

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

**Кваліфікаційна робота магістра**

на тему: «Термодинамічна структура і вологісна стратифікація граничного шару атмосфери при формуванні низької хмарності»

Виконав курсант 2 курсу групи МВМ-22  
спеціальності 103 «Науки про Землю»

Рязанов Кирило

(ім'я, прізвище)

Керівник: к. геогр. наук

Наталя Міщенко

(ім'я, прізвище)

Консультант

-

(ім'я, прізвище)

Рецензент: к. геогр. наук, доцент

Оксана Вольвач

(ім'я, прізвище)

Одеса 2023

МІНІСТЕРСТВО ОБОРОНИ УКРАЇНИ  
МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

Освітній ступень магістр

Спеціальність 103 Науки про Землю

(шифр і назва)

Освітня програма «Організація метеорологічного та геофізичного  
забезпечення Збройних Сил України»

ЗАТВЕРДЖУЮ

Начальник кафедри військової підготовки

полковник Олег ГРУШЕВСЬКИЙ

**ЗАВДАННЯ  
НА КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ МАГІСТРА**

курсанту РЯЗАНОВУ Кирилові Сергійовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: «Термодинамічна структура і вологісна стратифікація граничного шару атмосфери при формуванні низької хмарності»

Керівник роботи Міщенко Наталя Михайлівна, к.геогр.н.

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

затверджений наказом ректора ОДЕКУ від 21 грудня 2023 року № 267«С»

2. Строк подання курсантом роботи 14 грудня 2023 року

3. Вихідні дані до роботи: фактичні дані з щоденників погоди, прогностичні дані адвекції температури, вологості повітря, дані відносного вихору швидкості та дивергенції (GRIB NOAA) з кроком 0,25° для станції Одеса (аеропорт) за з 01.01 по 31.12 за 2018...2021 рр.

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

1) складання банку даних днів з випадками низької хмарністю за 2016...2021 рр. по ст. Одеса;

2) формування вихідного масиву даних адвекцій температури, вологості, відносного вихору та дивергенції за обрані випадки;

3) створення графічного матеріалу для обраних випадків та їх аналіз;

## 5. Перелік графічного матеріалу:

Графіки адвективних змін температури та вологості повітря біля поверхні землі перед формуванням низької хмарності та в період її існування. Вертикальний розподіл відносного вихору та дивергенції в період формування низької хмарності

## 6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання: 23 жовтня 2023 року

## КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Отримання завдання та пошук літературних джерел за темою кваліфікаційної роботи магістра	23.10 – 26.10.23	85	добре
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	27.10 – 12.11.23	75	добре
3.	Рубіжна атестація	13.11 – 15.11.23	80	добре
4.	Обробка і аналіз вихідних даних та опрацювання розрахункового алгоритму	16.11 – 21.11.23	80	добре
5.	Написання 3-го розділу	22.11 – 03.12.23	80	добре
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатку	04.12– 11.12.23	77	добре
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	12.12.23		
8.	Подання роботи на рецензування	13.12.23		
9.	Подання роботи до навчальної частини	14.12.23		
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	15.12.23	80	добре

курсант \_\_\_\_\_  
( підпис )

Кирило РЯЗАНОВ  
(ім'я та прізвище)

Керівник роботи \_\_\_\_\_  
( підпис )

Наталя МІЩЕНКО  
(ім'я та прізвище)

## АНОТАЦІЯ

Кваліфікаційна робота магістра курсанта Рязанова К.С. на тему «Термодинамічна структура і вологісна стратифікація граничного шару атмосфери при формуванні низької хмарності».

Робота присвячена виявленню закономірностей в розподілі температурно-вологісних та динамічних характеристик в граничному шарі атмосфери в період формування низької хмарності на станції Одеса (аеропорт).

В ході роботи були побудовані графіки часових змін адвекцій температури та вологості, відносного вихору та дивергенції в період формування низької хмарності з ціллю виявлення закономірностей в їх розподілу перед утворенням низької хмарності.

*Актуальність* обраної тематики обумовлена важливістю точного прогнозування виникнення низької хмарності та можливості попередження початку зниження її нижньої межі для забезпечення польотів як військової так і цивільної авіації. Таким чином дана робота дає можливість покращити достовірність прогнозу виникнення низької хмарності для аер.Одеса.

*Мета і завдання дослідження.* Метою даної роботи є визначення умов утворення низької хмарності на станції Одеса та критеріальних значень температурно-вологісних та динамічних характеристик з ціллю уточнення часу виникнення низької

*Для досягнення мети дослідження були сформульовані такі завдання:*

- 1) складання банку даних днів з випадками низької хмарністю за 2018...2021 рр. по ст. Одеса;
- 2) формування вихідного масиву даних адвекцій температури, вологості, відносного вихору та дивергенції за обрані випадки;
- 3) створення графічного матеріалу для обраних випадків;
- 4) аналіз отриманих результатів;

*Об'єкт дослідження* – низька хмарність;

*Предмет дослідження* – температурно-вологісні та динамічні характеристики;

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

*Наукова новизна* результатів полягає у отриманні критеріальних значень адвекцій температури та вологості, а також відносного вихору та дивергенції в період формування низької хмарності.

*Практичне значення отриманих результатів* полягає у можливості використання отриманих результатів для уточнення прогнозу виникнення низької хмарності.

*Структура і обсяг роботи*. Робота викладена на 59 сторінках , складається зі вступу, 3 розділів, висновків та списку використаних джерел.

*У першому розділі* кваліфікаційної роботи розглядаються загальні відомості про низьку хмарність та умови її утворення.

*У другому розділі* розглянуті методи прогнозування низької хмарності які найчастіше використовують у оперативних підрозділах України, а також нові підходи аналізу і прогнозу іноземних авторів .

*Третій розділ* є практичний і присвячений дослідженню температурно-вологісній та динамічній структурі атмосфери в період формування низької хмарності на ст.Одеса (аеропорт).

*Ключові слова*: низька хмарність, адвективні зміни, відносний вихор, дивергенція, температурно-вологісні характеристики.

## SUMMARY

Master's thesis of cadet Riazanov K.S. on the topic "Thermodynamic structure and moisture stratification of the boundary layer of the atmosphere during the formation of low cloudiness".

The work is devoted to the detection of regularities in the distribution of temperature-humidity and dynamic characteristics in the boundary layer of the atmosphere during the formation of low cloud cover at the Odesa station (airport).

In the course of the work, graphs of time changes in advection of temperature and humidity, relative burnout, and divergence during the formation of low cloudiness were constructed to identify regularities in their distribution before the formation of low cloudiness.

*The relevance* of the chosen topic is due to the importance of forecasting the decrease of low cloudiness and the possibility of preventing the beginning of the decrease of its lower limit to ensure the flights of both military and civil aviation. Thus, this work provides an opportunity to improve the reliability of the forecast of a decrease in low cloud cover for the Odesa airport.

*The purpose and tasks of the research.* The method of this work is to determine the conditions for the formation of low clouds at the Odesa station and the criteria for the significance of temperature-humidity and dynamic characteristics with the aim of specifying the time of the occurrence of low clouds.

*To achieve the goal of the study, the following tasks were formulated:*

- 1) compilation by the bank of days with low cloud cover for 2016...2021 according to Art. Odesa;
- 2) formation of the initial data array of advection of temperature, humidity, relative yield and divergence for selected cases;
- 3) creation of graphic material for selected shots;
- 4) analysis of the obtained results;

*The object of the study* is low cloudiness;

*The subject of research* is temperature-humidity and dynamic characteristics;

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

*The scientific novelty* of the obtained results consists in obtaining the criterion values of temperature and humidity advections, as well as relative vorticity and divergence during the period of formation of low cloudiness.

*The practical significance* of the obtained results lies in the possibility of using the obtained results to refine the forecast of the occurrence of low cloudiness.

*Structure and scope of work.* The work is laid out on 59 pages, consists of an introduction, 3 chapters, conclusions and a list of used sources.

In the first section of the qualification work, general information about low cloudiness and the conditions of its formation are considered.

In the second section, the methods of forecasting low cloud cover that are most often used in the operational units of Ukraine, as well as new approaches of analysis and forecasting by foreign authors, are considered.

The third section is practical and is dedicated to the study of the temperature-moisture and dynamic structure of the atmosphere during the period of formation of low cloud cover at Odessa station (airport).

*Key words:* low cloudiness, advective changes, relative vortex, divergence, temperature and humidity characteristics.

## ЗМІСТ

Вступ.....	9
1. Основні відомості про низьку хмарність.....	11
1.1 Умови утворення низької хмарності.....	11
1.2 Основні механізми утворення низької хмарності.....	14
2. Основні методи прогнозу низької хмарності.....	20
2.1 Прогноз висоти нижньої межі хмарності методом О.І. Гоголевої.....	20
2.2 Метод прогнозу висоти нижньої межі хмарності авіаметеорологічного центру.....	23
2.3 Сучасні дослідження низької хмарності.....	26
3. Дослідження умов формування низької хмарності на ст. Одеса (Аеропорт).....	42
3.1 Аналіз температурно-вологісних характеристик у дні формування низької хмарності.....	42
3.2 Динамічна структура атмосфери у дні формування низької хмарності.....	47
Висновки.....	54
Перелік посилань.....	55
Додаток.....	59



## ВСТУП

Актуальність прогнозу низької хмарності має вирішальне значення для оцінки видимості, навігації та прийняття рішень під час польотів. Також вона разом з погіршенням видимості є тими елементами погоди, які визначають мінімум погоди для повітряного судна, аеродрому та екіпажу. Як відомо, низька хмарність не має чітких обмежень по висоті нижньої межі, при цьому на практиці проводять розрахунок нижньої межі хмар з максимальною висотою 300 м, оскільки для військової авіації саме це її значення має найбільш важливе значення.

*Актуальність* обраної тематики обумовлена важливістю точного прогнозування виникнення низької хмарності та можливості попередження початку зниження її нижньої межі для забезпечення польотів як військової так і цивільної авіації. Таким чином дана робота дає можливість покращити достовірність прогнозу виникнення низької хмарності для аер. Одеса.

*Метою* даної роботи є визначення умов утворення низької хмарності на станції Одеса та критеріальних значень температурно-вологісних та динамічних характеристик з ціллю уточнення часу виникнення низької

*Завданнями, що вирішувалися в ході даної роботи:*

- 1) складання банку даних днів з випадками низької хмарністю за 2018...2021 рр. по ст. Одеса;
- 2) формування вихідного масиву даних адвекцій температури, вологості, відносного вихору та дивергенції за обрані випадки;
- 3) створення графічного матеріалу для обраних випадків;
- 4) аналіз отриманих результатів

*У якості вихідних даних* використовувалися:

- 1) фактичні дані з щоденників погоди з 01.01 по 31.12 за 2018...2021 рр. по ст. Одеса (аеропорт);
- 2) прогностичні дані адвекції температури та вологості повітря

(GRIB NOAA) з кроком  $0,25^\circ$  для станції Одеса (аеропорт);

3) прогностичні дані відносного вихору швидкості та дивергенції (GRIB NOAA) з кроком  $0,25^\circ$  для станції Одеса (аеропорт)

*Структура роботи.* Представлена робота викладена на 58 сторінках, складається зі вступу, 3 розділів, висновків та перелік посилань.

*У першому розділі* кваліфікаційної роботи розглядаються загальні відомості про низьку хмарність та умови її утворення.

*У другому розділі* розглянуті методи прогнозування низької хмарності які найчастіше використовують у оперативних підрозділах України, а також нові підходи аналізу і прогнозу іноземних авторів .

*Третій розділ* є практичний і присвячений дослідженню температурно-вологісній та динамічній структурі атмосфери в період формування низької хмарності на ст.Одеса (аеропорт).

# 1 НИЗЬКА ХМАРНІСТЬ, УМОВИ ТА МЕХАНІЗМИ ЇЇ ФОРМУВАННЯ

## 1.1 Основні умови утворення низької хмарності

Процес утворення шаруватої (St) і шарувато-купчастої (Sc) хмарності в загальному вигляді можна представити так: в повітряній масі яка рухається під впливом динамічних факторів і підстильної поверхні, з якою відбувається теплообмін і волого обмін, змінюється з часом і в просторі температура повітря і вміст водяної пари, при цьому, слід розуміти, що в самій повітряній масі перерозподіл тепла і вологи відбувається під впливом вертикальних рухів і, відповідно, в окремих об'ємах і шарах повітря може наступити стан насичення та початися конденсація водяної пари з подальшим утворенням низької хмарності.

У відомих теоретичних дослідженнях по динаміці утворення шаруватої хмарності, зазвичай, розглядаються процеси теплообміну і вологообміну. В загальному випадку прогноз виникнення і еволюції шарувато- подібної хмарності потрібно починати з рішення системи диференційних рівнянь для граничного шару, які включають рівняння руху, рівняння нерозривності, рівняння притоку тепла і вологи. Початкові значення метеорологічних величин і їх розподіл в просторі є на сьогодні відомими .

В залежності від тих чи інших факторів умови виникнення низької шарувато подібної хмарності бувають різними. Частіше всього виникнення шаруватої хмарності спостерігається в результаті адвекції тепла, при якій відбувається охолодження повітря від холодної підстильної поверхні.

При адвекції тепла адвективні і трансформаційні зміни температури і вологості повітря є орієнтирами появи хмар нижнього рівня. Так по величині адвективних змін температури і точки роси, можна оцінити трансформаційні зміни в процесі руху повітря, або в нижньому шарі атмосфери.

Трансформаційні зміни температури, як правило, по модулі більші, ніж зміни точки роси. При адвекції тепла це спонукає до локального зменшення дефіциту точки роси, по маршруту переміщення повітряної маси і конденсації водяного пару. При адвекції холодного повітря, навпаки, спостерігається локальне збільшення дефіциту точки роси. Зазначені положення будуть правдиві тільки в тих випадках, коли до пункту прогнозу переміщується повітря, з більш низькими дефіцитами.

Як правило, адвективні зміни температури та вологості повітря (і трансформаційні зміни, відповідно) залежать від швидкості горизонтального переносу та збільшуються з довжиною траєкторії шляху. При цьому, при значних швидкостях переносу велике значення буде мати різниця радіаційних умов уздовж всієї траєкторії, особливо в холодний період року [4].

Відомо, що хмарність має певні характерні форми, які є однаковими у всіх частинах світу. Цей факт дає змогу давати назви різним типовим формам, і ці назви використовуються спостерігачами по всьому світу. Отже, хмарні спостереження, де б вони не проводились, порівняльні.

Хмарність нижнього ярусу може розповсюджуватися по горизонталі на сотні або тисячі кілометрів і вертикально до висоти близько 2 км. Їх можна спостерігати в районі теплового фронту та фронту оклюзії, в теплому секторі і в центральній частині циклону. Також хмари нижнього ярусу утворюються на периферіях антициклону, при високій вологості повітряної маси їх можна навіть спостерігати в центральній частині антициклону.

