

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

Кваліфікаційна робота магістра

на тему: «Вплив турбулентності у граничному шарі атмосфери на утворення та еволюцію радіаційних туманів»

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

Іван Недобитко

(ім'я, прізвище)

Керівник: канд. фіз.-мат. наук, підполковник

Мансарлійський Валерій Федорович

(ім'я, прізвище)

Консультант _____ -

(ім'я, прізвище)

Рецензент: к. геогр. н, доцент,

Олег Прокоф'єв

(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

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

курсанту НЕДОБИТКУ Івану Анатолійовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи «Вплив турбулентності у граничному шарі атмосфери на
утворення та еволюцію радіаційних туманів»

керівник роботи Мансарлійський Валерій Федорович, к.ф.-м.н.

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

затверджені наказом ректора ОДЕКУ від 16 жовтня 2023 року № 215 «С»

2. Строк подання курсантом роботи 11 грудня 2023 року

3. Вихідні дані до роботи: дані радіозондування на станції Лінденберг
(10393) за 18 годин попередньої доби і 00, 06 і 12 годин, в день коли
спостерігався туман в період з 07.08.2016 по 27.07.2021; архів фактичної
погоди аеродрому Лінденберг

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

1) сформувати базу даних з випадками радіаційного туману на
ст. Лінденберг

2) відібрати, обробити і проаналізувати дані зондування атмосфери, з
необхідною часовою дискретністю

3) розробити електронний алгоритм розрахунку коефіцієнту турбулентності

4) визначити значення коефіцієнту турбулентного обміну у дні з
радіаційними туманами різної вертикальної потужності

5) визначити значення вертикальної потужності граничного шару атмосфери у дні з туманами

6) визначити залежність між вертикальною потужністю радіаційного туману і параметрами атмосфери в шарі туману

5. Перелік графічного матеріалу:

точкові діаграми для визначення залежності висоти граничного шару від коефіцієнту турбулентного обміну в дні з туманом, графіки добового ходу величин в дні з туманом, графіки залежності потужності шару туману від різних параметрів атмосфери.

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 | | |
| 2. | Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи | 27.10 – 12.11.23 | | |
| 3. | Рубіжна атестація | 13.11-15.11.23 | | |
| 4. | Обробка вхідних даних та розрахункової частини | 16.11 – 21.11.23 | | |
| 5. | Відпрацювання 3-го розділу | 22.11 – 03.12.23 | | |
| 6. | Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків | 04.12 – 11.12.23 | | |
| 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 | | |

курсант _____
(підпис)

Іван НЕДОБИТКО
(ім'я та прізвище)

Керівник роботи підполковник _____
(підпис)

Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ
(ім'я та прізвище)

АНОТАЦІЯ

Кваліфікаційна робота магістра курсанта Недобитка І. А. на тему «Вплив турбулентності у граничному шарі атмосфери на утворення та еволюцію радіаційних туманів».

Робота присвячена виявленню зав'язку між чинниками, що сприяють міжрівневому турбулентному обміну у граничному шарі атмосфери та вертикальною потужністю радіаційних туманів.

В ході роботи була розроблена електронна версія розрахунку коефіцієнту турбулентної в'язкості, а також висоти граничного шару атмосфери. Для виявлення залежності інтенсивності туману від величини коефіцієнту турбулентного обміну, за допомогою зазначеного алгоритму були проведені відповідні розрахунки за даними температурно-вологісного зондування атмосфери на станції Lindenberg. Одночасно за методом Геффера була розрахована потужність шару туману, значення температури повітря і швидкості вітру біля поверхні землі та на верхній межі шару туману, окрім цього був розрахований вертикальний градієнт температури і зсув вітру в шарі туману.

Актуальність обраної тематики обумовлена тим, що визначення факторів пов'язаних з міжрівневим обміном в граничному шарі атмосфери та їх впливу на утворення і еволюцію радіаційних туманів дозволяє приймати своєчасні рішення на обмеження або припинення польотів, та є складовою метеорологічного забезпечення безпеки польотів.

Мета і завдання дослідження. Метою даної роботи є визначення впливу міжрівневого обміну в граничному шарі атмосфери на утворення та еволюцію туманів.

Для досягнення мети дослідження були сформульовані такі завдання:

- формування бази даних з випадками радіаційного туману на ст. Лінденберг;

- відбір, обробка і аналіз даних зондування атмосфери, з необхідною часовою дискретністю;
- розробка електронного алгоритму розрахунку коефіцієнту турбулентності;
- визначення значень коефіцієнту турбулентного обміну у дні з радіаційними туманами різної вертикальної потужності;
- визначення значень вертикальної потужності граничного шару атмосфери у дні з туманами;
- визначення залежності між вертикальною потужністю радіаційного туману і параметрами атмосфери в шарі туману;

Об'єкт дослідження – радіаційний туман.

Предмет дослідження – вплив міжрівневого обміну в граничному шарі атмосфери на утворення та еволюцію туманів

Методи дослідження: при виконанні роботи використовуються методи статистичного аналізу, порівняння та індукції.

Наукова новизна отриманих результатів пов'язана з дослідженням впливу коефіцієнта турбулентної в'язкості на утворення та еволюцію радіаційних туманів для будь-яких метеорологічних підрозділів, розташованих на території України і полягає у наступному:

- вперше для вирішення цієї проблеми був розроблений електронний алгоритм, який дозволяє обробити одночасно велику кількість статистичних даних;
- вперше для станції Lindenberg був визначений діапазон середніх значень коефіцієнту турбулентного обміну для туманів різної потужності;
- в ході роботи вперше для станції Lindenberg були визначені залежності між вертикальним градієнтом температури, вертикальним зсувом вітру і потужністю радіаційного туману.

Практичне значення отриманих результатів. Визначення залежностей між чинниками, що сприяють міжрівневому обміну у граничному шарі атмосфери та вертикальною потужністю радіаційних туманів, дозволяє

формувати прогноз вертикальної потужності радіаційних туманів, використовуючи у якості вхідних даних, дані прогностичних моделей.

Розробка електронного алгоритму, здатного одночасно обробити велику кількість статистичних даних необхідних для визначення зазначених залежностей, дає змогу застосовувати цей алгоритм в подальшому для будь-якої станції на території України.

Структура і обсяг роботи. Робота викладена на 51 стор. машинописного тексту, містить у собі 13 рисунків, складається з вступу, 3-х розділів, висновків, списку використаних джерел (40 найменувань) і додатку.

Ключові слова: коефіцієнт турбулентності, граничний шар, радіаційний туман, вертикальна потужність.

SUMMARY

Master's qualification work of cadet I. A. Nedobytko on the topic “The influence of turbulence in the boundary layer of the atmosphere on the formation and evolution of radiation fogs”.

The work is devoted to identifying the connection between the factors contributing to the interlevel turbulent exchange in the boundary layer of the atmosphere and the vertical length of radiation fogs.

In the course of the work, an electronic version of the calculation of the coefficient of turbulent viscosity, as well as the height of the boundary layer of the atmosphere, was developed. To detect the dependence of fog intensity on the value of the coefficient of turbulent exchange, appropriate calculations were carried out with the help of the specified algorithm based on the data of temperature and humidity sounding of the atmosphere at the Lindenberg station. At the same time, air temperature and wind speed values near the surface of the earth and at the upper boundary of the fog layer were calculated, in addition, the vertical temperature gradient and wind shift in the fog layer were calculated. The vertical length of the fog layer was calculated using Geffer's method.

The relevance of the chosen topic is because the determination of factors related to interlevel exchange in the boundary layer of the atmosphere and their influence on the formation and evolution of radiation fogs allows timely decisions to be made on the restriction or termination of flights, and is a component of meteorological assurance of flight safety.

The aim of the work and tasks of the research. This work aims to determine the influence of interlevel exchange in the boundary layer of the atmosphere on the formation and evolution of fog.

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

- formation of a database with cases of radiation fog at St. Lindenberg;

- selection, processing, and analysis of atmospheric-sounding data, with the necessary temporal discreteness;
- development of an electronic algorithm for calculating the turbulence coefficient;
- determining the values of the coefficient of turbulent exchange on days with radiation fogs of different vertical lengths;
- determining the values of the vertical length of the boundary layer of the atmosphere on foggy days;
- determination of the dependence between the vertical length of the radiation fog and the parameters of the atmosphere in the fog layer;

The object of research – the radiation fog.

The subject of the study – the influence of interlevel exchange in the boundary layer of the atmosphere on the formation and evolution of fogs.

Research methods: when performing the work, methods of statistical analysis, comparison and induction are used.

The scientific novelty of the obtained results is related to the study of the influence of the turbulent viscosity coefficient on the formation and evolution of radiation fogs for any meteorological units located on the territory of Ukraine and consists of the following:

- for the first time, an electronic algorithm was developed to solve this problem, which allows the processing of a large amount of statistical data at the same time;
- for the first time, the range of average values of the coefficient of turbulent exchange for fogs of different vertical lengths was determined for the Lindenberg station;
- in the course of the work, for the first time for the Lindenberg station, the dependences between the vertical temperature gradient, the vertical wind shift, and the vertical length of the radiation fog were determined.

Practical significance of the obtained results. Determining the dependencies between the factors that contribute to interlevel exchange in the boundary layer of

the atmosphere and the vertical length of radiation fogs makes it possible to form a forecast of the vertical power of radiation fogs, using the data of prognostic models as input data.

The development of an electronic algorithm capable of simultaneously processing a large amount of statistical data necessary to determine the specified dependencies makes it possible to apply this algorithm in the future for any station on the territory of Ukraine.

Structure and scope of work. The work is presented on 51 pages. typewritten text, contains 13 figures, consists of an introduction, 3 chapters, conclusions, a list of used sources (40 items), and an appendix.

Keywords: turbulence coefficient, boundary layer, radiation fog, vertical length.

ЗМІСТ

| | |
|--|----|
| Вступ..... | 11 |
| 1 Загальні відомості про тумани..... | 13 |
| 1.1 Класифікація туманів..... | 13 |
| 1.2 Фізичні умови утворення радіаційних туманів..... | 15 |
| 1.3 Метеорологічні умови утворення радіаційних туманів..... | 17 |
| 1.4 Синоптичні умови утворення радіаційних туманів..... | 20 |
| 2 Турбулентність в граничному шарі атмосфери..... | 23 |
| 2.1 Турбулентний обмін в атмосфері | 23 |
| 2.2 Деякі властивості граничного шару атмосфери..... | 30 |
| 2.3 Турбулентний обмін в тумані..... | 31 |
| 2.4 Метод Геффера..... | 33 |
| 3 Вплив міжрівневого обміну в граничному шарі атмосфери на утворення та еволюцію туманів..... | 35 |
| 3.1 Характеристика вхідних даних..... | 35 |
| 3.2 Вплив турбулентного обміну на утворення та еволюцію радіаційних туманів..... | 36 |
| Висновки..... | 45 |
| Перелік посилань..... | 47 |
| Додатки..... | 50 |

ВСТУП

Туман – помутніння повітря в граничному шарі, яке обумовлюється присутністю в ньому зважених крапель води, крижаних кристалів або їх суміші, при горизонтальній видимості хоча б в одному напрямку менше одного кілометра [1].

Туман для авіації є небезпечним явищем погоди, при якому ускладняється посадка і зліт літаків, а також в значній мірі погіршуються бойові можливості авіації. Але, якщо розглядати туман з іншої сторони, то в деяких випадках туман може бути корисним для ЗСУ, наприклад для прихованих приготувань до проведення операцій сухопутними військами і бути маскувальним явищем, яке унеможливорює візуальне виявлення розташування військової техніки та аеродромів.

Як відомо, процес перенесення водяної пари, тепло і вологообмін підстильної поверхні з атмосферою та між її шарами зумовлюється, насамперед, величиною коефіцієнта турбулентності.

Крім того, турбулентний теплообмін сприяє перерозподілу температури повітря в пограничному шарі і формуванню приземної або піднятої інверсії. Узагальнення інформації про профілі температури в пограничному шарі в дні з туманами, дозволяє пояснити деякі утворення інверсій, а відповідно і механізм утворення туману.

