

МІЖРІВНЕВИЙ ОБМІН У ГРАНИЧНОМУ ШАРІ АТМОСФЕРИ ЯК ПРЕДИКТОР ПРОГНОЗУ ХАРАКТЕРИСТИК РАДІАЦІЙНИХ ТУМАНІВ

Яцишен А.О.

Одеський національний університет імені І.І. Мечникова

вул. Львівська, 15, 65016, м. Одеса

yatanatoli@gmail.com

У статті пропонується підхід до виявлення зв'язку між чинниками, що сприяють міжрівневому турбулентному обміну у граничному шарі атмосфери та вертикальною потужністю радіаційних туманів. Для виявлення залежності інтенсивності туману від величини коефіцієнту турбулентного обміну, за допомогою зазначеного алгоритму були проведені відповідні розрахунки за даними температурно-вологісного зондування атмосфери на станції Lindenberg. 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. дослідження показали наявність оберненої залежності між зниженням швидкості вітру у приземному шарі атмосфери і значеннями коефіцієнту турбулентності в'язкості.

Було виявлено, що зі зменшенням середньої швидкості вітру в шарі збільшується середнє значення коефіцієнту турбулентної в'язкості. Окрім цього було виявлено, що приземні інверсії, у разі утворення радіаційного туману, охоплюють шар від 200 до 900 м. Одночасно за методом Геффера була розрахована потужність шару туману, значення температури повітря і швидкості вітру біля поверхні землі та на верхній межі шару туману, окрім цього був розрахований вертикальний градієнт температури і зсув вітру в шарі туману. В рамках цього дослідження було вирішено приділити більше уваги детальному аналізу впливу посилення турбулентного обміну на вертикальну потужність радіаційного туману. Слід зауважити, що змінення коефіцієнту обміну в шарі туману має деякі особливості порівняно зі зміною температури і вітру в нижньому шарі атмосфери. Перш за все при наявності приземної інверсії, як правило, швидкість вітру біля поверхні землі є дуже малою, відповідно і коефіцієнт турбулентного обміну теж у цих випадках набуває малих значень, оскільки інтенсивні вихори, що обумовлюють обмін, можуть утворюватися лише при великих швидкостях вітру біля земної поверхні. *Ключові слова:* коефіцієнт турбулентності, граничний шар, радіаційний туман, вертикальна потужність.

Interlevel exchange in the boundary layer of the atmosphere as a predictor for forecasting radiation fog characteristics.
Yatsyshen A.

This article proposes an approach to detecting the linkage between factors that contribute to inter-level turbulent exchange in the boundary layer of the atmosphere and the vertical strength of radiation fog. To identify the dependence of fog intensity on the value of the turbulent exchange coefficient, relevant calculations were conducted using temperature and humidity sounding data from the Lindenberg station. For calculating the turbulence coefficient and determining its impact on fog evolution and formation, it is advisable to use stations that conduct four soundings of the atmosphere daily. Many stations perform radio sounding no more than twice a day at 00 and 12 UTC, while in Ukraine, it is conducted only once a day, which does not allow for obtaining more reliable results. The research revealed an inverse relationship between the reduction of wind speed in the surface layer of the atmosphere and the values of turbulent viscosity coefficient.

It was found that with a decrease in the average wind speed in the layer, the average value of the turbulent viscosity coefficient increases. Additionally, it was discovered that surface inversions, in cases of radiation fog formation, encompass a layer from 200 to 900 m. Simultaneously, using the Hefer method, the thickness of the fog layer, air temperature values, and wind speed near the surface and at the upper boundary of the fog layer were calculated. Moreover, the vertical temperature gradient and wind shift within the fog layer were determined. Within the scope of this research, it was decided to pay more attention to the detailed analysis of the impact of enhanced turbulent exchange on the vertical strength of radiation fog. It should be noted that the changes in the exchange coefficient in the fog layer have some peculiarities compared to the changes in temperature and wind in the lower layer of the atmosphere. Firstly, in the presence of a surface inversion, the wind speed near the ground surface is generally very low, and consequently, the turbulent exchange coefficient also assumes low values in these cases since intensive vortices that facilitate exchange can only form at high wind speeds near the ground surface. *Key words:* turbulence coefficient, boundary layer, radiation fog, vertical power.