Знання висоти нижньої межі хмар дуже важливо для авіації. При її визначенні варто пам'ятати, що нижня межа шаруватих (St) або шарувато-купчастих (Sc) хмар часто нечітка і розмита, та що перехід від серпанку до хмарності інколи відбувається в шарі товщиною 50-200 м. Тому нижня межа хмар яка спостерігається, залежить від методу її спостереження.

Доведено, що нижня межа хмарності з висотою 200 м та менше протягом декількох хвилин може змінити свою висоту приблизно на 50 %.

Багато неприємностей доставляє синоптикам та льотчикам, так звана, хмарна пелена. Це дуже тонкий шар шарувато подібної хмарності, яка спостерігається на висотах 50–250 м. Ця пелена спостерігається тільки зимою в північних районах. Інколи хмарну пелену можна зафіксувати за допомогою інструментальних вимірювань нижньої межі хмарності, які використовуються на аеродромі. Хмарну пелену можна також визначити з борту повітряного судна. Інколи в хмарній пелені спостерігається сильне обмерзання.

Шаруваті та шарувато-купчасті хмари однорідних повітряних мас є дуже близькими по структурі та за умовами виникнення. Важливішою умовою для формування St-Sc хмарності є неадіабатичне охолодження повітря, яке переміщується над холодною підстильною поверхнею. Однак, цього не достатньо, тому що в цьому випадку ми б відмічали лише виникнення туману. Для утворення хмарності при цьому необхідна ще динамічна турбулентність, яка спонукає перенос продуктів конденсації на по вертикалі від поверхні землі.

В холодну пору року над континентом нижня межа цих хмар розташовується переважно в шарі від рівня землі до 300 м. При цьому відносна вологість біля поверхні землі при наявності хмарності у 72 відсотків випадків становить 85-100% ( $T - T_d < 2^{\circ}\text{C}$ ) При різниці  $T - T_d > 3^{\circ}\text{C}$  висота цих хмар буде більш 300 м від поверхні землі.

Вертикальна потужність St-Sc хмарності, як правило, невелика та складає кілька десятків або сотень метрів. Їх вертикальний розвиток обмежується перебуванням у теплій повітряній масі на деякій висоті від землі до інверсії, так що ці хмари є переважно підінверсійними.

## 1.2 Механізми утворення низької хмарності

Відомо, що основним механізмом утворення St-Sc хмарності є наступний: в нижньому шарі атмосфери існує деякий запас водяної пари, який утворюється шляхом випаровування з підстильної поверхні, або при адвекції більш вологого повітря з інших ділянок місцевості. При переміщенні повітря виникає динамічна турбулентність, яка буде переносити вологу з нижнього шару уверх. Чим значніше вертикальний градієнт температури в нижньому шарі атмосфери, тим краще буде здійснюватися переміщення. Присутня на деякій висоті інверсія не дає можливості розвиватися конвекції по вертикалі і цим сприяє зосередженню вологи поблизу рівня інверсії. Далі підіймаючись, повітряна маса адиабатично охолоджується, температура її знижується до точки роси, водяна пара конденсується. Тобто, вище рівня конденсації буде підійматися водяний пар та рідинно краплинна волога, яка накопичилася в підінверсійному шару. Таким чином, хмарний шар виникає в тих випадках, коли інверсія розташована вище рівня конденсації.

Також, слід пам'ятати, що висота рівня конденсації залежить від величини відносної вологості біля поверхні землі або від різниці дефіциту точки роси. При високій вологості, відповідно, буде нижче розташовуватися рівень конденсації.

Але ця схема утворення St-Sc хмарності, згідно з якою хмарність виникає в результаті турбулентного переносу вологи від нижніх шарів до верхніх, не є єдиною. Тут не завжди можна пояснити випадки, наприклад, раптового формування і зниження шаруватої хмарності до туману. Суттєву роль в утворенні низьких St хмар відіграє турбулентне перенесення вологи з нижніх шарів до верхніх, що, можливо саме в тих випадках, коли інверсія температури супроводжується зростанням питомої вологості з висотою. Досить часто буває, що над пунктом прогнозу спочатку спостерігалася безхмарна погода, а в результаті радіаційного вихолодження утворилася приземна інверсія (радіаційного типу) до висоти 500 м; розподіл питомої

вологості при цьому, також характеризується зростанням її висотою (рис. 1.1). Як відомо, до висоти 300 – 400 м спостерігається різке підвищення швидкості вітру (від 3 до 8 м/с) та в результаті турбулентного перемішування холодного повітря на нижніх шарах з більш теплим на вищих шарах, відбувається перерозподіл температури. Біля земної поверхні температура збільшується, а на певній висоті (в даному випадку на висоті близько 300 м) вона дещо понизиться. Нижня межа інверсії утвориться на деякій висоті від поверхні землі. В тих шарах, де фіксується зниження температури, повітря може досягти стану насичення що зумовить формування підінверсійної хмарності типу St (рис. 1.1 б). Подальше турбулентне перемішування підінверсійного холодного повітря з вище розташованим відносно теплим і вологим повітрям спричиняє до зниження нижньої межі інверсії, ущільнення хмарності і її зниження до туману (рис. 1.1 в). При цьому верхня частина хмарного шару зазвичай захоплює шар інверсії.

Здебільшого утворення низької хмарності типу St або St fr є результатом підняття туману, що найбільш характерно для континентальних районів ранньої осені, після сходу сонця. У таких випадках первинною причиною конденсації є радіаційне вихолодження підстильної поверхні, що спричиняє спочатку до утворення туману. При подальшому прогріві нижнього шару повітря приземна інверсія руйнується і продукти конденсації турбулентним потоком переносяться на деяку висоту від поверхні землі [5].

Виникнення низької хмарності, внаслідок турбулентного переносу вологи з нижніх шарів до верхніх відбувається у випадку, коли існує виражена адвекція теплого вологого повітря на холодну підстильну поверхню. При цьому вітер біля землі може бути досить сильним і хмарність може знижуватися в деяких регіонах, що може перейти в туман. Зона несприятливої погоди охоплює у таких випадках значні площі, що здебільшого можна зустріти на півдні України і в Прикаспійській низовині.

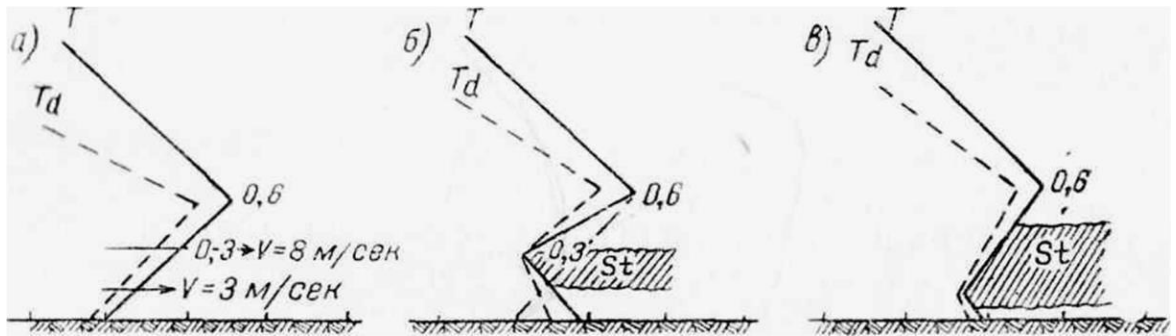


Рисунок 1.1 – Схематичне представлення змін температури точки роси при утворенні низької хмарності [3]

Синоптичні ситуації, при яких утворюється шарувата та шарувато-купчаста хмарність – теплий сектор циклону, тепла частина антициклону (найчастіше його західна і північна периферія), а також розмиті баричні поля зі слабкими градієнтами тиску. Але бувають випадки, коли ці хмари утворюються і в тій частині антициклону, де виникає адвекція холодного повітря. Тобто, коли холодне повітря доходить з достатньою вологістю або відбувається різке випаровування вологи з підстильної поверхні, а інверсія в холодному повітрі розташовується не високо від поверхні землі, тоді утворюються хмари, які є характер шарувато купчастими.

У тих випадках, коли антициклон стає високим теплим баричним утворенням, суцільний покрив St-Sc хмар може повністю його охоплювати. Таке трапляється, коли формування антициклону було пов'язано з вторгненням на континент вологих повітряних мас з атлантичного океану.

З навітряного боку гір і височин до динамічної турбулентності приєднується фактор впорядкованого висхідного руху, що обумовлює завжди збільшення вертикальної потужності St-Sc хмар [5].

Типовими синоптичними умовами, при яких утворюється низька хмарність є:

- західна периферія антициклону і теплий сектор циклону при



адвекції тепла;

- тилова частина циклону і передня частина антициклону при адвекції холоду;

- високий антициклон який послаблюється .

Механізм утворення хмарності нижнього рівня розділяється на два випадки:

- 1) коли надходження вологи в нижні шари атмосфери обумовлене випаровуванням з підстильної поверхні;

- 2) коли в нижній частині тропосфери спостерігається адвекція тепла і вологи.

В першому випадку сприятливі умови утворюються в передній частині антициклону, що розвивається, і в центральній частині антициклонів.

Сприятливі умови появи хмарності:

- великий вміст вологи повітря в приземному шарі, тобто відносна вологість біля землі  $R \geq 85\%$ ;

- активний турбулентний обмін практично завжди існує в передніх частинах антициклонів, які розвиваються, а в малорухомих спостерігається при вертикальних градієнтах температури в нижньому шарі атмосфери більше  $0,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$ ;

- наявність інверсії осідання, яка знаходиться вище рівня конденсації [4]. Наявність низхідних упорядкованих рухів і радіаційне зниження температури впливає на виникнення при піднятої інверсії. У зв'язку з цим під інверсійний шар повітря буде відокремлюватись від впливу шарів, які розташовуються вище. Активний турбулентний обмін буде спостерігатися тільки в шарі від землі і до нижньої межі інверсії ( $Ri \leq 1$ ). Накопичення вологи під шаром інверсії сприяє досягненню в деякому шарі повітря стану насичення, тобто виникненню хмарності [5].

Нижня межа цих хмар спостерігається на рівні конденсації і буває відносно чіткою. Збільшення відносної вологості повітря в нижніх шарах атмосфери в цей період при антициклонічному режимі погоди сприяє між

добовому зниженню температури повітря, а також випадінню опадів. Не досить часто хмари, що утворились в антициклоні є результатом утворення туману в нічні часи, який піднімається при сході Сонця .

Підставою розмиття хмар в антициклоні є нарощування низхідних рухів у вільній атмосфері. Вони посилюються через регенерацію або часткове посилення антициклону при надходженні нової частини холодного повітря. В результаті цього спостерігається зниження інверсії осідання, яке призводить до рознесення хмарності зверху.

В другому випадку при адвекції теплого вологого повітря на західну периферію антициклону в передній частині і теплому секторі циклону, поява низької хмарності спричиняє трансформаційне охолодження повітря в граничному шарі атмосфери [5].

У вихідному районі повітря знаходиться в стані термічної рівноваги, що визначається нормальним розподілом температури повітря і точки роси з висотою. Верхній рівень шаруватої хмарності, як правило, знаходиться в шарі інверсії, інколи досягає її верхньої межі.

Нижня межа хмарності нечітка та місцями нерівна. Під хмарами часто спостерігається серпанок. При синоптичній ситуації яка не змінюється і збереженні в даному районі адвекції тепла і вологи, локальне послаблення турбулентного обміну з часом приводить до зниження нижньої межі хмарності. При цьому завдяки дифузії водяної пари і випадінню хмарних елементів в підхмарний шар, вологовміст цього шару підвищується, що може призвести до утворення в ньому хмарності. При початковому низькому положенні нижньої межі хмар її пониження приводить до появи хмарності [7]. Розсіювання хмар, яке утворилось при адвекції тепла і вологи, відбувається в результаті надходження в даний район менш вологого і холодного повітря. Утворення низької хмарності може бути також пов'язане з адвекцією теплого і вологого повітря на південній периферії циклону. Інверсія температури під впливом посилення турбулентності, при наближенні теплому фронту часто піднімається, а потім розмивається. В подальшому роль затримуючого шару виконує фронтальна поверхня .

В період коли інверсія зникає, перед фронтом може спостерігатися підвищення нижньої межі шаруватої хмарності або її розсіювання, а в зоні фронту хмарність знижується [6].

Таким чином, аналіз фізичних умов виникнення низької хмарності при різних синоптичних положеннях дозволяє визначити перелік основних термогігрометричних та інших характеристик атмосфери, які визначають формування хмарності:

- значення температури повітря і точки роси в початковий момент часу в пункті прогнозу;
- значення прогностичної температури повітря на період прогнозу;
- адвективне значення температури повітря і точки роси в початковому районі;
- дефіцит точки роси в пункті прогнозу і в початковому районі;
- адвективні зміни температури повітря і точки роси;
- вертикальний градієнт температури;
- швидкість вітру в пункті прогнозу і середня швидкість по траєкторії переміщення повітря.

Характер вертикальних рухів і їх інтенсивність в граничному шарі атмосфери можуть бути враховані якісно в співвідношенні з синоптичним положенням [2].

## 2 ОСНОВНІ МЕТОДИ ПРОГНОЗУ НИЗЬКОЇ МАРНОСТІ

### 2.1 Прогноз висоти нижньої межі хмарності методом О. І. Гоголевої

Одним із методів прогнозу висоти нижньої межі хмарності є метод О.І. Гоголевої (рис. 2.1). На графіку по вертикальній вісі представлена температура повітря  $T$ , а на горизонтальній – температура точки роси  $T_d'$  (прогностична). Похилі лінії розділяють області з переважанням хмар є ситуаціях та досить вираженому переносі повітряних мас. Оптимальний період прогнозу за цим методом 9 годин, проте, але за необхідності з допомогою методу О.І. Гоголевої можна розробляти прогнози із завчасністю до 12 годин.

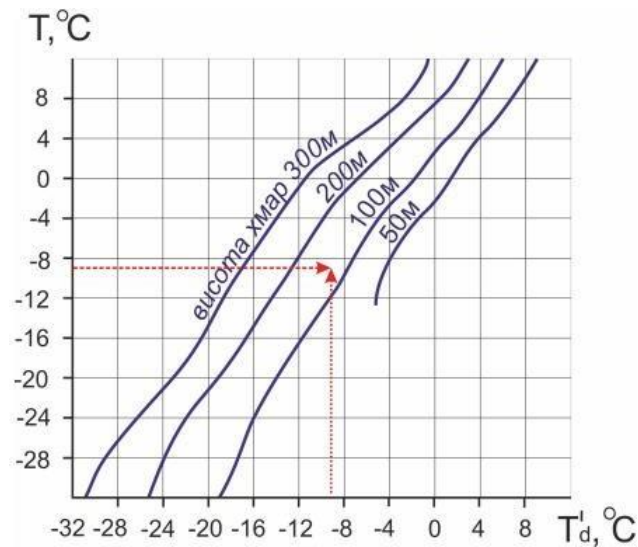


Рисунок 2.1 – Прогноз висоти нижньої межі хмарності за методом О.І. Гоголевої [1].

