

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ  
до самостійної роботи студентів  
та виконання контрольної роботи  
з дисципліни “Фізика атмосфери”  
для студентів IV курсу  
заочної форми навчання

Напрямок підготовки – *“Гідрометеорологія”*

**“Затверджено”**

на засіданні робочої групи методичної ради  
“Заочна та післядипломна освіта”

**“Узгоджено”**

Декан заочного факультету  
\_\_\_\_\_ Волошина О. В.

**“Затверджено”**

на засіданні кафедри  
“Фізики атмосфери та кліматології”  
протокол № \_\_\_\_\_ від \_\_\_\_\_ 2014 р.  
Зав. кафедрою \_\_\_\_\_ С.М.Степаненко

Одеса 2014

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

**МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ**  
**до самостійної роботи студентів**  
**та виконання контрольної роботи**  
**з дисципліни “Фізика атмосфери”**  
**для студентів IV курсу**  
**заочної форми навчання**

Напрямок підготовки – *“Гідрометеорологія”*

**Одеса 2014**

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

**МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ**  
**до самостійної роботи студентів**  
**та виконання контрольної роботи**  
**з дисципліни “Фізика атмосфери”**  
**для студентів IV курсу**  
**заочної форми навчання**

Напрямок підготовки – *“Гідрометеорологія”*

Затверджено  
На засіданні робочої  
групи методичної ради  
“Заочна та післядипломна освіта”

Одеса 2014

Методичні вказівки до самостійної роботи студентів та виконання контрольної роботи з дисципліни "Фізика атмосфери" для студентів IV курсу заочної форми навчання за напрямом "Гідрометеорологія", /Укладачі: к.г.н., доц. Волошина О.В., к.г.н., доц. Борисова С.В. – Одеса, ОДЕКУ, 2014. – 50 с.

## ЗМІСТ

ЗМІСТ .....	5
I. Загальна частина .....	5
Основна література.....	5
Додаткова література .....	6
II. Організація самостійної роботи студентів.....	7
2.1 Рекомендації по вивченню теоретичного матеріалу.....	7
2.2 Теплова взаємодія атмосфери і підстильної поверхні.....	7
2.2.1 Тепловий стан суходолу і водоймищ .....	7
2.2.2 Турбулентний і тепловий стан нижнього шару атмосфери .....	11
2.3 Основи динаміки атмосфери.....	16
2.3.1 Сили, які діють в атмосфері на частинку повітря, що рухається..	16
2.3.2 Рівняння руху.....	19
2.4 Вода в атмосфері .....	23
2.4.1 Водяна пара в атмосфері. Тиск насичення.....	23
2.4.2 Умови фазових переходів води в атмосфері.....	25
2.4.3 Випаровування.....	28
2.4.4 Тумани .....	30
2.4.5 Хмари .....	33
2.4.6 Опади .....	34
2.5 Оптичні явища у хмарах, туманах та опадах.....	37
2.6 Електричні явища в хмарах.....	38
2.7 Рекомендації по виконанню контрольної роботи .....	40
III Організація контролю знань та вмінь студентів .....	47

## I. ЗАГАЛЬНА ЧАСТИНА

Фізика атмосфери – це фундаментальна природничо-наукова дисципліна для напрямку підготовки “гідрометеорологія”. В ній вивчаються фізичні закономірності атмосферних процесів во взаємодії з процесами, які протікають на поверхні нашої планети. Фізика атмосфери базується на таких дисциплінах, як фізика, геофізика, загальна та колоїдна хімія, вища математика, астрономія. В свою чергу вона є підґрунтям при вивченні спеціальних дисциплін: динамічної та синоптичної метеорології, кліматології, методів зондування навколишнього середовища, фізики хмар, тощо. Фізика атмосфери розділяється на ряд самостійних розділів, таких як статика атмосфери, термодинаміка атмосфери, промениста енергія в атмосфері, тепловий стан атмосфери і підстильної поверхні, вода в атмосфері, динаміка атмосфери, атмосферна оптика, атмосферна електрика, тощо.

Вивчення дисципліни для студентів заочної (дистанційної) форми навчання складається з двох видів навчальних занять (установчі лекції на початку вивчення та лекційні і практичні заняття – на приканці) та самостійної роботи студента по засвоєнню теоретичного курсу і виконанню контрольної роботи та курсової роботи або реферату.

Контроль самостійної роботи студента заочної (дистанційної) форми навчання здійснюється шляхом перевірки контрольної роботи, яка надсилається студентом у встановлені строки викладачу в електронному вигляді, перевірки та захисту курсової роботи, опитів та рішення задач на практичних заняттях та на заходах підсумкового контролю, передбачені навчальним планом. Поточний та підсумковий контроль побудовано за кредитно-модульною системою організації навчання.

Загальна кількість змістовних модулів (ЗМ) з дисципліни «Фізика атмосфери» для студентів IV курсу заочної форми навчання складає: теоретичних модулів – 2 (ЗМ–Л); практичних модулів (ЗМ–П) – 2.

Згідно з діючою програмою і розподілом навчального часу, студенти четвертого курсу заочної форми навчання вивчають розділи, які перелічені нижче і для самостійного вивчення яких розроблені дані методичні вказівки.

Для самостійного вивчення дисципліни рекомендовано користуватися навчальною літературою та методичними вказівками, які є в бібліотеці університету та на кафедрі фізики атмосфери та кліматології в електронному вигляді.

### **Основна література**

1. Школьнік Є.П. «Фізика атмосфери» – Київ – КНТ, 2007. – 506 с.
2. Волошина Ж.В., Волошина О.В. «Фізика атмосфери (задачі і вправи) – Київ – КНТ, 2007. – 252 с.
3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 751с.
4. Борисова С.В. Озон в атмосфері – Київ-Ізмаїл: СМІЛ, 2001. – 130 с.
5. Борисова С.В. Конспект з фізики атмосфери. Одеса: «ТЄС», 2007. – 100с.
6. Задачник по общей метеорологии. Под ред. В.Г.Морачевского. –

- Л.; Гидрометеоздат, 1984. – 312с.
7. Психрометрические таблицы. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 270с.
8. Атлас облаков. Под ред. А.Х.Хргиана, Н.Н. Новожилова. – Л.: Гидрометеоздат, 1978. – 201с.

### *Додаткова література*

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. – С-П.: Гидрометеоздат, 2000. – 777с.
2. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1978. – том 1 – 240с., том 2 – 319с.
3. . Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 3, часть 1. Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 300с.
4. Методичні вказівки для самостійної роботи студентів по вивченню дисципліни «Фізика атмосфери» – Одеса, 2008. – 57с.
5. Методичні вказівки для самостійної роботи студентів III курсу денної та заочної форми навчання над курсовою роботою з дисципліни "Фізика атмосфери" за напрямком «Гідрометеорологія» /доц. Волошина О.В., доц. Волошин В.Г. – Одеса, ОДЕКУ, 2011. – 32с.

В результаті вивчення розділів дисципліни, які вивчаються на 4 курсі студент повинен **знати**

- особливості теплової взаємодії атмосфери з підстильною поверхнею, поняття теплового балансу;
- умови виникнення горизонтальних рухів в атмосфері;
- водний режим атмосфери: випаровування, конденсацію водяної пари в атмосфері і формування туманів, хмар та опадів;
- оптичні та електричні явища в атмосфері;
- атмосферну акустику.

Методичні вказівки мають мету допомогти студентам засвоїти матеріал, звернути увагу на вузлові питання, закріпити знання, отримані при роботі з підручником, придбати необхідні практичні навички по рішенняю задач: **вміти**

- розраховувати потоки теплової енергії в атмосфері та ґрунті;
- розрахувати та аналізувати складові теплового балансу атмосфери та підстильної поверхні;
- визначати умови утворення туманів, розвинення хмар вертикального розвитку і формування опадів;
- розраховувати випаровування з підстильної поверхні;
- розраховувати основні електричні характеристики атмосфери.

## II. ОРГАНІЗАЦІЯ САМОСТІЙНОЇ РОБОТИ СТУДЕНТІВ

### 2.1 Рекомендації по вивченню теоретичного матеріалу

Рекомендовано наступний порядок вивчення матеріалу.

По-перше, необхідно ознайомитися з програмою, яка окреслює коло питань, що необхідно вивчити. Опісля треба звернутися до рекомендованих підручників і навчальних посібників.

При роботі з підручником необхідно скласти конспект, дати відпо-віді на питання для самоперевірки. Після цього можна приступити до виконання контрольної роботи. Зразки рішення всіх типових задач розміщені у кожному розділі.

### 2.2 Теплова взаємодія атмосфери і підстильної поверхні

#### 2.2.1 Тепловий стан суходолу і водоймищ

Для вивчення цього розділу користуйтеся підручником [1,стр.381-411]. Засвойте наступні основні поняття і фізичні закономірності теплообміну у ґрунті.

#### Теплофізичні характеристики ґрунту

*Питома теплоємність* ( $c_{П}$ ) – кількість тепла, необхідна для нагріву 1 кг ґрунту на 1 К. Розмірність [Дж/(кг·К)].

*Об'ємна теплоємність* ( $c_{ОБ}$ ) – кількість тепла, яка необхідна для нагріву 1 м<sup>3</sup> ґрунту на 1 К. Для сухого ґрунту  $c_{ОБ} = c_{П} \rho$ , де  $\rho$  - щільність ґрунту. Для вологого ґрунту  $c_{ОБ} = (c_{П} + c_{П,В} \omega) \rho$ , де  $c_{П}$  – питома теплоємність,  $\rho$  щільність вологого ґрунту,  $c_{П,В}$  – питома теплоємність води,  $\omega$  – вологість ґрунту (у частках одиниці).

Для визначення  $\omega$  і  $\rho$  береться проба ґрунту, що має визначений об'єм  $V$ . Вона зважується, потім ретельно висушується і зважується вдруге. Якщо вага ( $H$ ) до висушування була  $F_1$ , а після висушування  $F_2$ , то

$$\omega = (F_1 - F_2) / F_2, \quad \rho = F_2 / V g. \quad (1.1)$$

*Теплопровідність ґрунту* – це спроможність проводити тепло на глибину. Теплопровідність характеризується коефіцієнтом теплопровідності  $\lambda$ , який чисельно дорівнює потоку тепла, який проходить через поверхню 1 м<sup>2</sup> на глибину 1 м за 1 с при вертикальному градієнті температури ґрунту 1<sup>0</sup>/1м. Розмірність:  $\lambda$  [Вт/(м·К)].

