

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

Кваліфікаційна робота бакалавра

на тему: «Часовий хід турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери під час утворення радіаційних туманів»

Виконала курсант групи В-18
Спеціальності 103 «Науки про Землю»

Маланчук Ірина Романівна

(прізвище, ім'я та по-батькові)

Керівник: канд. геогр. наук, доц., полковник

Грушевський Олег Миколайович

Консультант _____ - _____

Рецензент к. геогр. наук, доцент _____

Семергей-Чумаченко Аліна Борисівна

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 **МАЛАНЧУК Ірині Романівні**

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи «Часовий хід турбулентних потоків тепла у граничному шарі
атмосфери під час утворення радіаційних туманів»

керівник роботи Грушеський Олег Миколайович, к.геогр.н., доцент

(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 14 червня 2022 року

3. Вихідні дані до роботи: дані радіозондування на станції Lindenberg (10393)
за 18, 00, 06, 12 СГЧ, у дні з наявністю туману за період 5 років; архів
фактичної погоди аеродрому Lindenberg

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

1) проаналізувати стан вивченості проблеми у літературних джерелах,
сучасний стан досліджень, визначити невирішені завдання

2) сформувати вибірку з випадками радіаційного туману на ст. Lindenberg.

3) визначити типи стратифікації граничного шару атмосфери та їх зміну при
утворенні радіаційних туманів

4) опрацювати алгоритм розрахунку турбулентних потоків тепла у стійко
стратифікованих середовищах

5) проаналізувати вплив турбулентних потоків тепла у ГША на еволюцію
туманів і узагальнити одержані результати

5. Перелік графічного матеріалу:

гістограми повторюваності різних типів стратифікації ГША, характеристик інверсій при утворенні туманів, графік часової еволюції турбулентних потоків тепла.

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 – 06.03.22		
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	07.03 – 16.05.22		
3.	Рубіжна атестація	17.05-20.05.22		
4.	Обробка і аналіз вихідних даних та опрацювання розрахункового алгоритму	21.05 – 01.06.22		
5.	Написання 3-го розділу	02.06 – 08.06.22		
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	09.06 – 10.06.22		
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	11.06.20		
8.	Подання роботи на рецензування	12.06.20		
9.	Подання роботи до навчальної частини	13.06.20		
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	14.06.20		

курсант _____
(підпис)

Ірина МАЛАНЧУК
(ім'я та прізвище)

Керівник роботи полковник _____
(підпис)

Олег ГРУШЕВСЬКИЙ
(ім'я та прізвище)

ЗМІСТ

Вступ.....	5
1 Загальні відомості про тумани.....	7
1.1 Класифікація туманів.....	7
1.2 Фізичні умови утворення та розсіювання туманів.....	9
1.3 Синоптичні умови утворення туманів.....	12
1.4 Метеорологічні умови утворення туманів.....	18
2. Методи прогнозу туманів.....	22
2.1 Прогноз температури туманоутворення (Fog point).....	22
2.2 Способи прогнозу туманів.....	29
3. Кількісні характеристики турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери при утворенні радіаційних туманів.....	34
3.1 Характеристика вихідних даних і алгоритму розрахунку.....	34
3.2 Структура температурної стратифікації граничного шару атмосфери при утворенні радіаційних туманів.....	36
3.3 Роль турбулентних потоків тепла у еволюції радіаційних туманів	39
Висновки.....	43
Перелік посилань.....	45
Додатки.....	47

ВСТУП

Туманом називається метеорологічне явище, в якому за рахунок конденсації водяної пари в приземному шарі атмосфери видимість зменшується до значень менше 1000 м.

Прогноз чергового метеоролога про час виникнення та розсіювання туману, видимості у ньому, дозволяє авіаційному командуванню прийняти оптимальне рішення на прийом або випуск у політ екіпажу з певним рівнем підготовки.

Знання умов утворення туманів у певних географічних умовах дозволяє правильно обрати методику, провести її удосконалення з урахуванням умов базування.

Прогноз утворення радіаційних туманів, як правило, полягає у порівнянні мінімальної температури повітря з температурою туманоутворення. Прогноз першої величини добре опрацьований, а труднощі прогнозу другої пов'язані, насамперед, з необхідністю визначення додаткового зниження температури (після досягнення нею значення температури точки роси приблизно у момент заходу Сонця), необхідного для конденсації певної кількості води у одиниці об'єму повітря, яке й забезпечить досягнення критеріального значення горизонтальної видимості.

Це додаткове зниження, залежить від багатьох факторів – турбулентного переносу тепла й вологи, наявності або відсутності їх адвекції, а також процесів конденсації і випаровування з підстильної поверхні.

Актуальність роботи обумовлена тим, що врахування впливу турбулентних потоків тепла і вологи у граничному шарі атмосфери при утворенні туману є вагомим чинником підвищення ефективності їх прогнозування.

Метою роботи є визначення ролі турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери при утворенні радіаційних туманів та їх впливу

на часову еволюцію туманів для оцінки використання їх характеристик у якості прогностичного критерію.

Завданнями, що вирішувались в даній роботі, є:

- відбір випадків утворення радіаційного туману на ст. Lindenberg;
- визначення кліматології температурної стратифікації ГША та її часової еволюції у дні з туманами;
- розрахунок турбулентних потоків у період формування радіаційних туманів на ст. Lindenberg та їх осереднених характеристик у ГША.

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

У першому розділі розглядаються загальні відомості про тумани.

Другий розділ присвячений методам прогнозу туманів.

Третій розділ містить розрахунки кількісних характеристик турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери при утворенні радіаційних туманів.

Робота містить 18 рисунків та 4 таблиці. Перелік посилань складається з 25 позицій.

1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ТУМАНИ

1.1 Класифікація туманів

Туманом називається 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 краплинно-рідкої вологи в одиниці об'єму, тобто водністю туману [6,8].

Знання умов утворення туманів у певних географічних умовах дозволяє правильно обрати методику, провести її удосконалення з урахуванням умов базування.

Достовірна інформація синоптика про час виникнення та розсіювання туману, видимості у ньому, дозволяє авіаційному командуванню прийняти оптимальне рішення на прийом або випуск у політ екіпажу з певним рівнем підготовки.

Виходячи з синоптичних умов, за яких виникають тумани, їх поділяють на два типи: внутрішньомасові та фронтальні.

За інтенсивністю, що оцінюється значенням дальності горизонтальної видимості, тумани поділяються на:

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

Помутніння повітря при видимості більше 1 км прийнято називати серпанком.

Інтенсивність серпанку оцінюється:

- сильний (видимість 1-2 км);

- помірний (видимість 2-4 км);
- слабкий (видимість 4-10 км).

Помутніння повітря може бути викликане також наявністю в ньому твердих частинок, яке називається імлою. Імла відрізняється від туману або серпанку тим, що відносна вологість у ній значно нижча за 100%.

За фізичними умовами утворення тумани умовно поділяються на:

- тумани охолодження;
- тумани випаровування;
- тумани змішування;
- тумани, пов'язані із діяльністю людини.

Тумани охолодження утворюються внаслідок зниження температури за рахунок різноманітних факторів. До них належать радіаційні, адвективні, адвективно-радіаційні, орографічні, тумани схилів.

До туманів випаровування відносяться: фронтальні тумани, що виникають внаслідок випаровування крапель теплої дощу або мряки у холодному повітрі; тумани ширяння морів, річок, озер, що виникають за рахунок додаткового охолодження холодного повітря під час випаровування з поверхні води.

Тумани змішування, які виникають при змішуванні порцій теплої та холодного повітря у прибережній зоні.

Тумани, пов'язані з діяльністю людини – тумани при сильних морозах, що утворюються за сильних температур за рахунок додаткового зволоження при згорянні твердого палива або рідкого палива під час роботи авіаційних двигунів.

Залежно від агрегатного стану води в туманах вони поділяються на: краплино-рідинні, тобто що складаються з завислих крапель, кристалічні – з крижаних частинок та змішані – з рідких крапель та крижаних часток.

Краплино-рідинні тумани, як правило, спостерігаються при позитивних температурах, але можуть бути і при негативних температурах повітря.

Дослідженням низки авторів доведено, що радіаційні тумани в краплино-рідинній фазі можуть існувати при температурах від $-3^{\circ}\dots-4^{\circ}\text{C}$, адвективні до $-5^{\circ}\dots-11^{\circ}\text{C}$, тумани випаровування до $-10^{\circ}\dots-22^{\circ}\text{C}$. Кристалічні тумани спостерігаються при температурах нижче $-16^{\circ}\dots-20^{\circ}\text{C}$. Змішані тумани можуть спостерігатися при температурах $-11^{\circ}\dots-19^{\circ}\text{C}$ в середніх широтах і при $-18^{\circ}\dots-26^{\circ}\text{C}$ в північних широтах.

Слід зазначити, що чітких меж між різними видами туманів немає.

Наприклад, при адвекції теплого вологого повітря часто мають місце додаткові втрати тепла підстильної поверхні за рахунок радіаційного охолодження.

Наведена класифікація туманів є досить умовною. Виходячи з місцевих фізико-географічних умов, потреби практики виділяють інші види туманів. Так радіаційні тумани поділяються на приземні та високі, фронтальні – на передфронтальні, тумани фронту тощо [4,14].

1.2 Фізичні умови утворення та розсіювання туманів

Туман є продуктом конденсації або сублімації водяної пари у приземному шарі. Із загальних фізичних міркувань випливає, що конденсація вологи в певному шарі атмосфери можлива, якщо водяна пара в цьому шарі перебуває в стані перенасичення. Досягнення такого стану залежить багатьох чинників. Якщо припустити, що в повітрі відсутні будь-які тверді домішки, стан насичення має наступити при відносній вологості 100%. У цьому випадку температура повітря повинна дорівнювати температурі точки роси, тобто $T=T_d$, а дефіцит точки роси дорівнює нулю $T-T_d = 0$ [9].

Однак численні спостереження дозволяють стверджувати, що утворення туману можливе за відносної вологості 96-100%.

Це підтвердженням того, що в приземному шарі повітря постійно присутні гігроскопічні ядра конденсації. Внаслідок цього повітря стає

насиченим водяною парою дещо раніше, ніж відносна вологість стає рівною 100%.

Зв'язок між дефіцитом точки роси та температурою повітря в першу годину утворення туману, виявлений Н. В. Петренком показано на рисунку 1.1 лінією 1.