Актуальність дослідження. Тумани, як небезпечне явище погоди, завжди привертали увагу дослідників. Причинами цього є їх вплив на різні галузі національної економіки такі як екологія, транспорт, комунальна сфера, а з початком російсько-української війни ще й ефективність проведення військових операцій. Найбільш вразливою

галуззю до впливу туманів є транспортна логістика (особливо авіаційна), оскільки вони унеможливають стійке функціонування аеропортів упродовж періоду їх існування. Саме тому вдосконалення методів їх прогнозування (як з використанням даних чисельних моделей, так і розрахункових методів, адаптованих до конкретного місця) дозво-

ляє суттєво мінімізувати збитки або підвищити рентабельність діяльності.

З точки зору екології міст утворення туманів тісно пов'язане з наявністю стійкої стратифікації атмосфери, яка не сприяє природній вентиляції атмосфери і зумовлює накопичення шкідливих домішок біля поверхні землі.

Вплив туманів на ефективність ведення військових операцій різними видами Сил оборони України і застосування їх штатного озброєння.

Постановка проблеми. До найінформативніших предикторів прогнозу утворення та еволюції радіаційних туманів традиційно відносяться прогноз кількості і форми хмарності, температурно-вологісна стратифікація у граничному шарі атмосфери, прогноз швидкості вітру біля поверхні землі і характеристики радіаційного випромінювання підстильної поверхні.

Проте аналіз стадій розвитку радіаційних туманів [1,2,9] свідчить, що важливим чинником їх утворення і еволюції є вертикальний профіль напрямку і швидкості вітру, який є механізмом не лише перерозподілу тепла і вологи у граничному шарі атмосфери, але й зумовлює напрямок турбулентних потоків тепла, які впливають не лише на еволюцію туману, а й на його просторові характеристики [3,4,8].

Аналіз останніх досліджень і публікацій.

Похідною від вертикального профілю вітру є утворення турбулентності, яка, як динамічний фактор, виступає механізмом міжрівневого обміну у граничному шарі атмосфери. Закономірності її розвитку залежать від багатьох чинників, на що вказують дослідження різних авторів [5,6,10,11]. Насамперед, коефіцієнт турбулентності, що є її кількісною характеристикою, по-різному розраховується в залежності від типу стратифікації атмосфери, одразу накладаючи певні обмеження при прогнозуванні радіаційних туманів.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми. Окремими авторами показано, що стійка стратифікація при слабкому вітрі утворює той ступінь турбулентності, що є необхідним для поширення туману по вертикалі, але недостатнім для його розсіювання [4,5,7]. На перший погляд можна вважати, що зростання коефіцієнту турбулентності k (або швидкості вітру) зумовлює збільшення вертикальної потужності туману. Проте варто зауважити, що розподіл коефіцієнту турбулентності в шарі туману має специфічні особливості порівняно з розподілом температури і вітру у приземному шарі атмосфери. Насамперед, наявність приземної інверсії зумовлює, як правило, незначну швидкість вітру біля поверхні землі, через що коефіцієнт турбулентного обміну набуває малих значень. Крім того, турбулентному обміну притаманна властивість механічного регулювання, яке приводить турбулентні потоки на верхній і нижній межах шару обміну до одного знаку і рівності за величиною. Цей процес порушується при наявно-

сті інверсійних шарів, коли відбувається накопичення вологи і інших субстанцій в одних шарах за рахунок їх перенесення з інших. Тому у туманах, що утворюються у підінверсійних шарах, значення k прагне до нульових значень або набуває дуже малих значень, а його вертикальний профіль має складний вид.