*Температуропровідність*  $a$  – це змінення температури в 1 м<sup>3</sup> ґрунту, якщо через нього пройшов потік тепла рівний  $\lambda$ . Розмірність температуропровідності [м<sup>2</sup>/с]. Приблизно температуропровідність визначається:

а) за зменшенням амплітуди коливань температури з глибиною температуропровідність отримують у  $\text{м}^2/\text{с}$  за наступною формулою

$$a = \frac{0,6 (z_2 - z_1)^2}{\Pi \left( \lg \frac{A_2}{A_1} \right)^2} . \quad (1.2)$$

Якщо  $z$  у см, а  $\Pi$  – період коливань у годинах, то  $a$  має розмірність  $\text{см}^2/\text{год}$  і визначається за формулою

$$a = \frac{2,5 \cdot 10^{-2} \cdot z^2}{\left( \lg \frac{A_z}{A_0} \right)^2} . \quad (1.3)$$

Якщо використати амплітуди річних коливань на цих глибинах, то

$$a = \frac{6,85 \cdot 10^{-5} \cdot z^2}{\left( \lg \frac{A_z}{A_1} \right)^2} . \quad (1.4)$$

#### Зміна температури ґрунту і водоймищ за часом і глибиною.

У вертикальному розподілі температури ґрунту і водоймищ розрізняють два головних типи розподілу температури або типи теплообміну ґрунту: інсоляції і випромінювання.

Інсоляційний тип теплообміну має ще назву денного або літнього, він спостерігається при додатному радіаційному балансі підстильної поверхні і йому відповідає зменшення температури ґрунту з глибиною.

Тип випромінювання називається нічним або зимовим. Він спостерігається при від'ємному радіаційному балансі підстильної поверхні і характеризується зростанням температури ґрунту з глибиною.

*Потік тепла у ґрунті і водоймах  $P_z$  [Дж/( $\text{м}^2\text{с}$ )].*

*Потік тепла* характеризується кількістю тепла, що проходить через одиницю поверхні ґрунту або води у вертикальному напрямку за одиницю часу. Він також має назву «миттєвий поверхневий потік тепла», коли розраховується за одну секунду.

Середній тепловий потік через поверхню за проміжок часу  $\tau$  описується формулою

$$P = \frac{c\rho}{\tau} z \Delta t , \quad (1.5)$$

де  $c\rho$  — об'ємна теплоємність ґрунту;

$\tau$  — проміжок часу;

$z$  — глибина проникнення температурних коливань;

$\Delta t$  — різниця середніх температур шару ґрунту до глибини  $z$  на кінці і на початку проміжку  $\tau$ .

Потік вважається позитивним, якщо температура ґрунту з глибиною зменшується і негативним, якщо вона зростає за глибиною.

### Теоретичні закони поширення коливань температури у ґрунті

Якщо ґрунт однорідний у вертикальному напрямку, то його температура  $T$  на глибині  $z$  в момент часу  $\tau$  визначається із рівняння теплопровідності (рівняння Фур'є )

$$\partial T / \partial t = a (\partial^2 T / \partial z^2), \quad (1.6)$$

де  $a$  – температуропровідність ґрунту;

$\partial T / \partial t$  – швидкість зміни температури ґрунту за часом;

$\partial^2 T / \partial z^2$  – прискорення зміни температури ґрунту з глибиною.

Це рівняння розв'язується за припущенням, що коливання температури повторюють коливання радіаційного балансу підстильної поверхні і теоретично їх можна описати функцією косинусу. Друге припущення, яке спирається на дані спостережень: коливання температури ґрунту з глибиною припиняються на деякій глибині.

Рішення рівняння (1.6) має вигляд:

$$T_{z,t} = \bar{T}_{z,0} - \left( \frac{\partial T}{\partial z} \cdot z \right) + A_z \cdot \cos \left( \frac{2\pi}{\Pi} - \varphi - \beta z \right), \quad (1.7)$$

де  $T_{z,t}$  – температура на глибині  $z$  у момент часу  $t$ ;

$\bar{T}_{z,0}$  – середня температура поверхні за період;

$\partial T / \partial z$  – вертикальний градієнт температури у ґрунті;

$A_z$  – амплітуда температурних коливань на глибині  $z$ ;

$\Pi$  – період коливань;

$\varphi$  – початкова фаза коливань;

$\beta z$  – запізнення за фазою.

Амплітуда температурних коливань на глибині описується виразом

$$A_z = A_0 \cdot e^{-\beta z}, \quad (1.8)$$

де  $A_0$  – амплітуда температурних коливань поверхні ґрунту;

$\beta$  – функція запізнення, що визначається за формулою

$$\beta = \sqrt{\frac{\pi}{a \Pi}} \quad (1.9)$$

З рівняння (1.7) випливають закони поширення температурних коливань у ґрунті.

I. Закон незмінності періоду коливань з глибиною

$$\Pi = \text{const.} \quad (1.10)$$

II. Закон експоненційного зменшення амплітуди коливань температури у ґрунті з глибиною

$$A_z = A_0 \cdot e^{-\beta z}. \quad (1.11)$$

З цього закону випливають такі висновки:

а) глибини, на яких у ґрунтах з різною теплопровідністю  $a$  амплітуди температурних коливань одного періоду зменшуються в однакову кількість разів, відносяться між собою, як корені квадратні з величин теплопровідності цих ґрунтів

$$\frac{Z_1}{Z_2} = \frac{\sqrt{a_1}}{\sqrt{a_2}}; \quad (1.12)$$

б) глибини, на яких в одному і тому ж ґрунті амплітуди коливань різних періодів зменшуються в однакову кількість разів, відносяться між собою, як корені квадратні з величин періодів коливань.

$$\frac{Z_1}{Z_2} = \frac{\sqrt{P_1}}{\sqrt{P_2}} \quad (1.13)$$

### Приклади розв'язання задач

*Задача 1.* Добова амплітуда коливань температури ґрунту на глибині 10 см дорівнює  $11,7^\circ\text{C}$ , а на глибині 20 см вона становить  $3,2^\circ\text{C}$

Визначить коефіцієнт теплопровідності в цьому шарі.

*Розв'язання.* Коефіцієнт теплопровідності  $a = \lambda/c_{об}$ . Його можна визначити по убутанню амплітуди температури ґрунту. Використовуємо формулу:

$$a = 0,6 (Z_2 - Z_1)^2 / \Pi (\lg A_2 / A_1)^2,$$

де  $Z_2, Z_1$  та  $A_2, A_1$  – глибини та відповідні амплітуди коливань температури.

$$a = 0,6 \cdot (0,1)^2 / 24 [\lg (11,7/3,2)]^2 = 7,9 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{год}.$$

*Задача 2.* Температура на поверхні ґрунту  $28^\circ\text{C}$ , а на глибині 20 см вона становить  $17^\circ\text{C}$ , коефіцієнт теплопровідності  $\lambda = 1,55 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ . Розрахуйте потік тепла у цьому шарі ґрунту.

*Розв'язання.* Потік тепла приблизно можна оцінити за формулою :

$$Q = - \lambda (t_2 - t_1) / (Z_2 - Z_1)$$

$$Q = - 1,55 (17 - 28) / 0,20 = 85,25 \text{ (Вт/м}^2\text{)}$$

*Задача 3.* Добова амплітуда коливань температури на поверхні ґрунту  $18^\circ\text{C}$ ; коефіцієнт теплопровідності  $a = 9,72 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{год}$ . Визначить амплітуду коливань на глибині 20 см; глибину затухання цих коливань  $Z_2$ , (якщо  $A_{20} = 0,1^\circ\text{C}$ ) і час запізнення фази коливання  $\tau$  за глибиною.

*Розв'язання.* Використовуємо формули:

$$1. A_z = A_0 \cdot e^{-\beta z}, \quad \beta = \sqrt{\frac{\pi}{a\Pi}}. \quad \beta = \sqrt{\frac{3,14}{9,72 \cdot 10^{-4} \cdot 24}} = 11,5 \text{ м}^{-1};$$

$$A_z = 18 \cdot 2,71^{-2,3} = 1,8 \text{ (}^\circ\text{C)}.$$

$$2. Z_2/Z_1 = (A_2/A_1)^{0,5}; \quad Z_2 = 0,1 (18/1,8)^{0,5} = 0,32 \text{ (м)}$$

$$3. \tau = \frac{Z}{2} \sqrt{\frac{\Pi}{a\pi}}; \quad \tau = \frac{0,2}{2} \cdot \sqrt{\frac{24}{9,72 \cdot 10^{-4} \cdot 3,14}} = 8,9 \text{ год.}$$

### Питання до самоперевірки

1. Які фактори визначають тепловий режим ґрунту та водоймищ?
2. Як теплофізичні якості ґрунту впливають на його температурний режим?
3. Від чого і як залежать амплітуди добових та річних коливань температури ґрунту?
4. Які середні глибини проникнення добових і річних коливань температури у ґрунті?
5. Як впливають рослинний і сніговий покрив на тепловий режим ґрунту?
6. Як формулюються основні закони поширення температурних коливань у ґрунті?
7. Як впливає вологість ґрунту на його теплофізичні характеристики і спроможність проводити тепло на глибини?
8. На якій приблизно глибині затухають добові коливання температури в сухому ґрунті?
9. На які глибини проникають температурні коливання в океані влітку та взимку?
10. Якими засобами людина може вплинути на тепловий режим ґрунту?

### 2.2.2 Турбулентний і тепловий стан нижнього шару атмосфери

Турбулентні рухи в нижньому шарі атмосфери – це головний механізм розповсюдження тепла від земної поверхні в атмосферу. При вивченні цього розділу за підручником [1, стр 363-381] необхідно звернути увагу на зрозуміння і засвоєння наступних положень і висновків.

#### Турбулентне перемішування у приземному шарі атмосфери

*Приземний шар* має товщину декілька десятків метрів. Через приземний шар здійснюється обмін теплом між землею і атмосферою.

Вертикальні градієнти метеорологічних величин в цьому шарі на один-два порядки перевищують вертикальні градієнти в інших шарах атмосфери.

*Турбулентне перемішування* в приземному шарі є основним засобом передачі тепла в нижній атмосфері. Чинники виникнення турбулентних рухів біля земної поверхні – шорсткість земної поверхні (динамічна умова) і термічна нестійкість приземного шару атмосфери (термічна умова).

Потік турбулентних частинок, які переміщуються у вертикальному напрямку, переносить в атмосферу свої якості: кількість руху, тепловміст, водяну пару тощо. Таким чином він формує турбулентні потоки якостей. У приземному шарі градієнти усіх якостей з висотою зменшуються, коефіцієнт турбулентності зростає, а турбулентні потоки якостей остаються сталими.

*Коефіцієнт турбулентності  $k$*  характеризує інтенсивність турбулентного перемішування в атмосфері, його розмірність  $[m^2/c]$ , він є функцією вертикальних градієнтів швидкості вітру і температури у приземному шарі атмосфери.

### Методи визначення коефіцієнта турбулентності

Неупорядковані турбулентні рухи частинок повітря називають турбулентною дифузією (аналогічно неупорядкованим рухам молекул). Коефіцієнт турбулентності є аналогом коефіцієнта молекулярної дифузії, але він на декілька порядків більший.