В той же час, К.Г. Абрамовичем визначено додаткові критерії прогнозу низької хмарності. Якщо характерні для перенесення повітря зміни температури переходять за значення  $4^{\circ}\text{C}$  за період часу 12 год то при адвекції тепла спостерігається зменшення значення висоти хмарності, а при адвекції холоду збільшення. Якщо ж адвективні зміни температури більші або дорівнюють  $6^{\circ}\text{C}$  за період часу 12 год то при горизонтальному переносу тепла відбувається хмароутворення або різке зниження хмарності, а при переміщенні холоду – підвищення чи зникнення хмар. [3]

На основі методу О.І. Гоголевої розроблено багато інших способів прогнозу хмарності, що охоплюють інші параметри наприклад, для прогнозу висоти нижньої межі хмар на термін до 12 годин можна рекомендувати графік, поданий на рисунку 2.2. На графіку вздовж вертикальних осей відкладається адвективне збільшення температури біля земної поверхні ( $T-T'$ ) за період прогнозу, похилі лінії пов'язані з прогностичним значенням швидкості вітру біля земної поверхні, а значення висоти нижньої межі хмар вимірюється вздовж горизонтальної осі. [7]

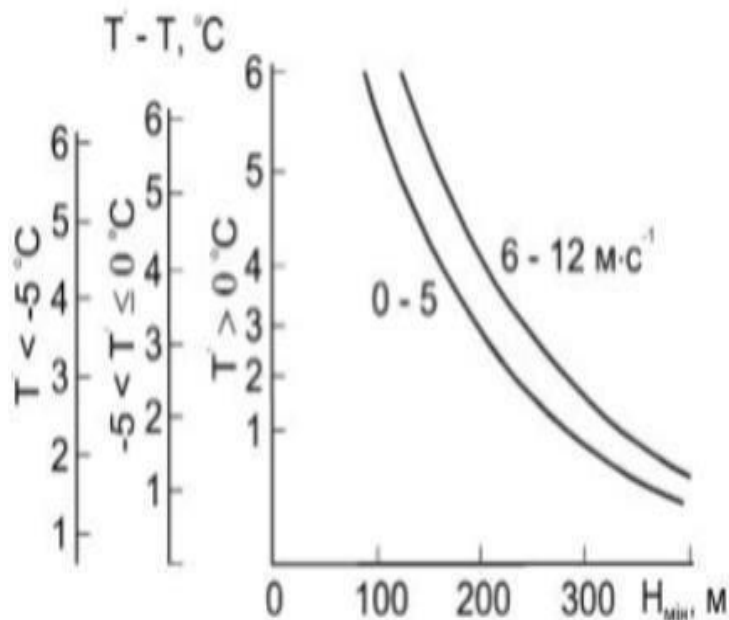


Рисунок 2.2 – Прогноз мінімальної висоти нижньої межі хмарності [6]

Наявність трьох шкал, орієнтованих вертикально дозволяє не знехтувати впливом на висоту хмарного покриву. Перша шкала застосовується, якщо значення температури нижче  $-5^{\circ}\text{C}$ , друга – якщо значення температури, потрапляє в проміжок від  $-5^{\circ}\text{C}$  до  $0^{\circ}\text{C}$ , і третя – при позитивних температурах. Щоб оцінити можливість утворення хмар висотою нижче 300 м у холодний період зручно використовувати графік, вказаний на (рис. 2.3).

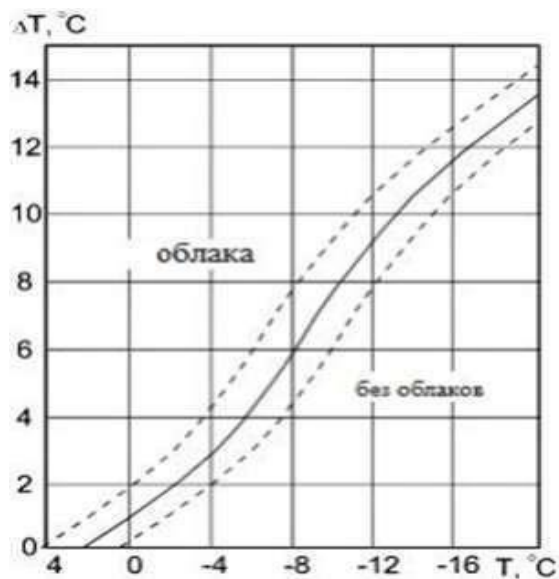


Рисунок 2.3 – Прогноз хмарності висотою 300 м і нижче при адвекції тепла в холодний період року [6]

Тут температура повітря біля поверхні в даний момент  $T$  відображається вздовж горизонтальної осі, а величина прогнозованого прогріву  $\Delta T$  – уздовж вертикальної осі. Роздільні лінії розтинають весь графік на дві ділянки. Якщо точка з початковими значеннями  $T$  та  $\Delta T$  потрапляє до зони «Хмари», то прогноз має вказувати на низьку хмарність, якщо ні – йдеться про відсутність низьких хмар.

## 2.2 Метод прогнозу висоти нижньої межі хмарності авіаметеорологічного центру

Службовцями головного авіаметеорологічного центру (ГАМЦ) запропоновані способи прогнозу нижньої межі хмарності, що враховують інформацію про зміни температури та температури точки роси. Ці методи зведені для використання графіків, представлених на рис. (2.4 та 2.5.)

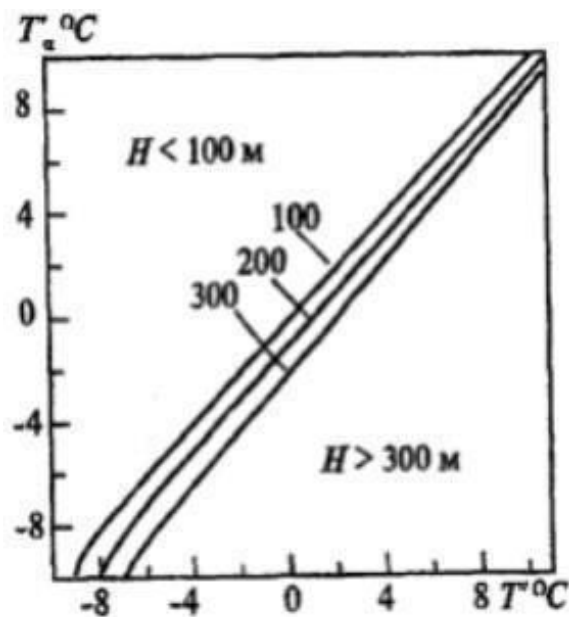


Рисунок 2.4 – Прогноз висоти нижньої межі хмарності по прогностичним значенням температури повітря  $T$  і температури точки роси [6]

Рисунок 2.4 дозволяє оцінити висоту нижньої межі хмарності по прогностичним значенням температури  $T$  і температури точки роси  $T_d'$ , а рисунок 2.5 – зміну висоти хмарності залежно від характерних для перенесення тепла змін температури  $\Delta T$  та температури точки роси  $\Delta T_d'$ .

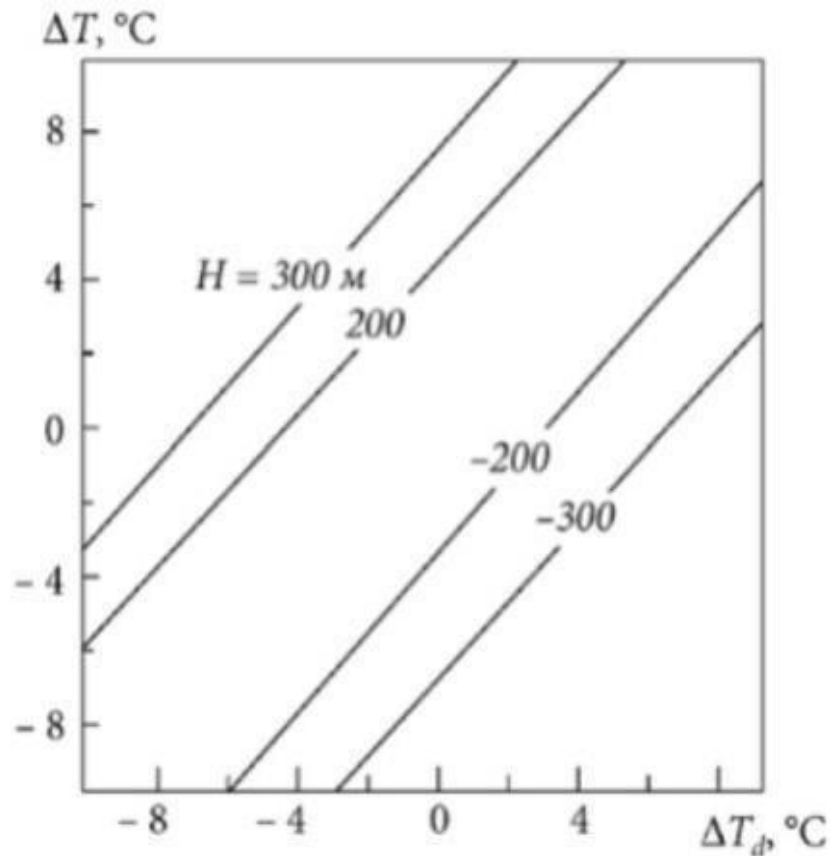


Рисунок 2.5 – Графік для оцінки змін висоти нижньої межі хмарності [5]

Вказані графіки дають задовільні результати при прогнозі хмарності на період від 6 до 12 годин. Дуже часто за нижню межу низької хмарності приймається рівень конденсації, для визначення якого можна користуватися аерологічною діаграмою. Висоту нижньої межі хмарності можна оцінити і за очікуваним характером погоди синоптичним та статистичним методом. Встановлено, що для середніх широт Європи при опадах і серпанку, що погіршують видимість до 4 км, висота нижньої межі хмарності зазвичай не перевищує 100 – 200 м; при видимості 1.5 – 4.0 км висота хмарності коливається в межах 60 – 100 м, а при видимості менше 1.5 км 30 – 60 м.



Для прогнозу низької хмарності методом Спарішкіної, використовують графік представлений на рис 2.6.

Він дозволяє по значенням температури  $T_o'$  і температури точки роси  $T_{d_0}$  на початку траєкторії переносу визначити можливість утворення хмарності висотою до 100 м. Оптимальний час при використанні даного методу 6 – 9 годин.

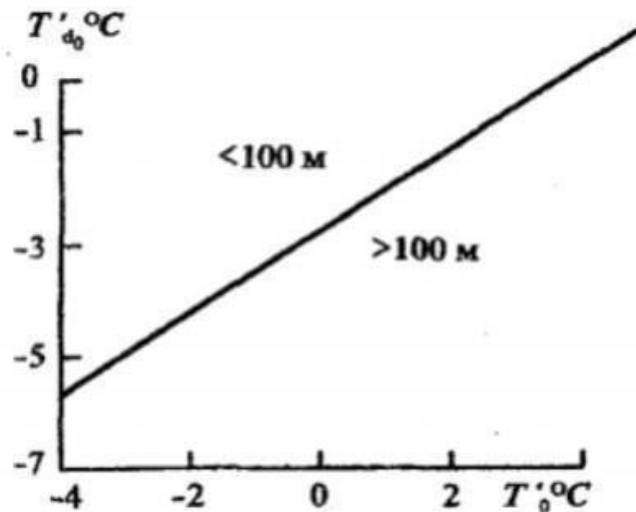


Рисунок 2.6 – Графік для прогнозу хмарності висотою до 100 м за методом З.А. Спарішкіної[6]

Розглянемо теорію утворення та еволюції шаруватої хмарності, під якою маються на увазі як власне шаруваті, в основному фронтальні шарувато-дощові – високошаруваті – пір'ясто-шаруваті, так і щільні хвилясті, тобто, шарувато-купчасті – шаруваті – висококупчасті хмари.

Шаруваті хмари утворюються при циклонічних депресіях, поблизу атмосферних фронтів та за інших систем несприятливої погоди. Поза зоною опадів хмарність часто зустрічається у вигляді кількох шарів довжиною до 10 км і більше, розділених чистими (безхмарними) проміжками, що заповнюються з початком випадання опадів. Ці хмари виникають у результаті повільного, але тривалого підйому у всьому потужному шарі повітря, яке при швидкості кілька сантиметрів на секунду може тривати протягом декількох годин.

Спільне цих хмар у тому, що їх горизонтальна довжина у багато разів перевищує вертикальну. З цієї причини основні фактори формування шаруватої хмарності і, як наслідок, вихідні рівняння мають однаковий вигляд для хмар всіх форм цієї групи. Відмінності між численними формами, видами та різновидами шаруватих хмар обумовлені варіаціями основних фізичних параметрів, від яких залежать умови формування хмарності.

### 2.3 Сучасні дослідження низької хмарності

Як правило, в сучасних методах дослідження використовується вже не архівні данні, а дані взяті з геостаціонарного супутника для вирішення систематичних відхилень детермінованих прогнозів хмар та опадів.

В наведеному дослідженні мультифізичний ансамблевий трансформаційний фільтр Калмана (ЕТКФ) побудований на основі моделі Weather Research. А його здатність до прогнозування з точки зору висоти та температури хмари, оцінюється шляхом кількісного порівняння трьох схем (). Результати показують, що схема Ліна та CAM 5.1 недооцінюють діапазон хмарних систем і мають різні переваги та недоліки у прогнозуванні різних елементів, тоді як поліпшення прогнозування середнього мультифізичного ансамблю обмежене. Однак мультифізичний ЕТКФ може ефективно покращити точність прогнозу діапазону хмарної системи. Крім того, він має переваги різних схем фізичної параметризації, які можуть значно покращити точність прогнозу хмарних систем, зменшити помилки прогнозу опадів та покращити оцінки загроз.

Модель WRF (Advanced Research WRF) використовується в цьому дослідженні для моделювання випадку опадів по великій території у східному Китаї протягом літа 2014 року.

Продукт пошуку з геостаціонарного метеорологічного супутника використовується як дані спостереження хмарних макрофізичних змінних. Ці дані отримуються від спільного пошуку даних виявлення з геостаціонарного

супутника та даних звучання другого рівня L-діапазону з роздільною здатністю  $0,05 \times 0,05$  градусів. У цьому дослідженні висота хмари та температура, отримані на основі цих даних, вибираються як дані спостереження для кількісної перевірки.