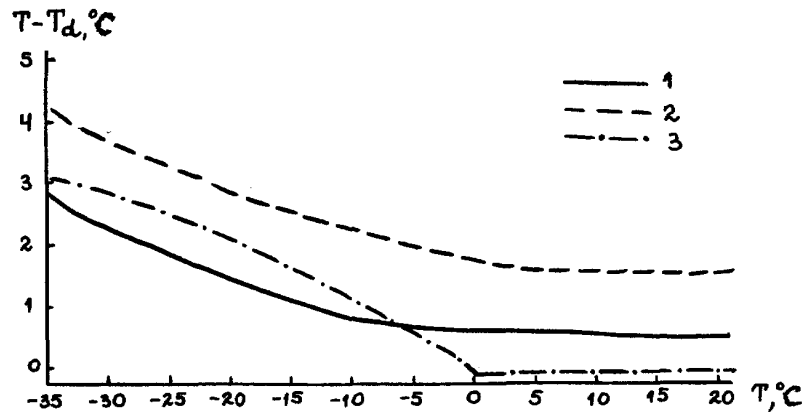


Рисунок 1.1 – Зв'язок між дефіцитом точки роси та температурою повітря в першу годину після утворення туману

З теоретичної точки зору для оцінки стану насичення зручніше використовувати таку характеристику вмісту вологи, як абсолютна вологість. Абсолютна вологість характеризує щільність водяної пари в повітрі, виражену кількістю грамів водяної пари в 1 м^3 повітря [5].

$$\alpha = 217 \frac{e}{T} \quad (1.1)$$

де e - пружність водяної пари;

T – температура повітря, K .

У момент утворення туману абсолютна вологість близька до насичення α_m .

З формули (1.1) видно, що абсолютна вологість залежить від температури повітря. Розрахунками встановлено, що при температурі повітря

рівної - 40°C $\alpha_m = 0,18 \text{ г/м}^3$, за температури 0°C $\alpha_m = 4,9 \text{ г/м}^3$, а за температури +30°C $\alpha_m = 30,4 \text{ г/м}^3$.

Розглянемо основні відомості про процеси туманоутворення, необхідні для прогностичної практики.

Введемо величину q – абсолютний вміст вологи повітря, під яким будемо розуміти сумарну масу водяної пари α , (крапель води та кристалів льоду) δ^* в 1м^3 повітря, тобто.

$$q = \alpha + \delta^* \quad (1.2)$$

де δ^* – водність туману.

До моменту утворення туману $\delta^* = 0$ і $q = \alpha$. У тумані абсолютна вологість близька до насичуючої α_m , яка є функцією лише температури повітря. Тоді для туману можна записати рівність у вигляді [13]:

$$\delta^* = q - \alpha_m(T) \quad (1.3)$$

З цього співвідношення випливає, що водність туману може зростати під впливом:

- 1) збільшення вмісту вологи повітря q , яке відбувається при:
 - посиленні випаровування води з підстильної поверхні;
 - збільшенні турбулентного обміну в приземному шарі, що призводить до притоку вологи від підстильної поверхні;
 - випаровуванні крапель дощу або мряки в холодніше повітря;
 - надходженні разом з продуктами згоряння твердого та рідкого палива.
- 2) зниження температури повітря, з яким пов'язане зменшення $\alpha_m(T)$, відбувається внаслідок:
 - турбулентного та молекулярного теплообміну із сусідніми масами повітря та земною поверхнею;

- радіаційного вихолодження;
- адіабатичного розширення маси повітря за її вертикальних рухах [23].

За умови, що водність визначає видимість у тумані, можна зробити висновки:

1. Видимість у тумані буде тим менше, чим більше буде приплив вологи за рахунок випаровування води з підстильної поверхні, або внаслідок адвекції більш вологого повітря.

2. Видимість у тумані тим менше, що більше буде величина зниження температури повітря.

Агрегатний стан туману може бути використаний для оцінки видимості в ньому [12].

Водність туманів, у різному агрегатному стані також є різною. Відомо, що водність туманів охолодження тим більша, чим вище температура. Водність туманів випаровування, збільшується зі зниженням температури повітря завдяки збільшенню швидкості випаровування пропорційно різниці температур вода – повітря [17].

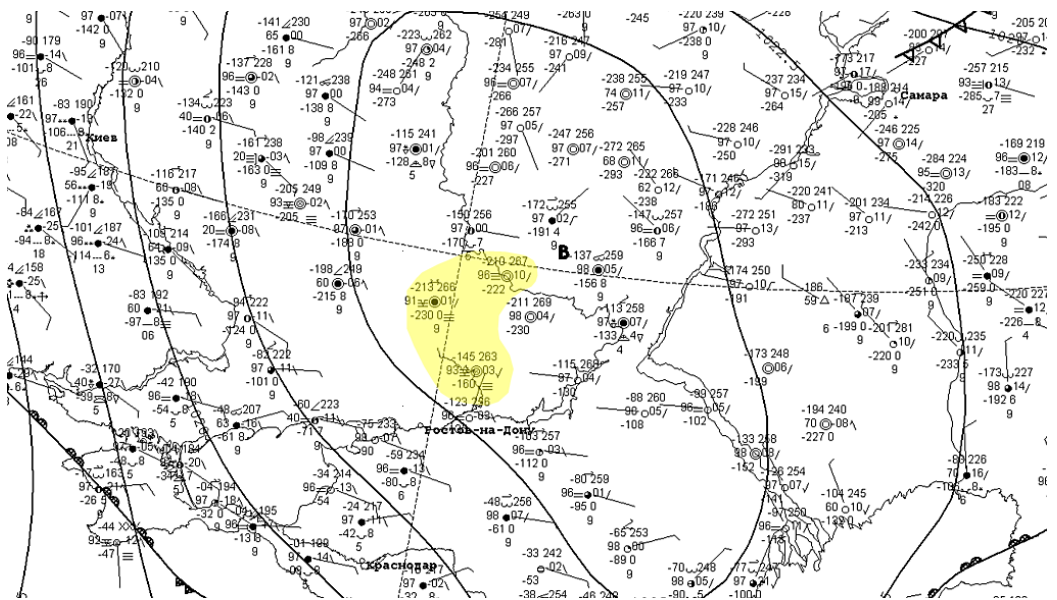
Вертикальна потужність туману може цікавити переважно для прогнозу його розсіювання. Вона не вимірюється безпосередньо і оцінюється шляхом аналізу розподілу температури та точки роси у грашичному шарі. Значення вертикальної потужності залежить від початкового вологовмісту повітря, стану і характеру підстильної поверхні, від швидкості вітру і від характеру зміни температури повітря у граничному шарі [10].

1.3 Синоптичні умови утворення туманів

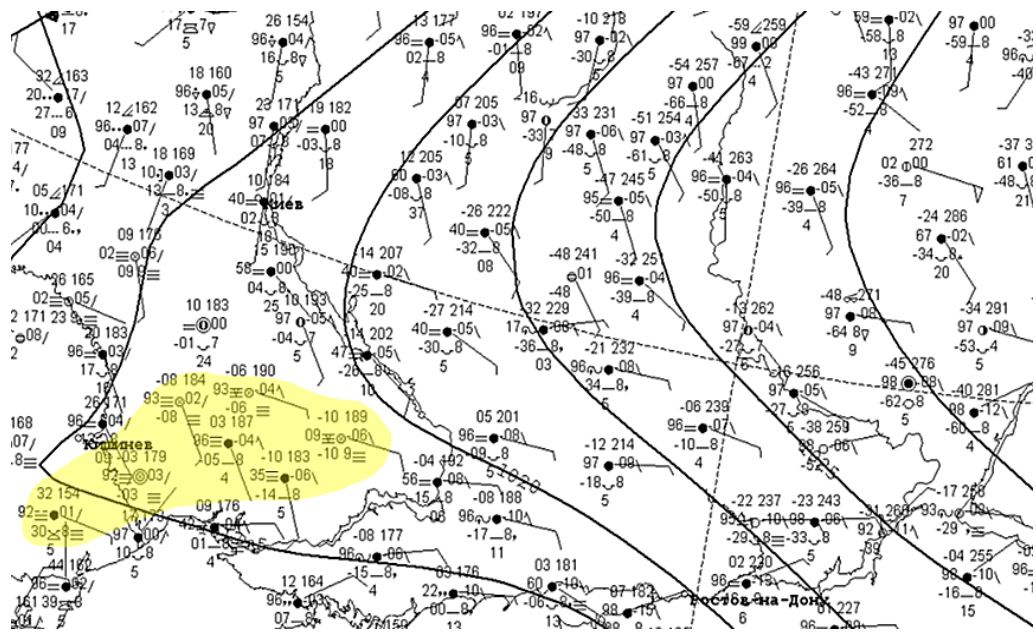
Прогноз туманів починається з оцінки синоптичних умов, які є сприятливими чи несприятливими для виникнення того чи іншого виду.

Радіаційними називають тумани, що виникають переважно над сушею в однорідній повітряній масі, коли основною причиною зниження температури є радіаційне випромінювання підстильної поверхні [20].

Радіаційні тумани переважають у глибині материка. Найчастіше вони утворюються в центральній частині антициклону, на його західній та північній периферіях, а також у гребені (відрозі) та малоградієнтному баричному полі.



а)



б)

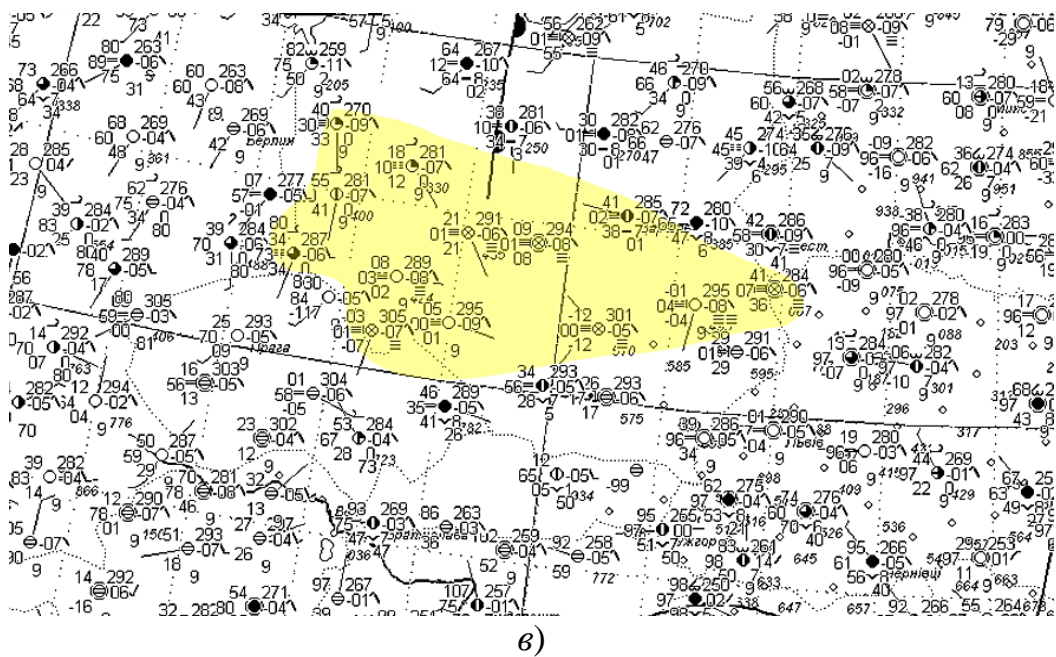


Рисунок 1.2 – Синоптичні умови, сприятливі для виникнення радіаційного туману

а) центр антициклону; б) гребінь антициклону; в) малоградієнтне баричне поле.