Як правило, туман розсіюється після сходу Сонця при інтенсивному прогріванні земної поверхні. Швидке підвищення температури в шарі туману призводить до руйнування інверсії, краплі туману випаровуються, і водяний пар, за рахунок вертикальних рухів, переноситься у верхні шари. Видимість в тумані поступово збільшується.

Актуальність обраної тематики обумовлена тим, що визначення факторів пов'язаних з міжрівневим обміном в граничному шарі атмосфери та їх впливу на утворення і еволюцію радіаційних туманів дозволяє приймати

своєчасні рішення на обмеження або припинення польотів, та є складовою метеорологічного забезпечення безпеки польотів.

Метою даної роботи є визначення впливу міжрівневого обміну в граничному шарі атмосфери на утворення та еволюцію туманів.

Завдання, що вирішувались в ході даної роботи:

- формування бази даних з випадками радіаційного туману на ст. Лінденберг;
- відбір, обробка і аналіз даних зондування атмосфери, з необхідною часовою дискретністю;
- розробка електронного алгоритму розрахунку коефіцієнту турбулентності;
- визначення значень коефіцієнту турбулентного обміну у дні з радіаційними туманами різної вертикальної потужності;
- визначення значень вертикальної потужності граничного шару атмосфери у дні з туманами;
- визначення залежності між вертикальною потужністю радіаційного туману і параметрами атмосфери в шарі туману;

У першому розділі розглядаються загальні відомості про тумани.

Другий розділ присвячений методу розрахунку коефіцієнту турбулентної в'язкості в приземному шарі атмосфери та аналізу впливу турбулентного обміну на вертикальну потужність радіаційного туману.

Третій розділ містить розрахунки коефіцієнту турбулентної в'язкості у граничному шарі атмосфери, вертикальної потужності граничного шару атмосфери та радіаційного туману.

Робота містить 13 рисунків. Перелік посилань складається з 40 позицій.

1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ТУМАНИ

1.1 Класифікація туманів

Туман – це таке метеорологічне явище, в якому за рахунок конденсації водяної пари в приземному шарі атмосфери видимість зменшується до значень менше 1000 м. Фізичні властивості туману визначаються агрегатним станом, розміром частинок та числом останніх в одиниці об'єму, а також кількістю краплино-рідинної вологи в одиниці об'єму, тобто водністю туману [31].

Тумани можна спостерігати в будь-яку пору року. Найщільнішими вони спостерігаються влітку. Це пов'язано із здатністю води притягувати частинки пилу. Краплинки, що утворилися в результаті випаровування над поверхнею землі, за рахунок домішок пилу стають більшими, їх радіус становить від 5 до 15 мкм. Чим більшим є розмір водяних крапель, тим швидше утворюється туман [5].

Одним з параметрів, що застосовують до туманів є інтенсивність, яка визначається через дальність горизонтальної видимості в тумані. Цей параметр виходить з того, що краплини і кристали води, що містяться в повітрі, значно впливають на прозорість атмосфери. Саме тому зміна дальності видимості в тумані є оцінкою його інтенсивності [37].

За інтенсивністю, яка оцінюється значенням горизонтальної видимості, тумани поділяють на:

- дуже сильний (видимість менше 50 м);
- сильний (видимість 50-200 м);
- помірний (видимість 200-500 м);
- слабкий (видимість 500-1000 м).

У випадках коли горизонтальна видимість погіршується за рахунок конденсації водяної пари і становить від 1 до 2 км, цей стан атмосфери прийнято називати помірним серпанком.

При горизонтальній видимості від 2 до 10 км має місце слабкий серпанок [3].

Також однією з важливих характеристик туману є його водність. Водність - характеристика інтенсивності туману, що складається з крапель води. Водністю називається сумарна маса води в рідкій фазі (у вигляді крапель), що міститься в 1 м³ туману.

В залежності від свого походження тумани можна розділити на 4 групи:

1. Тумани випаровування;
2. Тумани охолодження;
3. Фронтальні тумани;
4. Техногенні тумани.

Туман, що утворюється в холодному повітрі над теплою водною поверхнею, називається туманом випаровування [4].

Також цей різновид туману також може утворюватися при випаданні теплої дощу через шар розташованого біля землі холодного повітря та випаровуванні водяного бризу водоспадів, морського прибою.

Тумани охолодження утворюються в результаті зниження температури повітря, що прилягає до земної поверхні і максимального її наближення до значень температури точки роси (точка роси – температура при якій відносна вологість досягає 100%).

Тумани охолодження у свою чергу поділяються на:

- радіаційні;
- адвективні;
- адвективно-радіаційні;
- орографічні (гірських схилів, адіабатичні) [34].

Радіаційні тумани утворюються в результаті радіаційного охолодження ґрунту, від якого потім охолоджується повітря, що прилягає до нього.

Утворенню таких туманів сприяють наступні умови:

- достатня відносна вологість;
- безхмарна або малохмарна погода;

– слабкий вітер [30].

Адвективні тумани утворюються під час руху теплого повітря над холодною підстильною поверхнею.

Адвективно-радіаційні тумани виникають за рахунок зниження температури повітря при його переміщенні на відносно холодну підстильну поверхню і далі посилюється за рахунок радіаційного вихолодження.

Орографічні тумани виникають при адіабатичному підйомі повітря вздовж гірських схилів [10].

Фронтальні тумани можна поділити на такі, що утворюються перед теплим фронтом, за теплим фронтом, безпосередньо на ньому, а також вони можуть бути змішаними.

Передфронтальний туман теплого фронту виникає в шарі холодного повітря, яке насичене водяним паром, завдяки випадінню дощу. Зниження атмосферного тиску перед фронтом викликає при цьому ще більше вихолодження.

Зафронтальний туман теплого фронту виникає в теплом повітрі, при його русі за фронтом – над ділянками земної поверхні, що вихолодились за рахунок проходження над ними холодного повітря. Зазвичай, зафронтальні тумани мають невелику інтенсивність і тривають не досить довгий час.

Зона фронтального туману переміщується подібно валу за лінією фронту. Фронтальний туман виникає внаслідок безпосереднього теплообміну вологого (теплого) і холодного повітря на фронті. Він може мати високу інтенсивність, але не велику протяжність.

Змішаний туман виникає при горизонтальному і вертикальному перемішуванню повітряних мас [23].

1.2 Фізичні умови утворення туманів

В тумані вода знаходиться в двох, а при від'ємних температурах в трьох фазових станах. Величина Q – абсолютний вміст вологи в повітрі, яка

характеризує сумарну масу водяного пару (a), капель води і кристалів льоду δ^* в 1 м^3 , звідси слідує:

$$Q = a + \delta^*. \quad (1.1)$$

де δ^* - водність туману;

a – абсолютна вологість [2].

До моменту утворення туману $\delta^* = 0$ і $q = a$. В тумані абсолютна вологість близька до насиченої a_m , яка є функцією лише температури повітря T . Тоді для туману можна записати рівняння у вигляді [12]:

$$\delta^* = Q - a_m(T). \quad (1.2)$$

Звідси слідує, що водність туману зростає під впливом таких чинників:

- 1) збільшення вологовмісту повітря Q :
 - випаровування води із земної поверхні;
 - збільшення турбулентного обміну в приземному шарі, який сприяє притоку вологи від підстильної поверхні;
 - випаровування капель дощу або мряки в більш холодне повітря;
 - надходженні разом з продуктами згоряння твердого, а також рідкого палива;
- 2) зниження температури повітря, з яким пов'язано зменшення $a_m(T)$:
 - турбулентного і молекулярного теплообміну з сусідніми повітряними масами і земною поверхнею;
 - радіаційного вихолодження;
 - адіабатичного розширення маси повітря при її вертикальних рухах [13].

1.3 Метеорологічні умови утворення радіаційних туманів

Радіаційний туман утворюється через кілька годин після заходу Сонця, частіше в другій половині ночі за таких умов:

- безхмарне небо або невелика тонка хмарність;
- швидкість вітру від 1 до 3 м/с на висоті 10 м;
- висока відносна вологість повітря біля поверхні землі;
- наявність приземної інверсії;
- невелике збільшення швидкості вітру з висотою (в шарі 300-600 м на 2-6 м/с);
- різниця між значеннями температури і точки роси на висоті 2 м за часу заходу Сонця не більше 6-8°C і невелике зменшення її з висотою в нижньому шарі 300-600 м;
- увігнутий характер рельєфу [6].

Механізм утворення радіаційного туману полягає у взаємодії двох процесів:

- 1) ефективне випромінювання підстильної поверхні і охолодження прилеглого до неї шару повітря;
- 2) слабкий турбулентний обмін між самим нижнім шаром повітря і вище розташованими шарами.

В результаті взаємодії цих процесів в нижній частині граничного шару атмосфери формується приземна інверсія температури. По мірі подальшого охолодження повітря його температура знижується до значення точки роси на висоті 2 м, а потім в більш потужному шарі, утворюється серпанок, а за ним туман [18].

На утворення радіаційного туману впливає стан поверхні ґрунту, оскільки від нього залежать добовий хід температури і вологості повітря. У теплу пору радіаційний туман виникає переважно над вологим ґрунтом. Тому в теплу пору року простежується прямий зв'язок між випаданням дощу і утворенням

туману. На рисунку 1.1 представлено загальну схему утворення радіаційного туману.

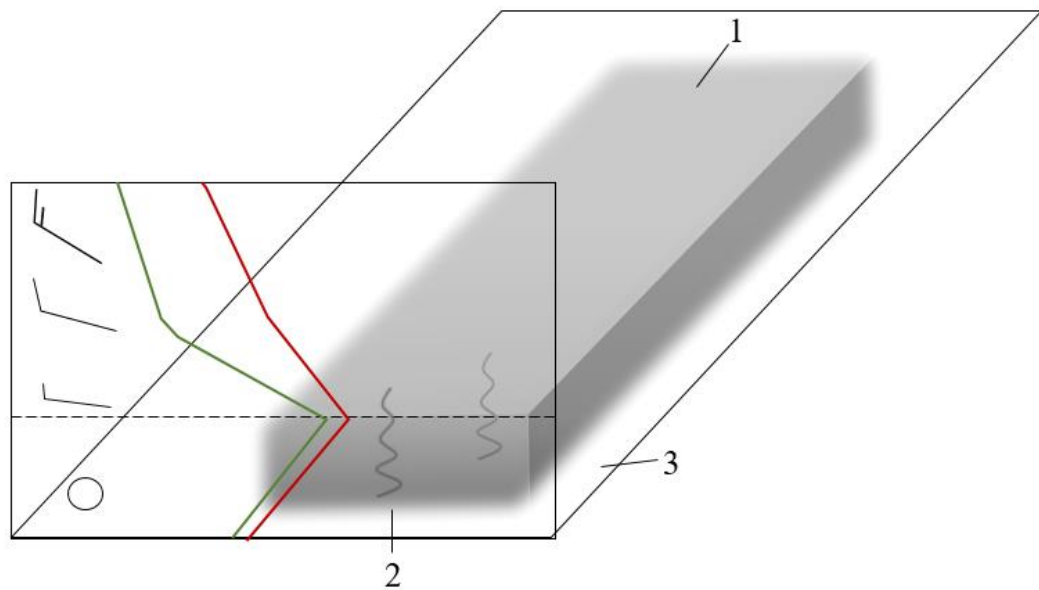


Рисунок 1.1 – Схема утворення радіаційного туману: 1 – вологе повітря біля земної поверхні, 2 – радіаційне охолодження, 3 – волога підстильна поверхня

Швидкість вітру має значний вплив на тип і інтенсивність утворення туману. Значення швидкості вітру 0-1 м/с може призвести до випадіння сильної роси, але не до туману, оскільки охолоджений кілька сантиметровий шар повітря «прилипає» до поверхні землі [32].

Дуже слабкий вітер зі швидкістю 2-3 м/с призведе до туману, оскільки охолоджений шар поступово змішується з основним шаром повітря.

Слабкий вітер (3-5 м/с) пов'язаний з сильним туманом, якщо спостерігаються високі значення вологості, а радіаційне охолодження сильне.

Сильний вітер (понад 5 м/с) зумовлює турбулентне перемішування та утворення шаруватих хмар, що закривають земну поверхню, але не туману [29].