Дослідження також показали наявність оберненої залежності між швидкістю вітру у приземному шарі атмосфери і значеннями коефіцієнту турбулентності. Зокрема виявлено, що зі зменшенням середньої швидкості вітру в шарі збільшується середнє значення коефіцієнту турбулентності. Окрім цього встановлено, що приземні інверсії, у випадках радіаційного туману, охоплюють шар від 200 до 900 м.

Таким чином, у першу чергу, нам необхідно визначитися з розрахунком коефіцієнта турбулентності і висоти шару, у якому його розподіл буде інформативним для прогнозування радіаційного туману. У другу чергу, необхідно визначити процедуру розрахунку вертикальної потужності туману де встановлення залежності між нею і інтенсивністю турбулентного обміну.

Запропонована формула для розрахунку середнього для граничного шару коефіцієнту турбулентного обміну, а також для розрахунку висоти граничного шару атмосфери:

$$\bar{k} = 3,2u_r^2 \frac{\theta_0 \cdot 10^{-6}}{\gamma_a - \gamma} \sin \phi, \quad (1)$$

де u_r – швидкість геострофічного вітру;
 γ_a і γ – середні для шару адіабатичний і фактичний вертикальні градієнти температури відповідно;
 θ_0 – потенціальна температура біля поверхні землі;

ϕ – географічна широта.

Для розрахунку висоти граничного шару H_z будемо використовувати формулу [6].

$$H_z = u_r \sqrt{\frac{\pi \cdot \theta_0}{g(\gamma_a - \gamma)}}, \quad (2)$$

де g – прискорення вільного падіння.

Ці формули обрані

Для визначення вертикальної потужності шару радіаційного туману використовувався метод Геффера (Heffer's estimate) [3,5], який схематично представлений на рис. 1.

Основний матеріал. Для відбору вихідних даних (випадків радіаційного туману) висувалося декілька умов. По-перше, умова однорідності повітряної маси, по-друге, тривалість туману мала складати не менше 3 годин, по-третє, його утворення має спостерігатись після заходу сонця. При цьому, для одержання можливості діагностування передумов виникнення радіаційних туманів перевага надавалася випадкам туманів, які утворилися після 00 СГЧ.

Оскільки детальність дослідження часової еволюції характеристик туману напряму залежить від часового розділення даних радіозондування,

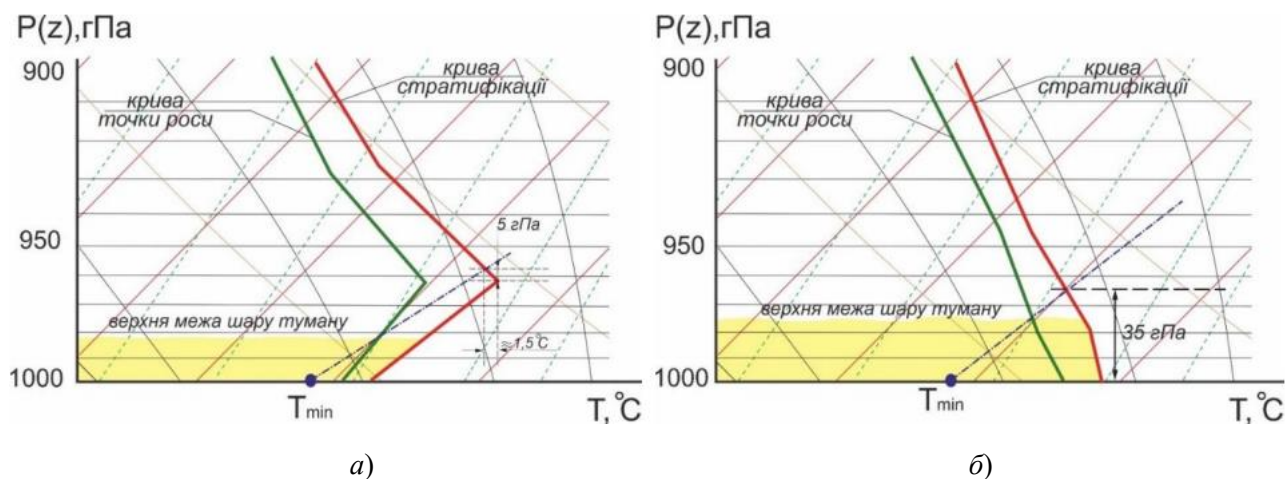


Рис. 1. Оцінка верхньої межі шару туману за способом Геффера (Heffer's estimate): а) при наявності радіаційної інверсії; б) при відсутності радіаційної інверсії