Переважно радіаційні тумани з'являються перед сходом сонця, якщо вночі було ясно. Вдень з прогріванням земної поверхні вони розсіюються або піднімаються, утворюючи тонкий шар шарувато-розірваних хмар. Їхня вертикальна потужність невелика (найчастіше сягає кілька десятків метрів), та лише в зимові ясні ночі вона може досягати 200 м і більше. Виникають радіаційні тумани та існують лише при слабкому вітрі. Займають вони невелику площу і з повітря видаються у вигляді окремих білих плям. Характерною особливістю радіаційних туманів є те, що їх максимальна густина спостерігається прямо біля землі, і з висотою вони стають рідше. Видимість у нижніх шарах туману іноді зменшується до 100 м і менше [19].

Адвективним називається туман, який виникає в теплому повітрі при його переміщенні над більш холодною підстильною поверхнею, за рахунок трансформаційного охолодження повітря, що надходить, внаслідок турбулентного теплообміну з підстильною поверхнею.

Тобто це туман який рухається за напрямком вітру і переміщується з одного місця в інше, а адвекція є чинником для утворення туману, коли вітер дме від теплої до охолодженої області повітря і викликає появу конденсату.

Найбільша густина туману спостерігається на деякій висоті, до земної поверхні вона зменшується, горизонтальна видимість біля землі переважно становить кілька сотень метрів. Адвективні тумани займають великі площі та можуть триматися при швидкості вітру до 10 м/с [7].

Адвективні тумани виникають на західній периферії антициклону (40%), у теплому секторі рухомих циклонів (17,8%) та на східній периферії малорухливих циклонів (30,4%).

Виділяють такі типи синоптичних положень, які сприяють утворенню адвективних туманів над Україною:

I тип. Розташування квазістаціонарного антициклону над південносхідними регіонами України (рис. 1.3). Цей тип характерний для першої половини холодного періоду року (листопад-грудень).

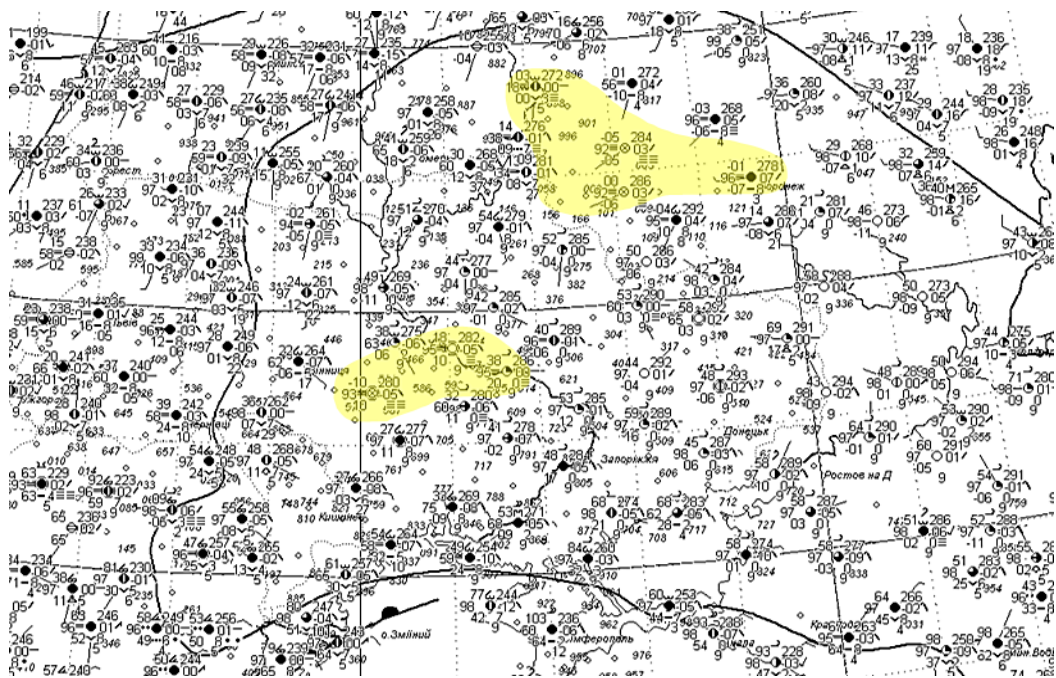


Рисунок 1.3 – I тип синоптичних умов, сприятливих для виникнення адвективного туману

II тип. Сідловина над центральними районами України, на схід від якої розташований гребінь антициклону (рис. 1.4). У цьому випадку адвективні тумани зазвичай спостерігаються над центральною Україною.

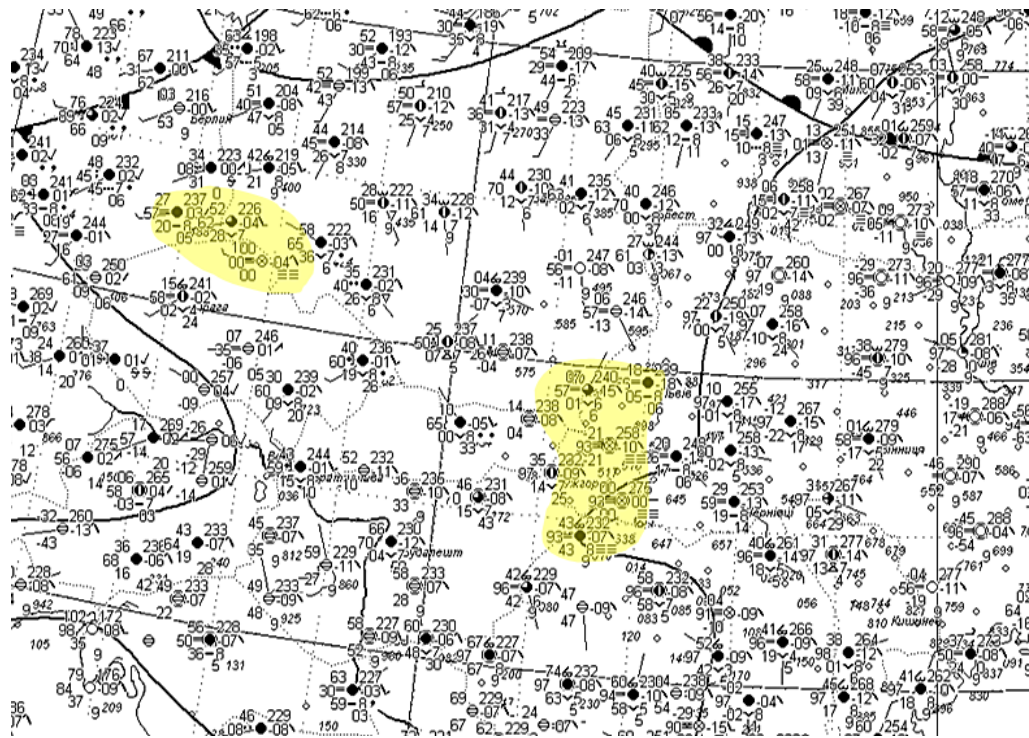


Рисунок 1.4 – II тип синоптичних умов, сприятливих для виникнення адвективного туману

III тип. Переміщення меридіонально орієнтованих фронтів при активній циклонічній діяльності північніше України (рис. 1.5). Тумани виникають в теплому секторі циклонів за умови, якщо швидкість вітру не перевищує 5-7 м/с. Зона туманів зміщується разом з теплим сектором. При прогнозі цих туманів задовільні результати дає використання методу екстраполяції.

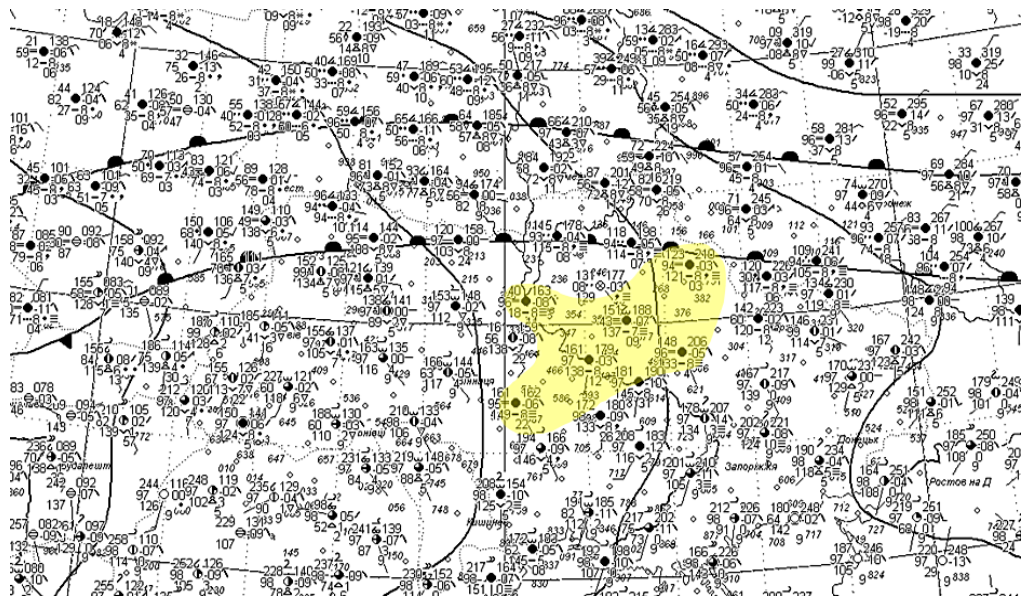


Рисунок 1.5 – III тип синоптичних умов, сприятливих для виникнення адвективного туману

IV тип. Зонально орієнтована улоговина з фронтальними хвилями (рис. 1.6). Характерною особливістю цього типу є інертність процесів. Антициклон з півночі опускається дуже повільно. Над улоговиною у середній тропосфері спостерігається зональне перенесення.

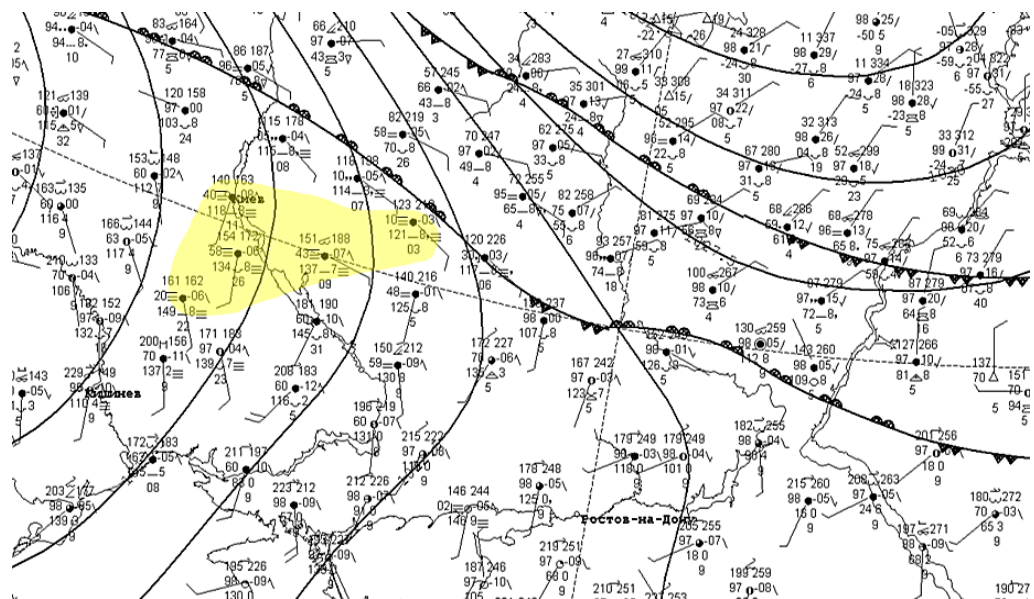


Рисунок 1.6 – IV тип синоптичних умов, сприятливих для виникнення адвективного туману

Повторюваність цього типу невелика, але майже кожен його випадок супроводжується туманами [2].

