

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

**Кваліфікаційна робота бакалавра**

на тему: «Вплив міжрівневого обміну в граничному шарі атмосфери на  
утворення та еволюцію радіаційних туманів»

Виконав курсант групи В-18

Спеціальності 103 «Науки про Землю»

Недобитко Іван Анатолійович

(прізвище, ім'я та по-батькові)

Керівник канд. фіз.-мат. наук, підполковник

Мансарлійський Валерій Федорович

Консультант \_\_\_\_\_ - \_\_\_\_\_

Рецензент д-р геогр. наук, професор

Хохлов Валерій Миколайович

ОДЕСА – 2022 р.

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

Кафедра військової підготовки

Освітній ступень бакалавр

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 БАКАЛАВРА**

курсанту НЕДОБИТКУ Івану Анатолійовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи «Вплив міжрівневого обміну в граничному шарі атмосфери на еволюцію та утворення 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 21 грудня 2021 року № 267 «С»

2.Строк подання курсантом роботи 12 червня 2022 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 01.08.2016 по 01.08.2021; 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) визначити оптимальний метод розрахунку коефіцієнту турбулентності

4) розробити електронний алгоритм розрахунку коефіцієнту турбулентності

5) визначити значення коефіцієнта турбулентності, для шарів різної товщини у дні з туманами

5. Перелік графічного матеріалу:

гістограми характеристик інверсій при утворенні туманів, точкові діаграми для визначення кута нахилу прямої апроксимації в шарах атмосфери різної товщини, графіки добового ходу середніх значень коефіцієнту турбулентної в'язкості і швидкості вітру в шарах атмосфери різної товщини.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання: 02 березня 2022 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 бакалавра	02.03 – 07.03.22		
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	08.03 – 15.05.22		
3.	Рубіжна атестація	16.05-20.05.22		
4.	Обробка вхідних даних та розрахункової частини	24.05 – 03.06.22		
5.	Відпрацювання 3-го розділу	04.06 – 07.06.22		
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	08.06 – 09.06.22		
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	10.06.22		
8.	Подання роботи на рецензування	12.06.22		
9.	Подання роботи до навчальної частини	13.06.22		
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	14.06.22		

курсант \_\_\_\_\_  
( підпис )

Іван НЕДОБИТКО  
(ім'я та прізвище)

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

Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ  
(ім'я та прізвище)

## ЗМІСТ

Вступ.....	5
1 Загальні відомості про тумани.....	7
1.1 Класифікація туманів.....	7
1.2 Фізичні умови утворення радіаційних туманів.....	9
1.3 Метеорологічні умови утворення радіаційних туманів.....	11
1.4 Синоптичні умови утворення радіаційних туманів.....	15
2 Турбулентність в граничному шарі атмосфери.....	17
2.1 Загальні відомості про атмосферну турбулентність.....	17
2.2 Методи розрахунку коефіцієнту турбулентної в'язкості в приземному шарі атмосфери.....	23
3 Вплив міжрівневого обміну в граничному шарі атмосфери на утворення та еволюцію туманів.....	34
3.1 Характеристика вхідних даних.....	34
3.2 Вплив турбулентного обміну на утворення та еволюцію радіаційних туманів.....	35
Висновки.....	42
Перелік посилань.....	43
Додатки.....	45

## 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 [8].

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 і їх

впливу на утворення туману зумовлюється впливом цього явища на безпеку польотів авіації.

*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. Lindenberg(10393);
- відбір, обробка і аналіз даних радіозондування атмосфери з необхідною часовою дискретністю;
- визначення оптимального методу розрахунку коефіцієнту турбулентності;
- розробка електронного методу розрахунку коефіцієнту турбулентності;
- визначення значень коефіцієнта турбулентності  $k$ , для шарів різної товщини у дні з туманами.

*Структура роботи.* Представлена робота складається зі вступу, 3 розділів, висновків, переліку посилань.

*У першому розділі* розглядаються загальні відомості про тумани.

*Другий розділ* присвячений методам розрахунку коефіцієнту турбулентної в'язкості в приземному шарі атмосфери.

*Третій розділ* містить розрахунки коефіцієнту турбулентної в'язкості у граничному шарі атмосфери при утворенні радіаційних туманів.

Робота містить 12 рисунків та 2 таблиці. Перелік посилань складається з 26 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.

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 [6].

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.

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 [11].

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 м<sup>3</sup> 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 [3].

Також цей різновид туману також може утворюватися при випаданні теплої дощу через шар розташованого біля землі холодного повітря та випаровуванні водяного пику 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).

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.

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 [13].

## 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  $\delta^*$  в  $1\text{ м}^3$ , звідси слідує:

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

де  $\delta^*$  - водність туману;

$a$  – абсолютна вологість [5].

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]:

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

З цього відношення 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 та 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 [16].

### 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 [7].

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.

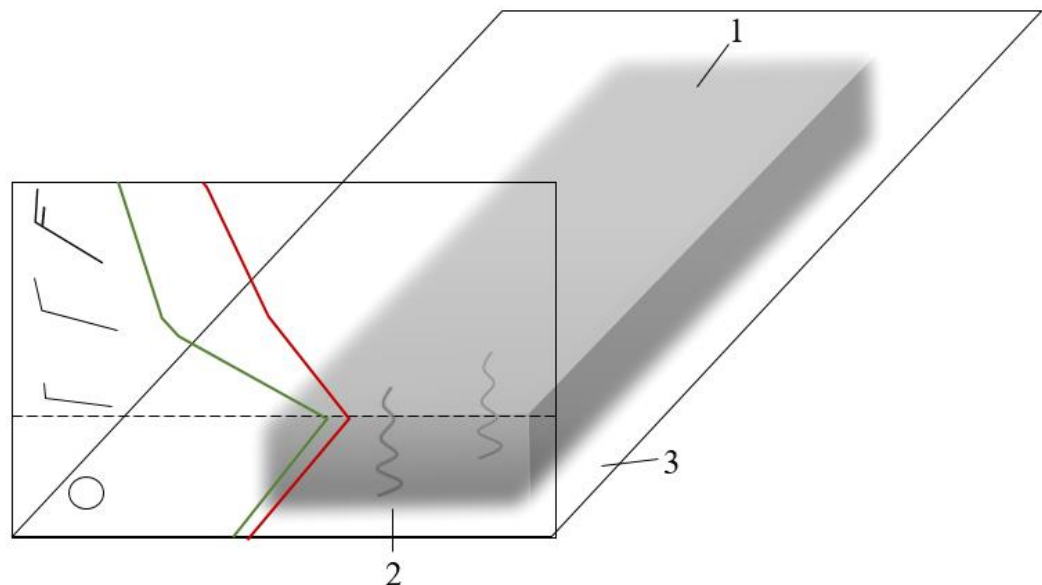


Рисунок 1.1 – Схема утворення радіаційного туману: 1 – вологе повітря біля земної поверхні, 2 – радіаційне охолодження, 3 – волога підстильна поверхня

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 [23].

Дуже слабкий вітер зі швидкістю 2-3 м/с призведе до туману, оскільки охолоджений шар поступово зміщується 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 [22].

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 [20].

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) [24].

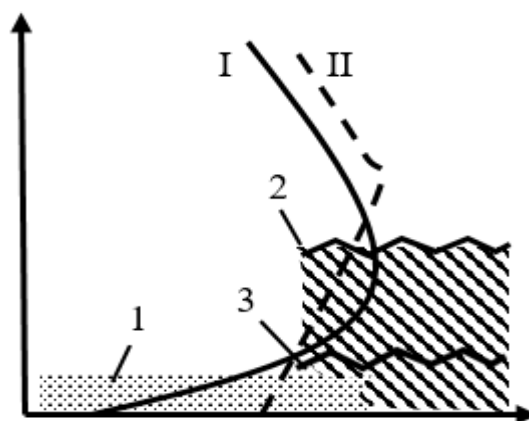


Рисунок 1.2 – Профілі температури повітря в приземному шарі: I – при штилі; II – при вітру (1-3 м/с); 1 – шар холодного повітря; 2 – шар туману при вітру (1-3 м/с); 3 – шар туману при штилі.