Сприятливою умовою при цьому є незначне посилення швидкості вітру з висотою, що сприяє виникненню турбулентності, яка зумовлює перенесення продуктів конденсації (сублімації) від земної поверхні вгору і їх затримку у граничному шарі. Так, за даними кулепілотних спостережень, швидкість вітру на висоті 100 м складає від 1 до 5 м/с, на висотах 200-300 м - від 1 до 7 м/с, на висотах 800-1500 м - від 2 до 9 м/с [25].

Крім того, турбулентний теплообмін сприяє перерозподілу температури повітря в пограничному шарі і формуванню приземної або піднятої інверсії. Узагальнення інформації про профілі температури в пограничному шарі в дні з туманами дозволяє пояснити деякі утворення інверсій, а відповідно і механізм утворення туману. Встановлено, що вертикальна потужність нічних інверсій коливається в широких межах – від десятків метрів до 300-400 м. Різниця температур в інверсійному шарі складає 3-5 °С, іноді 7-9 °С.

У тих випадках, коли радіаційне охолодження підстильної поверхні відбувається при штилі, турбулентний і молекулярний теплообмін має місце в тонкому шарі повітря. Формується приземна інверсія, яка має потужність кілька десятків метрів, а різниця температур біля землі і на верхній межі інверсії становить кілька градусів (рис. 1.2) [36].

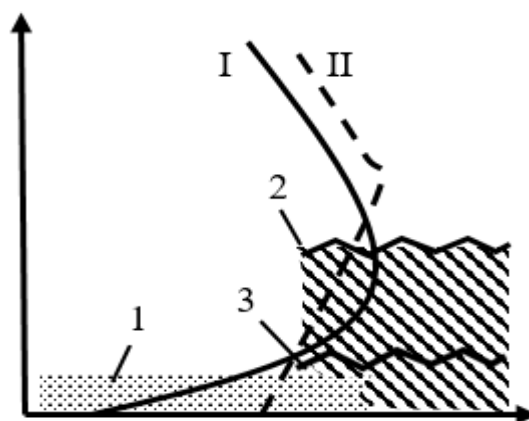


Рисунок 1.2 – Профілі температури повітря в приземному шарі: I – при штилі; II – при вітру (1-3 м/с); 1 – шар холодного повітря; 2 – шар туману при вітру (1-3 м/с); 3 – шар туману при штилі

Туман виникає тоді, коли біля земної поверхні створюються сприятливі умови для конденсації водяної пари. Потрібні для цього ядра конденсації існують у повітрі завжди [22].

Внаслідок гігроскопічності ядер конденсації утворення туману починається, тоді коли температура точки роси близька до температури повітря при цьому відносна вологість досягає значень близько 90–95%. Але в деяких випадках коли температура -30°C і нижче, туман чисто кристалічний. При температурах -10°C туман може бути змішаним. В таких умовах туман може утворитись при відносній вологості менше 100%. Наближення до стану насичення відбувається переважно внаслідок охолодження повітря. Також немалу роль відіграє збільшення вологості повітря, внаслідок випаровування з теплої підстильної поверхні в холодне повітря [38].

Радіаційні тумани бувають двох типів: поземні та високі. Поземні тумани, як правило, спостерігаються лише над сушею в безхмарні та тихі ночі. Такі тумани мають вертикальну протяжність лише десятки метрів. Для виникнення поземних туманів потрібна наявність приземної інверсії та відсутність сонячної активності. Ці тумани не утворюють суцільну велику зону [33].

Високі радіаційні тумани можуть спостерігатися на суші та на морі до висоти кількох сотень метрів у стійких антициклонах у холодну пору року, в результаті поступового вихолодження повітря у приземних шарах антициклону. Внаслідок турбулентного перенесення водяної пари вгору розвиваються хмари шаруватих форм на висоті кількох сотень метрів під інверсією осідання. Потім ці хмари поширюються зверху до поверхні землі, і тоді стають високим радіаційним туманом. Такий туман може захоплювати великі райони та зберігатися тижнями [35].

1.4 Синоптичні умови утворення радіаційних туманів

При прогнозі радіаційних туманів необхідно враховувати тривалість нічного вихолодження, характер хмарного покриву, швидкість і напрямок

вітру, характер і стратифікацію повітряної маси. Найбільш сприятливі умови для виникнення радіаційних туманів утворюються в антициклонах і їх відрогах, баричних гребнях і сідловинах, рідше в мало градієнтних полях [20].

На рисунку 1.3 наведено класичний випадок утворення радіаційного туману в центрі антициклону. З рисунку видно, що дальність горизонтальної видимості в тумані складає від 1000-700 м (12 лютого 2017 року). Як характерно для радіаційного туману він носить «плямистий» характер і не утворює суцільну велику зону.

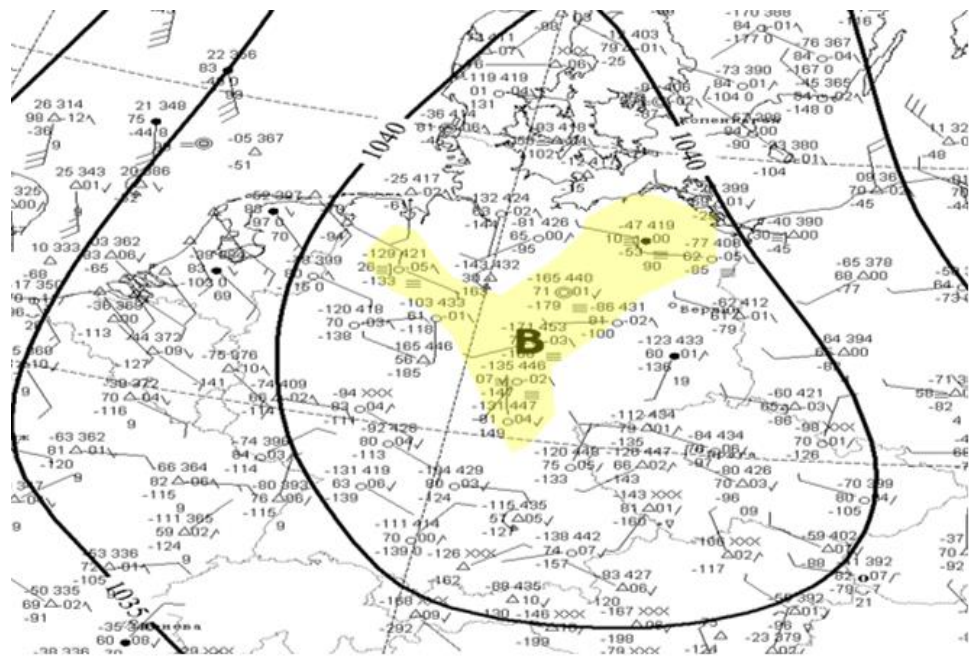


Рисунок 1.3 – Випадок утворення радіаційного туману в центрі антициклону

На рисунку 1.4 наведено приклад утворення радіаційного туману який утворився в гребні антициклону (19 січня 2017 року).

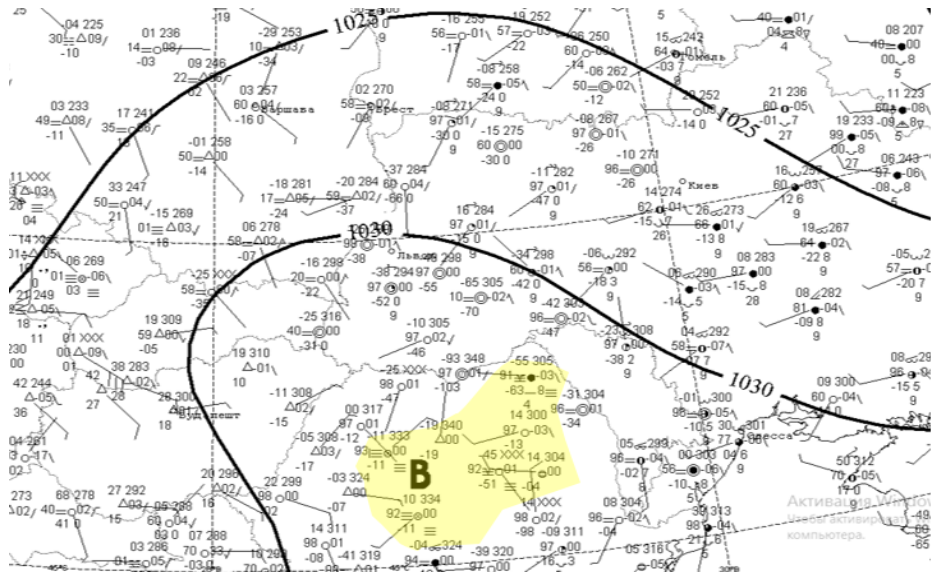


Рисунок 1.4 – Радіаційний туман в гребні антициклону

На рисунку 1.5 наведено приклад утворення радіаційного туману, який утворився в мало градієнтному полі підвищеного тиску (25 лютого 2017 року).

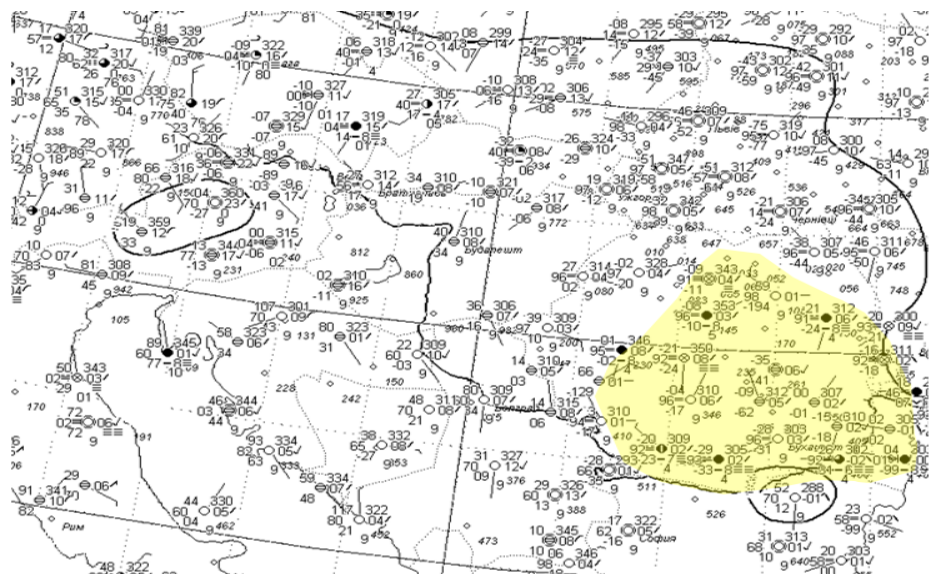


Рисунок 1.5 – Радіаційний туман в мало градієнтному полі

Як можна побачити в наведених прикладах спостерігаються класичні умови для утворення радіаційного туману. Їх утворенню сприяло нічне вихолодження підстильної поверхні, слабкий вітер і мала кількість хмарності.

2 ТУРБУЛЕНТНІСТЬ В ГРАНИЧНОМУ ШАРІ АТМОСФЕРИ

2.1 Загальні відомості про атмосферну турбулентність

Коли траєкторії окремих частинок різні, вони хаотичні та випадкові і не співпадають із напрямком руху потоку в цілому, це називається турбулентним рухом. Ці частинки можуть рухатися в загальному потоці з різними швидкостями та в різних напрямках, наприклад перпендикулярно або навіть зворотно від потоку в цілому. Таким чином, швидкість руху «пульсує», тобто постійно змінює величину та напрямок у кожній фіксованій точці [21].