1.4 Метеорологічні умови утворення туманів

Сприятливих метеорологічними умовами виникнення радіаційного туману є [6,10] :

- незначна кількість хмарності після заходу Сонця;
- швидкість вітру на поверхні землі від 1 до 4 м/с;
- висока відносна вологість повітря на поверхні землі;
- додаткове зволоження повітря за рахунок опадів у другій половині дня;
- увігнутий характер рельєфу.

Швидкість вітру має значний вплив на тип і інтенсивність утворення туману.

Радіаційний туман, здебільш, утворюється при штилі і швидкості вітру 1-2 м/с. У тих випадках, коли радіаційне охолодження підстильної поверхні, відбувається при штилі (швидкість вітру менше 1 м/с), турбулентний і молекулярний обмін має місце в тонкому шарі повітря. Приземна інверсія, що формується, має потужність кілька десятків метрів, а різниця температур біля землі і на верхній межі інверсії становить кілька градусів. Якщо в цьому випадку виконується умова $T = Td$, відбувається конденсація водяної пари, що призводить до утворення низького (приземного) туману або до випадання роси. Випадання роси у приземному шарі різко зменшує вологість, що призводить до зменшення ймовірності утворення туману.

Швидкість вітру 3-4 м/с є граничною для виникнення туману. Однак ряд досліджень підтверджує, що вони можуть виникати при швидкості вітру 4-7 м/с. При такій швидкості вітру, як правило, утворюється піднята інверсія тертя на висоті 150-200 м, що сприяє накопиченню під нею твердих домішок та продуктів конденсації. Внаслідок цього утворюється підінверсійний шар повітря, близький до стану насичення. Якщо надалі спостерігається приплив

водяної пари знизу нагору, то під інверсією утворюється шар туману, нижня межа якого поступово знижується до землі.

Сприятливою умовою є незначне посилення швидкості вітру з висотою. Так, за даними більшості кулепілотних спостережень швидкість вітру на висоті 100м становить від 1 до 5м/с, на висотах 200-300м - від 1 до 7м/с, на висотах 800-1500м - від 2 до 9м/с. Наявність слабкого вітру біля землі та деяке посилення його з висотою сприяє виникненню турбулентності, що визначає перенесення продуктів конденсації від земної поверхні вгору та їх підтримання у зваженому стані у граничному шарі [22].

У більшості випадків адвективні тумани утворюються за наявності приземної або піднесеної інверсії. За даними М. Є. Берлянда в 71% випадків адвективні тумани утворювалися за наявності піднесеної інверсії на висоті 60-200 м.

Найчастіше адвективний туман виникає при температурі повітря від 5 до -5°C , як правило, над сніговим покривом, рідше – над вологим відкритим ґрунтом. Найбільш інтенсивні та тривалі тумани спостерігаються поблизу межі снігового покриву, де тепле повітря, що надходить, з температурою вище 0°C сильно охолоджується завдяки втраті тепла на танення снігу.

Адвективні тумани над сушею з'являються при швидкості вітру від 1-2 до 5-6 м/с. Швидкість вітру 9-10 м/с практично є граничною для утворення туману. Механізм утворення адвективних туманів, в основному, залежить від швидкості вітру та від горизонтального градієнта температури. У разі великих горизонтальних градієнтів температури адвективні тумани можуть утворюватися та зберігатись при швидкості вітру 12-15 м/с.

При слабкому вітрі (0-3 м/с) збільшується вертикальна потужність інверсії, повітря в турбулентному шарі, охолоджуючись, досягає насичення. Процес конденсації водяної пари призводить до утворення туману, який може змінювати свою інтенсивність та зростати по вертикалі.

При збільшенні швидкості вітру понад 5-6 м/с руйнується нижня частина приземної інверсії. Вертикальний градієнт температури стає більше

вологоадіабатичного, що більше посилює турбулентний обмін. Все це обумовлює або підняття туману і перехід його в шарувату хмарність, або утворення хмарності. Для того, щоб хмарність перейшла в туман, необхідно зменшення вертикального градієнта температури до значень менше вологоадіабатичного або ослаблення турбулентного обміну, тобто зменшення швидкості вітру. Вертикальна потужність туману з хмар, що опустилися, коливається в таких межах: у 30% випадків верхня межа спостерігається 100-200 м, у 62% - 230-590 м.

Тривалість адвективних туманів визначається тривалістю існування синоптичного положення у якому почалася адвекція тепла та умов, необхідних для збереження туманів. Як правило, синоптичні процеси, при яких утворюються адвективні тумани, інертні, тому ці тумани можуть існувати від кількох годин до кількох діб. Адвективні тумани переважно виникають одночасно на багатьох метеорологічних станціях, утворюючи суцільну зону великої горизонтальної протяжності [21].

Орографічні тумани. Основною причиною утворення таких туманів є адіабатичне охолодження, що піднімається схилом (тумани сходження) і стік холодного повітря з височин до її підніжжя (тумани стоків).

Тумани стоків утворюються у низинах. Причиною утворення цього туману є стік холодного повітря схилом височини вниз. При цьому холодне повітря виявляється внизу, а вище за нього тепле, тобто виникає інверсія, під якою утворюється туман. Вертикальна потужність туману в середньому 25-30 м [11].

Туман випаровування. Сприятливі умови для виникнення туманів випаровування створюються у сильно вихолодженому над сушею повітрі. При зміщенні холодного повітря над теплою водною поверхнею інверсія руйнується до висоти 50-100 м. Шар повітря під інверсією стає нестійким і насичується водяною парою. Інверсія перешкоджає вертикальному обміну та поширенню водяної пари з холоднішим повітрям під шаром інверсії відбувається конденсація, яка призводить до утворення туману.

Зазвичай тумани випаровування спостерігаються при швидкості вітру 1-3 м/с, за низьких температур повітря туман може утворитися і існувати при швидкості вітру 5-6 м/с [18].

Фронтальний туман утворюється зазвичай в зимову пору року в порівняно вузькій зоні перед теплими фронтами оклюзії, що повільно рухаються, за типом теплового в холодному повітрі, насиченим водяною парою внаслідок випаровування тепліших крапель дощу і мряки. Додатковим фактором, що призводить до утворення фронтальних туманів, є випаровування з зволоженого ґрунту при турбулентному та адвективному охолодженні повітряної маси [18].

2. МЕТОДИ ПРОГНОЗУ ТУМАНІВ

2.1 Прогноз температури туманоутворення (Fog point).

Існує декілька способів прогнозу температури туманоутворення [4].

У момент заходу Сонця (t_0) температура повітря і точка роси мають значення T_0 и T_d (рис. 2.1). Протягом ночі температура повітря знижується швидше, ніж температура точки роси. При $T = T_d$ відносна вологість стає рівною 100%. Однак, при наявності гігроскопічних ядер, конденсація почнеться трохи раніше, при температурі повітря T_{κ} , що перевищує точку роси на деяку величину ΔT_1 . Але туман утворюється не в момент початку конденсації (t_{\equiv}), а тоді, коли в одиниці об'єму утворюється концентрація крапель, відповідна погіршення видимості до значень ≤ 1 км, тобто, після початку конденсації потрібне певне додаткове зниження температури ΔT_2 , за умови, що точка роси протягом даного проміжку часу буде повільно знижуватися. Якщо припустити, що зміна точки роси відбувається тільки за рахунок вологообміну (адвективні зміни точки роси незначні), можна записати наступну формулу для визначення температури туманоутворення

$$T_{\tau} = T_{d0} - \Delta T_d, \quad (2.1)$$

де T_{d0} – точка роси в вихідний момент часу t_0 (рис. 2.1);

ΔT_d – величина можливого зниження точки роси протягом ночі від часу t до часу утворення туману t_{\equiv} .

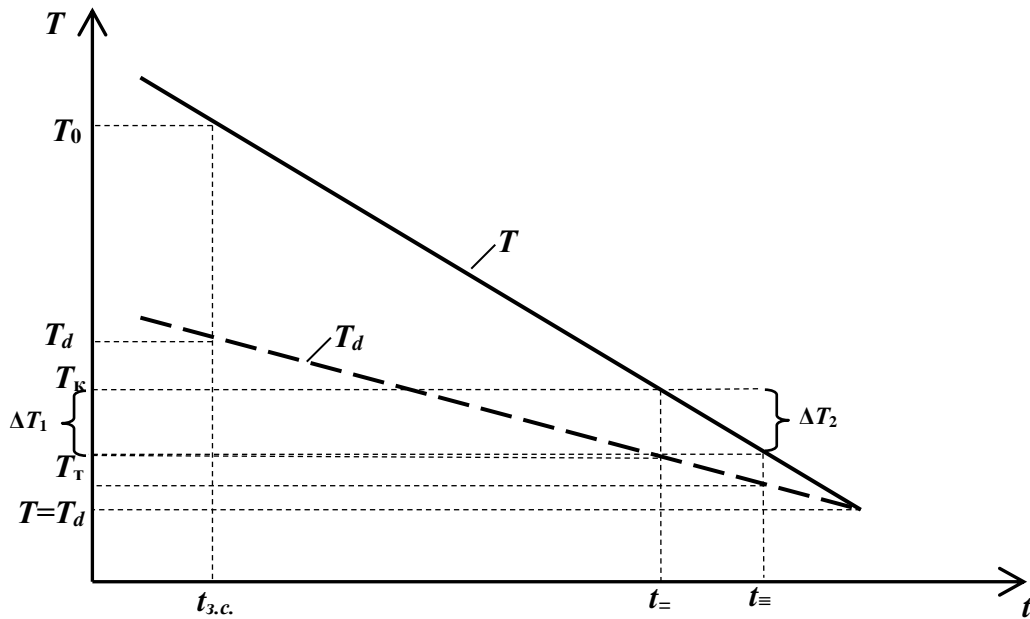


Рисунок 2.1 – До прогнозу температури туманоутворення

Метод прогнозу температури туманоутворення за методом Сандерса (Saunders Fog Point Method) містить у собі порядок дій прогнозиста у загальному випадку, а також у двох специфічних типах – I та II (рис. 2.3).