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

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  $-30^{\circ}\text{C}$  і нижче, туман чисто кристалічний. При температурах  $-10^{\circ}\text{C}$  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 [15].

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.

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 [19].

## 1.4 Синоптичні умови утворення радіаційних туманів

При прогнозі радіаційних туманів необхідно враховувати тривалість нічного вихолоджування, характер хмарного покриву, швидкість і напрямок вітру, характер і стратифікацію повітряної маси. Найбільш сприятливі умови для виникнення радіаційних туманів утворюються в антициклоні і їх відрогах, баричних гребнях і сідловинах, рідше в мало градієнтних полях [16].

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.

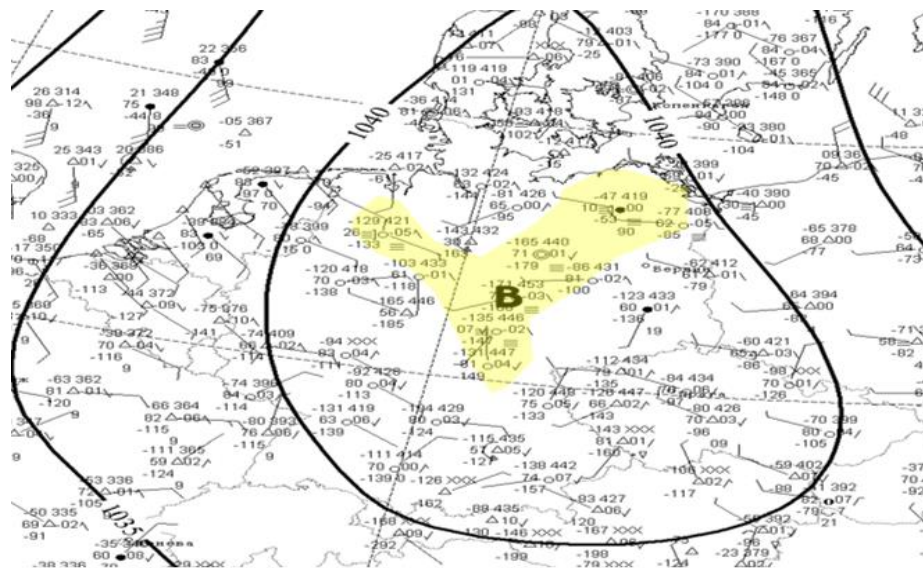


Рисунок 1.3 – Випадок утворення радіаційного туману в центрі антициклону

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

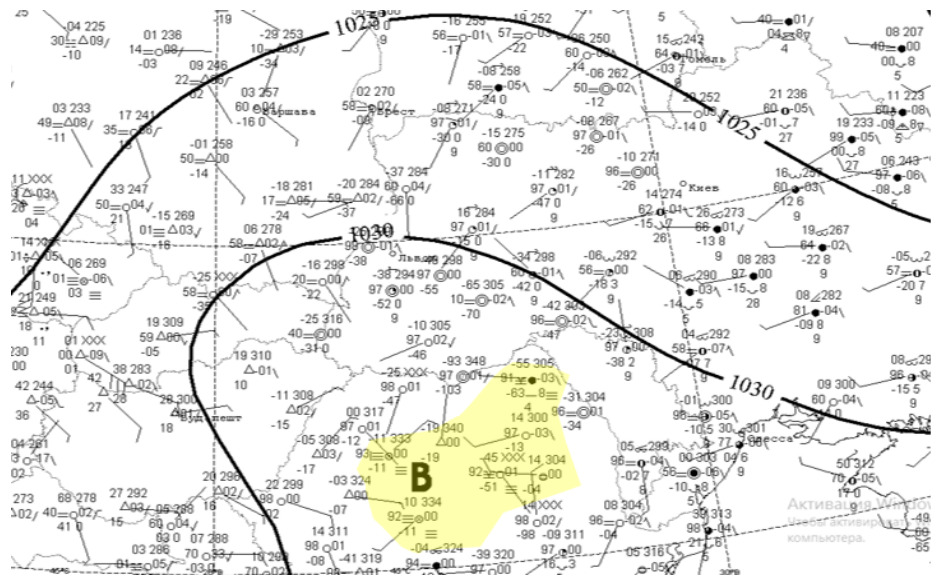


Рисунок 1.4 – Радіаційний туман в гребні антициклону

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

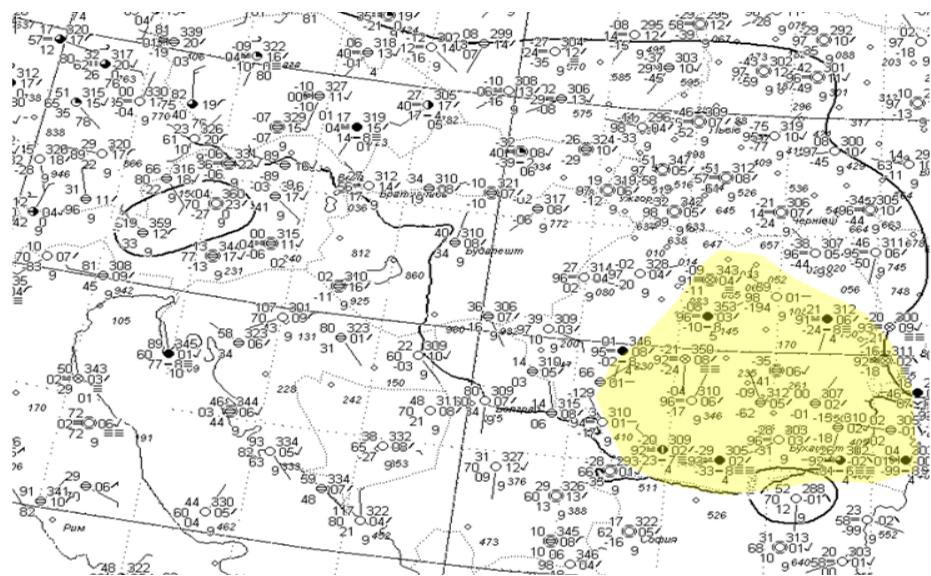


Рисунок 1.5 – Радіаційний туман в мало градієнтному полі

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

Турбулентними рухами називаються такі рухи, при яких траєкторії окремих частинок різні, носять хаотичний, випадковий характер і не співпадають із напрямком руху всього потоку. Ці частинки можуть рухатися всередині загального потоку з різними швидкостями у різноманітних напрямках, у тому числі перпендикулярному та навіть зворотному напрямку переміщення всього потоку в цілому. В результаті в кожній фіксованій точці швидкість руху безперервно змінює свою величину і напрямок, або, як кажуть, «пульсує».

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. Прояви атмосферної турбулентності можна виявити навіть неозброєним оком, спостерігаючи за поширенням диму з труб, а також за коливаннями гілок дерев або легких підвішених предметів, що зумовлені пульсацією швидкості вітру. 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 в атмосфері та водоймищах може бути обумовлено різними причинами. Горизонтальний розподіл тиску в атмосфері і глибоких водоймах на різних рівнях 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 [2].

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 [21].

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 [25].

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.

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 [19].

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 земною 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 [1].

В залежності від взаємодії атмосфери з земною 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 [2].

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.

Інтенсивна термічна бовтанка влітку і вдень. У вологих повітряних масах термічна конвекція призводить до бурхливого розвитку купчасто-подібних хмар, що посилює турбулентність [9].

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 [26].