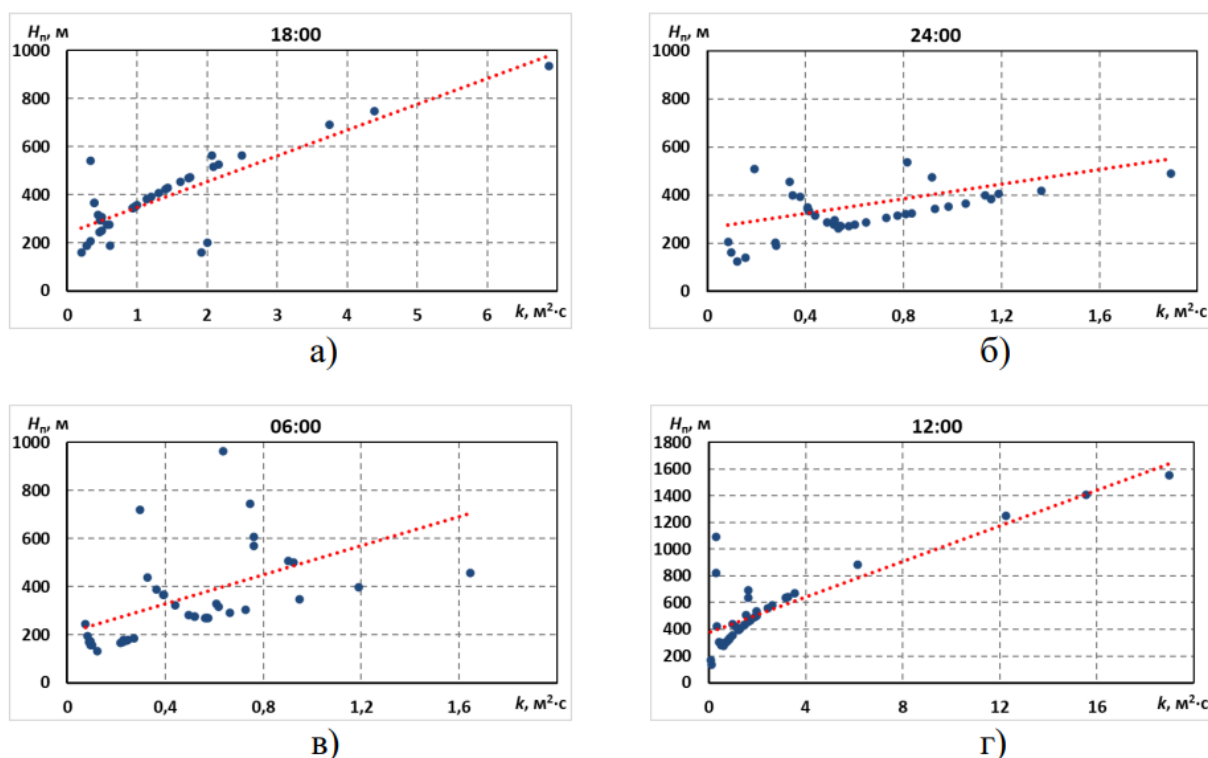


Рис. 2. Залежність висоти граничного шару від коефіцієнту турбулентного обміну в дні з туманом: а) 18 СГЧ; б) 24 СГЧ; в) 06 СГЧ; г) 12 СГЧ

то для проведення дослідження залучалися дані 4-разових упродовж доби радіозондувань станції Lindenberg (10393) з координатами 52°12'14" пн.ш., 14°06'42" сх.д., розташування якої приблизно відповідає широті Києва. Був відібраний 21 випадок радіаційних туманів в період з 01.08.2016 по 01.08.2021, які відповідали вищезазначеним умовам, з паралельним відбором даних радіозондування за 18 годин попередньої доби та 00, 06 і 12 СГЧ поточної доби, коли спостерігався туман.

