

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий  
гідрометеорологічний інститут  
Кафедра метеорології та кліматології

**Кваліфікаційна робота магістра**

на тему: Умови утворення низької хмарності над територією Івано-  
Франківська за останнє десятиріччя

Виконав студент 2 курсу групи МНЗ-21  
Спеціальності 103 «Науки про Землю»  
Освітня програма  
«Метеорологія і кліматологія»  
Захарченко Анастасія Євгеніївна

Керівник канд. геогр. наук  
Міщенко Наталя Михайлівна

Рецензент канд. геогр. наук, доцент  
Грушевський Олег Миколайович

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) Захарченко Анастасії Євгеніївні  
(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Умови утворення низької хмарності над територією Івано-Франківська за останнє десятиріччя

Керівник роботи Міщенко Наталя Михайлівна канд.геогр.наук,  
( прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом ОДЕКУ від “10” жовтня 2022 року № 184-С

2. Строк подання студентом роботи 17 листопада 2022 р.

3. Вихідні дані до роботи Дані щоденників погоди за обраний період по станції Івано-Франківськ, аеросиноптичний матеріал за обрані періоди; прогностичні дані адвекції температури та вологості повітря GFS (глобальна версія) з кроком 0,25° для станції Івано-Франківськ.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки перелік питань, які потрібно розробити) 1) складання банку даних днів з низькою хмарністю за 2011...2020 рр. по ст. Івано-Франківськ; 2) розрахунок повторюваності низької хмарності за останнє десятиріччя; 3) проведення типізації синоптичних процесів, що зумовлюють утворення низької хмарності над ст. Івано-Франківськ; 4) формування вихідного масиву даних; 5) графічна обробка даних; 6) аналіз отриманих результатів

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)  
Рис.3.1 Середня добово-річна повторюваність низької хмарності по станції Івано-Франківськ за 2011...2020 рр., 3.2 - Середня повторюваність низької хмарності з різною висотою її нижньої межі по ст. Івано-Франківськ за 2011...2020 рр., 4.1 – 4.4 – Адвективні зміни температури та вологості повітря на різних рівнях.

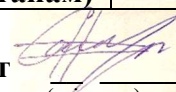
## 6. Консультанти розділів роботи

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	Збір вихідних даних до роботи. Ознайомлення з літературними джерелами за темою магістерської кваліфікаційної роботи.	11.10.2022 р. – 31.10.2022 р.	95	відмінно
	<b>Рубіжна атестація</b>	<b>01.11.2022 р.- 05.11.2022 р.</b>	<b>95</b>	<b>відмінно</b>
3.	Розрахунок повторюваності низької хмарності за останнє десятиріччя	6.11.2022 р. – 8.11.2022 р.	95	відмінно
	Проведення типізації синоптичних процесів, що зумовлюють утворення низької хмарності над ст. Івано-Франківськ	9.11.2022 р.- 11.11.2022 р.	92	відмінно
	Формування вихідного масиву модельних даних їх графічна обробка	12.11.2022 р. – 13.11.2022 р.	92	відмінно
	Аналіз отриманих результатів	14.11.2022 р. – 16.11.2022 р.	95	відмінно
	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
	Перевірка роботи на плагіат, складення протоколу і висновку керівника. Підписання авторського договору.	18-20.11.2022	-	-
	Підготовка презентаційного матеріалу	-	-	-
	<b>Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)</b>	-	<b>94</b>	<b>відмінно</b>

Студент  Захарченко А.Є.  
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи  Міщенко Н.М.  
(підпис) (прізвище та ініціали)

## АНОТАЦІЯ

**Тема магістерської кваліфікаційної роботи:** Умови утворення низької хмарності над територією Івано-Франківська за останнє десятиріччя

**Автор:** Захарченко Анастасія Євгеніївна

**Актуальність** даної теми зумовлюється необхідністю розробки максимально точного прогнозу нижньої межі хмарності на будь-якому етапі підготовки або виконання польотів, з використанням прогностичних даних, оскільки її значення входять до погодного мінімуму командира екіпажу, повітряного судна та аеродрому і суттєво впливають на безпеку зльоту та посадки літальних апаратів

**Мета роботи:** є дослідження умов утворення низької хмарності на станції Івано-Франківськ з використанням доступних у оперативній роботі метеоролога даних адвективних змін вологості та температури з ціллю доповнення існуючих методів прогнозу.

Відповідно до поставленої мети розв'язано наступні **задачі:** складання банку даних днів з низькою хмарністю за 2011...2020 рр. по ст. Івано-Франківськ; розрахунок повторюваності низької хмарності за останнє десятиріччя; проведення типізації синоптичних процесів, що зумовлюють утворення низької хмарності над ст. Івано-Франківськ; формування вихідного масиву даних; графічна обробка даних; аналіз отриманих результатів.

**Об'єкт дослідження:** низька хмарність

**Предмет дослідження:** температурно-вологісні характеристики низької хмарності

**Методи дослідження:** статистичний аналіз, аналогія, синтез

**Наукова новизна отриманих результатів.** полягає у виявленні закономірностей змін адвективних значень температури та вологості повітря до утворення низької хмарності. Зокрема, виявлені критеріальні значення адвекцій температури та вологості повітря з їх часовим попередженням

**Практичне значення отриманих результатів** полягає у можливості їх використання для уточнення існуючих методів прогнозу низької хмарності, що в результаті підвищить справджуваність прогнозу цього явища

**Ключові слова:** низька хмарність, висота нижньої межі, прогноз, адвекція, адвективні зміни температури, адвективні зміни вологості, повторюваність, добовий хід, річний хід, модельні дані.

## ABSTRACT

**The topic of the master's qualification thesis:** Conditions for the formation of low cloudiness over the territory of Ivano-Frankivsk over the last decade

**Author:** Anastasia Evgeniyvna Zakharchenko

**The relevance** of this topic is due to the need to develop the most accurate forecast of the lower limit of cloudiness at any stage of preparation or execution of flights, using predictive data, since its values are included in the weather minimum of the crew commander, aircraft and airfield and significantly affect the safety of take-off and landing of aircraft devices

**The purpose of the work:** there is a study of the conditions for the formation of low cloudiness at the Ivano-Frankivsk station using the data of advective changes in humidity and temperature available in the operational work of the meteorologist with the aim of supplementing the existing forecasting methods.

In accordance with the set goal, the following tasks were solved: compilation of a data bank of days with low cloud cover for 2011...2020 according to Art. Ivano-Frankivsk; calculation of the frequency of low cloud cover over the last decade; carrying out the typification of synoptic processes that lead to the formation of low cloudiness over St. Ivano-Frankivsk; formation of the original data array; graphical data processing; analysis of the obtained results.

**Object of research:** low cloudiness

**Subject of research:** temperature and humidity characteristics of low cloud cover

**Research methods:** statistical analysis, analogy, synthesis

**Scientific novelty of the obtained results.** consists in the revealed regularities of changes in advective values of temperature and air humidity before the formation of low cloudiness. In particular, the criterion values of advections of temperature and air humidity with their time warning were found

**The practical significance of the obtained results** lies in the possibility of using them to clarify the existing methods of forecasting low cloudiness, which as a result will increase the reliability of the forecast of this phenomenon

**Key words:** low cloudiness, height of the lower boundary, forecast, advection, advective temperature changes, advective humidity changes, repeatability, diurnal trend, annual trend, model data.

## ЗМІСТ

Вступ.....	6
1 Кліматологічна інформація про район дослідження та умови утворення низьких хмар.....	8
1.1 Загальна інформація про клімат аеродрому Івано-Франківськ	8
1.2 Метеорологічні умови утворення низької хмарності.....	13
1.3 Механізм утворення низької хмарності у різних синоптичних умовах.....	20
2 Кліматологія низької хмарності над територією України та методи її прогнозування.....	25
2.1 Повторюваність низької хмарності над територією України.....	25
2.2 Методи прогнозу низької хмарності.....	28
3 Повторюваність низької хмарності на станції Івано-Франківська за останнє десятиріччя.....	35
4 Адвективні зміни температури та вологості повітря перед утворенням низької хмарності на станції Івано-Франківськ.....	38
Висновки.....	44
Перелік посилань.....	45
Додатки.....	48

## ВСТУП

Одним з небезпечних явищ погоди для авіації є низька хмарність, яка прогнозується при оцінюванні синоптичних умов, а саме запасу вологості біля поверхні землі, та градієнтом температури в шарі земля – 300 метрів. Для прогнозу утворення хмарності нижче 300 метрів використовуються дані ранкового зондування атмосфери, та фактичні і прогностичні значення температури та температури точки роси. В той же час, як показують сучасні події, можуть скластися умови, коли фактичні данні можуть бути взагалі відсутні по всій території України. Саме в таких ситуаціях є доцільним використовувати прогностичні дані різних моделей для складання прогнозу того чи іншого явища.

*Актуальність* даної теми зумовлюється необхідністю розробки максимально точного прогнозу нижньої межі хмарності на будь-якому етапі підготовки або виконання польотів, з використанням прогностичних даних, оскільки її значення входять до погодного мінімуму командира екіпажу, повітряного судна та аеродрому і суттєво впливають на безпеку зльоту та посадки літальних апаратів.

*Метою* дослідження є дослідження умов утворення низької хмарності на станції Івано-Франківськ з використанням доступних у оперативній роботі метеоролога даних адвективних змін вологості та температури з ціллю доповнення існуючих методів прогнозу.

*Завданнями*, що вирішувалися для досягнення мети дослідження є:

- 1) складання банку даних днів з низькою хмарністю за 2011...2020 рр. по ст. Івано-Франківськ;
- 2) розрахунок повторюваності низької хмарності за останнє десятиріччя;
- 3) проведення типізації синоптичних процесів, що зумовлюють утворення низької хмарності над ст. Івано-Франківськ;
- 4) формування вихідного масиву даних;

- 5) графічна обробка даних;
- 6) аналіз отриманих результатів

У якості *вихідних даних* використовувалися:

- 1) Дані щоденників погоди за обраний період по станції Івано-Франківськ;
- 2) аеросиноптичний матеріал за обрані періоди;
- 3) прогностичні дані адвекції температури та вологості повітря GFS (глобальна версія) з кроком  $0,25^\circ$  для станції Івано-Франківськ.

Магістерська кваліфікаційна робота в об'ємі 52 сторінок складається з 4 розділів, висновків, переліку посилань з 30-ти джерел, трьох додатків, містить 6 рисунок та 3 таблиці в основному тексті.



# 1. КЛІМАТОЛОГІЧНА ІНФОРМАЦІЯ ПРО РАЙОН ДОСЛІДЖЕННЯ ТА УМОВИ УТВОРЕННЯ НИЗЬКИХ ХМАР

## 1.2 Загальна інформація про клімат аеродрому Івано-Франківськ

Аеропорт Івано-Франківськ розташований на південній околиці міста Івано-Франківськ, на відстані 4 км від його центру. Місцевість, що оточує аеродром, являє собою передгір'я Карпат. Основний гірський масив розташований на південь, південний захід і захід від аеродрому, на відстані 50-60км. Максимальне перевищення рельєфу відносно аеродрому сягає 1500м. На південь від аеродрому (азимут  $189^{\circ}$ ), на відстані 83км знаходиться найвища точка Українських Карпат – гора Говерла, з найвищою абсолютною відміткою 2061м.

Північна, північно-східна та східна частина району аеродрому являє собою гірничо-горбистий лісостеп – це південна околиця Подільської височини, яка пересікається великою кількістю річок, що протікають з півночі на південь і впадають в Дністер.

Аеродром розташований на водорозділі рік Бистриця-Надвірнянська і Бистриця-Солотвинська, які протікають на відстані 2-4км від аеродрому. Заплави рік - лугові, русла – звивисті.

На відстані 5км в західному напрямку починаються великі масиви листяного лісу, які ближче до Карпат змінюються хвойними. Північна, північно-східна та східна частина району аеродрому вкрита переважно листяним лісом, переважаючими породами є дуб, бук та граб.

Ґрунт в районі аеродрому – деградований чорнозем, а на глибині 30см – глина. Рослинний покрив льотного поля – природній, представлений багаторічними травами.

Аеродром Івано-Франківськ є міжнародним, має одну злітно-посадкову смугу, орієнтовану із заходу на схід ( $281-101^{\circ}$ ), з штучним покриттям. Льотне

поле з висоти має вигляд однотонного зеленого поля і не відрізняється від навколишнього оточення, бетонна полоса чітко виділяється на загальному фоні. Контрольна точка аеродрому має географічні координати: 48°53' північної широти, 24°41' східної довготи. Висота КТА становить 278,3м над рівнем моря. Магнітне схилення складає +2,55°

Висота «нуля барометру» над рівнем моря становить 279,31м. Метеорологічні спостереження здійснюються за всесвітнім скоординованим часом (UTC). Різниця між місцевим (поясним) часом та всесвітнім скоординованим складає 2 години в зимовий час та 3 години – в літній. Різниця між середнім сонячним та поясним часом складає – 0 годин 25 хвилин, тобто середній сонячний час станції Івано-Франківськ завжди відстає від місцевого на 25 хвилин.

На відстані 4,12км від аеродрому, з азимутом 25° розташована міська телевішка з відносною висотою 165м. На відстані 33,88км, з азимутом 308°, розташовані труби ТЕЦ з відносною висотою 197м, а на відстані 35км, з азимутом 353°, розташовані труби Бурштинської ТЕС з відносною висотою 203м.