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

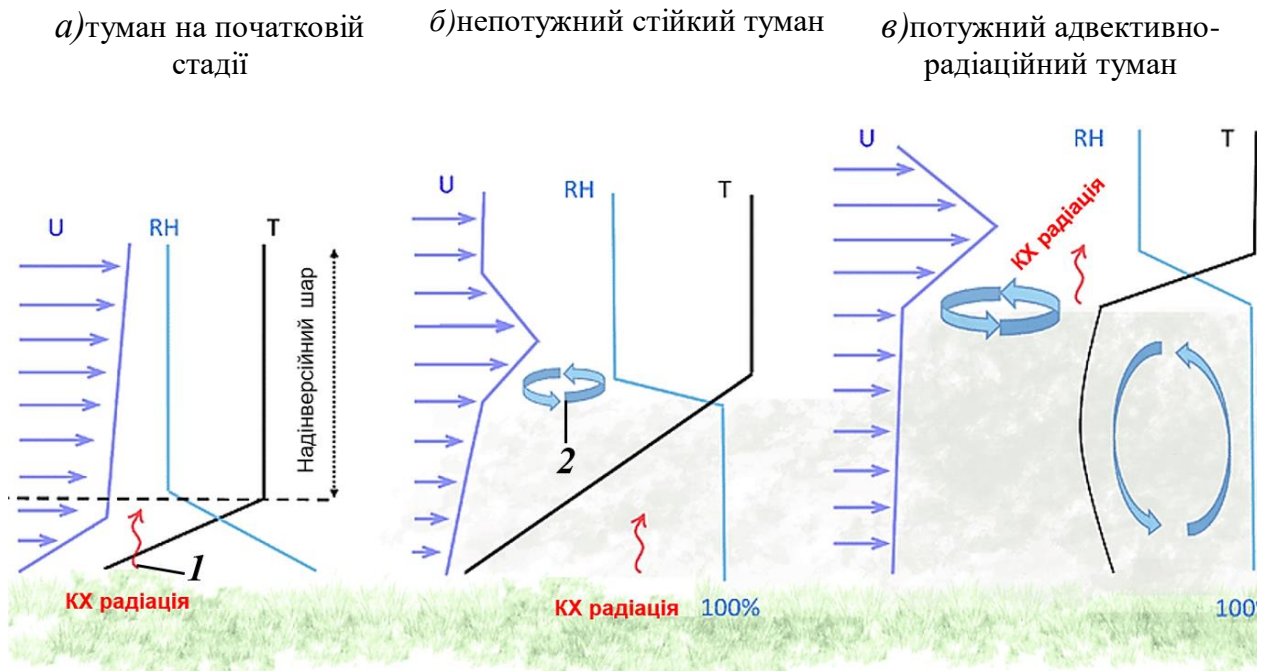


Рисунок 2.1 – Схема структури радіаційного туману, що відображає його життєвий цикл:  $U$  – швидкість вітру,  $RH$  – зміна відносної вологості з висотою,  $T$  – крива стратифікації,  $1$  – область найбільшого випромінення короткохвильової радіації,  $2$  – турбулентне перемішування

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 [4].

## 2.2 Методи розрахунку коефіцієнту турбулентної в'язкості в приземному шарі атмосфери

Для з'ясування низки питань про структуру повітряних потоків, профіля вітру, процесу перенесення водяної пари, розрахунку теплообміну та вологообміну підстильної поверхні з атмосферою і між різними шарами атмосфери і т. д. необхідно мати відомості про коефіцієнт турбулентності ( $K$ ) у вільній атмосфері. Головними факторами, що впливають на величину ( $K$ ) у вільній атмосфері, це швидкість вітру та стратифікація атмосфери.

Для обчислення ( $K$ ) в приземному шарі існує багато різноманітних методів. Широко відомі дослідження з турбулентного обміну в нижньому шарі атмосфери, наведені Д. Л. Лайхтманом, який розробив метод розрахунку ( $K$ ) по спостереженням за вертикальним профілем вітру, М. І. Будико, що побудував метод розрахунку ( $K$ ) за градієнтними спостереженнями, Є. С. Ляпіним, який дав метод визначення ( $K$ ) із структурних спостережень.

В цій роботі будуть розглянуті методи визначення коефіцієнта турбулентності у вільній атмосфері (понад 100 м). Методи визначення коефіцієнта турбулентності у вільній атмосфері за відомим розподілом швидкості вітру викладені Д. Л. Лайхтманом. Ним розглянуті методи Сольберга і Ф'ельстадта, а також виведено формулу для обчислення ( $K$ ) у всьому шарі перемішування. Крім того Д. Л. Лайхтман дав ще кілька простих і зручних формул для обчислення ( $K$ )

При виведенні формул Ф'ельстадта та Лайхтмана зроблено наступні припущення:

- 1) рух є стаціонарним в часі;
- 2) траєкторії частинок мають малу кривизну, так що відцентровою силою можна знехтувати;

3) баричний градієнт із висотою не змінюється.

Остання умова фактично означає, що розрахунки розробляються для однорідних повітряних мас, що мають правий поворот вітру і позитивний приріст швидкості з висотою в шарі механічного перемішування.

Формула Ф'ельстадта має наступний вигляд:

$$K = \frac{2\omega_z}{M^2 \frac{d\alpha}{dz}} \int_0^Z (m_x^2 + m_y^2 - M_x m_x) dz, \quad (2.1)$$

де  $\omega_z = \omega \sin \varphi$  – вертикальна складова кутової швидкості обертання землі;

$\omega, \varphi$  – широта місця;

$m_x$  і  $m_y$  – складова вектору кількості руху;

$$M^2 = m_x^2 + m_y^2;$$

$M_x$  – складова геострофічного вектору кількості руху.

Формула Ф'ельстадта практично не застосовна на висотах, де вітер наближається до геострофічного. За однією з формул Лайхтмана ( $K$ ) можна обчислювати так само, як і за формулою Ф'ельстадта, за шарами.

Ця формула має такий вигляд:

$$K = \frac{2\omega_z \sqrt{\left[ \int_z^\infty (u_g - u) dz \right]^2 + \left[ \int_z^\infty v dz \right]^2}}{\sqrt{\left( \frac{dc}{dz} \right)^2 + \left( c \frac{d\alpha}{dz} \right)^2}}. \quad (2.2)$$

Тут позначення ті самі, що у формулі (2.1).  $u_g$  – складова швидкості геострофічного вітру.

Формула (2.2) також не дає достатньо точних результатів, оскільки знаменник обчислюється з великими похибками, особливо там, де вітер наближається до геострофічного. Щоб позбутися цього недоліку, Д. Л. Лайхтман, використовуючи той факт, що коефіцієнт турбулентності з деякої



висоти ( $H$ ) мало змінюється, вивів ще три формули, але в них коефіцієнт турбулентності обчислюється для всього шару перемішування, починаючи з ( $z = H$ ).

Загальний вид цієї формули:

$$K = \frac{-2\omega_z \int_H^\infty m_y F(z, H) dz}{-m_x \frac{\partial F}{\partial z} \Big|_H + \int_0^\infty m_x \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} dz}. \quad (2.3)$$

Функція  $F(z, H)$  повинна вибиратись так, щоб:

$$a) F(H, H) = 0; \quad б) F(\infty, H) < \infty$$

Такою функцією може бути  $F(z, H) = z - H$ , тоді формула (2.3) матиме вигляд:

$$K = \frac{2\omega_z \int_H^\infty m_y (z - H) dz}{m_x(\infty) - m_x(H)}. \quad (2.4)$$

Позначення тут ті самі, що і в попередніх формулах. Замість  $m_x$  і  $m_y$  також можна взяти  $u$  і  $v$ .