За результатами розрахунків побудовані графіки залежності коефіцієнту турбулентного обміну k від товщини граничного шару атмосфери в дні з туманом за 18, 24, 06 і 12 СГЧ (рис. 2). З нього видно, що перед утворенням туману (рис. 2а) спостерігається відносно стійка залежність між висотою граничного шару і коефіцієнтом турбулентного обміну. Значення коефіцієнту турбулентного обміну коливається у межах від 0,2 до 3 m^2/s , в основному не перевищуючи 2,5 m^2/s , у той час коли висота граничного шару

не перевищує 1000 м і, в основному, коливається від 150 до 600 м (коефіцієнт кореляції $r = 0,84$). Таку ж, доволі стійку залежність ($r = 0,86$), можна спостерігати і на графіку, що відображає залежність між висотою граничного шару і коефіцієнтом турбулентного обміну після розсіяння туману згідно (рис. 2г). Видно, що значення коефіцієнту збільшуються і в основному варіюються в межах від 0 до 4 м² с, але максимальне значення сягає 18 м² с, а висота граничного шару не перевищує 1600 м і в основному коливається від 150 до 800 м. На рисунку 3.1б за 24 СГЧ можна спостерігати певну залежність між коефіцієнтом турбулентного обміну і висотою граничного шару ($r = 0,58$), але тут варто звернути увагу на зменшення тісноти зв'язку, яка у 06 СГЧ (рис. 2в) збільшується ($r = 0,308$).

Це, насамперед, пояснюється утворенням інверсійного шару в період з 18 до 24 СГЧ і подальшим збільшеннями його інтенсивності. Як видно з (1), збільшення потужності інверсійного шару, тобто збільшення від'ємного значення вертикального градієнту температури в цьому шарі, прямо пов'язано зі зменшенням значення коефіцієнту турбулентного обміну в межах цього шару. Оскільки в нічні часи (о 24 СГЧ) у всіх випадках спостерігається утворення інверсійного шару або ізотермії, а у ранкові (о 06 СГЧ) інверсія посилюється, то і розкид точок на рис. 2б і 2в відповідно збільшується.

З аналізу рис. 3, видно, що майже для всіх випадків туману різної вертикальної потужності спостерігається стабільне зменшення середнього значення коефіцієнту турбулентного обміну в нічні години і значне його збільшення вдень. Відносно рівний добовий хід k (з незначними коливаннями від 0,43 до 0,71) має місце для туманів вертикальної потужності більше 300 метрів. Мінімальні значення коефіцієнту

турбулентного обміну спостерігаються о 06 СГЧ, що пояснюється відносним збільшенням значення швидкості градієнтного вітру біля поверхні землі о 24 СГЧ і його зменшенням о 6 СГЧ. Відносно рівний хід кривої середніх значень коефіцієнту турбулентного обміну при туманах потужністю більше 300 м пояснюється незначними коливаннями градієнтного вітру та температури біля поверхні землі і збереженням інверсії після сходу Сонця при їх утворенні.

Теоретично посилення турбулентного обміну до деякої інтенсивності повинно сприяти утворенню туманів більшої вертикальної потужності. З урахуванням цього, має існувати деяка залежність між збільшенням значень коефіцієнту турбулентного обміну і вертикальної потужності шару радіаційного туману. Для цього були визначені середні значення коефіцієнту турбулентного обміну для туманів різної вертикальної потужності (рис. 4).