Аеродром Івано-Франківськ розташований в помірній кліматичній зоні. Внаслідок відносної близькості Атлантичного океану, Середземного та Чорного морів клімат регіону не вважається суто континентальним, тому що переважаючою повітряною масою протягом всього року є трансформоване помірне морське повітря, що надходить з Атлантики. Цим і пояснюється порівняно велика кількість опадів та підвищена вологість повітря.

Значний вплив на клімат району здійснюють Карпати. Хоча це і невисокі гори і для проходження атмосферних фронтів не являються вагомою перешкодою, проте при проходженні фронтів збільшується інтенсивність опадів на навітряних схилах гір. Крім цього, Карпати спричиняють виникнення «фену» в районі аеродрому при південно-західних і західних вітрах. При «фені» спостерігається суха, тепла (влітку жарка) погода, з низькою відносною вологістю повітря. При польотах над горами – інтенсивна

турбулентність. Вимушена конвекція над Карпатами спричиняє велику кількість гроз у весняно-літній період.

Аналізуючи екстремальні температури по місту Івано-Франківську за період 1948-2010 р.р., середня багаторічна температура в районі аеродрому складає  $7,4^{\circ}\text{C}$  (табл.1.1.). Найхолодніший місяць року – січень із середньомісячною температурою  $-5,1^{\circ}\text{C}$ . Абсолютний мінімум  $-37,7^{\circ}\text{C}$  спостерігався в грудні 1996 року. Найтепліший місяць року – липень, його середньомісячна температура становить  $17,9^{\circ}\text{C}$ . Абсолютний максимум за весь період спостережень становить  $37,1^{\circ}\text{C}$  і спостерігався в липні 2007 року.

Розподіл атмосферного тиску (гПа) за рік (табл.1.2) для району аеродрому має значні коливання: в середньому від  $1006,7$  гПа (березень 2008р.) до  $1030,7$  гПа (січень 2006р.), що пояснюється сезонними змінами циркуляції атмосфери. Взимку високі значення атмосферного тиску спричинене впливом Сибірського та Північно-Атлантичного максимумів. В перехідні місяці та влітку переважають циклонічні процеси, відповідно значення тиску сягають найнижчих значень. Середнє значення тиску, приведеного до рівня моря для аеродрому Івано-Франківськ становить  $1016,6$  гПа. Атмосферний тиск на рівні аеродрому (мм.рт.ст.) відображає безпосередньо баричну обстановку довкілля із врахуванням специфіки місця розташування, висоти над рівнем моря та орографічних особливостей аеродрому. Значення тиску на рівні аеродрому коливається в межах від  $716$  мм рт.ст. - листопад 2008 року до  $760$  мм рт.ст. - січень 2006 року (табл.1.3).

Опади на аеродромі Івано-Франківськ випадають в досить великій кількості, оскільки територія аеродрому відноситься до передгір'я Українських Карпат, де спостерігається перезволоження. Розподіл опадів в окремі роки на території аеродрому може відрізнитись від середнього (Табл.1.4). Так, наприклад, за період 1988-1997р.р. середньорічна кількість опадів становила –  $614,5$ мм, за період 1993-1997р.р. -  $575,5$ мм, а за описуваний період 2006-2010р.р. –  $771,9$ мм. При цьому багаторічна норма опадів (період 1961-1990р.р.) для Івано-Франківська становить  $689$ мм. Такі значні коливання

спричинені перевагою циклонічної діяльності в різні періоди року: взимку випадіння опадів найчастіше пов'язане із Середземноморськими циклонами, що переміщуються з Чорного моря у північному та північно-східному напрямках, а влітку важливе значення мають опади із тропічних повітряних мас, які носять переважно зливовий характер. Описуваний період з 2006 по 2010 роки були аномально зволожені, особливо 2008 та 2010 – роки повеней, саме на ці роки припадають місячні максимуми по кількості опадів: 258,2мм в липні 2008 року та 205мм – в липні 2010 року. Мінімальна кількість опадів випала в грудні 2006 – всього 6,7мм протягом місяця.

Максимально дощовим місяцем за досліджуваний період виявився липень – з середньою кількістю опадів 130мм (16,8% від середньорічної кількості опадів), на відміну від попереднього періоду (1993-1997р.р), коли найбільш дощовим місяцем був вересень – із значенням 92,6 мм (16,1% річної кількості опадів).

В середньому за рік нараховується 112 днів з опадами (табл.1.5) , причому за п'ятирічний досліджуваний період максимальна кількість днів з кількістю опадів 20-30мм протягом 12 годин припадає на липень. В середньому за п'ять років спостерігалось 15 днів з кількістю опадів 20-30 мм , та 306 днів з кількістю опадів 0,5-1,0 мм протягом 12 годин.

Тривалість безморозного періоду в середньому складає 323 дні протягом року (табл.1.6). Середньою датою настання заморозків можна вважати 5 жовтня, закінчення – 28 квітня (табл. 1.7).

Важливою характеристикою зимового періоду є наявність частих відлиг. Днем з відлигою вважається день, протягом якого максимальна температура повітря підвищується до 0<sup>0</sup>С. Відлиги, як правило, спостерігаються при синоптичній ситуації, коли над районами Великобританії та Скандинавії розміщений високий циклон, в цьому випадку в передній частині висотної улоговини відбувається виніс теплої повітряної маси з Середземного та Чорного морів на райони Прикарпаття. За даними спостережень на АМСЦ Івано-Франківськ, середнє число днів відлигою становить 52 дні (табл.1.8).

Максимальна кількість таких днів спостерігалась в 2006 році – 63, мінімальна кількість – 32 - в 2010 році. Середня кількість таких днів за досліджуваний період становить 19 днів у грудні, 15 – в січні та 18 – в лютому.

Середня дата появи снігового покриву – 27 листопада, а середня дата появи стійкого снігового покриву – 2 січня. Середня висота снігового покриву в період з листопада по квітень за п'ять років становить 3,3см (табл.1.9) максимальна декадна висота снігу спостерігалась в березні 2006 року - 26см, - максимальна річна висота снігового покриву була в 2010 році і становила 6,4см (для порівняння: в цей же період з 1993 по 1997 роки середня висота снігового покриву становила 8,6 см, максимальна річна висота снігу становила 29 см і спостерігалась в 1996 році). Стійке руйнування снігового покриву, як правило, починається з настанням календарної весни – 1 березня, проте зберігатися він може і пізніше – до кінця третьої декади березня. В загальному, район аеродрому Івано-Франківськ характеризується нестійкістю снігового покриву, тому що протягом зими він може декілька разів утворюватись і руйнуватись.

Середнє значення абсолютної вологості повітря з а п'ять років становить 9,8 гПа (табл.1.10.), а максимальна середньомісячна абсолютна вологість спостерігається у липні і становить 16,9 гПа, абсолютний максимум припав на липень 2010 року ( 19,1гПа).

Відносна вологість в районі аеродрому завжди була досить високою. Середнє п'ятирічне значення цієї величини становить 79% (табл.1.10), в період з вересня до лютого сягає значення 84%, мінімальна середньомісячна вологість спостерігалась в квітні і становила 69%.

Середньорічна швидкість вітру для району аеродрому Івано-Франківськ становить 2,4 м/с (табл.1.11), що значно менше в порівнянні із середньорічною швидкістю вітру попереднього періоду – 3,8м/с (1993-1997 р.р.). Протягом року, як і раніше, переважає вітер північно-західного напрямку, а в осінній період – південно-східного.

## 1.2 Метеорологічні умови утворення низької хмарності

Типовими синоптичними ситуаціями, при яких утворюється низька внутрішньомасова хмарність, є: західна периферія антициклону і теплий сектор циклону при адвекції тепла; тилова частина циклону і передня частина антициклону, де спостерігається адвекція холоду; високий антициклон, що послаблюється [1-4].

Відомо, що над Україною в антициклонічному баричному полі хмарність спостерігається частіше, ніж в циклонічному полі. Даний розподіл випадків утворення низької хмарності дозволяє зробити висновок, що в холодну пору року адвекція теплого вологого повітря частіше спостерігається на периферії антициклонів [7].

Механізм утворення хмар нижнього ярусу дещо різний в двох випадках:

- 1) коли надходження вологи в нижні шари атмосфери обумовлено випаровуванням з підстильної поверхні;
- 2) коли в нижній частині тропосфери спостерігається адвекція тепла і волога з інших районів.

У першому випадку сприятливі умови створюються в центральній частині малорухливих і в передній частині антициклонів, які розвиваються.

Появі хмарності сприяють:

- ◆ високий вологовміст повітря в приземному шарі, коли відносна вологість біля землі  $R > 85\%$ ;
- ◆ активний турбулентний обмін, який в передніх частинах антициклонів, що розвиваються, існує практично завжди, а в малорухливих спостерігається при вертикальних градієнтах температури в нижньому шарі атмосфери більше  $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ;
- ◆ наявність інверсії осідання, розташованої вище за рівень конденсації.

Наявність низхідних впорядкованих рухів і радіаційне пониження температури сприяє утворенню підведеної інверсії. Через це підінверсійний шар повітря ізолюватиметься від впливом вище розміщених шарів. Активний турбулентний обмін спостерігатиметься тільки в шарі від землі і до нижньої межі інверсії ( $R_i < 1$ ). Накопичення вологи під шаром інверсії сприяє досягненню в деякому шарі повітря стану насичення, тобто утворенню хмарності (рис. 1.1,а).

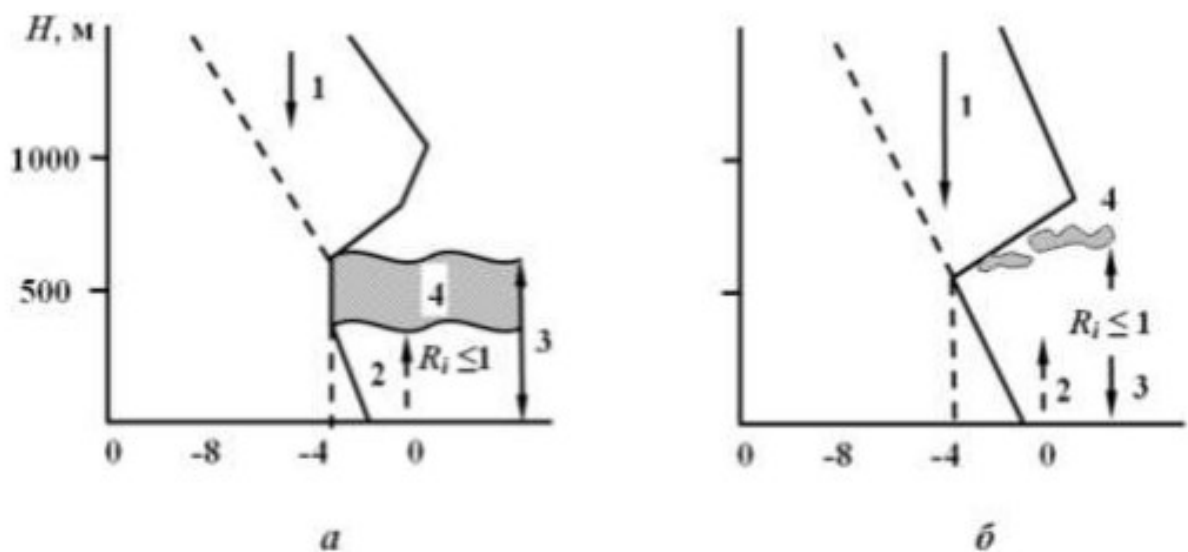


Рисунок 1.1 - Схема утворення і розмивання низької хмарності за відсутності адвекції тепла і вологи [3]: а - стратифікація в нижніх шарах при появі хмар; б - зміна стратифікації, що приводить до розмивання хмар в антициклонічному полі (опускання інверсії осідання нижче за рівень конденсації); 1 - впорядковані вертикальні рухи; 2 - турбулентний потік водяної пари; 3 - шар активного турбулентного обміну; 4 - хмари.

Нижня межа цих хмар розташовується на рівні конденсації і буває відносно рівною і чіткою. Така хмарність над територією України спостерігається звичайно восени або на початку зими. Збільшенню відносного вологовмісту повітря в нижніх шарах атмосфери в цей період при антициклонічному режимі погоди сприяють міждобове пониження

температури повітря, а також попереднє випадіння опадів. Нерідко утворення хмар в антициклоні є результатом утворення вночі туману, який підіймається при сході Сонця.

Причиною розмивання хмар в антициклоні є посилення низхідних рухів у вільній атмосфері (рис.1.1б). Вони посилюються унаслідок регенерації або часткового посилення антициклону під час вступу свіжих порцій холодного повітря. У результаті відбувається опускання інверсії осідання, яке приводить до розмивання хмарності зверху.

У другому випадку при адвекції теплого вологого повітря на західній периферії антициклону в передній частині і теплому секторі циклону появи низької хмарності сприяє трансформаційне охолодження повітря в прикордонному шарі атмосфери.

У початковому районі повітря знаходиться в стані термічної рівноваги, що визначає нормальний розподіл температури повітря і точки роси з висотою (рис. 2.2а). Під впливом турбулентних і впорядкованих висхідних рухів в повітряній масі, що переміщається, відбувається перерозподіл температури і вологості повітря, що приводить до утворення приземної інверсії (рис. 1.2б). Унаслідок посилення турбулентності інверсія руйнується знизу, але залишається на деякій висоті (рис. 1.2в). Верхня межа шаруватої хмарності, як правило, розташовується в шарі інверсії, іноді досягаючи її верхньої межі.