Якщо функцію  $F(z, H)$  взяти у вигляді

$$F(z, H) = e^{\beta H} - e^{-\beta z},$$

де  $\beta$  – деяке постійне число, вибране так, щоб верхні шари, в яких швидкість вітру і згладжене значення відхилення напрямку вітру від геострофічного визначаються з великою похибкою, входили до формули для розрахунку ( $K$ ) з меншою масою, тоді формула (2.3) приймає вигляд:

$$K = \frac{2\omega_z \int_H^\infty v(e^{-\beta H} - e^{-\beta z}) dz}{\beta \int_{u_H}^{u_\infty} \frac{du}{dz} * e^{-\beta z} dz}, \quad (2.5)$$

Цю формулу Цейтін дещо спростив, увівши нові змінні, а саме, в числівнику  $\varphi(z, H)$ , де

$$\varphi(z, H) = \int_H^z (e^{-\beta H} - e^{-\beta z}) dz = \frac{1}{\beta} (e^{-\beta H} - e^{-\beta z}). \quad (2.6)$$

І в знаменнику  $u$ . Якщо  $F(z) = e^{-\beta z}$ , то кінцева формула в цьому випадку буде:

$$K = \frac{2\omega_z \int_H^\infty v d\varphi}{\beta \int_{u_H}^{u_\infty} F(z) du}. \quad (2.7)$$

Величину функції  $\varphi(z, H)$  можна раніше обчислити для різних  $z$ . Цейтін підклав  $\beta = \frac{0,35}{H}$  і обчислив дві функції для двох висот:  $H = 100$  і  $200$ м а для прискорення розрахунку значення  $\varphi$  та  $F$  побудував лінійки. Розрахунки величини  $K$  за допомогою лінійок розробляються дуже просто. Наприклад, для обчислення числівника  $\int_H^\infty v d\varphi$  наносяться на графік по горизонтальній осі компоненти  $v$  для всіх обчислених висот, починаючи від  $z=H$ . До отриманих точок на осі  $v$  прикладається лінійка з нанесеними значеннями функції  $\varphi$ , і для вибраних висот відкладається  $\varphi$ . Отримані точки з'єднуються плавною кривою і вимірюється площа, обмежена з одного боку кривою, з іншого – вертикальною прямою, що проходить через  $v=0$ , і горизонтальною віссю, на якій відкладено  $v$ . Отриману площу множать на масштаб по осях  $v$  та  $\varphi$ . Знаменник обчислюється так само, тільки замість  $v$  відкладають на горизонтальній осі значення  $u$  і прикладають лінійку з нанесеними значеннями  $F$  [17].

Д. Л. Лайхтман вивів ще один метод визначення коефіцієнта турбулентної в'язкості в граничному шарі атмосфери, який містить в собі найменшу можливість помилок.

В теперішній час добре досліджений характер зміни з висотою коефіцієнта в'язкості в шарі 0 – 100 м; існуючі методи дозволяють розрахувати його на основі градієнтних змін (вітру і температури) з достатньою точністю. Відомо, що до висоти 100-200 м коефіцієнт в'язкості зростає приблизно лінійно і лише в глибоких інверсіях або при великих понададіабатичних градієнтах його зміна з висотою суттєво відрізняється від лінійного. Що стосується питання про коефіцієнт вихрової в'язкості у вільній атмосфері, то він досліджений дещо гірше. Основним недоліком існуючих методів є те, що до розрахункових формул, зазвичай, входять вертикальні градієнти швидкості вітру і напрямку вітру для кожної висоти, на якій визначається  $k$ , які вище 50-100 м є малими і визначаються з більшими помилками. Метод, що розглядатиметься нижче дозволяє встановити вказаний вище основний недолік.

Виводячи цей метод Лайхтман взяв за основу, що вище деякого рівня  $H$  (порядку 50-100 м) коефіцієнт турбулентної в'язкості припиняє, скільки-небудь, помітно змінюватись з висотою. Це твердження впливає з теоретичних міркувань і в загальному підтверджується наявними дослідними даними. Далі розглядається рух, що встановився у часі. Оскільки, траєкторії частинок мають малу кривизну, то відцентровою силою можна знехтувати. Рівняння руху для  $z \geq H$  мають в цьому випадку наступний вигляд:

$$k \frac{d^2 u}{dz^2} + lv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = 0, \quad (2.8)$$

$$k \frac{d^2 v}{dz^2} - lu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = 0. \quad (2.9)$$

де  $u$  і  $v$  – компоненти швидкості;

$l = 2\omega \sin\varphi$  – параметр Коріоліса;

$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$  – складові сили градієнту тиску, віднесені до одиниці маси.

Якщо позначити:

$$\omega = u + iv,$$

$$2k^2 = \frac{l}{k},$$

$$f(z) = \frac{1}{l\rho} \left( \frac{\partial p}{\partial x} + i \frac{\partial p}{\partial y} \right), \quad (2.10)$$

То виписана система рівнянь зводиться до одного рівняння:

$$\frac{d^2\omega}{dz^2} - 2i\lambda^2\omega - 2\lambda^2 f(z) = 0. \quad (2.11)$$

Загальний інтеграл рівняння легко визначається відомими методами. Він має наступний вигляд:

$$\omega = B_1 e^{\lambda\sqrt{2i}z} + B_2 e^{-\lambda\sqrt{2i}z} + \frac{e^{\lambda\sqrt{2i}z} \int_0^z e^{-\lambda\sqrt{2i}\xi} f(\xi) d\xi - e^{\lambda\sqrt{2i}z} \int_0^z e^{\lambda\sqrt{2i}\xi} f(\xi) d\xi}{\frac{\sqrt{2i}}{\lambda}}. \quad (2.12)$$

Якщо, рахувати для визначеності, що  $\sqrt{2i} = l + i$ . Крім того, припустити, що  $\int_0^\infty e^{-\lambda\sqrt{2i}\xi} f(\xi) d\xi$  існує, тоді можна записати:

$$e^{\lambda\sqrt{2i}z} \int_0^z e^{-\lambda\sqrt{2i}\xi} f(\xi) d\xi = B_3 e^{\lambda\sqrt{2i}z} - e^{\lambda\sqrt{2i}z} \int_0^z e^{\lambda\sqrt{2i}\xi} f(\xi) d\xi. \quad (2.13)$$

Підставивши (2.12) до (2.13), можна отримати загальний інтеграл рівняння в наступному вигляді:

$$\omega = (B_1 + B_2)e^{\lambda\sqrt{2}iz} + B_2e^{-\lambda\sqrt{2}iz} - \lambda \frac{e^{\lambda\sqrt{2}iz} \int_z^\infty e^{-\lambda\sqrt{2}i\xi} f(\xi) d\xi + e^{-\lambda\sqrt{2}iz} \int_0^z e^{\lambda\sqrt{2}i\xi} f(\xi) d\xi}{\sqrt{2}i}. \quad (2.14)$$

В рівнянні (2.14) тільки перший доданок безмежно зростає із ростом  $z$ , тому для того, щоб  $\omega$  залишалось кінцевим на нескінченності, повинно бути  $B_1 + B_3 = 0$ . В цьому випадку рішення приймає наступний вигляд:

$$\omega = B_2e^{-\lambda\sqrt{2}iz} - \lambda \frac{e^{\lambda\sqrt{2}iz} \int_z^\infty e^{-\lambda\sqrt{2}i\xi} f(\xi) d\xi + e^{-\lambda\sqrt{2}iz} \int_0^z e^{\lambda\sqrt{2}i\xi} f(\xi) d\xi}{\sqrt{2}i}. \quad (2.15)$$

Ця задача вирішується, якщо з отриманого рівняння вдасться знайти  $k$ , не визначивши попередньо  $B_2$  – довільну постійну інтегрування, оскільки, її визначення пов'язано з вирішенням системи (2.8) і (2.9) для  $0 \leq z \leq H$ , в якому  $\frac{dk}{dz} \neq 0$ , і додатковими гіпотезами про функцію  $k(z)$  у вказаному інтервалі.