У цьому дослідженні висота хмари, температура хмари та опади не виводяться безпосередньо WRF, який потрібно розрахувати відповідно до аут-путів. Конкретні методи розрахунку такі: максимальна висота де сума першого рівняння перевищує порогове значення, визначається як висота хмари, а температура, що відповідає висоті хмари, визначається як температура хмари.

Отримують наступні рівняння:

$$\text{SUM} = qc + qr + qi + qs + qg + qh$$

$$\text{CWP} = \frac{1}{g} \int_{p_{bot}}^{p_{top}} qc(p) dp$$

$$\text{RWP} = \frac{1}{g} \int_{p_{bot}}^{p_{top}} qr(p) dp$$

$$\text{IWP} = \frac{1}{g} \int_{p_{bot}}^{p_{top}} (qi(p) + qs(p) + qg(p) + qh(p)) dp$$

де  $qc$ ,  $qr$ ,  $qi$ ,  $qs$ ,  $qg$  та  $qh$  – вказують співвідношення масових концентрацій ( $\text{кг} \cdot \text{кг}^{-1}$ ) хмарної води; дощова вода, кристали льоду, кристали снігу, крупа та град відповідно;  $p_{bot}$  і  $p_{top}$  представляють нижній і верхній тиск повітря (гПа),  $g$ - прискорення тяжіння ( $\text{м} \cdot \text{с}^{-2}$ ).

Час початку 00 UTC 14 серпня 2014 року, час виконання прогнозу - 48 годин, а вихідний інтервал - 3 години. Таким чином, загалом виводиться 16 наборів вибірових даних. Інші схеми параметризації, що використовується в експериментах, це схема поверхневого шару Моніна-Обухова.

Дудхії, схема поверхневого процесу Ноя та схема планетарного прикордонного шару університету Йонсей. Дані пошуку опадів приймають продукт синтезу спостережень мережі метеостанцій Китайської метеорологічної адміністрації та даних техніки морфінгу центру прогнозування клімату (CMORPH) с просторово-часовим вирішенням 1 годину та роздільною здатністю  $0.1 \times 0.1$  км. Серед них автоматичні спостереження за метеостанціями- це погодинні опади від 30000- 40000 автоматичних метеостанцій у Китаї з контролем якості, а супутниковий продукт опадів CMORPH – від центру прогнозування клімату національного управління океанічних і атмосферних досліджень, з просторово- часовою роздільною здатністю 30 хвилин і  $8 \times 8$  км.

Як результат проведеного дослідження, в роботі [8] отримані наступні висновки. Коли поріг для розрахунку висоти та температури хмари становить  $10^{-5} \text{кг} \cdot \text{кг}^{-1}$

Імітований діапазон хмарної системи близький до спостереження. Коли поріг становить  $2 \cdot 10^{-4} \text{кг} \cdot \text{кг}^{-1}$  діапазон хмарної системи менший ніж спостереження але RMSE висоти хмари становить близько 2,3-2,5 км ЕТКФ може покращити навички прогнозування висоти та температури хмари та перевершує мультифізичну в цьому дослідженні. Крім того зі збільшенням часу виконання прогнозу покращення ЕТКФ є більш помітним.

У цьому дослідженні ми отримуємо хороші результати в експерименті хмарного моделювання ЕТКФ на основі моделі WRF. Підтверджено, що ЕТКФ може ефективно зменшити помилки прогнозів моделей та надати більш точні вказівки щодо операцій модифікації погоди. Однак цей експеримент має проблему в тому, що він має велику кількість розрахунків, і цей метод який використовується в щоденних операціях, вимагає великих обчислюваних ресурсів.

Але, враховуючи різноманітність механізмів формування хмар, важко класифікувати та охарактеризувати всі типи хмар через глибину конкретної тропосфери. Важливо, що різні родини хмар часто співіснують навіть на одному рівні атмосфери. Науково-морська науково-дослідна лабораторія

(NRL) розробляє хмарні прогнозні моделі на основі машинного навчання для об'єднання моделей чисельного прогнозу погоди та супутникові дані. Ці моделі були створені з подвійною метою розуміння тенденції помилок моделі числового прогнозу погоди, а також підвищення точності та чутливості прогнозів. Фреймворк реалізує згорткову нейронну мережу UNet (UNet-CNN) із функціями, отриманими з спостережених хмар.

Система мезомасштабного прогнозування океану й атмосфери (COAMPS). Фундаментальною ідеєю цієї нової основи є застосування UNet-CNN для окремих наборів змінних, отриманих з GOES-16 і COAMPS, для характеристики та прогнозування широкої родини хмар, які мають подібні фізичні характеристики. [12]

Хмари важко передбачити, оскільки вони вимагають, крім просторового розташування, точна висота, глибина та тип хмари. Супутникові зображення корисні для перевірки географічного розташування, але обмежені 2D технологією. Кілька типів хмар можуть співіснувати на різних висотах в одному пікселі. У цій ситуації хмарна перевірка не дає багато інформації про те, чому прогноз пішов не так. Сортування хмар за фізичними атрибутами, як висота верхньої хмари, стабільність атмосфери та товщина хмари, сприяють кращому розумінню оскільки дуже різні фізичні механізми створюють різні типи хмар. Використання об'єднання результатів числової моделі і спостережень GOES-16, ми отримуємо змінні, пов'язані з атмосферними умовами, які утворюють і переміщують хмари протягом нашого хмарного прогнозу на основі машинного навчання. Підсумкова перевірка в середньо атлантичному регіоні США виявила наш прогноз хмар на основі машинного навчання та виправляє систематичні помилки, пов'язані з високою атмосферою хмарністю, і забезпечує прогнози хмарності від 3 до 12 годин.

Навіть завдяки останнім досягненням у галузі супутникових зображень і числових моделей прогнозування погоди точне та швидке отримання прогнозів хмарності через глибину тропосфери все ще залишається для нас викликом. Різні сімейства хмар часто співіснують одночасно відносно

атмосферного рівня, і навіть в межах одного регіону, форсування механізми можуть істотно відрізнятися. Прогнозувати хмари складно, оскільки тривимірною природою хмар вимагає розуміння як горизонтальні зміщення, так і вертикальні помилки висоти хмар точно характеризувати режими хмарності та їх кількісну оцінку фізичні властивості, такі як покриття, товщина, верхня висота, і висота основи [10]

Традиційні підходи прогнозування прогнозів у хмарі зосереджені в основному на три методи: числове прогнозування погоди (NWP), методи екстраполяції, такі як оптичний потік, які базуються на радіолокаційні або супутникові зображення, а також експертні системи, що базуються на знаннях, які поєднують NWP та екстраполяцію техніки.

Моделі NWP базуються на рівняннях, що стосуються фізичних і динамічних атмосферних процеси, які інтегруються в часі на тривимірній кінцевій сітці. Моделі NWP зазвичай містять систематичні помилки через грубу роздільну здатність сітки, невизначеності у фізичній параметризації та початкових умовах. Важливо розробити автоматичну обробку та корекцію виводу моделі зменшити систематичну похибку та підвищити точність і працездатність моделей NWP. [11]

Модель вихідної статистики (MOS) – це загальне формулювання для статистичної інтерпретації моделі виходу. MOS виправляє стійкі зміщення моделі шляхом кількісного визначення статистичний зв'язок між спостережуваними величинами як прогнозами та отриманими з моделі змінними як предикторами на певних термінах виконання. Є два основних недоліки до MOS. Будь-які зміни в статистиці вихідних змінних NWP можуть вплинути не тільки на зміщення, але й на структуру кореляції дисперсій серед змінних, отриманих за моделлю, особливо структура коваріації щодо спостережень. [13] У робочих умовах MOS є дорогим як за часом, так і за ресурсами. Характеристики зсуву моделі NWP змінюються залежно від місця розташування та окремих рівнянь MOS повинні розроблені для регіону.

Ці недоліки спонукали до розробки машинної моделі корекції прогнозу на основі навчання. Машинне навчання забезпечує багатообіцяючу альтернативу завдяки перевагам у можливості передачі, адаптивності та можливості обробки великих наборів даних. Нещодавно машинне навчання дозволило прогрес у різноманітні галузі досліджень, включаючи нейронауку, аналіз біомедичних сигналів, прогнозування погоди, і динамічні системи. Згорткові нейронні мережі (CNN) є одними з них найпопулярніші алгоритми, що використовуються в комп'ютерному зорі, нещодавно досягнувши найсучаснішої продуктивності в різних програмах для прогнозування погоди розробили рекурентну нейронну мережу (RICNN), яка поєднує в собі рекурентну нейронну мережу (RNN) і CNN для щоденного використання, прогнозування електричного навантаження у вирішенні викликів, пов'язаних зі зміною клімату та енергетичними кризами. Шер і Мессорі створили глибоку систему CNN для прогнозування прогнозу погоди невизначеність минулих прогнозів. Мережа достатньо прогнозує кількість опадів на основі кореляції між супутникові зображення та історичні дані про кількість опадів. Чжан і Донг розробили нейронну мережу (CRNN) для прогнозування температури на основі часових і просторових кореляцій температури зміни історичних даних.

Комбінація С-згортки нейронні мережі та мережі довготривалої короткочасної пам'яті (LSTM). Успішно досягли прогнозування радіолокаційної луни на основі форми відлуння метеорологічного радара. Крім того, там це різні архітектури CNN, такі як AlexNet, ResNet і LinkNet, які показали значні покращення у задачах класифікації, ідентифікації та розпізнавання. У міру розробки автоматичних кодерів UNet став універсальним. [15]

Шлях згортання призначені для виділення функцій, тоді як шлях розширення реконструює сегментоване зображення через ядро згортки. Набір залишкових між двома шляхами встановлюються з'єднання, які дозволяють виділяти об'єкти високої роздільної здатності з підрядного шляху які поєднуються з інформацією з виходу з підвищеною дискретизацією.

Потім шар згортки може навчитися збирати більш точну локалізацію на основі цієї інформації. За останні 2 роки UNets виявився а особливо потужний і новий інструмент для виявлення хмарного покриття у багатомасштабному навчанні функцій для завдань прогнозування поточної ситуації. Фернандес, Мехракун та Ахмед Сабаб представили різні розширені архітектури UNet для програм прогнозування погоди. Широка модель UNet, достатньо оцінена опадів і хмарного покриву на основі трансляції зображення в зображення за допомогою супутникових зображень. Їх EfficientNet був успішно розроблений, щоб зрозуміти і класифікувати хмарні структури та був розроблений на основі архітектури UNet для видалення та реконструкції дрібнозернистих характеристик хмари зображення.

У цьому дослідженні моделі UNet були розроблені для синтезу вихідних даних моделі NWP і супутникових даних для запису NWP моделювати тенденції помилок, а також покращувати точність і чутливість хмарних прогнозів. Підхід цього дослідження та нещодавня пов'язана робота полягає в тому, що вхідні дані супутника та ЧПП об'єднані та спроектовані на майбутнє.[17]

Вихід NWP надає інформацію, що стосується нелінійна еволюція атмосфери, яка погано відчувається радіолокатора або супутника, особливо якщо час виконання перевищує 6 год. Спостереження за хмарами як на основі випромінювання, так і на основі пошуку обмежені спадковою природою пасивних супутникових датчиків.

Ідентифікація структури та властивостей тривимірної хмари потребує використання фізичних умовних зразків на властивості, притаманні спостереженням. Хоча вихідні дані NWP містять систематичну помилку та упередженості, це все ще провідний метод забезпечення атмосфери і фізичні умови, критичні для визначення режимів хмарності і розташування в 3D-виді. Цей підхід забезпечує міст до використовувати комбінацію фізичної моделі та супутникових спостережень для покращення 3D-прогнозів хмарності для кількох часових очікувань (3–12 годин), а також розуміння тенденцій помилок.



У цьому дослідженні моделі UNet були застосовані для запобіжника NWP і супутникові дані для фіксації тенденцій помилок NWP і вдосконалення точності прогнозу. Створено узагальнену статистичну модель створювати прогнози для фізично схожих сімейств хмар. Довіра до фізичних атрибутів хмари вимагає, щоб хмара типи повинні бути ізольовані як у NWP, так і в супутниковому вході. [18] Поки такі змінні, як прямі вимірювання яскравості, привабливі через свою простоту вони надають обмежену фізичну інформацію. Наприклад, низькі температури яскравості можуть вказувати на холод температура поверхні або верхня тропосферна хмарність. Унікальний представництво вимагає додаткової інформації, наданої супутникові пошуки.. Подібні методи були застосовані для У цьому розділі описано дані, які використовуються під час навчання, перевірки, а також незалежне тестування моделі

Усі дані були нанесені на карту на загальну проекцію карти з використанням білінійної інтерполяції. Вихідний горизонтальний інтервал накладеної сітки становить 5 км. Дані, відображені в цій загальній сітці, складаються з мітки часу та зображення, отримане з GOES-16 і отримане з NWP. [19]

У наступних підрозділах наведено більш детальну інформацію про дані джерела та створення цього набору даних.

Супутникові спостереження за хмарами походять від GOES-16 Advanced Baseline Imager (ABI).

До них відносяться:

- 1) вимірювання нормалізованого коефіцієнта відбиття 0,65 мкм,
- 2) температури яскравості 10,3 мкм а також отримання,
- 3) висоти верхньої хмари,
- 4) висоти нижньої частини хмар,
- 5) загальний шлях конденсованої води та
- 6) верхня фаза хмари.

Для перегляду використовувалися дані про температуру відбиття та яскравості та інтерпретація прямих супутникових спостережень.

Для цього використовували висоту бази хмар визначення деяких інших хмарних масок, які використовуються в нашій хмарі система прогнозу.

Два набори сіткових даних GOES-16, що містять усі було використано перелічені вище поля. Перший походить від Кооперативного інституту дослідження атмосфери (CIIRA) і складався з даних повного диска на сферичній сітці розміром 3 км. другий походить від Національного аеронавтики та космосу Адміністрація (NASA)

Дослідницький центр Ленглі (LARC) і складався з виходу з їхніх хмар і Землі Система радіаційної енергії (CERES). Дані використовувалися в основному через більш дрібну сітку в порівнянні з даними NASA. У ході були використані дані NASA приблизно 3% періоду, коли були дані CIIRA недоступні [20].

В обох наборах даних висоту верхньої частини хмари було отримано відповідний довгохвильовий інфрачервоний канал, еквівалент чорного тіла температури з відповідним виходом числової моделі.