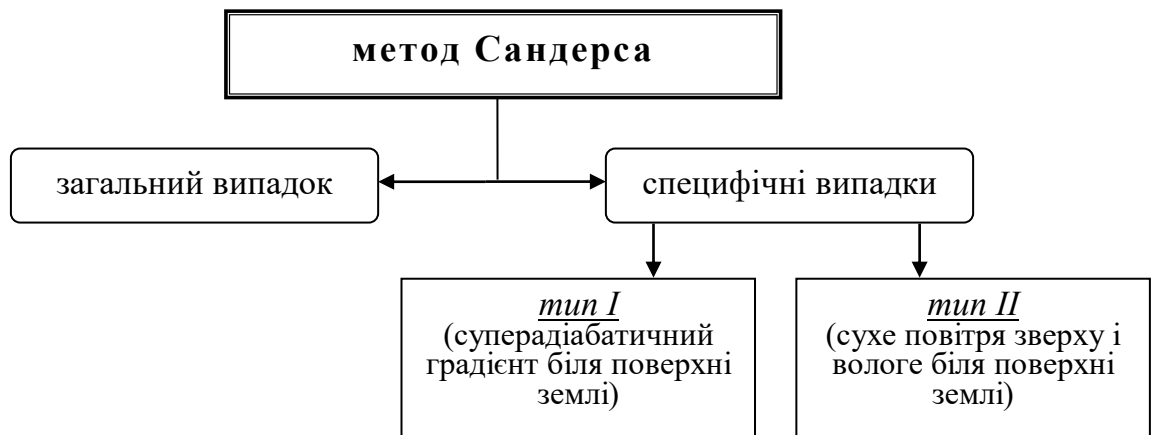


Рисунок 2.2 – До використання методу Сандерса для визначення температури туманоутворення

У загальному випадку порядок визначення температури туманоутворення полягає у наступному (рис. 2.3):

- 1) від фактичних значень температури повітря біля поверхні землі та температури точки роси T_d у денний максимум визначити висоту рівня конденсації;
- 2) провести горизонтальну лінію на його рівні;
- 3) з точки перетину цієї лінії з кривою точки роси спуститися уздовж ізограми до ізобари приземного тиску. Знайдена температура і буде температурою туманоутворення.

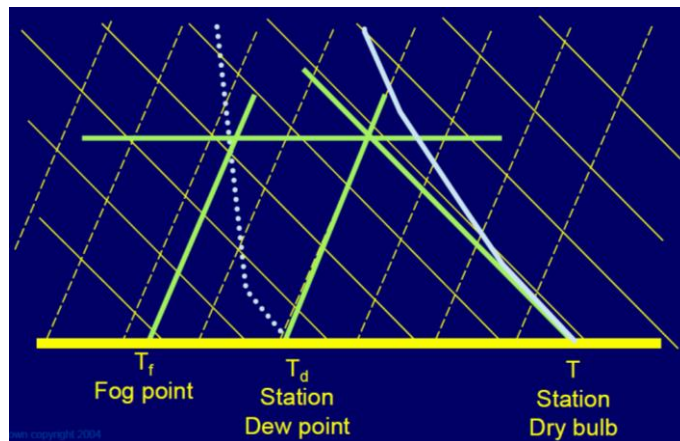


Рисунок 2.3 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (загальний випадок) [24]

Для специфічних випадків стратифікації температури і вологості повітря Сандерс пропонує два інші алгоритми. У випадку *типу I* порядок визначення температури туманоутворення такий (рис. 2.4):

- 1) визначаємо частину кривої стратифікації, для якої характерний суперадіабатичний градієнт;
- 2) ігноруючи цей відрізок кривої стратифікації, продовжуємо до рівня ізобари приземного тиску її вище розташований профіль;
- 3) від одержаного значення приземної температури та значення температури точки роси у момент денного максимуму визначити рівень конденсації;
- 4) подальші дії згідно п.п. 2 та 3 для загального випадку.

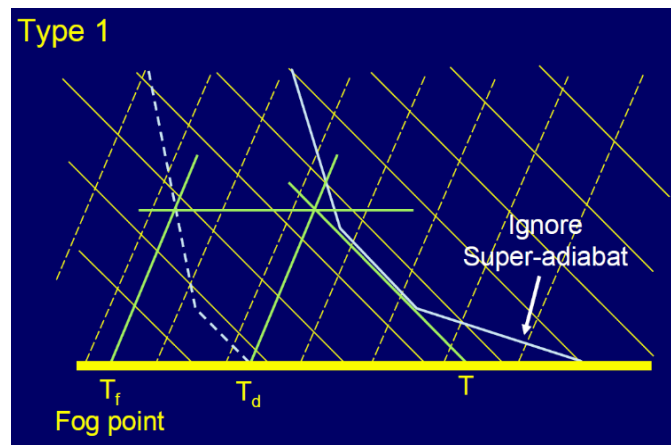


Рисунок 2.4 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (специфічний випадок, *min I*) [24]

Тип II специфічних випадків розподілу температури і вологості з висотою стосується такої структури їх розподілу, коли з певного рівня спостерігається різке збільшення значень дефіциту точки роси, при цьому у нижніх шарах розташовується вологе повітря. У цьому випадку дії прогностиста за стандартною процедурою призводять до хибних результатів (рис. 2.5).

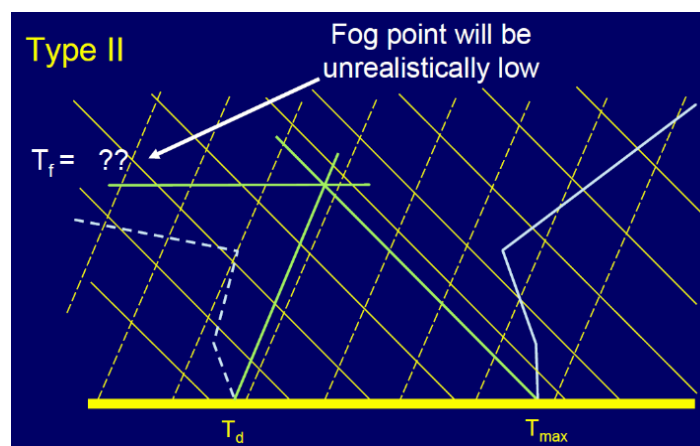


Рисунок 2.5 – До визначення температури туманоутворення (специфічний випадок, *min II*) [24]

У цьому випадку прогнозист повинен:

- 1) проігнорувати відрізок кривої точки роси, з якого починається різке збільшення дефіциту точки роси;
- 2) продовжити той профіль кривої точки роси, який спостерігається у нижче розташованому шарі, зайнятого вологим повітрям;
- 3) від значення приземної температури та значення температури точки роси у момент денного максимуму визначити рівень конденсації, провести горизонтальну лінію на його рівні;
- 4) від точки перетину цієї лінії з проекстрапольованим профілем кривої точки роси спуститися уздовж ізограни до ізобари приземного тиску, де зняти значення температури туманоутворення.

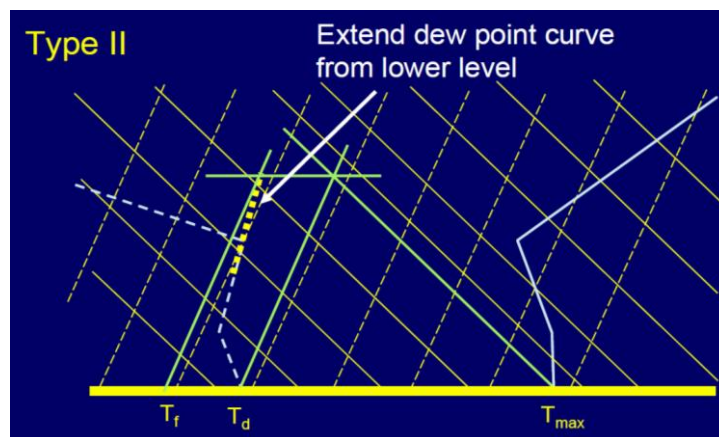


Рисунок 2.6 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (специфічний випадок, тип II) [24]

Крім цього Сандерс рекомендує враховувати такі загальні рекомендації:

- якщо інверсія осідання знаходиться у межах 30 гПа шару від поверхні землі, то температура туманоутворення буде дорівнювати температурі точки роси біля поверхні землі;

- якщо вдень спостерігався дощ, то значення температури туманоутворення буде дещо вищим за розрахункове;

- якщо радіозонд піднімався під дощем, то значення температури туманоутворення буде дещо нижчим розрахункового;

- якщо після досягнення денного максимуму температури морський бриз сягає пункту прогнозу, використовуйте значення температури точки роси у прибережному районі в якості температури туманоутворення;

- якщо розрахункова температура туманоутворення нижча 0°C , то дійсна температура туманоутворення буде дещо нижчою через утворення паморозі.

Прогностичні висновки щодо можливості утворення туману Сандерсом пропонується робити на підставі різниці між температурою туманоутворення і мінімальною температурою $\Delta T = T_T - T_{\min}$ за даними таблиці 2.1

Таблиця 2.1 – До визначення можливості утворення туману

Значення ΔT , $^{\circ}\text{C}$	Прогностичний висновок
$\Delta T > 0$	очікується туман
$0 < \Delta T < -2$	очікується серпанок з осередками туману в улоговинах та над річками
$\Delta T \leq -2$	туман не очікується

Спосіб В. В. Кірюхіна. Вихідними даними для прогнозу є значення температури повітря та відносної вологості за 18 або 19 годин [25]. Прогноз температури необхідної для утворення туману різної інтенсивності розробляється за допомогою номограми, зображеної на рисунку 2.7.

Рекомендується наступна послідовність.

1. За даними T і R у вихідний термін нижньої частини номограми визначається величина ΔT_1 - зниження температури необхідне досягнення стану насичення.

2. Від точки, що відповідає вихідним даним температури та відносної вологості повітря, піднімаємося вгору паралельно тонким похилим лініям до ізолінії відносної вологості 100%. Далі по верхній частині номограми необхідно піднятися вертикально вгору до похилої лінії, що

визначає інтенсивність туману і за шкалою відрахувати зниження температури ΔT_2 , необхідне для утворення туману певної інтенсивності.