*Станційний метод турбулентної дифузії* розроблено М.І.Будико, Л.В.Дубровіним. Для визначення коефіцієнту турбулентності за цим методом необхідно проводити спеціальні метеорологічні (градієнтні) спостереження, щоб отримати інформацію про градієнти метеорологічних величин у приземному шарі атмосфери.

*Градієнти метеорологічних величин приземного шару:*

градієнт температури  $\Delta t = t_{0,5} - t_2$ ; градієнт парціального тиску водяної пари  $\Delta e = e_{0,5} - e_2$ ; градієнт швидкості вітру  $\Delta u = u_2 - u_{0,5}$ . Індeksi 0,5 і 2 вказують на яких рівнях (у м) вимірюється метеорологічна величина. Коефіцієнт турбулентності розраховується за формулою Будика

$$k_1 = 0,104 \Delta u + 0,144 \Delta t / (\Delta u)^2, \quad (1.14)$$

де  $k_1$  – коефіцієнт турбулентності на висоті 1 м над поверхнею землі.

Для визначення коефіцієнту турбулентності на інших рівнях в приземному шарі атмосфери використовуються різні моделі зміни  $k$  за висотою. Найбільшого поширення знайшла проста лінійна модель Будика:

$$k_z = k_1 z, \quad (1.15)$$

де  $k_z$  – коефіцієнт турбулентності на висоті  $z$  у межах приземного шару. Станційний метод турбулентної дифузії для визначення коефіцієнта турбулентності потребує знання величин градієнтів температури і швидкості вітру на двох стандартних рівнях в приземному шарі і застосовується тільки при  $\Delta u > 0,3$  м/с. По відомим значенням  $\Delta t$  і  $\Delta u$  значення  $k_1$  знаходять по таблицях Дубровіна [4].

*Фактори турбулентності.* Інтенсивність турбулентності у приземному шарі атмосфери залежить від динамічних і термічних факторів. У формулі Будика перший доданок відбиває вплив динамічних чинників розвитку турбулентності, його умовно називають динамічним фактором, а другий описує відносну роль термічних чинників і його умовно називають термічним фактором.

Метод теплового балансу базується на використанні рівняння теплового балансу підстильної поверхні

$$B_0 = P_0 + P_2 + LW, \quad (1.16)$$

де  $B_0$  – радіаційний баланс підстильної поверхні, витрати сонячного тепла на нагрівання ґрунту  $P_2$ , витрати на формування турбулентного потоку тепла в атмосфері  $P_0$  і випаровування води відповідно  $LW$  ( $L$  – захована теплота випаровування або конденсації,  $W$  – турбулентний потік водяної пари у приземному шарі повітря,  $W$  [кг/(м<sup>2</sup> с)]).

З цього рівняння коефіцієнт турбулентності на висоті 1 м визначається за наступною формулою

$$k_1 = \alpha (B_0 - P_2), \quad (1.17)$$

де  $\alpha$  визначається за формулою:

$$\alpha = 1,07 / (\Delta t + 1,56 \Delta e), \quad (1.18)$$

де  $\Delta t$  °С і  $\Delta e$  гПа – градієнти температури і парціального тиску водяної пари в приземному шарі. Розмірність:  $B_0, P_0$  [кВт/м<sup>2</sup>],  $\alpha$  [м<sup>4</sup>/кДж].

Згідно методу теплового балансу турбулентний потік тепла у приземному шарі визначається за формулою:

$$P_0 = \Delta t (B_0 - P_2) / (\Delta t + 1,56 \Delta e) \quad (1.19)$$

### Розподіл температури у приземному шарі атмосфери з висотою

З рівняння припливу тепла в турбулентній атмосфері випливає, що потік тепла, який сформувався на земній поверхні, описується формулою

$$P_0 = -c_p \rho k_1 (\partial \theta / \partial z) \quad (1.20)$$

де  $c_p$  – питомий тепловміст і  $\rho$  – густина повітря відповідно;

$k_1$  – коефіцієнт турбулентності на висоті 1 м;

$\partial \theta / \partial z$  – вертикальний градієнт потенціальної температури.

За нормальних умов турбулентний потік тепла у приземному шарі атмосфери можна обчислювати за наступною формулою, де  $P_0$  [кВт/м<sup>2</sup>]:

$$P_0 = 0,87 k_1 \Delta t, \quad (1.21)$$

де  $\Delta t = t_{0,5} - t_{2,0}$  – температури на стандартних рівнях 0,5 і 2,0 м у приземному шарі.

В межах приземного шару турбулентний потік тепла величина стала. Це є головною властивістю приземного шару, її називають квазістаціонарністю. З рівняння (1.7) отримано формулу, яка показує, що температура у приземному шарі з висотою змінюється за логарифмічним законом і обчислюється за наступною формулою:

$$\frac{t_1 - t_2}{t_3 - t_2} = \frac{\lg \frac{z_2}{z_1}}{\lg \frac{z_2}{z_3}} \quad (1.22)$$

де  $t_1, t_2, t_3$  — температури на рівнях  $z_1, z_2, z_3$ , двома з яких можуть бути, наприклад, стандартні рівні градієнтних вимірювань 0,5 і 2,0 м.

При розв'язанні задач необхідно позначати рівні послідовно за висотою.

### Змінювання температури повітря з висотою у граничному шарі

Під впливом періодичних коливань температури діяльного шару ґрунту температура нижніх шарів атмосфери у середньому приймає упорядкований добовий і річний хід у вигляді простої хвилі, яку можна описати подібно температурі ґрунту косинусоїдою, аналогічно рівнянню (1.7). Роль температуропровідності в атмосфері відіграє коефіцієнт турбулентності  $k$ .

*Закони температурних коливань повітря у граничному шарі:*

1. Період коливань температури за висотою не змінюється

$$P(z) = \text{const} \quad (1.23)$$

2. Амплітуда коливань температури з висотою зменшується експоненційно

$$A_{z,2} = A_{z,1} e^{-\beta z}, \quad (1.24)$$

де  $\beta = \sqrt{\frac{\pi}{kP}}$ .

3. Висоти однакового затухання температурних коливань однакового періоду відносяться як корені квадратні з коефіцієнтів турбулентності на цих рівнях

$$\sqrt{\frac{Z_2}{Z_1}} = \sqrt{\frac{k_2}{k_1}}. \quad (1.25)$$

4. Висоти однакового затухання в атмосфері температурних коливань різних періодів відносяться як корені квадратні з періодів коливань

$$\sqrt{\frac{Z_2}{Z_1}} = \sqrt{\frac{P_2}{P_1}}. \quad (1.26)$$

4. Час запізнення температурних коливань з висотою залежить пропорційно від висоти і періоду коливань і обернено пропорційно від коефіцієнта турбулентності

$$\tau = \frac{Z_2 - Z_1}{2} \cdot \sqrt{\frac{P}{k\pi}}. \quad (1.27)$$

Добовий хід температури існує до висоти 1-1,5 км. Амплітуда добових коливань зменшується за висотою в залежності від інтенсивності розвинення турбулентності.

## Приклади розв'язання задач

**Задача 1.** Розрахуйте температуру на рівні 1,0 м, якщо на рівнях 0,5 і 2,0 метра вона становила відповідно 22,0 і 21,1 °С.

*Розв'язання.* За формулою (1.22) розраховуємо  $t_{1,0}$ :

$$(t_{0,5} - t_{1,0}) / (t_{2,0} - t_{1,0}) = \lg(1/0,5) / \lg(1,0/2,0)$$

$$(22,0 - t_{1,0}) / (21,1 - t_{1,0}) = \lg 2 / \lg 0,5$$

Відповідь:  $t_{1,0} = 21,6$  °С.

**Задача 2.** Розрахуйте вертикальний турбулентний тепловий потік, якщо у термін 01 год на висотах 0,5 і 2,0 м температура і швидкість вітру були відповідно 12,6 і 13,7 °С та 0,2 і 0,7 м/с.

*Розв'язання.* Використовуємо практичну формулу  $P_0 = 0,87k_1\Delta t$ , яка враховує густину повітря за нормальних умов в атмосфері,  $k_1$  – коефіцієнт турбулентності на висоті 1 м у приземному шарі розраховується за методом Будика за формулою (1.14),  $\Delta t$  – градієнт температури приземного шару,  $\Delta u$  – градієнт швидкості вітру. Розмірність:  $P_0$  [кДж/(м<sup>2</sup>с)].

$$k_1 = 0,104\Delta u + 0,144\Delta t / \Delta u^2,$$

$$\Delta t = t_{0,5} - t_{2,0}, \quad \Delta u = u_{2,0} - u_{0,5}.$$

У термін 01 год:

$$k_1 = 0,104 \cdot 0,5 + 0,144(-1,1) / 0,25 = -0,114 \text{ (м}^2/\text{с)}$$

$$P_0 = 0,87 \cdot (-0,114) \cdot (-1,21) = 0,120 \text{ (кДж/(м}^2\text{с)}$$

$$P_0 = 0,12 \text{ кВт/м}^2$$

**Задача 3.** Визначить вертикальний турбулентний потік тепла у приземному шарі за методом теплового балансу. Термін спостережень 13 год. Радіаційний баланс  $B_0 = 0,55$  кВт/м<sup>2</sup>; потік тепла у ґрунті  $P_2 = 0,08$  кВт/м<sup>2</sup>;  $t_{0,5} = 20,4$  °С;  $t_{2,0} = 19,8$  °С;  $e_{0,5} = 8,9$  гПа;  $e_{2,0} = 8,0$  гПа.

*Розв'язання.* Використовуємо формулу:

$$P_0 = \Delta t (B_0 - P_2) / (\Delta t + 1,56\Delta e)$$

$$P_0 = 0,6 \cdot (0,55 - 0,08) / (0,6 + 1,56 \cdot 0,9) = 0,14 \text{ кВт/(м}^2\text{с)}$$

## Питання для самоперевірки

1. Які фактори впливають на інтенсивність турбулентності?
2. Які кількісні характеристики турбулентності вам відомі?
3. В чому сутність методу турбулентної дифузії?
4. В чому сутність методу теплового балансу?
5. Від чого залежить турбулентний потік тепла?
6. Як змінюється амплітуда температурних коливань з висотою?
7. Як впливає зростання коефіцієнту турбулентності на висоту поширення температурних коливань в атмосфері?
8. Чим відрізняється добовий хід температури повітря над сушею і водоймою?

9. До якої приблизно висоти в атмосфері поширюються добові коливання температури?

10. Від чого залежить запізнення температурних коливань в атмосфері з висотою?

## 2.3 Основи динаміки атмосфери

### 2.3.1 Сили, які діють в атмосфері на частинку повітря, що рухається

Усі сили ми відносимо до одиниці маси і вони дорівнюють в такому разі прискоренню і мають розмірність (м/с<sup>2</sup>).