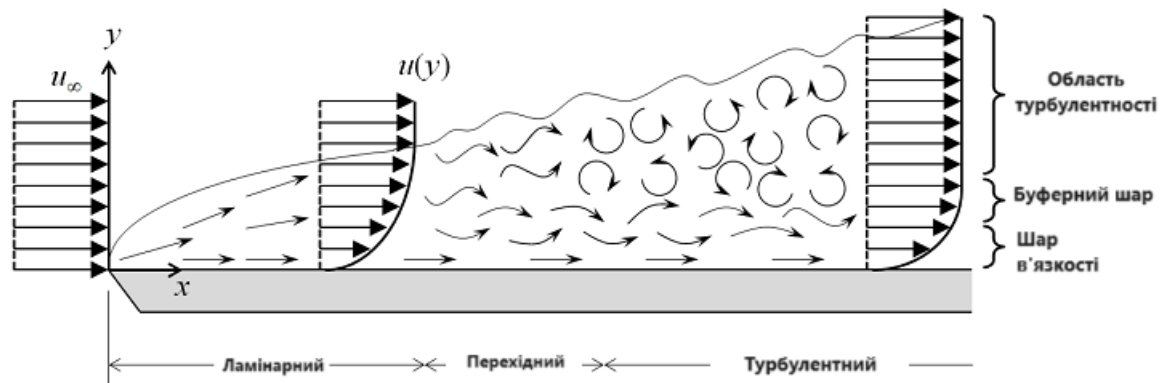


Рисунок 2.1 – Схема турбулентних потоків в граничному шарі атмосфери над рівною поверхнею землі

Атмосфера – це дуже рухливе середовище, у якому завжди відбуваються різноманітні за масштабом, напрямком та швидкості рухи. Ці рухи лише у виключних випадках виявляються ламінарними. Ламінарними називають такі рухи, у яких частки повітря мають плавні траєкторії, що розташовуються паралельно одна одній. У такому разі взаємодія між окремими частками потоку відбувається тільки завдяки тепловому руху молекул. Проте, частіше рухи в атмосфері є турбулентними. Турбулентними називають рух,

характеристики якого неупорядковано змінюються у просторі та за часом при незмінних зовнішніх умовах. При таких рухах виникають вихори різноманітних розмірів, у потоці можна відокремити елементарні маси повітря, які, виникнувши та відірвавшись від загального потоку, деякий час рухаються самостійно, як ціле утворення, потім розпадаються та змішуються з оточуючим повітрям. Все це призводить до інтенсивного перемішування між різними частинами середовища та до сильної їх взаємодії. Турбулентний рух виникає тому, що при збільшенні швидкості потоку понад деяке критичне значення, в'язкість рідини стає недостатньою для того, щоб погасити ті збурення в полі швидкості, які виникають в наслідок неоднорідності швидкостей або різного виду нерівностей на поверхні стінок, уздовж яких відбувається рух. Про турбулентний характер рухів повітря в атмосфері свідчить форма поширення диму, який виходить, наприклад, із труби. При малих швидкостях вітру та інверсійній стратифікації атмосфери дим тонким струмком поширюється на великі відстані. Із зростанням швидкості вітру струмок диму стає звивистим. Іноді він розділяється на окремі частини. Турбулентний характер рухів повітря в атмосфері проявляється виразно в поривчастості вітру. Якщо проводити спостереження за швидкістю та напрямком вітру у деякому пункті за допомогою малоінерційного приладу то можна переконатись в тому, що як швидкість, так напрямок вітру у кожний момент часу дещо відрізняються, відхиляючись від їх значення, осередненого за деякий більш чи менш значний проміжок часу [14].

У природних умовах - у водоймах і особливо в атмосфері - в'язкість мала, масштаб руху великий, вертикальні градієнти горизонтальної швидкості потоків перевищують критичне значення і режим руху в них завжди є турбулентним. Швидкі коливання температури повітря, обумовлені турбулентним перемішуванням. Ті значення швидкості вітру та температури повітря, якими характеризують погоду в даний термін спостережень, є середніми з окремих миттєвих значень. Виникнення вертикальних градієнтів швидкості атмосфері та водоймищах може бути обумовлено різними

причинами. Горизонтальний розподіл тиску в атмосфері і глибоких водоймах на різних рівнях розподіляється по-різному, тому і швидкість вітру в атмосфері і швидкість морських течій змінюється по вертикалі. У нижніх шарах потоку рідини або газу, що переміщуються вздовж твердої поверхні, завжди створюються градієнти швидкості, зумовлені взаємодією потоку із цією поверхнею. Внаслідок тертя швидкість потоку біля твердої стінки завжди звертається на нуль, і в міру віддалення від неї швидкість зростає. Тому поблизу поверхні зростання або спад градієнту швидкості, обумовлюється лише зміною середньої швидкості потоку [40].

Якщо розглядати граничний шар атмосфери, де сильно дається взнаки гальмуючий вплив земної поверхні, можна говорити про те, що ослаблення або посилення турбулентності, викликане безпосередньо зменшенням чи збільшенням швидкості вітру.

Вище цього шару вже не можна характеризувати вертикальний градієнт швидкості вітру самою швидкістю. Навпаки, на тих атмосферних рівнях, де швидкість вітру досягає максимуму, зміна її з висотою мінімальна (в точці максимуму) - турбулентність стає слабшою.

Вплив поверхні на режим руху рідини або газу позначається і в іншому - наявність нерівностей на поверхні. Її шорсткість – є причиною виникнення градієнтів швидкості та турбулентних вихорів безпосередньо поблизу поверхні. Чим більші розміри цієї шорсткості, чим менш обтічна її форма, тим більші градієнти швидкості і тим інтенсивніший турбулентний рух. Відомо, що, наприклад, при польоті над лісом посилюється бовтанка літака, яка обумовлена турбулентністю повітряного потоку [27].

Таким чином, турбулентність нижнього шару атмосфери залежить від двох факторів – швидкості вітру та шорсткості поверхні. Це так звані динамічні фактори турбулентності.

Дуже великий вплив на розвиток вертикальних турбулентних рухів в атмосфері мають термічні фактори – температурна стратифікація атмосфери і горизонтальна температурна неоднорідність підстильної поверхні.

При термічно нестійкому стані шару атмосфери кожен турбулентний моль отримує додаткове прискорення конвекції, спрямоване по вертикалі і все, що зростає в міру руху в даному шарі. Навпаки, при термічно стійкому стані шару виникає негативне прискорення конвекції та збурення гальмуватимуться. При термічно байдужому стані шару атмосфери, коли прискорення конвекції дорівнює нулю, турбулентність визначається тільки динамічними причинами [24].

Звідси випливає, що над даною підстильною поверхнею, турбулентність нижніх шарів атмосфери досягає максимального розвитку при сильному вітру і нестійкій температурній стратифікації і мінімальна при слабкому вітру і стійкій стратифікації. Оскільки, холодні повітряні маси є нестійкими, а теплі - стійкими, то за інших рівних умов (швидкості вітру і шорсткості поверхні) найбільше перемішування і пульсації метеоелементів спостерігаються при впливі холодного повітря [39].

Істотним термічним фактором атмосферної турбулентності є горизонтальна температурна неоднорідність підстильної поверхні, характерна для суші. Внаслідок різного мікрорельєфу поверхні ґрунту, відмінності вологості, пухкості ґрунту та його альbedo дві сусідні ділянки земної поверхні можуть мати різну температуру, що створює горизонтальну різницю температур повітря над цими ділянками та сприяє розвитку безладних циркуляційних рухів та додаткової турбулізації потоку [15].

Таким чином, при переході повітряного потоку з однієї поверхні на іншу турбулентне перемішування може суттєво посилюватись чи послаблюватись під впливом змін шорсткості і температурної неоднорідності поверхні, а також температурної стратифікації нижніх шарів атмосфери.

Будучи джерелом турбулентності, для нижніх шарів атмосфери, створюючи градієнти швидкості вітру та горизонтальні градієнти температури, земна поверхня в той же час гальмує розвиток вертикальних турбулентних рухів у безпосередній близькості від неї. Земна поверхня практично непроникна для атмосферного повітря, і турбулентний моль, що

рухається до поверхні, неспроможний пройти шлях більший, ніж відстань від місця зародження цього моля до поверхні. Оскільки, маса повітря, що переноситься вниз до поверхні, в середньому повинна дорівнювати масі, що рухається вгору, те ж обмеження відноситься і до молів, що переміщуються вгору. Тому в межах деякого шару поблизу поверхні інтенсивність турбулентного перемішування зростає в міру віддалення від неї. Такий шар атмосфери, що утворюється над землею поверхнею, називається приземним (або приводним). Висота його непостійна, залежить від інтенсивності турбулентного перемішування; при слабкій турбулентності висота приземного шару становить кілька десятків метрів, а при сильній - до 250 м. У середньому приймають висоту шару рівної 50 - 100 м [28].

В залежності від взаємодії атмосфери з землею поверхнею її поділяють на граничний шар (товщиною від 300-400 до 1500-2000 м) і вільну атмосферу.

Товщина граничного шару атмосфери збільшується зі збільшенням шорсткості земної поверхні і збільшенням інтенсивності турбулентності. Концентрація аерозолів (крапель туману, часток пилу і ін.) в граничному шарі підвищена. В граничному шарі виділяється приземний шар атмосфери (з висотою від декількох десятків до 100 м), в межах даного шару турбулентні потоки тепла, водяної пари можна вважати постійними. Вище розташовані шари «підживлюються» вологою і теплом, завдяки приземному шару. Підстильна поверхня дуже слабо впливає на вільну атмосферу, тому амплітуда добового ходу метеорологічних величин виражена менш чітко, ніж в граничному шарі [19].

Повітря це рухоме середовище, де рух частинок мають турбулентний характер. Структура турбулентних рухів складна.

Напрямок та швидкість перебігу повітря в турбулентних зонах зазнає різких та швидких просторових та тимчасових змін. Виникаючі при цьому збурення атмосфери можуть бути різних розмірів: від кількох сантиметрів до десятків і сотень метрів. Турбулентні зони є зазвичай не суцільними збуреними шарами, а переривчастими, тобто збурені ділянки чергуються зі

спокійними. Товщина їх найчастіше не перевищує 300-600 м, при їхній горизонтальній протяжності 60-80 км, а іноді 2-3 км і протяжністю до 1000 км і більше. Найбільша повторюваність турбулентності спостерігається в нижніх шарах до висоти 2-3 км, а на висоті 3-6 км повторюваність різко зменшується, а потім по мірі наближення до тропопаузи знову зростає.

Турбулентний характер повітряних рухів виникає з термодинамічних причин, тому розрізняють термічну та динамічну турбулентність. Тут головну роль відіграють контрасти температури і швидкостей вітру, що виникають з різних причин.

Термічна турбулентність поширюється на велику висоту і залежить від пори року, доби та ступеня стійкості повітряної маси. Виникає в нестійких повітряних масах і слабо виражених, розвинених баричних системах, за рахунок нерівномірного нагрівання повітря від підстильної поверхні [7].

Інтенсивна термічна бовтанка влітку і вдень. У вологих повітряних масах термічна конвекція призводить до бурхливого розвитку купчасто-подібних хмар, що посилює турбулентність [2].

Динамічна турбулентність - вихровий рух повітря в нижньому шарі до 1-1,5 км, що виникає внаслідок тертя повітря об нерівність земної поверхні. Інтенсивність її зростає з посиленням вітру над пересіченою місцевістю та зі збільшенням нестійкості повітряної маси.

Особливо значною є динамічна турбулентність у гірських районах. Тут на підвітряних схилах у загальному низхідному потоці повітря, що перевалює через хребет, розвивається найсильніша вихрова діяльність, виражена хвильовими збуреннями, роторними рухами – це так звана орографічна бовтанка. Для неї сприятливі умови - сильні вітри 12 м/сек і більше, спрямовані перпендикулярно гірському хребту, і навіть температурна інверсія над хребтом.

Динамічна турбулентність спостерігається в тих шарах атмосфери, де є різкі зміни вітру за швидкістю і напрямом, як по вертикалі, так і по горизонталі, а такі умови зазвичай спостерігаються: в інверсіях, в зоні

тропопаузи там, де її нахил становить $1/200$ або $1/300$; у струминних течіях, де спостерігаються великі зміни швидкості вітру на межі тертя швидко рухомих потоків з більш спокійним навколишнім середовищем, а також на межах розділу двох повітряних мас у зонах атмосферних фронтів [16].

На рисунку 2.1 зображено типову структуру радіаційного туману, що відображує його життєвий цикл.

