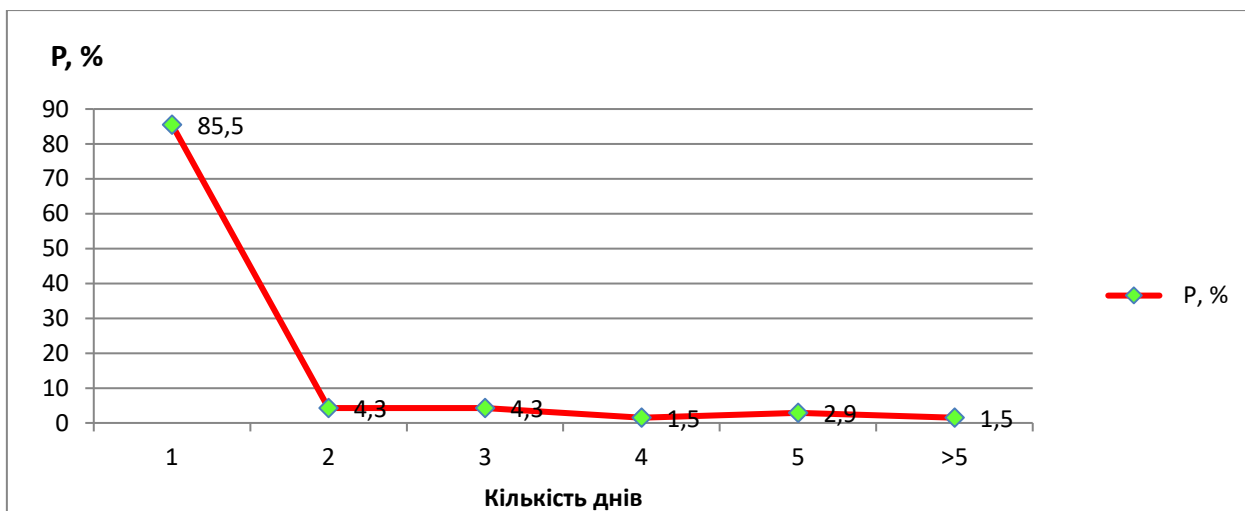


Рис. 3.3 Повторюваність (%) градової ситуації протягом кількох днів [24]

Для території України у більшості випадків (78%) характерне випадання крупного граду діаметром до 40 мм (рис 3.4) Найбільша повторюваність (34%) граду діаметром 21-30 мм. Максимальний діаметр градин на значній території України дорівнює майже 60 мм, а в Хмельницькій, Миколаївській та Херсонській областях він досягає близько 100 мм [24].

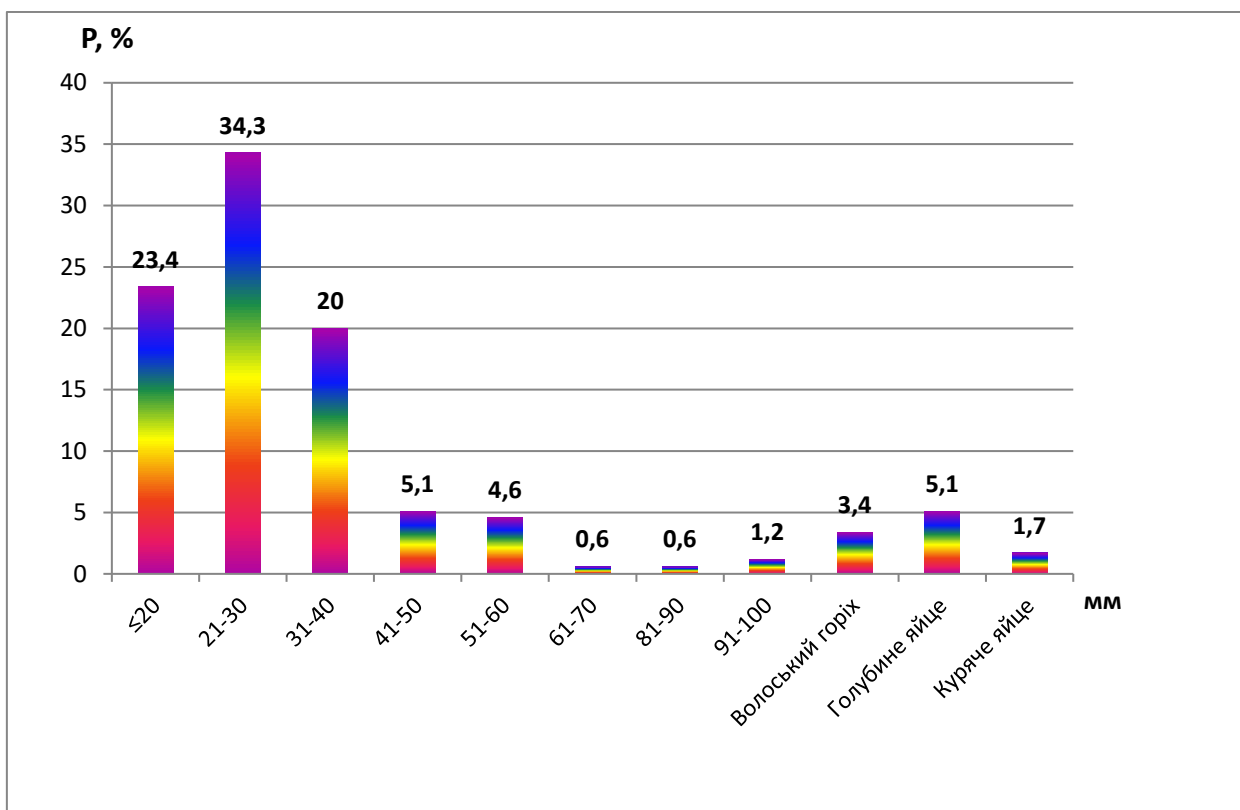


Рис 3.4 Повторюваність (кількість випадків, %) граду різного діаметра на території України [24]

Були випадки, коли градини досягали розміру курячого яйця. Такий розмір градин зареєстровано 10 липня 1986 р. у Чернігівській області, 22 липня 1987 р., 7.06.1997 р., 25.06.1989 р., 5.06.2000 р. в Одеській області. Останній випадок випадання граду розміром з куряче яйце було зафіксовано у Вінницькій і Житомирській областях 20 - 21 вересня 2017 р.

За особливостями розподілу крупного граду, його повторюваності, тривалості та інших кліматологічних характеристик найбільшого градобою зазнає Одеська область – 45 %. Найбільше площу градобою зафіксовано у Тернопільській області. Значна повторюваність (30-40 %) крупного граду відмічається у південних областях (Запорізька, Миколаївська, Херсонська).

3.2 Характеристика градоутворення на Україні з 2011 по 2017 рр.

В рамках виконання дипломного проекту розглянуті різні джерела метеорологічної інформації щодо виявлення випадків крупного граду над Україною. В якості джерел використовували дані метеорологічних спостережень (АРМСин) та інтерактивну базу даних сайту Європейської лабораторії сильних штормів (European Severe Storms Laboratory ESSL) [43], а також створена власна база даних та побудована карта їх розповсюдження (рис. 3.5)

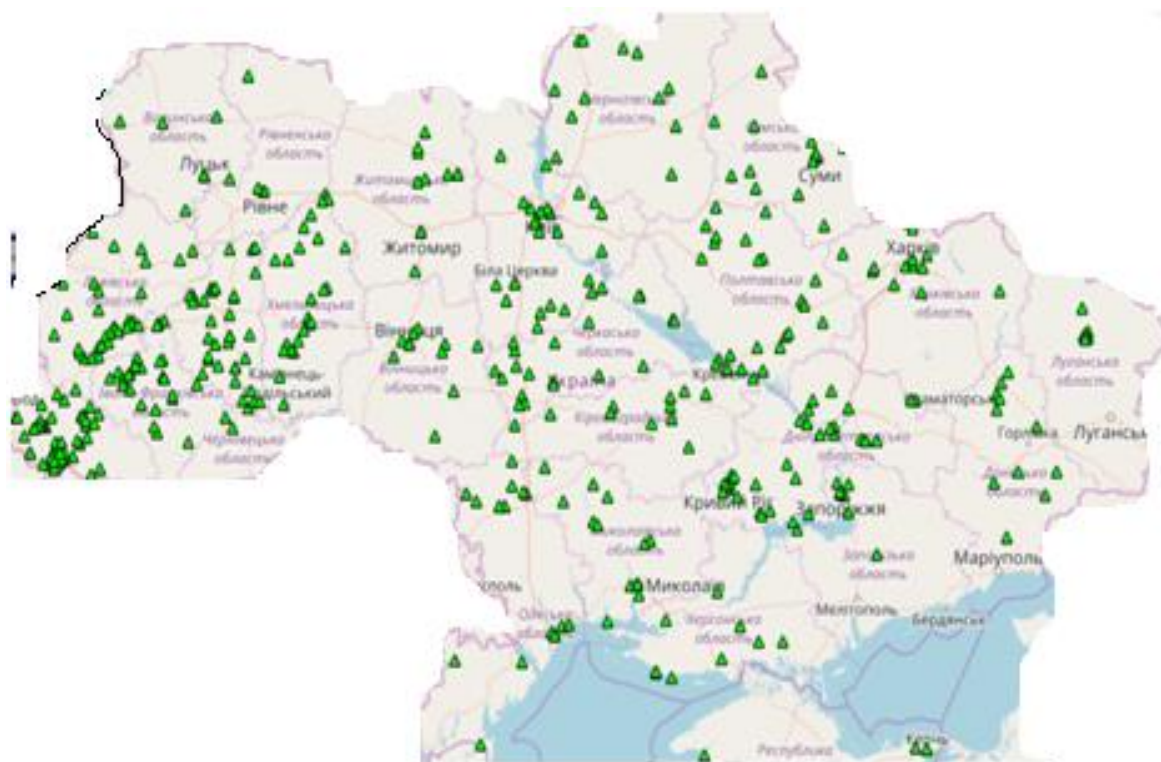


Рис. 3.5 Карта розповсюдження крупного граду 2011-2017 рр.[43]

В результаті роботи з вихідним матеріалом виявлено 444 випадків виникнення крупного граду (табл. 3.1) над Україною з 2011 по 2017 рр.

Протягом усього досліджуваного періоду випадки з сильним градом досить рівномірно фіксувалися по всій території України.

Найбільше число випадків з градом, діаметр якого перевищував 20 мм, за досліджуваний період спостерігалось на Західній Україні - 188 випадків. В середньому за рік фіксувалося від 9 до 18 випадків з градом, і тільки в 2016 р

Таблиця 3.1 – Кількість випадків крупного граду ($D > 20$ мм) на території України в цілому і в окремих регіонах за період 2011-2017 р.р.

Регіон/рік	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2011-2017
Західна Україна	9	16	4	18	17	109	15	188
Центральна Україна	-	7	3	31	4	25	23	93
Північна Україна	-	11	-	20	4	14	8	57

Південна Україна	2	7	5	5	5	7	20	51
Східна Україна	12	5	1	19	5	7	6	55
n	23	46	13	93	35	162	72	444

спостерігалось рекордну кількість випадання великого граду на території заходу України - 109 випадків (рис. 3.6).

У південному, північному і східному регіонах України фіксувалося практично однакову кількість випадків крупного граду за період з 2011-2017 рр. – 51, 57, 55 спостережень, відповідно.

У південних регіонах найбільш активним роком за наявності градових явищ був 2017 рік – 20 випадків з градом. В інші роки кількість зазначених випадків з великим градом становило, в середньому, 5-7 випадків.

На півночі України максимальне число градових ситуацій склало 20 випадків і зазначалося в 2014 р, а мінімальне - 4 випадки - в 2015 р . У 2011 і 2013 рр. крупний град не випадав на території Північної України.

На сході України найбільше число випадків з градом діаметр якого перевищував 20 мм, також припадає на 2014 р. В інші роки кількість зафіксованих випадку з великим градом коливалося від 1- в 2013 р до 12 - в 2011 році.

У Центральній Україні можна відзначити високий рівень градобою за даний період, а саме зазначалося 93 випадки випадання великого граду.



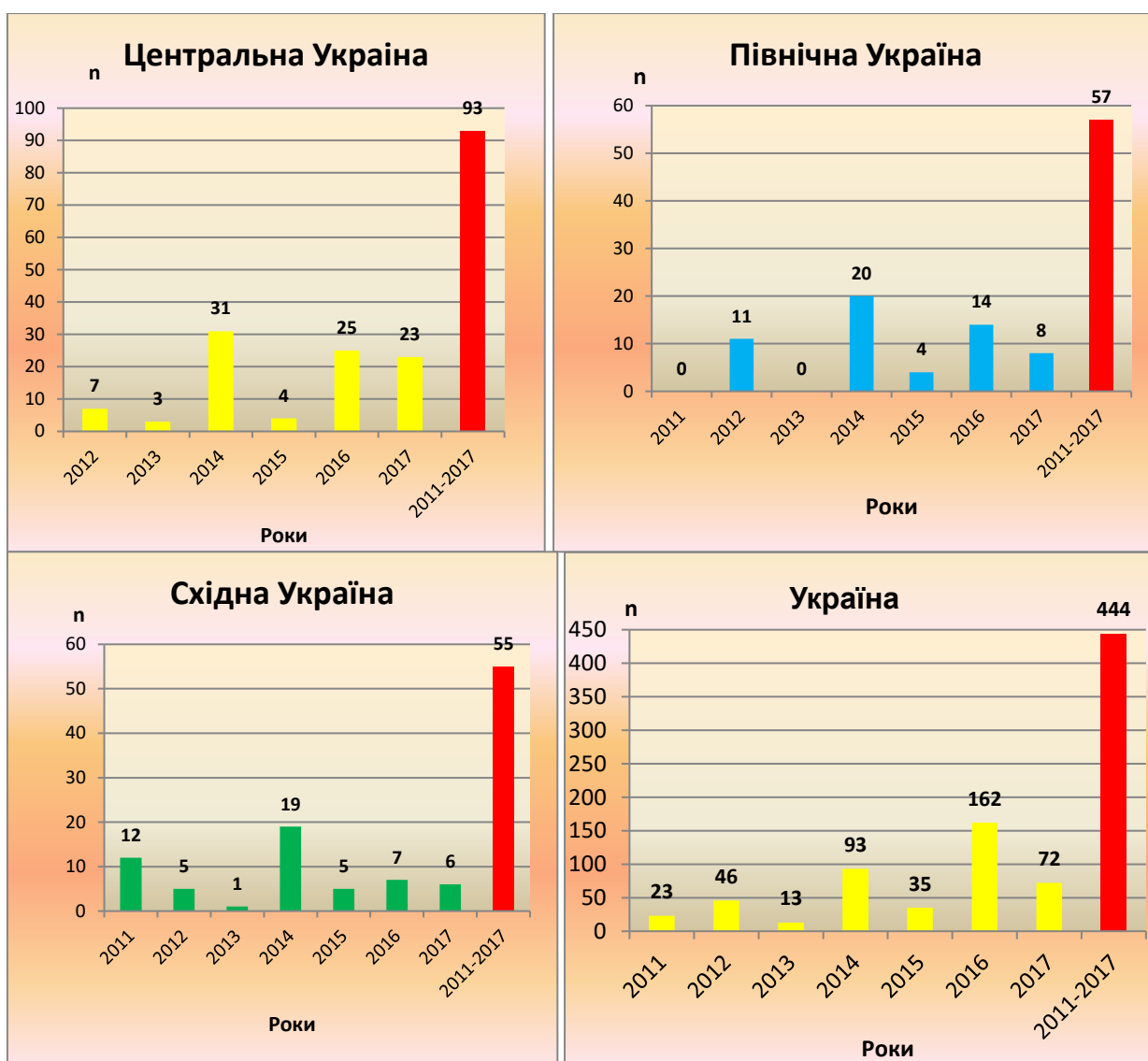


Рис. 3.6 Число випадків крупного граду на території України і в окремих регіонах в період з 2011-2017 рр.

На рис. 3.7 представлена, складена за отриманими даними, карта розподілу випадання крупного граду по території окремих регіонів України за досліджуваний період, з 2011 по 2017 роки, яка показує неоднорідність в його розподілі. Порівняльний аналіз з попередніми періодами демонструє впевнене зростання числа випадків сильного граду на Україні за останнє десятиліття (рис. 3.8).

Така динаміка свідчить про значні коливання кліматичної системи, що спостерігається в останні роки. Інтенсивний межшіротний обмін повітряних мас приводить до виникнення стихійних метеорологічних явищ, збільшення їх частоти і потужності.

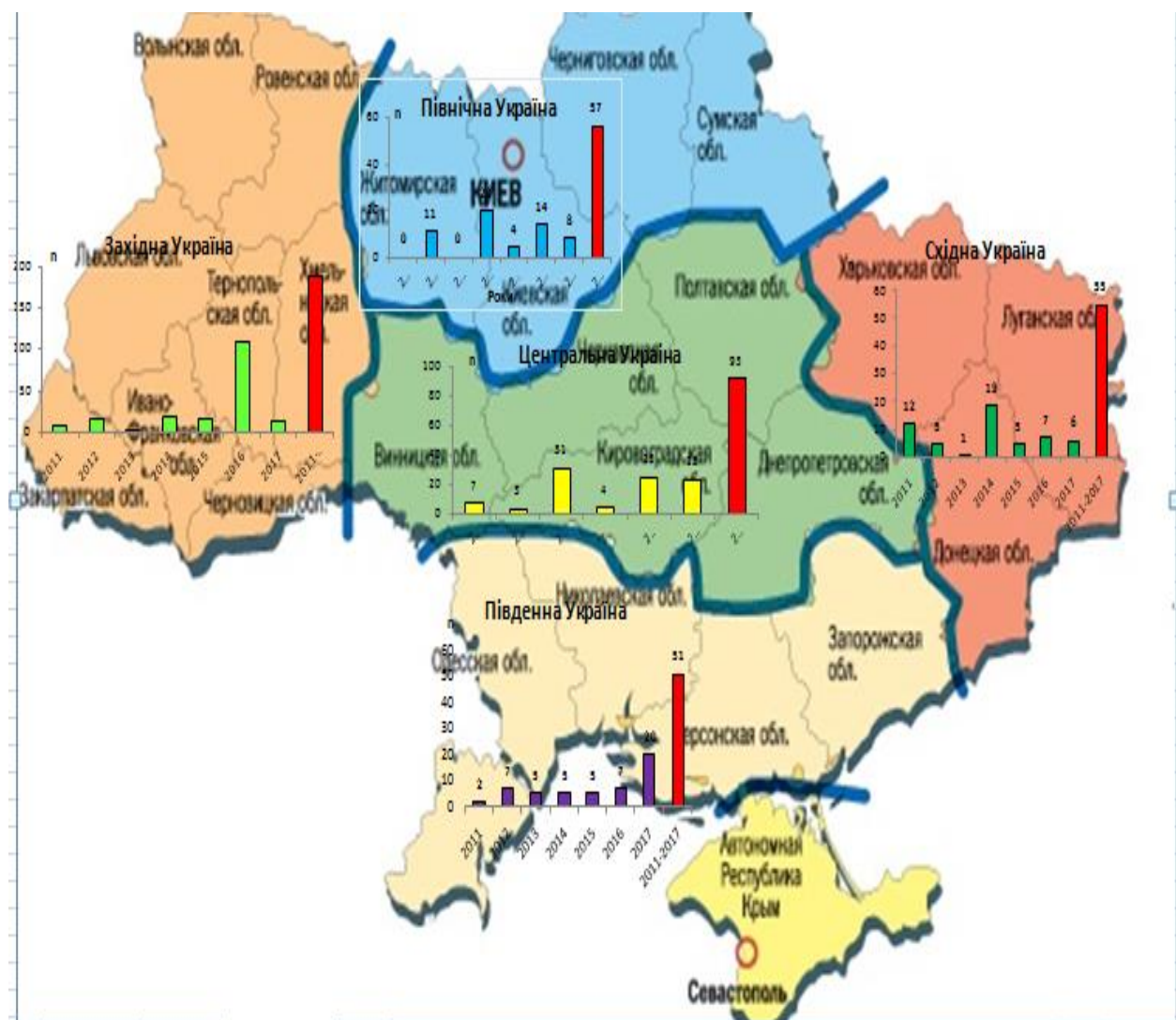


Рис. 3.7 Кількість випадків з великим градом в різних регіонах України, 2011-2017 рр.