Нижня межа хмар нечітка і нерівна. Під хмарами часто спостерігається серпанок. При незмінному синоптичному положенні, при збереженні в даному районі адвекції тепла і вологи локальне ослаблення турбулентного обміну з часом звичайно приводить до зниження нижньої межі хмар. При цьому відбувається дифузія водяної пари і випадання хмарних елементів в підхмарний шар, вологовміст цього шару підвищується, що може привести до утворення в ньому хмар. При низькому первинному положенні нижньої межі хмар її опускання приведе до утворення туману.



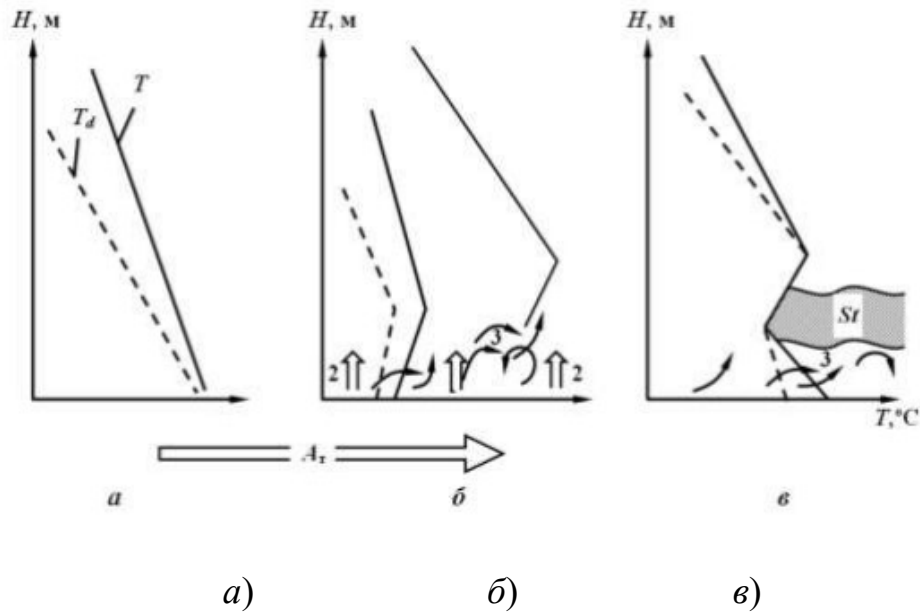


Рисунок 1.2 - Схема появи низької хмарності при адвекції теплого вологого повітря [3]: а) - адвекція тепла і вологи; б) - впорядковані висхідні рухи; в) - турбулентні рухи.

Розсіяння хмар, що утворилися при адвекції тепла і вологи, відбувається в результаті надходження в даний район сухішого і холоднішого повітря.

Формування внутрішньомасової низької хмарності може бути пов'язано також з адвекцією теплого і вологого повітря на південній периферії циклону. Інверсія температури під впливом турбулентності, що посилюється, при наближенні теплого фронту часто підводиться, а потім руйнується. Надалі роль затримуючого шару виконує фронтальна поверхня (рис. 1.3).

У період руйнування внутрішньомасової інверсії перед фронтом може бути підйом нижньої межі шаруватої хмарності або її розсіяння, а в зоні фронту хмарність знижується.

У холодний період року часто спостерігається процес утворення шаруватої хмарності при розсіянні туману.

Основними причинами, що приводять до утворення хмарності підведеного туману є:

- нагрівання підстильної поверхні під впливом сонячної радіації;

- перехід приземної інверсії в підведену або підвищення нижньої межі підведеного затримуючого шару;
- активізація турбулентності в приземному шарі;
- збільшення баричних градієнтів і посилення швидкості вітру біля землі.

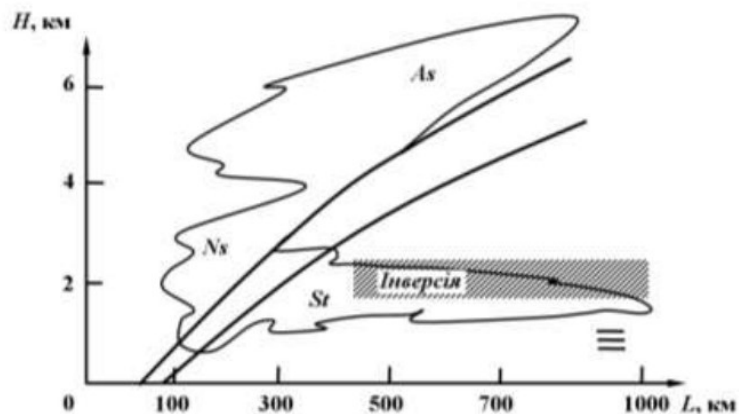


Рисунок 1.3 - Схема розташування внутрішньомасової хмарності у клині холодного повітря під хмарністю теплового фронту [3].

Можливі три основні варіанти розвитку цього процесу:

- Початкові умови: незначний по потужності туман в поєднанні з неінтенсивною інверсією. Під впливом сонячного прогрівання і розвитку турбулентності інверсія з малою потужністю і інтенсивністю швидко переходить в підведену і починає руйнуватися. При цьому туман підводиться і переходить в шарувату хмарність. По мірі руйнування затримуючого шару, посилення вітру і турбулентності хмарність переходить в шарувату розірвану і зменшується по кількості балів. Із зникненням інверсії продукти конденсації водяної пари, що скопилися під нею, перемішуються з вище розміщеними шарами атмосфери. Результатом цього процесу є повне розмивання низької хмарності.

- Початковою умовою є середній по потужності ( $\Delta h_i \leq 100$  м) і інтенсивності ( $S_m = 200 \div 500$  м) туман в поєднанні з ефективною інверсією. В

цьому випадку турбулентність, обумовлена термічними і динамічними чинниками, руйнує тільки нижню, приземну частину інверсії. Туман переходить в шарувату хмарність, яка стабілізується під підведеним затримуючим шаром і зберігається протягом дня з чіткою нижньою і верхньою межею. Як правило, в підхмарному шарі спостерігається помірний, а частіший густий серпанок.

- Наявність високого ( $\Delta h_t > 100$  м), сильно ( $S_m < 100$  м) туману обумовлено високоефективною інверсією. Значна по вертикальній протяжності і контрасту температур інверсія не руйнується під впливом сонячного нагріву, а лише трансформується. Вона стабільна в часі, перешкоджає розвитку турбулентності, вертикальному перенесенню продуктів конденсації водяної пари протягом всього дня. Внаслідок цього туман переходить в шарувату хмарність тільки за певних локальних умов. Висота хмарності знаходиться в межах 50-100 м і менш, в підхмарному шарі є нестійкою, коливається від 500 до 1500 м. Спостерігається так званий процес "туман хвилями". В більшості ж випадків за таких умов туман не розсівається, а лише існує нестійка перехідна межа між туманом і шаруватою хмарністю. Розсіяння туману і розмивання хмарності в останньому випадку відбувається завдяки зміні синоптичної обстановки.

Таким чином, аналіз фізичних умов виникнення низької хмарності при різних синоптичних положеннях дозволяє сформулювати перелік основних термогігрометричних і інших характеристик атмосфери, що визначають формування цієї хмарності:

- значення температури повітря і точки роси в початковий момент часу в пункті прогнозу;
- значення прогностичної температури повітря на період дії прогнозу;
- адвективне значення температури повітря і точки роси на початку траєкторії (в початковому районі);
- дефіцит точки роси в пункті прогнозу і в початковому районі відповідно;

- адвективні зміни температури повітря і точки роси;
- вертикальний градієнт температури шару;
- швидкість вітру в пункті прогнозу і середня швидкість по траєкторії переміщення повітря.

Характер вертикальних рухів і їх інтенсивність в прикордонному шарі атмосфери можуть бути враховані якісно відповідно до синоптичного положення.

Шарувато-купчасті хмари (*Sc*), як і шаруваті, формуються під затримуючими шарами, але мають характерну хвильову або осередкову структуру. Їх виникнення часто пов'язане з антициклонами, які утворюються внаслідок хвильової діяльності на атмосферних фронтах. Це досить поширена форма хмар на всій території. Протягом року їх частота знаходиться у межах 20 - 40 %, на Закарпатській низовині, західних та північних районах — 30 - 40 %. У центральних, східних та південних районах річний хід слабо виражений: у січні повторюваність становить 20 - 26 %, а в липні — 14 - 18 %. Літом, коли збільшується нестійкість граничного шару, шарувато-купчастих хмар має бути більше ніж зимою, але відбувається навпаки. Таке явище можна пояснити більшою сухістю повітря граничного шару атмосфери літом [1-3].

Під еволюцією низької внутрішньомасової хмарності розумітимемо зміну висоти її нижньої межі, вертикальної протяжності, а також збільшення (або зменшення) її кількості.

Аналіз механізмів та умов виникнення низької хмарності за різних синоптичних умов дозволяє сформулювати перелік основних метеовеличин та інших характеристик атмосфери, що визначають її формування та еволюцію:

- значення температури повітря  $T$  та точки роси  $T_d$  у вихідний момент часу у пункті прогнозу;
- значення прогностичної температури повітря  $T_{пр}$  на період дії прогнозу;
- дефіцит точки роси у пункті прогнозу  $D$  та у вихідному районі  $D'$ ;
- адвективні зміни температури повітря  $\Delta T_a$  та точки роси  $\Delta T_d$ ;

- вертикальний градієнт температури у шарі від землі до 300-500 м;
- швидкість вітру в пункті прогнозу та середня швидкість траєкторії переміщення повітря.

### 1.3 Механізм утворення низької хмарності у різних синоптичних умовах

Шаруваті хмари і туман в теплій повітряній масі Механізм утворення і еволюції шаруватих хмар і туману в теплій і вологій повітряній масі, що переміщається над більш холодною поверхнею, що підстилає, визначається взаємодією таких чинників: турбулентності, впорядкованих вертикальних рухів повітря, теплоти конденсації, довгохвильової і короткохвильової (сонячної) радіації. Турбулентність відіграє основну роль у трансформації теплої і вологої повітряної маси, в процесі якої формуються шаруваті хмари і туман. За своїм походженням турбулентність в охолоджується теплій повітряній масі є динамічною, так як її розвиток викликають головним чином значні вертикальні зрушення вітру. За експериментальними даними, на материку в теплій повітряній масі над холодною поверхнею товщина прикордонного шару атмосфери в більшості випадків не перевищує 600 м. Вертикальний турбулентний обмін викликає пониження температури повітря до висоти 300-600 м. Вище пониження температури теплого повітря при його адвекції над холодною поверхнею буває незначним внаслідок зменшення вертикального зсуву вітру і відповідного ослаблення динамічної турбулентності. [4]

В результаті більшого охолодження в нижньому шарі і меншого охолодження вище лежачому шарі тепла повітряна маса набуває над холодною поверхнею стійку стратифікацію. Якщо в цій повітряній масі до приходу на холодну підстильну поверхню температура і точка роси знижувалися з

висотою, то при переміщенні над холодною поверхнею в її нижньому шарі, товщиною 300-600 м, може сформуватися інверсія. Її утворенню сприяє як більш сильне охолодження нижнього шару теплою повітряною масою, так і збільшення швидкості її перенесення (адвекції) з висотою. У разі швидкості вітру на висоті 10 м більше 5 м/с і швидкості градієнтного вітру більше 12 м/с нижня межа інверсії зазвичай піднята над підстильною поверхнею. Внаслідок охолодження теплої повітряної маси над шаром піднятою інверсії температури зменшується дефіцит точки роси і відповідно знижується рівень конденсації. Якщо рівень конденсації виявляється нижче підстави піднятою інверсії температури, конденсація водяної пари відбувається під шаром інверсії. В результаті виникає під інверсійною шарувата хмарність. Внаслідок адіабатичного охолодження безладно піднімаються обсяги повітря вище рівня конденсації кількість сконденсованої водяної пари зростає з висотою до нижньої межі піднятою інверсії температури. Тому шаруваті хмари мають найбільшу водність у своїй верхній частині. У разі ослаблення вітру і зменшення дефіциту точки роси в приземному шарі теплою повітряною масою в результаті її адвективного охолодження низькі шаруваті хмари опускаються, іноді до земної поверхні; у цих випадках утворюється адвективний туман. Слабка турбулентність в шарі інверсії температури перешкоджає обміну теплом і вологою між нижніми і верхніми шарами теплої повітряної маси. Тому шаруваті хмари і адвективний туман лише іноді проникають в шар інверсії температури. Впорядковані вертикальні рухи повітря в низьких шаруватих хмарах і під ними, як і в адвективному тумані, мають незначну швидкість. Значення за даними розрахунків, як правило, не перевищує 0,5-0,7 см/с, а частіше становить 0,1-0,2 см/с. Впорядковані вертикальні рухи відіграють менш істотну роль у формуванні низьких хмар і туману, ніж турбулентність. У більшості випадків вони лише посилюють або послаблюють вплив вертикального турбулентного обміну на зміну стратифікації теплої повітряної маси в процесі її трансформації. Впорядковане низхідний рух повітря вище 600-1000 м в області антициклону посилює інверсії температури

над шаруватими хмарами і адвективном туманом, перешкоджаючи збільшення їх вертикальної протяжності. [1]

Впорядковане висхідний рух в області циклонічною кривизни ізобар сприяє ослаблення надхмарній інверсії температури або її руйнування і тим самим створює умови для збільшення вертикальної протяжності шаруватих хмар. Теплота конденсації водяної пари, підвищуючи температуру повітря у верхній частині шаруватого хмари і адвективного туману, з одного боку, зменшує вертикальний градієнт температури під шаром інверсії, а з іншого - посилює довгохвильове випромінювання верхній частини хмари туману і тим самим впливає на розвиток інверсії температури над ними. Максимальна водність шаруватих хмар поблизу верхньої межі при температурі від 5 до 0°C буває від 0,5 до 1,0 г/м<sup>3</sup>. Атмосферний тиск тут складає в середньому близько 920 гПа. При цих умовах підвищення температури біля верхньої межі шаруватих хмар, викликане виділенням теплоти конденсації, буде від 0,9 до 1,8°C. Довгохвильова і короткохвильова радіація відіграє істотну роль в еволюції низьких шаруватих хмар і адвективного туману, якщо над ними не є суцільного покрива Sc, As, Ac. Довгохвильова радіація шаруватих хмар і адвективного туману викликає їх охолодження у верхній частині. Завдяки цьому збільшується водність і відповідно посилюється випромінювання у верхній частині шару хмар і туману. Рівень найбільшого охолодження шаруватих хмар і туману знаходиться трохи нижче верхньої кордону, внаслідок чого інверсія температури нерідко проникає у верхню частину шару цих хмар і туману на глибину від 25 до 100 м.