Як для NASA, так і для CIIRA більшість похибок висоти становить менше 1 км, за винятком областей оптично тонкого льоду та багат шарових хмар. У цих регіонах висота верхньої межі хмар занижує від 5 до 10 км через інтегрований сигнал отриманий з верхнього та нижнього шарів хмари. Висота нижньої хмари визначається відніманням отриманої хмари геометричної товщини від отриманої висоти верхньої частини хмари. Вчені виявили, що початкові алгоритми CIIRA мали високу схильність до помилок. Однак поправки до геометричної товщини на основі CloudSat, Cloud–Aerosol Lidar та Infrared

Супутникові спостереження Pathfinder (CALIPSO) значно зменшили помилки в одношарових і глибоких конвективних хмарах. Ноа також повідомив про середню похибку висоти бази хмар 10,3 км і середньоквадратичні помилки від 1 до 2 км для більшості хмар.

Проте 3–5-км позитивні упередження хмарної бази, які зазвичай зустрічаються в обох наборах даних для низьких денних висот нижньої хмарності через здебільшого пропущені хмари в ситуаціях, що перекриваються[22].

Ситуаційні дослідження показали, що одношарові та глибокі конвективні хмари виконували найкращий результат. Начамкін та інші виявили, що пошуки на базі хмар дають узгоджені оцінки існування нижнього тропосферного хмарного покриву для хмар з вершинами на або нижче 8 км над рівнем землі (AGL). Включаючи глибші хмари призвело до заниження низької хмарності приблизно на 20% в цілому.

Показники оцінювання, як описано вище, були розраховані з незалежного тестового набору даних для оцінки. Окремі набори ідентичних, але незалежних статистичних даних також були розраховані з навчання та набори даних перевірки для перевірки надійності результатів. Прогнози UNet-CNN, COAMPS і advected GOES-16 всі були перевірені за спостереженнями GOES-16 для 3-, 6-, 9- та 12-годинний термін виконання. Результати цих оцінок, показують, що UNet покращує якість і точність прогнозу хмарності на всі терміни від 3 до 12 год. Подібність балів між тестуванням, навчанням і набори даних перевірки показують, що результати надійні та що UNet стабільний, це впливає на продуктивність CNN точністю прогнозів COAMPS, а також будь-якими помилками у пошуках GOES-16[21]. Помилки прогнозів COAMPS зростають від початкового часу, тоді як помилки пошуку змінюються залежно від хмари типу та товщини хмар, як зазначено в розділі.

Порівняно з COAMPS, UNet покращує точність оцінка на 7% за 3-годинний час випередження та приблизно 3%–4% для 6-, 9- і 12-годинного часу випередження. В середньому лише близько 10%–15% пікселів у певній сцені є хмарними. Хоча UNet покращує точність лише на 4%–7%, це значно покращує здатність правильно прогнозувати хмарність проти фону ясного неба. Точність відображає кількість правильно передбачив хмарні та прозорі пікселі, тоді як ETS фокусується лише на хмарних пікселях.

Базуючись на ETS, UNet прогнозує хмарність 54% вище COAMPS через 3 години, 41% через 6 годин, 31% через 9 годин і 41% за 12 год. Як показано на рис. 3, продуктивність UNet перевага постійно зменшується від 3 до 9 годин, але трохи збільшується через 12 годин, що вказує на те, що покращення, ймовірно, триватиме й після 12 годин. Поліпшення прогнозу стосуються просторових помилок у досліджуваному регіоні. У UNet 11-піксельний FSS оцінки вищі, ніж COAMPS, хоча розрив між балами менший.

Ця конвергенція в балах FSS у більших масштабах є через меншу деталізацію прогнозів UNet порівняно з COAMPS. Для прикладу розглянемо 6-годинний прогноз UNet, що відповідає випадку 22 лютого 2018 р. UNet хмарна маска верхньої тропосфери в середньому краща, особливо вздовж східної межі основного хмарного щита де COAMPS передбачив недостатню верхню тропосферу хмарність. Це покращення відображається в балах. ETS, 1-піксельна FSS та 11-піксельна FSS оцінки для Прогноз COAMPS становить: 0,40, 0,72 та 0,85, тоді як відповідні оцінки прогнозу UNet: 0,63, 0,87 та 0,93, відповідно. Примітно, що маломасштабні особливості, такі як безхмарний регіон на південному заході Пенсільванії, відсутні в маска UNet. Ці функції представлені в COAMPS, але помилки зміщення призводять до зменшення перекриття між масками COAMPS і GOES-16. Таким чином, Значення COAMPS ETS і 1-pixel FSS значно нижчі для UNet, а різниця між 11 пікселями оцінки FSS відносно нижчі.

Збільшення дисперсії в прогнозованих та спостережуваних масках часто призводить до збільшення помилок у піксельному масштабі через зміщення. Оскільки більшість функцій вартості працюють на піксельній шкалі, рішення з незначними помилками зсуву не будуть надані переваги, навіть якщо вони виглядатимуть більш реалістичними. Фільтрування предикторів, а також масок прогнозу можна пом'якшити цю проблему, оскільки ймовірно існує певний проміжний просторовий масштаб, який є достатньо передбачуваним для захоплення UNet. Розв'язний масштаб, якого можна досягти, ймовірно пов'язані з обсягом даних, доступних для навчання.

У підсумку, ці результати навчання, оцінювання і набори даних незалежного тестування показують, що незважаючи на фільтраційні ефекти CNN, UNet має великий потенціал для виявлення складності та систематичних помилок із вхідних даних COAMPS і GOES-16 і забезпечують послідовний і точне прогнозування хмар протягом 12-годинного періоду.

Для цього було розроблено статистичну модель UNet-CNN це 12-годинний прогноз хмарності від прогнозів COAMPS, GOES-16 зображення, дійсні на момент аналізу COAMPS, і повідомлені Хмари GOES-16 з використанням вітрів COAMPS. Прогнози були створені для п'яти загальних типів хмар з використанням того самого узагальненого архітектура UNet і результати з верхньої тропосфери тут обговорювали прогнози хмарності

Дві інноваційні функції нашого UNet-CNN включають комбінована бінарна перехресна ентропія–втрата IoU. Комбінована функція втрат була більш ефективною при навчанні хмарних прогнозів, які були незбалансовані істинні від'ємні значення, які містять набагато менше хмарних пікселів, ніж чіткі.

Функцію ініціалізації зміщення фактично видалено великі та складні зміщення, введені COAMPS під час в той же час зберігаючи високі показники справжніх позитивних збігів. Засоби для ініціалізатора зміщення були згенеровані з набору даних перевірки, який був окремим від навчання та тестування набори. Ці зміщення залежать від продуктивності COAMPS , ймовірно їх потрібно буде відновити за допомогою будь-яких удосконалень у COAMPS. Статистика перевірки показує, що CNN вдалося усунути негативні похибки COAMPS у верхній частині тропосферної хмарності, а збільшення кількості справжніх позитивних пікселів, що перекриваються. Поліпшення були найбільшими протягом перших 3–6 годин, але залишалися постійними протягом 12 годин. Віднесений GOES-16 у верхній частині тропосфери хмари працювали добре протягом перших 6–9 годин, хоча продуктивність неухильно знижувався. Надійна продуктивність понад 6 год CNN припускає, що заражені хмари мали обмежений вплив у порівнянні до COAMPS.

Ці багатообіцяючі результати пропонують низку потенційних напрямків для майбутньої роботи. Оскільки адвективні хмари вимагають для генерування значної обчислювальної потужності, необхідно провести ряд експериментів із запереченням, щоб визначити їхню цінність як провісник. Висока продуктивність через 12 годин свідчить про те, що ефективність може тривати довше. Відфільтрований характер UNet-CNN — це проблема, яку необхідно вирішити. Більший навчальні набори даних допоможуть, але алгоритми на основі трансформаторів також може полегшити цю проблему. Погане прогнозування продуктивності наземні грози також пропонує додати шосту хмару була б корисною модель для їх представлення. Нарешті, оскільки хмари є тривимірними, ми виявили, що найефективніше відокремити виправлення в горизонтальному положенні від вертикального розміру. Хмара тип прогнозів представляє поправки до горизонтальної хмари поодинці. Багато синоптиків спираються на вертикальні властивості наприклад висота верхньої частини хмари, висота її основи та товщина хмари для авіаційного та військового застосування. Ці вертикальні властивості тепер можна отримати з виправлених позицій п'ять типів хмар за допомогою другого набору машинного навчання моделі.

Існує широкий діапазон невизначеності серед моделей глобального клімату (GCM). Умови майбутньої реакції приземної температури повітря на підвищення концентрація CO<sub>2</sub> в атмосфері. Ця невизначеність в основному викликана інтермоделлю зворотний зв'язок поширення в низькій хмарності — тобто, наскільки посилюються зміни в низькій хмарності або послабити зміни приземної температури повітря у відповідь на збільшення CO<sub>2</sub>. Розкладання зворотного зв'язку хмари в GCM на компоненти через зміни хмари покриття, висота та оптична товщина для низьких і не низьких хмар продемонструвала, що відгук про низьку хмарність (LCC) є найбільшим фактором поширення в мережевій хмарі зворотній зв'язок. Низькі хмари в основному шаруваті і переважають над східними субтропіками океанів і мають сильний охолоджуючий ефект на радіаційний баланс Землі через їх високе альbedo

відносно поверхні. Отже, збільшення (зменшення) LCC в відповідь на потепління призводить до негативного (позитивного) зворотного зв'язку відповідно.

Остання робота з використанням найсучасніших GCM від порівняння парних моделей Фаза 5 проекту (CMIP5) та CMIP6 показали, що ознаки зворотного зв'язку LCC є позитивними у більшості моделей ; однак поширення зворотного зв'язку LCC, змодельованого окремі GCM мають широкий діапазон від невеликих негативних відгуків до великих позитивних відгуків, тому що навіть нові покоління GCM недостатньо відображають низьку хмарність [24]. Навпаки, реакції температури та профілів водяної пари на потепління у великомасштабному середовищі є відносно більш надійними. Таким чином, якщо було чітко зв'язок між LCC та індексом для такої інформації, відповідь індексу до потепління дозволить більш надійно передбачити відповідь LCC.

Грунтуючись на суднових кліматологічних спостереженнях, Кляйн і Гартманн виявили це LCC над субтропічними океанами добре корелює з нижчою стабільністю тропосфери (LTS), яка визначається як різниця потенційних температур на рівні 700 гПа і поверхню. Їх піонерська робота надзвичайно важлива, тому що вона дивує і цікаво, що цей простий індекс статичної стійкості має тісний зв'язок з LCC, що є результатом тонкого балансу складних фізичних процесів у морі прикордонний шар. Крім того, Вуд і Бретертон вказали, що LTS залежить від ан збільшення потенційної температури вгору слідом за середньою швидкістю зниження в нижній тропосфера; ця швидкість відхилення зазвичай наближається до вологої адіабати. Вони запропонували віднімання цього члена з LTS для прямої оцінки сили інверсії у верхній частині хмари, лише від температури на рівні 700 гПа та поверхні с деякі спрощення; цей показник називається оціненою силою інверсії (EIS). EIS є сильно корелює з LCC над глобальним океаном, демонструючи позитивну лінійну залежність.

Завдяки високій передбачуваності, яку можна досягти за допомогою простого визначення, було використано EIS у численних попередніх дослідженнях низьких хмар. Однак відносини між LCC і EIS в нинішньому кліматі не можна просто застосувати до їхніх реакцій на глобальні зігрівання; тоді як LCC зменшується з потеплінням у багатьох GCM, EIS збільшується з потеплінням [23].

Як розглянуто в [20], за останні кілька років, EIS розглядається як один із факторів, що контролюють хмарність (CCFs), а не прогностичний індекс LCC, для оцінки відгуку низької хмарності. Деякі попередні дослідження успішно передбачили майбутні зміни LCC, змодельовані в GCM за допомогою кількох лінійних регресій CCF і показало, що EIS і температура поверхні моря (SST) є домінуючими факторами [14]. Однак це так важко отримати фізичну інтерпретацію їх внеску від цього евристичного підходу, особливо для SST.

І в результаті всіх розрахунків отримали, що

LCC, отриманий із вихідних даних симулятора ISCCP, включеного в COSP. В роботі розраховували LCC за методом, використаним у Koshiro et al. . ISCCP низькі хмари визначаються як хмари, тиск у верхній частині хмар яких нижче 680 гПа. Вони також поділяються на три типи за оптичною товщиною ( $\tau$ ) значення, кожна категорія названа відповідно до класичної морфології тип хмари, найбільш пов'язаний з ним:

- “купчасті” ( $\tau < 3,6$ ),
- “шаруваті” ( $3,6 < \tau < 23$ ), та
- “пір'ясті” ( $\tau > 23$ ).

Хоча листування – ні унікальний або ідеальний [31], багато попередніх досліджень визнали, що асоціація має місце в статистичному сенсі, наприклад кластерний аналіз [36]. З низькими хмарами ми зосереджуємося в цьому дослідженні не на купчастоподібних, а на шаруватих хмарах ISCCP кількість з  $\tau > 3,6$  відповідає LCC, що цікавить це дослідження. однак, процедура ISCCP має тенденцію до помилкового визначення справжніх низьких хмар, укритих сильною інверсією як середні хмари через низькі температури у верхній



частині [34].

Тому що справжні середні хмари рідко трапляються під час субтропічного опускання океану регіонах [35], ISCCP низька плюс середня кількість хмар з  $\tau > 3,6$  була розглядається як LCC у цьому дослідженні. Це виправлення вимагає виключення регіонів де справжня середня хмарність у великій кількості. Тому ми розглядали лише те райони океану між  $40^\circ\text{N}$  і  $40^\circ\text{S}$ , де кліматологічна ISCCP висока кількість хмарності протягом усього періоду з липня 1998 р. по червень 2008 р. була меншою ніж 20%. Отже, конвективні області були опущені і п'ять субтропічних морські регіони LCC (Північно-Східна частина Тихого океану, Південно-Східна частина Тихого океану, Північна Атлантика, Південна Атлантика та південь Індійського океану) були успішно отримані. [33]. Крім того, низька хмарність, яка спостерігається із супутників іноді прихований хмарами вищого рівня, особливо коли є пасивні датчики використовується, що стосується продукту ISCCP [38]. Це вірно навіть тоді, коли враховуючи лише регіони з меншою кількістю високих хмар. Тому ми пристосувалися LCC, припускаючи, що вони випадковим чином перекривають верхні (тобто високі) хмари так, що

$$L = L/(1 - U),$$

де  $L$  і  $U$  – низька плюс середня кількість хмар ISCCP з  $\tau > 3,6$  і висока хмарність, відповідно, і  $L$  це скоригований LCC, використаний у цьому дослідженні.

### 3 ДОСЛІДЖЕННЯ УМОВ ФОРМУВАННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ НА СТ. ОДЕСА (АЕРОПОРТ)

#### 3.1 Аналіз температурно-вологісних характеристик у дні формування низької хмарності

В якості вихідних, для проведення дослідження використовувалися дані чисельної моделі GFS. Зокрема, проводився відбір прогностичних даних адвекції вологості та температури повітря на основних ізобаричних поверхнях (1000, 975, 925, 850 гПа) з горизонтальною роздільною здатністю регулярної сітки точок (РСТ)  $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ .