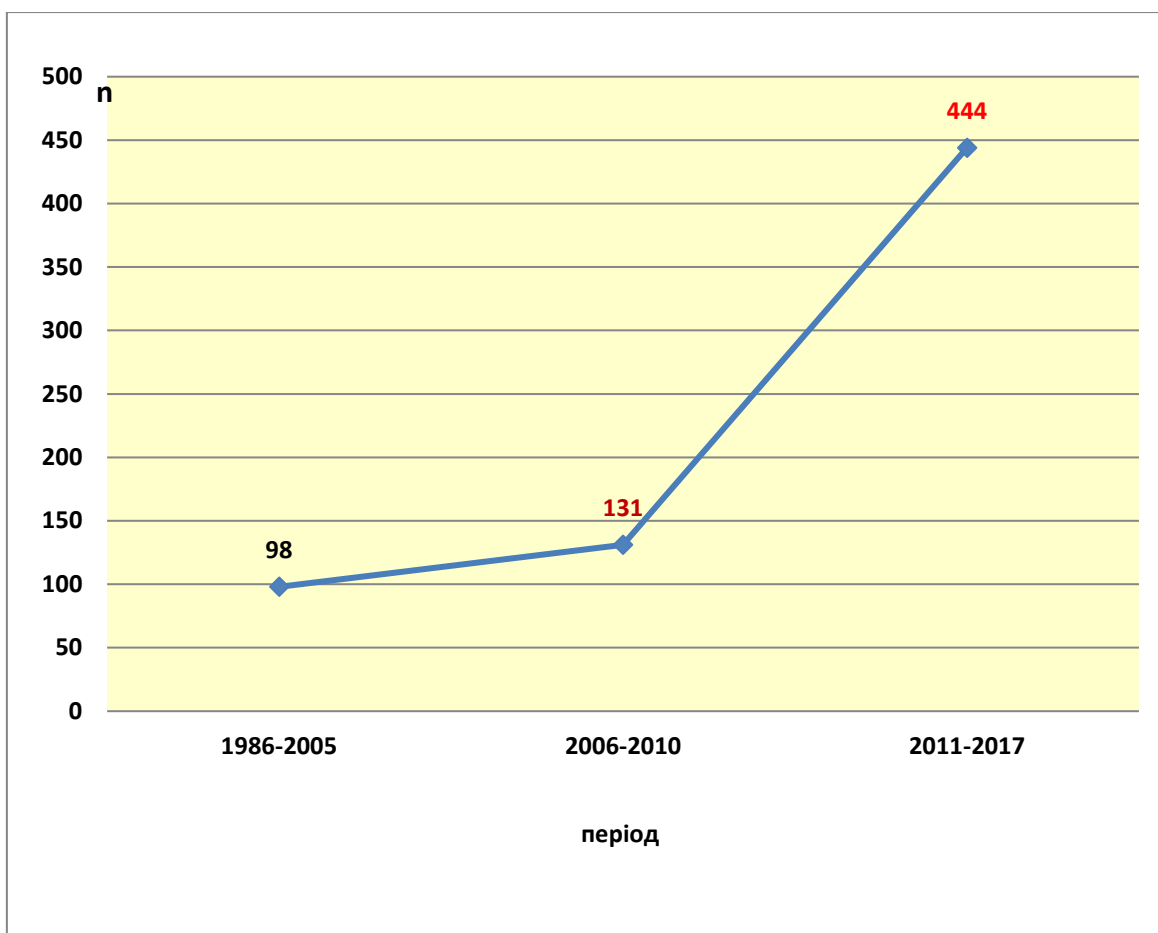


Рис. 3.8 Число випадків крупного граду на території України в період з 1986 - 2017 рр.

Так за 20 років з 1986-2005 рр. спостерігалось 98 випадків з градом, в наступні п'ятирічки вже 131 спостереження, а в останні 7 років кількість випадання великого граду збільшилася практично в 3,5 рази. Така тенденція ще раз підтверджує, що за останні роки XX та на початку XXI ст. відмічається тенденція до збільшення частоти стихійних метеорологічних явищ на території України, що пов'язано з глобальними змінами великомасштабної циркуляції атмосфери.

4 СИНОПТИЧНІ І ТЕРМОДИНАМІЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ ГРАДУ 21 ВЕРЕСНЯ 2017 Р. НАД ЗАХІДНИМИ ТА ЦЕНТРАЛЬНИМИ РЕГІОНАМИ УКРАЇНИ

4.1 Огляд синоптичних процесів 20-21.09.2017 р.

21 вересня 2017 р. на території Житомирської, Вінницької і Київської областях (рис. 4.1) і над північню Молдови (рис. 4.2) були відзначені випадки випадання граду, розміри якого в кілька разів перевищували небезпечні критерії ($D > 20$ мм). В результаті градобію були порвані електропроводи, продірявлені дахи будинків, побиті автомобілі. З огляду на, той факт, що в останнє десятиліття спостерігається тенденція до виникнення аномальних небезпечних конвективних явищ на території України [14], було доцільно оцінити умови виникнення інтенсивного граду, на даному прикладі.

Для оцінки умов виникнення граду застосований комплексний підхід, заснований на спільному використанні синоптичних, супутникових, метеорологічних, аерологічних та радіолокаційних матеріалів. Термодинамічні характеристики атмосфери отримані з баз даних NCER / NCAR (Національний центр з дослідження атмосфери і клімату, США) [45] і ECMWF (Європейський центр середньострокових прогнозів) [41], The University of Wyoming [47].



Рис. 4.1 Розмір випавшого граду на Вінничині та Житомирщині [49]



Рис. 4.2 Розмір випавшого граду в Молдові [50]

Активний розвиток конвективної хмарності над територією України і Східною Європою почався 19-20 вересня (рис. 4.3). В кінці другої декади місяця відбулося посилення висотного гребеня над Балканами, Східною Європою і Чорним морем і поширення його до 21-22 вересня 2017 року на всю Україну, що сприяло адвекції помірної, а в південні області і тропічної повітряних мас (рис. 4.4).

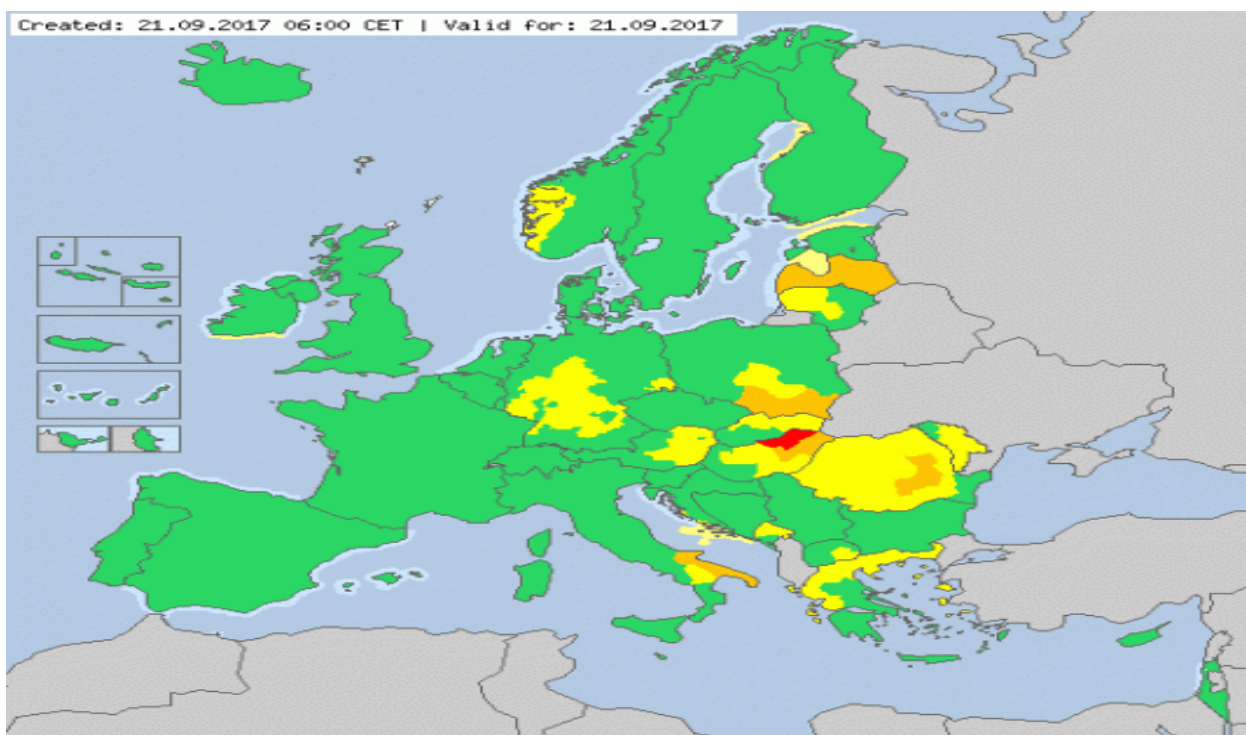


Рис. 4.3 Зони конвективної активності над Європою 21.09.2017 р. [51]

Також спостерігалася інтенсивна улоговина холоду, яка розповсюджувалась з районів Скандинавського п-ва на південь Середземного моря, в якій до 21.09.2017г. сформувався замкнений центр над Альпами. У цей період в середній тропосфері циклонічні утворення проходили вздовж північних широт, а над середніми і південними широтами розташовувалася дуже контрастна ВПФЗ з вираженими улоговинами і гребенями і переважав меридіональний перенос повітряних мас. Інтенсивність ВФЗ над Україною 20.09.2017 р. становила 20 дам \ 1000 км.

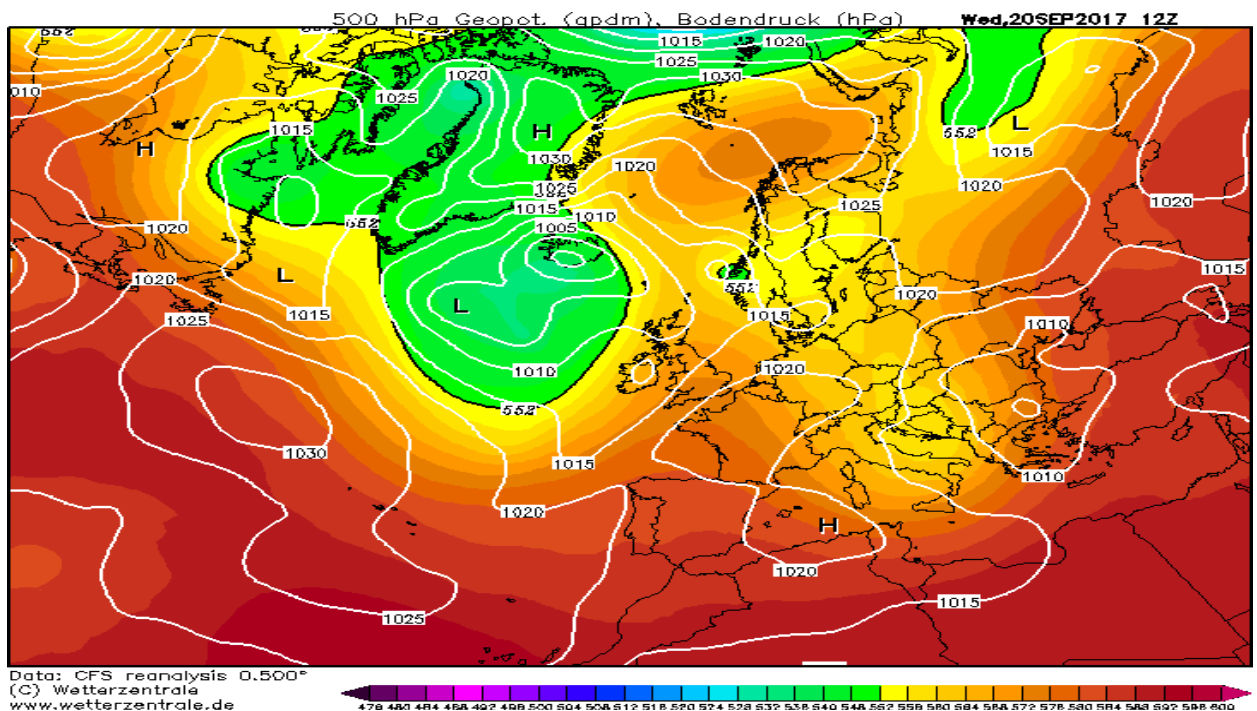


Рис. 4.4 Карта ВТ-500\1000. 20.09.2017 12UTC [53]

Приземні циклони 20.09.2017 р переміщалися вздовж північних районів Європи і Росії, на Україні погоду формувала північна частина циклону, розташованого над Балканським півостровом (рис. 4.5). Територія західної і південної Європи перебувала під впливом Азорського гребеня, а над Баренцовим морем розташовувалася інтенсивна зона підвищеного тиску, з максимумом 1029,1 гПа на ст. Мурманськ. ВФЗ відповідало два основних тропосферних фронту: арктичний і полярний, добре виражені в полях метеорологічних величин. У зоні фронтальних розділів щодня йшли дощі до 1-10 мм / 12 час, місцями до 11-19 мм, в період з 21.00 UTC (19.09) до 18.00 UTC (20.09) - з грозами, з 15.00 UTC - місцями з градом діаметром 5 -12 мм.

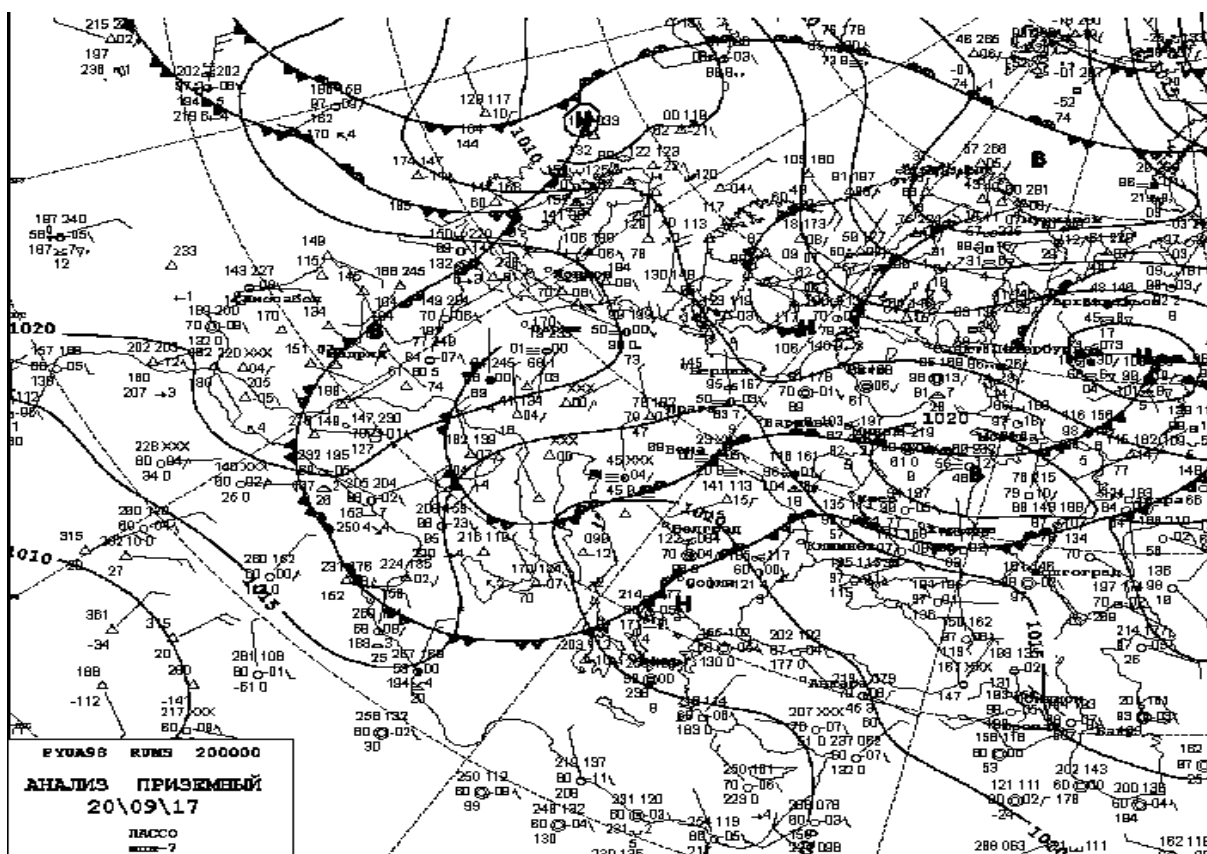


Рис. 4.5 Приземний аналіз 20.09.2017. 00 UTC

До 00 UTC 21 вересня виникли синоптичні і термодинамічні умови, які сприяли активному циклогенезу і значної активізації конвективного діяльності над західній і центральній Україні та північній частині Молдови. Сталося посилення висотного гребеня і поширення його з півдня (Прикаспійська область, Кавказ) на північ до Балтійського моря (рис. 4.6 - 4.7). У 00 UTC на рівні АТ-850 гПа температурні контрасти в зоні ХФ, що розташовувався в паралельних потоках поблизу центральної частини ВФЗ і наблизився до західних областей регіону, досягали $8-10^{\circ}\text{C} / 500\text{км}$ – від $6-8^{\circ}\text{C}$ в холодній масі, до 10°C - в теплій (рис. 4.8). У центральній частині ВФЗ по південній периферії висотного циклону з центром над Середньо-Дунайською низовиною, простежувалося струменева течія з максимальною швидкістю на осі $110\text{ км} \backslash \text{год}$ (рис. 4.9).

У поверхні землі в зоні оклюдованого циклону, за рахунок входження в його систему хвильового полярного фронту градієнт температури становив $8-10^{\circ}\text{C} / 500\text{ км}$ (від $11,7^{\circ}\text{C}$ по півночі України, до $21,5^{\circ}\text{C}$ по крайнього півдня) (рис. 4.10 – 4.11).