Короткохвильова радіація Сонця більш ніж на 50 % відбивається від верхньої поверхні шаруватих хмар і туману. Внаслідок цього днем підвищується температура повітря в приземному шарі. У той же час у верхній частині шаруватих хмар і адвективного туману, утворюються в теплій повітряній масі в холодний період року, приплив тепла від короткохвильової радіації при висоті Сонця опівдні менше 40° виявляється менше втрати тепла, що викликається довгохвильовим випромінюванням. Отже, повітря над

шаруватими хмарами і адвективним туманом трохи охолоджується навіть у біля полудневі годинник. В результаті підвищення температури повітря в приземному шарі і пониження її над хмарами і туманом у другій половині дня відбувається збільшення вертикального градієнта температури до максимального значення між 15 і 18 год. Місцевого часу. У середньому вертикальний градієнт температури збільшується вдень і при шаруватій хмарності з висотою НГХ 200 м і менше, а близько 6 години ранку він досягає мінімуму. Збільшення вертикального градієнта температури в другій половині дня призводить до посилення вертикального турбулентного обміну в підінверсійному шарі, а підвищення температури повітря в приземному шарі - до зростання дефіциту точки роси на висоті 2 м і до відповідного підвищення рівня конденсації. Наслідком усього цього є збільшення висоти нижньої межі шаруватих хмар і розсіяння адвективного туману приземному шарі в після полуденні години. Наприкінці весни під впливом сонячної радіації часто відбувається повне розсіювання низьких шаруватих хмар і адвективного туману середині дня. Вночі внаслідок ослаблення вертикального турбулентного обміну, обумовленого зменшенням вертикального градієнта температури і зниженням рівня конденсації, викликаного зменшенням дефіциту точки роси, нижня межа шаруватих хмар знижується, а туман відновлюється. Дещо інакше, ніж описано вище, відбувається формування шаруватих хмар і туман у разі адвекції теплої і вологої повітряної маси на холодну підстилаючої поверхня при швидкості вітру на висоті 10 м, не більше 5 м/с і швидкості градієнтного вітру менше 12 м/с. Внаслідок слабого турбулентного обміну в теплому вологому охолоджующомуся повітрі замість початкового падіння температури точки роси з висотою утворюється приземна інверсія температури точки роси. В результаті того, що в приземному шарі повітря температура виявляється нижче початкового значення точки роси на 2-3 °С утворюється туман. Потужність його з часом зростає по мірі подальшого адвективного пониження температури нижнього шару теплої повітряної маси. Разом з тим росте і кількість сконденсованої водяної пари,



що визначає видимість у тумані. Внаслідок найбільшого виділення теплоти конденсації поблизу земної поверхні і охолодження повітря у верхній частині шару туману руйнується нижня частина приземної інверсії температури. При цьому посилюється вертикальний турбулентний обмін в шарі зруйнованої інверсії, завдяки чому встановлюється вологоадіабатична або близька до нею стратифікація в шарі туману і відбувається зростання вмісту його з висотою (малюнок в ). Над материком шаруваті хмари і адвективний туман утворюються в теплій повітряній масі переважно в холодний період року. У цей період еволюція низьких хмар і туман в глибині материка залежить від снігового покриву. З пониженням температури приземного шару теплого повітря до  $-10^{\circ}\text{C}$  нижня межа шаруватих хмар підвищується, а адвективний туман перетворюється на низьку шарувату хмарність. При температурі нижче  $-10^{\circ}\text{C}$  і досить розвиненому турбулентному обміні над сніговим покривом шаруваті хмари перетворюються в шарувато-купчасті.[4]

Основні принципи прогнозу низьких шаруватих хмар і адвективного туману Прогноз низьких шаруватих хмар і адвективного туману в загальному вигляді повинен містити наступні основні операції:

а) визначення району, з якого очікується надходження повітряної маси в район прогнозу;

б) вивчення умов погоди в районі, звідки очікується перенесення повітряної маси в район прогнозу;

в) оцінка можливих змін умов погоди, пов'язаних з трансформацією повітряної маси шляхом перенесення, з впливом добового ходу метеорологічних величин у період переміщення повітряної маси, з впливом еволюції атмосферних фронтів.[12]

## 2 КЛІМАТОЛОГІЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ НАД ТЕРИТОРІЄЮ УКРАЇНИ ТА МЕТОДИ ЇЇ ПРОГНОЗУВАННЯ

### 2.1 Повторюваність низької хмарності над територією України

Амплітуда річного ходу загальної хмарності у західних та північних районах становить 2,9 бала, у центральних – 3,6, східних та південних – 4,2, а в Криму – 4,7 бала. Для авіації, насамперед для діагнозу та прогнозу умов зльоту та посадки літаків, дуже важливе значення має врахування кількості хмар нижнього ярусу. На заході і півночі нижня хмарність у середньому за рік вкриває небосхил на 45 %, у центральних та східних районах – на (42 – 43%), а в південних та в Криму – на (37 – 38 %).

Річний хід кількості хмар нижнього ярусу має той же характер, що і загальна хмарність, тобто найбільше нижніх хмар спостерігається у холодний період року (листопад-лютий). З березня кількість їх починає зменшуватися і досягає мінімуму у липні-вересні. У жовтні хмарність нижнього ярусу знову збільшується [7].

У холодний період року майже на всій території кількість нижньої хмарності становить (5,5 – 6,0) балів (у грудні до 6,5 – 7,0), відмінності між регіонами незначні (у межах 0,5 бала). Протягом теплого періоду року на заході та півночі нижня хмарність дорівнює 3,5 бала, у центрі та на сході – 3 бала, а на півдні та Криму – 2,5 бала.

Вклад хмар нижнього ярусу у загальну хмарність на Закарпатській низовині та на сході становить (70 – 75 %), західних, північних і центральних районах – близько 65 %, а південних та в Криму – майже 60 %. Найбільший він зимою (69 – 84 %) і восени (56 – 77 %), а найменший весною і літом (51 – 70 %). Мінімум спостерігається літом у всіх регіонах, крім Криму (де мінімум припадає на весну) [7].

Регіональність розподілу проявляється збільшенням вкладу нижніх хмар у загальну хмарність протягом року на сході та Закарпатській низовині; сезонні відмінності більше проявляються у північних та центральних районах (кількість нижніх хмар у теплий та холодний періоди відрізняється на 20 – 23 %).

У зимові місяці добові зміни невеликі (до 1 бала). Збільшення хмарності відмічається о 9 год. Весною амплітуда добового ходу збільшується (1,5 – 2,0 бала). Найбільша кількість хмар спостерігається у березні, жовтні та листопаді о 9 год, а в квітні, травні та вересні о 15 год. У літні місяці чітко визначається максимум кількості хмар також о 15 год, у ранкові та вечірні години їх дещо менше, у нічні години ще менше. Збільшення хмарності вдень є наслідком посилення конвекції, швидкості вітру та зростання тертя у граничному шарі атмосфери. Найменша повторюваність ясної погоди (0 – 2 бали) спостерігається зимою (20 %), весною вона збільшується (до 30 %), літом відмічається максимум (40 %), а восени вона зменшується до 30 % [7].

У зимові місяці повторюваність ясної погоди у регіонах змінюється незначно. Найменшою вона буває у грудні (на всій території 13 – 16 %, тільки у Криму – до 20 %). Весною (особливо у березні, квітні) спостерігається збільшення ясної погоди до (30 – 35 %).

У літні місяці ясна погода відмічається у центральних районах (до 42%), східних (49 %), південних (54 %) і у Криму (60 %). Максимум її приходить на серпень. У північних та західних регіонах збільшення ясної погоди теж має місце (до 32 – 35 %), але з максимумом у вересні.

Восени повторюваність ясної погоди повсюди зменшується: у вересні на (1 – 3 %), а в жовтні у північних, центральних, східних, південних регіонах та в Криму на (10 – 15 %), на Закарпатській низовині та в західних районах – до 3 %. У листопаді вона продовжує зменшуватись (порівняно з жовтнем на 10 – 15 %) і становить (14 – 20 %), а в Криму – 27 %.

Взимку повторюваність похмурого неба досить висока (70 – 75 %) і

характерна для всієї території. Між північними та південними районами а також між західними та східними відмінності незначні (до 5 %). Просторовий розподіл хмарності у цей сезон зумовлюється в основному переміщенням циклонів, які внаслідок мезомасштабності синоптичних процесів впливають практично на всю Україну

Весною частота похмурого неба зменшується. Для північних, центральних і східних районів вона становить (55 – 60 %), на Закарпатській низовині, у західних і північних районах та Криму – (50 – 55 %).

У літній сезон картина неоднорідна. Повторюваність похмурого неба у західних і північних районах зменшується до (40 – 45 %), центральних та східних – до (30 – 35 %), а в південних та Криму – до (20 – 25 %).

Восени повторюваність похмурого неба збільшується. У північних районах вона становить (60 – 65 %), центральних і східних – (55 – 60 %), південних і західних – (50 – 55 %), на крайньому південному заході, у Криму та на Закарпатській низовині – близько 45 %. Якщо порівнювати перехідні сезони (весна, осінь), то у північних і західних районах повторюваність похмурого неба більша восени; у центральних і східних районах вона майже однакова, а на Закарпатській низовині, південних районах і Криму похмуре небо частіше буває весною. Ці відмінності не дуже великі (5 – 10 %). Похмуре небо у зимові місяці (грудень-лютий) спостерігається у (70 – 80 %), поступово зменшуючись навесні (щомісяця на 10 %), і у травні становить (45 – 50 %). Відмінності по території незначні (3 – 4 %). У літні місяці похмуре небо спостерігається мало, мінімум відмічається у липні – серпні [7].

У теплий період в основному проявляються відмінності у частоті похмурого неба у різних регіонах. У червні в Криму повторюваність похмурого неба дорівнює 30 %, на решті території – (40 – 45 %). У липні – серпні похмуре небо у Криму буває у 20 %, у південних та східних районах – (28 – 30%), центральних та на Закарпатській низовині – (35 – 39 %), а в північних та західних регіонах – (40 – 42 %). У вересні повторюваність

похмурого неба на всій території зростає на (3 – 6 %), у жовтні – на 15 %, листопаді – на 20 %. У Криму, південних та східних районах амплітуда річного ходу похмурого неба найбільша (50 %), а в західних та північних районах найменша (30 – 35%) [3].

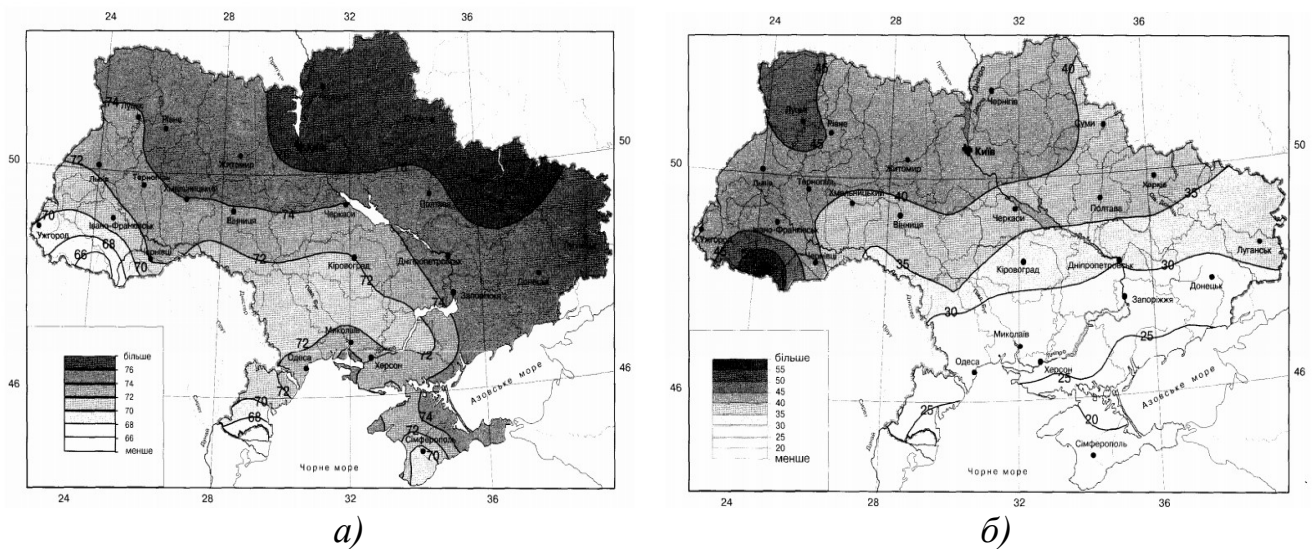


Рисунок 2.1 – Повторюваність (8 – 10 балів) хмарності, за холодній період (а) та теплий період (б). [7]

У зимові місяці напів'ясна погода (3 – 7 балів) спостерігається у 10 % випадків, у перехідні місяці (березень – квітень та жовтень – листопад) – до 15 % і тільки з травня до вересня напів'ясна погода збільшується до (20 – 25 %). Причому це характерно для всіх регіонів країни [7].