Після завантаження даних адвекцій температури та вологості повітря за строки 00, 06, 12, 18 год будувалися графіки послідовного ходу цих параметрів перед утворенням низької хмарності, в період її існування та деякий час після її деградації на всіх вищевказаних ізобаричних рівнях.

Проведемо аналіз адвективних змін температури та вологості перед формуванням низької хмарності та туману по типовим випадкам 2018...2021 рр., на вищезазначених рівнях.

На рисунку 3.1 представлені графіки ходу адвекції температури та вологості повітря біля поверхні землі за *а)* з 01.02. по 05.02. 2021 р., *б)* з 08.11. по 11.11. 2018 р., *в)* з 28.10. по 30.10.2018 р. *г)* з 14.01. по 17.01.2020 р.

В результаті аналізу рис. 3.1 виявили деякі закономірності в розподілі адвективних змін температури та вологості повітря біля поверхні землі.

Так, наявність значних сплесків адвективних змін температури та вологості на приземному рівні спостерігається з завчасністю від 6 до 12 годин до початку формування низької хмарності на станції Одеса.

- для формування низької хмарності в найближчі 6 годин, сприятливою умовою було:

1. Наявність адвекції вологи на приземному рівні від 1 г/(кг/с) та більше, , в окремих випадках без різких змін адвекції вологості
2. Наявність адвекції температури на приземному рівні від 0,7 К/с і більше.

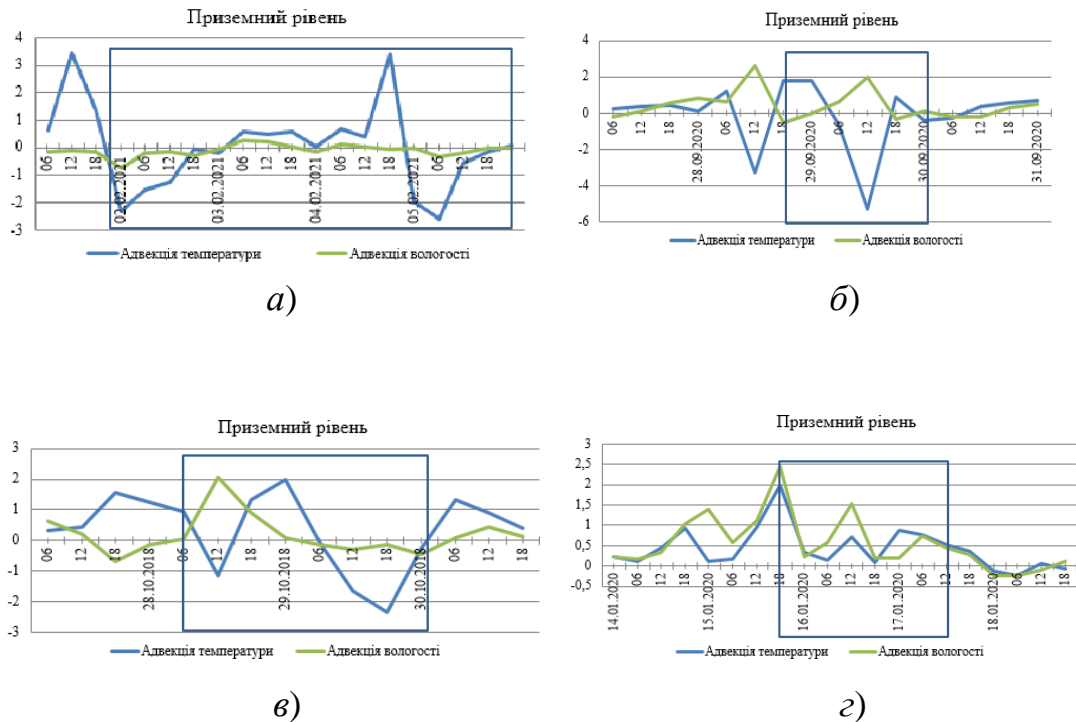


Рис.3.1 – Графіки адвективних змін температури та вологості повітря біля поверхні землі перед формуванням низької хмарності та в період її існування (блакитний прямокутник)

Загальною рисою адвективних змін температури та вологості на рівні 975 гПа було поступове зростання адвективних змін температури за 6 годин та більш повільне зростання адвекції вологості за 12-18 год до утворення низької хмарності.

Таким чином:

- різкі зміни адвекції вологості та адвекції температури спостерігаються перед утворенням низької хмарності з середньою завчасністю від 12 годин.

- для формування низької хмарності в найближчі 12 годин, сприятливою умовою було:

1. Наявність адвекції вологи на рівні 975 гПа від 0,8 г/(кг/с) та більше
2. Наявність адвекції температури на рівнях 975 гПа від 0,7 К/с і більше.

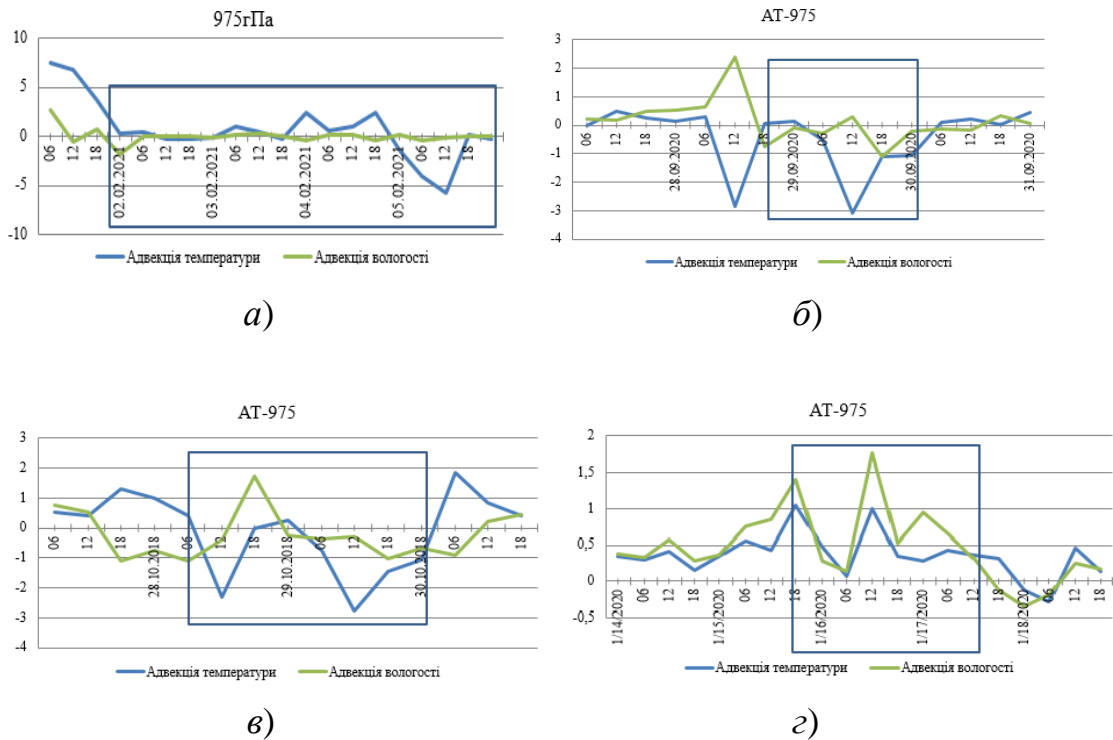


Рис.3.2 – Графіки адвективних змін температури та вологості повітря на рівні 975 гПа перед формуванням низької хмарності та в період її існування (блакитний прямокутник)

На рівні 925 гПа поступове зростання адвекцій температури та вологості відмічалось більш синхронно, але з різною інтенсивністю з загальною завчасністю від 6 годин.

Іаким чином, на даному рівні можна зазначити наступне:

- пікові значення адвекції спостерігаються на рівні 925гПа , що повторює ситуацію на вищих рівнях.
- різкі зміни адвекції вологості та адвекції температури спостерігаються

перед утворенням низької хмарності з середньою завчасністю від 6 годин.

- для формування низької хмарності в найближчі 6 годин, сприятливою умовою було:

1. Наявність адвекції вологи на рівні 925 гПа від 0,4 г/(кг/с) та більше
2. Наявність адвекції температури на рівнях 925 гПа від 0,9 К/с і більше

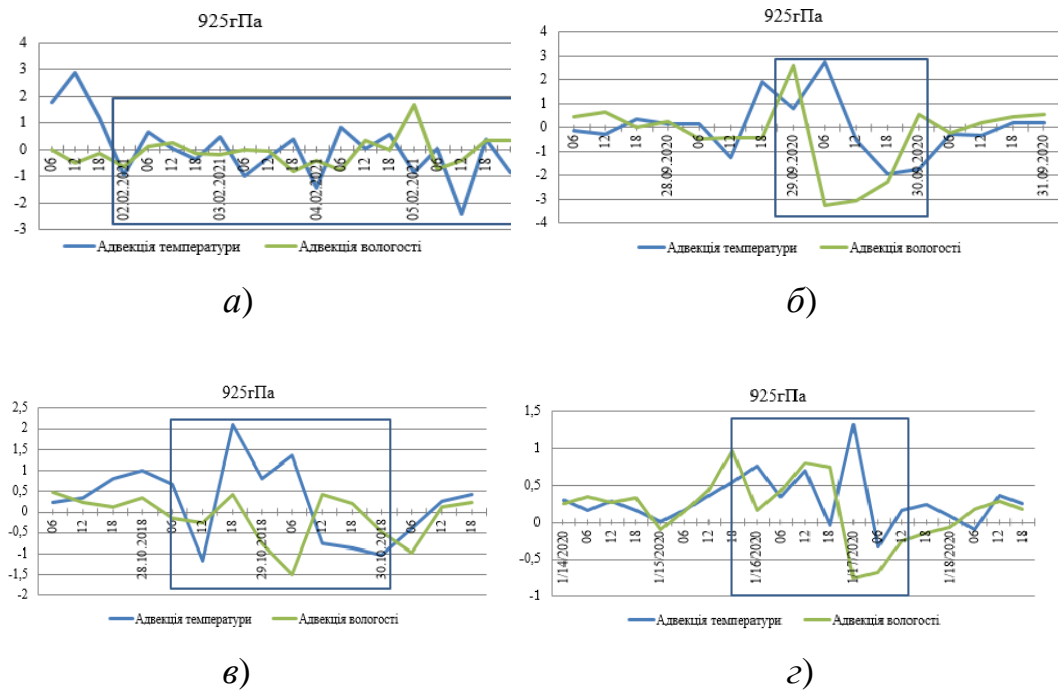


Рис.3.3 – Графіки адвективних змін температури та вологості повітря на рівні 925 гПа перед формуванням низької хмарності та в період її існування (блакитний прямокутник)

Загальної рисою адвективних змін температури та вологості була їх наявність на рівні 850 гПа з завчасністю від 12 до 19 годин. Так, можна виділити, що в середньому за 16 годин до утворення низької хмарності відмічається збільшення адвективних змін температури та вологості.

- пікові значення адвекції спостерігаються на рівні 850 гПа в середньому за 6-12 годин до утворення низької хмарності.

- для формування низької хмарності в найближчі 12 годин, сприятливою умовою було:

1. Наявність адвекції вологи на рівні 850 гПа від 0,6 г/(кг/с) та більше
2. Наявність адвекції температури на рівнях 850 гПа від 0,4 К/с і більше

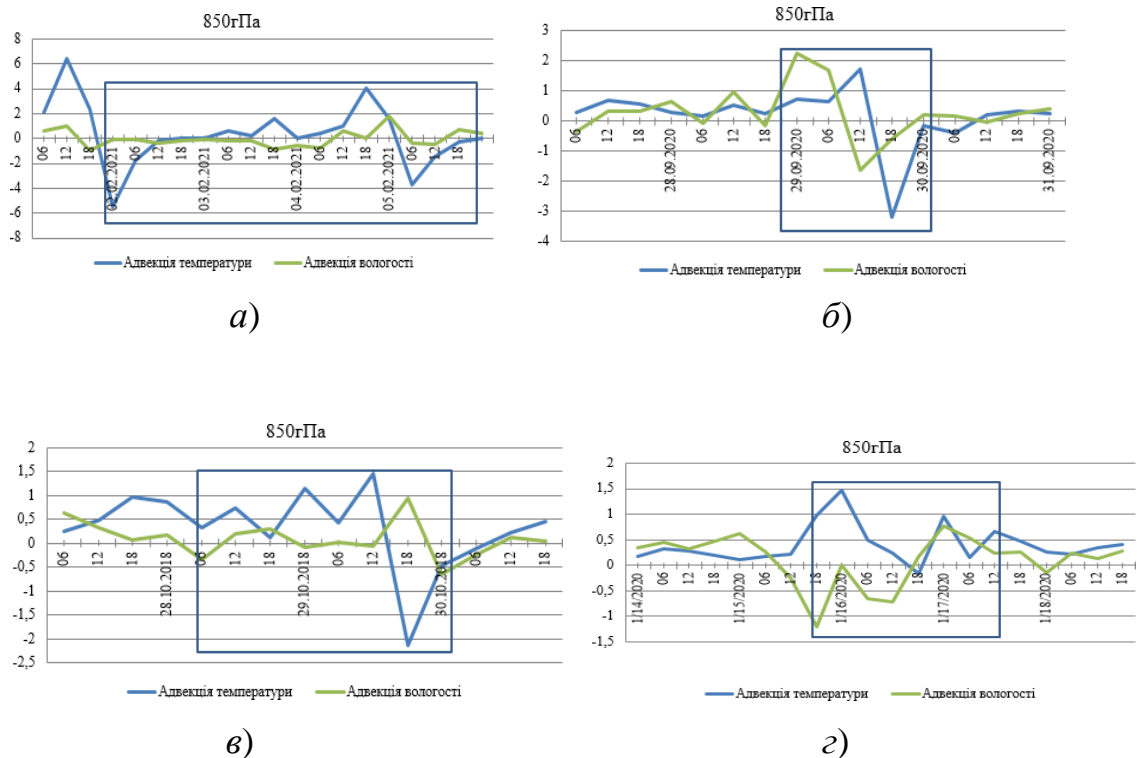


Рис.3.4 – Графіки адвективних змін температури та вологості повітря на рівні 850 гПа перед формуванням низької хмарності та в період її існування (блакитний прямокутник)

Таким чином:

- пікові значення адвекції спостерігаються спочатку на одному з рівнів граничного шару атмосфери, а потім послідовно поширюються на інші.
- різкі зміни адвекції вологості спостерігаються перед утворенням низької хмарності з завчасністю від 12 годин, а адвекції вологи спочатку на рівні 850 гПа – 12 години, а далі на інших рівнях від 6 годин та менше.
- для формування низької хмарності в найближчі 12 годин, найбільш сприятливими умовами були:

1. наявність адвекції вологи на рівні 850 гПа від 0,6 г/(кг/с) та більше та від поверхні землі – від 1 та більше.