Надалі представлено найбільш важливий для вирішення поставленої задачі випадок, коли градієнт тиску лінійно змінюється з висотою, тобто

$$f(z) = A + Bz. \quad (2.16)$$

Даний випадок має місце при горизонтальному температурному градієнті незмінному з висотою, як в цьому випадку

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial L} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_0}{\partial L} + gz \frac{\partial \ln T_0}{\partial L}, \quad \left( \frac{T}{T_0} \cong 1 \right),$$

це означає, що

$$f(z) = \frac{1}{l\rho_0} \left( \frac{\partial p_0}{\partial x} + i \frac{\partial p_0}{\partial y} \right) + \frac{gz}{lT_0} \left( \frac{\partial T_0}{\partial x} + i \frac{\partial T_0}{\partial y} \right). \quad (2.17)$$

Підставивши значення  $f(z)$  з (2.16) і (2.15), виходить:

$$\omega = C e^{-\lambda\sqrt{2}iz} - \frac{A+Bz}{i}. \quad (2.18)$$

Визначивши в (2.18) існуючу і уявну частини, впливає:

$$\begin{cases} u = e^{-\lambda z}(C_x \cos \lambda z + C_y \sin \lambda z) - (A_y + zB_y) \\ v = e^{-\lambda z}(C_y \cos \lambda z - C_x \sin \lambda z) + (A_x + zB_x) \end{cases}, \quad (2.19)$$

тут

$$C_x + iC_y = C,$$

$$\begin{cases} A_y + zB_y = \frac{1}{l\rho_0} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{gz}{lT_0} \frac{\partial T_0}{\partial y}, \\ A_x + zB_x = \frac{1}{l\rho_0} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{gz}{lT_0} \frac{\partial T_0}{\partial x}. \end{cases} \quad (2.20)$$

З (2.19) виходить

$$\ln[(u + A_y + zB_y)^2 + (v - A_x - zB_x)^2] = \ln(C_x^2 + C_y^2) - 2\lambda z. \quad (2.21)$$

З останнього відношення впливає, якщо в системі координат

$$y = \ln[(u + A_y + zB_y)^2 + (v - A_x - zB_x)^2],$$

$$x = z,$$

нанести дослідні дані, то точки повинні лягати на пряму лінію, при чому тангенс кута нахиленої прямої

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{dy}{dx} = -2\lambda.$$

В такому випадку на основі (2.10)

$$k = \frac{l}{2\lambda^2} = \frac{2l}{\operatorname{tg}^2 \alpha}. \quad (2.22)$$

Більш узагальнена формула матиме наступний вигляд:

$$K = \frac{2l(\lg e)^2}{\left(\frac{d \lg[(u_g - u)^2 + v^2]}{dz}\right)^2} \quad (2.23)$$

Знаменник цього виразу легко знайти, якщо нанести значення  $\lg[(u_g - u)^2 + v^2]$  по вісі  $X$  і значення висоти по вісі  $Y$  (рис. 2.2). Квадрат котангенса кута нахилу прямої, проведеної по нанесеним точкам, дає величину знаменника.

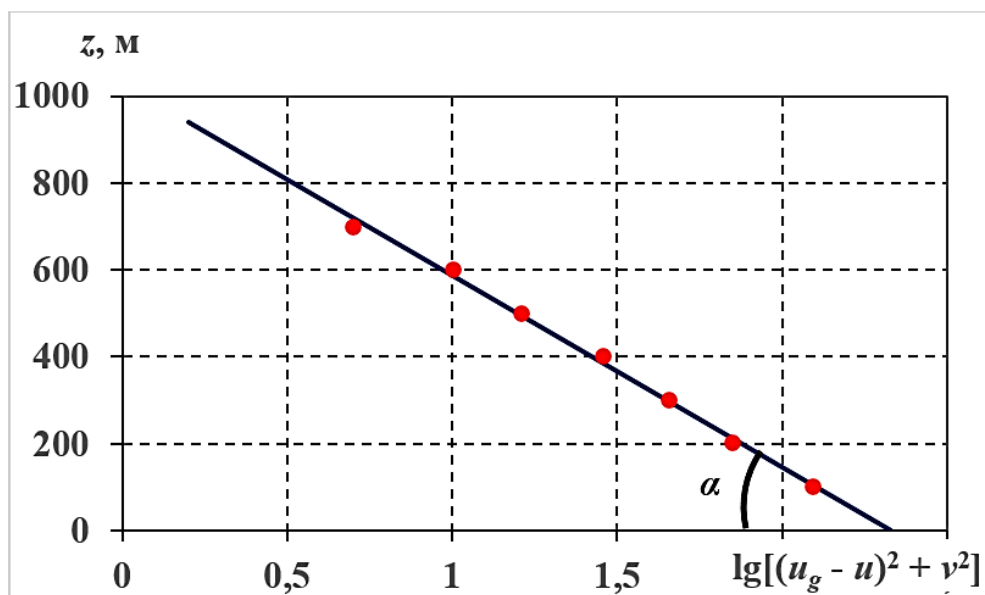


Рисунок 2.2 – Приклад визначення кута нахилу прямої  $\alpha$

Кінцевий вид четвертої формули Лайхтмана:

$$K = \frac{2l(\lg e)^2}{\operatorname{ctg}^2 \alpha}, \quad (2.24)$$

де  $\alpha$  – кут нахилу прямої.

Чисельник тут – стала величина для даної місцевості, змінюється тільки знаменник, який залежить від профілю вітру [9].

Далі наведена таблиця з розрахунками середніх значень величини турбулентного обміну розрахованих за методом Ф'ельстадта та за чотирма методами Лайхтмана для всього шару перемішування окрім шару 700 – 1000 м в першому другому і третьому прикладах, а для четвертого прикладу з висоти 500 – 600 м де значення  $K$  стає ненадійним, внаслідок наближення вітру до геострофічного.

Таблиця 2.1 – Значення  $K$  по шарах, розраховані за формулами для окремих шарів

Формули	Приклад 1	Приклад 2	Приклад 3	Приклад 4
Метод Ф'ельстадта $K = \frac{2\omega_z}{M^2 \frac{d\alpha}{dz}} \int_0^z (m_x^2 + m_y^2 - M_x m_x) dz$	11,8	12,6	28,9	5,1
Перший метод Лайхтмана $K = \frac{2\omega_z \sqrt{[\int_z^\infty (u_g - u) dz]^2 + [\int_z^\infty v dz]^2}}{\sqrt{\left(\frac{dc}{dz}\right)^2 + \left(c \frac{d\alpha}{dz}\right)^2}}$	10,6	14,6	46,5	3,9
Другий метод Лайхтмана $K = \frac{2\omega_z \int_H^\infty m_y(z - H) dz}{m_x(\infty) - m_x(H)}$	11,6	11,4	32,2	4,0
Третій метод Лайхтмана $K = \frac{2\omega_z \int_H^\infty v d\varphi}{\beta \int_{uH}^{u_\infty} F(z) du}$	12,2	15,2	28,5	6,4
Четвертий метод Лайхтмана $K = \frac{2l(\lg e)^2}{\operatorname{ctg}^2 \alpha}$	10,8	15,0	36,6	4,7
Середнє значення $K$ , м <sup>2</sup> /с	11,4	13,8	34,5	4,8



На підставі викладеного вище, з усіх розглянутих формул найкращою для подальших обчислень на наш погляд є четверта формула Д. Л. Лайхтмана [9].

Надалі в даній роботі для розрахунків використовувалася саме четверта формула Лайхтмана.

### 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 (внутрішньо масові), 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.

Як відомо процес перенесення водяної пари, тепло- і вологообмін підстильної поверхні з атмосферою та між її шарами зумовлюється, насамперед, величиною коефіцієнта турбулентності. В рамках дослідження було розглянуто декілька методів розрахунку коефіцієнта турбулентності (дослідженні методи детально розглянуті у попередньому розділі), однак кожен з них має певні обмеження.

Після детального аналізу існуючих методів розрахунку коефіцієнта турбулентності було прийнято рішення, що для його розрахунку в умовах утворення радіаційних туманів доцільнішим буде використання так званої 4-ї формули Лайхтмана [9], яка позбавлена вище вказаних недоліків і одержана у припущенні незмінності температурних градієнтів з висотою

$$k = \frac{2l(\lg e)^2}{\left( \frac{d \lg [(u_g - u)^2 + v^2]}{dz} \right)^2},$$

де  $l = 2\omega \cdot \sin\varphi$  – параметр Коріоліса;

$u_g$  – складова швидкості геострофічного вітру;

$u, v$  – зональна і меридіональна складові швидкості вітру.