З нього видно, що зв'язок між збільшенням коефіцієнту турбулентного обміну k і потужністю шару туману H_m спостерігається лише до висоти 170 м, а вище за цей рівень спостерігається абсолютно зворотній зв'язок (стабільне зменшення значення коефіцієнту турбулентного обміну зі збільшенням товщини шару туману). З метою виявлення чинників, що можуть впливати на такий розподіл коефіцієнту турбулентного обміну на графік (рис. 4б) була нанесена крива залежності середніх значень швидкості вітру в шарі туману. З графіку на рис. 4б, видно, що загальний хід розподілу середніх значень швидкостей вітру в залежності від потужності шару туману в цілому повторює загальний хід коефіцієнту турбулентного обміну.

Варто зауважити, що на графіку на рис. 4б, на відміну від графіку нарис. 4а, максимальне значення середньої швидкості вітру приходить на

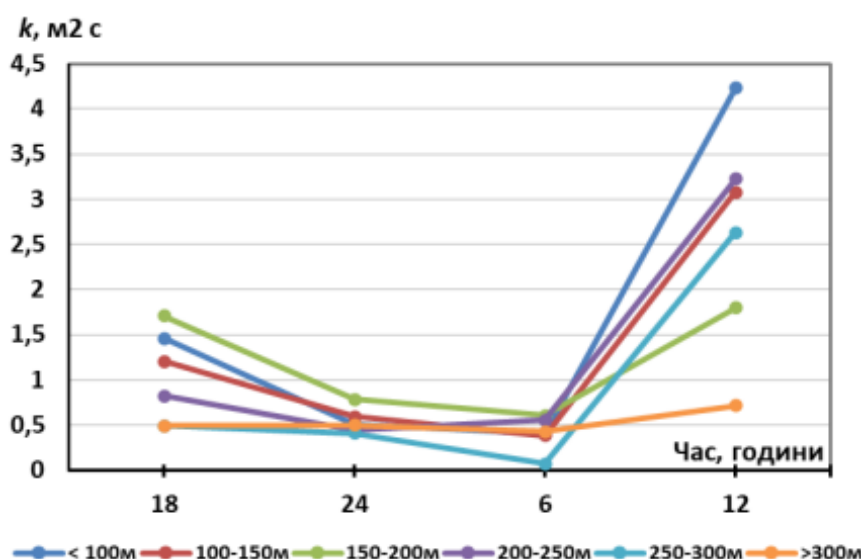


Рис. 3. Добовий хід коефіцієнту турбулентності k у дні з радіаційними туманами

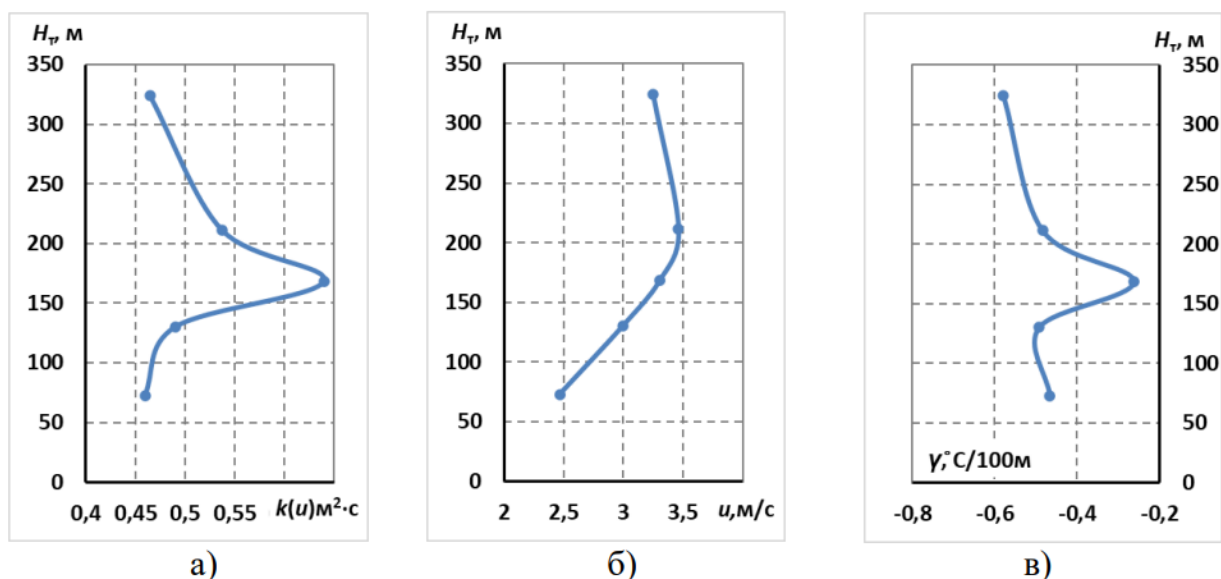


Рис. 4. Залежність вертикальної потужності радіаційних туманів H_m від: а) коефіцієнту турбулентності k ; б) середньої швидкості вітру; в) вертикального градієнту температури γ

рівень з дещо вищими значеннями потужності шару туману (220 м), а вище за цей рівень спостерігається зниження середніх значень швидкості вітру, але не таке інтенсивне, як зниження середніх значень турбулентного обміну в цьому шарі. На графіку залежності потужності шару туману від вертикального градієнту температури (рис. 4в) спостерігається поступове збільшення від'ємних значень градієнту температури з різким його зменшенням для шару потужністю 170 м.