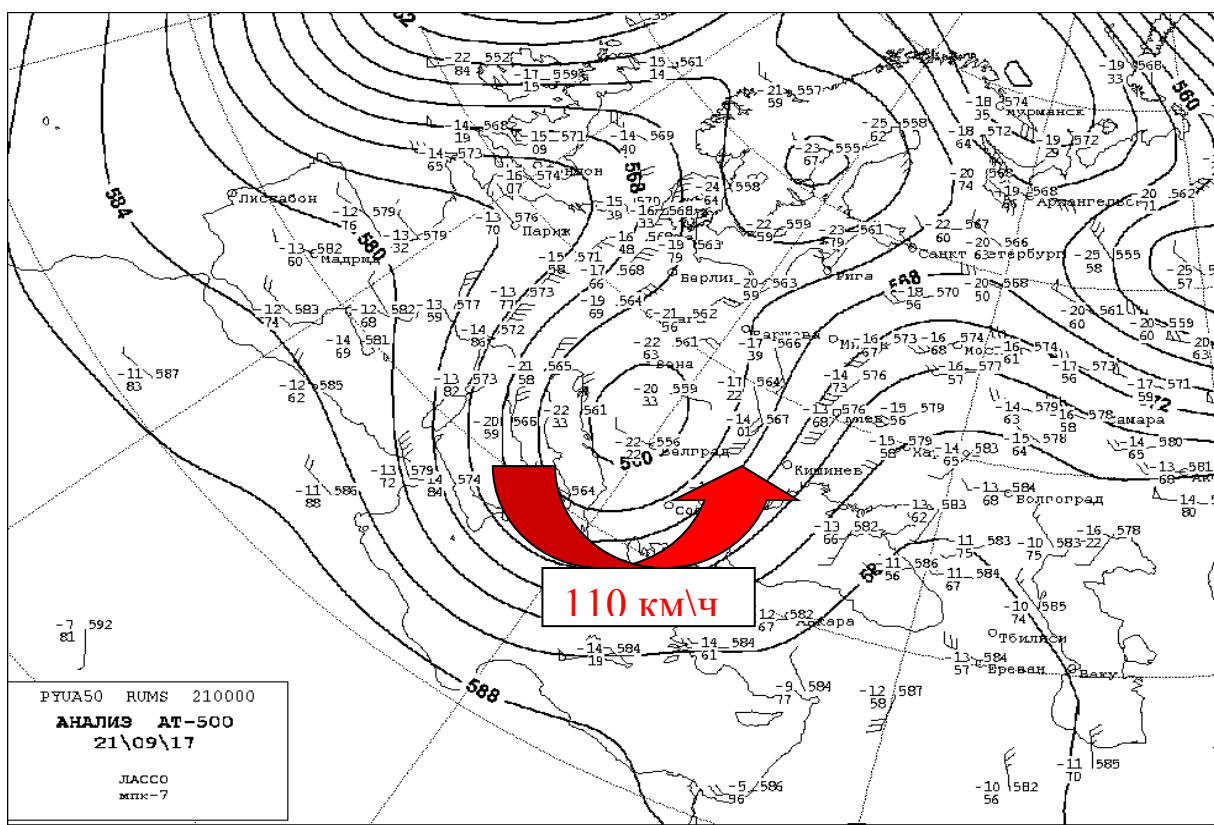


Рис. 4.6 Карта АТ-500. 21.09.2017. 00 UTC

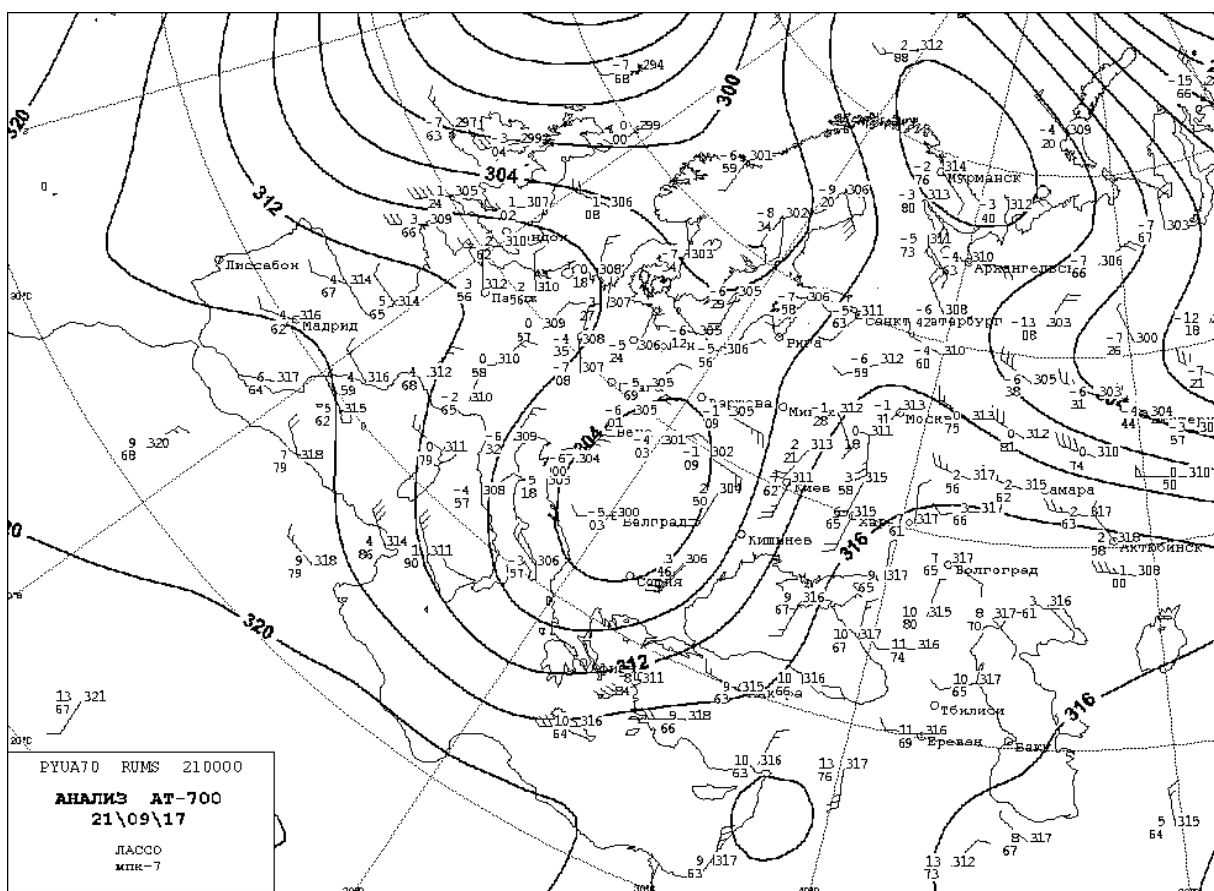


Рис. 4.7 Карта АТ-700. 21.09.2017. 00 UTC

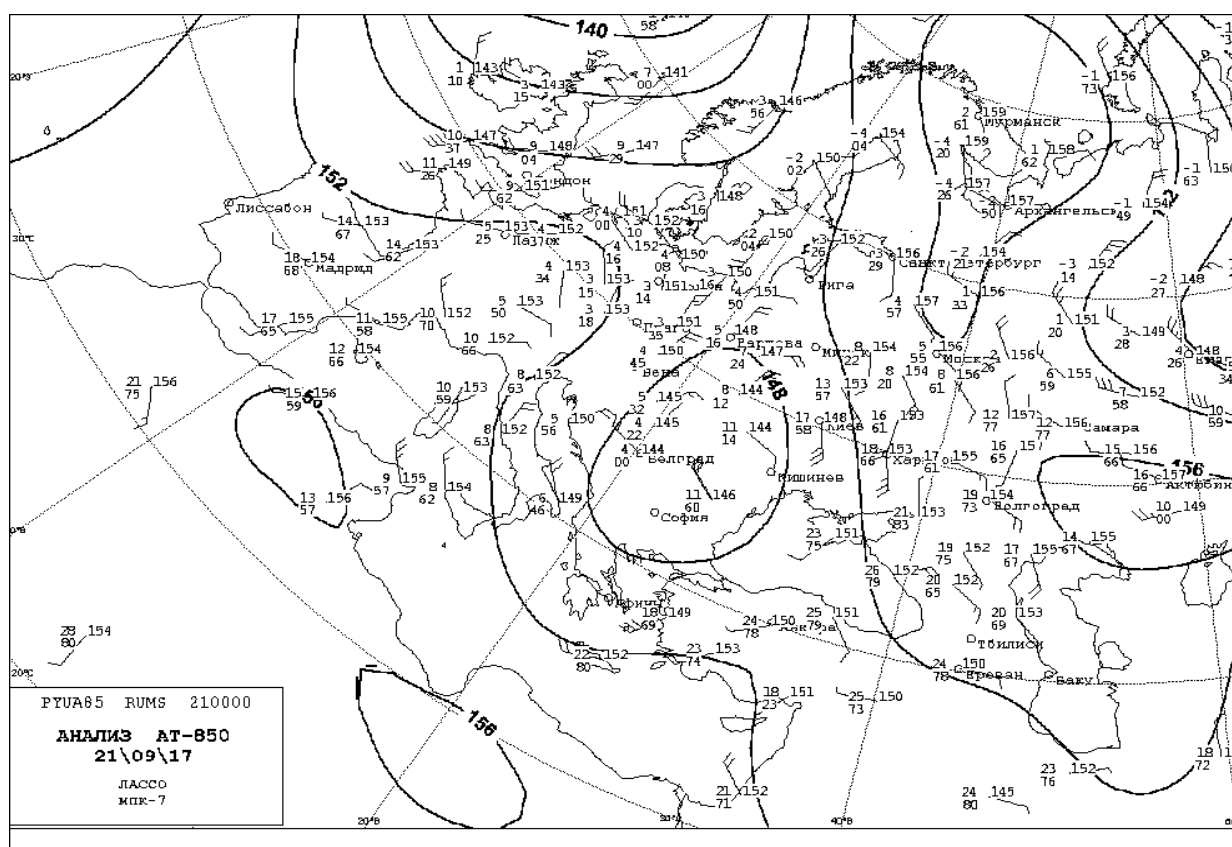


Рис. 4.8 Карта АТ-850. 21.09.2017. 00 UTC

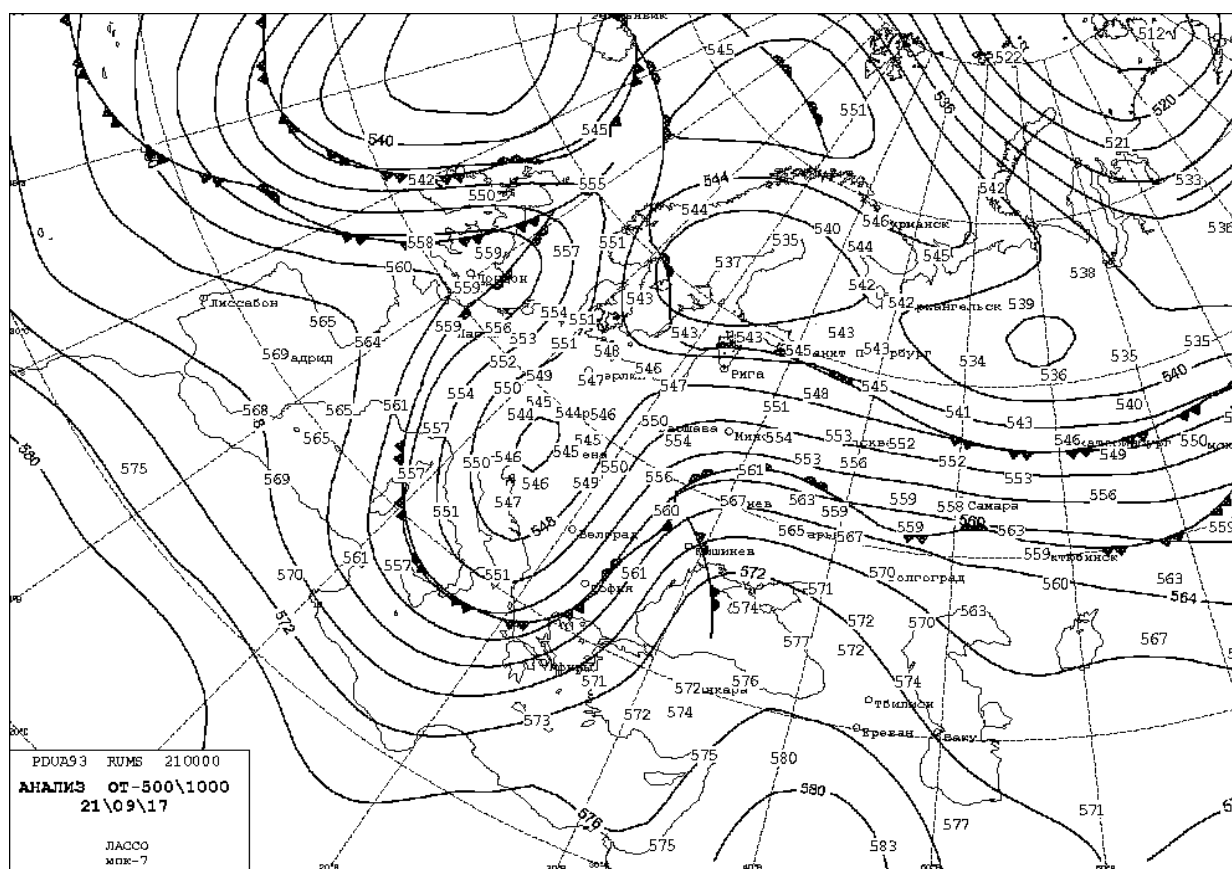


Рис. 4.9 Карта ВТ-500\1000. 21.09.2017 00 UTC

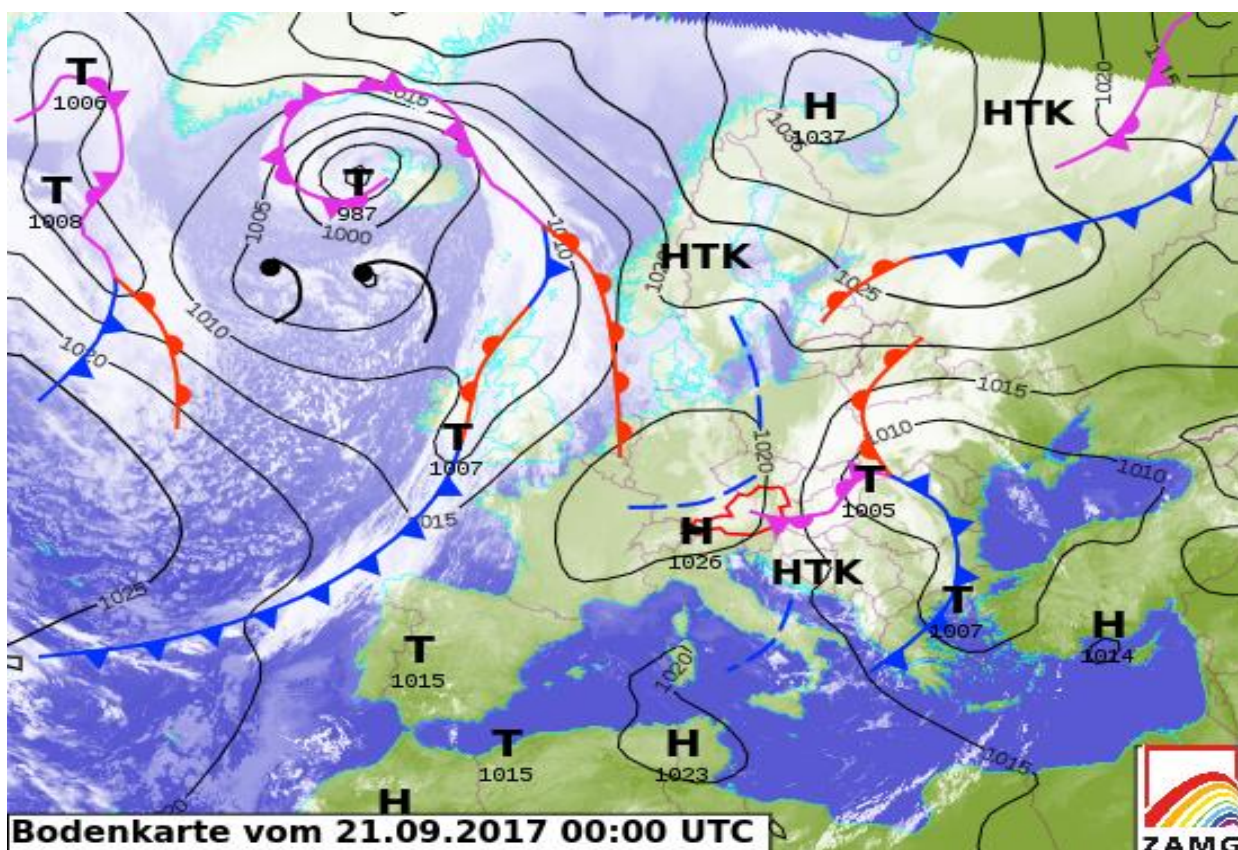
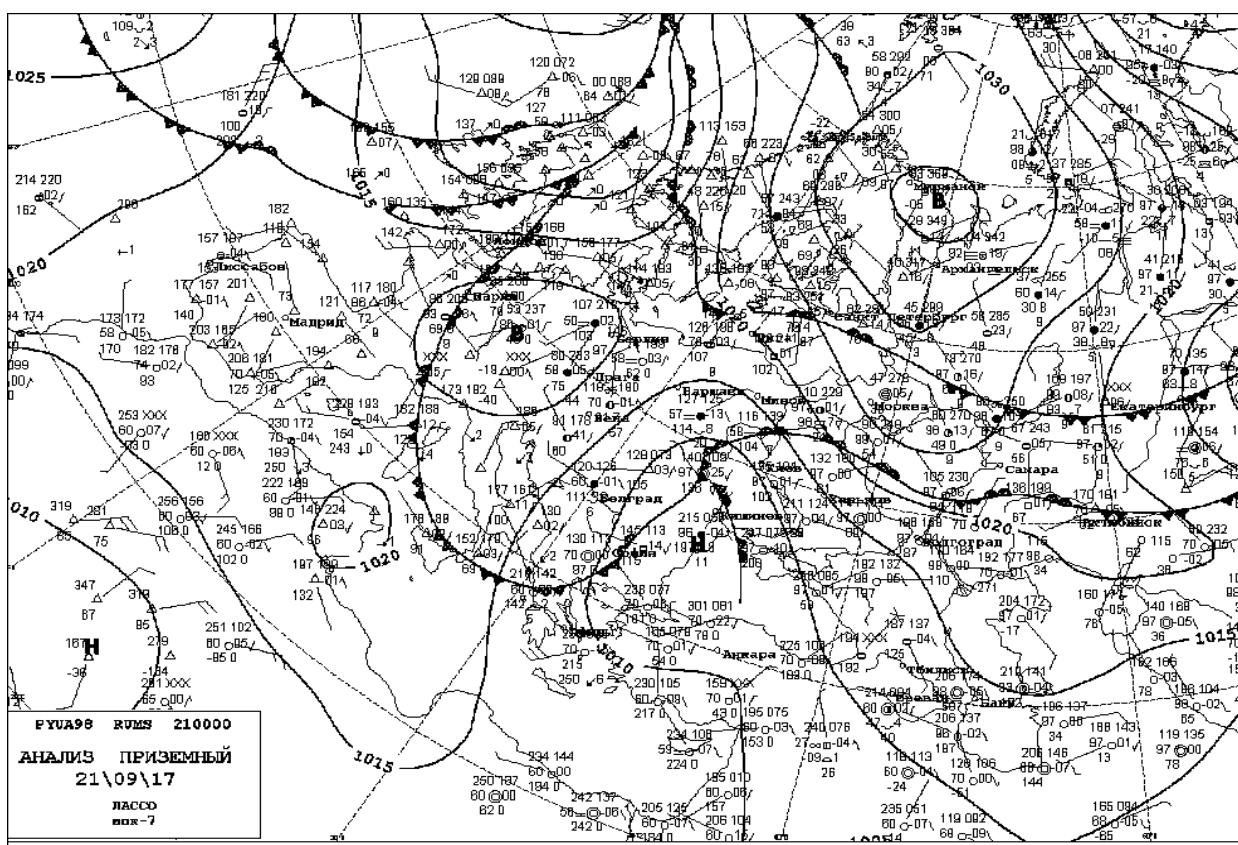
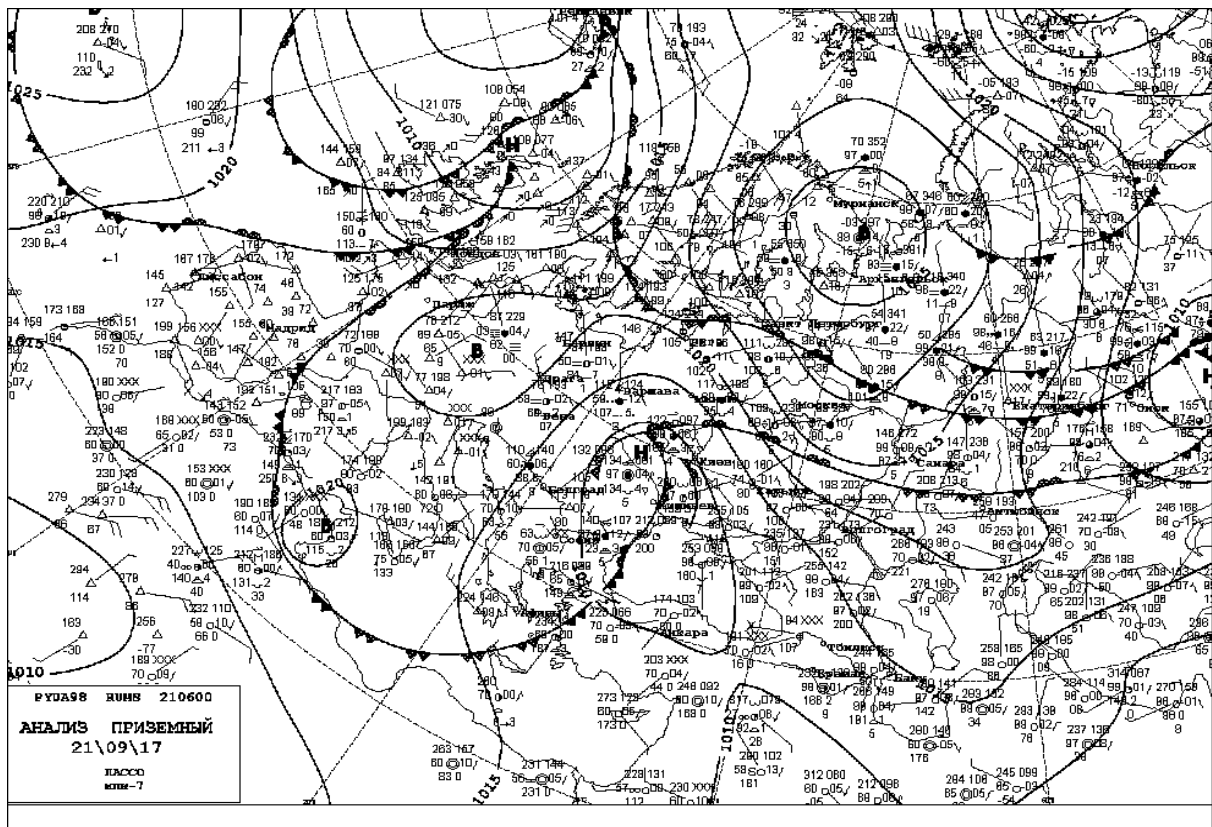


Рис. 4.10 Приземний аналіз 21.09.2017. 00 UTC [52]



К 12.00 UTC над центром України уздовж ВФЗ, на незначній відстані один від одного розташовувалися дві паралельні системи фронтів оклюзії з хвилювими збуреннями (рис. 4.12 - 4.13). До 15.00 UTC над Київській, Житомирській, Вінницькій областями і півднем України сформувалося замкнене центр, з мінімальним тиском 1005,6 гПа, через який проходила активна гілка холодного полярного фронту з хвилями. К 21.00 фронтальна хвиля знаходилася над Житомиром, а по всій території центральної і західної України і на півночі Молдови спостерігалися грози.

На цій хвилі, яка зміщувалася вздовж ВФЗ зі швидкістю 30- 40 км / год, розвинулася серія мезомасштабних конвективних комплексів (МКК), з якими в західних і південно-західних регіонах країни 21.09.2017 і були пов'язані випадки виникнення стихійних конвективних явищ - злива (23 мм / год) , супроводжувана шквалом до 25 м / с і градом діаметром від 12 мм до розміру з куряче яйце. Випадання граду зафіксовано з 15 до 21 години за місцевим часом, тривалість градобію становила близько 20 хвилин, в регулярні терміни (15.00 UTC) град 12 мм відзначений в Києві. В регіоні пориви і шквалисте посилення вітру при проходженні фронту досягали 15-19 м / с.



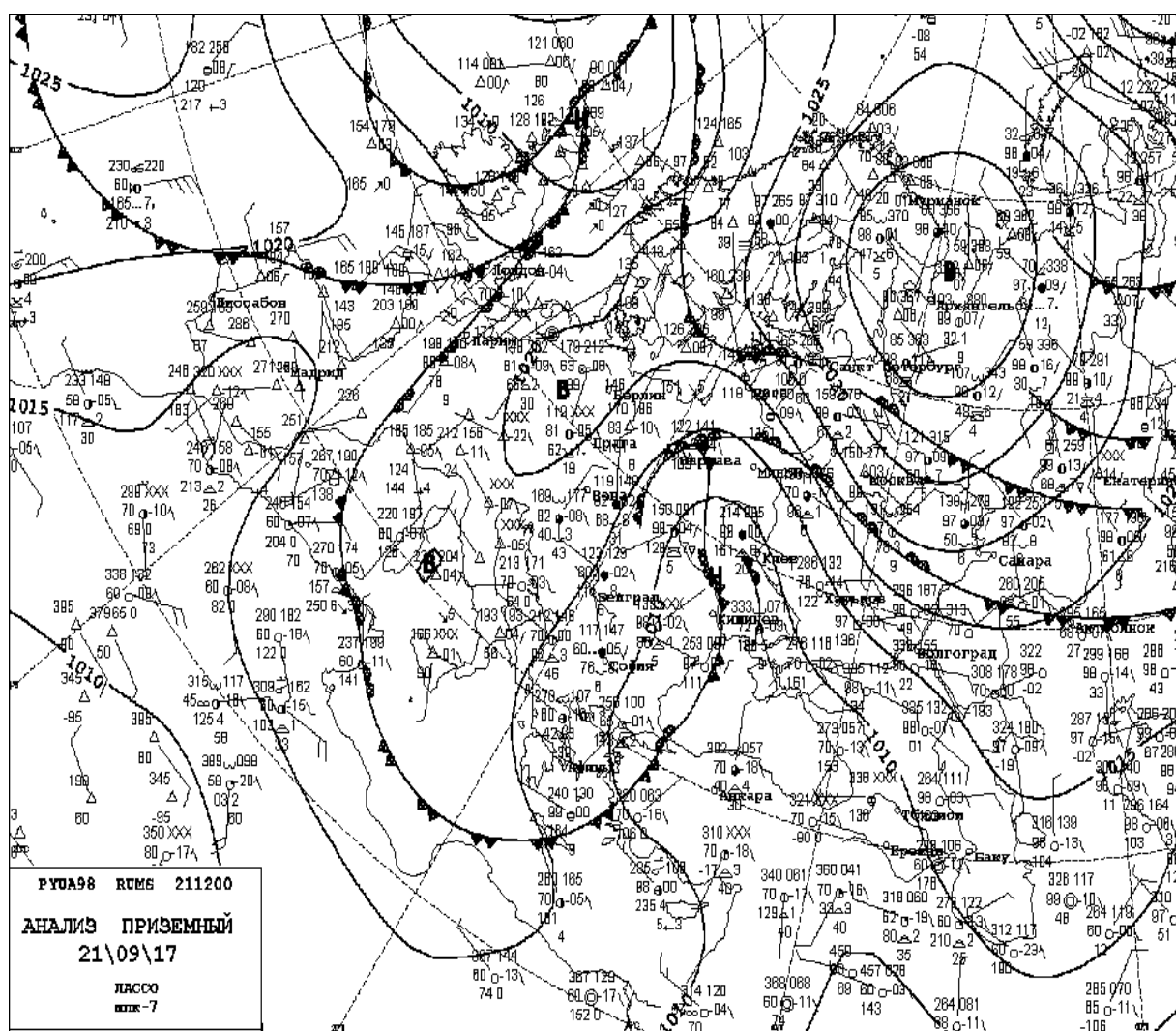


Рис. 4.13 Приземний аналіз 21.09.2017. 12 UTC

Очевидно, що в даній синоптичній ситуації основну роль у розвитку потужної грозовий хмарності зіграв сильний динамічний фактор: передня частина вираженою висотною улоговини при наявності блокуючого гребеня з подвійною контрастною системою ХФ і фронту оклюзії, і утворення мезовіхрей. При цьому спостерігалися сприятливі термічні умови - конвективна нестійкість повітряної маси, контрастність фронту, значний прогрів повітря в теплому секторі (середня максимальна температура повітря в регіоні становила 28°C). Виникнення на обмеженій території більш інтенсивних упорядкованих висхідних рухів, завдяки формуванню мезовіхрей в нижній тропосфері, а також інтенсивна струминна течія на рівні АТ-500 гПа (рис. 4.6.), яка формувала сильні низхідні потоки створювані холодним сухим повітрям з середнього рівня тропосфери, визначили шквалисте посилення вітру при проходженні градової хмарності.