#### Інерційні або масові сили:

*Сила тяжіння* – добуток маси тіла на прискорення вільного падіння. У задачах метеорології враховується залежність прискорення вільного падіння від широти та висоти:

$$g(\varphi) = g_0 (1 - a_1 \cos 2\varphi) (1 - a_2 z) \quad (3.1)$$

де  $g_0 = 9,81 \text{ м/с}^2$  – прискорення вільного падіння на широті  $45^\circ$  на рівні моря,  $a_1$  і  $a_2$  – коефіцієнти:

$$a_1 = 0.0026, \quad a_2 = 3,14 \cdot 10^{-7} \text{ м}^{-1}$$

*Сила тяжіння*  $g$  перпендикулярна до поверхневого рівня. В атмосфері сила тяжіння, що діє на частинку, врівноважується силою вертикального баричного градієнта. Вона не може спричинити горизонтальний рух повітряної частинки.

*Сила Коріоліса* – відхиляюча сила обертання Землі. Атмосфера бере участь у добовому обертанні Землі з кутовою швидкістю  $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ . Сила Коріоліса в північній півкулі відхиляє частинку повітря, що рухається, праворуч, тобто вона діє тільки тоді, коли частинка вже знаходиться у стані руху, який розглядається в системі координат твердо скріплених з Землею (інерційна система).

Сила Коріоліса, що діє на одиничну масу, визначається як векторний добуток

$$\vec{K} = 2 \vec{c} \vec{\omega}. \quad (3.2)$$

Складові сили Коріоліса вздовж кола широти - вісь  $X$ , вздовж кола меридіана - вісь  $Y$ , вертикальної вісі  $Z$

$$K_x = 2 (v \omega \sin \varphi - w \omega \cos \varphi) \quad (3.3)$$

$$K_y = -2 u \omega \sin \varphi \quad (3.4)$$

$$K_z = 2 u \omega \cos \varphi \quad (3.5)$$

де  $u, v, w$  – зональна, меридіональна та вертикальна компоненти вектора швидкості вітру  $c$ .

Складовою  $K_z$  можна нехтувати, бо вона має порядок  $10 \cdot 10^{-5}$ ,  $w_z$  має порядок см/с, у 10-100 разів менший ніж  $v$ . Отже маємо:

$$K_x = 2 v \omega \sin \varphi \quad (3.6)$$

$$K_y = -2 u \omega \sin \varphi \quad (3.7)$$

Модуль сили Коріоліса у горизонтальній площині  $XU$  дорівнює:

$$|\vec{K}| = K = \sqrt{K_x^2 + K_y^2} \quad (3.8)$$

$$|\vec{K}| = 2 \omega \bar{c} \sin \varphi \quad (3.9)$$

де  $c$  – горизонтальна швидкість руху частинок повітря, тобто швидкість вітру.

У північній півкулі  $K_y < 0$ , тобто сила Коріоліса відхилена праворуч від напрямку руху. У південній півкулі  $\varphi < 0$ ,  $\sin \varphi < 0$ . Якщо  $c > 0$  то  $K_y > 0$ . Отже, у південній півкулі сила Коріоліса відхилена ліворуч від напрямку руху

*Відцентрова сила  $Z$ .* Вона виникає якщо частинка рухається за криволінійною траєкторією. Вона завжди спрямована вздовж радіуса обертання  $r$  (радіуса кривизни траєкторії):

$$Z = \frac{c^2}{r} \quad (3.10)$$

### Поверхневі сили або сили взаємодії

*Сила баричного градієнта  $G$*  виникає, якщо ізобаричні і ізотермічні поверхні перетинаються, ізобаричні поверхні мають нахил до поверхні рівня. У цьому випадку виникають складові сили баричного градієнта уздовж горизонтальних осей  $OX$  і  $OY$ , що мають напрямок, протилежний напрямкам відповідних складових градієнту тиску. Їх модулі дорівнюють

$$G_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (3.10)$$

$$G_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}$$

Проекція градієнту тиску на горизонтальну площину – горизонтальний градієнт – це вектор, який має напрямок, що збігається з напрямком нормалі до ізобар, тобто у бік зростання тиску, а її модуль дорівнює:

$$G_n = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (3.11)$$

Горизонтальна складова сили баричного градієнта – це єдина сила, під впливом якої виникає горизонтальних рух повітря відносно поверхні, який називається вітром.

*Сила тертя.* Рухи в атмосфері завжди турбулентні, їх характеристики неупорядковано змінюються у просторі та за часом при незмінних зовнішніх умовах.

При таких рухах існують вихорі різноманітних розмірів. Це приводить до інтенсивного перемішування та сильної взаємодії між різними частинами середовища.

Турбулентний рух є типовим для атмосфери, тому що при зростанні швидкості потоку понад деяке критичне значення, в'язкість повітря недостатня, щоб погасити збурення в полі швидкості. Неоднорідність швидкостей (існування градієнту швидкості) повітря виникає внаслідок різного виду і розміру нерівностей поверхні уздовж якої відбувається рух.

Критерій виникнення турбулентності в атмосфері має назву числа Річардсона:

$$R_i = \frac{g}{T} \frac{(\gamma - \gamma_a)}{\left(\frac{\partial c}{\partial z}\right)^2} \quad (3.12)$$

де  $(\gamma - \gamma_a)$  – описує термічні умови виникнення турбулентності;

$\frac{\partial c}{\partial z}$  – вертикальний градієнт швидкості вітру – динамічні умови.

Термічна нестійкість сприяє розвиненню турбулентності, цьому сприяє і збільшення градієнта швидкості вітру. Таким чином малі значення числа  $Ri$  визначають сприятливі умови виникнення турбулентності у атмосфері.

Турбулентність визиває виникнення в'язкої сили турбулентного тертя. (В атмосфері існує і молекулярне тертя, але порядок в'язкої сили молекулярного тертя малий порівняно з турбулентним і їм нехтують).

Напряга турбулентного тертя пропорційна градієнту швидкості вітру. В атмосфері вертикальний градієнт швидкості вітру на порядки перевищує горизонтальний градієнт, тому вертикальна компонента напруги тертя практично дорівнює загальній напрузі тертя:

$$\bar{\tau} = \bar{\tau}_z = A \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \quad (3.13)$$

де  $A$  – коефіцієнт пропорційності, що має назву коефіцієнта турбулентного обміну або турбулентної в'язкості:

$$A = k \rho, \quad (3.14)$$

де  $k$  – коефіцієнт турбулентності,  $\rho$  – густина повітря. Тоді

$$\tau = -k \rho \frac{\partial c}{\partial z} \quad (3.15)$$

Сила тертя  $R$  визначається за формулою

$$R = \frac{d\tau_z}{dz} = \frac{\partial \tau_z}{\partial z} \quad (3.16)$$

Проекції сили тертя на вісі  $X, Y, Z$ :

$$R_{ZX} = \frac{d\tau_{zx}}{dz} = \frac{\partial}{\partial Z} \left( k \rho \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (3.17)$$

$$R_{ZY} = \frac{d\tau_{zy}}{dz} = \frac{\partial}{\partial Y} \left( k \rho \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (3.18)$$

$$R_{ZZ} = \frac{d\tau_{zz}}{dZ} = \frac{\partial}{\partial Z} \left( k \rho \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (3.19)$$

*Граничний шар.* Вплив шорсткості земної поверхні через механізми молекулярної та турбулентної в'язкості проявляється у середньому до висот 1-1,5 км. Шар повітря 0-1,5 км називається граничним шаром. Вище граничного шару знаходиться вільна атмосфера. Сила тертя не може визвати руху. Вона його гальмує і відхиляє праворуч від сили баричного градієнту (або ліворуч від ізобари).

### 2.3.2 Рівняння руху

*Векторне рівняння руху.* Векторна сума сил, що діють на частинку одиничної маси, що рухається, називається *векторним рівнянням руху*:

$$\frac{d\vec{c}}{dt} = \vec{F} = \vec{g} + \vec{G}_n + \vec{K} + \vec{R} + \vec{Z} \quad (3.20)$$

Для оцінки зміни середньої швидкості вітру у фіксованій точці простору використовують частинні похідні. Враховуючи зв'язок між індивідуальними та частинними похідними систему рівнянь динаміки у координатній формі можна записати у наступному вигляді:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2v\omega \sin \varphi + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z} - \left( u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) - w \frac{\partial u}{\partial z} \quad (3.21)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + 2u\omega \sin \varphi + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z} - \left( u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) - w \frac{\partial v}{\partial z} \quad (3.22)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} = g \quad (3.23)$$

### Рухи у вільній атмосфері.

*Геострофічний вітер* усталений горизонтальний рух повітря ( $w=0$ ) у полі прямолінійних ( $Z=0$ ) та рівновіддалених ізобар при відсутності сил тертя ( $R=0$ ) називається геострофічним вітром. Приблизно можна вважати, що такий рух існує у вільній атмосфері. Усталений рух існує, коли діючі на частку сили урівноважені і прискорення ( $dc/dt$ ) = 0.

Система рівнянь руху у цьому разі складається з горизонтальних складових сили баричного градієнта та сили Коріоліса.

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2 v_g \omega \sin \varphi = 0 \quad (3.24)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + 2 u_g \omega \sin \varphi = 0 \quad (3.25)$$

Вектор швидкості руху у горизонтальній площині:

$$c_g = \sqrt{u_g^2 + v_g^2} \quad (3.26)$$

тобто

$$c_g = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} \frac{1}{2\omega \sin \varphi} \quad (3.27)$$

Якщо позначити  $l = 2 \omega \sin \varphi$ , то

$$c_g = \frac{1}{l\rho} \frac{\partial P}{\partial n}. \quad (3.28)$$

Геострофічний вітер спрямовано вздовж ізобар так, що у північній півкулі низький тиск знаходиться ліворуч, а високий – праворуч. У південній півкулі – навпаки.

Геострофічний вітер змінюється з висотою під впливом горизонтального градієнту температури, який обумовлює існування термічного вітру. Швидкість термічного вітру

$$C_t = \frac{g}{l} \frac{1}{T_{CP}} \frac{\partial T}{\partial n} \Delta z \quad (3.33)$$

де  $T_{CP}$  – середня температура шару  $\Delta z$ ;

$\frac{\partial T}{\partial n}$  – модуль горизонтального градієнта температури на вихідному рівні;

$n$  – нормаль до ізотерм поля температури.

Напрямок термічного вітру збігається з ізотермою. В північній півкулі при цьому область холоду залишається ліворуч, а область тепла праворуч. (У південній півкулі навпаки). Вітер у вільній атмосфері дорівнює векторній сумі геострофічного та термічного вітру.

Якщо вітер з висотою повертається праворуч, існує адвекція тепла, якщо ліворуч – існує адвекція холоду.