Аналіз (1) свідчить, що між значенням коефіцієнту турбулентного обміну і швидкістю вітру біля поверхні має спостерігатися прямопропорційна залежність, така ж як і з вертикальним градієнтом температури. Деякі відмінності у загальному ході кривих можна пояснити збільшенням або зменшенням впливу вітру і вертикального градієнту температури на величину коефіцієнту турбулентного обміну в шарах туману різної потужності. Так, в туманах з середньою потужністю шару до 130 м, спостерігається незначне збільшення значення k (рис. 4а), і у цьому ж шарі спостерігається незначне збільшення від'ємних значень градієнту температури, що мало б призвести до зниження його значень. Але цього не відбувається за рахунок збільшення у ньому швидкості вітру. При туманах з середньою потужністю шару від 130 до 170 м спостерігається різке збільшення значення k , що супроводжується одночасним збільшенням швидкості вітру і зменшенням від'ємних значень вертикального градієнту температури. А при туманах з потужністю шару більше 170 м, навпаки, спостерігається зменшення коефіцієнту турбулентного обміну при одночасному зменшенні значень швидкості вітру і збільшенні від'ємних значень градієнту температури.

Розрахунок середніх значень вертикального зсуву вітру для шарів туману різної інтенсивності представлений на рис. 5 з розмірністю $\Delta V/\Delta z \times 10^{-1}$. Для порівняння на графік також нанесена крива коефіцієнту турбулентного обміну для туманів різної вертикальної потужності.

Як видно з рис. 5, між середніми значеннями коефіцієнту турбулентного обміну і вертикального зсуву вітру існує чітка зворотна залежність.

Для туманів з середньою вертикальною потужністю до 170 м спостерігається збільшення коефі-

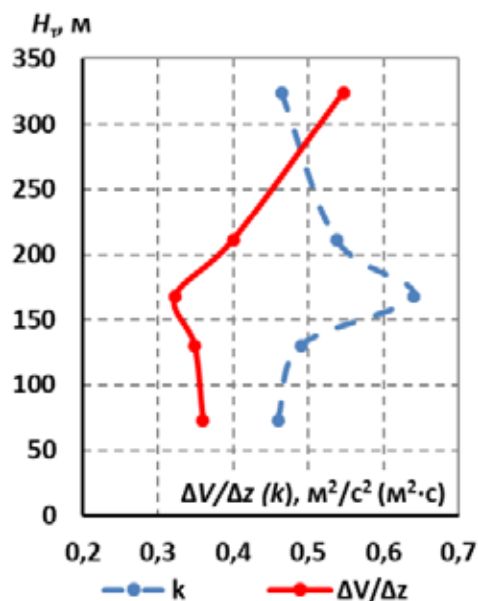


Рис. 5. Графік залежності потужності шару туману H_m від коефіцієнту турбулентного обміну k і вертикального зсуву швидкості вітру $\Delta V/\Delta z$