4.2 Аналіз аерологічної діаграми і даних МРЛ

За даними аерологічної діаграми (рис. 4.14) за 00 UTC 21.09.17 р на ст. Київ стійка стратифікація атмосфери спостерігається на висоті до 3300 м. На більш високих рівнях до 200 гПа (12030 м) стратифікація атмосфери не стабільна, що призводить до виникнення інтенсивних висхідних рухів і формування потужної купчасто-дощової хмарності (з верхньою межею вище тропопаузи), зливових опадів, гроз та граду.

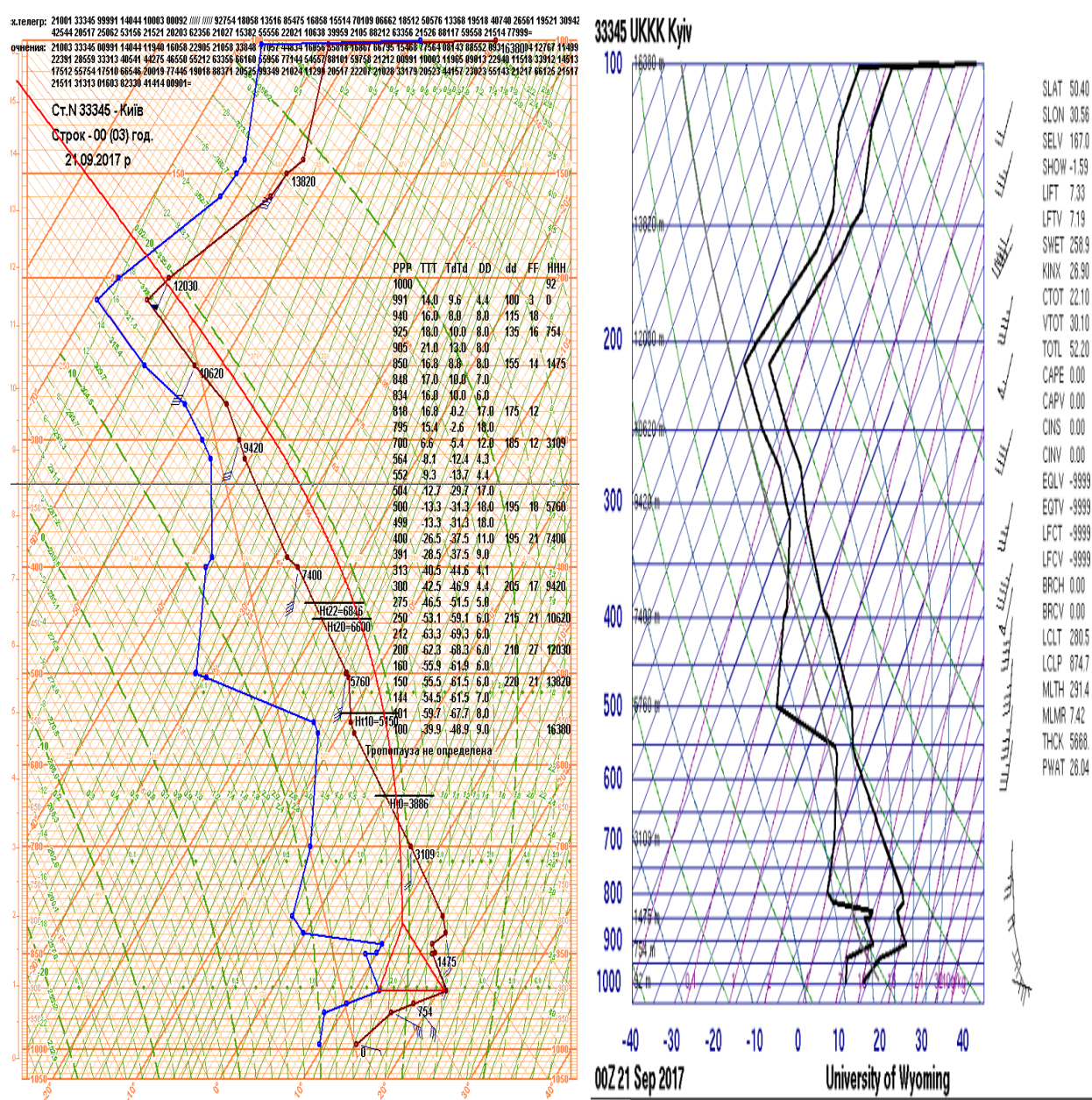


Рис. 4.14 Аерологічна діаграма за 00 UTC 21.09.17 р. на ст. Київ [47]

Зрозуміло, що хоча на більш низьких рівнях все ще існувала повітряна маса з високою потенційною температурою і вологістю, але наявність сухого і холодного повітря (з температурою до $-60,7^{\circ}\text{C}$) з високими швидкостями вітру (вище 600 гПа) 70-80 км \ ч, збільшує можливість виникнення «конвективного» нестійкості вдень і ввечері, які в поєднанні із зсувом вітру, призводять до виникнення добре організованих гроз. Також, в аналізі аерологічної діаграми необхідно враховувати той факт, що вона була складена за кілька годин до формування інтенсивних гроз, сильних злив та градом.

За даними стікової карти МРЛ (рис. 4.16) 20.09.2017 р над центральними і північними регіонами України і сходом Білорусі спостерігається активна грозова діяльність з 00 до 06 UTC. У центральних районах Київської області зафіксовані шквали і град. До 09-12 UTC, в зв'язку з денним прогрівом атмосфери, спостерігається інтенсивне зростання конвективного хмарності, верхня межа якої становить 7 км, а вже до 12.00 ВГХ досягає 11-13 км. Над Київської та Чернігівською областю спостерігаються гроза і град. До 15 UTC зона, охоплена конвективного хмарністю, збільшується і поширюється з південного заходу на північний схід України, конвекція піднімається до 14 км, над всією територією спостерігаються зливи, град та шквали. До вечора (18-20 UTC) визначаються дві зони активної конвективного діяльності, розташовані над Чернівецькою і Хмельницькою областями і над центром і північчю України, з ВГХ - 7-13 км. У Києві в 21 UTC зафіксовано посилення швидкості вітру до 15 м \ с.

З 09 UTC 21 вересня 2017 р інтенсивна зона конвекції простежувалася над центральною і північною частинами України, по всій території спостерігалися грози, зливи, верхня межа купчастих хмар досягала 7-9 км (рис. 4.17- 4.20). У Києві відзначалося посилення південного вітру до 20 м \ с [48]. У другій половині дня і ввечері 21.09 створилися вкрай сприятливі термодинамічні умови для формування суперкоміркової хмарності, з якої були пов'язані наступні ОЯ: (12-15 UTC) над Житомирської та Вінницькою областями сформувалися градові хмари (ВГХ-13 км) і за даними очевидців випав град діаметром 80-100 мм і зафіксовано посилення приземного вітру до 25 м \ с (рис. 4.20). До 18 UTC (21.00) площа поширення конвективної хмарності збільшилася і охопила всю центральну, північну і північно-східну

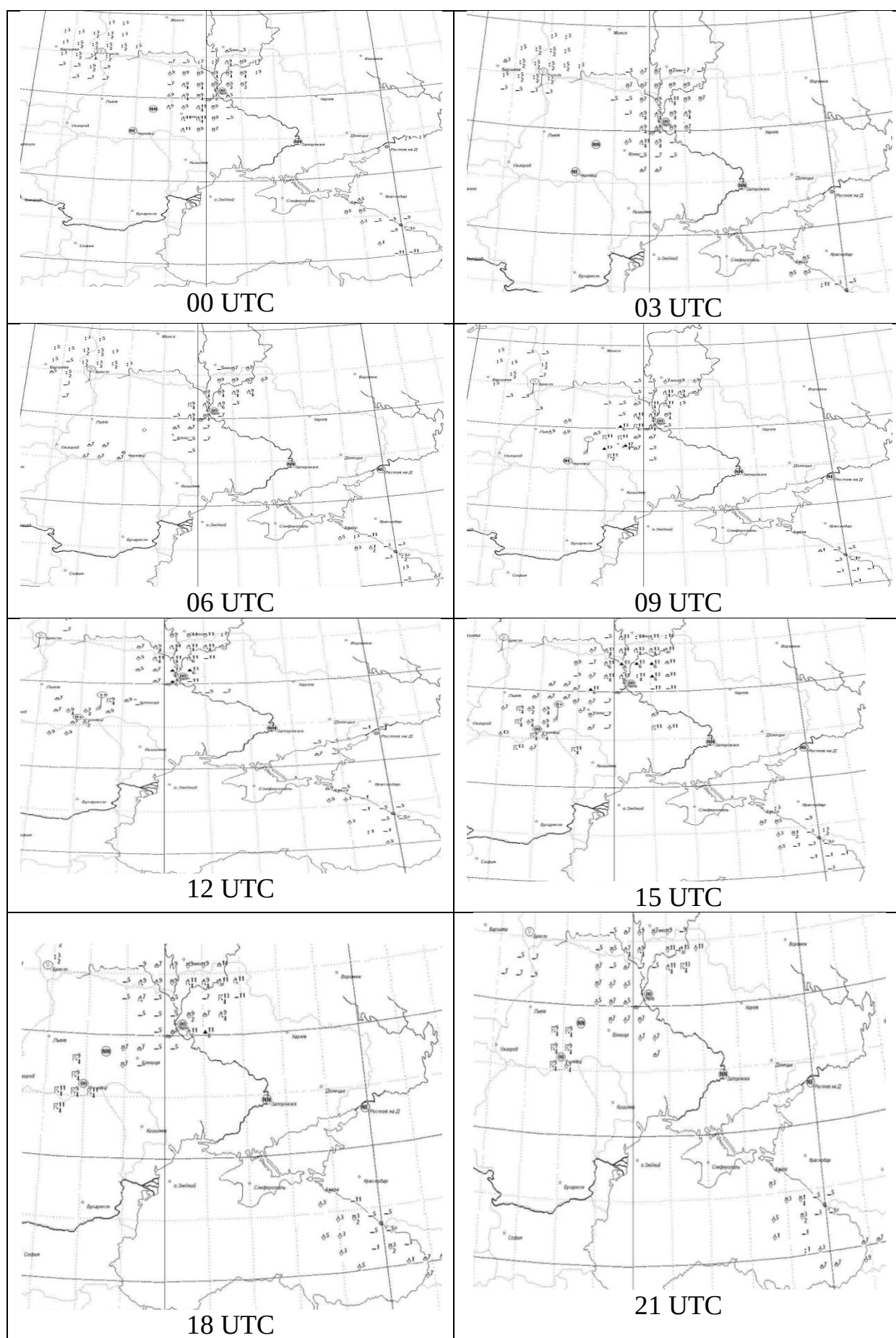


Рис. 4.16 Стикована карта МРЛ у строк 00-21 UTC 20.09.2017 р.