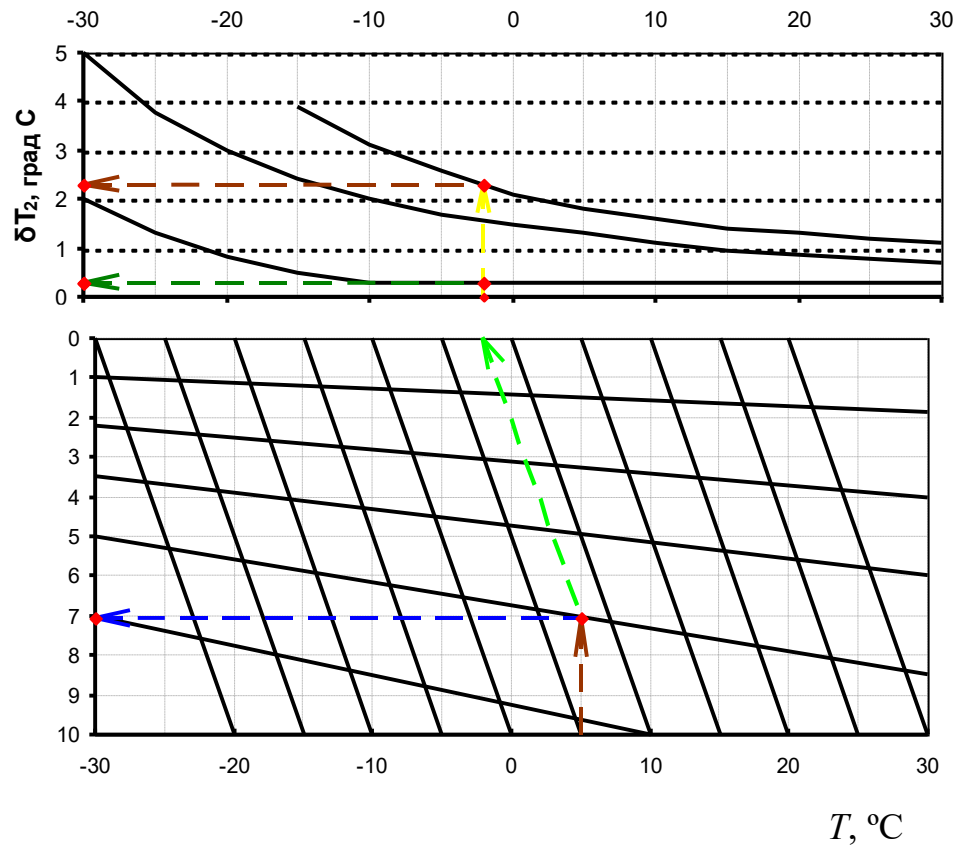


Рисунок 2.7 – Номограма Б. У. Кірюхіна для визначення величини T_T при прогнозі радіаційного туману

3. За формулою

$$T_T = T_0 - \Delta T_1 - \Delta T_2 - \Delta T_d \quad (2.2)$$

розраховується температура повітря, необхідна для утворення туману певної інтенсивності. За незначного локального зниження точки роси $\Delta T_d \approx 0$.

Метод Кредока і Прічарда (Craddock & Prichard Method) [19]. Формула Кредока та Прічарда має вид:

$$T_f = 0,044T + 0,844T_d - 0,55 + A \quad (2.3)$$

де T_f – температура туманоутворення;

T – максимальна температура;

T_d – температура точки роси при денному максимумі температури;

A – змінний коефіцієнт.

Формула розроблена для використання даних радіозондування за 12 UTC. Змінний коефіцієнт A розраховується шляхом визначення середнього значення кількості хмарності та швидкості геострофічного вітру ввечері, середині ночі та зранку за даними таблиці 2.2.

Таблиця 2.2 – До визначення коефіцієнту A

Середня кількість хмарності, октанти	Середня швидкість геострофічного вітру, м/с	
	0-6	7-13
0-2	0,0	-1,5
2-4	0,0	0,0
4-6	+1,0	+0,5
6-8	+1,5	+0,5
Середнє прогностичне значення для 18, 00 та 06 СГЧ		

2.2 Способи прогнозу туманів

Прогноз радіаційного туману полягає у визначенні сприятливості чи несприятливості прогнозованої синоптичної ситуації для його утворення. Якщо вже має місце сприятлива синоптична ситуація, здійснюється уточнення прогнозу радіаційного туману за наявними методами. Існуючі способи прогнозу радіаційних туманів умовно можна розділити на дві групи. До першої групи можна віднести способи, у яких передбачається розрахунок двох основних величин – температури туманоутворення T_T і мінімальної температури T_{min} . з їх подальшим порівнянням.

Спосіб А. С. Зверева. Даний спосіб є універсальним, тому що пройшов успішні випробування у різних регіонах [7].

Висновок про можливість виникнення туману (серпанку) робиться шляхом порівняння ΔT_T (ΔT_d) и ΔT_n .

- якщо $\Delta T_H > \Delta T_T > \Delta T_d$ – туман утворюється.

- якщо $\Delta T_T > \Delta T_H > \Delta T_d$ – туман не утворюється (у прогнозі вказують серпанок).

Якщо туман утворюється, необхідно визначити час його виникнення, для цього: обчислюється відношення $\Delta T_T / \Delta T_H$ і за графіком (рис. 2.8) визначається частка ночі n до моменту утворення туману (повна тривалість ночі прийнята за одиницю, $n = 1$). Наприклад, якщо тривалість ночі $t = 10$ годин, захід Сонця в 20 годин, а за графіком $n = 0,5$, то туман утворюється в годині ночі. Що більше значення $\Delta T_T / \Delta T_H$, то ближче до сходу Сонця утворюється туман.

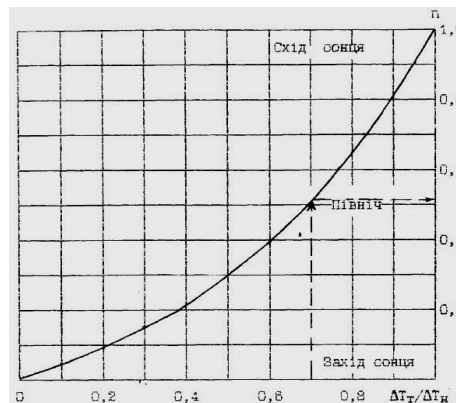


Рисунок 2.8 – Графік для прогнозу часу утворення туману

Перевага способу в тому, що в ньому досить повно враховується вихідний і майбутній стан атмосфери. Оптимізація способу легко виконується шляхом розрахунку місцевої поправки кожного місяця року, для конкретної синоптичної обстановки, що виключає трудомістку роботу з побудові нових уточнених номограм.

Спосіб М. Є. Берлянда. Вихідними даними для прогнозу туману є:

- температура повітря T і точки роси T_d за терміни 18, 12, 06, 00 або 19, 13, 07, 01 годин, що передують вихідному терміну розробки прогнозу туману;

- стан ґрунту (сухий, вологий, мокрий). Ґрунт приймається за мокрий, коли на поверхні ґрунту є калюжі, вологий - ґрунт зволожений опадами, що випали, але калюжі відсутні;

- прогноз кількості хмар їх форми та висоти;
- прогноз швидкості вітру;
- час заходу та сходу Сонця.

Використання температури повітря і точки роси за добу дозволяє врахувати їх вплив на наступний прогностичний період для визначення величини можливого зниження температури й у розрахунку температури туманоутворення.

Стан ґрунту характеризує амплітуду добового перебігу температури. Відомо, що над сухим ґрунтом вона значно більша, ніж над вологим або мокрим за всіх інших рівних умов.

Зміна температури повітря в нічний час визначається величиною ефективного випромінювання E , яка залежить від початкових значень температури, вологості повітря та стану неба [2].

Алгоритм прогнозу включає деякі попередні розрахунки і використання номограм.

1. Обчислюється середнє значення температури за попередню добу за формулою

$$\bar{T} = \frac{2T_{18} + T_{12} + T_{06} + T_{00}}{5} \quad (2.4)$$

2. Розраховується температура туманоутворення за формулою

$$T_T = \frac{2T_{d18} + T_{d12} + T_{d06} + T_{d00}}{5} \quad (2.5)$$

3. За значеннями T_{cp} та T_{d18} визначається величина ефективного випромінювання E_o при безхмарному стані неба.

4. З урахуванням прогнозу хмарності та величини E_0 , визначається значення ефективного випромінювання E при хмарному стані неба.
5. За величиною E , станом ґрунту, швидкості вітру та Δt – проміжку часу від вихідного терміну прогнозу (18 або 19 годин) до сходу Сонця за номограмою визначається величина можливого зниження температури повітря вночі ΔT .
6. Розраховується мінімальна температура повітря за формулою

$$T_{\min} = T_{18} - \Delta T \quad (2.6)$$

7. Порівнявши T_T и T_{\min} , робиться висновок про можливість утворення туману. Якщо $T_T > T_{\min}$, то утворюється туман, якщо $T_T < T_{\min}$ на 1-2°C утворюється серпанок.

8. Якщо за прогнозом очікується туман, визначається час його виникнення.

Для цього необхідно:

1. Обчислити величину охолодження ΔT_T , необхідну освіти туману за формулою $\Delta T_T = T_{18} - T_T$.
2. Обчислити величину ΔT_1 за формулою $\Delta T_1 = T_{18} - T_{\text{ср}}$.
3. Від початку координат по осі абсцис відкласти ΔT_T .
4. По осі ординат від лінії AB відкласти величину ΔT_1 .
5. Через точки M та E провести лінії паралельні координатним осям. Точка перетину цих ліній відповідає проміжку часу Δt , через який утворюється туман.

6. Час утворення туману дорівнює $t_T = t_0 + \Delta t$ (t_0 час заходу Сонця).

Спосіб М.Є.Берлянда зазвичай використовується при стійкому внутрішньомасовому процесі, коли повітряна маса знаходиться в даному районі 2-3 дні. Перевага методу полягає в урахуванні цілого комплексу метеорологічних умов, в тому числі і стану ґрунту.

Спосіб І. В. Кошеленко. Спосіб розроблений для території України [9]. В результаті процедури відбору найбільш інформативними предикторами виявилися дефіцит точки роси $(T-T_d)_{18}$ у вечірні години, тобто до 18 або 19 годин, прогностична швидкість вітру $V_{пр}$, мінімальна температура T_{min} або величина можливого зниження температури від вихідного моменту часу до сходу сонця $\Delta T_H = T_{18} - T_{min}$.

Дискримінантна функція для прогнозу туману і рівняння регресії для прогнозу видимості в ньому мають вид

$$D = 1,743 + 0,76 \cdot (T_{d18} - T_{min}) - 0,35 \cdot V_{пр}, \quad (2.7)$$

$$S_{min} = 1,751 + 0,372 \cdot (T_{d18} - T_{min}) - 0,454 \cdot V_{пр} \quad (2.8)$$

Туман прогнозується якщо $D \geq 0$. Мінімальна видимість в тумані S_{min} розраховується в км.

При деяких початкових умовах прогностичні висновки можуть бути рівними, т. е. $D \geq 0$, а $S > 1$ км і навпаки $D < 0$, а $S < 1$ км. У цьому випадку прогноз туману уточнюється.

3. КІЛЬКІСНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТУРБУЛЕНТНИХ ПОТОКІВ ТЕПЛА У ГРАНИЧНОМУ ШАРІ АТМОСФЕРИ ПРИ УТВОРЕННІ РАДІАЦІЙНИХ ТУМАНІВ

3.1 Характеристика вихідних даних і алгоритму розрахунку

Прогноз утворення радіаційних туманів, як правило, полягає у порівнянні мінімальної температури повітря з температурою туманоутворення. Прогноз першої величини добре опрацьований, а труднощі прогнозу другої пов'язані, насамперед, з необхідністю визначення додаткового зниження температури (після досягнення нею значення температури точки роси приблизно у момент заходу Сонця), необхідного для конденсації певної кількості води у одиниці об'єму повітря, яке й забезпечить досягнення критеріального значення горизонтальної видимості [5].