*Градiєнтний вітер у вільній атмосфері.*

Стаціонарний горизонтальний рух повітря у відсутності тертя у полі рівновіддалених криволінійних ізобар називається градієнтним вітром. Напрямок та швидкість градієнтного вітру залежать від форми баричного рельєфу, тобто циклонічної або антициклонічної кривизни ізобар.

У циклоні та антициклоні – замкнених областях низького та високого атмосферного тиску відповідно умова рівноваги діючих сил може бути записана так:

$$\vec{G} + \vec{K} + \vec{Z} = 0 \quad (3.34)$$

З урахуванням напрямків діючих сил для циклону рівняння (3.33) у скалярній формі

$$G = K + Z, \quad (3.35)$$

а для антициклону

$$G + Z = K. \quad (3.36)$$

З цих рівнянь отримують формулу для розрахунку швидкості градієнтного вітру у циклоні

$$c_{Zn} = -lr + \sqrt{l^2 r^2 + \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}}. \quad (3.37)$$

і в антициклоні

$$c_{Az} = lr - \sqrt{l^2 r^2 - \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}}. \quad (3.38)$$

У круговому циклоні напрямок радіусу кривизни співпадає з напрямком радіусу циклона і тому величина  $(\partial P / \partial r) > 0$ , в антициклоні ці напрямки протилежні і  $(\partial P / \partial r) < 0$ .

У циклоні вітер спрямовано дотично до ізобари так, що область низького тиску знаходиться ліворуч, а високого – праворуч, рух здійснюється проти напрямку годинникової стрілки. В антициклоні вітер спрямовано дотично до ізобар так, що область низького тиску знаходиться ліворуч, а високого – праворуч, рух відбувається за напрямком годинникової стрілки.

В циклоні  $\frac{\partial P}{\partial r} > 0$ , а в антициклоні  $\frac{\partial P}{\partial r} < 0$ . Це означає, що в циклоні швидкість вітру необмежена, а в антициклоні вона обмежена.

#### Рухи у граничному шарі атмосфери.

Під впливом тертя напрямок вітру біля земної поверхні відхиляється на  $25 - 35^\circ$  ліворуч від напрямку геострофічного вітру, при цьому кут більший над шорсткою поверхнею порівняно з гладкою. Тертя зменшує швидкість руху. Кут  $\alpha$  між напрямком вітру і силою баричного градієнту визначається із співвідношення:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2 \omega \sin \varphi}{k}, \quad (3.39)$$

де  $k$  – коефіцієнт зовнішнього тертя.

З урахуванням тертя швидкість вітру у прямолінійних ізобарах визначається за формулою

$$c = \frac{(\partial P / \partial n)}{\sqrt{(l^2 + k^2)}}. \quad (3.40)$$

У граничному шарі зі збільшенням висоти сила тертя зменшується і вітер зростає за швидкістю і повертає праворуч, тобто наближається до напрямку геострофічного вітру.

### Приклад розв'язання задачі

Визначить швидкість руху у вільній атмосфері і граничному шарі за такими даними: широта місця  $\varphi = 30^0$ , горизонтальний баричний градієнт  $G_n = 1$  гПа/100 км, густина повітря приблизно нормальна  $\rho = 1,3$  кг/м<sup>3</sup>, коефіцієнт зовнішнього тертя  $k = 10^{-4}$ .

*Роз'язання:* Визначимо швидкість геострофічного вітру у вільній атмосфері за формулою

$$C_g = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} \frac{1}{2\omega \sin \varphi}; \quad C_g = \frac{1}{1,3} \frac{100}{10^5} \frac{1}{2 \cdot 7,29 \cdot 10^{-5} \cdot 0,5} = 10,5 \text{ (м/с)}$$

Швидкість вітру у граничному шарі з урахуванням сили тертя визначимо за формулою

$$c = \frac{(\partial P / \partial n)}{\sqrt{(l^2 + k^2)}}, \quad \frac{\partial P}{\partial n} = \frac{100}{100 \cdot 1000} = \frac{1}{10^3} = 10^{-3} \text{ (Па/м)};$$
$$l^2 = (2 \cdot 7,29 \cdot 10^{-5} \cdot 0,5)^2 = 53,1 \cdot 10^{-10}; \quad k^2 = 10^{-8};$$
$$c = \frac{10^{-3}}{\sqrt{0,531 \cdot 10^{-8} + 10^{-8}}} = 8,1 \text{ (м/с)}$$

### Питання для самоконтролю.

1. Під впливом якої сили виникає горизонтальний рух повітря?
2. Як спрямована сила Коріоліса у різних півкулях?
3. Що розуміємо під граничним шаром атмосфери?
4. Що таке приземний шар атмосфери?
5. Що таке вільна атмосфера?
6. Під впливом яких сил відбувається рух повітря у вільній атмосфері?
7. Що таке геострофічний вітер та від чого залежить швидкість геострофічного вітру?
8. Покажіть на схемі співвідношення сил та напрямок геострофічного вітру у північній півкулі.
9. Сформулюйте баричний закон вітру у вільній атмосфері.
10. Як спрямовано градієнтний вітер у циклоні в північній півкулі?
11. Як спрямовано напрямок градієнтного вітру в антициклоні в північній півкулі?
12. Як відхиляється геострофічний вітер від ізобари біля земної поверхні?
13. Як змінюється кут відхилення вітру від ізобари у граничному шарі від землі?
14. Як змінюється швидкість вітру у приземному шарі атмосфери з висотою?

## 2.4 ВОДА В АТМОСФЕРІ

### 2.4.1 Водяна пара в атмосфері. Тиск насичення.

Водяна пара в атмосфері на відміну від інших газів, що складають атмосферу, при температурах повітря, які спостерігаються в атмосфері, може змінювати свій агрегатний стан (пара - вода, вода - пара, вода - лід, тощо). Критична температура для водяної пари  $T_{кр}=374$  К. В атмосфері спостерігаються температури  $T < T_{кр}$ . Ця властивість водяної пари визначає специфічні характеристики різних фаз води.

Так найбільша густина води  $\rho = 10^3$  кг/м<sup>3</sup> спостерігається при температурі 4 °С.

При температурі  $t = 0$  °С густина води зменшується стрибком і густина льоду  $\rho_{л} = 0,91$  кг/м<sup>3</sup>, питома теплоємність води  $c_e = 4186$  Дж/(кг·К), льоду  $c_{л} = 2114$  Дж/(кг·К), водяної пари  $c_{вп} = 1386$  Дж/(кг·К). При розв'язанні задач їх можна вважати постійними.

Вода в атмосфері, що знаходиться у стані водяної пари, оцінюється відомими вже характеристиками вологості повітря. Вона поступає в атмосферу при випаровуванні з підстильної поверхні – суходолу, водойм. Головною характеристикою вологості повітря вважається парціальний тиск водяної пари.

*Залежність парціального тиску насиченої водяної пари  $E$  від температури визначається рівнянням Клаузіуса - Клапейрона:*

$$\frac{dE}{E} = \frac{L}{R_n} \frac{dT}{T^2}, \quad (2.1)$$

де  $L$  – приховане тепло випаровування або конденсації ( $L = 2,5 \cdot 10^6$  Дж/кг);

$R_n$  – питома газова стала водяної пари.

Розрахункова формула Магнуса

$$E = E_0 10^{\frac{at}{b+t}} \quad (2.2)$$

Коефіцієнти  $a$  і  $b$  для води:  $a = 7,63$ ,  $b = 241,0$ , для льоду:  $a = 9,5$ ,  $b = 265,5$ ;  $E_0 = 6,11$  гПа – це тиск водяної пари при  $t = 0$  °С.

Фазовий стан води залежить від температури та тиску водяної пари і всі три фази (пара, вода, лід) знаходяться у стані рівноваги, якщо  $T = 273,16$  К, а  $E_0 = 6,11$  гПа. При додатній температурі вода може бути рідиною або паром, а при від'ємній температурі – рідиною, паром, льодом.

*Залежність тиску насичення водяної пари від типу кривизни випарної поверхні.* Кривизна випарної поверхні впливає на інтенсивність випаровування, тобто на тиск насичення водяної пари. У природі існують три види випарної поверхні: опукла, плоска та увігнута.

Сфера взаємодії молекули води з іншими молекулами велика для опуклої поверхні і мала для увігнутої. По відношенню до плоскої поверхні тиск насичення

пари над краплею повинен бути більшим, а над увігнутою поверхнею (над меніс-ком води у капілярах) – меншим.

$$E_{on} > E > E_{ув} \quad (2.3)$$

За формулою Томсона для краплі, радіус кривизни якої  $r$

$$E_r = E \left( 1 + \frac{C_r}{r} \right), \quad (2.4)$$

де  $C_r = 2\sigma/R_n \rho_k T$  при температурах від  $-5$  °С до  $+30$  °С змінюється від  $(1,1 \div 1,3) \cdot 10^{-11}$  мкм.;

$E$  – тиск насичення над плоскою поверхнею води.

Тиск насичення над кристалом льоду

$$E_{кл} = E_{л} \left( 1 + \frac{C_r}{r} \right) . \quad (2.5)$$

Відношення  $E_r/E$  (у %) – це відносна вологість пересичення, яка відповідає радіусу краплі.

Над дрібними краплями ( $r < 10^{-4}$  мкм) повинні бути значні пересичення, щоб вони зростали, а не випаровувались. Тільки при  $r > 1$  мкм вплив кривизни поверхні виявляється незначним, бо  $E_r / E = 100,12\%$ . У хмарах і туманах відносна вологість повинна бути біля 100%, оскільки відносно стійкі краплі мають радіус 1 мкм і більший.

Відношення  $f_r = E_r/E$  (у %) має ще назву рівноважна відносна вологість. Практично  $E_r$  розраховується по температурі випарної поверхні, а  $E$  – по температурі повітря. Для цього використовують формули або психрометричні таблиці.

*Залежність тиску насичення від солоності.* Крім температури та кривизни випарної поверхні на величину тиску насичення водяної пари впливає солоність води. Вона зменшує тиск насичення. Рівноважна відносна вологість водяної пари над розчинами солі та кривою поверхнею визначаються за формулою:

$$f_p = \frac{E_{r,p}}{E} 100\% = \left[ 1 + \frac{C_r}{r} - b_p \left( \frac{r_0}{r} \right)^3 \right], \quad (2.6)$$

де  $E_{r,p}$  – тиск насиченої пари над краплею розчину;

$r_0$  – радіус краплі насиченого розчину солі;

$r$  – радіус краплі розчину солі, яка виростала із краплі радіусом  $r_0$ ;

$b_p$  – коефіцієнт, що враховує зменшення тиску насиченої пари над насиченим розчином солі. (Для солі NaCl коефіцієнт  $b_p = 0,22$ ).