Або ж, у разі графічної побудови залежності за значеннями знаменника по вісі  $X$  і значеннями висоти по вісі  $Y$ , формула (2.24) набуде виду

$$k = \frac{2l(\lg e)^2}{\text{ctg}^2\alpha},$$

де  $\alpha$  – кут нахилу прямої апроксимації.

Тут треба звернути увагу на те, що додатковою перевагою саме цієї формули є її адаптованість для однорідних повітряних мас (рух стаціонарний, траєкторії частинок мають незначну кривизну, баричний градієнт з висотою не змінюється), що цілком задовольняє синоптичним і метеорологічним умовам утворення радіаційних туманів.

Розрахунки коефіцієнта турбулентної в'язкості проводилися за допомогою розрахункового алгоритму розробленого і реалізованого у програмі Microsoft Office Excel. Цей алгоритм дозволив проводити одночасні розрахунки з використанням великого об'єму вхідних даних і у автоматичному режимі визначати кут нахилу прямої апроксимації для будь-якої обраної товщини шару і отримувати значення коефіцієнту турбулентної в'язкості одночасно для декількох шарів різної товщини. Це в свою чергу дозволило проводити аналіз отриманих значень коефіцієнту турбулентної в'язкості практично в «онлайн» режимі.

Кут  $\alpha$  (рис. 3.1,  $a$ ) визначався як кут нахилу прямої апроксимації для сімейства точок в межах обраного шару. Відповідно котангенс кута нахилу

прямої апроксимації дорівнює відношенню змінення  $\lg[(u_g - u)^2 + v^2]$  на товщину обраного шару.

Як видно з рисунка 3.1, кут нахилу прямої апроксимації суттєво зменшується в залежності від товщини шару для якого вона виводиться. Відповідно до цього і котангенс кута  $\alpha$  збільшується, що з урахуванням формули (2.24), в свою чергу приводить до зменшення коефіцієнта турбулентної в'язкості.

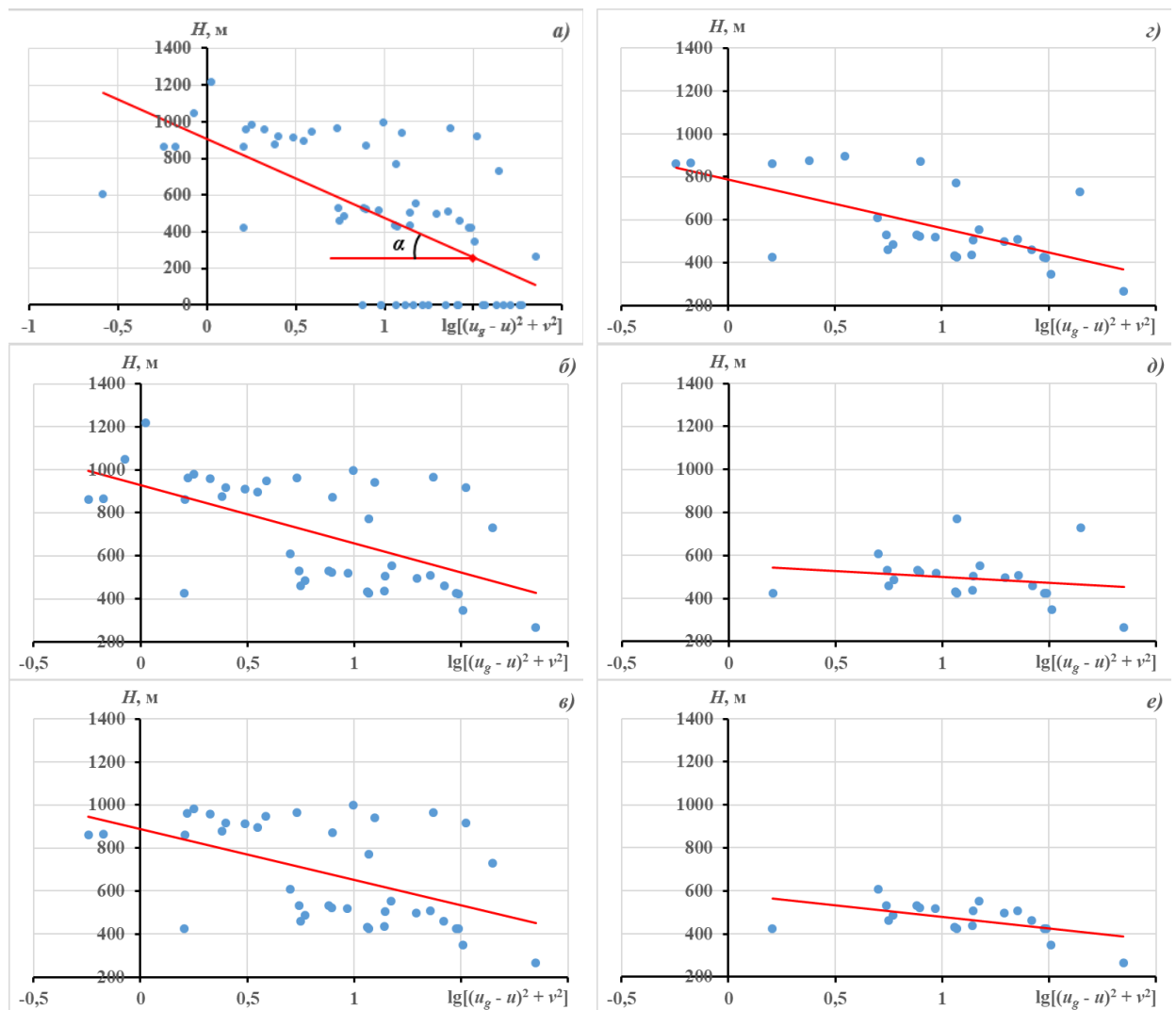


Рисунок 3.1 – Приклад визначення кута  $\alpha$  для сімейства точок в дні з туманом по даним зондування атмосфери на станції Lindenberg за 06 годин в шарі: а) 0-1500м; б) 200-1500м; в) 200-1000м; г) 200-900м; д) 200-800м; е) 200-700м

На рисунку 3.2 наведено приклад як визначався середній кут нахилу прямої апроксимації в шарі від поверхні землі до верхньої межі граничного шару. Він визначався шляхом осереднення побудованих ліній тренду в межах обраного шару окремо для 18, 24, 06 і 12 годин.

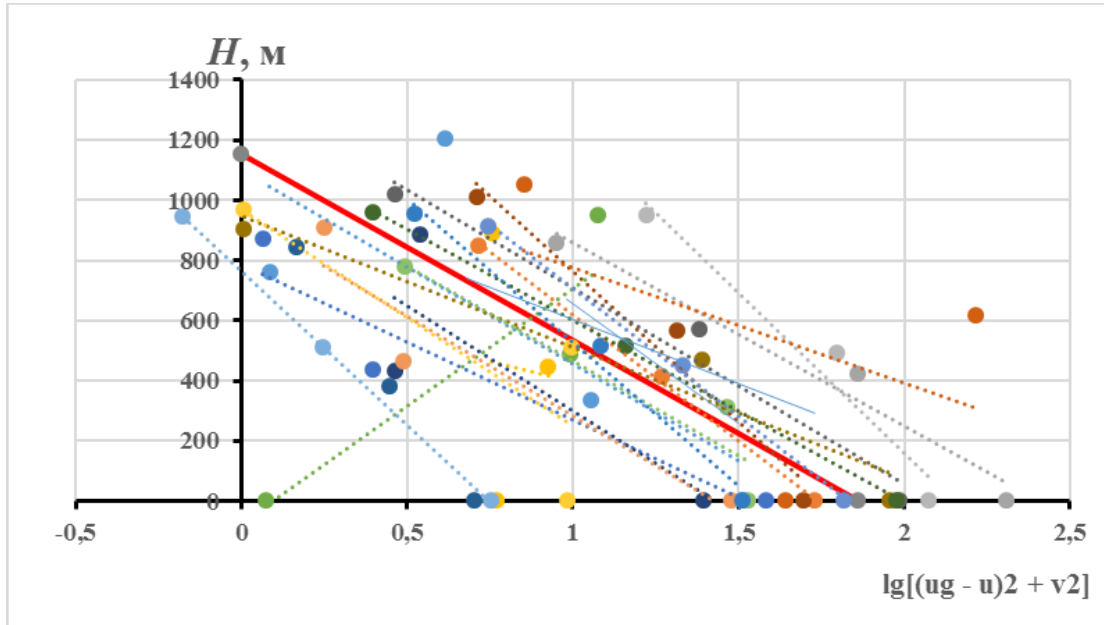


Рисунок 3.2 – Приклад визначення середнього кута нахилу прямої апроксимації в шарі від поверхні землі до верхньої межі граничного шару