Це додаткове зниження, залежить від багатьох факторів – турбулентного переносу тепла й вологи, наявності або відсутності їх адвекції, а також процесів конденсації і випаровування з підстильної поверхні. Набагато менше уваги приділено аналізу особливостей температурної стратифікації граничного шару атмосфери на утворення туманів, хоча вони є вагомим чинником турбулентного перенесення у ньому тепла й вологи.

Спроби врахування впливу вертикальної структури розподілу температури і вологості повітря у граничному шарі атмосфери на температуру туманоутворення ми бачимо у роботах Сандерса, які, з одного боку, не дають відповіді на питання щодо динаміки розвитку процесу туманоутворення, а з іншого – прив'язані до строків радіозондування атмосфери, що, безумовно, дещо не узгоджується з фізикою процесу і знижує ефективність прогнозу [8].

Процес охолодження повітря, який є необхідною умовою утворення туману, відбувається у граничному шарі завдяки турбулентному перемішуванню у вертикальній площині, кількісним виразом якого є коефіцієнт турбулентності. Турбулентний потік тепла, який розраховується за формулою

$$Q_T = c_p \rho k \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right), \quad (3.1)$$

де $c_p = 1,03$ Дж/кг·К – питома теплоємність повітря при сталому тиску;

$\rho = 1,3$ кг/м³ – густина повітря;

k – коефіцієнт турбулентності, м²/с;

$\frac{\partial T}{\partial z}$ – вертикальний градієнт температури повітря, °С/м;

$\gamma_a = 0,0098$ °С/м – сухоадіабатичний градієнт температури;

через співвідношення з величиною ефективного випромінювання підстильної поверхні визначає тип стратифікації граничного шару. Рівність величин турбулентного потоку і ефективного випромінювання означатиме утворення рівноважних умов (ізотермія), за умови $E_0 > c_p \cdot \rho \cdot k \cdot \gamma_a$ (3.2) спостерігатиметься приземна інверсія, а при $E_0 < c_p \cdot \rho \cdot k \cdot \gamma_a$ (3.3) – піднесена [15].

Таким чином, вказаний критерій потенційно дає змогу здійснювати прогноз еволюції туману, оскільки коливання видимості у ньому пов'язані з вертикальною перебудовою температурно-вологісної стратифікації. До утворення туману і на початку його існування виконується умова (3.2), що зумовлює утворення приземної інверсії, погіршення видимості біля поверхні землі і, у той же час, зниження величини ефективного випромінювання підстильної поверхні. Після цього випромінюючою поверхнею стає верхня межа шару туману, турбулентний потік тепла спрямовується вниз, приземна

інверсія трансформується у піднесену (або взагалі руйнується), видимість біля землі покращується, що є свідченням виконання умови (3.3).

Характеристика вихідних даних. Для проведення розрахунків накладалося декілька умов на характер вихідних даних. Перш за все, дані про температурну стратифікацію граничного шару атмосфери повинні були мати максимальну часову дискретність. Залучення прогностичних даних з 3-годинним розділенням вважалося недоцільним, оскільки точність прогнозування параметрів температурних інверсій у граничному шарі атмосфери наразі є недостатньою. Тому, як найінформативніші, залучалися дані температурно-вітрового зондування з 6-годинною дискретністю і паралельним проведенням наземних метеоспостережень на станції Lindenberg з координатами $52^{\circ}12'14''$ пн.ш., $14^{\circ}06'42''$ сх.д.

До відбору випадків туману у якості головних висувалися вимоги їх утворення у внутрішньомасових умовах (однорідність поля температури), час утворення після заходу Сонця (наявність радіаційного чинника), тривалості явища не менше 3 годин (усталеність процесу). Для підвищення об'єктивності результатів, перевага надавалася випадкам туманів, які утворилися після 00 СГЧ, з метою одержання можливості діагностування передумов їх виникнення. Дані зондування, які залучалися для розрахунків, знаходилися у послідовності 18, 00, 06 та 12 СГЧ, тобто діагностиці підлягали умови від заходу Сонця (збільшення ролі радіаційного чинника) до повного прогрівання підстильної поверхні (мінімізація впливу радіаційного чинника).

3.2 Структура температурної стратифікації граничного шару атмосфери при утворенні радіаційних туманів

Прогностична цінність формули (3.1) полягає у тому, що три величини, які входять до неї, є відносно сталими, а прогностичні значення температури у граничному шарі атмосфери досить ефективно визначаються наявними

чисельними моделями. Певні нюанси виникають з розрахунком коефіцієнта турбулентності, які зумовлюються його варіативністю залежно від висоти та типу стратифікації атмосфери. Наприклад, припущення про лінійність його зміни до висоти 200 м порушується при наявності інверсій, що неможливо ігнорувати для випадків туманів. Розрахунок з урахуванням вертикальних градієнтів швидкості вітру нашкодується на їх малу величину у туманах та помилки вимірювання у граничному шарі, що позначається на точності розрахунків і, як наслідок, коректності висновків.

Для з'ясування типів стратифікації нижньої частини ГША у дні з наявністю туману розглянемо гістограму їх повторюваності (рис. 3.1).

Для її одержання усі види стратифікації були розділені на 5 типів – піднесена та приземна інверсії ($\gamma \leq -0,3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$), піднесена та приземна ізотермії ($-0,3 < \gamma \leq 0,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) і падіння температури з висотою ($\gamma \geq 0,3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$). За кожен строк зондування (18, 00, 06 та 12 СГЧ) визначався тип стратифікації і розраховувалася його повторюваність від загальної кількості випадків.

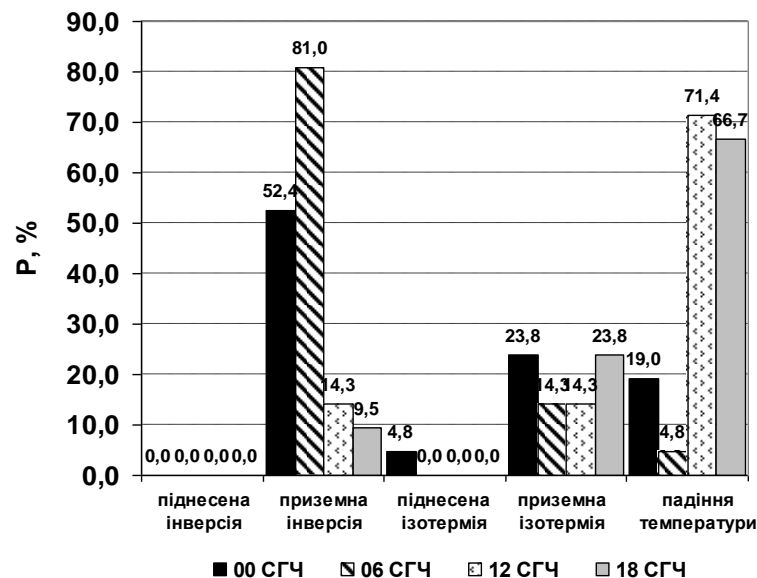


Рисунок 3.1 – Повторюваність типів стратифікації нижньої частини ГША у дні з утворенням радіаційного туману на ст. Lindenbergh

Аналіз гістограми показує, що піднесені інверсія та ізотермія або не спостерігалися при утворенні туманів, або їх повторюваність є незначною (4,8%) незалежно від строку зондування. Для зручності розрахунків випадки наявності інверсій та ізотермій узагальнимо як випадки наявності затримуючого шару біля поверхні землі. У такому разі, для строку 00 СГЧ повторюваність затримуючого шару становить 76,2%, а для строку 06 СГЧ – 95,3%. Таким чином, характерною ознакою періоду з 00 до 06 СГЧ у дні з утворенням туману є наявність приземного затримуючого шару, що цілком узгоджується з загальними уявленнями про фізику утворення радіаційних туманів.

Натомість, падіння температури з висотою у шарі туманоутворення відзначається у строки 18 СГЧ (66,7%) та 12 СГЧ (71,4%), що досить чітко ідентифікує внесок радіаційного чинника у процес туманоутворення.

Таким чином, можна констатувати, що від моменту заходу Сонця і до його сходу у випадках утворення радіаційних туманів відбувається перебудова стратифікації граничного шару атмосфери (рис. 3.2), часова структура якої й визначає еволюцію самого туману.

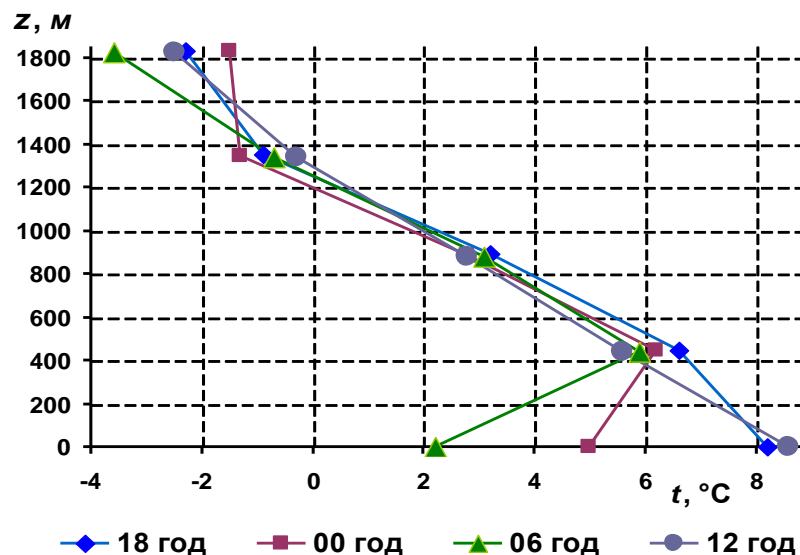


Рисунок 3.2 – Приклад часової трансформації температурної стратифікації у граничному шарі атмосфери при утворенні радіаційного туману (ст. Lindenberg, 12-13.10.2020 р.)

3.3 Роль турбулентних потоків тепла у еволюції радіаційних туманів

Процес перенесення водяної пари, тепло- і вологообмін підстильної поверхні з атмосферою та між її шарами зумовлюється, насамперед, величиною коефіцієнта турбулентності. Його розрахунок можна здійснювати за декількома схемами, проте кожна з них матиме певні обмеження.

Для розрахунку коефіцієнта турбулентності в умовах утворення радіаційних туманів доцільною для використання виглядає так звана 4-а формула Лайхтмана, яка позбавлена вище вказаних недоліків і одержана у припущенні незмінності температурних градієнтів з висотою

$$k = \frac{2l(\lg e)^2}{\left(\frac{d \lg [(u_g - u)^2 + v^2]}{dz} \right)^2}, \quad (3.2)$$

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 (3.2) набуде виду

$$k = \frac{2l(\lg e)^2}{\text{ctg}^2 \alpha}, \quad (3.3)$$

де α – кут нахилу прямої апроксимації.