Якщо в атмосфері відносна вологість більша ніж рівноважна, то крапля буде зростати конденсаційним способом.

## 2.4.2 Умови фазових переходів води в атмосфері

У середовищі водяної пари безперервно то виникають, то руйнуються комплекси молекул. Якщо такий комплекс стійкий і збільшується за часом, то він має властивості краплі, тобто має об'єднуючу поверхню. Умови переходу системи, що складається із кількох фазових станів, з нестійкого стану у стійкий, визначаються за допомогою термодинамічного потенціалу, або взаємної потенціальної енергії, що залежить від фази. Загальна зміна вільної енергії системи залежить від фазового переходу і дорівнює різниці термодинамічних потенціалів у кінцевому та початковому станах ( $\Phi_2 - \Phi_1$ ).

### Гомогенний фазовий перехід

*Гомогенний фазовий перехід* – утворення краплі або кристалу льоду безпосередньо з молекул водяної пари за відсутності будь яких аерозольних частинок за умову, що пара знаходиться у метастабільному стані, тобто може перейти границю стійкості, при якій вона існує у рівновазі з новою фазою.

Для утворення нової фази обов'язково треба перейти метастабільну границю, тобто необхідно або пересичення ( $e > E$ ), або переохолодження ( $T_n > T$ ). Можлива й одночасна зміна обох факторів.

*Радіус сталого зародку краплі* – найменшого стійкого комплексу молекул водяної пари об'єднаних єдиною поверхнею, визначається за формулою

$$r_{кр} = \frac{2 \sigma_m}{R_n T \rho_k \ln \left( \frac{E_r}{E} \right)}, \quad (2.7)$$

де  $\sigma_m$  – поверхневий натяг на межі вода-водяна пара,  $\sigma_m = 75,64 \cdot 10^{-3}$  Дж/м<sup>2</sup> при температурі  $t = 0$  °С;

$R_n = 461,5$  Дж/(кг·К) – питома газова стала водяної пари;

$T$  – температура;

$\rho_k$  – густина краплі;

$E_r$  – тиск насичення над поверхнею зародку;

$E$  – тиск насичення над плоскою поверхнею води.

Льодяні зародки в середовищі водяної пари можуть утворюватися шляхом сублімації або гомогенної кристалізації. Розмір сталого зародка при фазовому переході пара-лід (сублімації) визначається за наступною формулою

$$r_{кр} = \frac{2 \sigma_{n-l}}{R_n T \rho_l \ln \left( \frac{E_{r,l}}{E_l} \right)}, \quad (2.8)$$

де  $\sigma_{n-l} = 80$  Дж/м<sup>2</sup> – поверхневий натяг на межі пара-лід;

$\rho_l = 0,91 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> – щільність льоду;

$E_{r,l}$  – тиск насичення над льодяним зародком;

$E_l$  – тиск насичення над плоскою поверхнею льоду.

Розмір сталого критичного зародку кристалу при фазовому переході вода-лід визначається за формулою

$$r_{кр} = \frac{2\sigma_{\text{в-л}}}{\rho_l L_{пл} \ln\left(\frac{T_0}{T}\right)}, \quad (2.9)$$

де  $\sigma_{\text{в-л}}$  – поверхневий натяг на межі вода-лід;

$L_{пл} = 2,83 \cdot 10^6$  Дж/кг – теплота плавлення льоду;

$T_0 = 273,15$  К.

### Гетерогенний фазовий перехід

Для спонтанного утворення краплі у гомогенному середовищі водяної пари потрібне 4 – 8 кратне пересичення. Такого в атмосфері не буває, але в атмосфері конденсація водяної пари відбувається. Річ у тому, що реальна атмосфера не є гомогенною. Вона утримує велику кількість аерозольних частинок. Деякі з них виступають у ролі зародків нової фази. Тверді змочувані частинки спонтанно покриваються водяною плівкою, а соляні частинки, абсорбуючи молекули водяної пари, перетворюються у краплі розчину солі. І в тому і в інших випадках молекули водяної пари будуть конденсуватися вже на готовій рідкій поверхні порівняно великого зародку.

Аерозольні частинки, на яких відбувається конденсація водяної пари, називаються ядрами конденсації.

Дані показують, що всі ядра NaCl, MgCl<sub>2</sub> масою 10<sup>-15</sup> г і всі нерозчинні ядра радіусом більше за 1 мкм при пересиченнях, менших за 0,1%, діють як центри безперервної конденсації. В атмосфері завжди присутні ядра таких розмірів і в таких кількостях, що утворення хмар відбувається при пересиченнях, які бувають у реальній атмосфері.

Критичний розмір краплі ( $r_{кр}$ ), яка сформувалась на ядрі конденсації і може існувати не випарившись і зростати далі, можна знайти із умови:

$$\frac{df}{dr_{кр}} = 0, \quad (2.10)$$

де відносна рівноважна вологість визначається за формулою (2.6).

З умови (2.10) випливає, що

$$-\frac{C}{r_{кр}^2} + \frac{3b_p r_0^3}{r_{кр}^4} = 0, \quad (2.11)$$

$$r_{кр} = \sqrt{\frac{3b_p r_0^3}{C_r}}. \quad (2.12)$$

## Приклади розв'язання задач.

**Задача 1.** Визначити і порівняти тиск насиченої водяної пари над краплями, які мають радіус  $r = 6 \cdot 10^{-6}$  см і температуру  $t = -10,0$  °С за умову:

а) крапля рідка і переохолоджена; б) крапля змерзла.

*Розв'язання.*

Для розв'язання задачі використовують формули (2.4) і (2.5):

$$E_r = E \left( 1 + \frac{C_r}{r} \right), \quad E_{rl} = E_l \left( 1 + \frac{C_r}{r} \right)$$

Для краплі рідкої та переохолодженої за психрометричними таблицями  $E = 2,86$  гПа, а для замерзлої краплі при температурі  $-10$  °С тиск насичення над льодом  $E_l = 2,60$  гПа.  $C_r = 1,2 \cdot 10^{-7}$  см.

$$E_r = 2,86 [1 + (1,2 \cdot 10^{-7} / 6,0 \cdot 10^{-6})] = 2,86 \cdot 1,02 = 2,91 \text{ (гПа)}$$

$$E_{rl} = 2,60 [1 + (1,2 \cdot 10^{-7} / 6,0 \cdot 10^{-6})] = 2,60 \cdot 1,02 = 2,65 \text{ (гПа)}$$

Розрахунки показують, що над краплями радіусом  $6 \cdot 10^{-6}$  см тиск насиченої пари більший ніж над плоскою поверхнею і відносна рівноважна вологість  $f = 100,2$  % і для існування такої рідкої краплі у рівноважному стані необхідно пересичення більше за 0,05 гПа або за 2%. Тиск насичення над замерзлою краплею менший, порівняно з тиском над поверхнею води і рівноважна вологість становить  $E_{rl}/E = 0,93$  або 93%

**Задача 2.** При гетерогенному утворенні краплі на ядрі NaCl виникла крапля  $r_0 = 3,4 \cdot 10^{-6}$  см. Розрахуйте рівноважну відносну вологість над краплею та максимальну рівноважну відносну вологість при якій крапля буде існувати (не випаровуючись) і зростати.

*Розв'язання:*

Використовуємо формулу (2.6) для рівноважної відносної вологості

$$f_p = \frac{E_{r,p}}{E} 100\% = \left[ 1 + \frac{C_r}{r} - b_p \left( \frac{r_0}{r} \right)^3 \right],$$

Враховуючи, що  $C_r = 1,2 \cdot 10^{-7}$  см,  $b_p = 0,22$ , визначаємо:

$$f_p = \left( 1 + \frac{1,2 \cdot 10^{-7}}{3,4 \cdot 10^{-6}} - 0,22 \right) \cdot 100 \text{ \%} = 82 \text{ \%}$$

Критичний радіус краплі, який відповідає максимальній рівноважній вологості, розраховуємо за формулою (2.12)

$$r_{kp} = \sqrt{\frac{3b_p r_0^3}{C_r}}. \quad r_{kp} = \sqrt{\frac{3 \cdot 0,22 \cdot (3,4 \cdot 10^{-6})^3}{1,2 \cdot 10^{-7}}} = 14,7 \cdot 10^{-6} \text{ (см)}$$

Максимальна рівноважна вологість:

$$f_{\max} = \left[ 1 + \frac{1,2 \cdot 10^{-7}}{14,7 \cdot 10^{-6}} - 0,22 \left( \frac{3,4 \cdot 10^{-6}}{14,7 \cdot 10^{-6}} \right)^3 \right] \cdot 100\% = 100,8\%$$

Таким чином, якщо відносна вологість повітря більша ніж 82%, то крапля буде існувати не випаровуючись. Радіус краплі, при якому відносна вологість над її поверхнею буде максимальна,  $14,7 \cdot 10^{-6}$  см. У хмарі або тумані, де пересичення більше за 0,8 %, краплі, що виникли на кристалах солі, будуть продовжувати зростати.

### 2.4.3 Випаровування

Водяна пара попадає в атмосферу при випаровуванні води з поверхні земного шару.

*Випаровування*  $W$  – швидкість випаровування це маса води, яка випаровується за одиницю часу з одиничної поверхні,  $W = [\text{кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})]$ . У метеорології більше поширена друга одиниця вимірювання – товщина шару води у мм, що випаровується у зазначений проміжок часу. Цей проміжок може дорівнювати годині, добі, місяцю, року.  $W = [\text{мм}/\text{год}]$  чисельно дорівнює  $W = [\text{кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})]$ . Використання цієї одиниці дає змогу легко порівнювати кількість випарної води з кількістю опадів, які вимірюються також товщиною шару води у мм.

Водяна пара у формі турбулентного потоку поширюється в атмосферу і досягає висот, де вона конденсується і де утворюються хмари.

Випаровування можливо, якщо дефіцит вологості  $d_1$  над випарною поверхнею буде  $> 0$ .

$$d_1 = E_1 - e, \quad (2.13)$$

де  $E_1$  – тиск насичення над випарною поверхнею, що визначається по її температурі, та  $e$  – парціальний тиск водяної пари в атмосфері.

Якщо  $d_1 < 0$ , то буде здійснюватися процес конденсації.

У приземному шарі атмосфери турбулентний потік водяної пари не змінюється, а вологість змінюється з висотою за логарифмічним законом. Так масова доля водяної пари на висоті  $z$  визначається за формулою:

$$S_z = S_{z_0} - \frac{W}{\rho k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (2.14)$$

де  $S_{z_0}$  – масова доля водяної пари у поверхні землі на висоті  $z_0$ ;

$\rho$  – густина повітря;

$k$  – коефіцієнт турбулентності;

$W$  – турбулентний потік водяної пари.

Визначити  $S_{z_0}$  у поверхні землі дуже важко, тому використовують стандартні рівні  $z_0 = 0,5$  м,  $z = 2,0$  м.