І тут постає питання щодо визначення товщини шару, у якому необхідно розраховувати значення коефіцієнта турбулентності. Тут треба зазначити, що сам автор цього методу акцентував увагу на тому, що виходячи з досліджень шар в якому слід будувати пряму апроксимації не має перевищувати висот 800 – 900 м і обмежуватись товщиною до 700 – 800 м. Оскільки, вище вказаного рівня з'являється суттєвий розкид точок, який пояснюється впливом горизонтальних температурних градієнтів[9]. Враховуючи те, що верхня межа шару туману не перевищує висоту верхньої межі інверсії, попередню оцінку вертикальної протяжності шару для розрахунку коефіцієнта турбулентної в'язкості було проведено на підставі даних про повторюваність висот верхньої межі приземної інверсії при утворенні туману (рис. 3.3).

Аналіз гістограми показує, що приземні інверсії, у разі утворення радіаційного туману, охоплюють шар від 200 до 900 м, тобто для розрахунків доцільно зупинитися на цих значеннях.

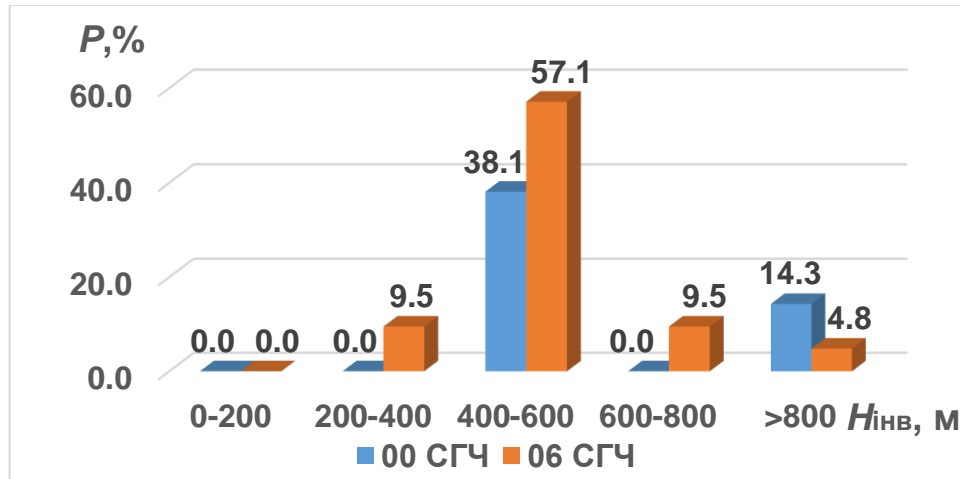


Рисунок 3.3 – Повторюваність градацій верхньої межі приземних інверсій для випадків радіаційного туману на ст. Lindenberk за 00 та 06 СГЧ.

Результати розрахунку коефіцієнта турбулентності для відібраних випадків туману, наведені у табл. 3.1 показують, що турбулентний обмін майже відсутній у шарі інверсії. Його величина поступово зростає зі збільшенням вертикальної протяжності шару, що пояснюється наближенням швидкості вітру до геострофічних значень і збільшенням різниці  $u_g - u$ .

Таблиця 3.1 - значення коефіцієнта турбулентності  $k$ , м<sup>2</sup>/с, розраховані за (2.24) для шарів різної товщини у дні з туманами на ст. Lindenberk.

Години СГЧ	Товщина шару, м				
	200-700	200-800	200-900	200-1000	200-1500
18	0,08	0,06	0,85	1,80	2,11
00	0,09	0,03	2,29	2,70	3,92
06	0,15	0,14	2,46	2,64	2,34
12	0,01	0,03	0,71	1,08	1,59
$k_{сер}$	0,08	0,06	1,58	2,05	2,49

З даних таблиці видно, що в шарах 200-900 м, 200-1000 м та 200-1500 м максимальні значення коефіцієнту турбулентної в'язкості приходяться на нічні часи. При чому в шарах 200-1000 м і 200-1500 м максимальні значення приходяться на 00 годин, в шарі 200-900 м на 06 годину. Оскільки середні значення  $k$  у шарах 200-1000 м та 200-1500 м майже не відрізняються, це дозволяє зробити висновок про слабкий міжрівневий обмін у всьому ГША при формуванні туману. Іншою характерною рисою є те, що максимальні значення  $k$  спостерігаються від 00 до 06 СГЧ, тобто, у період формування затримуючого шару.

З метою виявлення залежності за даними таблиці 3.1 було побудовано графіки добового ходу середніх значень коефіцієнту турбулентної в'язкості і швидкості вітру в шарах від 200 до 900 м та від 200 до 1000 м у дні з радіаційним туманом на станції Lindenberg.

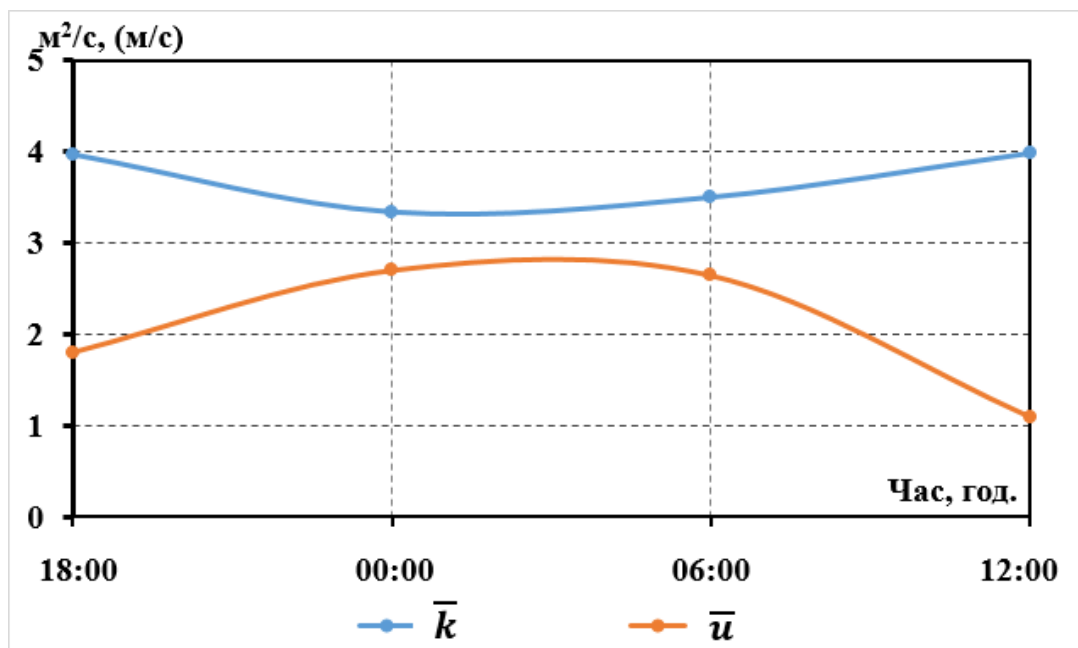


Рисунок 3.4 – Добовий хід середніх значень коефіцієнту турбулентної в'язкості і швидкості вітру в шарі від 200 до 900 м у дні з радіаційним туманом на станції Lindenberg