-2. Наявність адвекції температури на рівні 850 гПа від 0,4 К/с і більше, та на рівні 925 гПа від 0.9 К/с та більше.

### 3.2 Динамічна структура атмосфери у дні формування низької хмарності

В якості вихідних, для проведення дослідження використовувалися дані чисельної моделі GFS. Зокрема, проводився відбір прогностичних даних відносного вихору та дивергенції на основних ізобаричних поверхнях (1000, 975, 925, 850 гПа) з горизонтальною роздільною здатністю регулярної сітки точок (PCT)  $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ .

Після завантаження даних за обрані періоди з низькою хмарністю, будувалися відповідні графіки вертикального розподілу цих величин.

Проведемо аналіз вертикального розподілу відносного вихору швидкості та дивергенції перед формуванням низької хмарності та туману по типовим випадкам 2018...2021 рр., на вищезазначених рівнях.

На рис. 3.5 можна побачити наступні зміни в профілях динамічних характеристик. Так, як було зазначено в попередньому розділі, низька хмарність спостерігалася 01.02.2021 з 18 години, а адвективні зміни температури та вологості відмічалися вже з 00 год цієї дати, саме з цього часу ми і побудували відповідні профілі.

З 00 год 01.02.2021 р. (рис.3.5 *a*) від поверхні землі і до рівня 975 гПа відмічається чітко виражене зростання додатних значень відносного вихору з висотою. Дивергенція біля поверхні землі має від'ємні значення, що характеризує збіжність повітряних течій, але з висотою вона зростає і на рівні 975 гПа змінює знак на додатний. Таким чином, біля поверхні землі чітко виражена циклонічна направленість потоків в той час як вище на рівні циклонічності потоку відмічається їх розбіжність. З висотою циклонічність рухів зменшується і на рівні 850 гПа відносний вихор дорівнює нулю.

Дивергенція при цьому зберігає додатні значення і з висотою поступово збільшується.

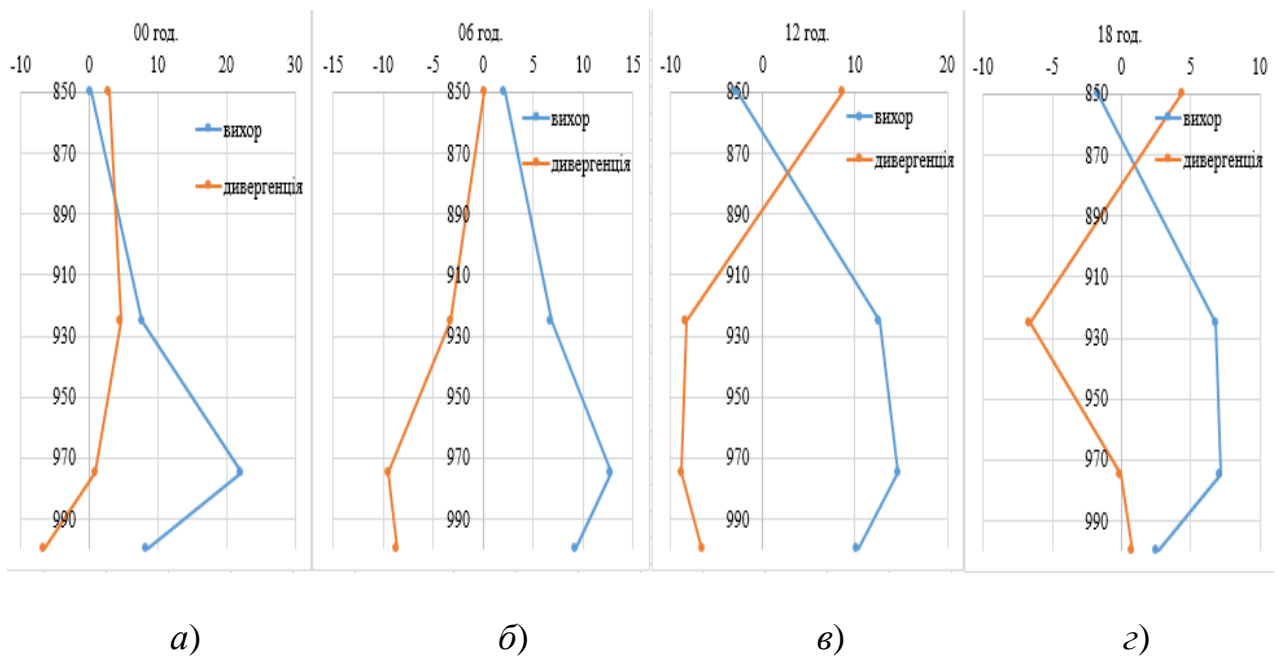


Рис. 3.5 – Вертикальний розподіл відносного вихору та дивергенції в період формування низької хмарності з 01.02.2021 р.

Через 6 годин (рис.3.5 б), відносний вихор біля поверхні землі і до рівня 975 гПа збільшує свої значення, що вказує на посилення циклонічності потоків. Дивергенція має від'ємні значення і до рівня 975 гПа продовжує поступово зменшуватися. Далі що вихор швидкості, що дивергенція – починають змінюватися з висотою в протилежному від поверхні землі напрямку. Таким чином можна відзначити, що з висотою циклонічність потоків поступово зменшується.

За 6 (рис.3.5 в) годин до утворення низької хмарності, тобто о 12 годині, що вихор, що дивергенція мають циклонічну направленість до рівня 875 гПа, але максимальні їх значення відмічаються все так же біля поверхні землі. Падіння відносного вихору з висотою також відмічається, але не таке значне.



О 18 годині (рис.3.5 з), тобто в строк виникнення низької хмарності відносний вихор біля поверхні землі зменшився, але все ж таки є додатним. З висотою вихор все так же зростає. Дивергенція біля поверхні землі має додатне значення, але з висотою, до рівня 925 гПа зменшується і змінює знак на протилежний. Вище рівня 925 гПа відносний вихор зменшується з висотою і вище 870 гПа стає від'ємним (тобто антициклонічним). Дивергенція навпаки: зростає з висотою і вище 890 гПа стає доданною, що вказує на антициклонічну направленість потоків.

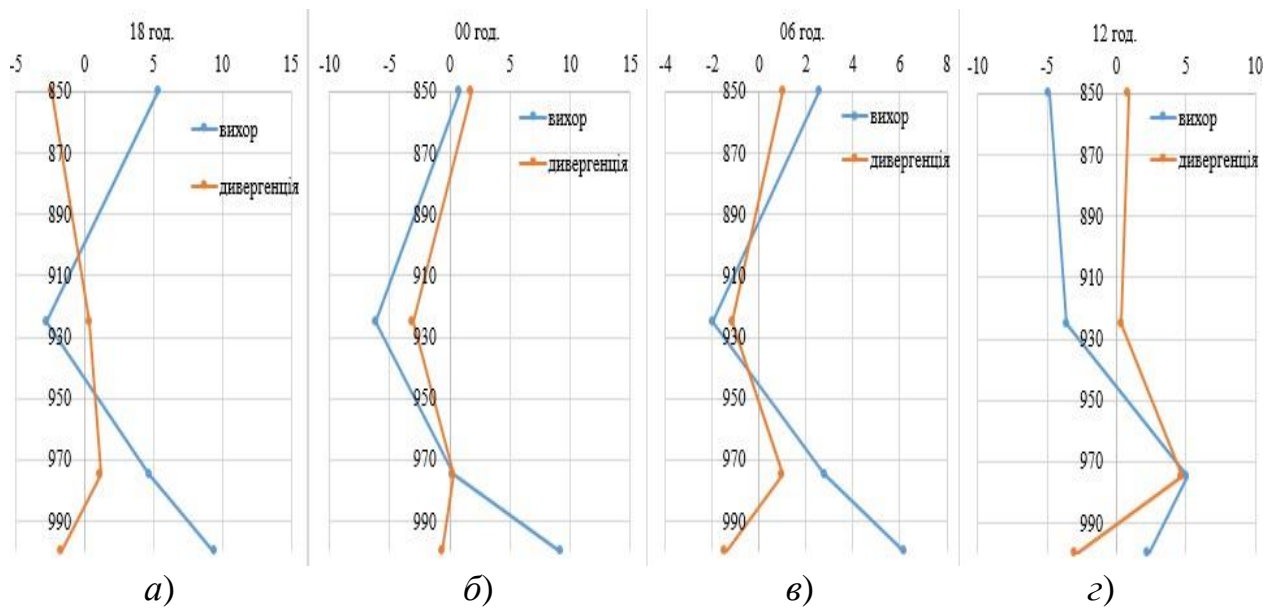


Рис. 3.6 – Вертикальний розподіл відносного вихору та дивергенції в період формування низької хмарності з 27 по 28.10.2018 р.

З 18 год 27.10.2018 р. (рис.3.6 а) біля поверхні землі відносний вихор має додатні значення, але з висотою, до рівня 920 гПа він зменшується та змінює свій знак на протилежний, що вказує на послаблення циклонічності з висотою. Дивергенція має від'ємні значення (збіжність потоків) але зростає до рівня 975 гПа і вище знову зменшується з висотою, але значно повільніше до рівня 920 гПа. Вище зазначеного рівня вихор та дивергенція знову починають змінювати свої знаки. Таким чином, від рівня землі простежується циклонічність поля, від 975 гПа до 920 гПа – антициклонічність, а вище – знову циклонічність.

Через 6 годин ( 00 год.) (рис.3.6 б), циклонічність потоків біля поверхні землі до рівня 975 гПа зберігається, хоча все так же слабшає з висотою, вище – відмічається від’ємний відносний вихору на фоні від’ємної дивергенції (збіжність повітряних потоків) яка зростає з висотою і на рівні 975 гПа має слабкі, але додатні значення. Таким чином, перед моментом утворення низької хмарності та зниженню її нижньої межі відбувається послаблення циклонічної циркуляції на рівні 975 гПа, в той час як біля поверхні землі вона майже не змінилася. Тобто така ситуація і сприятливою як для утворення низької хмарності так і для зниження її нижньої межі.

В момент (рис.3.6 в) утворення низької хмарності, тобто о 6 годині, що вихор, що дивергенція мають циклонічну направленість від рівня землі до 920 гПа, на тому ж рівні знаходяться мінімальні значення. Але від 920 гПа до рівня 850 гПа зворотній знак вихору – від’ємний, тобто антициклонічність потоку на фоні від’ємних значень дивергенції (збіжності мас повітря). Низька хмарність зберігається та ще знижує свою нижню межу.

Наступний строк також показує, що циклонічність біля поверхні землі зберігається, антициклонічність на рівнях 925 гПа та вище. В цей час низька хмарність зберігається.

З 00 год 28.09.2020 р. (рис.3.7 а) від поверхні землі і до рівня 930 гПа спостерігаються додатні значення вихору (циклонічні рухи повітря) та до рівня 870 гПа – додатні значення дивергенції (дефіцит маси повітря в шарі). Відносний вихор до рівня 970 гПа зростає, а вище – знижується.

Аналогічна картина відмічається на наступний строк (рис.3.7 б), лише дивергенція біля поверхні землі і до рівня 970 гПа має від’ємні значення, що на фоні додатнього вихору швидкості вказує на циклонічність поля та збіжність повітряних течій, які до 970 гПа посилюються, що, як вказувалося вище, є сприятливою ситуацією для утворення низької хмарності.

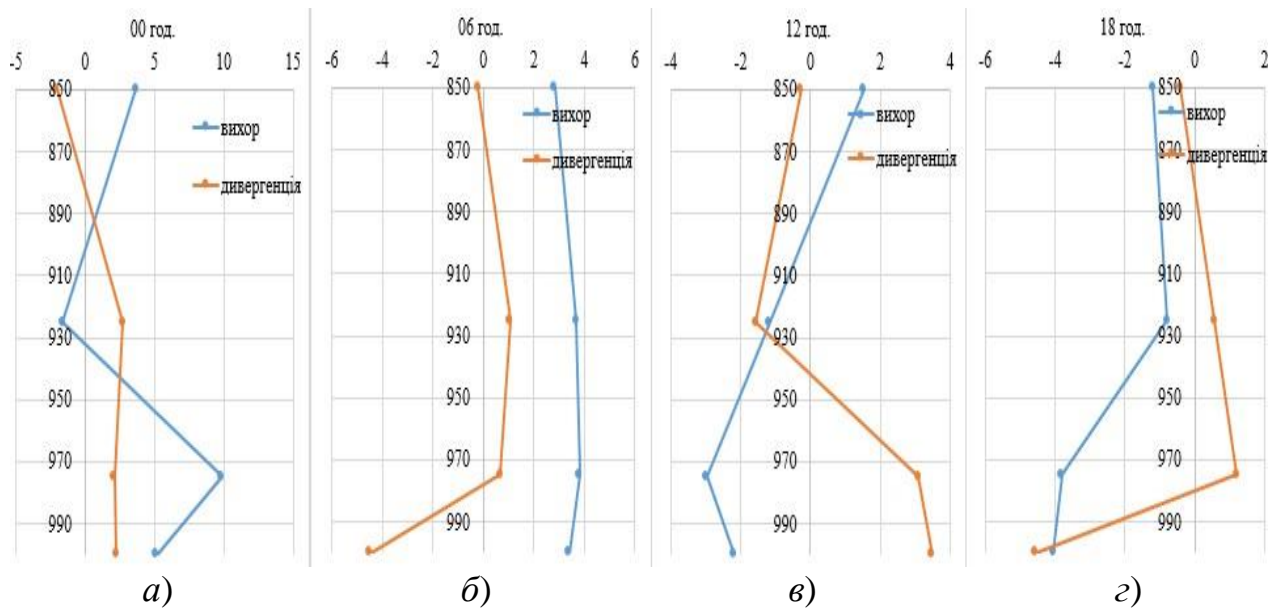


Рис. 3.7 – Вертикальний розподіл відносного вихору та дивергенції в період формування низької хмарності з 28.09.2020 р.

О 12 (рис.3.7 *в*) годині, що вихор, що дивергенція мають антициклонічні знаки до рівня 920 гПа, але максимальні їх значення відмічаються все ж таки на рівні 850 гПа. Вище – формуються вже циклонічність (додатній вихор та від’ємна дивергенція).

О 18 годині (рис.3.7 *з*), а тобто в момент утворення низької хмарності відносний вихор біля поверхні землі має від’ємні значення але збільшується з висотою, але додатніх значень так не набуває. Дивергенція до рівня 925 гПа має від’ємні значення, а вище – додатні. Тобто по всьому шару відмічається послаблення антициклонічного поля, але при цьому накопичення маси повітря.