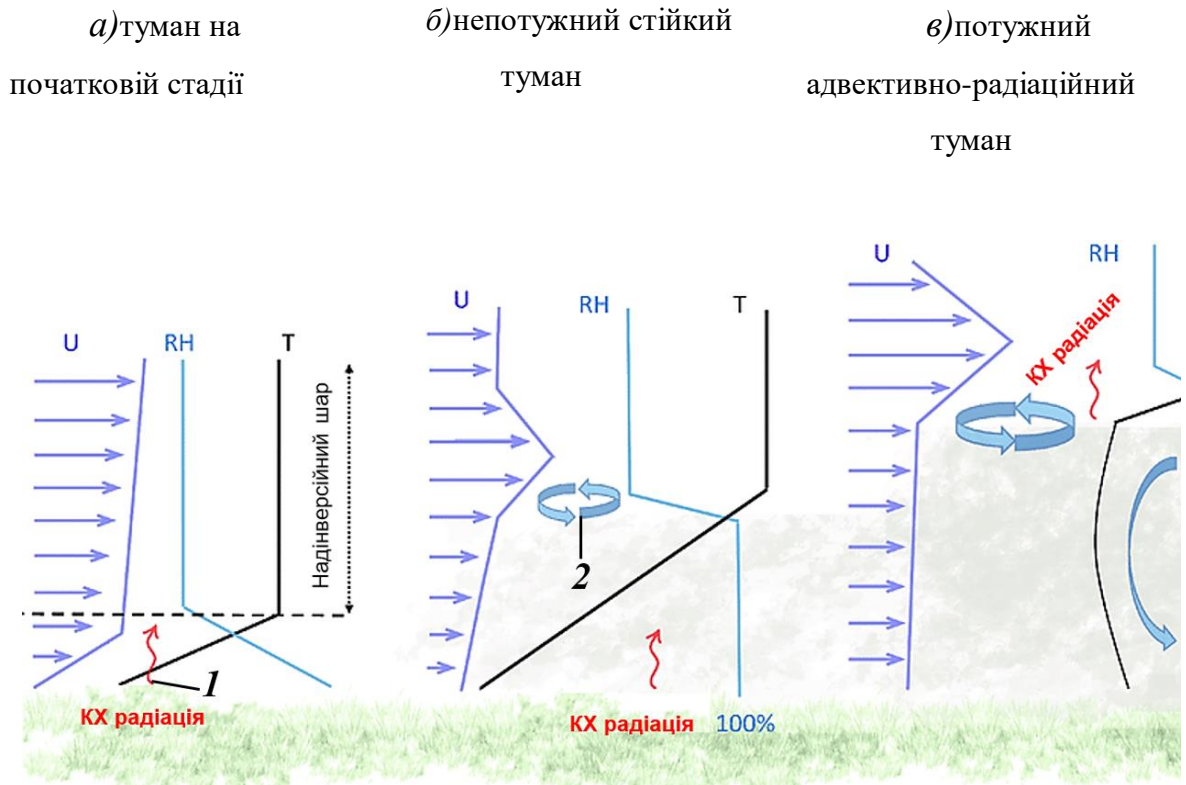


Рисунок 2.1 – Схема структури радіаційного туману, що відображує його життєвий цикл: U – швидкість вітру, RH – зміна відносної вологості з висотою, T – крива стратифікації, 1 – область найбільшого випромінення короткохвильової радіації, 2 – турбулентне перемішування

На стадії розвитку, туман спочатку інтенсивно формується біля поверхні, а потім стрімко розповсюджується по вертикалі. Вибухове посилення радіаційного туману відповідає очевидному збільшенню інтенсивності турбулентності. Більш інтенсивна турбулентність сприятлива для утворення більших крапель, розширення спектру розмірів частинок туману та

збільшення шару туману. На основі синтезованого аналізу турбулентності, радіаційного вихолодження, макро- і мікрофізичного параметру встановлено, що довгохвильове випромінювання є основним фактором охолодження та конденсації при розвитку радіаційного туману. Турбулентність, яка викликана конденсацією крапель, є динамічним фактором збільшення вертикального розвитку туману, але прогрів поверхневого шару і турбулентні рухи, які виникають внаслідок збільшення сонячної короткохвильової радіації, яка в свою чергу запускає механізм розсіювання туману [17].

2.2 Деякі властивості граничного шару атмосфери

Структура граничного шару атмосфери значною мірою обумовлена взаємодією рухомих повітряних мас з підстильною поверхнею. Ця взаємодія здійснюється безладно рухомими вихорами завдяки обміну кількістю руху, тепломісткістю, вологістю та іншими властивостями між поверхнею ґрунту та атмосферою. В результаті вихорового перемішування в граничному шарі встановлюється певний профіль швидкості вітру, температури та вологості.

При зміні радіаційного балансу земної поверхні або її зволоження, або при зміні горизонтального градієнта тиску, завдяки безперервній турбулентності відповідним чином змінюється вертикальний розподіл метеорологічних елементів у граничному шарі атмосфери.

З елементарних міркувань випливає, що вертикальні градієнти метеорологічних елементів при сталому стані пов'язані з інтенсивністю турбулентності; при інтенсивному турбулентному обміні вертикальні градієнти малі і, навпаки, при ослабленому обміні вони великі (при фіксованих граничних умовах). На цій підставі, щодо вимірювання профілів метеорологічних елементів можна визначити інтенсивність турбулентності і, зокрема, найважливішу кількісну характеристику турбулентного обміну, так званий коефіцієнт турбулентності.

Однак, необхідно мати на увазі наступну обставину, що має принципове значення, - інтенсивність турбулентного обміну не можна вважати зовнішнім фактором, не залежним від розподілу метеорологічних елементів. Вертикальний розподіл температури і швидкості вітру зумовлюють як виникнення турбулентності, так і її інтенсивність.

Завданням теорії є спільне визначення профілів метеоелементів і кількісних характеристик турбулентності на підставі зовнішніх факторів, таких, як горизонтальний градієнт тиску, приплив короткохвильової радіації та деяких фізичних констант ґрунту та атмосфери (теплопровідність і теплоємність ґрунту, шорсткість його поверхні, радіаційні характеристики ґрунту і атмосфери) [9].

2.1 Турбулентний обмін в тумані

Питання про турбулентний обмін в шарі туману як чинника, що забезпечує перенесення вологи від підстильної поверхні досліджувалося і освітлювалося різними авторами по-різному. Деякі автори стверджують, що стійка стратифікація при слабкому вітру утворює ту необхідну ступінь турбулентності, що є необхідною для розповсюдження туману по вертикалі, але недостатньою для його розсіювання.

Турбулентний обмін відбувається за рахунок вихорів, що розвиваються біля поверхні землі під час руху повітря, тому можна вважати, що із зростанням коефіцієнту обміну або швидкості вітру повинна зростати і потужність туману.

Слід зауважити, що змінення коефіцієнту обміну в шарі туману має деякі особливості порівняно зі зміною температури і вітру в нижньому шарі атмосфери. Перш за все при наявності приземної інверсії, як правило, швидкість вітру біля поверхні землі є дуже малою, відповідно і коефіцієнт турбулентного обміну теж у цих випадках набуває малих значень, оскільки інтенсивні вихори, що обумовлюють обмін, можуть утворюватися лише при

великих швидкостях вітру біля земної поверхні. Крім того турбулентний обмін має властивість механічного регулювання, тобто турбулентні потоки на верхній і нижній межах шару обміну прагнуть набути одного знаку і зрівнятися по величині.

Цей процес порушується при наявності затримуючих інверсійних шарів, коли відбувається накопичення вологи і інших субстанцій в одних шарах за рахунок переносу їх з інших шарів. Тому при підінверсійних туманах величина k обертається до нуля або набуває дуже малих значень і профіль k має складний вигляд.

Л. Т. Матвеев показав графік (рис. 2.1) з градаціями γ і β , при яких коефіцієнт турбулентного обміну k дорівнює нулю. З графіка слідує, що $k=0$ при $Ri=34,5$. Хоча даний графік розрахований для стійко стратифікованих шарів вільної атмосфери, його можна використовувати для судження про наявність турбулентного обміну в шарах інверсійного туману по значенням γ і β .

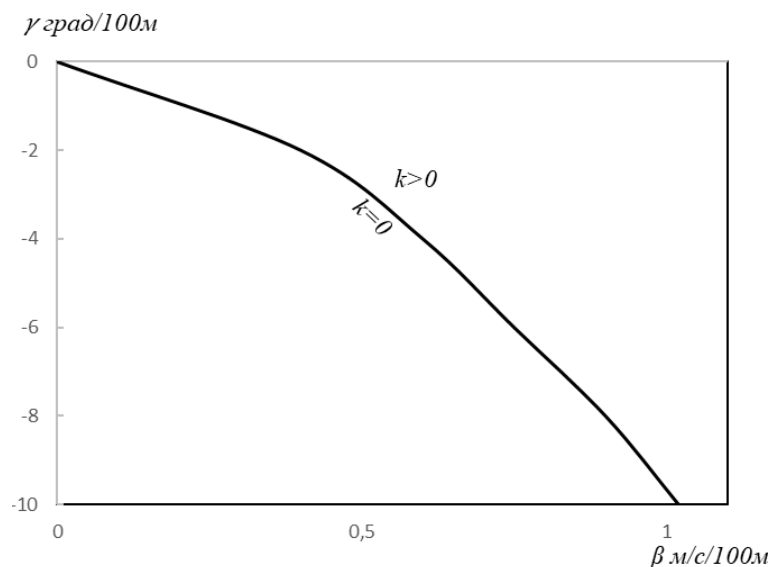


Рисунок 2.1 – Зв'язок між γ і β при $k=0$

Д. Л. Лайхтман запропонував формулу для розрахунку середнього для граничного шару коефіцієнту турбулентного обміну, а також формулу для розрахунку висоти граничного шару атмосфери:

$$\bar{k} = 3,2u_{\Gamma}^2 \frac{\theta_0 * 10^{-6}}{\gamma_a - \gamma} \sin f, \quad 2.1$$

де u_{Γ} – швидкість геострофічного вітру, γ_a і γ – відповідно адіабатичний і фактичний градієнти температури, середні для шару. θ_0 – потенційна температура біля поверхні землі, f – широта місцевості.

Висота граничного шару H_{Γ} була розрахована за формулою Лайхтмана.

$$H_{\Gamma} = u_{\Gamma} \sqrt{\frac{\pi * \theta_0}{g * (\gamma_a - \gamma)}}. \quad 2.2$$

Де g – прискорення вільного падіння [8].

2.2 Метод Геффера

Цей метод полягає у тому, що при оцінці верхньої межі шару туману, для якої використовуються дані нічного радіозондування, можливі два випадки – з наявністю приземної радіаційної інверсії і без неї.

У першому випадку від «носа» інверсії необхідно піднятися по кривій стратифікації на 5 гПа, що приблизно відповідатиме зниженню температури на 1,5°C. Далі необхідно з'єднати одержану точку зі значенням мінімальної приземної температури (рис. 2.2а). Точка перетину одержаної прямої з кривою точки роси буде відповідати верхній межі шару туману.

У іншому випадку, коли інверсія ще не сформувалася, необхідно піднятися по кривій стратифікації на 35 гПа від значення приземного тиску. Одержана точка з'єднується з нічним мінімумом температури біля поверхні землі. Подальший алгоритм аналогічний описаному вище (рис. 2.2б) [26].

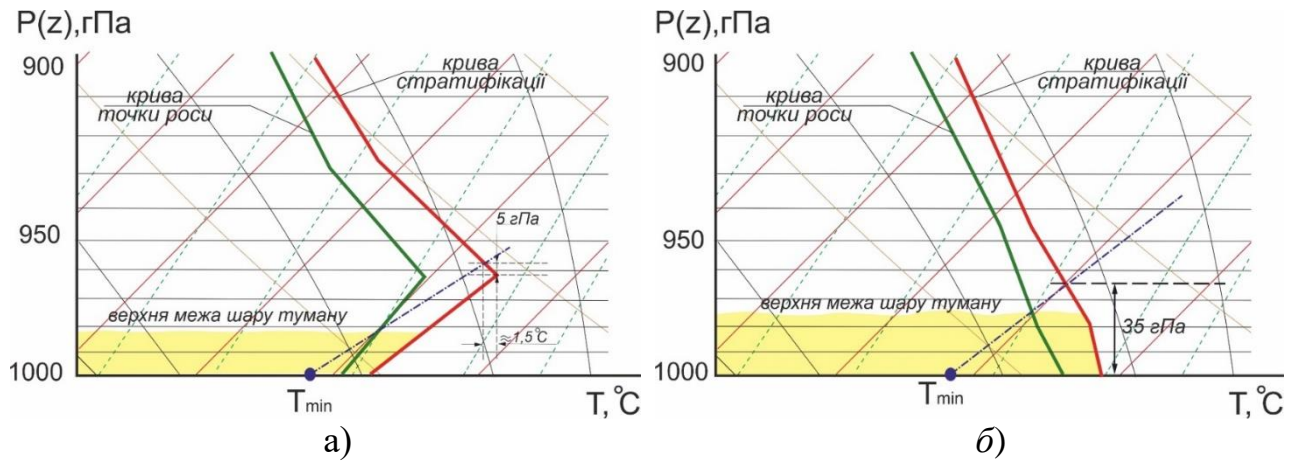


Рисунок 2.2 – Оцінка верхньої межі шару туману за способом Геффера (Heffer's estimate)

- a) у разі наявності радіаційної інверсії;
- б) у разі відсутності радіаційної інверсії.