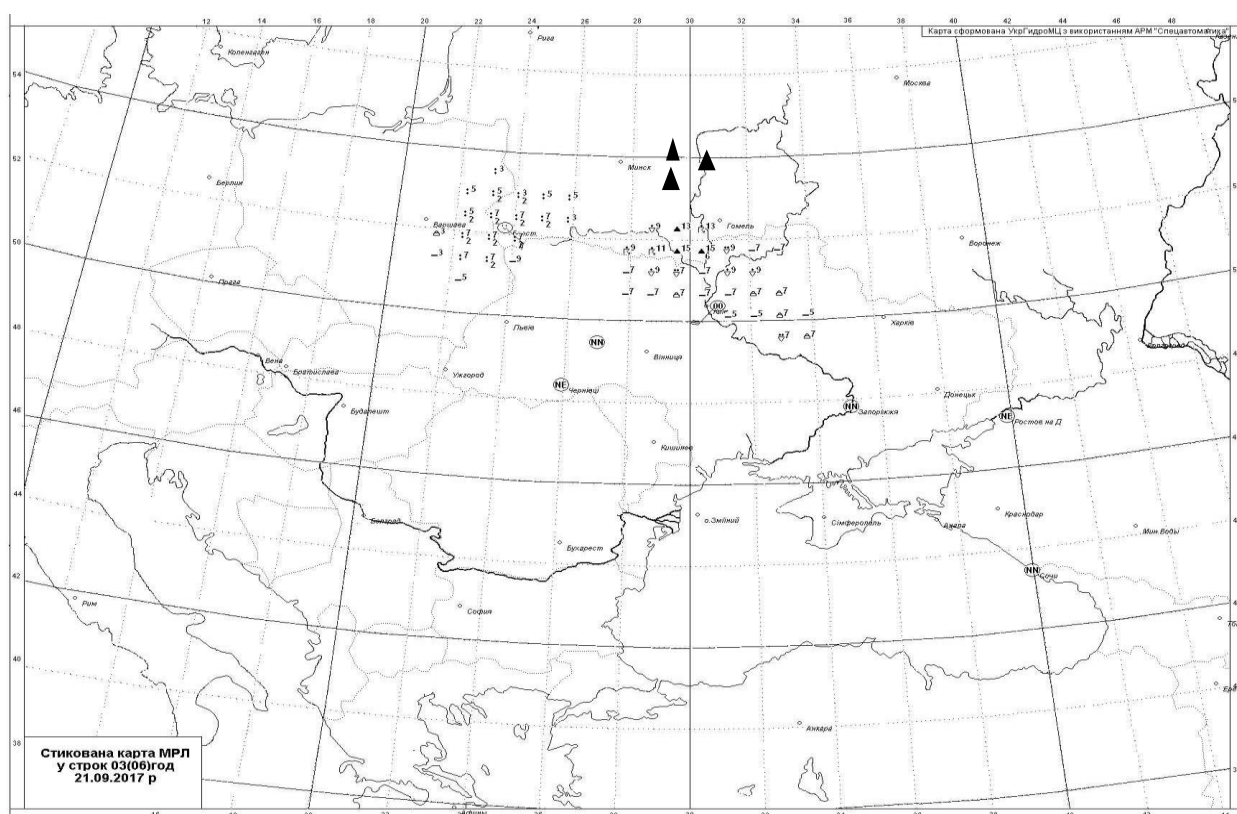


Рис. 4.17 Стикована карта МРЛ 21.09.2017. 03.00 UTC

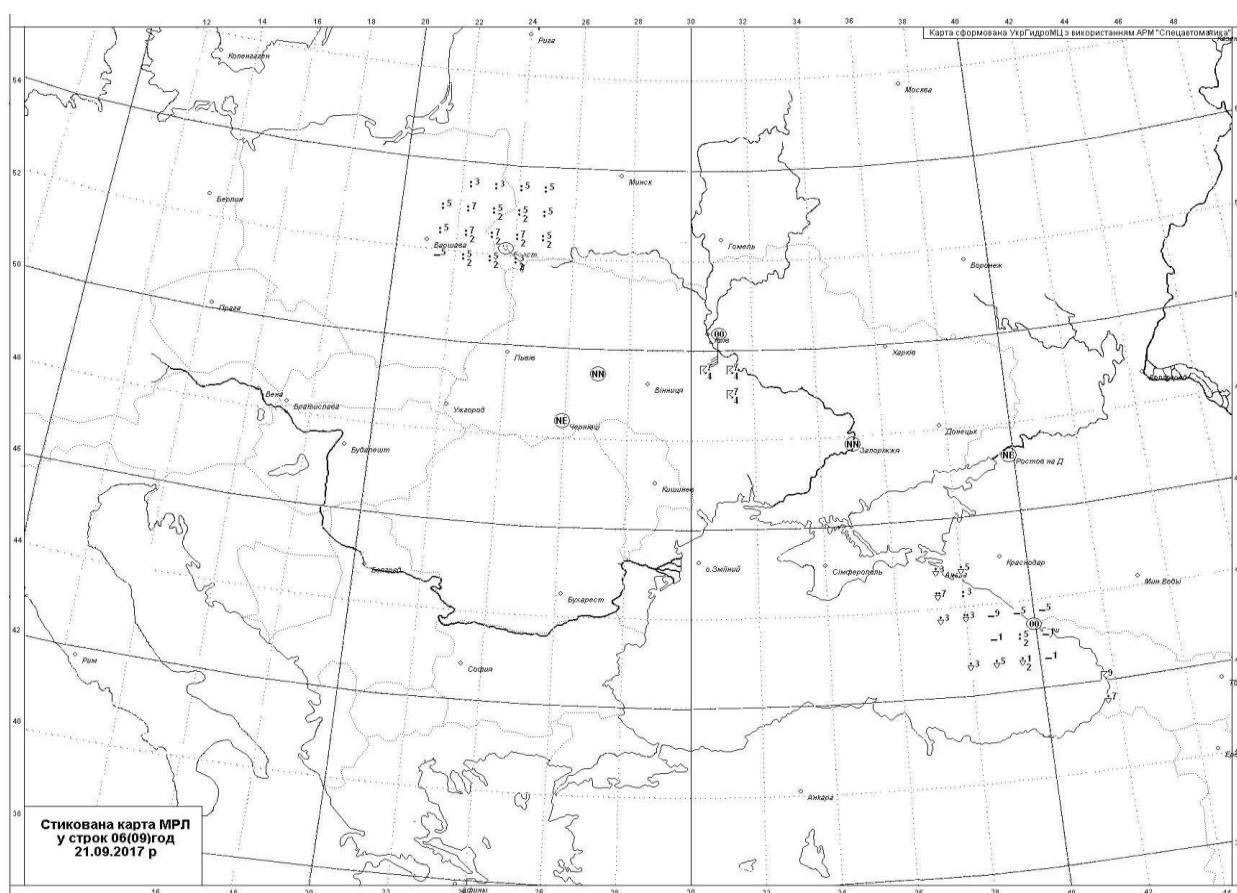


Рис. 4.18 Стикована карта МРЛ 21.09.2017. 06.00 UTC

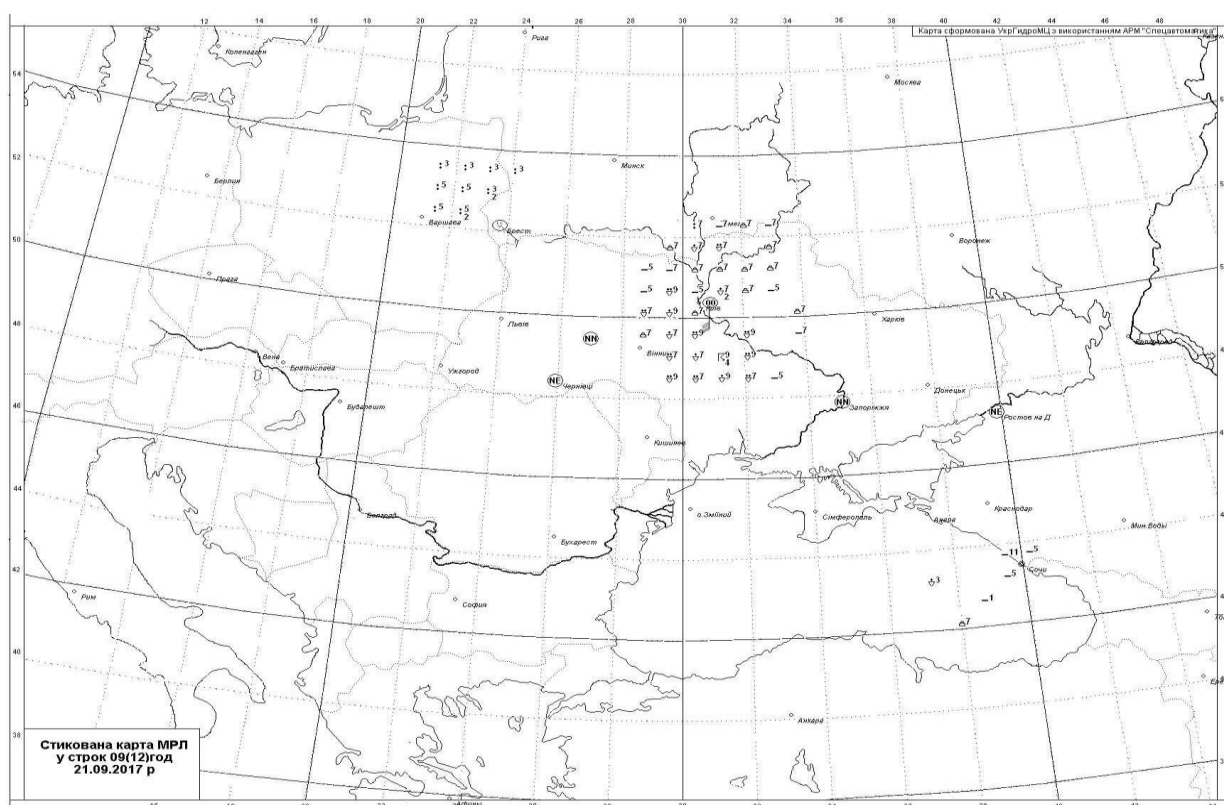


Рис. 4.19 Стикована карта МРЛ 21.09.2017. 09.00 UTC

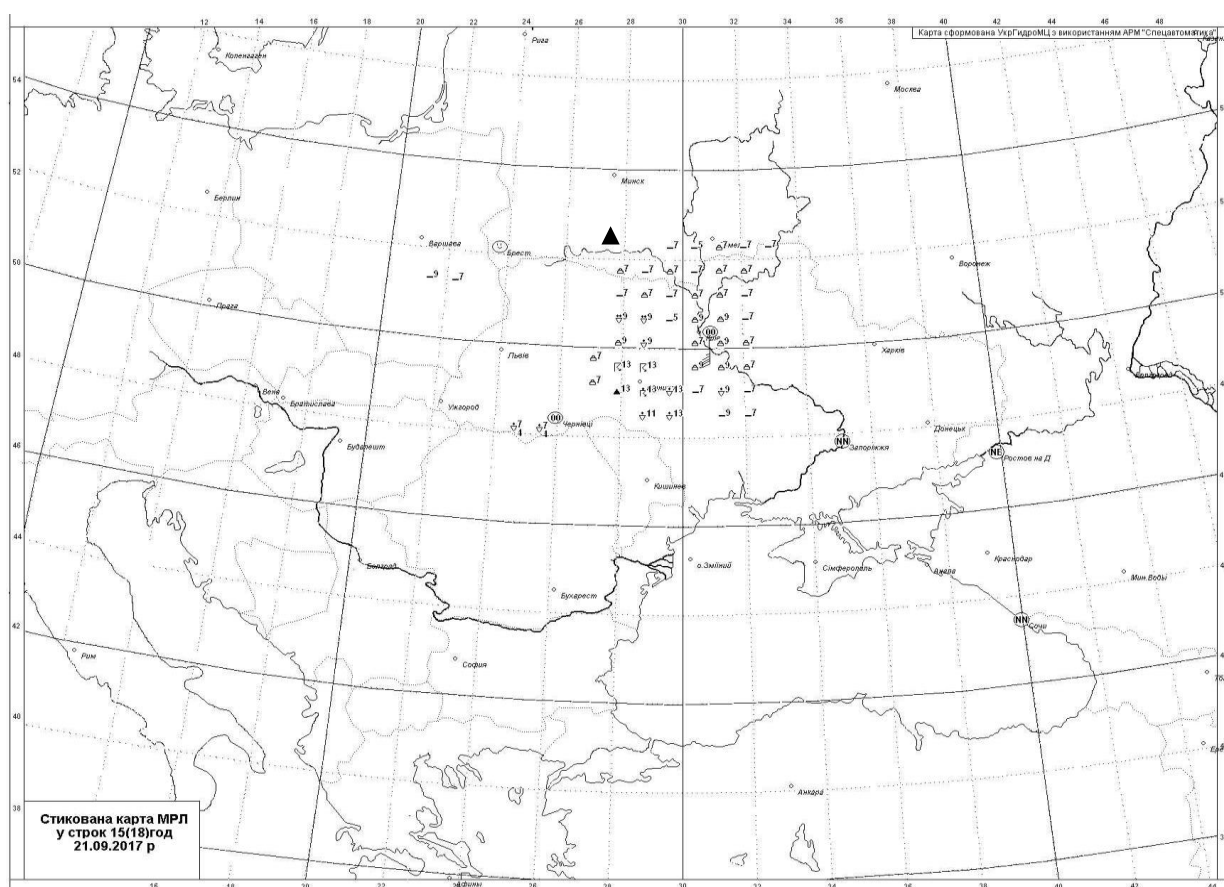


Рис. 4.20 Стикована карта МРЛ 21.09.2017. 15.00 UTC

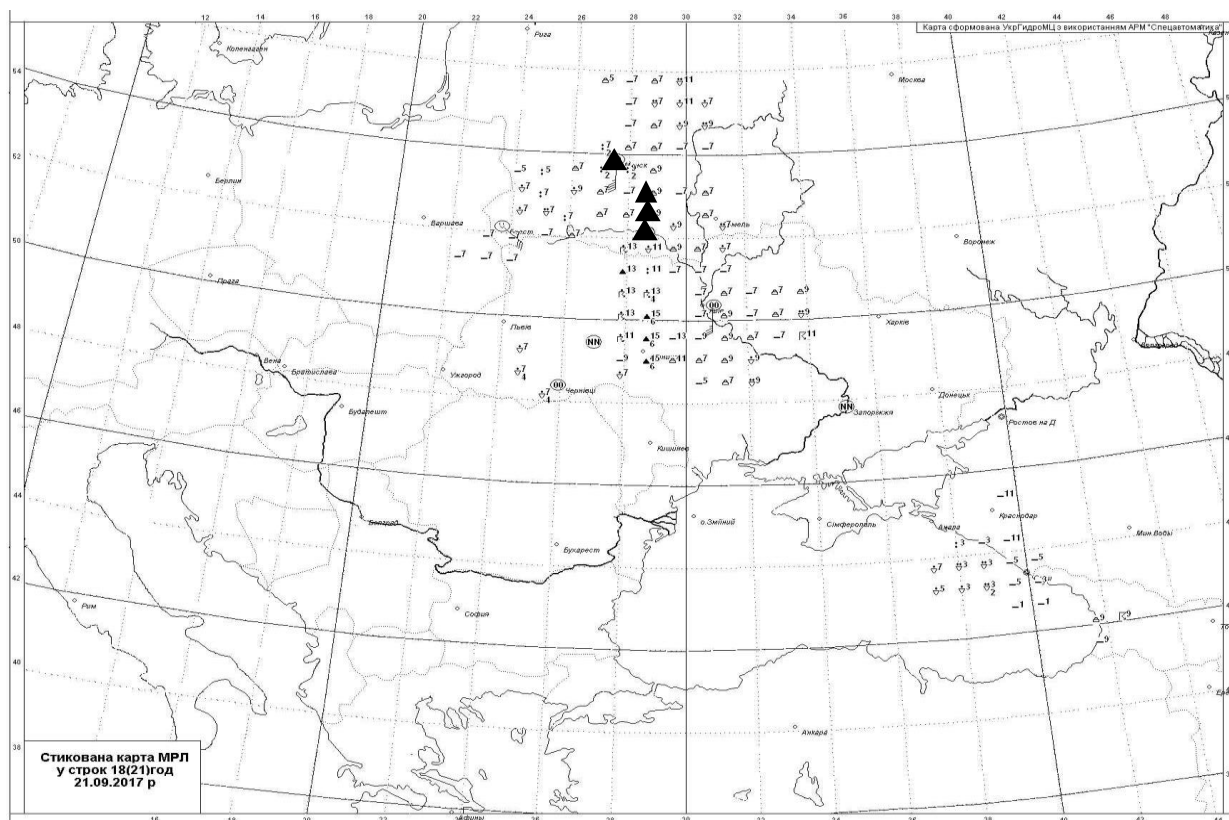


Рис. 4.21 Стикована карта МРЛ 21.09.2017. 18.00 UTC

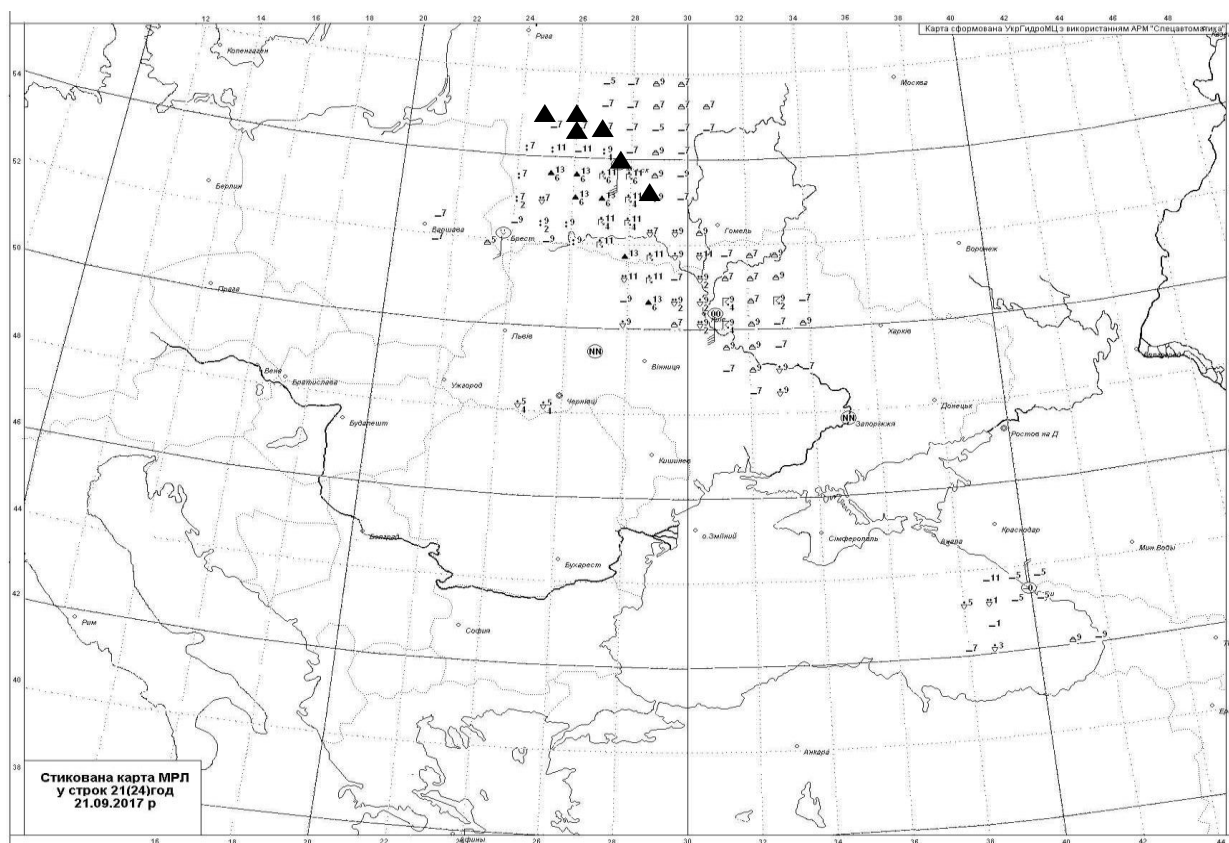


Рис. 4.22 Стикована карта МРЛ 21.09.2017. 21.00 UTC

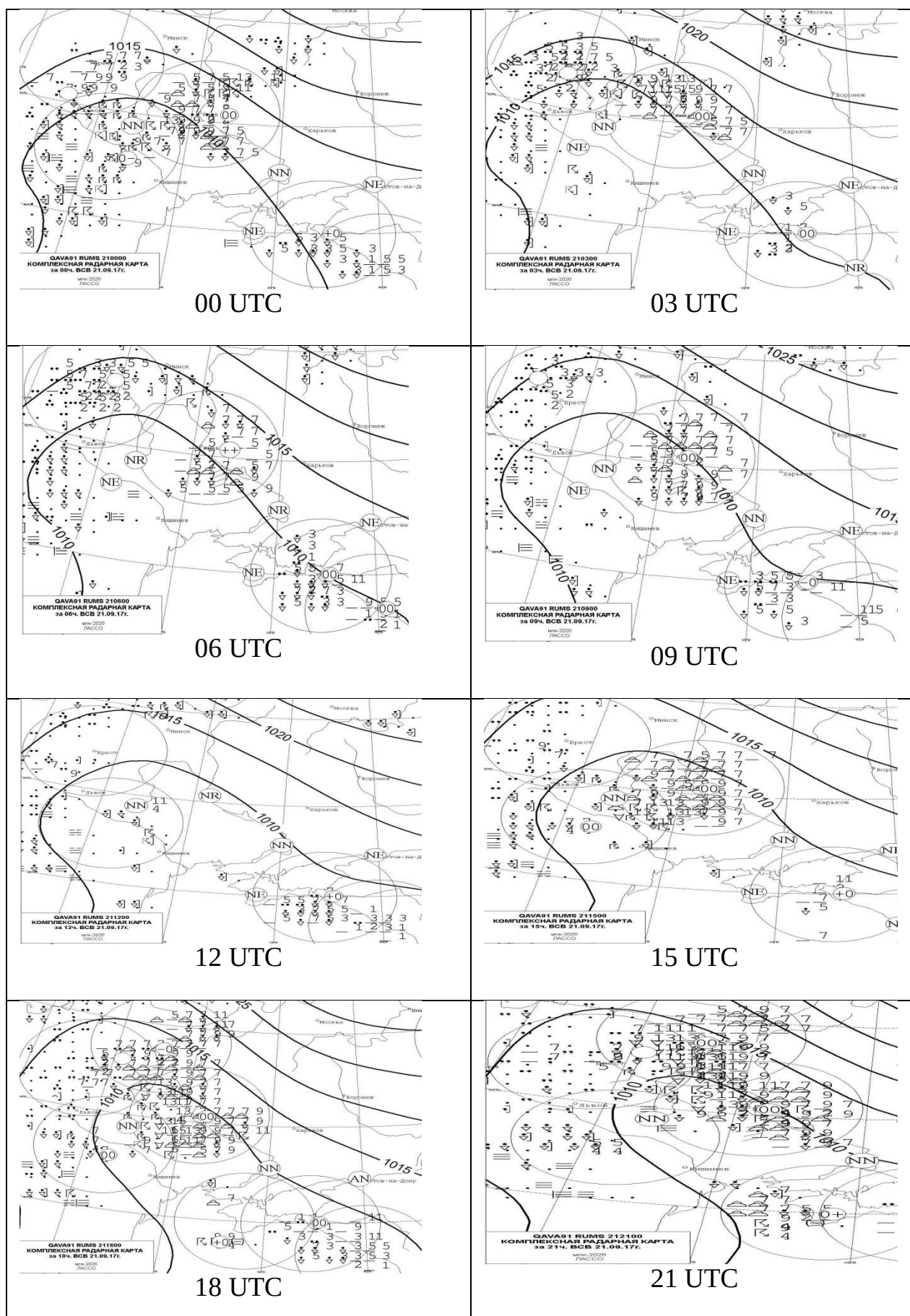


Рис. 4.23 Комплексна радарна карта 21.09. 2017 р. 00-21 UTC

частини України, так само і територію Білорусі (4.21). На момент випадання великого граду в Вінницькій області висота купчасто-дощової хмарності досягла 15 км. Ці небезпечні явища спостерігалися на хвилі холодного фронту, що відділяв тропічну повітряну масу від помірної, яка зміщала уздовж фронтальної зони зі швидкістю більше 30 км / год з півдня на північ. У зоні фронтів пориви вітру та шквали досягали 20-25 м / с.

До 21 UTC інтенсивна конвективна зона зберігалася тільки на півночі і північному сході України. Спостерігалися грози, сильний зливовий дощ, в Житомирській області – град (рис. 4.22). Ці висновки підтверджуються і радарної картою за ці терміни (рис.4.23).

Отже, виключну активність процесу зумовили яскраво виражені термодинамічні умови, пов'язані з вкрай сприятливою синоптичною ситуацією. Перш за все, це наявність великої конвективного нестійкості в атмосфері.

4.3 Супутниковий огляд умов формування аномального граду 21 вересня 2017 р.

Для аналізу стану атмосфери над територією України 21 вересня 2017 р. використані зображення метеорологічних супутників METEOSAT-8: інфрачервоні (ІЧ, довжина хвилі діапазону зондування 10,8 мкм), в шарі поглинання водяної пари (ВП, довжина хвилі 6,2-7, 3 мкм), композитні знімки (RGB, комбінація різних діапазонів зондування). Термодинамічні характеристики атмосфери отримані з баз даних NCER / NCAR (Національний центр з дослідження атмосфери і клімату, США) [45], the University of Wyoming і ECMWF (Європейський центр середньострокових прогнозів) [41,47].

На супутникових зображеннях основний масив хмарності в нічні години знаходився над Центральною Європою і західною частиною України і був пов'язаний з активно розвитим циклонічним вихором, який чітко видно на супутникових знімках яскраво вираженою хмарної спіраллю. У період з 00 до 06 UTC Україна перебувала в теплому секторі даного циклону, до 06 UTC у

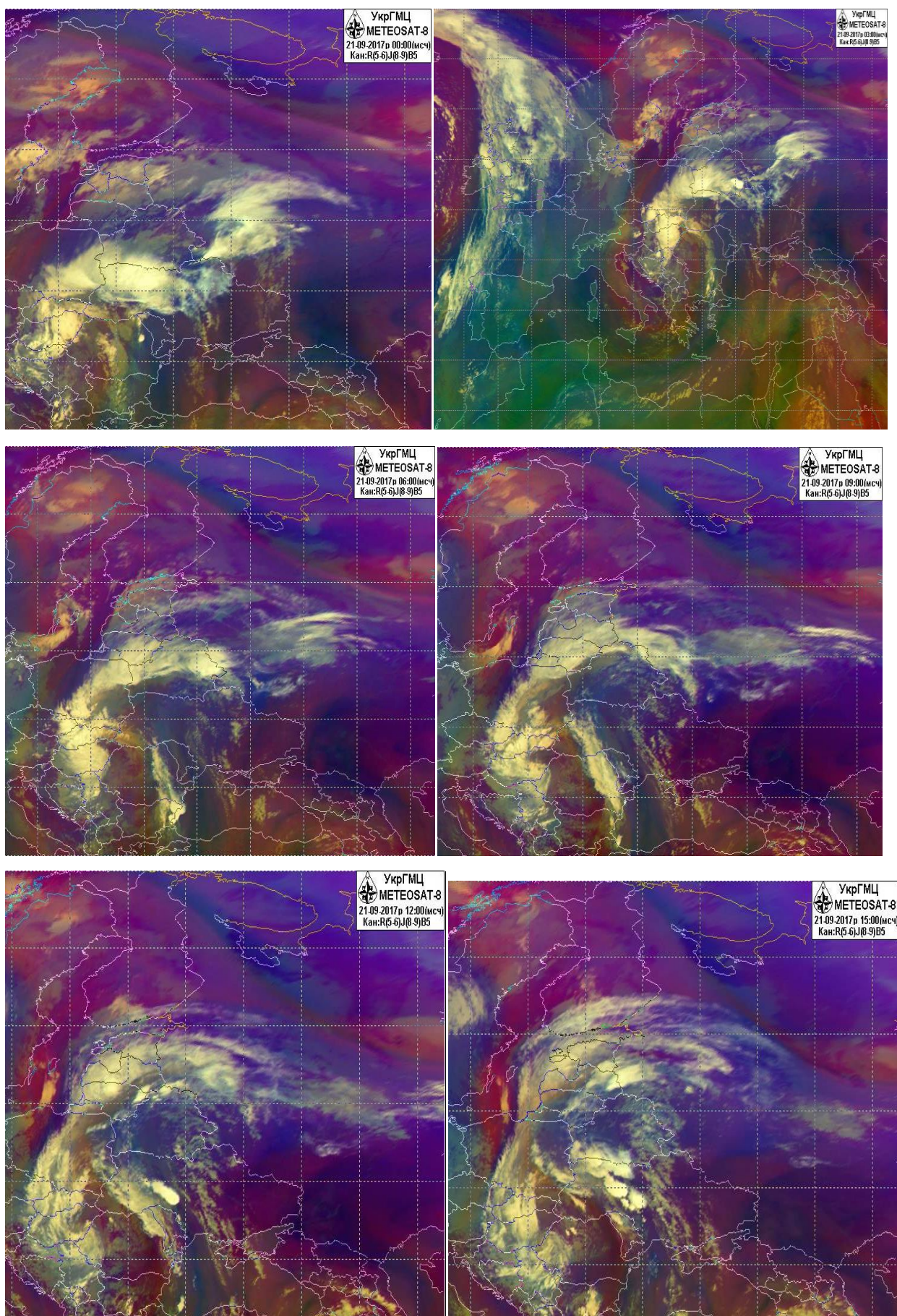


Рис. 4.24 RGB-снимки, 21.09.2017 р. 00-15 UTC

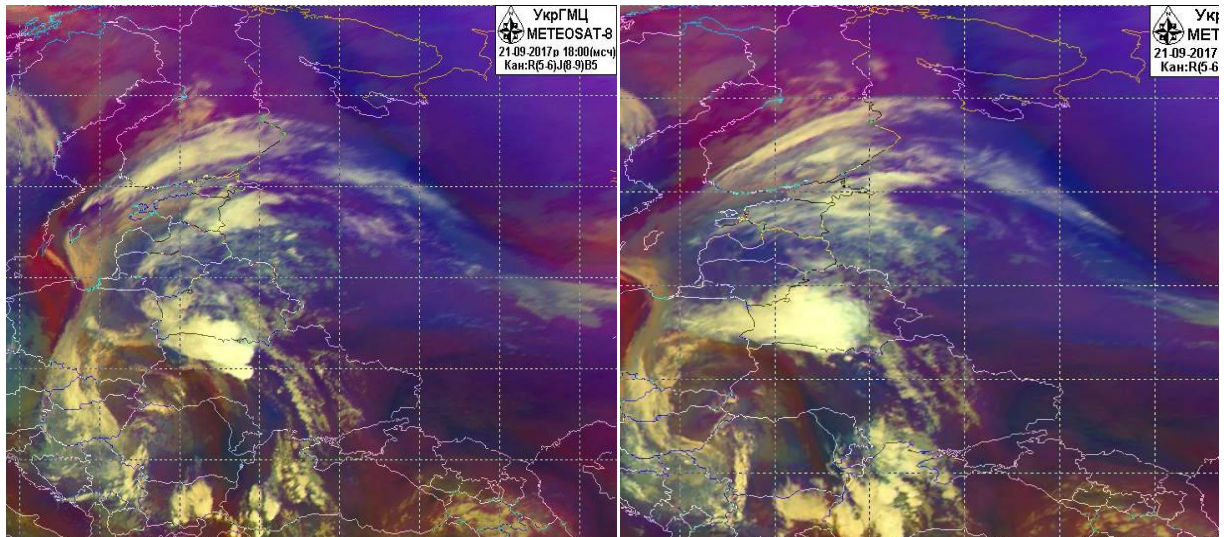


Рис. 4. 25 RGB-снимки, 21.09.2017 р. 18-21 UTC

ньому сформувався фронт оклюзії над центральними і південними регіонами, який на знімках має смугову мезоструктуру (рис. 4.24).