Формула (2.14) дає змогу (за нормальної умови) одержати просту розрахункову формулу для визначення швидкості випаровування за методом турбулентної дифузії:

$$W = 2,1 k_1 \Delta e \text{ [мм/год]} \quad (2.15)$$

де  $k_1$  – коефіцієнт турбулентності на висоті  $z = 1$  м.

Крім поняття випаровування існує ще поняття випарність. Це максимально можливе випаровування з підстильної поверхні за дану умову, якщо кількість води для випаровування не обмежена.

Для визначення швидкості випаровування з поверхні суходолу та води можна використовувати рівняння теплового балансу діяльного шару

$$B_0 = P_m + LW + P_z \quad (2.16)$$

де  $B_0$  – радіаційний баланс підстильної поверхні;

$P_m$  – турбулентний потік тепла, або витрати тепла на підвищення температури повітря за рахунок турбулентного переносу;

$P_z$  – потік тепла у ґрунт або воду;

$LW$  – витрати тепла на випаровування

Боуен запропонував відношення для оцінки умов випаровування:

$$BO = \frac{P_m}{LW} = \frac{c_p}{L} \cdot \frac{T_z - T_{z0}}{S_z - S_{z0}} \quad (2.17)$$

Якщо розв'язати рівняння теплового балансу відносно швидкості випаровування, то отримаємо таку формулу:

$$W = \frac{B_0 - P_z}{L(1 + BO)}$$

Розрахункова формула, за якою  $W$  [кг/(м<sup>2</sup>·с)], наступна:

$$W = \frac{B - P_z}{L \left( 1 + 0,64 \frac{t_1 - t_2}{e_1 - e_2} \right)} \quad (2.18)$$

Оцінка максимальних величин випаровування необхідна для розрахунку водного режиму водоймищ і норм зрошування, проектування зрошувальних систем.

Для розв'язання задачі про можливість або неможливість випаровування або конденсації, використовують поняття рівноважної відносної вологості: порівнюють відносну вологість повітря  $f$  з рівноважною вологістю  $f_p$ , розрахованою за формулою:

$$f_P = (E_1/E) \cdot 100\%, \quad (2.19)$$

де  $E_1$  визначається за температурою випарної поверхні;  
 $E$  – визначається за температурою повітря.

Умова випаровування:  $f < f_P$

Умова конденсації:  $f > f_P$ .

### Приклади розв'язання задач

**Задача 1.** Температура поверхні водоймища  $t_1 = 10,0$  °С; температура повітря  $t = 12,0$  °С. Відносна вологість повітря  $f = 90\%$ . Визначити умови випаровування.

*Розв'язання:*

За психрометричними таблицями визначимо тиск насичення водяної пари для двох випадків.  $E_1 = 12,3$  гПа;  $E = 14,0$  гПа

Визначимо рівноважну відносну вологість:

$$f_P = (E_1/E) \cdot 100\%; \quad f_P = 12,3/14,0 = 87\%$$

*Відповідь:*  $f > f_P$ . Існують умови для конденсації.

#### Задача 2

Визначить випаровування за наступними даними спостережень: радіаційний баланс підстильної поверхні  $B = 0,55$  кВт/м<sup>2</sup>. Температура повітря і парціальний тиск водяної пари виміряні на рівнях 0,5 і 2,0 м і відповідно дорівнюють:  $t_1 = 22,5$  °С;  $t_2 = 22,3$  °С;  $e_1 = 10,8$  гПа;  $e_2 = 10,2$  гПа

*Розв'язання:*

Використовуємо формулу (2.18):

Нехтуємо потоком тепла у ґрунт, бо він на порядок менший за радіаційний баланс, і розраховуємо випаровування у кг/(м<sup>2</sup>·год).

$$W = \frac{550}{2,5 \cdot 10^6 \left( 1 + 0,64 \frac{22,5 - 22,3}{10,8 - 10,2} \right)} \cdot 3600$$

*Відповідь:*  $W = 0,65$  кг/ (м<sup>2</sup> · год)

### 2.4.4 Тумани

Якщо конденсація водяної пари відбувається безпосередньо поблизу від земної поверхні, у приземному шарі атмосфери виникає туман.

*Туман* - сукупність крапель завислих у повітрі біля земної поверхні, що приводить до зменшення горизонтальної дальності видимості: якщо горизонтальна дальність видимості в атмосфері менша за 1 км, то явище носить назву туман, якщо вона знаходиться у діапазоні від 1 до 10 км, то явище називається *димка* (*серпанок*).

Тумани розподіляються на види за дальність видимості (слабкі, помірні, сильні); за умовами виникнення: тумани охолодження (адвективні, радіаційні, адіабатичні), тумани змішування та тумани випаровування; за температурою (теплі, холодні); за агрегатним станом (водяні, льодяні, змішані).

Найбільшу повторюваність мають адвективні тумани. Вони і найбільш інтенсивні, тобто мають найменшу видимість та велику тривалість існування.

*Адвективні тумани* виникають у теплій повітряній масі, яка переміщується на більш холодну підстильну поверхню і вихолоджується завдяки турбулентному й радіаційному теплообміну з цією поверхнею. Утворенню такого туману сприяють велика різниця між температурою підстильної поверхні та температурою повітря, велика відносна вологість теплого повітря, помірна швидкість вітру, помірно стійка температурна стратифікація й порівняно слабкий турбулентний обмін.

*Радіаційні тумани* утворюються завдяки нічному радіаційному охолодженню земної поверхні й приземного шару повітря та слабого турбулентного перемішування. Ці умови створюються на протязі безхмарної та довгої ночі у відносно вологому повітрі, коли вихолодження приводить водяну пару до стану насичення.

У гірській місцевості спостерігаються тумани, що утворюються при підйомі повітря вздовж схилів, який супроводжується адіабатичним вихолодженням.

*Тумани змішування* утворюються при надходженні холодного повітря на більш теплу підстильну поверхню. Холодне вологе повітря швидко змішується з порівняно теплим вологим шаром приземного повітря. Цей процес протікає дуже інтенсивно й туман утворюється вже через декілька хвилин після початку адвекції. Тумани змішування часто утворюються у холодну пору року над акваторіями морів та великих озер.

*Тумани випаровування* виникають завдяки припливу водяної пари з теплої випарної поверхні до відносно холодного повітря. Сприятливі умови для утворення туманів випаровування виникають у холодну пору року над теплою поверхнею океанів та морів, особливо при додатній температурі повітря над водою.

Якщо відомі фізичні процеси утворення туману, то можна розрахувати температуру туманоутворення для туману заданої водності

*Водність туману*  $\delta = [ \text{г/м}^3 ]$  – маса води в одиниці об'єму туману. Для утворення радіаційного туману необхідно таке нічне радіаційне охолодження, щоб температура досягла температури точки роси й охолодження продовжувалось, щоб сконденсувалось достатньо води для виникнення туману:

$$\Delta T = \Delta T_1 + \Delta T_2 \quad (2.20)$$

де  $\Delta T$  – загальне зниження температури;

$\Delta T_1$  – зниження температури до точки роси;

$\Delta T_2$  – зниження температури для виникнення туману з водністю  $\delta$ .

Розрахункові формули наступні:

$$\Delta T_1 = 0.115T(2 - \lg f) \quad (2.21)$$

$$\Delta T_2 = 19 \delta/e, \quad (2.22)$$

де  $T$  – температура повітря (К) у термін (21год);  
 $f$  – відносна вологість (%);  
 $\delta$  – водність туману;  
 $e$  – парціальний тиск водяної пари (гПа).

Дальність метеорологічної видимості у тумані  $S_m$  (м) визначається наступною формулою

$$S_m = 2.6 \frac{r^*}{\delta}, \quad (2.23)$$

де  $r^*$  (мкм) – поверхнево-еквівалентний радіус краплі туману,  $\delta$  (г/м<sup>3</sup>)

### Приклади розв'язання задач

#### Задача 1.

При заході Сонця температура повітря  $t = 17,0$  °С, відносна вологість  $f = 70\%$ . За прогнозом погоди вранці чекають зниження температури до  $5,5$  °С. Якщо радіус краплі  $r^* = 10$  мкм, то скільки треба часу щоб видимість у тумані дорівнювала  $S_m = 260$  м. Швидкість охолодження повітря  $2,2$  °С/год.

#### Розв'язання:

Метеорологічна дальність видимості  $S_m$  в тумані залежить від його водності  $\delta$  (г/м<sup>3</sup>) і визначається за формулою (2.23)

$$S_m = 2.6 \frac{r^*}{\delta}; \quad \delta = 2,6 \cdot 10 = 260 = 0,1 \text{ (г/м}^3\text{)}.$$

$E=19,4$  гПа – тиск насичення для температури  $17$ °С за психро-метричною таблицею.

Парціальний тиск водяної пари  $e = 19,4 \cdot 0,7 = 13,6$  (гПа)

Зниження температури

$$\Delta T = 0,115 T (2 - \lg 70) + 19(0,1/13,6) = 5,3 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

*Відповідь.* Якщо на протязі ночі швидкість зниження температури дорівнюватиме  $2,2$  °/год, то туман з видимістю 260м виникне через

$$\tau = 5,3 \text{ } 0 / 2,2 = 2,4 \text{ (год), тобто у } 23,4 \text{ год.}$$

*Задача 2.* На границі теплої й холодної морських течій здійснюється змішування повітряних мас: холодної ( $t_1 = 5,0$  °С і  $f_1 = 91\%$ ) і теплої ( $t_2 = 11,0$  °С,  $f_2 = 80\%$ ). Чи утвориться туман змішування?

#### Розв'язання:

При змішуванні двох повітряних мас виникає нова повітряна маса яка має: середню температуру  $t$  і середній парціальний тиск  $e$ .

$$t = (t_1 + t_2)/2; \quad t = (5 + 11)/2 = 8 \text{ (} ^\circ\text{C)}$$

Для визначення  $e$  знаходимо  $E_1$  та  $E_2$  за психрометричними таблицями:  
 $E_1 = 8,72$  гПа,  $E_2 = 13,12$  гПа.

$$e_1 = 8,72 \cdot 0,91 = 7,93 \text{ (гПа)}; e_2 = 13,12 \cdot 0,80 = 10,50 \text{ (гПа)}; e = 9,21 \text{ гПа.}$$

Для виникнення туману необхідно щоб зниження температури досягло точки роси. Для  $e = 9,2$  гПа за психрометричними таблицями точка роси  $t_d = 5,8$  °С.

*Відповідь.* Середня температура  $t > t_d$ . Таким чином у даному випадку туман змішування не виникає.

## 2.4.5 Хмари

*Хмара* – це сукупність крапель, кристалів або їх суміш, що знаходяться в атмосфері у завислому стані над земною поверхнею. Хмари завжди мають нижню та верхню межі.