## 2.2 Методи прогнозу низької хмарності

Прогноз низької хмарності полягає у прогнозуванні кількості та форми хмарності, а також висоти її нижньої і верхньої межі. Головною проблемою при прогнозі кількості хмарності є те, що хмарні поля, зміщуючись у просторі,

знають змін своїх характеристик. Тому синоптик має чітко усвідомлювати причинно-наслідкові зв'язки, які зумовлюють утворення і деградацію хмарного поля.

Прогноз низької хмарності може розроблятися для двох випадків – випадку утворення низької хмарності та випадку, коли вона вже існує. При внутрішньомасовому процесі, зазвичай, необхідно спрогнозувати факт появи низької хмарності, а потім її еволюцію. При прогнозі фронтальної хмарності, у більшості випадків, прогнозист має справу зі вже сформованою хмарною системою, що зводить його задачу до прогноз її еволюції.

Помітно складнішим є прогноз внутрішньомасової низької хмарності, оскільки її характеристики суттєво залежать від добового ходу метеовеличин, перебудови термобаричного поля тощо. Це ускладнює побудову логічного зв'язку між поточними і попередніми характеристиками хмарного покриву.

Прогноз кількості внутрішньомасової хмарності базується на вивченні структури хмарності у тій повітряній масі, де розташований пункт прогнозу або очікується політ повітряного судна. При цьому враховується пора року, добовий хід кількості хмарності, її зміни у процесі трансформації, а також вплив місцевих умов.

Прогноз нижньої межі внутрішньомасової хмарності пов'язаний, головним чином, з визначенням характеристик повітря, яке надходить у пункт прогнозу через певні проміжки часу. Ця процедура реалізується шляхом побудови зворотних траєкторій частинок на рівні, де прогнозується хмарність, з подальшим визначенням адвективних змін температурно-вологісних характеристик повітря.

Головною методичною основою прогнозу фронтальної хмарності є врахування генетичної детермінації наявної системи хмар і чинників, що зумовлюють її просторово-часову еволюцію, а також типову структуру хмарних систем, пов'язаних з різними типами атмосферних фронтів. Таким чином, успішність прогнозу низької хмарності буде, головним чином,

залежати від ефективності аналізу зв'язку між еволюцією хмарного поля і еволюцією полів інших метеовеличин, прогноз яких є досить успішним.

Якщо відповідно до призначення прогнозу деталізація характеристик фронтальної хмарності не потрібна, то процедура розробки прогнозу вирішується шляхом використання методу екстраполяції в просторі і часі.

Рекомендується така послідовність розробки прогнозу :

1. Розробляється прогноз синоптичного положення.
2. Уточнюється положення тієї ділянки атмосферного фронту, яка зумовлюватиме погоду в пункті прогнозу.
3. Уточнюються межі розподілу різних ярусів і форм хмарності.
4. Розраховуються швидкість переміщення атмосферного фронту і визначається його еволюція.
5. Припускаючи, що хмарність переміщається з тією ж швидкістю, що і фронт, визначається очікуваний час проходження переднього і заднього краю хмарності різних форм через пункт прогнозу і висота нижньої межі.

При прогнозі фронтальної хмарності особливої уваги потребує прогноз еволюції атмосферного фронту і пов'язаної з ним хмарної системи. Загострення фронту зумовлює збільшення горизонтальних і вертикальних розмірів поля хмарності, зниження нижньої і підвищення її верхньої межі, трансформацію форм хмарності, збільшення імовірності й інтенсивності небезпечних явищ, пов'язаних з нею. Розмивання атмосферного фронту, навпаки, зумовлює протилежні процеси. При прогнозі еволюції фронту також необхідно враховувати добовий хід метеовеличин і місцеві фізико-географічні умови.

При прогнозі фронтальної низької хмарності враховується її кількість і мінімальна висота нижньої межі у поточний момент, які потім порівнюються з такими ж характеристиками за попередні строки з урахуванням добового ходу.

Авіаційні прогнози вимагають певної деталізації, що, у свою чергу, ускладнює алгоритм прогнозу. Прогностичні висновки щодо хмарності,

насамперед, базуються на діагнозі вертикального розподілу хмарності, який здійснюється за допомогою приземних карт, карт баричної топографії, даних радіозондування атмосфери і повітряної розвідки погоди.

При діагнозі хмарності необхідно з'ясувати такі її характеристики, як кількість, висота нижньої і верхньої межі, наявність безхмарних прошарків, фазовий стан хмарності.

Досить інформативною ознакою наявності хмарного шару є значення дефіциту точки роси на цій висоті. При цьому рекомендується використовувати середні значення дефіциту точки роси на основних ізобаричних поверхнях для випадків наявності або відсутності хмарності (табл. 2.1). Аналіз розподілу хмарності показує, що при зазначених в табл. 4 дефіцитах не завжди можна однозначно судити про наявність хмарності. Нерідко хмарність відсутня і за умови низьких значень дефіциту точки роси.

Таке спостерігається через можливу неточність вимірювання вологості, особливо при низьких температурах, а також внаслідок того, що дефіцит не є кількісною характеристикою, що визначає вміст сконденсованої вологи в повітрі. Натомість, зв'язок великих значень дефіциту точки роси з відсутністю хмарності є однозначним.

Таблиця 2.1 - Середні дефіцити точки роси на основних ізобаричних поверхнях для випадків наявності і відсутності хмарності

<i>H</i> , гПа	$(T-T_d), ^\circ\text{C}$	
	у хмарах	поза хмарами
850	1,5	5,2
700	2,0	7,2
500	2,5	8,2
300	3,0	8,5



Використання даних табл. 1 дає задовільні результати в холодний період року при переважанні суцільної шаруватої хмарності. Аналіз аерологічних діаграм дозволяє виявити деякі додаткові ознаки наявності або відсутності хмарності. Хмарні шари, як правило, характеризуються однорідним ходом температури, а вертикальний градієнт температури в них наближається до вологоадіабатичного, а іноді перевищує його. 2. Визначення рівня переносу при прогнозуванні низької хмарності

Оскільки головними фізичними механізмами утворення низької хмарності є охолодження теплого і вологого повітря над холодною підстильною поверхнею або випаровування водяної пари з неї, то вагому роль при прогнозі низької хмарності буде мати визначення шляху переміщення тієї повітряної маси і її властивостей, надходження якої очікується у пункт прогнозу.

Дослідниками пропонуються різні підходи до вирішення цього питання, серед яких, наприклад, за рівень переносу рекомендується приймати висоту хмарного шару (І.А.Жакович), траєкторію частинки на висоті ізобаричної поверхні 850 гПа з подальшою її проекцією на поверхню землі (Є.І.Гоголева) або напрямок і швидкість переносу за даними кулепілотних спостережень на будь-якій висоті нижче рівня інверсії до висоти 600 м (Н.А. Лебедєва).

Кожному з цих підходів притаманні певні недоліки, які, головним чином, пов'язані з можливістю обертання вітру з висотою, зумовленим тертям, зміною знаку адвекції тощо.

Розташування початкових точок траєкторій відрізняється на різних рівнях не лише внаслідок неоднакових швидкостей переносу, але й також через зміни в напрямках переносу, які в окремих випадках можуть сягати значних величин.

За даними досліджень і у випадках з хмарністю, і для випадків без неї, перенос може спостерігатися майже з усіх частин горизонту (табл. 2.2, 2.3).

Таблиця 2.2 – Загальна повторюваність (%) напрямків вітру

Рівні, м	Напрямки, град								Кількість випадків
	0-45	46-90	91-135	136-180	181-225	226-270	271-315	316-360	
у випадках наявності хмарності									
300	8	2	8	3	16	38	13	12	213
600	9	2	7	5	9	37	19	12	213
1000	9	3	6	7	8	35	22	10	214
1500	10	1	5	6	10	32	22	14	214
у випадках безхмарного неба									
300	30	11	9	8	9	17	5	11	64
600	17	19	14	6	5	23	8	8	64
1000	20	16	11	6	6	17	13	11	64
1500	20	14	11	-	14	16	16	9	64

Таблиця 2.3 - Середня повторюваність (%) середньої швидкості вітру по різним траєкторіям

Рівні, м	Середня швидкість переносу, км/год					Кількість випадків
	0-15	20-35	40-55	60-75	80-95	
у випадках наявності хмарності						
300	14	53	32	1	-	213
600	11	50	28	11	-	213
1000	10	45	34	10	1	214
1500	4	44	38	11	3	214
у випадках безхмарного неба						
300	16	67	14	2	1	64
600	8	75	12	5	-	64
1000	5	72	17	5	1	64
1500	2	67	22	3	6	64

Аналіз таблиць свідчить, що у випадках наявності хмарності у кінцевих пунктах траєкторій у холодне півріччя перенос повітря найчастіше здійснюється з південного заходу та з заходу, що відповідає виносу теплого повітря по західній периферії антициклону або у теплому секторі циклону. Для випадків безхмарного неба найчастіше був перенос зі східної частини горизонту.

На усіх рівнях переважають швидкості перенесення 20-35 км/год. Проте при хмарності від 33% випадків на рівні 300 м до 52% на рівні 1500 м середні швидкості перевищують 40 км/год, у той час коли при безхмарному небі такі швидкості спостерігаються лише у 17% випадків на рівнях 300-600 м і в 31% на рівні 1500 м.

Зміни у напрямку переносу від рівня до рівня незначні – в середньому вони не перевищують  $\pm 30^\circ$  у 82% випадків хмарного неба у кінцевому пункті траєкторії і в 72% випадків при безхмарному небі. Повторюваність малих кутів обертання вітру є особливо значною у шарі 600-1000 м (95% випадків для хмарного неба і 85% для безхмарного; найбільші зміни у напрямках переносу спостерігаються у шарі 0-300 м. У зв'язку з цим, при прогнозі хмарності з висотою нижньої межі від 600 м і нижче необхідно будувати траєкторії на рівні 300 або 600 м.

Використання у цих випадках карти АТ-850 для переносу може зумовити суттєві похибки.

Проте ефективність прогнозування напрямку і швидкості переносу буде залежати від набору вихідних даних, які доступні прогнозісту. Наприклад, розвиток чисельного моделювання дозволяє наразі використовувати прогностичні дані не лише на стандартних ізобаричних рівнях, а й таких рівнях як АТ-925 ( $\approx 700$  м) та АТ-975 ( $\approx 300$  м).

### 3 ПОВТОРЮВАНІСТЬ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ НА СТАНЦІЇ ІВАНО-ФРАНКІВСЬКА ЗА ОСТАННЄ ДЕСЯТИРІЧЧЯ

В якості вихідних використовувалися щоденники погоди, синоптичний матеріал АРМСин (карти приземного аналізу), 2011...2020 роки по станції Івано-Франківська.

На першому етапі роботи, за обраний період із щоденників погоди відбиралися випадки з низькою хмарністю по ст. Івано-Франківська (Додаток Б). Далі за синоптичним матеріалом складалася таблиця повторюваності низької хмарності (табл.3.1).

Таблиця 3.1 – Загальна повторюваність (%) внутрішньомасові низької хмарності в залежності від синоптичного положення до початку її утворення по ст. Івано-Франківськ за 2011...2020 роки

Низька хмарність			
Тепла повітряна		Холодна повітряна маса	
Західна периферія антициклону	Теплий сектор циклону	Тилова частина циклону, східна периферія антициклону	Малоградієнтне баричне поле
16	44	21	19

Із таблиці чітко простежується максимум повторюваності низької хмарності в теплому секторі циклонів (44%), далі в тилівій частині циклону та східній периферії антициклонів (21%), ще менше – у малоградієнтних полях (19%) та західній периферії антициклонів (16%).

Дослідження добово-річної повторюваності низької хмарності по станції Івано-Франківськ (Додатки Б) дозволили виявити, що з 2015 по 2018 роки

кількість строків з низькою хмарністю була максимальною (більше 1000), а в 2014 – мінімальна (904).

На рисунку 3.1 представлені осереднені кількості випадків по ст. Івано-Франківськ за останнє десятиріччя (згідно Додатку Б).