З 00 год 15.01.2020 р. (рис.3.8 *а*) від поверхні землі і до рівня 975 гПа відмічається чітко виражене зменшення відносного вихору з висотою. Дивергенція біля поверхні землі має від’ємні значення, що характеризує незбіжність повітряних течій, але з висотою вона зростає але додатніх значень до рівня 980 гПа не має. Таким чином, біля поверхні землі чітко виражена антициклонічна направленість потоків в той час від рівня 970 гПа вихор має

циклонічну направленість. Далі, з висотою циклонічність рухів збільшується і на рівні 920 гПа відносний вихор досягає максимального значення. Дивергенція при цьому зберігає додатні значення і з висотою зменшується.

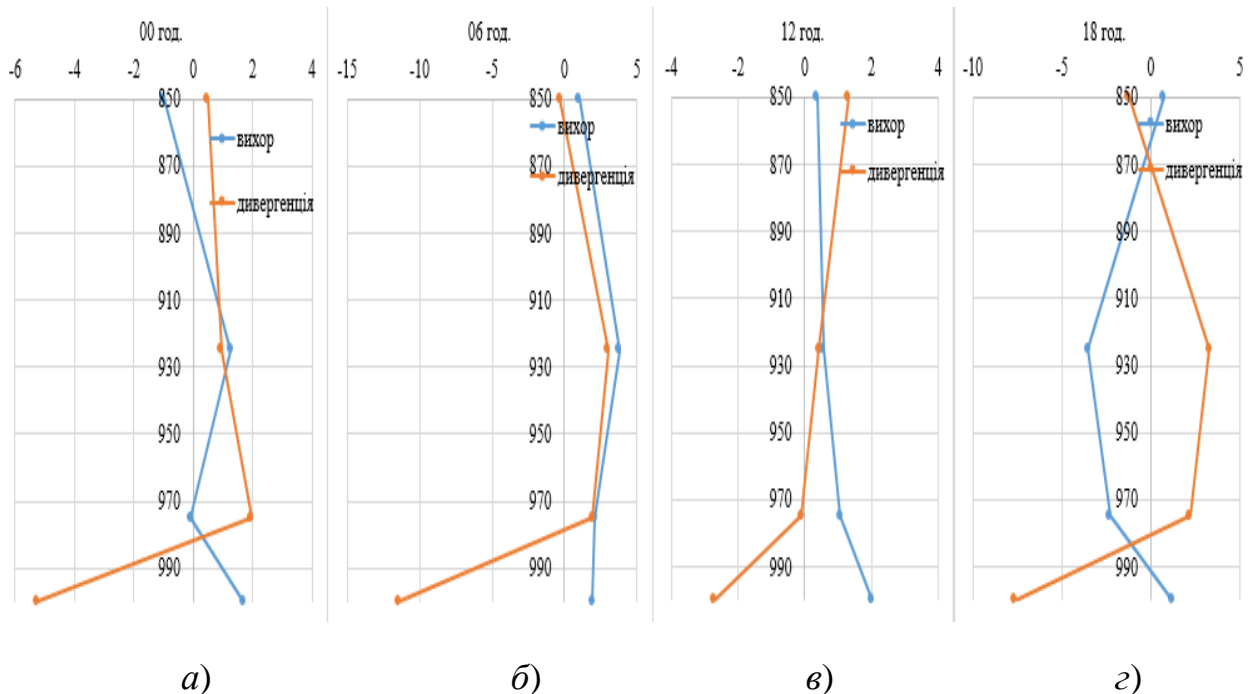


Рис. 3.8 – Вертикальний розподіл відносного вихору та дивергенції в період формування низької хмарності з 15.01.2020 р.

Через 6 годин (рис.3.8 б), відносний вихор біля поверхні землі і до рівня 920 гПа збільшує свої значення, що вказує на посилення циклонічності потоків. Дивергенція має від'ємні значення але від рівня 980 гПа має додатні значення. Далі що вихор швидкості, що дивергенція – починають зменшуватися з висотою в одному від поверхні землі напрямку. Таким чином можна відзначити, що з висотою циклонічність потоків поступово зменшується.

О 12 (рис.3.8 в), годині, що вихор, що дивергенція мають циклонічну направленість яка до рівня 920 гПа поступово послаблюється. Незначне падіння відносного вихору з висотою від рівня 970 гПа, що вказують на послаблення циклонічних потоків з висотою.

О 18 годині (рис.3.5 з), тобто в момент виникнення низької хмарності відносний вихор біля поверхні землі поступово зменшується , але стає додатним від рівня 870 гПа. Дивергенція біля поверхні землі має від'ємне значення, але з висотою, до рівня 980 гПа збільшується і змінює знак на протилежний.

## ВИСНОВКИ

В результаті виконаної роботи виявлені закономірності в розподілі як температурно-вологісних так і динамічних характеристик в атмосфері в період формування низької хмарності, із них можна виділити наступні, найбільш виражені:

- як правило, збільшення значень адвекцій спостерігаються спочатку на одному з рівнів граничного шару атмосфери, а потім послідовно поширюються на інші;

- різкі підвищення адвекції вологості відмічаються з завчасністю від 12 годин перед утворенням низької хмарності, при цьому зростає спочатку на рівні 850 гПа –12 годин, а далі на інших рівнях від 6 годин та менше.

Також були визначені критеріальні значення розглянутих характеристик, при яких найбільш імовірно виникнення низької хмарності в найближчі 12 годин:

1. Наявність адвекції вологи на рівні 850 гПа від 0,6 г/(кг/с) та більше та від поверхні землі – від 1,0 г/(кг/с) та більше;

2. Наявність адвекції температури на рівні 850 гПа від 0,4 К/с і більше, та на рівні 925 гПа від 0.9 К/с та більше;

3. За 12 годин до утворення низької хмарності біля поверхні землі до рівня 975-930 гПа спостерігається циклонічність потоків, вище – вихор змінює свій знак на антициклонічний. Дивергенція біля поверхні землі при цьому, як правило, має від'ємний знак;

4. За 6 годин до утворення низької хмарності вихор біля поверхні землі, як правило, має додатні значення, в той час як з рівня 975 гПа починає падати (слабшає циклонічна завихореність) або змінює свій знак на протилежний.

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. *Грушевський О.М, Мищенко Н.М* Прогноз низької хмарності і туманів. Навчальний посібник. Електронна версія. 2023 р. 128 с.
2. *Грушевський О.Н., Єшану А.Е., Мищенко Н.М.* О структуре динамических характеристик нижнего слоя атмосферы при наличии низкой облачности. Український гідрометеорологічний журнал. № 18. 2016 р. 48-59 с.
3. *Івус Г.П.* Спеціалізовані прогнози погоди: підручник. Одеса: ТЕС, 2012. 407 с.
4. *Івус Г.П.* Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології: Конспект лекцій. Одеса:, 2007. 162 с.
5. *Консевич Л.М.* Основи гідрометеорології і кліматології конспект лекцій. – Івано-Франківськ: Факел, 2007. 124 с.
6. *Мансарлійський В.Ф* Авіаційна метеорологія: конспект лекцій. Частина I. Одеса : Одеський державний екологічний університет, 2023. 157 с.
7. *Школьний Є.П.* Фізика атмосфери: Підручник . Школьний Є.П. Одеса, 2005. 507 с
8. *Bony S., J. Dufresne L.,* Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. Geophys. Res. Lett. 2005. 32 p.
9. *Webb M. J.,* On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. Clim. Dyn. 2006 , 17–38p.
10. *Wyant M. C.,* A comparison of low-latitude cloud properties and their response to climate change in three AGCMs sorted into regimes using mid-tropospheric vertical velocity. Clim. Dyn. 2006, 261-279 p.
11. *Medeiros B,* Aquaplanets, climate sensitivity, and low clouds. J. Clim. 2008, 4974–4991 p.

12. *Soden B. J., Vecchi G. A.*, The vertical distribution of cloud feedback in coupled ocean-atmosphere models. *Geophys.* 2011. 38 p.
13. *Zelinka M. D., C. Zhou, Klein S.A.*, Insights from a refined decomposition of cloud feedbacks. *Geophys.* 2016., 9259–9269 p.
14. *Hartmann D. L., Ockert-Bell M. E., Michelsen M. L.*, The effect of cloud type on Earth's energy balance: Global analysis. *J. Clim.* 1992. 1281–1304 p
15. *Klein S. A, Hartmann D. L.*, The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Clim.* 1993., 1587–1606 p.
16. *Chen T., Rossow W. B., Y. Zhang*, Radiative effects of cloud-type variations. *J. Clim.* 2000., 264–286 p.
17. *Taylor K. E., Stouffer R. J. , Meehl G. A.*, An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2012., 485–498 p.
18. *Eyring V.*, Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6. experimental design and organization. *Geosci.* 2016., 1937–1958 p
19. *Zelinka M. D.* Causes of higher climate sensitivity in CMIP6 models. *Geophys.* 2020. 71-73 p.
20. *Nam C., Bony S., Dufresne J. L., Chepfer H.*, The 'too few, too bright' tropical low-cloud problem in CMIP5 models. *Geophys.* 2012. 39 p.
21. *J. L. Lin, T. Qian, T. Shinoda*, Stratocumulus clouds in southeastern Pacific simulated by eight CMIP5–CFMIP global climate models. *J. Clim.* 2014 3000–3022 p.
22. *T. Koshiro, M. Shiotani, H. Kawai, S. Yukimoto*, Evaluation of relationships between subtropical marine low stratiform cloudiness and estimated inversion strength in CMIP5 models using the satellite simulator package COSP. *Sci. Online Lett. Atmos.* 2018. 25–32 p.
23. *Cesana G. V., Del Genio A. D.*, Observational constraint on cloud feedbacks suggests moderate climate sensitivity. 2021. 213–218 p.
24. *Wood R., Bretherton C. S.*, On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-tropospheric stability. 2006. 6425–6432 p.



25. Webb M. J., Lambert F. H., Gregory J. M., Origins of differences in climate sensitivity, forcing and feedback in climate models. 2013. 677–707 p.
26. X. Qu, A. Hall, S. A. Klein, P. M. Caldwell, The strength of the tropical inversion and its response to climate change in 18 CMIP5 models. 2015. 375–396 p.
27. Klein S. A., Hall A., Norris J. R., Pincus R., Low-cloud feedbacks from cloud-controlling factors. 2017. 1307–1329 p.
28. Guo, X.; Fu, D.; Li, X.; Hu, Z.; Lei, H.; Xiao, H.; Hong, Y. Advances in cloud physics and weather modification in China. *Adv. Atmos. Sci.* 2015. 230–249 p.
29. Flossmann, A.I.; Manton, M.; Abshaev, A.; Bruintjes, R.; Yao, Z. Review of advances in precipitation enhancement research. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2019. 1465–1480 p.
30. Akdi, Y.; Ünlü, K.D. Periodicity in precipitation and temperature for monthly data of Turkey. *Theor. Appl. Climatol.* 2021. 957–968 p.
31. Wang, Z.M.; Letu, H.; Shang, H.Z.; Zhao, C.F.; Li, J.M.; Ma, R. A supercooled water cloud detection algorithm using Himawari-8 satellite measurements. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2019, 2724–2738 p.
32. Xu, X.H.; Yin, J.F.; Zhang, X.T.; Xue, H.L.; Gu, H.D.; Fan, H.Y. Airborne measurements of cloud condensation nuclei (CCN) vertical structures over Southern China. *Atmos. Res.* 2022. 268 p.
33. Qin, Y.S.; Cai, M.; Liu, S.X.; Cai, Z.X.; Hu, X.F.; Lue, F. A study on macro and micro physical structures of convective-stratiform mixed clouds associated with a cold front in autumn and their catalytic responses in North China. *Acta Meteorol. Sin.* 2017. 835–849 p.
34. Zheng, W.; Ma, H.; Zhang, M.; Xue, F.; Yu, K.; Yang, Y.; Ma, S.; Wang, C.; Pan, Y.; Shu, Z.; et al. Evaluation of the First Negative Ion-Based Cloud Seeding and Rain Enhancement Trial in China. *Water.* 2021. 2473 p.
35. Rajeevan, M.; Kesarkar, A.; Thampi, S.B.; Rao, T.N.; Radhakrishna, B.; Rajasekhar, M. Sensitivity of WRF cloud microphysics to simulations of a severe thunderstorm event over Southeast India. *Ann. Geophys.* 2010. 603–619 p.

36. Dong, F.; Zhi, X.F.; Zhang, L.; Ye, C.Z. Diurnal variations of coastal boundary layer jets over the northern South China Sea and their impacts on diurnal cycle of rainfall over southern China during the early-summer rainy season. *Mon. Weather Rev.* 2021. 3341–3363 p.
37. Chung, K.-S.; Chiu, H.-J.; Liu, C.-Y.; Lin, M.-Y. Satellite Observation for Evaluating Cloud Properties of the Microphysical Schemes in Weather Research and Forecasting Simulation: A Case Study of the Mei-Yu Front Precipitation System. *Remote Sens.* 2020. 3060 p.
38. Yao, B.; Liu, C.; Yin, Y.; Zhang, P.; Min, M.; Han, W. Radiance-based evaluation of WRF cloud properties over East Asia: Direct comparison with FY-2E observations. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2018. 4613–4629 p.
39. Cutraro, F., Galligani, V.S.; Skabar, Y.G. Evaluation of synthetic satellite images computed from radiative transfer models over a region of South America using WRF and goes/16 observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2021. 2988–3003 p.
40. Griffin, S.M., Otkin, J.A. Evaluating the Impact of Planetary Boundary Layer, Land Surface Model, and Microphysics Parameterization Schemes on Simulated GOES-16. 2022. 366 p.

## Додаток А

## ДОВІДКА

кафедри військової підготовки  
до магістерської кваліфікаційної роботи  
курсанта групи МВМ-22 Рязанова Кирила  
на тему:

«Термодинамічна структура і вологісна стратифікація граничного шару  
атмосфери при формуванні низької хмарності»

1. Доповідь на науковій конференції молодих вчених 11-18 травня 2022 р. за темою: «Оцінка діагностичних властивостей емпіричних методів розрахунку нижньої межі хмарності для аеропорту Одеса» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕКУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <https://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/programa-konferenczi%D1%97-molodih-vchenih-23-31-travnnya-2022-r.pdf>

2. Доповідь на науковій конференції молодих вчених 23-31 травня 2023 р. за темою: Аналіз температурно-вологісних характеристик низької хмарності на станції Одеса. та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕКУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <https://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/materiali-hhii-naukovo%D1%97-konferenczi%D1%97-molodih-vchenih-odeku-23-31-travnnya-2023-roku-1.pdf>

Керівник магістерської  
кваліфікаційної роботи  
ст. викладач

Наталя МІЩЕНКО