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.

Проте постає питання щодо визначення товщини шару, у якому необхідно розраховувати значення коефіцієнта турбулентності. Враховуючи те, що верхня межа шару туману не перевищує висоту верхньої межі інверсії, попередню оцінку вертикальної протяжності шару для розрахунку коефіцієнта турбулентності проведемо на підставі даних про повторюваність висот верхньої межі приземної інверсії при утворенні туману (рис. 3.3).

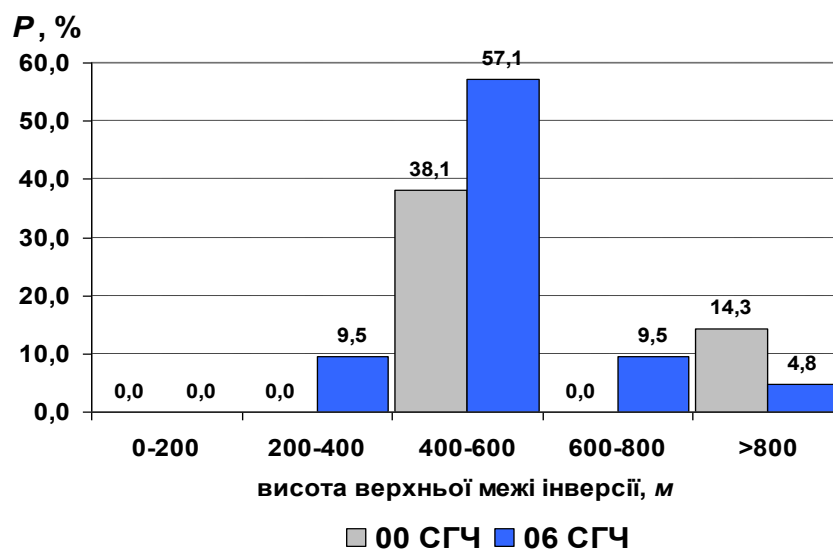


Рисунок 3.3 – Повторюваність градацій верхньої межі приземних інверсій для випадків радіаційного туману на ст. Lindenberk за 00 та 06 СГЧ

Аналіз гістограми показує, що приземні інверсії, у разі утворення радіаційного туману, охоплюють шар від 200 до 800-1000 м, тобто для розрахунків доцільно зупинитися на цих значеннях.

Результати розрахунку коефіцієнта турбулентності для відібраних випадків туману, наведені у таблиці 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 i , відповідно, зростанням різниці $u_g - u$.

Таблиця 3.1 Значення коефіцієнта турбулентності k , м²/с, розраховані за формулою (3.3) для шарів різної товщини у дні з туманами на ст. Lindenberg

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

Зауважимо, що середні значення k у шарах 200-1000 та 200-1500 м майже не відрізняються, що 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, як впливає з рисунку 3.1, у період формування затримуючого шару.

Таким чином, турбулентні потоки тепла і вологи, необхідні для утворення туману, є найбільшими у шарах вище 200 м при формуванні затримуючих шарів і туману, ніж при їх деградації.

Таблиця 3.2 – Середні значення турбулентних потоків тепла Q_t , кал/см²·хв, у ГША при наявності туманів на ст. Lindenberg

Товщина шару, м	години СГЧ			
	18	00	06	12
0-200	0,10	0,09	0,05	0,12
200-400	0,12	0,20	0,16	0,12
400-800	0,11	0,16	0,13	0,11
800-1000	0,13	0,22	0,17	0,12

З аналізу (рис. 3.4) видно, що у момент заходу Сонця спостерігається приблизна рівність значень турбулентних потоків тепла на всіх рівнях ГША. Для періоду утворення приземного затримуючого шару (18-00 СГЧ) є характерним збільшення турбулентних потоків тепла з його верхніх шарів – чим вище розташований шар, тим інтенсивніше відбувається теплопередача. У той же час у приземному шарі 0-200 м відбувається зменшення інтенсивності турбулентних потоків тепла через формування над ним затримуючого шару. Після досягнення максимальних значень, в період з 00 СГЧ до 06 СГЧ, спостерігається зменшення інтенсивності теплопередачі, при цьому приземний шар майже не віддає тепло у вище розташовані шари – інтенсивність інверсії починає зменшуватися.

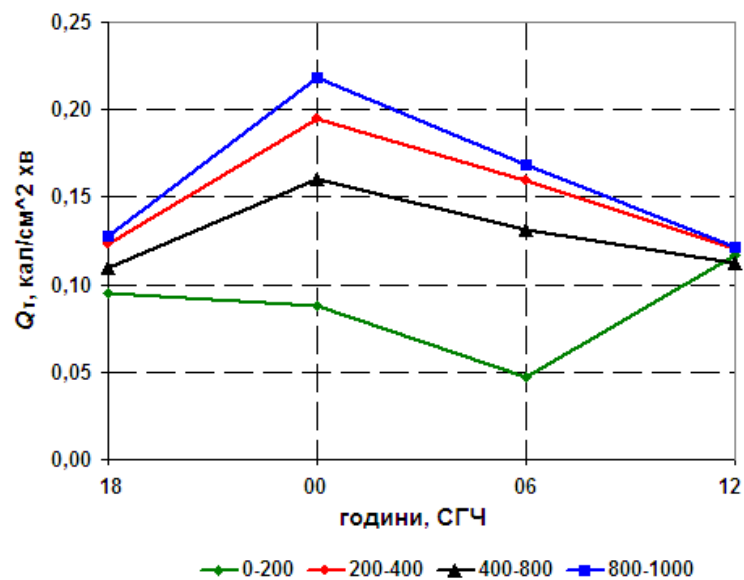


Рисунок 3.4 – Часова еволюція осереднених турбулентних потоків тепла (Q_T , кал/см²·хв) у ГША в тумані на ст. Lindenberg

Після сходу Сонця (з 06 до 12 СГЧ) інтенсивність турбулентних потоків тепла у приземному шарі стрімко збільшується, а у вище розташованих продовжує падати, що є ознакою руйнування приземного затримуючого шару і розсіяння туману.

ВИСНОВКИ

- 1) утворення і подальша еволюція радіаційних туманів тісно пов'язані з наявністю приземного затримуючого шару (інверсії або ізотермії), який спостерігається у 76,2% випадків у 00 СГЧ та 95,3% випадків у 06 СГЧ;
- 2) вибір процедури розрахунку коефіцієнта турбулентності для випадків туману повинен враховувати особливості сприятливих для їх утворення синоптичних ситуацій та температурної стратифікації у ГША;
- 3) 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;
- 4) період до утворення туману характеризується відсутністю приземного затримуючого шару, а процес розсіювання туману – його руйнуванням;
- 5) інтенсивність турбулентних потоків тепла у тумані визначається розподілом у ньому коефіцієнта турбулентності, значення якого сягають пікових значень в період максимальної інтенсивності інверсії поблизу її верхньої межі;
- 6) періоди до початку утворення туману і після його розсіювання характеризуються приблизною рівністю значень турбулентних потоків тепла у всьому ГША, при утворенні туману відбувається зменшення теплопередачі від приземного шару та її інтенсивне збільшення з верхніх шарів затримуючого шару;
- 7) процес деградації затримуючого шару і зменшення інтенсивності туману супроводжується збільшенням значень турбулентних потоків тепла від приземного шару і зменшенням від верхніх шарів ГША;

вирівнювання значень турбулентних потоків тепла у ГША є ознакою розсіяння туману і, відповідно, може використовуватися як прогностичний алгоритм за умови задовільного прогнозу температурної стратифікації у ГША.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Бабіченко В.М., Дячук В.А. (ред). Клімат України. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
2. Берлянд М.Е. и др. Туманы. Л.: Гидрометеиздат. 1990.
3. Волконский Ю.Н. Синоптическая метеорология и специальные прогнозы погоды. Л.: ВИКА им. А.Ф. Можайского, 1973. – 516 с
4. Воробьев В. И Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 533 - 556 с.
5. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В. и др. Климатология. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
6. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1977,– 546-574с.
7. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. (2-е изд.). Ленинград: Гидрометеиздат, 1977. – 711 с.
8. Івус Г.П. Спеціалізовані прогнози погоди: підручник. Одеса: ТЕС,2012. 407 с.
9. Кошеленко И.В. Туманы//Труды УкрНИГМИ. – 1977. – Вып.155. – 211 215 с.
10. Матвеев Л.Т. Основы авиационной метеорологии. – Москва 1955-265с.
11. Остапенко П.Д., Баранов А.М., Шварев И.М. Авиационная метеорология. – М.: Транспорт, 1985. – 262 с.
12. Правила метеорологічного забезпечення польотів державної авіації України, введені наказом Міністерства оборони України 29 вересня №516, зареєстровано в Міністерстві юстиції України 16 жовтня 2015 року за №1264/27709.
13. Практикум з синоптичної метеорології: Навчальний посібник / Під ред.Г.П.Івус, С.М. Іванової. Одеса: Вид-во «ТЭС», 2004. – 419 с.

14. Прикладна кліматологія: Конспект лекцій / Під ред. О. О. Врублевська, Г. П. Катеруша. Вид-во «ТЭС», 2005. –38 с.
15. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, Ч.1.Л.: Гидрометеиздат, 1986. - 702 с.
16. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. –Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 304 с.
17. Скирда И. А., Садковский В. И. Мозиков В. А. Авиационные прогнозы погоды. – М.: Воениздат, 1995. – 243-259 с.
18. Хромов С.П. Метеорология и климатология: учебник. – Изд-во Моск.ун та: Наука, 2006. – 582 с.
19. Craddock, J.M. and Prichard, D.L., 1951: Forecasting the formation of radiation fog – a preliminary approach. Met. Res. Pap. No. 624 (Met Office).
20. 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. ISSN. 1109-9577
21. "Fog – AMS Glossary". Archived from the original on 27 March 2013. Retrieved 16 March 2013.
22. R. Brown and W. T. Roach, “The physics of radiation fog II-a numerical study,” Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 102, pp. 351–354, 1976.
23. Roach, W.T., 1994: Back to basics: Fog: Part 1 - Definitions and basic physics. Weather, 49, 411-415.
24. Roach, W.T., 1995: Back to basics: Fog: Part 2 - The formation and dissipation of land fog. Weather, 50, 7-11.
25. Saunders, W.E., 1950: A method of forecasting the temperature of fog formation. Meteorological Society, 1950. – 76, 2403-2413.

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри військової підготовки
до кваліфікаційної роботи бакалавра
курсанта групи В-18 Маланчук Ірини

на тему:

«Часовий хід турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери
під час утворення радіаційних туманів»

1. Доповідь на студентській науковій конференції 11-18 травня 2022 р.
за темою: «Часовий хід турбулентних потоків тепла у граничному шарі
атмосфери під час утворення 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. – 601с.

Керівник кваліфікаційної
роботи бакалавра
полковник

Олег ГРУШЕВСЬКИЙ