Добово-річна повторюваність низької хмарності за 2011...2020 рр. по ст. Івано-Франківськ

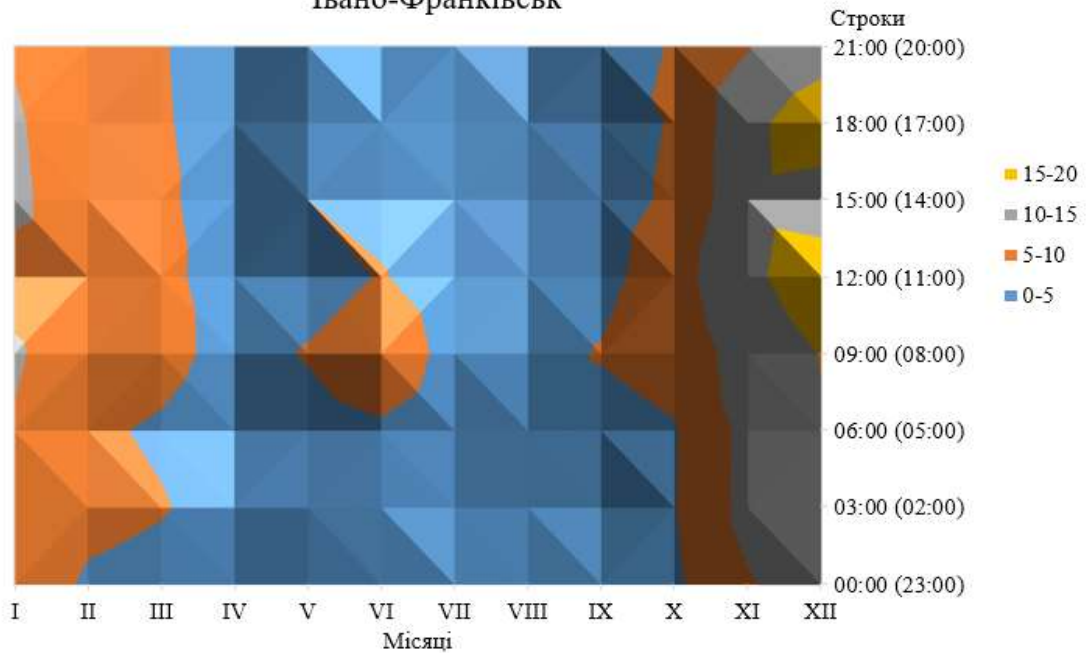


Рисунок 3.1. – Середня добово-річна повторюваність низької хмарності по станції Івано-Франківськ за 2011...2020 рр.

На рис. 3.1 можна побачити, що максимум повторюваності низької хмарності спостерігається з листопада по грудень з 9 по 14 години та з 16 по 20 години. В наступні місяці повторюваність поступово знижується і досягає мінімальних значень у весняні, літні місяці та у вересні та жовтні.

Аналіз числа строків з низькою хмарністю різної висоти її нижньої межі (Додаток В) показав, що мінімальна повторюваність низької хмарності відмічалася у 2017 році (Додаток В) – 1 випадок, а максимальна – 2011 (31 строк), 2013 (27 строків) та 2014 (23 строки) роках.

Рисунок 3.2 отриманий в результаті осереднення десятирічних даних повторюваності висоти нижньої межі низької хмарності.

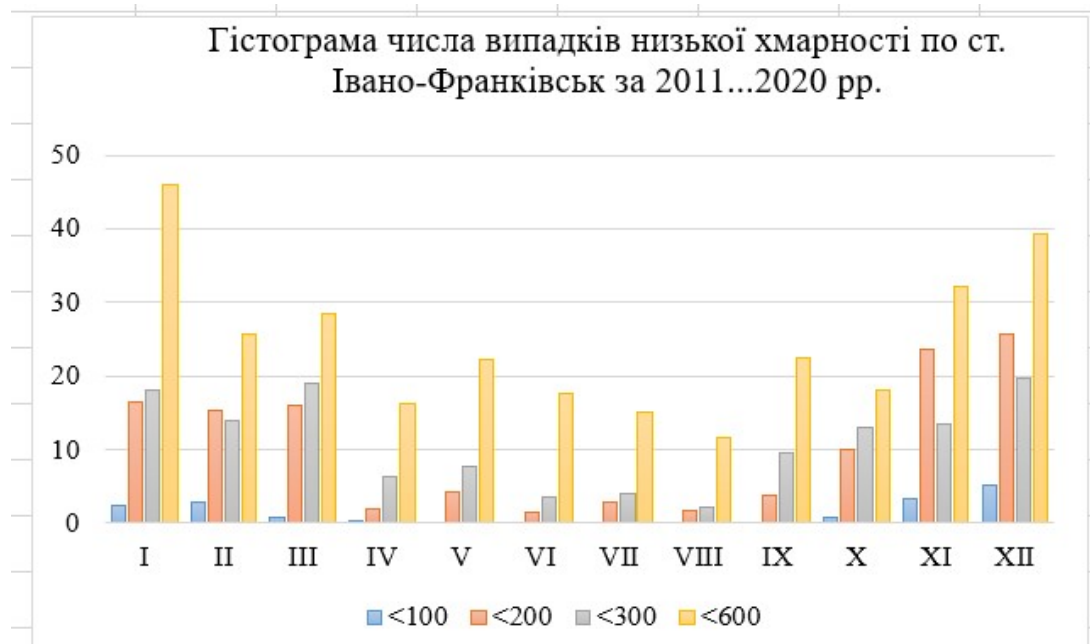


Рисунок 3.2 – Середня повторюваність низької хмарності з різною висотою її нижньої межі по ст. Івано-Франківськ за 2011...2020 рр.

Із рис.3.2 бачимо, що висота нижньої межі низької хмарності менше 100 метрів має мінімальну повторюваність взагалі, та спостерігається в січні. Максимальну повторюваність має нижня межі 600 метрів та нижче, з максимумом повторюваності в січні (46 випадків), грудні (39 випадки) та листопаді (32 випадки). Мінімум – в літні місяці.

#### 4 АДВЕКТИВНІ ЗМІНИ ТЕМПЕРАТУРИ ТА ВОЛОГОСТІ ПОВІТРЯ ПЕРЕД УТВОРЕННЯМ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ НА СТАНЦІЇ ІВАНО-ФРАНКІВСЬК

Для проведення дослідження як вихідні використовувалися дані чисельної моделі GFS (глобальна версія). Зокрема, проводився відбір даних адвекції вологості та температури повітря біля землі та на основних ізобаричних поверхнях (1000, 925, 850 гПа) з горизонтальною роздільною здатністю регулярної сітки точок (РСТ)  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ .

Джерелом даних був оперативний сервер NOMADS Національної метеорологічної служби США. За основні строки 00, 06, 12, 18 СГЧ використовувалися дані об'єктивного аналізу відповідних прогонів моделі за проміжні терміни 03, 09, 15, 21 СГЧ – прогностичні дані від прогонів моделі за 00, 06, 12, 18 СГЧ відповідно (рис. 4.1).

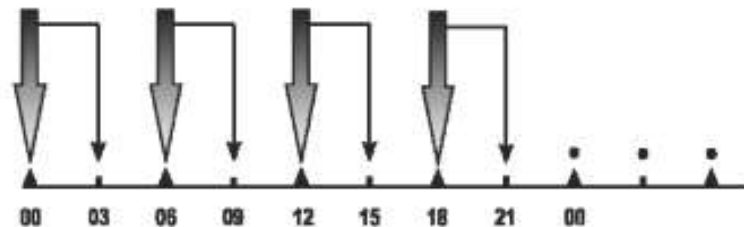


Рисунок 4.1 - Схема отримання вихідних даних з американського сервера NOMADS в масштабі однієї доби

Великими стрілками показана періодичність оновлення даних моделі GFS (аналіз), тонкими стрілками показані строки, в які використовувалися прогностичні дані.

Після завантаження даних адвекції температури та вологості повітря за 00, 06, 12, 18 год будувалися послідовні графіки ходу цих величин перед утворенням низької хмарності (НХ), в період її існування та деякий час після

її руйнування на рівнях 1000, 975, 925 та 850 гПа, з подальшим складанням таблиць завчасності змін вказаних величин.

Проведемо аналіз адвективних змін температури та вологості перед формуванням низької хмарності.

Дослідження змін у поверхні землі не виявило чітких закономірностей в загальних адвективних змінах. Можна лише зазначити, із представлених найбільш типових змін цих величин, те, що в половині випадків (рис.4.2 б, в) перед утворенням низької хмарності спостерігається зростання адвекції, але без переходу до додатних значень, в той час як в іншій (рис.4.2 а, г) відмічається зростання додатних значень адвекцій. Ці зміни як правило відбуваються в середньому за 12 год (адвекція температури) та 6 год (адвекція вологості) до формування низької хмарності. Максимум адвекцій досягається в момент початку утворення низької хмарності.

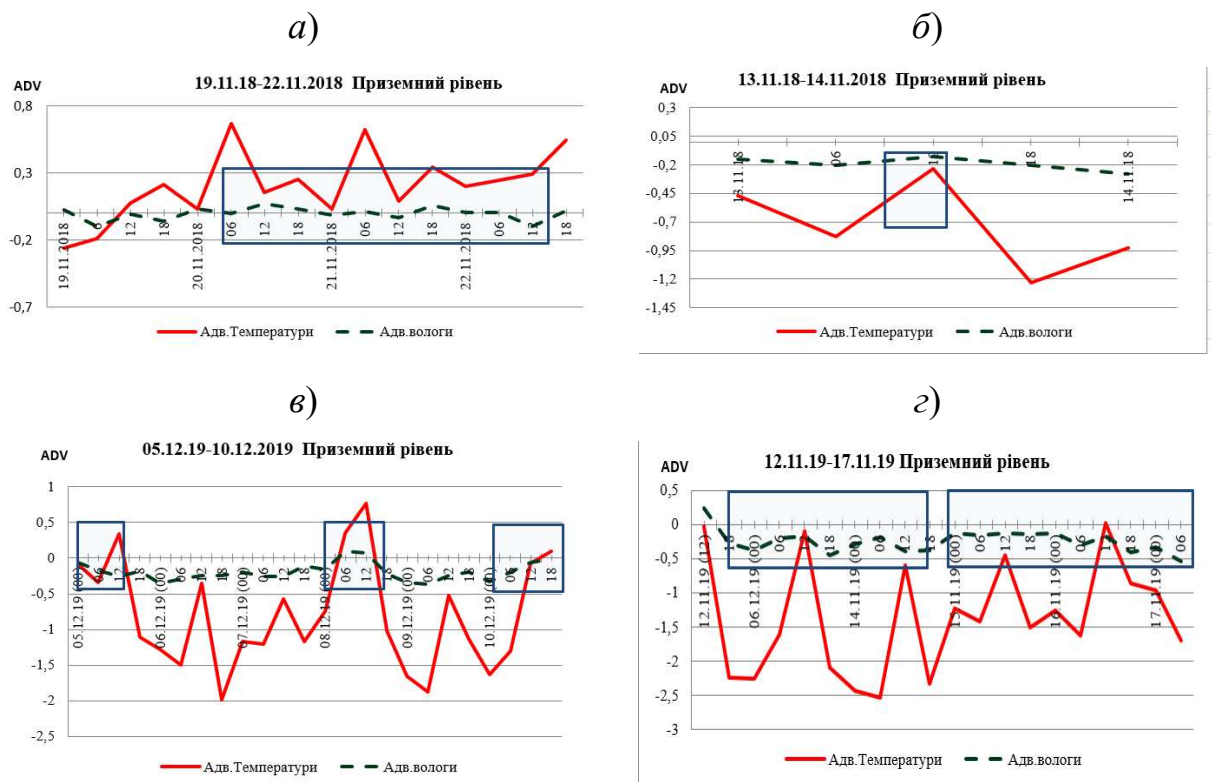


Рисунок 4.2 – Адвективні зміни температури та вологості повітря у поверхні землі. Синіми рамками позначені періоди існування низької хмарності



В той же час в усіх випадках перед утворенням низької хмарності після зазначеного вище сплеску адвективних змін, далі спостерігається різке зменшення його значень (приблизно за 3 год.).

Більш помітні зміни адвекцій перед формуванням НХ відбуваються на рівні 975 гПа (рис. 4.3). Суттєве зростання адвекції температури відбувається в багатьох випадках приблизно за 24 год (рис.4.3 а, в), а вологості – за 10-12 год (рис.4.3 а, б) але присутні і окремі випадки (рис.4.3 в), коли адвекція вологи починає зростати за 6 год. Далі, за 4-5 год до утворення НХ спостерігається різке зниження адвекції температури, а адвекція вологи або не змінюється, або починає зменшуватися в момент утворення НХ. Таким чином, максимум досягається в середньому за 16 годин до початку формування низької хмарності.