Розвиток конвекції над північчю України спостерігалася вже до 03 UTC, з 12 UTC відбувалося зростання нестабільності в атмосфері у зв'язку з проходженням полярного холодного фронту з хвилями і збільшення денної інсоляції. На знімки ІК і RGB чітко видно виникнення МКК мультіячейкової структури в західних і південно-західних частинах України, який знаходився під впливом потоку в середній тропосфері, а саме під антициклонічною стороною широкої висотної фронтальної зони (ВФЗ), що проходила з південного заходу на північний схід над Румунією (Дод. Б., рис. Б.1-Б.6). Формування мезомасштабного конвективного комплексу носило «вибуховий» характер. Як видно на рис. 4.24, над північчю Молдови в 15 UTC утворився окремий МКК, який привів до випадання граду розміром з куряче яйце. Починаючи з 15 UTC кількість швидко зміщуються мезовіхрей над даної території збільшилася, а до 18 UTC вони злилися в один хмарний масив, який розташовувався над північними регіонами України та Білорусі (рис. 4.25). Випадки випадання великого град в Житомирській, Вінницькій, Київській областях та на півночі Молдови, припадають саме на вечірні терміни спостережень (з 15-18 UTC).

На південній периферії висотного циклону вісь струменевої течії, протягом дня (21.09.2017 р) зміщувалася в північно-східному напрямку до України. На зображенні Meteosat 8 - RGB (рис. 4.24) стратосферний сухе повітря виявляється на північній стороні осі струменя (червонуватий колір

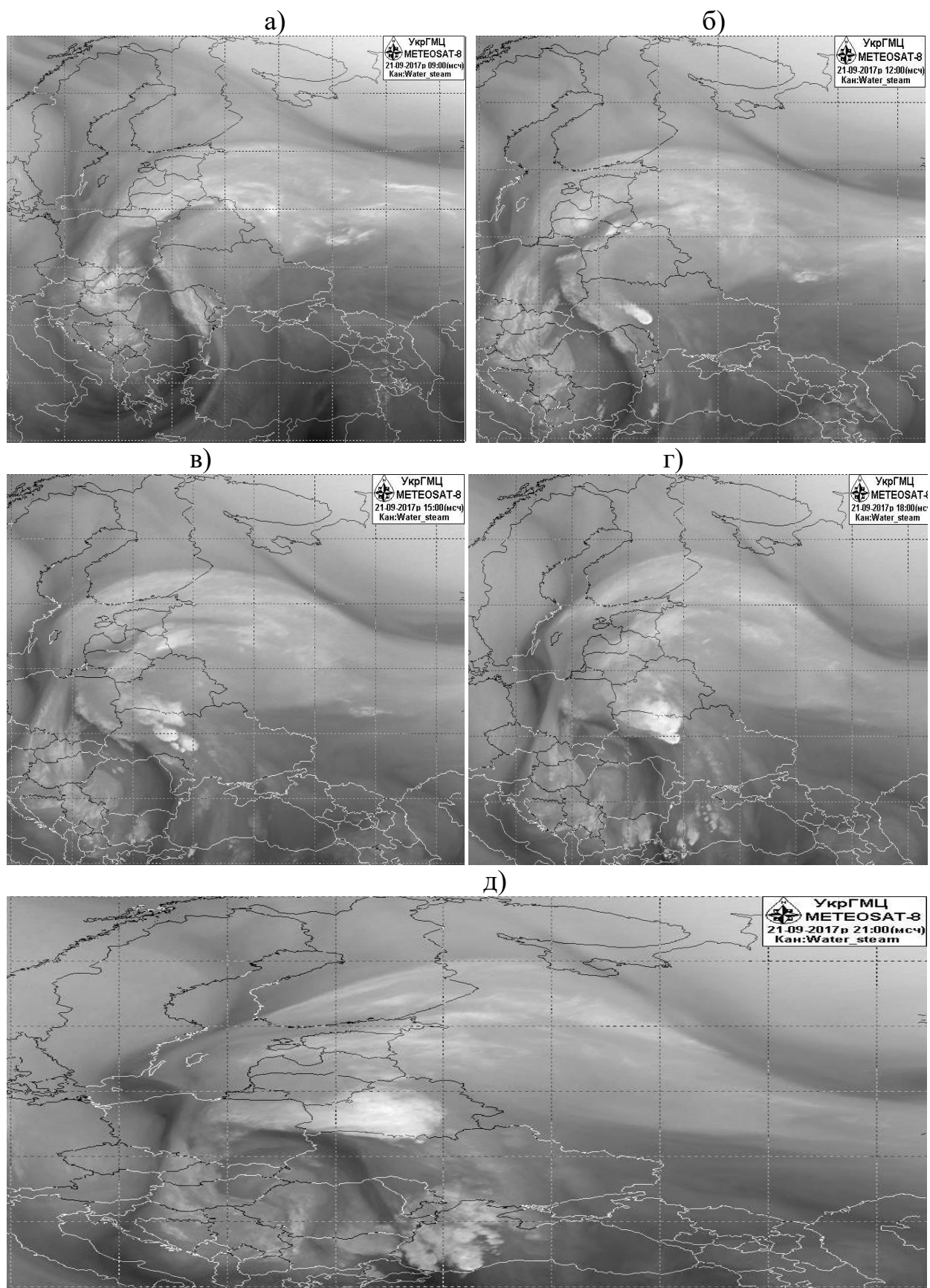


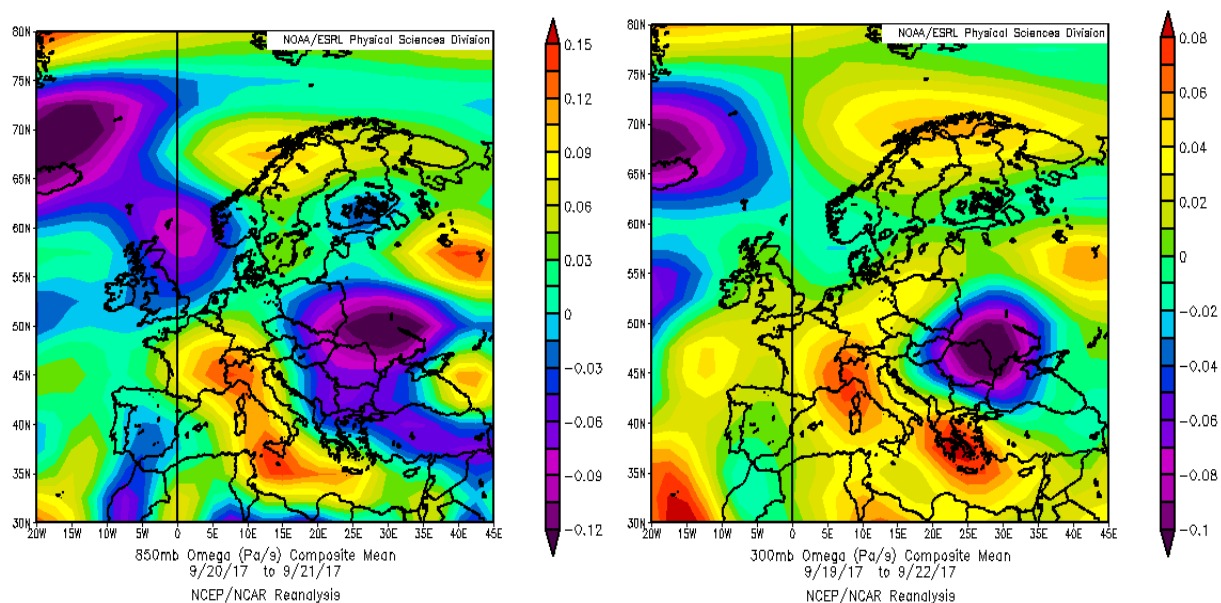
Рис. 4.26 Супутникові знімки в смуги поглинання водяної пари 21.09.2017 р. 09-21 UTC (а-д)

від західного узбережжя Чорного моря через Молдову і частини Румунії до Західної України), що говорить про початок розвитку загальної термодинамічної нестійкості атмосфери і формуванні зон глибокої конвекції в даному регіоні.

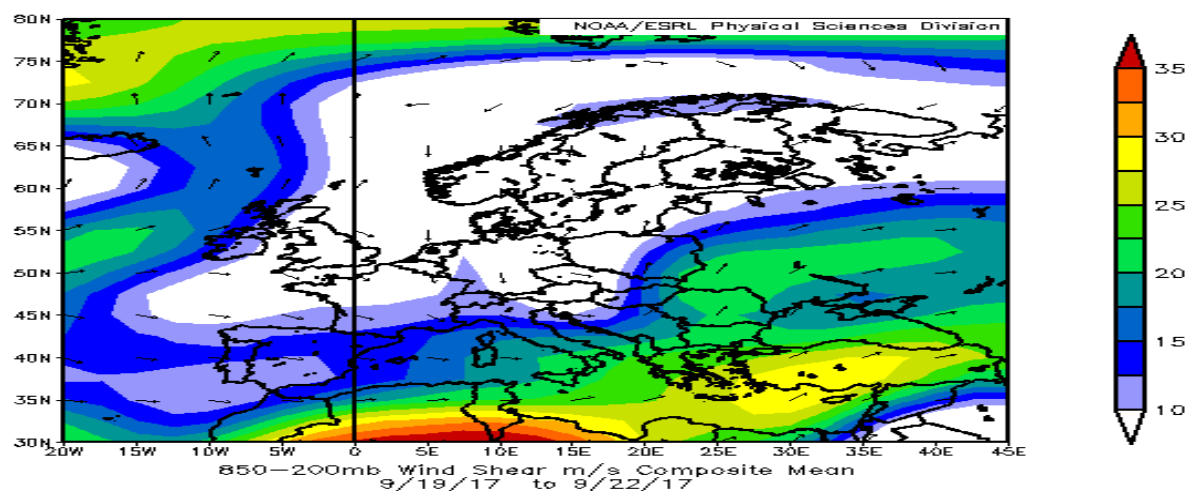
Ці ж висновки підтверджують супутникові знімки водяної пари, що показують атмосферні потоки набагато краще, ніж видимі або інфрачервоні зображення. Розподіл вологих і сухих ділянок залежить не тільки від вертикального руху в тропосфері, але і від горизонтального руху повітря. Вологість діє як індикатор, що відображає верхні повітряні потоки вище 600 гПа. Чорні смуги в зображеннях WV є результатом осідання сухого стратосферного повітря і часто пов'язані зі струменевими течіями. Ось струминного потоку орієнтована уздовж градієнтів вологості в зображеннях WV. Орієнтація темної смуги на холодній стороні струменя відповідає орієнтації осі струминної течії. Струмінь чітко простежується над Болгарією, Румунією та Західної України, зміщуючись у післяполуденні години на схід (рис. 4.26). Темні сухі зони, розташовані поблизу струменевих смуг, відповідають холодній стороні осі течії. У разі класичного холодного фронту вісь струминної течії орієнтована уздовж задньої частини фронтальної зони, показуючи кордон вологості в холодній повітряній масі. Найвищі швидкості вітру у верхній тропосфері розташовані на цих кордонах вологості. Наявність струменів є хорошими індикаторами областей, схильних до турбулентності.

Впорядковані інтенсивні висхідні рухи (< 0) з 19 по 22 вересня охоплювали всю територію України, причому вертикальні токи зростали з висотою, що сприяло посиленню нестійкості атмосфери (рис. 4.27 а, б). Найбільш інтенсивні вертикальні рухи спостерігалися над територією центральної України, їх значення складали $-0,10 - (-0,12)$ гПа / с. Об інтенсивних висхідних рухах у куполі теплого повітря, що виноситься з мезомасштабного конвективного комплексу, також може свідчити і висока тропопауза. В даному випадку її висота становила 117 гПа.

Центральна частина України перебувала в зоні сильного зсуву вітру в шарі 850-200 гПа (рис. 4.27 в), який грав підтримуючу роль в еволюції МКК. Зсув вітру в шарі 850-200 гПа становив 20-25 м / с, розрив в поле вітру спостерігався якраз над Вінницькій, Київській, Житомирській областями.



а) Вертикальные токи (Па/с) АТ-850 б) Вертикальные токи (Па/с) АТ-300



в) Сдвиг вітру (м/с), 850-200 гПа

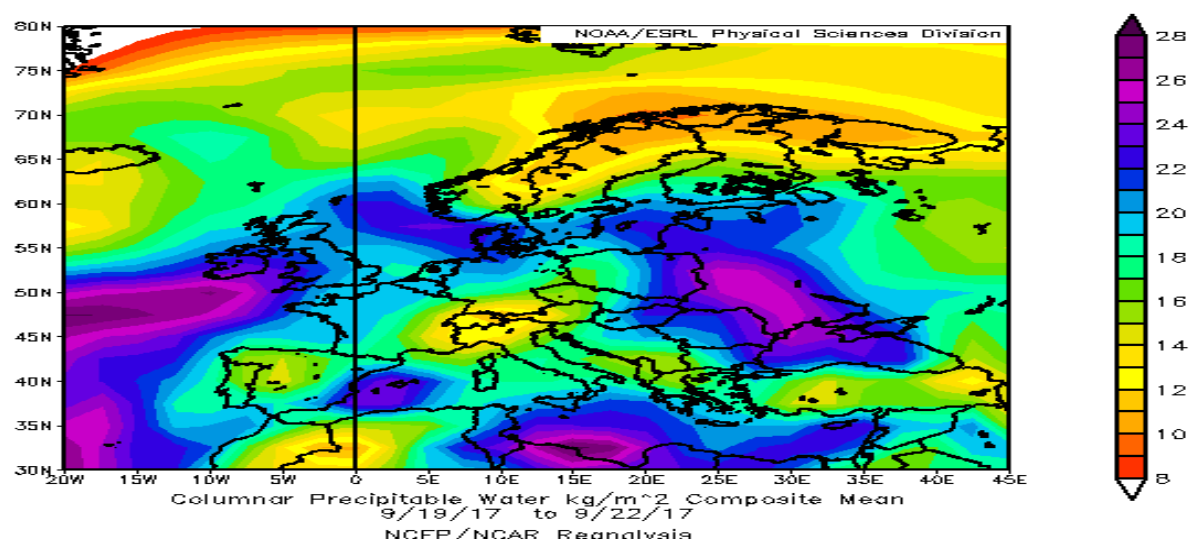


Рис. 4.27 Поля вертикальных токов (а, б) та зсув вітру (в), вміст загальної осаджаємої води (г) [45]

Вміст загальної осаджаємої води (PWAT шарі 850-земля) показує необхідну вологість в нижніх шарах атмосфери, близько 25 мм (рис.4.27 г).

4.4 Визначення індексів нестійкості атмосфери над Україною 21.09.2017 р.

Індекси стабільності представляють собою групу індексів, які були розроблені для ілюстрації потенціалу конвекції в повітряній масі на основі зондування радіозонда чи моделі [32-35, 40, 42]. У більшості випадків показники стабільності засновані на даних температури і вологості зондування на певних фіксованих рівнях. Деякі індекси стабільності використовують інформацію з усіх спостережуваних рівнів відображення (наприклад, CAPE). Інші індекси містять інформацію про вітер.

Однак всі індекси в кінцевому підсумку дають тільки одне числове значення (яке може бути безрозмірним). Це значення є потенціал для конвекції в певному фіксованому місці. Значення індексу стійкості порівнюється з деякими статистичними граничним значенням, дифференціюючим, наприклад, випадки, не пов'язані з грозою і грозою.

Побудувати будь яку модель конвекції за даними київського радіозонда не вдалося, тому що сумарний дефіцит в шарі 850-500 гПа був більш 25°C , а в шарі Земля-850 гПа - 19°C , що свідчить про сильну сухість атмосфери.

Аналіз параметрів конвекції показав, що за даними радіозондування у Києві - 21 вересня 2017 року в 00.00 і 12.00 UTC (джерело: Університет Вайомінгу [47]) в нічні години атмосфера володіла помірним запасом конвективної нестійкості (Дод. В):

- **Індекс Шоуолтера (Showalter index)** змінився з 1,59 до 3,5, що свідчить про помірну нестійкості атмосфери і номінально відповідає негрозовим умовам (чим ближче до 0, тим більша ймовірність виникнення гроз і зливових опадів);

- **K index (KINX):** 26.90 -15,7 (75% ймовірність грози);

- **SWET** (включає в себе індекс нестійкості повітряної маси, швидкість і зсув вітру) - від 258 до 102,95 (від умов для виникнення сильних гроз до їх відсутності);

- **Cross totals index (CTOT):** 22,1-11,90 (енергія нестійкості при якій можливі сильні грози - тропосфера має низький потенціал конвективного нестійкості);

- **Vertical totals index (VTOT):** 30,1- 32,90 (якщо $VT > 28$, отже тропосфера має високий потенціал конвективної нестійкості, достатній для утворення гроз);

- **Totals totals index (TTOT):** 52,2 - 44,80 (значна кількість осередків сильних гроз - від окремих осередків зі смерчем до окремої грози або декількох гроз);

- **Lifted index** - індекс підйому Li , який характеризує вертикальну стійкість повітря за рахунок виникнення сили плавучості, показує, що над Київською областю атмосфера була помірно нестійка: 7,33 - (-0,23) (від стану глибокої інверсії, яка спостерігалася в приземному шарі в 00 UTC, до невеликої нестійкості і формування конвективного хмарності зі зливами, при інтенсивному денному прогріванні і в зоні атмосферного фронту - з грозами і градом, які і фіксувалися в після полуденний час.).

MLCAPE (потенційна енергія конвективного нестійкості) не визначена в 00 UTC, а в 12 UTC склала 4.56 Дж \ кг, однак за даними ESTOFEX, MLCAPE становив 1-2 кДж / кг, що є характеристикою помірно нестійкості.

Таким чином, в після полуденні години сформувалися сприятливі умови для розвитку сильних гроз та граду. Такий висновок підтримується прогнозом ESTOFEX (European Storm Forecast Experiment, <http://www.estofex.org>) [46], який повідомляв про високу ймовірність (2 рівень) виникнення сильного конвективного шторму в зазначеній зоні (рис. 4.28).

Аналіз супутникових зображень і параметрів термодинамічної стану атмосфери за 20 - 21.09.2017 р показав, що взаємодія теплих і вологих повітряних мас з південного сходу з прохолодними континентальними повітряними масами стало причиною для утворення інтенсивної градової хмарності 21.09.2017 р., яка спостерігалася в Житомирській, Вінницькій, Київській областях та в північній частині Молдови. Стаціонарний фронт над цією областю протягом декількох днів створював численні зони конвергенції, де конвекція спрацьовувала до полудня, а грози і град продовжували реєструватися протягом вечірніх та нічних термінів.