3 ВПЛИВ МІЖРІВНЕВОГО ОБМІНУ В ГРАНИЧНОМУ ШАРІ АТМОСФЕРИ НА УТВОРЕННЯ ТА ЕВОЛЮЦІЮ ТУМАНІВ

3.1 Характеристика вхідних даних

Для проведення дослідження було відібрано двадцять один день, коли спостерігалися радіаційні тумани на станції Lindenberg (10393) з координатами $52^{\circ}12'14''$ пн.ш., $14^{\circ}06'42''$ сх.д. Для відбору випадків туману висувалося декілька обов'язкових умов. По-перше тумани мають утворюватися в однорідній повітряній масі (внутрішньомасові), по-друге тривалість туману має складати не менше 3 годин, по-третє його виникнення обов'язково має спостерігатись після заходу сонця. Тобто мова йде про «класичні» умови утворення радіаційного туману. Також треба зазначити, що з метою одержання можливості діагностування передумов виникнення радіаційних туманів перевага надавалась випадкам туманів, які утворилися після 00 СГЧ. Для розрахунку коефіцієнта турбулентності та визначення його впливу на еволюцію і утворення туманів, краще використовувати станції на яких проводиться чотириразове зондування атмосфери. На багатьох станціях підйом радіозонду проводиться не більше ніж двічі на добу о 00 та 12 СГЧ, а на території України, взагалі, один раз на добу, що не дає змогу отримати більш достовірні результати. Тому в даному дослідженні використовувалась станція Lindenberg (10393), яка знаходиться у Німеччині. Також для дослідження використовується архів фактичної погоди на станції Lindenberg, де спостереження за погодою проводяться кожних 10 хвилин, що дає змогу більш точно визначити утворення, еволюцію та розсіювання радіаційного туману.

У якості вихідних даних для проведення дослідження використовувалися:

1) дані радіозондування на станції Lindenberg (10393) за 18 годин попередньої доби і 00, 06 і 12 годин, в день коли спостерігався туман в період з 01.08.2016 по 01.08.2021;

2) архів фактичної погоди аеродрому Lindenberg за вказаний вище період (<http://rp5.ua>).

3.2 Вплив турбулентного обміну на утворення та еволюцію радіаційних туманів

Питання про турбулентний обмін в шарі туману, як чинника, що забезпечує перенесення вологи від підстильної поверхні досліджувалося і освітлювалося різними авторами по-різному. Деякі автори стверджують, що стійка стратифікація при слабкому вітру утворює ту необхідну ступінь турбулентності, що є необхідною для розповсюдження туману по вертикалі, але недостатньою для його розсіювання. Але як відомо в інверсійних шарах турбулентний обмін є дещо послабленим, а при глибоких інверсіях взагалі відсутній. В таких умовах перенесення водяної пари від поверхні землі до верхніх шарів ускладнюється і утворення туману спостерігається у порівняно тонкому шарі повітря.

Попередні дослідження показали наявність оберненої залежності між зниженням швидкості вітру у приземному шарі атмосфери і значеннями коефіцієнту турбулентної в'язкості. Тобто було виявлено, що зі зменшенням середньої швидкості вітру в шарі збільшується середнє значення коефіцієнту турбулентної в'язкості. Окрім цього було виявлено, що приземні інверсії, у разі утворення радіаційного туману, охоплюють шар від 200 до 900м [11].

Спираючись на результати отримані у попередніх дослідженнях, в рамках цього дослідження було вирішено приділити більше уваги детальному аналізу впливу посилення турбулентного обміну на вертикальну потужність радіаційного туману.

Для визначення середнього значення коефіцієнту турбулентного обміну для пограничного шару атмосфери в рамках дослідження скористались формулою (2.1) Д. Л. Лайхтмана [8].

Висота граничного шару H_g так само була розрахована за формулою (2.2) Д.Л. Лайхтмана.

Окрім цього в рамках дослідження було визначено вертикальну потужність шару радіаційного туману за методом запропонованим Геффером, детально описаним у другому розділі цієї роботи, з метою визначення залежностей між зміненнями деяких метеорологічних величин і параметрів атмосфери та потужності шару туману.

Всі розрахунки проводились у програмі Microsoft Office Excel для чого в ній були закладені відповідні алгоритми, сформовані на основі формул запропонованих Лайхтманом.

Для виявлення залежності інтенсивності туману від величини коефіцієнту турбулентного обміну k , були проведені відповідні розрахунки за даними температурно-вологісного зондування атмосфери на станції Lindenberg. Одночасно за методом Геффера була розрахована потужність шару туману H_T , значення температури повітря t_0 і швидкості вітру u_0 біля поверхні землі та на верхній межі шару туману (t_h і u_h), окрім цього був розрахований вертикальний градієнт температури γ і зсув вітру $|\Delta V/\Delta z|_T$ в шарі туману.

За результатами розрахунків були побудовані графіки залежності коефіцієнту турбулентного обміну k від товщини граничного шару атмосфери в дні з туманом за 18, 24, 06 і 12-у годин відповідно до рисунку 3.1.

Як видно з рисунку 3.1а, перед утворенням туману спостерігається відносно стійка залежність між висотою граничного шару і коефіцієнтом турбулентного обміну. Значення коефіцієнту турбулентного обміну коливається в межах від 0,2 до 3 м²с, але в основному не перевищують 2,5 м²с, в той час як висота граничного шару не перевищує 1000 м і в основному коливається від 150 до 600 м (коефіцієнт кореляції $r = 0,839$). Таку ж доволі стійку залежність (коефіцієнт кореляції $r = 0,857$) можна спостерігати і на графіку, що відображає залежність між висотою граничного шару і коефіцієнтом турбулентного обміну після розсіяння туману згідно рис. 3.1г.

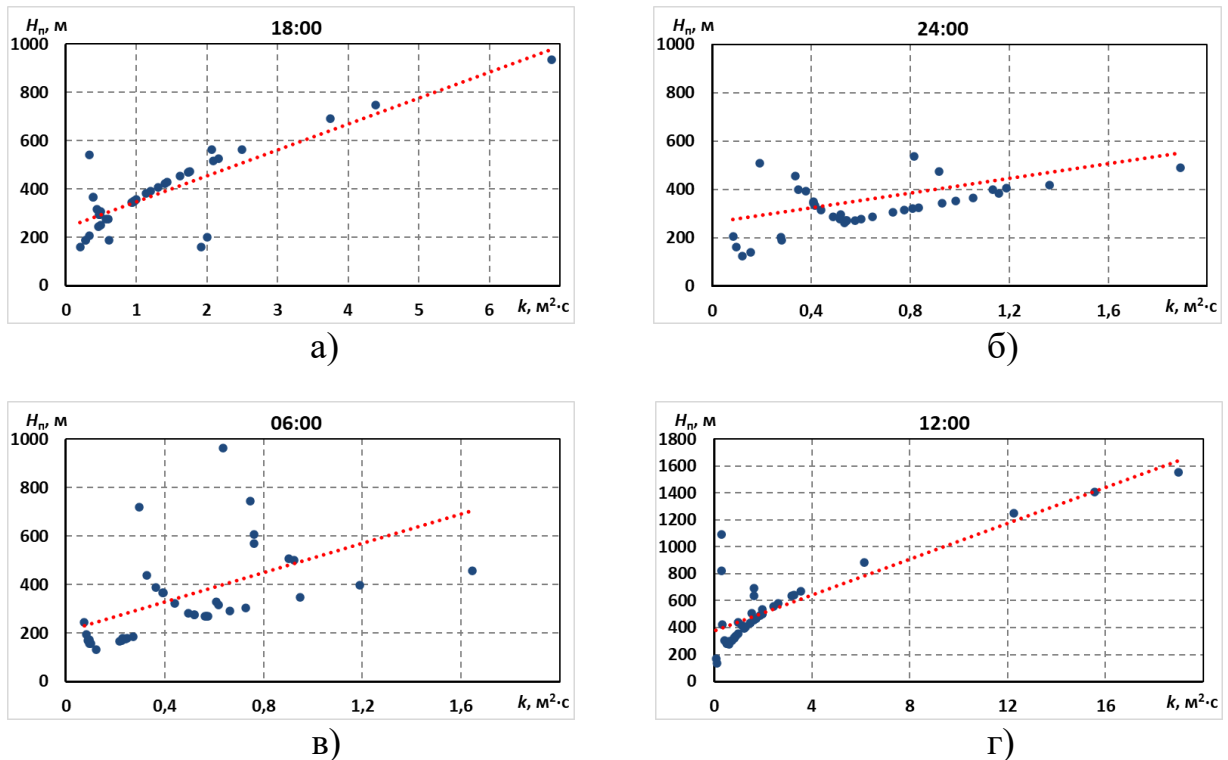


Рисунок 3.1 – Залежність висоти граничного шару від коефіцієнту турбулентного обміну в дні з туманом за: а) 18:00; б) 24:00; в) 06:00; г) 12:00

З цього графіка видно, що значення коефіцієнту збільшуються і в основному варіюються в межах від 0 до 4 м²·с, але максимальне значення сягає 18 м²·с, висота граничного шару не перевищує 1600 м і в основному коливається від 150 до 800 м. На рисунку 3.1б за 24-ту годину також можна спостерігати певну залежність між коефіцієнтом турбулентного обміну і висотою граничного шару (коефіцієнт кореляції $r = 0,583$), але тут слід звернути увагу на появу розкиду точок, який в подальшому ще збільшується (коефіцієнт кореляції $r = 0,308$) на графіку за 06-у годину відповідно до рис. 3.1в. Це в першу чергу можна пояснити появою інверсійного шару в період з 18 до 24 години і подальшими збільшеннями від'ємних значень вертикальних градієнтів температури в цьому шарі. Як видно з формули (2.1) збільшення потужності інверсійного шару, тобто збільшення від'ємного значення вертикального градієнту температури в цьому шарі, прямо пов'язано зі зменшенням значення коефіцієнту турбулентного обміну в межах цього шару.

Оскільки в нічні часи (о 24-й годині) у всіх випадках спостерігається утворення інверсійного шару або ізотермії, а у ранкові (о 06-й годині) інверсія посилюється, то і розкид точок на рисунках 3.1б і 3.1в відповідно збільшується.

Окремо, в рамках дослідження був проведений аналіз ходу величин рівняння, що впливають на величину коефіцієнту турбулентного обміну. Для цього були побудовані графіки добового ходу середніх значень цих величин (рис. 3.2). З формули (2.1) виходить, що на величину коефіцієнту турбулентності впливають значення градієнтного вітру u_T , потенційної температури θ_0 біля поверхні землі і градієнту температури у досліджуваному шарі. Оскільки, у всіх розглянутих випадках протягом доби спостерігались незначні змінення атмосферного тиску біля поверхні землі, замість графіків ходу середнього значення потенційної температури біля поверхні землі, були побудовані графіки ходу середнього значення приземної температури (рис. 3.2б), хід яких можна ототожнити з ходом потенційної температури.