цієнту турбулентного перемішування, а для туманів більшої потужності він поступово зменшується, в той час як значення вертикального зсуву вітру навпаки зменшуються до 170 м і збільшується для туманів більшої вертикальної потужності. Як було вказано вище, турбулентний обмін у підінверсійних туманах, хоча і слабкий, але все ж таки існує і його виявляється достатньо для формування туманів із середньою потужністю до 170 м, а до формування туманів більшої вертикальної потужності долучаються інші динамічні процеси, що спрямовують потоки тепла і вологи до вищих рівнів, збільшуючи вертикальну потужність шару туману.

Висновки. Зв'язок коефіцієнту турбулентного обміну і висоти граничного шару атмосфери, який є тісним у денні години, зникає при формуванні інверсійного шару. Для туманів, які мають вертикальну товщину до 150-170 м, характерні пікові значення у вертикальному розподілі коефіцієнту тур-

булентності, що зумовлює найбільшу інтенсивність таких туманів. Часова еволюція коефіцієнту турбулентності збігається з часовою еволюцією швидкості вітру, його зростання з висотою, найбільш характерне для інтенсивних туманів з вертикальною потужністю 130-170 м, збільшується при паралельному посиленні інверсії. Зменшення коефіцієнту турбулентності з висотою зумовлює «розбухання» шару туману і послаблення його інтенсивності.

Перспективи використання результатів дослідження. Одержані результати дають можливість подальшого удосконалення кліматологічного блоку прогнозування туманів у прикладному програмному забезпеченні (наприклад, RAOB) шляхом внесення відповідних поправок у вітрові показники. Крім цього, отримані характеристики часової еволюції турбулентного обміну у ГША забезпечують уточнення розрахункових методів прогнозу радіаційних туманів.

Література

1. Грушевський О.М. Атмосферне вологоперенесення у міжфронтальному просторі, збірник наукових праць Військового Інституту Київського національного університету ім. Т. Шевченка, 2006 р. – Вип. 2. – С. 194-198.
2. Грушевський О., Міщенко Н. Прогноз низької хмарності і туманів. Навчальний посібник. – Електронна версія, 2023. – 128 с.
3. Грушевський О.М., Ешану О.Є., Міщенко Н.М. Структура динамічних характеристик нижнього шару атмосфери при наявності низької хмарності. Український гідрометеорологічний журнал. – 2016. – № 18. – С. 48-59.
4. Bezold, W. Von, 1890, Zur Thermodynamik der Atmosphäre. Sitzber. kgl. preuss. Akad. Wiss. Berlin, 19pp.
5. Heffer, D.I.: A test of Kennington's method of forecasting the time of clearance of radiation fog. Meteorol Mag, 1965, pp. 259-264.
6. Bott, A. and T. Trautmann A new efficient forecast model of radiation fog and low-level stratiform clouds. Atmos. Res. 64, 2002, pp. 191-203.
7. K. E. Pickering and J. E. Justo, Observations of the relationship between dew and radiation fog, Journal of Geophysical Research Oceans, vol. 83, no. C5, 1978, pp. 2430-2436.
8. Craddock, J.M., Prichard D.L., 1951: Forecasting the formation of radiation fog – a preliminary approach. Met. Res. Pap. No. 624.
9. 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.
10. Duynkerke: Turbulence, Radiation and fog in Dutch Stable boundary layer Boundary-Layer Meteorology, 90, 1998, pp. 447-477.
11. Fleagle, R. G., Parrot, W. H. And Barad, M. L., Theory and effects of vertical temperature distribution in turbid air. J. Meteor., 1952, pp. 53-60.
12. Hansen, B.: A fuzzy logic-based analog forecasting system for ceiling and visibility, Weather and Forecasting, 2007, 1319-1330