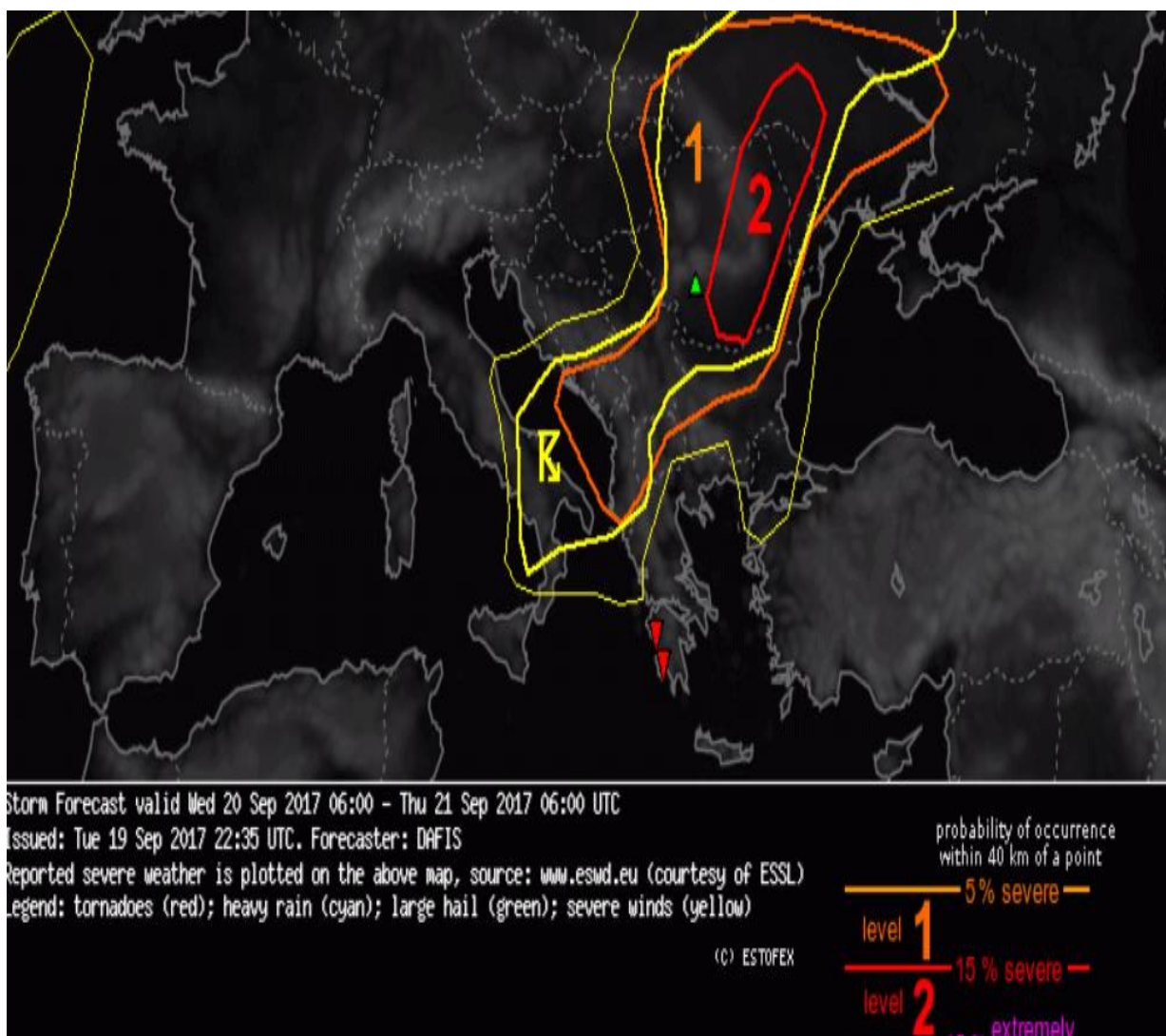


Рис. 4.28 Прогноз ESTOFEX [46]

Проходження холодного фронту з хвилями при максимальному добовому нагріванні і сильному потоці конвергенції привів до того, що загальна конвективна активність, спостерігалася над Болгарією, Румунією, Молдовою і Україною, де $MLCAPE$ становив 1-2 кДж / кг, створюючи сприятливе середовище для утворення мезомасштабних конвективних комплексів.

ВИСНОВКИ

В ході виконання дипломного проекту отримані наступні результати:

1. За даними Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) відзначається, що з кінця XX - початка XXI століття на фоні глобальних змін клімату частота, тривалість та інтенсивність стихійних метеорологічних явищ і екстремальних умов зростає [17].

2. Отримано, що за останні 7 років згідно з проведенням дослідженням простежується тенденція до збільшення кількості випадків крупного граду (діаметр більш 20 мм) і розширення площ охоплених цим явищем, що можливо пов'язано з виникненням змін циркуляційних процесів.

3. Визначено, що за 20 років з 1986-2005 рр. спостерігалось 98 випадків з градом, з 2006 по 2010 рр. - вже 131 випадок [24], а з 2011-2017 рр кількість випадання крупного граду збільшилася практично в 3,5 рази і склала 444 випадку по всій території України.

4. Найбільше число випадків з градом, діаметр якого перевищував 20 мм спостерігалось на Західній Україні - 188, найменше на півдні України - 51 випадок. Найімовірніше такий територіальний розподіл зон випадання сильного граду можна пояснити впливом орографії, а саме Карпатських гір, які надають гальмуючу дію на повітряні маси, що в свою чергу, призводить до загострення фронтогенезу і посилення інтенсивності конвективних явищ.

5. Взаємодія теплих і вологих повітряних мас з південного сходу з прохолодними континентальним повітрям стало причиною для утворення інтенсивної градової хмарності 21.09.2017 р. яка спостерігалася в Житомирській, Вінницькій, Київській областях та на півночі Молдови.

6. Стаціонарний фронт над цією областю протягом декількох днів створював численні зони конвергенції, де конвекція спрацьовувала до полудня, а грози і град продовжували реєструватися протягом всіх термінів.

7. Проходження холодного фронту з хвилями при максимальному добовому прогрєве і сильному потоці конвергенції, привів до того, що загальна конвективна активність, спостерігалася над Болгарією, Румунією, Молдовою і Україною, де потенціал конвективної нестійкості (MLCAPE) становив 1-2 кДж / кг, створюючи сприятливе середовище для утворення мезомасштабних конвективних комплексів (МКК).

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Абшаев М.Т., Абшаев А.М., Малкарова А.М., Жарашуев М.В. Автоматизированная радиолокационная идентификация, измерение параметров и классификация конвективных ячеек для целей защиты от града и штормооповещения // Метеорология и гидрология. М.: Гидрометеиздат. 2010. № 3. С. 36-45.
2. Абшаев М.Т., Абшаев А.М., Малкарова А.М., Мизиева Ж.Ю. Радиолокационные исследования водосодержания кучево-дождевых облаков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 6. С. 731–736.
3. База данных об опасных гидрометеорологических явлениях Единой системы информации об обстановке в Мировом Океане (ЕСИМО). URL: [http:// data.oceaninfo.ru/application/disaster/](http://data.oceaninfo.ru/application/disaster/)
4. Бекряев В. И., Воробьев Б. М. Струйная модель конвекции Численный эксперимент. // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. 1972. №9. С. 925-935.
5. Буйков М. В., Кузьменко А. Г. О росте града в суперячейковых градовых облаках. Метеорология и гидрология. 1978. №11. С. 6-15.
6. Бухаров М.В., Соловьев В.И. Мониторинг осадков осеннего периода по измерениям уходящего теплового излучения Земли со спутника NOAA // Исследование земли из космоса. 2004. № 4. С. 51– 57.
7. Волкова Е.В., Успенский А.Б. Детектирование облачности и выделение зон осадков регионального масштаба по данным полярно-орбитальных метеорологических ИСЗ // Метеорология и гидрология. 2002. № 4. С. 28–38.
8. Івус Г.П. Спеціалізовані прогнози погоди: Підручник./ Одеськ. Держ. Екологічний Університет. Одеса: ТЕС. 2012. 407с.
9. Івус Г.П. Практикум зі спеціалізованих прогнозів погоди. Одеса: Екологія. 2007. 321 с.
10. Качурин Л. Г., Воробьев Б. М. К теории образования града в стационарной конвективной ячейке. //Изв. АН СССР Сер. Физика атмосферы и океана. 1972. №3. С. 866-877.

11. Коган Е. Л., Мазин И. П. О влиянии турбулентного переноса облачных капель на формирование микроструктуры облаков. // Изв. АН СССР Сер. Физика атмосферы и океана. 1981. Т. 17. №9. С. 946-955.

12. Клімат України. Під ред. Ліпінського В.М. К.: Видавництво Раєвського. 2003. 343 с.

13. Кульбіда М. І., Барабаш М. Б., Гребенюк Н. П., Татарчук О. Г., Корж Т. В. Глобальне потепління клімату та частота стихійних явищ в Україні // Україна: географічні проблеми сталого розвитку. Т. III. К.: Обрії, 2004. С. 138-140.

14. Ліпінський В.М., Осадчий В.І., В.М., Бабіченко В.М. Динаміка стихійних метеорологічних явищ в Україні // Український гідрометеорологічний журнал. 2012. № 4. С. 8–14.

15. Ліпінський В.М., Осадчий В.І., Бабіченко В.М. Активізація стихійних метеорологічних явищ на території України – прояв глобальних змін клімату // Український гідрометеорологічний журнал. 2007. №2. С. 11–20.

16. Логвинов К. Т., Бабиченко В. Н., Кулаковская М. Ю. Опасные явления погоды на Украине. Л.: Гидрометеиздат. 1972. 236 с.

17. МГЭИК, 2013 г.: Резюме для политиков. Содержится в публикации Изменение климата, 2013 г.: Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Пятый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата. [Электронный ресурс] [Стоккер, Т.Ф., Д. Цинь, Дж.-К. Платтнер, М. Тигнор, С. К. Аллен, Дж. Бошунг, А. Науэлс, Ю. Ся, В. Бекс и П. М. Мидглей (редакторы)]. Кембридж Университи Пресс, Кембридж, Соединенное Королевство и Нью-Йорк, США. – Режим доступа: URL http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5_SPM_FINAL.pdf

18. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 1976. 639 с.

19. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование: Сборник лекций. Пособие для самостоятельной работы студентов. ВМО-№ 701 / Под ред. Н.Ф. Вельтищева. Л.: Гидрометеиздат. 1988. 137 с.

20. Настанова по службі прогнозів та попереджень про небезпечні та стихійні явища погоди. К.: Держ. гідрометеорологічна служба. 2003. 30 с.

21. Настанова по службі морських гідрометеорологічних прогнозів. К.: Держ. гідрометеорологічна служба. 2018. 30 с.
22. Поморцева А. А. Пространственная структура радиолокационной отражаемости кучево-дождевой облачности на Урале- Географический вестник. 2012. № 4.
23. Руководство к прогнозу опасных осадков, града и шквалов по данным метеорологических радиолокаторов и искусственных спутников Земли. СПб.: Гидрометеиздат. 1996.
24. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2000 рр.). За редакцією В.М. Ліпінського, В.І. Осадчого, В.М.Бабіченко. Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут. Державна гідрометеорологічна служба. К.: Ніка-Центр. 2006. 311 с.
25. Сулаквелидзе Г.К. Ливневые осадки и град. Л. Гидрометеиздат. 1968.
26. Толмачева Н.И., Ермакова Л.Н. Исследование параметров облачности и явлений по данным спутникового и радиолокационного зондирования. Географический вестник. 2011. № 3.
27. Финдайзен В, Шульц Г. Экспериментальные исследования образования ледяных частиц / Физика образования осадков. М. 1951.
28. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат. 1974. 568 с.
29. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 236 с.
30. Шметер С. М. Термодинамика и физика конвективных облаков. Л.: Гидрометеиздат. 1987. 287 с.
31. Browning K. A., Foote G. B. Airflow and hail growth in super-cell storms and some implications for hail suppression. Nation. Hail Research Exper. 1975. №75/1.
32. Doswell C., Schutz D. On the use of indices and parameters in forecasting severe storms // Electronic J. Severe Storms Meteor. 2006. Vol. 1(3). P. 1-22.
33. Doswel C.A. Short range forecasting. Mesoscale Meteorology and Forecasting. / P. Ray, Ed. Amer. Meteor. Soc. 1986. P. 689-719.

34. Johns R.H. and Doswell C.A. III Severe local storms forecasting. // Wea. Forecasting. 1992. Vol. 7. P. 588-612.
35. Ludlam F. H. Severe local storms: a review/Met.Mon. 1963. Vol.5. № 27. P. 1-30.
36. Morr S., Vennegut B. Gushes of rain and hail after lightning. //J. Atm. Sci., -No. 6.-Nov. 1964.
37. Mossop S.C. The origin and concentration of ice crystals in clouds //Bull. Amer. Soc. 1982. -Vol.66. - P. 264-273.
38. Pliske R.M., Crandall B. and Klein G. Competence in weather forecasting. Psychological Investigations of Competence in Decision Making / K. Smith, J. Shanteau, and P. Johnson, Eds. – Cambridge Univ. Press, 2004. – 40-68 pp.
39. Weikmann H. The language of hailstorms and hail. Nubila. Anno. 1962.
40. Convective Season Environmental Parameters and Indices [Елект. ресурс] – Режим доступу URL: <http://wx.awcolley.com/Meteorology/ConvParmsIndices#LIFTED>.
41. Проект EUMETRAIN (спутниковые снимки, данные ECMWF) [Электронный ресурс] – Режим доступу URL:<http://eumetrain.org>.
42. GEOS Earth Observation Handbook, ESA, 2005.
43. URL: http://www.eswd.eu/cgi-bin/eswd.cgi?&lang=en_0
44. URL:<http://nalchik-8662.my1.ru/>
45. NOAA Earth System Research Laboratory: The Physical Sciences Division [Электронный ресурс] – Режим доступу URL: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data>
46. URL:<http://www.estofex.org>
47. URL: <http://weather.uwyo.edu/upperair/indices.html>
48. URL: <http://rp5.ru>
49. URL:<https://ru.tsn.ua/ukrayina/v-dvuh-oblastyah-vypal-grad-razmerom-s-yayco-i-dazhe-yabloko-934927.html>
50. URL:https://24tv.ua/ru/ukraina_tag1119
51. URL: <http://www.stirimeteo.com/2017/09/21/weather-warnings-europe-21-sept-2017/>
- 52.URL: <http://www.zamg.ac.at/cms/de/wetter/wetterkarte?tag=21&monat=09&jahr=2017>
53. <http://www.wetterzentrale.de>.

Додаток А

Довідка

кафедри метеорології та кліматології
студента 1 курсу групи МСА- 51
Бабочкіна П. С.
до дипломного проекту на тему

«Оцінка умов формування аномального граду на території України»

Дипломний проект виконується на кафедрі метеорології та кліматології ОДЕКУ у рамках науково-дослідної роботи « Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України » (2015-2019 рр.) ДР № 0115U006532) під науковим керівництвом к.геогр.н., проф. Івус Г.П.

Попередні результати роботи Бабочкін П. С. представляв на студентський науковій конференції 23 квітня 2018 р. доповіддю на тему «Формування аномального граду в Україні 21.09.2017 р.».».

По матеріалах студентської конференції підготовлена та здана до друку стаття та тези:

Бабочкін П. С. Формування аномального граду в Україні 21.09.2017 р.»// Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції ОДЕКУ 23 квітня 2018. Одеса: ОДЕКУ. 2018. – *здано до друку*

Керівник дипломного проекту

к.геогр.н.,

Агайар Е. В.

Додаток Б

Супутникові знімки 21.09.2017 р.