З графіків, відображених на рисунку 3.2г, видно, що майже для всіх випадків з туманом різної вертикальної потужності спостерігається стабільне зменшення середнього значення коефіцієнту турбулентного обміну в нічні години і значне його збільшення вдень. Відносно рівний (з незначними коливаннями від 0,43 до 0,71) має крива добового ходу k з туманами вертикальної потужності більше 300 метрів. Аналіз ходу кривих зображених на рисунках 3.2 а, б, і в, показав, що загальний хід кривих зображених на рисунку 3.2г підкріплюється зниженням приземної температури на рисунку 3.2б та появою інверсійних шарів, що збільшує величину знаменника в формулі (2.1), відповідно до рисунку 3.2в, в нічні години, при цьому мінімальні значення коефіцієнту турбулентного обміну спостерігаються саме о 6, а не о 24 годині. Це пояснюється відносним збільшенням значення швидкості градієнтного вітру біля поверхні землі о 24 годині і зменшенням о 6 годині (рис. 3.2а).

Відносно рівний хід кривої середніх значень коефіцієнту турбулентного обміну при туманах потужністю більше 300 м, (рис. 3.2з), пояснюється незначними коливаннями градієнтного віту і температури біля поверхні землі (рис. 3.2а, б) і наявністю інверсії о 12 годині (рис. 3.2в). Також з графіків на рисунку 3.2б, видно, що тумани більшої вертикальної потужності частіше утворюються при більш низьких значеннях температури біля поверхні землі.

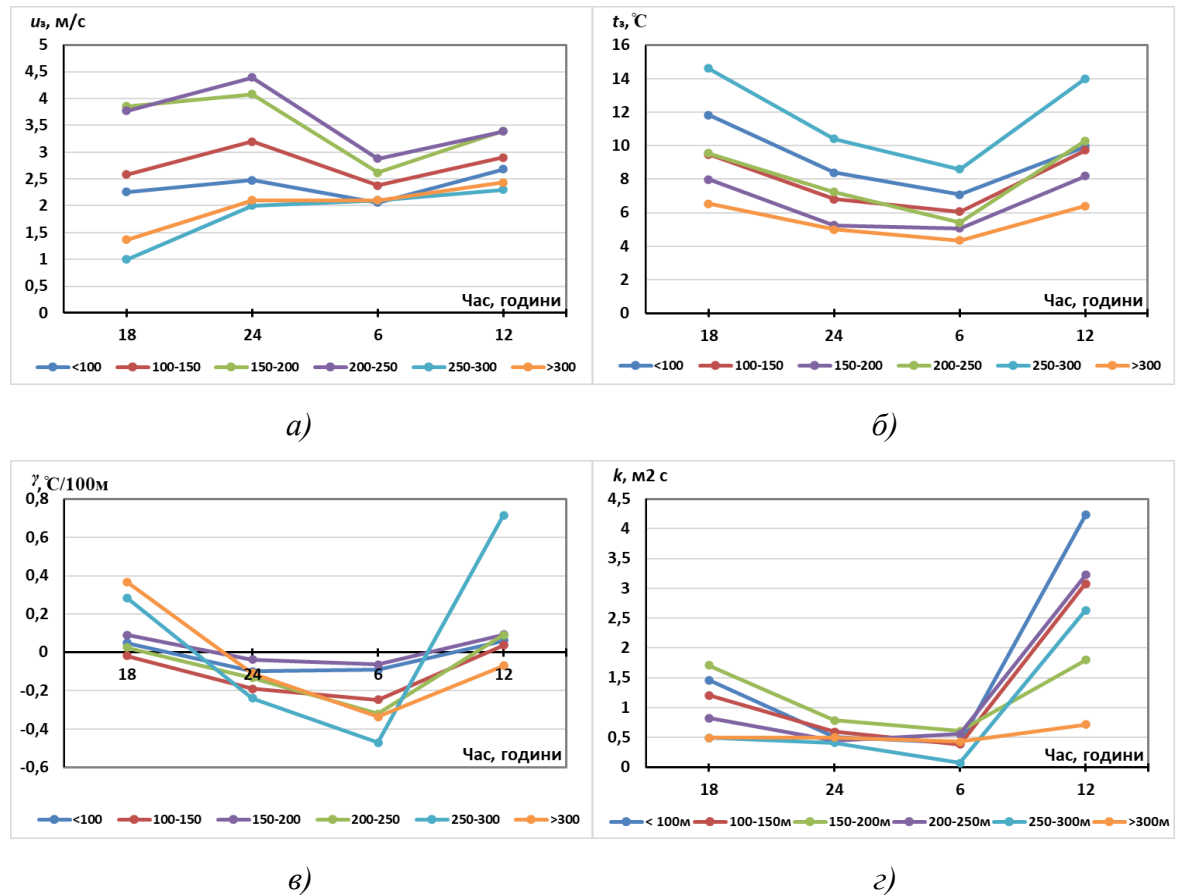


Рисунок 3.2 – Графіки добового ходу величин в дні з туманом за: а) – градієнтного вітру біля поверхні землі u_g ; б) – приземної температури t_0 ; в) – вертикального градієнту температури в шарі туману γ ; з) – коефіцієнту турбулентності k

Окремо слід звернути увагу на значні відхилення кривої добового ходу величин при туманах потужністю від 250 до 300 м. Це пояснюється тим що, в цій градації спостерігався лише один випадок з туманом, тому його не

некоректно було б залучати до загального аналізу і з подальшого аналізу цю градацію було виключено.

Теоретично посилення турбулентного обміну до деякої оптимальної інтенсивності повинно утворювати тумани більшої вертикальної потужності. З урахуванням цього було б логічно стверджувати, що має існувати деяка залежність між збільшенням значень коефіцієнту турбулентного обміну і вертикальної потужності шару радіаційного туману. З метою перевірки цього ствердження в рамках дослідження були визначені середні значення коефіцієнту турбулентного обміну для туманів різної вертикальної потужності по яких був побудований графік представлений на рисунку 3.3а. З цього графіку видно, що зв'язок між збільшенням коефіцієнту турбулентного обміну k і потужністю шару туману H_T спостерігається лише до висоти 170 м, а вище за цей рівень спостерігається абсолютно зворотній зв'язок (стабільне зменшення значення коефіцієнту турбулентного обміну зі збільшенням товщини шару туману). З метою виявлення чинників, що можуть впливати на такий розподіл коефіцієнту турбулентного обміну на графік (рис. 3.3б) була нанесена крива залежності середніх значень швидкості вітру в шарі туману. З графіку на рисунку 3.3б, видно, що загальний хід розподілу середніх значень швидкостей вітру в залежності від потужності шару туману в цілому повторює загальний хід розподілу коефіцієнту турбулентного обміну. Тут треба зауважити, що на графіку, відображеному на рисунку 3.3б, на відміну від графіку на рисунку 3.3а, максимальне значення середньої швидкості вітру приходить на рівень з дещо вищими значеннями потужності шару туману (220м), а вище за цей рівень так само, як і на попередньому графіку спостерігається зниження середніх значень швидкості вітру, але не таке інтенсивне, як зниження середніх значень турбулентного обміну в цьому шарі.

На рисунку 3.2в, представлений графік залежності потужності шару туману від вертикального градієнту температури. На цьому графіку спостерігається поступове збільшення від'ємних значень градієнту температури з різким його зменшенням для шару потужністю 170м.

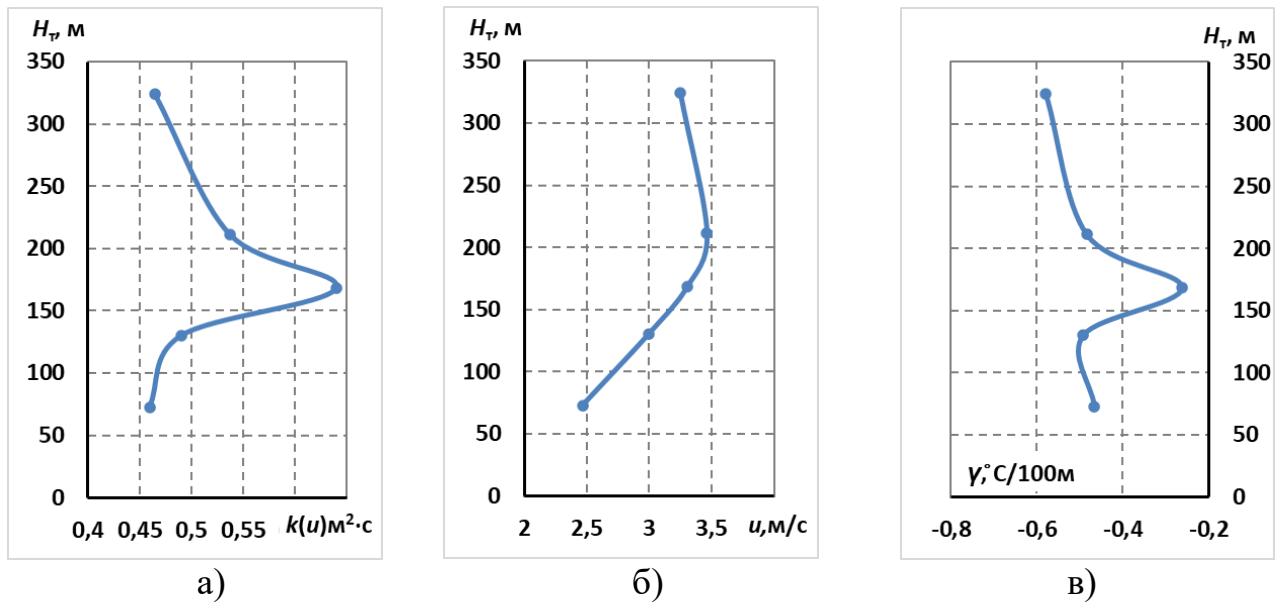


Рисунок 3.3 – Графіки залежності потужності шару туману H_T від: а) коефіцієнту турбулентного обміну k ; б) середньої швидкості вітру \bar{u} і в) градієнту температури γ

Аналізуючи формулу (2.1), можна зробити висновок, що між значенням коефіцієнту турбулентного обміну і швидкістю вітру біля поверхні має спостерігатись прямо-пропорційна залежність така як і між градієнтом температури. Деякі відмінності у загальному ході кривих можна пояснити збільшенням або зменшенням впливу вітру і вертикального градієнту температури на величину коефіцієнту турбулентного обміну в шарах туману різної потужності. Так в туманах з середньою потужністю шару до 130 м спостерігається незначне збільшення значення k (рис. 3.3, а), при цьому в цьому ж шарі спостерігається незначне збільшення від'ємних значень градієнту температури, що мало б призвести до зниження його значень. Але цього не відбувається за рахунок збільшення в цьому шарі значень швидкості вітру. При туманах з середньою потужністю шару від 130 до 170 м спостерігається різке збільшення значення k , що підтримується одночасним збільшенням швидкості вітру і зменшенням від'ємних значень вертикального градієнту температури. А при туманах з потужністю шару більше 170 м

навпаки спостерігається зменшення коефіцієнту турбулентного обміну при одночасному зменшенні значень швидкості вітру і збільшенні від'ємних значень градієнту температури.

Турбулентний обмін відбувається за рахунок вихорів, що розвиваються біля поверхні землі під час руху повітря, тому можна вважати, що із зростанням коефіцієнту обміну або швидкості вітру повинна зростати і потужність туману.

Слід зауважити, що змінення коефіцієнту обміну в шарі туману має деякі особливості порівняно зі зміною температури і вітру в нижньому шарі атмосфери. Перш за все при наявності приземної інверсії, як правило, швидкість вітру біля поверхні землі є дуже малою, відповідно і коефіцієнт турбулентного обміну теж у цих випадках набуває малих значень, оскільки інтенсивні вихори, що обумовлюють обмін, можуть утворюватися лише при великих швидкостях вітру біля земної поверхні. Крім того турбулентний обмін має властивість механічного регулювання, тобто турбулентні потоки на верхній і нижній межах шару обміну прагнуть набути одного знаку і зрівнятися по величині. Цей процес порушується при наявності затримуючих інверсійних шарів, коли відбувається накопичення вологи і інших субстанцій в одних шарах за рахунок переносу їх з інших шарів. Тому при підінверсійних туманах величина k обертається до нуля або набуває дуже малих значень і профіль k має складний вигляд.