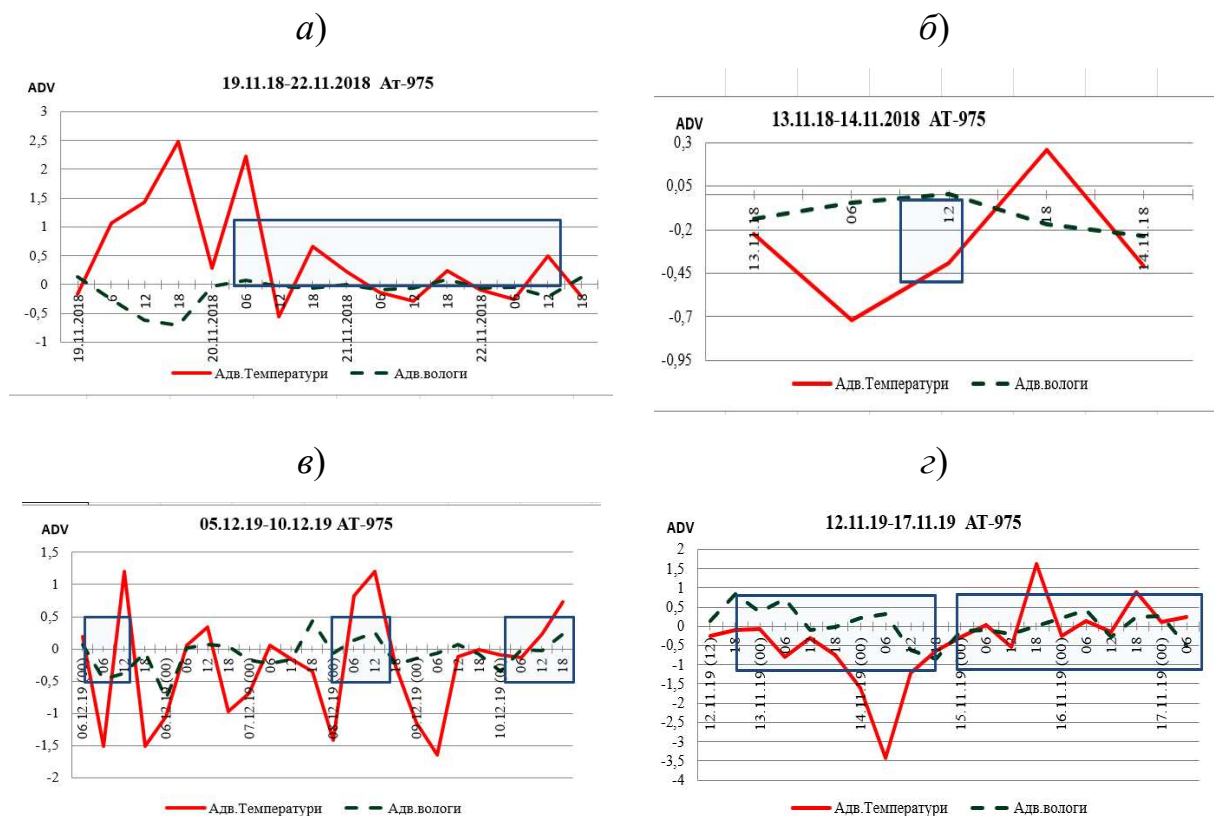


Рисунок 4.3 – Адвективні зміни температури та вологості повітря на рівні 975 гПа. Синіми рамками позначені періоди існування низької хмарності

Наступні рівні (925 та 850 гПа) частіше показували максимуми адвекцій до початку утворення низької хмарності (рис.4.4 та 4.5). Початок підвищення адвекцій за 12...6 годин. Максимум досягається в середньому за 8 год (адвекція температури) та 6 годин (адвекція вологості). В момент утворення низької хмарності адвекції температури як правило починають зменшуватися, а вологості – зростати.

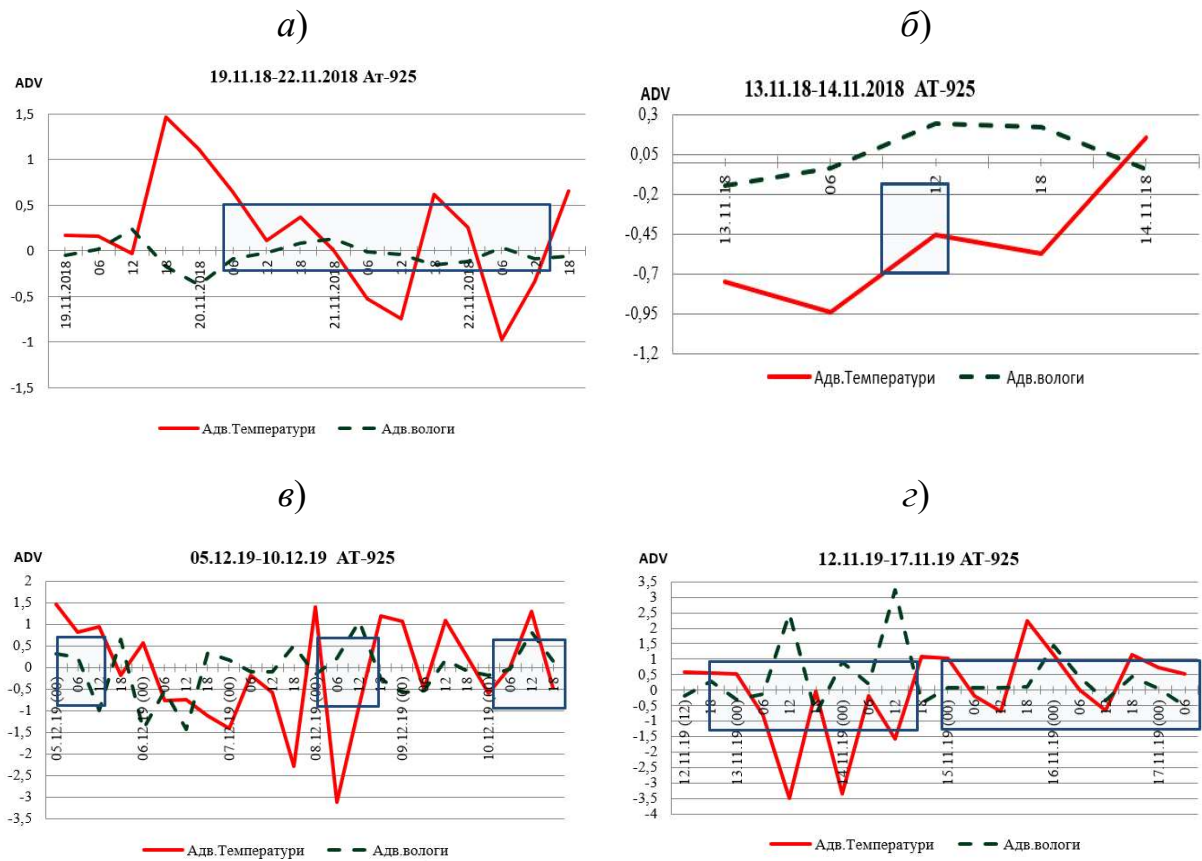


Рисунок 4.4 – Адвективні зміни температури та вологості повітря на рівні 925 гПа. Синіми рамками позначені періоди існування низької хмарності

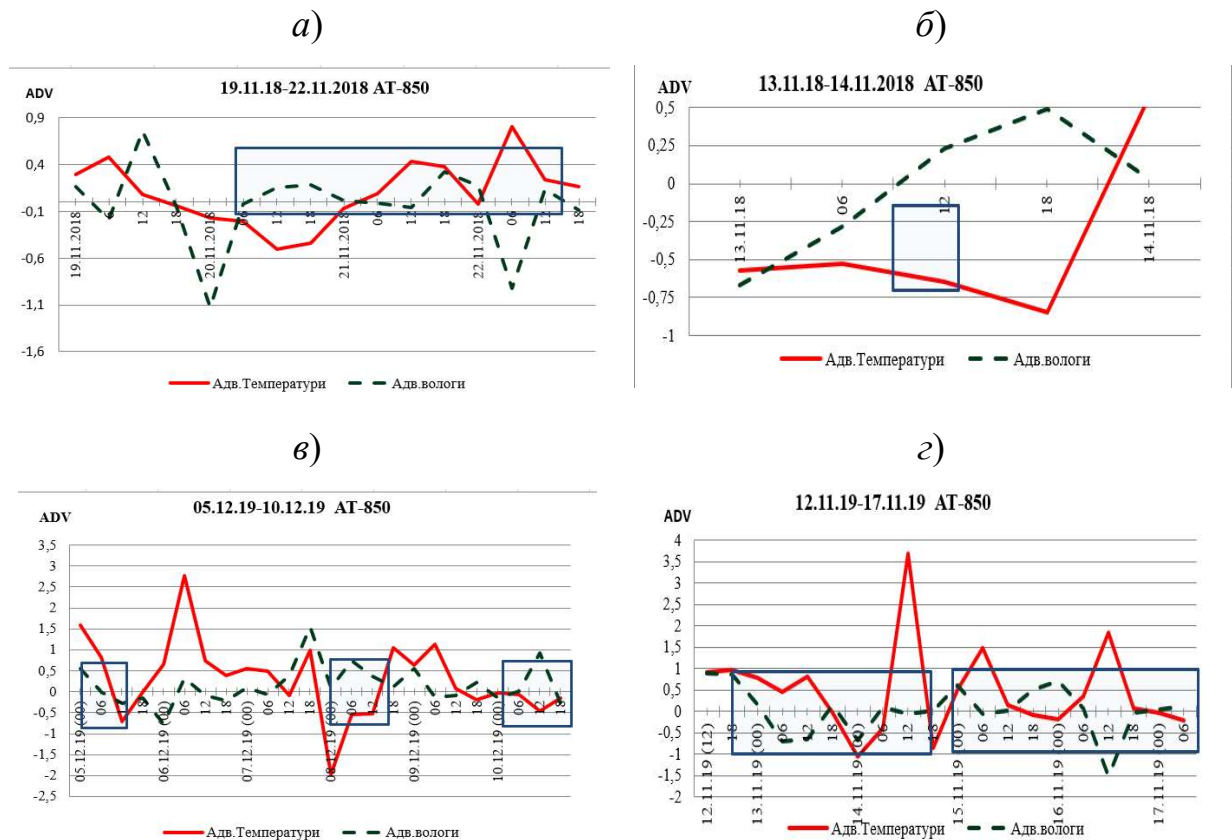


Рисунок 4.5 – Адвективні зміни температури та вологості повітря на рівні 850 гПа. Синіми рамками позначені періоди існування низької хмарності

Для рівня 850 гПа зміни практично такі ж самі як і на 925 гПа, тільки максимальних значень адвекція температури, як правило, досягає за 16 годин до початку існування низької хмарності, а вологості – за 7 год.

В результаті отримали таблицю 4.1

Таблиця 4.1 – Середня завчасність максимумів адвекцій температури та вологості повітря до моменту утворення низької хмарності

P, гПа	T	R
1000,0	8,2	7,0
975,0	11,8	14,0
925,0	8,2	5,6
850,0	15,9	6,8

Таким чином, можна отримати наступний рис.4.6, який відображає середню завчасність збільшення значень адвекцій температури та вологості перед утворенням низької хмарності.

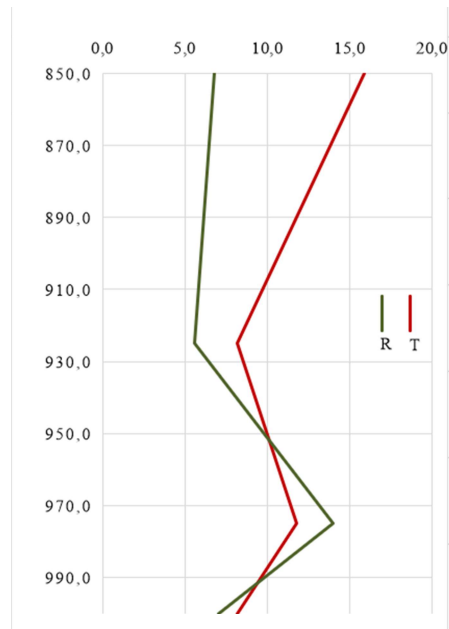


Рисунок 4.6 – Візуалізація завчасності максимумів адвекцій температури та вологості перед утворенням низької хмарності

Із рис.4.5 видно, що перед утворенням низької хмарності (за 16 год) на рівні 850 гПа адвекція температури досягає своїх максимальних значень  $\sim 0,26..0,3$  г/(кг/с), далі за 8-10 год адвекція температури підвищується на рівнях 925...975 гПа і вже за кілька годин (до 5 год.) перед утворенням низької хмарності максимумами адвективних змін температури досягаються на рівні 1000 гПа.

Адвекція вологи починає досягати максимумів дещо пізніше і на більш низьких рівнях. Так, приблизно за 14 годин вона досягає максимумів (2,5 г/(кг/с)) на рівні 975 гПа, а далі більш рівномірно починає збільшуватися на вищерозташованих поверхнях та на рівні 1000 гПа.

## ВИСНОВКИ

В результаті виконаної роботи можна зробити наступні висновки:

- аналіз повторюваності низької хмарності на ст. Івано-Франківськ показав, що максимум повторюваності припадає на холодний період, але в деякі роки відмічалися окремі максимуми і в літні місяці (2018...2020 рр.);
- при метеорологічному забезпечення польотів та малих висотах в першу чергу аналізу та оцінці підлягає хмарність нижнього ярусу і пов'язані з нею небезпечні явища погоди. В деякі роки повторюваність висот нижньої межі хмарності нижче 600 метрів була досить значною, тому уточнення прогнозування можливості зниження нижньої межі є досить актуальною і важливою проблемою для авіаційного синоптика і на сьогодні;
- повторюваність низької хмарності по строкам показала, що максимум відмічається після сходу сонця і досягало свого максимуму в денні години. Після 20 години досягає свого мінімального значення.
- Аналіз змін адвективних значень температури та вологості повітря перед утворенням низької хмарності дозволив виявити, що в середньому за 16 годин спостерігається поступове зростання адвективних значень температури та вологості від рівня 850 гПа до 925 гПа відповідно, при цьому адвекція вологи на рівні 925 гПа сягає більших значень, ніж на вищерозташованих поверхнях (до 2,5 г/(кг/с)).
- У поверхні землі адвекції мають, як правило, від'ємні значення, але приблизно за 12 годин можна побачити поступове їх зростання.