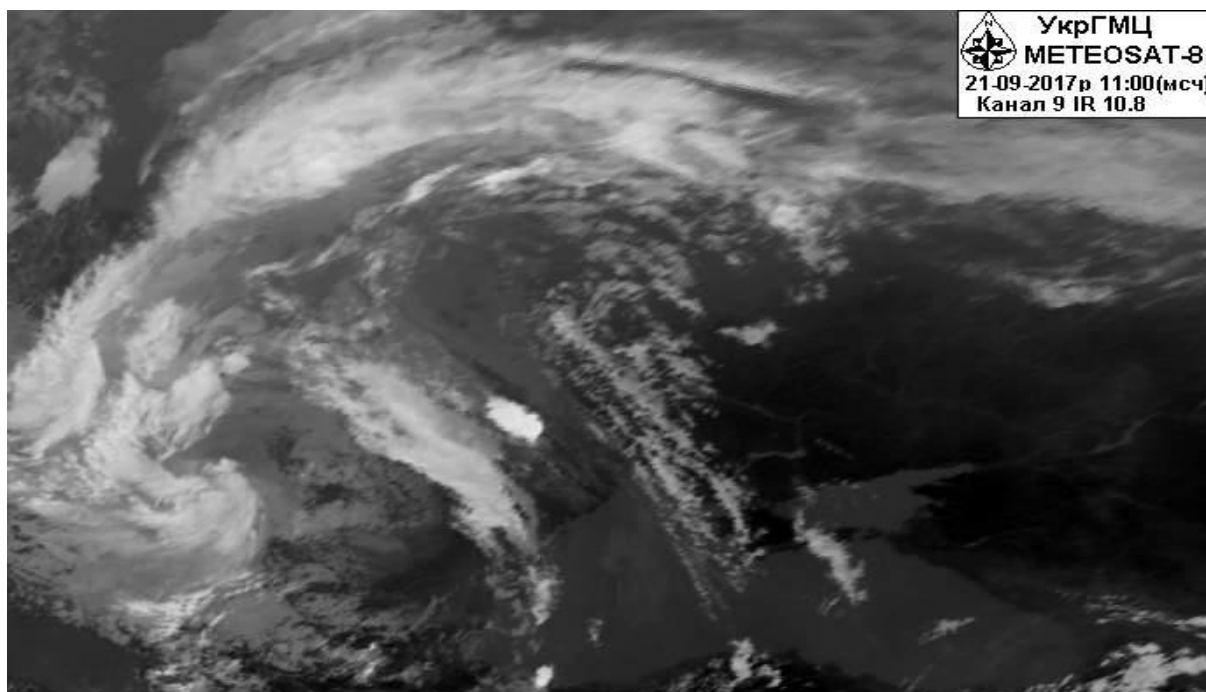


Рис. Б.1 Супутниковий знімок 21.09.2017 р. 11.00 UTC

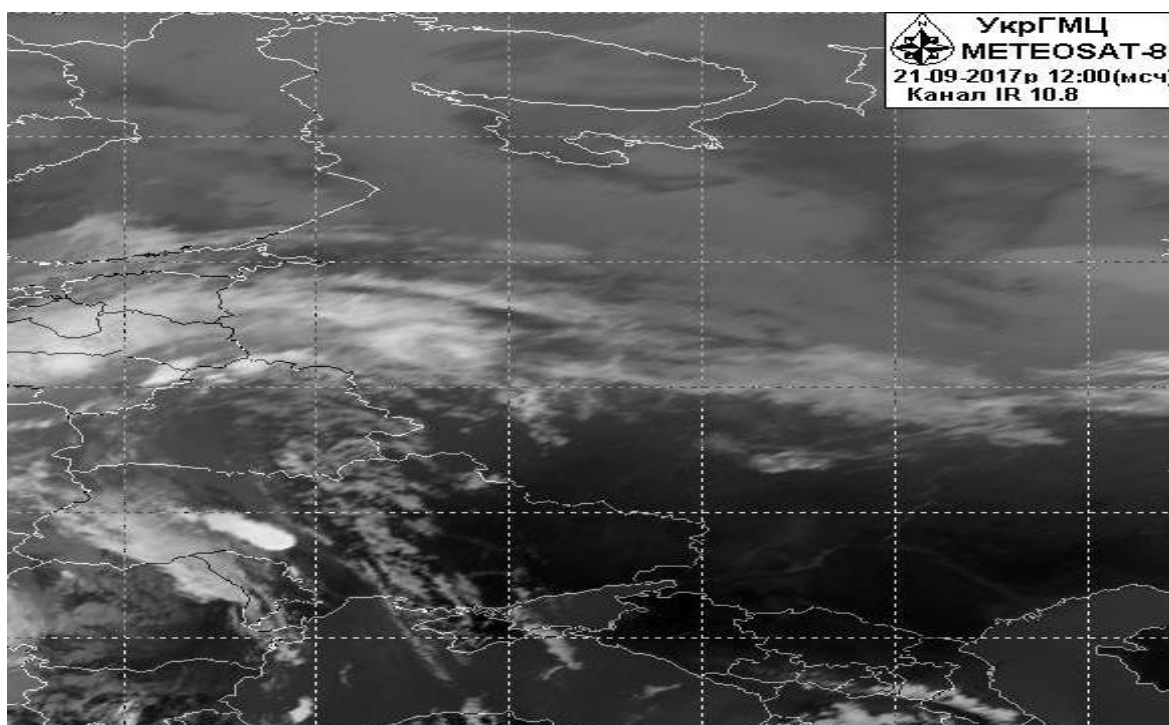


Рис. Б.2 Супутниковий знімок 21.09.2017 р. 12.00 UTC

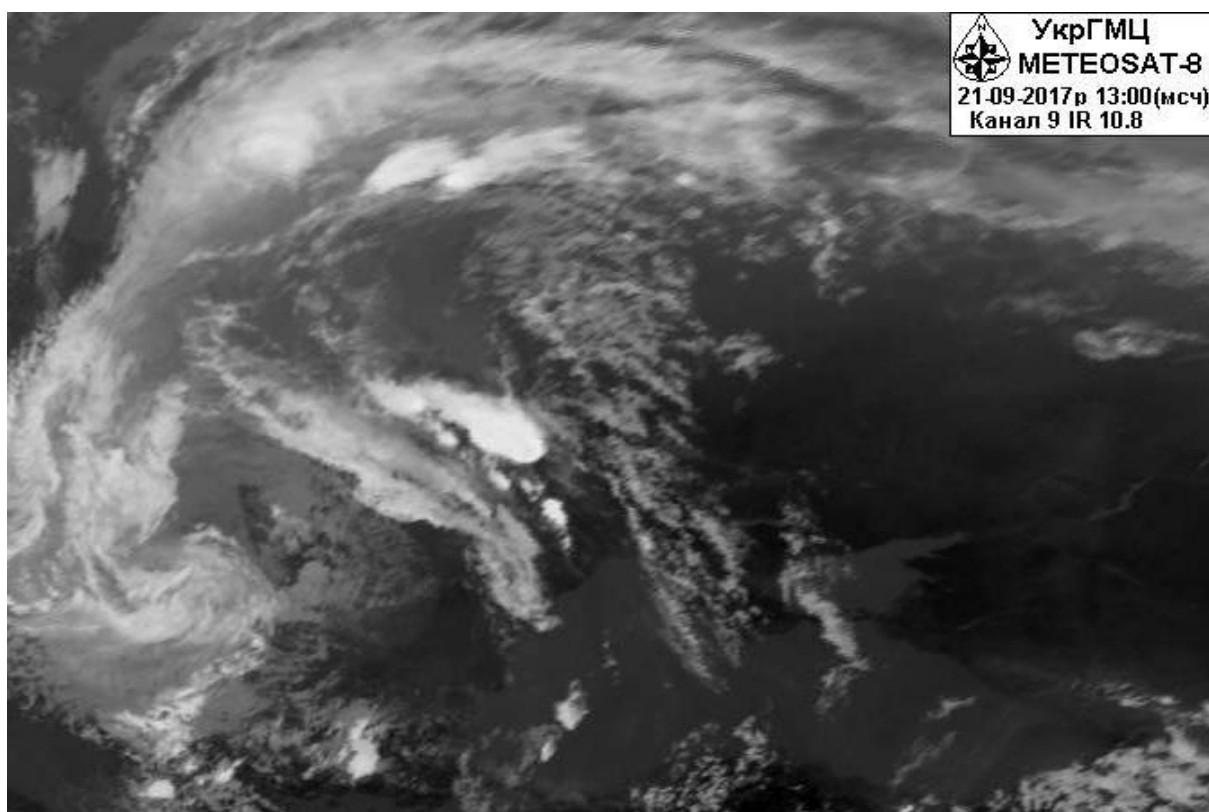


Рис. Б.3 Супутниковий знімок 21.09.2017 р. 13.00 UTC

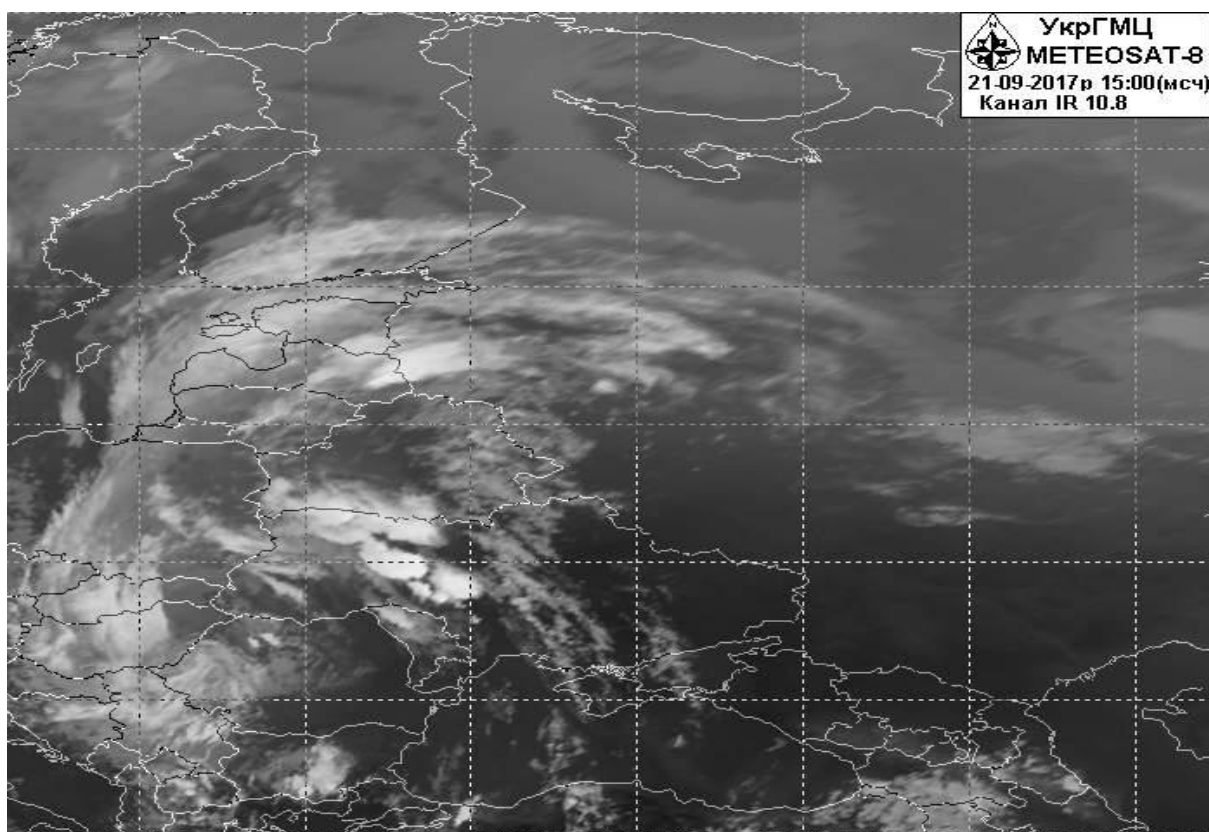


Рис. Б.4 Супутниковий знімок 21.09.2017 р. 15.00 UTC

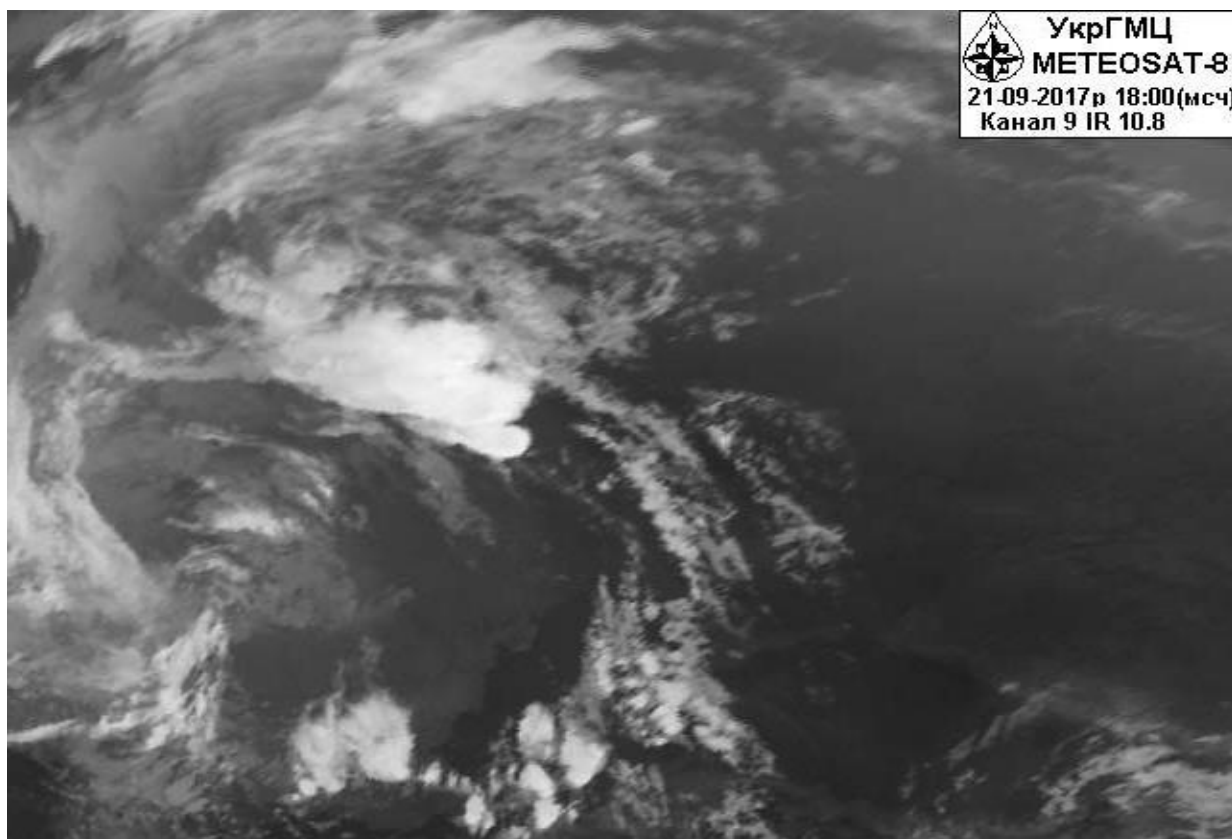


Рис. Б.5 Супутниковий знімок 21.09.2017 р. 18.00 UTC

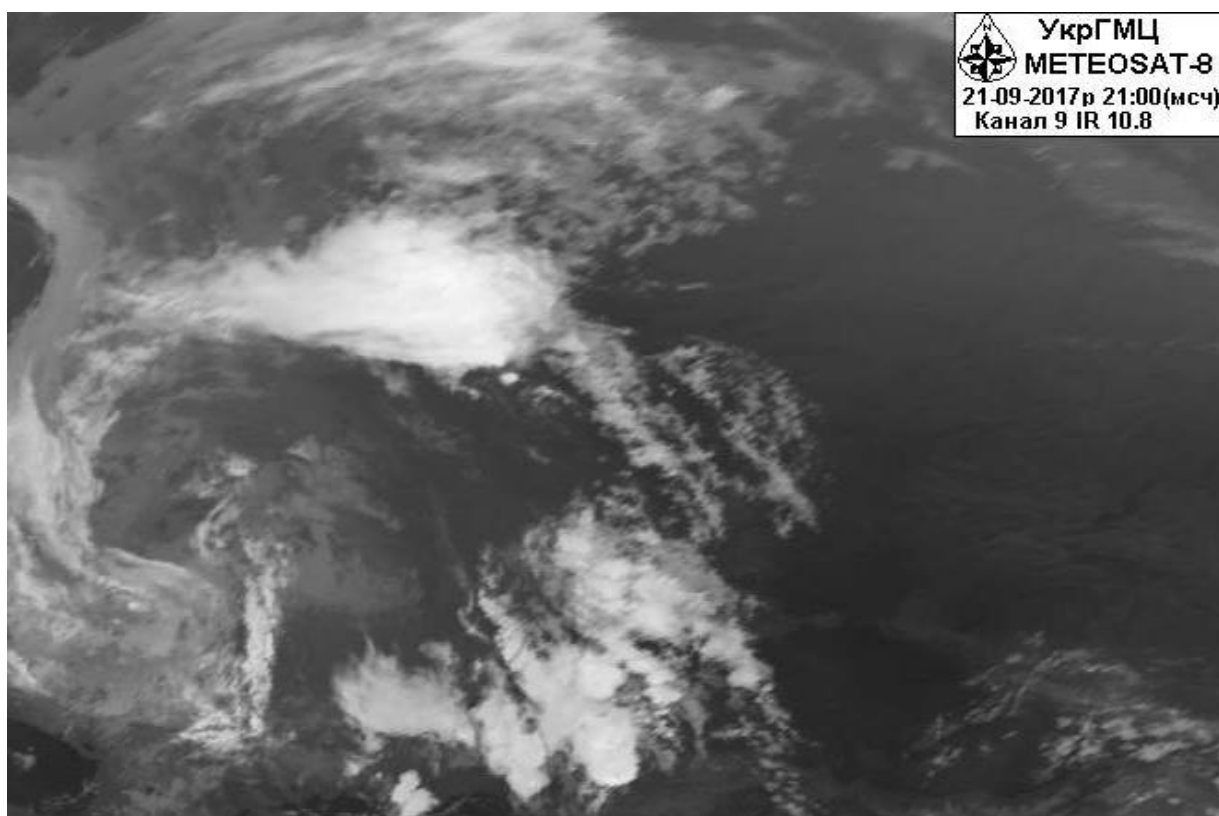


Рис. Б.6 Супутниковий знімок 21.09.2017 р. 21.00 UTC

Додаток В

Дані радіозондування та значення основних параметрів конвекції для ст. Київ 21.09.2017 р. 00 UTC

33345 UKKK Kyiv Observations at 00Z 21 Sep 2017

PRES hPa	HGHT m	TEMP C	DWPT C	RELH %	MIXR g/kg	DRCT deg	SKNT knot	THTA K	THTE K	THTV K
1000.0	92									
991.0	167	14.0	9.6	75	7.62	100	6	287.9	309.5	289.2
965.0	393	15.0	8.8	66	7.41	90	25	291.1	312.4	292.4
940.0	616	16.0	8.0	59	7.21	115	35	294.3	315.4	295.6
925.0	754	18.0	10.0	60	8.40	135	31	297.7	322.5	299.2
912.0	875	19.9	11.9	60	9.71	145	25	300.9	329.8	302.7
905.0	941	21.0	13.0	60	10.50	146	25	302.7	334.1	304.6
850.0	1475	16.8	8.8	59	8.43	155	27	303.7	329.2	305.3
848.0	1495	17.0	10.0	63	9.17	156	27	304.1	331.8	305.8
834.0	1637	16.0	10.0	68	9.32	165	25	304.5	332.7	306.2
818.0	1803	16.8	-0.2	32	4.63	175	23	307.1	321.6	307.9
795.0	2045	15.4	-2.6	29	3.99	175	22	308.1	320.8	308.8
754.0	2488	11.7	-3.8	34	3.86	175	19	308.8	321.1	309.6
700.0	3109	6.6	-5.4	42	3.67	185	23	309.8	321.6	310.4
564.0	4834	-8.1	-12.4	71	2.63	198	35	312.2	320.9	312.7
552.0	5001	-9.3	-13.7	70	2.42	199	36	312.7	320.7	313.1
546.0	5085	-9.7	-15.6	62	2.09	200	37	313.2	320.2	313.6
504.0	5699	-12.7	-29.7	23	0.65	195	35	316.8	319.1	316.9
500.0	5760	-13.3	-31.3	20	0.56	195	35	316.8	318.8	316.9
499.0	5775	-13.3	-31.3	20	0.56	195	35	316.9	319.0	317.1
445.0	6617	-20.1	-34.5	27	0.46	190	35	318.9	320.6	319.0
400.0	7400	-26.5	-37.5	35	0.38	195	41	320.5	321.9	320.5
391.0	7565	-28.5	-37.5	42	0.39	198	43	319.9	321.4	320.0
371.0	7934	-31.3	-39.2	46	0.35	205	49	321.0	322.3	321.1
349.0	8364	-34.6	-41.1	52	0.30	210	47	322.2	323.4	322.3
313.0	9130	-40.5	-44.6	65	0.23	206	37	324.2	325.1	324.3
300.0	9420	-42.5	-46.9	62	0.19	205	33	325.4	326.1	325.4
290.0	9646	-44.1	-48.7	60	0.16	205	33	326.3	326.9	326.3
275.0	10000	-46.5	-51.5	57	0.12	209	36	327.8	328.2	327.8
250.0	10620	-53.1	-59.1	48	0.05	215	41	327.0	327.2	327.0
212.0	11668	-63.3	-69.3	44	0.02	215	51	326.9	326.9	326.9
207.0	11816	-62.9	-68.9	44	0.02	210	54	329.8	329.8	329.8
200.0	12030	-62.3	-68.3	44	0.02	210	52	333.9	334.0	333.9
179.0	12718	-59.1	-65.1	46	0.03	205	45	349.9	350.1	349.9
160.0	13414	-55.9	-61.9	47	0.06	226	45	366.7	367.0	366.8
157.0	13533	-55.8	-61.8	47	0.06	230	45	368.9	369.2	368.9
150.0	13820	-55.5	-61.5	47	0.06	220	41	374.2	374.6	374.3
144.0	14081	-54.5	-61.5	42	0.07	219	39	380.4	380.7	380.4
125.0	14977	-57.9	-65.6	37	0.05	215	33	389.9	390.1	389.9
117.0	15395	-59.5	-67.5	35	0.04	215	27	394.4	394.6	394.4
110.0	15781	-59.6	-67.6	35	0.04	215	21	401.2	401.5	401.3
101.0	16315	-59.7	-67.7	34	0.04			410.9	411.2	410.9
100.0	16380	-39.9	-48.9	38	0.45			450.3	452.9	450.5
96.0	16645	-44.8	-53.8	36	0.26	205	33	446.1	447.6	446.1
87.2	17268	-56.3	-65.3	31	0.07	225	18	435.4	435.8	435.4
83.0	17572	-57.7	-66.9	30	0.06	235	10	438.7	439.1	438.7
73.0	18362	-61.3	-71.1	26	0.04	230	8	447.5	447.7	447.5
70.0	18620	-62.5	-72.5	25	0.03	225	8	450.3	450.5	450.3

Station information and sounding indices

```
Station identifier: UKKK
  Station number: 33345
    Observation time: 170921/0000
      Station latitude: 50.40
      Station longitude: 30.56
      Station elevation: 167.0
        Showalter index: -1.59
        Lifted index: 7.33
LIFT computed using virtual temperature: 7.19
  SWEAT index: 258.96
    K index: 26.90
      Cross totals index: 22.10
      Vertical totals index: 30.10
      Totals totals index: 52.20
Convective Available Potential Energy: 0.00
  CAPE using virtual temperature: 0.00
    Convective Inhibition: 0.00
    CINS using virtual temperature: 0.00
      Bulk Richardson Number: 0.00
      Bulk Richardson Number using CAPV: 0.00
Temp [K] of the Lifted Condensation Level: 280.50
Pres [hPa] of the Lifted Condensation Level: 874.79
  Mean mixed layer potential temperature: 291.45
    Mean mixed layer mixing ratio: 7.42
    1000 hPa to 500 hPa thickness: 5668.00
Precipitable water [mm] for entire sounding: 26.04
```


**Дані радіозондування та значення основних параметрів конвекції для
ст. Київ 21.09.2017 р. 12 UTC**

33345 UKKK Kyiv Observations at 12Z 21 Sep 2017

PRES hPa	HGHT m	TEMP C	DWPT C	RELH %	MIXR g/kg	DRCT deg	SKNT knot	THTA K	THTE K	THTV K
1000.0	67									
989.0	167	27.2	12.2	39	9.10	115	4	301.3	328.5	302.9
966.0	372	25.5	9.8	37	7.93	85	12	301.6	325.5	303.1
925.0	751	22.4	5.4	33	6.11	105	16	302.2	320.8	303.3
886.0	1126	19.0	4.0	37	5.78	129	22	302.4	320.1	303.5
860.0	1383	18.9	-0.5	27	4.32	145	27	304.9	318.4	305.7
850.0	1484	18.8	-2.2	24	3.85	145	31	305.8	318.0	306.5
838.0	1605	18.8	-4.2	21	3.36	145	34	307.1	317.8	307.7
833.0	1656	18.4	-4.6	21	3.27	145	35	307.2	317.7	307.8
821.0	1780	17.4	-5.6	20	3.08	146	36	307.4	317.3	308.0
700.0	3111	7.6	-7.4	34	3.15	160	45	310.9	321.1	311.5
698.0	3135	7.4	-6.6	36	3.36	160	45	310.9	321.8	311.5
680.0	3346	5.2	-7.5	39	3.23	160	47	310.8	321.3	311.4
631.0	3951	-0.9	-9.9	50	2.87	165	45	310.5	319.9	311.1
583.0	4577	-5.5	-11.5	63	2.74	170	44	312.3	321.3	312.8
500.0	5760	-14.1	-33.1	18	0.47	180	41	315.8	317.5	315.9
498.0	5790	-14.3	-33.0	19	0.48	180	41	315.9	317.7	316.0
470.0	6225	-17.3	-31.3	29	0.60	176	41	317.4	319.6	317.6
400.0	7410	-25.9	-39.9	26	0.30	165	41	321.2	322.4	321.3
394.0	7519	-26.7	-40.7	25	0.28	163	41	321.6	322.7	321.6
373.0	7912	-29.7	-39.7	37	0.33	154	41	322.7	323.9	322.8
363.0	8104	-31.6	-39.7	44	0.34	150	41	322.7	324.0	322.8
357.0	8222	-32.7	-39.7	50	0.34	151	41	322.7	324.0	322.8
300.0	9420	-43.1	-53.1	32	0.09	165	45	324.5	324.9	324.5
272.0	10072	-48.1	-59.1	27	0.05	170	47	326.5	326.7	326.5
250.0	10620	-53.5	-64.5	25	0.03	175	49	326.4	326.5	326.4
230.0	11149	-58.8	-69.8	23	0.01	170	52	326.2	326.2	326.2
229.0	11177	-59.1	-70.1	23	0.01	171	52	326.1	326.2	326.1
214.0	11599	-60.5	-71.5	22	0.01	190	49	330.4	330.4	330.4
200.0	12020	-60.7	-71.7	22	0.01	190	45	336.5	336.5	336.5
199.0	12051	-60.7	-71.7	22	0.01	190	45	337.0	337.0	337.0
165.0	13235	-57.5	-69.5	20	0.02	197	38	360.9	360.9	360.9
150.0	13840	-58.3	-70.3	20	0.02	200	35	369.4	369.5	369.4
113.0	15621	-57.4	-72.4	13	0.02	215	31	402.2	402.3	402.2
102.0	16265	-57.1	-73.1	11	0.02	198	16	414.8	414.9	414.8
100.0	16390	-56.3	-72.3	12	0.02	195	14	418.7	418.8	418.7
97.6	16545	-55.1	-71.1	12	0.03	193	14	423.9	424.1	423.9
83.0	17570	-58.9	-75.8	10	0.02	180	14	436.3	436.4	436.3
81.5	17686	-59.3	-76.3	9	0.01	185	14	437.7	437.8	437.7
72.0	18463	-59.0				205	10	454.2		454.2
70.0	18640	-58.9				200	10	458.0		458.0
60.0	19607	-58.7				160	4	479.1		479.1
50.0	20750	-58.5				125	4	505.2		505.2
46.0	21276	-58.4				115	4	517.6		517.6
30.0	23970	-57.9				260	10	586.2		586.2
28.2	24360	-58.1				299	9	596.1		596.1
26.0	24875	-57.3				350	8	612.2		612.2
20.0	26540	-54.9				260	8	667.4		667.4
19.3	26768	-54.9						674.2		674.2

Station information and sounding indices

```
Station identifier: UKKK
Station number: 33345
Observation time: 170921/1200
  Station latitude: 50.40
  Station longitude: 30.56
  Station elevation: 167.0
  Showalter index: 3.50
  Lifted index: -0.23
LIFT computed using virtual temperature: -0.57
  SWEAT index: 102.95
  K index: 15.70
  Cross totals index: 11.90
  Vertical totals index: 32.90
  Totals totals index: 44.80
Convective Available Potential Energy: 4.56
  CAPE using virtual temperature: 21.98
  Convective Inhibition: -503.84
  CINS using virtual temperature: -426.68
  Equilibrium Level: 444.00
Equilibrium Level using virtual temperature: 429.02
  Level of Free Convection: 522.00
  LFCT using virtual temperature: 542.37
  Bulk Richardson Number: 0.04
  Bulk Richardson Number using CAPV: 0.18
Temp [K] of the Lifted Condensation Level: 279.01
Pres [hPa] of the Lifted Condensation Level: 760.83
  Mean mixed layer potential temperature: 301.69
  Mean mixed layer mixing ratio: 7.76
  1000 hPa to 500 hPa thickness: 5693.00
Precipitable water [mm] for entire sounding: 19.63
```