В рамках дослідження також були розраховані середні значення вертикального зсуву вітру в межах шарів туману різної інтенсивності. Результати розрахунків відображені у вигляді кривої на графіку відображеному на рисунку 3.4, окрім цього, для порівняння, на графік також була нанесена крива коефіцієнту турбулентного обміну для туманів різної вертикальної потужності. Значення вертикальних зсувів вітру, для зручності порівняння, наносились на графік з розмірністю $\Delta V/\Delta z \times 10^{-1}$.

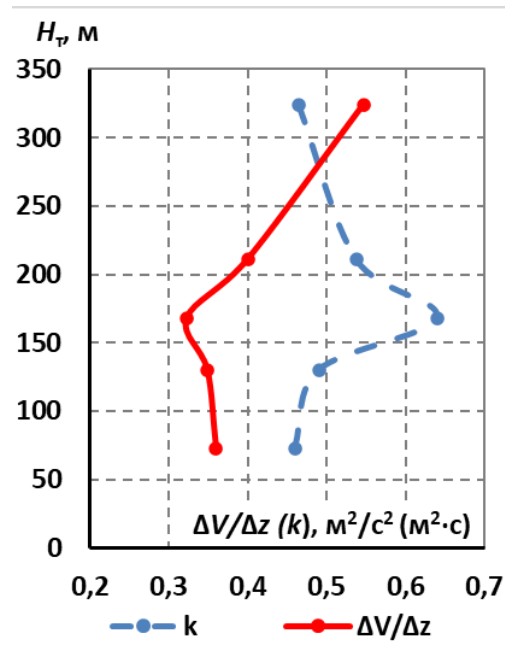


Рисунок 3.4 –Графіки залежності потужності шару туману H_T від коефіцієнту турбулентного обміну k і вертикального зсуву вітру $\Delta V/\Delta z$

Як видно з графіків зображених на рисунку 3.4, між середніми значеннями коефіцієнту турбулентного обміну і вертикального зсуву вітру існує доволі чітка зворотна залежність. Для туманів з середньою вертикальною потужністю до 170 м спостерігається збільшення коефіцієнту турбулентного перемішування, а для туманів більшої потужності він поступово зменшується, в той час як значення вертикального зсуву вітру навпаки зменшуються до 170 м і збільшується для туманів більшої вертикальної потужності.

Як було вказано вище, турбулентний обмін у підінверсійних туманах, хоча і слабкий, але все ж таки існує і його виявляється достатньо для формування туманів із середньою потужністю до 170 м, а до формування туманів більшої вертикальної потужності долучаються інші динамічні процеси, що спрямовують потоки тепла і вологи до вищих рівнів тим самим збільшуючи потужність шару туману.

ВИСНОВКИ

1. В денні часи між коефіцієнтом турбулентного обміну і висотою граничного шару атмосфери спостерігається доволі стійка залежність (коефіцієнти кореляції складають 0,839 і 0,857 за 18-у і 12-у години відповідно). З появою інверсійного шару залежність починає зникати і з посиленням шару інверсії практично зникає (коефіцієнти кореляції складають 0,583 і 0,308 за 24-у і 06-у години відповідно).

2. Діапазон середніх значень коефіцієнту турбулентного обміну для туманів різної потужності варіюється від 0,46 до 0,57 m^2/s^2 , причому пікові значення приходяться на тумани середньою потужністю 170 м.

3. Загальний хід розподілу середніх значень швидкостей вітру в залежності від потужності шару туману в цілому повторює загальний хід розподілу коефіцієнту турбулентного обміну.

4. В туманах з середньою потужністю шару до 130 м спостерігається незначне збільшення значення k яке підтримується за рахунок збільшення в цьому шарі значень швидкості вітру незважаючи на незначне збільшення від'ємних значень градієнту температури. При туманах з середньою потужністю шару від 130 до 170 м спостерігається різке збільшення значення k , що підтримується одночасним збільшенням швидкості вітру і зменшенням від'ємних значень вертикального градієнту температури. При туманах з потужністю шару більше 170 м спостерігається зменшення коефіцієнту турбулентного обміну при одночасному зменшенні значень швидкості вітру і збільшенні від'ємних значень градієнту температури.

5. Між середніми значеннями коефіцієнту турбулентного обміну і вертикального зсуву вітру існує стійка зворотна залежність. Для туманів з середньою вертикальною потужністю до 170 м спостерігається збільшення коефіцієнту турбулентного перемішування при одночасному зменшенні середніх значень вертикального зсуву вітру, а для туманів більшої потужності

спостерігається зменшення коефіцієнту турбулентного перемішування при одночасному збільшенні середніх значень вертикального зсуву вітру.

6. Збільшення турбулентного обміну спостерігається у підінверсійних туманах із середньою потужністю до 170 м. До формування туманів більшої вертикальної потужності долучаються інші динамічні процеси, що спрямовують потоки тепла і вологи до вищих рівнів тим самим збільшуючи потужність шару туману.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. *Бабіченко В.М., Дячук В.А.* (ред). Клімат України. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
2. *Грушевський О.М.* Атмосферне вологоперенесення у міжфронтальному просторі, збірник наукових праць Військового Інституту Київського національного університету ім. Т. Шевченка, 2006 р. – Вип. 2. – С. 194-198.
3. *Грушевський О., Міщенко Н.* Прогноз низької хмарності і туманів. Навчальний посібник. – Електронна версія, 2023. – 128 с.
4. *Грушевський О.Н., Ешану А.Е., Мищенко Н.М.* О структуре динамических характеристик нижнего слоя атмосферы при наличии низкой облачности, Український гідрометеорологічний журнал . – 2016. – № 18. – С. 48-59.
5. *Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б.* Авіаційна метеорологія. Конспект лекцій. Дніпропетровськ: Економіка, 2006. - 140 с.
6. *Івус Г.П.* Спеціалізовані прогнози погоди: підручник. Одеса: ТЕС, 2012, 407 с.
7. *Івус Г.П.* Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології: Конспект лекцій. – Одеса:, 2007. – 162 с.
8. *Лайхтман Д.Л.* Некоторые свойства пограничного слоя атмосферы. Труды ГГО, вып. 56, 1956.
9. *Лайхтман Д.Л.* Новый метод определения коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 37, 1952.
10. *Л.М.Коневич* Основи гідрометеорології і кліматології конспект лекцій. – Івано-Франківськ: Факел., 2007. – 124 с.
11. *Недобитко, І.А.* Кваліфікаційна робота бакалавра на тему: «Вплив міжрівневого обміну в граничному шарі атмосфери на утворення та еволюцію радіаційних туманів», Одеса: ОДЕКУ, 2022. – 46 с.

12. Практикум з синоптичної метеорології: Навчальний посібник, під ред. Г.П.Івус, С.М. Іванової. Одеса: Вид-во «ТЭС», 2004. – 419 с.
13. Прикладна кліматологія: Конспект лекцій, під ред. О. О. Врублевська, Г. П. Катеруша. Вид-во «ТЭС», 2005. –38 с.
14. *Школьний Є.П.* Фізика атмосфери: Підручник, Школьний Є.П. – Одеса, 2005. – 507 с.
15. *Bezold, W. Von*, 1890, *Zur Thermodynamik der Atmosphiire*. Sitzber. kgl. preuss. Akad. Wiss. Berlin, 19pp.
16. *Bott, A. and T. Trautmann* A new efficient forecast model of radiation fog and low-level stratiform clouds. *Atmos. Res.* 64, 2002, pp. 191 – 203.
17. *Craddock, J.M., Prichard D.L.*, 1951: Forecasting the formation of radiation fog – a preliminary approach. *Met. Res. Pap.* No. 624 (Met Office).
18. *Dejmal, K., Repal, V.* Implementation of methods for the radiation fog prediction. – *International Journal of Energy and Environment*. – 2010. – Vol. 4, No. 3. – pp. 79-87.
19. *Duynkerke*: Turbulence, Radiation and fog in Dutch Stable boundary layer *Boundary-Layer Meteorology*, 90, 1998, pp. 447-477.
20. *D.Y. Liu, S. J. Yang, H. Li Niu*, On the evolution and structure of a radiation fog event in Nanjing, *advances in atmospheric sciences*. 2011.Vol. 28.1. Pp. 223–237.
21. *D. Y. Liu, W. L. Yan, S. J. Yang, M. J. Pu, Z. H. Li Niu*, A study of the physical processes of an advection fog boundary layer, *Boundary Layer Meteorology*. 2016.Vol. 158. 1. Pp. 125-138.
22. *Eyyons, G. and Montooyery, R. B.*, Note on the physics of fog formation. *J. Meteor.*, 1947, p. 206.
23. *Fleaql, R. G.*, A theory of fog formation. *J. Marine Rea.*, 1953, pp. 43-50.
24. *Fleaql, R. G., Parrot, W. H. And Barad, M. L.*, Theory and effects of vertical temperature distribution in turbid air. *J. Meteor.*, 1952, pp. 53-60.
25. *Hansen, B.*: A fuzzy logic-based analog forecasting system for ceiling and visibility, *Weather and Forecasting*, 2007, 1319–1330.

26. *Heffer, D.1.*: A test of Kennington's method of forecasting the time of clearance of radiation fog. *Meteorol Mag*, 1965, pp. 259-264.
27. *H. Green, W. Lane* Particulate clouds: duss, smokes and mists. Published by E. & F. N. Spon Ltd, London, England., 1957 pp. 470.
28. *H. L. Toor*, Fog formation in boundary value problems, *AIChE Journal*, 2004, pp. 5-14.
29. *Ismail Gultepe*, Fog and Boundary Layer Clouds: Fog Visibility and Forecasting, 2012, pp.1121-1159.
30. *K. E. Pickering and J. E. Jiusto*, Observations of the relationship between dew and radiation fog, *Journal of Geophysical Research Oceans*, vol. 83, no. C5, 1978, pp. 2430–2436.
31. *Li Z. H., Huang J. P., Zhou Y. Q.* Physical structures of the five-day sustained fog around Nanjing in 1996. 1999.Vol. 57. Pp. 622–631.
32. *Mayer, W. Dale, and G.V. Rao* Radiation fog prediction using a simple numerical model. *Pure Appl. Geophys.*, 1999in press.
33. *Morales, C.*, Synoptic and mesoerological study of radiation fog. *Arch. Meteor., Geophys. u. Bwklimat. Ser. A*, 10, 1958, pp. 387-409.
34. *R. Brown, W. T. Roach*, The physics of radiation fog: II – a numerical study, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2006, pp. 335-354.
35. *Roach, W.T.*: Back to basics: Fog: Part 1 - Definitions and basic physics. *Weather*, 49, 1994, pp. 411-415.
36. *Roach, W.T.*, Back to basics: Fog: Part 2 - The formation and dissipation of land fog. *Weather*, 1995, 50, pp. 7-11.
37. *Sutcliff, R. C.*, The physics of fog formation. *J. Meteor.*, 5, 1948, p. 118.
38. *Thierry B., Renaud L.* On the predictability of radiation fog formation in a mesoscale model: a case study in heterogeneous terrain. 2019.Vol. 10. 165 p.
39. *Wayne, R.P.* Chemistry of Atmospheres. Clarendon Press, 1993, 447 pp.
40. *Yang, Y.; Gao, S.* The Impact of Turbulent Diffusion Driven by Fog-Top Cooling on Sea Fog Development. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2020.

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри військової підготовки
до кваліфікаційної роботи магістра
курсанта групи МВМ-22 Недобитка Івана

на тему:

«Вплив турбулентності у граничному шарі атмосфери на утворення та еволюцію радіаційних туманів»

1. Доповідь на студентській науковій конференції 11-18 травня 2022 р. за темою: «Вплив міжрівневого обміну у граничному шарі атмосфери на утворення та еволюцію радіаційних туманів» та публікація тез доповіді за результатами конференції в матеріалах студентської наукової конференції.

Матеріали студентської наукової конференції Одеського державного екологічного університету 11-18 травня 2022р. – Одеса: ОДЕКУ, 2022. – 603с.

2. Доповідь на науковій конференції молодих вчених 23-31 травня 2023 р. за темою: «Вплив турбулентності у граничному шарі атмосфери на утворення та еволюцію радіаційних туманів» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕКУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу:<https://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/materiali-hhii-aukovo%D1%97-konferenczi%D1%97-molodih-vchenih-odeku-23-31-travnnya-2023-roku-1.pdf>

Керівник кваліфікаційної
роботи магістра
підполковник

Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