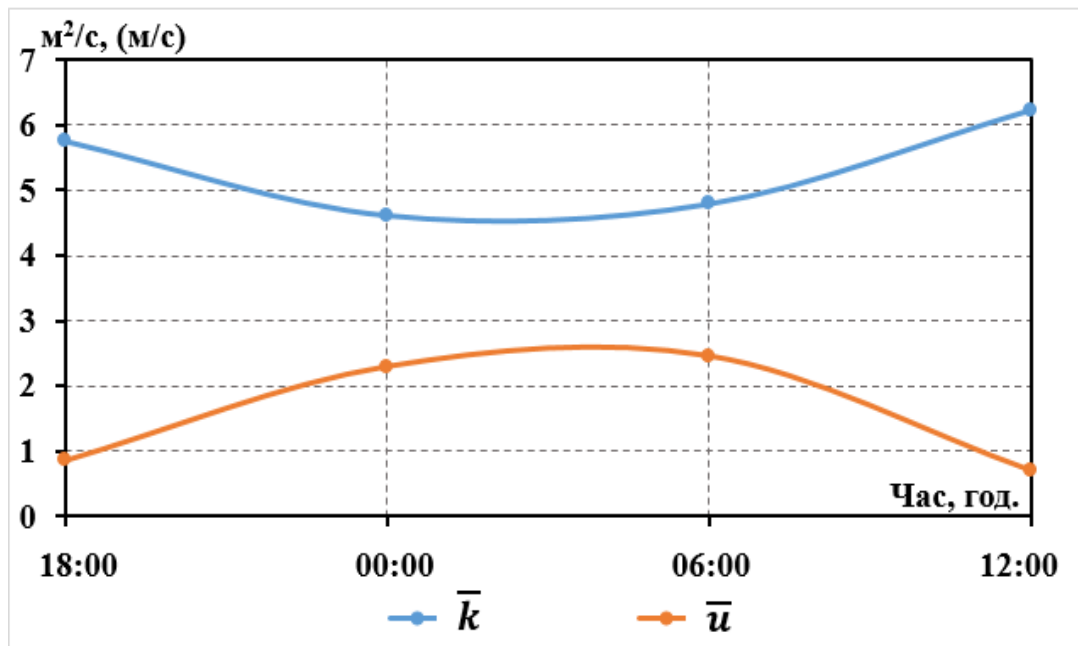


Рисунок 3.5 – Добовий хід середніх значень коефіцієнту турбулентної в'язкості і швидкості вітру в шарі від 200 до 1000 м у дні з радіаційним туманом на станції Lindenberg

З графіків на рисунках 3.4 і 3.5 видно, що спостерігається певна залежність між зміненнями середньої швидкості вітру і коефіцієнту турбулентної в'язкості в розглянутих шарах. Простежується обернена залежність між зміненням цих величин. Тобто зі зменшенням середньої швидкості вітру в шарі збільшується середнє значення коефіцієнту турбулентної в'язкості. Це можна пояснити тим що послаблення вітру утворює ту необхідну ступень турбулентності, яка є необхідною для розповсюдження туману у вертикальній площині, але при цьому є недостатньою для його розсіювання.

## ВИСНОВКИ

1. В ході даної роботи був розроблений та реалізований розрахунковий алгоритм у програмі Microsoft Office Excel, який дозволив одночасно розрахувати відношення змінення  $\lg[(u_g - u)^2 + v^2]$  в певному шарі і отримати значення коефіцієнтів турбулентності для шарів різної товщини у автоматичному режимі.

2. За формулою Лайхтмана було розраховано середні значення коефіцієнтів турбулентної в'язкості по даним зондування атмосфери для станції Lindenberg окремо для 18, 24, 06, 12 годин.

3. Вибір процедури розрахунку коефіцієнта турбулентності для випадків туману повинен враховувати особливості сприятливих для їх утворення синоптичних ситуацій та температурної стратифікації у граничному шарі атмосфери.

4. Визначення коефіцієнта турбулентності для випадків утворення радіаційного туману доцільно проводити для шару, товщина якого охоплює весь приземний затримуючий шар (за винятком приземного шару), критерієм визначення його верхньої межі пропонується брати осереднені значення верхньої межі затримуючих шарів при наявності радіаційних туманів.

5. Значення коефіцієнту турбулентної в'язкості зростає при формуванні затримуючих шарів і сягають пікових значень в період максимальної інтенсивності інверсії поблизу її верхньої межі і зменшується з її руйнуванням

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. *Будыко М.И.* Турбулентный обмен в нижних слоях атмосферы. Метеор. и гидрол., №2, 1946
2. *Б. М. Гальперин* Турбулентный тепло и влагообмен поверхности суши и водоемов с атмосферой, 1970. — 101 с.
3. *Воробьев В. И* Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 533 - 556 с.
4. *Васильев А.А., Глазунов В.Г.* Сдвиги ветра, турбулентность и вертикальные потоки в нижнем слое атмосферы, влияние на взлет и посадку ВС. Л., Гидрометеиздат, 1979.
5. *Зверев А.С.* Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1977, – 546-574с.
6. *Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б.* Авіаційна метеорологія. Конспект лекцій. Дніпропетровськ: Економіка, 2006. - 140 с.
7. *Івус Г.П.* Спеціалізовані прогнози погоди: підручник. Одеса: ТЕС, 2012.- 407 с.
8. *Івус Г.П.* Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології: Конспект лекцій. – Одеса:, 2007. – 162 с
9. *Лайхтман Д.Л.* Новый метод определения коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 37, 1952.
10. *Л.М.Консевич* Основи гідрометеорології і кліматології конспект лекцій.
11. *П. А. Воронцов, П.Н. Красиков, В.Я. Никандров, Н.В. Петренко Берлянд М.Е.* и др. Туманы. Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 272 с.
12. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 520 с.
13. Руководство по практическим работам метеоподразделений авиации Вооруженных Сил. – М.: Воениздат, 1992. – С. 243-263

14. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – С. 91-100.
15. *Скирда И. А., Садковский В. И., Мозиков В. А.* Авиационные прогнозы погоды. – М.: Воениздат, 1995. – С. 243-259.
16. *Хргиан А. Х.* Физика атмосферы, м.: 1969
17. *Чуринова М.П.* Некоторые данные о коэффициенте турбулентности в свободной атмосфере. Труды ГГО, вып. 28, 1951
18. *Ю.Г. Хабутдинов, К.М. Шанталинский, А. А. Николаев* Учение об атмосфере.
19. *Bott, A. and T. Trautmann* (2002) PAFOG – A new efficient forecast model of radiation fog and low-level stratiform clouds. Atmos. Res. 64, 191 – 203, 2002.
20. *Hansen, B.:* A fuzzy logic-based analog forecasting system for ceiling and visibility, Weather and Forecasting, 22, 1319–1330, 2007.
21. *H. Green, W. Lane* Particulate clouds: duss, smokes and mists
22. *Ismail Gultepe* Fog and Boundary Layer Clouds: Fog Visibility and Forecasting (pp.1121-1159)
23. *Mayer, W. Dale, and G.V. Rao* Radiation fog prediction using a simple numerical model. Pure Appl. Geophys., 1999in press.
24. *Roach, W.T.,* Back to basics: Fog: Part 2 - The formation and dissipation of land fog. Weather, 1995, 50, 7-11.
25. *Wayne, R.P.* Chemistry of Atmospheres. Clarendon Press, 1993, 447 pp
26. *Eyyons, G. and Montooyery, R. B.,* 1947, Note on the physics of fog formation. J. Meteor., 4, p. 206.

## ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри військової підготовки  
до кваліфікаційної роботи бакалавра  
курсанта групи В-18 Недобитка Івана

на тему:

«Вплив міжрівневого обміну в 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 в 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.

Керівник кваліфікаційної  
роботи бакалавра  
підполковник

Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