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Клімат України. К. Видавництво Раєвського, 2003. 343 с.
2. Міщенко Н. М., Уманська О. В. Аналіз методів прогнозу висоти нижньої межі хмарності для ст. Одеса. The 12 th International scientific and practical conference “Innovations and prospects of world science” (July 20-22, 2022) Perfect Publishing, Vancouver, Canada. 2022. P.141.
3. Міщенко Н.М., Ламанова А.Є. «Режим низької хмарності над ст. Івано-Франківськ за останні п'ять років».The 1st International scientific and practical conference “Science and technology: problems, prospects and innovations” (October 19-21, 2022) CPN Publishing Group, Osaka, Japan. 2022. P.126.
4. Про затвердження Правил метеорологічного забезпечення польотів державної авіації України: Наказ Міністерства Оборони України від 29.09.2015 №516. [Із змінами і доповненнями, внесеними наказом Міністерства оборони України від 4 липня 2018 року № 311.](#) 120 с.
5. Синоптична метеорологія (короткострокові прогнози погоди) (конспект лекцій) для очної та заочної форми навчання. Івус Г. П. Одеса, ОДЕКУ, 2003 р. С. 106.
6. B. Thierry and L. Renaud, “On the predictability of radiation fog formation in a mesoscale model: a case study in heterogeneous terrain,” Atmosphere, vol. 10, no 4, 165 p., 2019
7. D. Y. Liu, W. L. Yan, J. Yang, M. J. Pu, S. J. Niu, and Z. H. Li, “A study of the physical processes of an advection fog boundary layer,” Boundary Layer Meteorology, vol. 158, no. 1, pp. 125-138 с, 2016.
8. D. Y. Liu, J. Yang, S. J. Niu, and Z. Li, “On the evolution and structure of a radiation fog event in Nanjing,” Advances in Atmospheric Sciences, vol. 28, no. 1, pp. 223–237 с, 2011.
9. D. Y. Liu, S. J. Niu, J. Yang, L. J. Zhao, J. J. Lu, and C. S. Lu, “Summary of a 4 year fog field study in northern Nanjing, Part 1: fog boundary

- layer,” *Pure and Applied Geophysics*, vol. 169, no. 5-6, pp. 809–819, 2012.
10. Gultepe, M. D. Müller, Z. Boybeyi A. New Visibility Parameterization for Warm-Fog Applications in Numerical Weather Prediction Models. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. (2006) 45 (11): 1469-1480.
  11. H.-B. Wang, Z.-W. Zhang, L. Zhang, H. Wu, L.-Y. Zhou, and F. Zu, “Identify the size of aerosol particles and analyze its characteristics at three AERONET sites in China,” *China Environmental Science*, vol. 35, no. 4, pp. 995–1003, 2015, in Chinese.
  12. H. Kim, S. Collier, X. Ge et al., “Chemical processing of water-soluble species and formation of secondary organic aerosol in fogs,” *Atmospheric Environment*, vol. 200, pp. 158–166, 2019.
  13. J. Chen, C. S. Zhao, N. Ma et al., “A parameterization of low visibilities for hazy days in the north China plain,” *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 12, no. 11, pp. 4935–4950, 2012.
  14. J. G. Hudson, “Relationship between fog condensation nuclei and fog microstructure,” *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 37, no. 8, pp. 1854–1867, 1980.
  15. J. Yang, Z. Q. Niu, and C. E. Shi, “Microphysics of atmospheric aerosols during winter haze/fog events in Nanjing,” *Environmental Science*, vol. 31, no. 7, pp. 1425–1431, 2010, in Chinese.
  16. M. Mohan and S. Payra, “Influence of aerosol spectrum and air pollutants on fog formation in urban environment of megacity Delhi, India,” *Environmental Monitoring and Assessment*, vol. 151, pp. 265–277 c, 2009.
  17. Р. Г. Елдрідж, «Зв'язок між видимістю та вмістом рідкої води в тумані», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 28, № 7, С. 1183–1186, 1971.
  18. R. G. Eldridge, “A few fog drop-size distributions,” *Journal of Meteorology*, vol. 18, no. 5, pp. 671–676, 1961.
  19. R. Gautam and M. K. Singh, “Urban heat island over Delhi punches holes in widespread fog in the Indo-Gangetic plains,” *Geophysical Research Letters*, vol. 45, no. 2, pp. 1114–1121, 2018.

20. S. Stolaki, M. Haeffelin, C. Lac, J.-C. Dupont, T. Elias, and V. Masson, “Influence of aerosols on the life cycle of a radiation fog event. A numerical and observational study,” *Atmospheric Research*, vol. 151, pp. 146–161, 2015. \_\_ (7)
21. T. Elias, M. Haeffelin, P. Drobinski et al., “Particulate contribution to extinction of visible radiation: pollution, haze, and fog,” *Atmospheric Research*, vol. 92, no. 4, pp. 443–454, 2009.
22. W. T. Roach, R. Brown, and S. J. Caughey, “On some quasi-periodic oscillations observed during a field investigation of radiation fog,” *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 102, no. 432, pp. 355–359, 1976.
23. X. Y. Gao, S. H. Gao, and Y. Yang, “A comparison between 3DVAR and EnKF for data assimilation effects on the Yellow Sea fog forecast,” *Atmosphere*, vol. 9, no. 9, p. 346, 2018.
24. Y. Y. Zhu, C. Y. Zhu, F. Zu et al., “A persistent fog event involving heavy pollutants in Yancheng area of Jiangsu province,” *Advances in Meteorology*, vol. 2018, Article ID 2512138, 14 pages, 2018.
25. Z. H. Li and J. Wu, “Winter fog droplet spectrum features in urban area of Chongqing,” *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*, vol. 18, no. 1, pp. 46–51, 1995, in Chinese.
26. Z. H. Li, D. Y. Liu, and J. Yang, “The microphysical processes and macroscopic conditions of the radiation fog droplet spectrum broadening,” *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 35, no. 1, pp. 41–54, 2011, in Chinese.
27. Z. H. Li, J. P. Huang, and Y. Q. Zhou, “Physical structures of the five-day sustained fog around Nanjing in 1996,” *Acta Meteorologica Sinica*, vol. 57, no. 5, pp. 622–631, 1999, in Chinese.
28. Z. H. Li, “Studies of fog in China over the past 40 years,” *Acta Meteorologica Sinica*, vol. 59, no. 5, pp. 616–624, 2001, in Chinese.
29. M. Liu, W. L. Yan, and B. Zhang, “Analysis on persistence and intensification mechanism of fog and haze in Jiangsu in January 2013,” *Meteorological Monthly*, vol. 40, no. 7, pp. 835–843., 2014.
30. Електронні щоденники по ст. Івано-Франківськ <http://rp5.ru>. (дата звернення 12.10.2021).



## ДОДАТКИ

## ДОДАТОК А

## ДОВІДКА

кафедри метеорології та кліматології  
до магістерської кваліфікаційної роботи  
студентки 2 курсу групи МНЗ-21  
Захарченко Анастасія Євгеніївна

на тему:

Умови утворення низької хмарності над територією Івано-Франківська за  
останнє десятиріччя

Участь у I Міжнародної науково-практичної дистанційної конференції  
Science, Innovations and Education: Problems and Prospects яка відбудеться 19-  
21 жовтня 2022 р. у м. Осака, Японія з темою доповіді «Режим низької  
хмарності над ст. Івано-Франківськ за останні п'ять років»

<https://sci-conf.com.ua/wp-content/uploads/2022/10/SCIENCE-AND-TECHNOLOGY-PROBLEMS-PROSPECTS-AND-INNOVATIONS-19-21.10.22.pdf>





Таблиця Б.4 - Вибірка числа випадків з низькою хмарністю різної висоти  
нижньої межі по ст. Івано-Франківськ за 2018...2011 рр.

16	<b>2018 рік</b>	<100	<200	<300	<600	<1000	Σ		<b>2017 рік</b>	<100	<200	<300	<600	<1000	Σ
17	січень	0	35	19	37	33	<b>124</b>		січень	0	25	36	34	31	<b>126</b>
18	лютий	1	20	29	65	47	<b>162</b>		лютий	0	18	10	23	32	<b>83</b>
19	березень	0	15	14	35	35	<b>99</b>		березень	0	13	17	30	50	<b>110</b>
20	квітень	0	0	1	9	23	<b>33</b>		квітень	0	2	2	18	39	<b>61</b>
21	травень	0	1	1	16	42	<b>60</b>		травень	0	4	7	22	59	<b>92</b>
22	червень	0	5	7	37	55	<b>104</b>		червень	0	0	1	11	43	<b>55</b>
23	липень	0	9	8	26	57	<b>100</b>		липень	0	0	1	12	39	<b>52</b>
24	серпень	0	3	7	15	36	<b>61</b>		серпень	0	0	1	11	36	<b>48</b>
25	вересень	0	2	5	11	40	<b>58</b>		вересень	0	11	12	31	38	<b>92</b>
26	жовтень	0	5	6	13	27	<b>51</b>		жовтень	0	16	14	17	38	<b>85</b>
27	листопад	8	61	21	40	27	<b>157</b>		листопад	1	37	32	35	41	<b>146</b>
28	грудень	1	22	17	61	49	<b>150</b>		грудень	0	16	19	41	46	<b>122</b>
29	Σ	<b>10</b>	<b>178</b>	<b>135</b>	<b>365</b>	<b>471</b>	<b>1159</b>		Σ	<b>1</b>	<b>142</b>	<b>152</b>	<b>285</b>	<b>492</b>	<b>1072</b>
30															
31	<b>2016 рік</b>	<100	<200	<300	<600	<1000	Σ		<b>2015 рік</b>	<100	<200	<300	<600	<1000	Σ
32	січень	0	9	14	48	76	<b>147</b>		січень	3	11	11	44	80	<b>149</b>
33	лютий	4	25	21	25	43	<b>118</b>		лютий	1	21	23	20	41	<b>106</b>
34	березень	0	27	31	48	34	<b>140</b>		березень	1	20	27	50	29	<b>127</b>
35	квітень	0	1	9	17	34	<b>61</b>		квітень	0	3	11	22	44	<b>80</b>
36	травень	0	3	6	16	28	<b>53</b>		травень	0	1	2	19	18	<b>40</b>
37	червень	0	0	0	12	39	<b>51</b>		червень	0	0	1	10	42	<b>53</b>
38	липень	0	4	7	19	1	<b>31</b>		липень	0	4	6	14	7	<b>31</b>
39	серпень	0	2	4	10	50	<b>66</b>		серпень	0	1	1	13	51	<b>66</b>
40	вересень	0	5	14	31	24	<b>74</b>		вересень	0	6	19	34	20	<b>79</b>
41	жовтень	0	13	13	19	57	<b>102</b>		жовтень	0	7	11	15	50	<b>83</b>
42	листопад	0	2	6	35	42	<b>85</b>		листопад	3	2	9	30	39	<b>83</b>
43	грудень	1	13	9	24	47	<b>94</b>		грудень	2	18	4	27	53	<b>104</b>
44	Σ	<b>5</b>	<b>104</b>	<b>134</b>	<b>304</b>	<b>475</b>	<b>1022</b>		Σ	<b>10</b>	<b>94</b>	<b>125</b>	<b>298</b>	<b>474</b>	<b>1001</b>
45															
46	<b>2014 рік</b>	<100	<200	<300	<600	<1000	Σ		<b>2013 рік</b>	<100	<200	<300	<600	<1000	Σ
47	січень	4	22	33	65	31	<b>155</b>		січень	2	11	15	48	80	<b>156</b>
48	лютий	5	5	4	17	37	<b>68</b>		лютий	6	26	17	20	40	<b>109</b>
49	березень	1	3	7	2	59	<b>72</b>		березень	2	27	21	40	31	<b>121</b>
50	квітень	0	2	13	33	40	<b>88</b>		квітень	1	3	7	19	26	<b>56</b>
51	травень	0	11	20	31	66	<b>128</b>		травень	0	6	4	12	26	<b>48</b>
52	червень	0	1	1	14	30	<b>46</b>		червень	0	2	2	12	24	<b>40</b>
53	липень	0	0	3	11	21	<b>35</b>		липень	0	5	5	22	3	<b>35</b>
54	серпень	0	0	0	13	28	<b>41</b>		серпень	0	2	3	13	33	<b>51</b>
55	вересень	0	0	1	14	18	<b>33</b>		вересень	0	2	16	24	20	<b>62</b>
56	жовтень	0	2	5	10	26	<b>43</b>		жовтень	3	16	17	17	55	<b>108</b>
57	листопад	4	31	10	10	13	<b>68</b>		листопад	2	3	7	33	44	<b>89</b>
58	грудень	9	22	19	44	33	<b>127</b>		грудень	11	19	18	20	48	<b>116</b>
59	Σ	<b>23</b>	<b>99</b>	<b>116</b>	<b>264</b>	<b>402</b>	<b>904</b>		Σ	<b>27</b>	<b>122</b>	<b>132</b>	<b>280</b>	<b>430</b>	<b>991</b>