Хмари виникають внаслідок конденсаційних процесів в атмосфері вище рівня конденсації у вологому повітрі.

*Морфологічні ознаки* (тобто зовнішня форма хмари) та мікрофізичні характеристики хмар, їх різноманітність визначаються особливостями фізичних процесів утворення.

Хмари класифікують згідно з морфологічною або генетичною класифікаціями, тобто за зовнішнім виглядом або за умовами хмароутворення.

За міжнародною морфологічною класифікацією усі хмари поділяють на яруси, форми. Існує 3 яруси та 10 форм хмар, кожна з яких має 2-3 види і різновиди. Різновиди відбивають специфічні особливості їхнього утворення, зовнішнього вигляду

Хмари нижнього ярусу – нижня границя  $< 2$  км.

Хмари середнього ярусу – нижня границя у шарі 2-6 км.

Хмари верхнього ярусу – нижня границя  $> 6$  км.

При визначенні форм, видів і різновидів хмар необхідно користуватися атласом хмар, у якому зібрані типові фотографії. За генетичною класифікацією усі хмари поділяють на шаруваті, купчасті, хвильові [5].

Шаруваті хмари утворюються при адіабатичному повільному підйомі вологого повітря вздовж атмосферних фронтів. Це високо-шаруваті, перисті та перисто-шаруваті, які облягають небо.

St – шаруваті хмари нижнього ярусу виникають внаслідок нічного радіаційного вихолодження повітря нижнього шару атмосфери. Ці хмари мають найнижчі висоти над поверхнею землі, вони можуть з'єднуватися з туманами, складаються з дуже малих крапель, і опадів дають дуже мало.

Усі шаруваті хмари сприяють охолодженню тропосфери у цілому, одноразово вони, поглинаючи довгохвильове випромінювання підстильної поверхні, зменшують нічне радіаційне охолодження приземного шару.

Купчасті хмари Cu і Cb виникають при процесах термічної чи динамічної конвекції, при висхідному підйомі повітря при розвинених упорядкованих вертикальних рухах, які виникають при перегріві підстильної поверхні у теплу пору року (термічна конвекція), у гірській місцевості при вимушеному підйомі повітря, на холодному атмосферному фронті, коли холодне повітря виштовхує тепле угору.

Хмари С<sub>u</sub> та С<sub>b</sub> термічної конвекції мають добовий хід. Вони виникають ранком, досягають максимального розвитку після місцевого полудня і розсіюються у другу половину дня.

До хвилеподібних хмар відносяться шарувато- купчасті (С<sub>c</sub>), високошаруваті (А<sub>c</sub>) та перисто-купчасті (С<sub>s</sub>).

Під впливом хвильових рухів атмосферного повітря можуть утворюватися хвилеподібні хмари, які мають вигляд поширених по горизонталі на десятки і сотні кілометрів шарів хмар, які складаються з валів, гряд.

При достатній вологості повітря в гребнях атмосферних хвиль висхідні рухи приводять до конденсації водяної пари й утворення хмарних хвиль. Такі хмари можуть виникати у будь-якому ярусі. В проміжках між валами загальне рівномірне опускання повітря приводить до утворення просвітів. Якщо вологість велика, то просвіти можуть бути відсутніми.

Хвилеподібні хмари можуть формуватися й під впливом осередкової конвекції. Якщо хмарний шар нестійкий, то у гребнях хмар може виникнути конвекція, що приводить до утворення високо-купчастих хмар, а потім до розвитку хмар і формування окремих осередків конвекції.

Орографічні хвилеві хмари виникають у гребнях гірських повітряних хвиль з їх підвітряної сторони, якщо температурна стратифікація стійка, а перпендикулярна до гори швидкість вітру перевищує 8 м/с. Особливістю хвилеподібних гірських хмар є те, що гребені й улоговини весь час знаходяться на одному місці.

## 2.4.6 Опади

Краплі води і кристали льоду, які випадають з хмар на земну поверхню, називаються опадами. Вони розділяються на тверді, рідкі та змішані. Для вивчення форм опадів, їх умовних позначок користуйтеся навчальною літературою [3,4]. Зверніть увагу на такі основні форми:

Тверді опади:

1. *Сніг* – опади у виді кристалів (сніжинок) різноманітної форми: голки, стовпчики, пластинки, голчаті зірки, їжаки, що складаються з кількох стовпчиків тощо. Найбільші лінійні розміри 4-5 мм. Пластівці снігу можуть мати розмір від 0,5 мм до 5 см, іноді 15-20 см. Випадають у холодну пору року з хмар N<sub>s</sub>, A<sub>s</sub>, S<sub>t</sub>, S<sub>c</sub>.

2. *Крупа* – снігові матово-білі або льодяні частинки з непрозорим ядром радіусом до 7,5 мм.

3. *Град* – льодяні часинки кулястої форми з проталинами різної щільності. Радіус 1-25 мм, інколи до 15 см й більший. Випадають тільки з хмар С<sub>b</sub>.

Рідкі опади:

1. *Дощ* – водяні опади у формі крапель радіусом від 0,25 мм. Найбільший радіус 2,5-3,2 мм. Швидкість падіння крапель дощу 8-10 м/с. Дощ випадає з N<sub>s</sub>, A<sub>s</sub>, С<sub>b</sub>, іноді з S<sub>c</sub> та S<sub>t</sub>. Дощові краплі обов'язково на початку дощу залишають на поверхні плями, на водній поверхні краплі дощу залишають кола.

2. *Мряка* – однорідні опади з дрібних крапель радіусом  $< 0,25$  мм. Краплі мряки плавають у повітрі. Іноді вони утворюються у густому тумані. Швидкість падіння  $0,3$  м/с. Випадає із St та Sc.

Згідно генетичної класифікації (за умовами утворення) опади підрозділяються на такі види:

1. *Облогові* – тривалі і розповсюджені по великій площі опади середньої інтенсивності, які випадають з хмар системи As – Ns у вигляді дощу або снігу, іноді мокрою.

2. *Зливові опади*, які випадають із купчасто – дощових хмар у вигляді зливового дощу, зливового снігу, крупи, граду. Вони раптово починаються й раптово закінчуються. Зливові опади часто супроводжуються грозами та шквалами.

3. *Мрячні опади* випадають з густих шаруватих та купчасто-шаруватих хмар, з туману. Вони утворюються у стійко стратифікованих повітряних масах.

Процес розвитку хмар та утворення опадів має дві стадії.

У початковій стадії розвитку хмари основну роль в укрупненні зародкових хмарних елементів грає процес конденсації водяної пари, завдяки невеликому пересиченню водяної пари відносно поверхні хмарних крапель. Особливо швидко починається зростання частинок у хмарі після того, як поряд з переохолодженими краплями з'являються й кристали льоду, тобто в змішаних хмарах Ns, As, Cb. За цих умов починається “перегонка” водяної пари з переохолоджених крапель на кристали льоду внаслідок того, що тиск насиченої водяної пари над льодом нижчий, ніж над водою. Конденсаційним шляхом краплі та кристали льоду зростають до  $r = 20-60$  мкм. Далі основну роль починає відігравати процес коагуляції (злиття) хмарних елементів. Коагуляція обумовлена головним чином різною швидкістю падіння крапель і кристалів – гравітаційна коагуляція. Коагуляція, обумовлена турбулентними та іншими рухами повітря, електростатичними силами сама по собі малоефективна, але вона сприяє виникненню різноманітних за розмірами та вагою крапель.

Великі краплі можуть утворюватися у хмарах великої вертикальної протяжності, та під дією вертикальних течій, коли крапля проходить великі товщі хмари.

Опади характеризуються кількістю та інтенсивністю.

*Кількість опадів* – товщина шару води в мм, який би міг утворитися після випадання опадів на горизонтальну непроникливу поверхню. Один мм води на площі  $1 \text{ м}^2$  відповідає масі опадів  $1$  кг.

*Інтенсивність опадів* – кількість опадів, що випадає за одиницю часу.

*Наземні опади* є продуктом конденсації водяної пари із повітря на земній поверхні та деревах. Це роса, іній, паморозь, ожеледиця.

Швидкість конденсаційного, сублімаційного та коагуляційного росту крапель залежить від вологості повітря, розміру крапель і кристалів. Час конденсаційного зростання краплі  $t'_{\text{конд}}$ :

$$t'_{\text{конд}} = \frac{50 (r_2^2 - r_1^2)}{k_{\text{конд}} \Delta f E}, \quad (2.24)$$

де  $r_2$  та  $r_1$  – кінцевий та початковий розміри краплі;

$k_{\text{конд}} = 1,74 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2/\text{ГПа}$ ;

$\Delta f$  – пересичення;

$E$  – тиск насичення.

Час сублімаційного росту льодяної частинки:

$$t'_{\text{субл}} = \frac{r_2^2 - r_1^2}{k_{\text{субл}} (E - E')}, \quad (2.25)$$

де  $k_{\text{субл}} = 18,9 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2/\text{ГПа}$ ;

$E$  – тиск насичення пари у хмарі;

$E'$  – тиск насичення пари над льодом.

Розрахунки вказують на те, що у хмарі льодяні частинки зростають швидше, ніж краплі.

### Питання для самоконтролю

1. Як впливає концентрація розчину краплі на тиск насичення водяної пари над краплею?
2. Як впливають турбулентні рухи на швидкість випаровування? Які одиниці вимірювання випарності?
3. Що таке адіабатичне охолодження і як воно впливає на умови утворення туманів?
4. На яких засадах базується морфологічна класифікація хмар?
5. Які форми хмар відносяться до водяних, змішаних та льодяних за агрегатним станом?
6. Які хмари виникають внаслідок адіабатичного охолодження?
7. Які хмари виникають внаслідок процесів турбулентного обміну?
8. Які хмари виникають при термічній конвекції?
9. При яких температурах у хмарах можливе існування переохолодженої води?
10. Які умови розвитку процесу сублімації водяної пари у хмарах?
11. Які характеристики вологості не змінюються при висхідних рухах у хмарах?
12. Що таке потрійна точка?
13. Які види опадів існують згідно з умовами їх виникнення?
14. Які види опадів зв'язані з купчастими хмарами?
15. Що спонукає виникнення роси та інею?
16. Які фактори сприяють випаровуванню у природних умовах?
17. Яка система хмар теплового та холодного фронту?

## 2.5 Оптичні явища у хмарах, туманах та опадах

Хмари, тумани та опади спричиняють дуже сильне помутніння атмосфери: показники ослаблення електромагнітного випромінювання в хмарах майже на три порядки більші від показників молекулярного розсіювання. Основним фактором розсіювання сонячної радіації в хмарну погоду є аерозольне розсіювання на хмарних частинках: краплях або кристалах льоду. Найбільш розсіювальними є хмари Сб, Аs.

Крім розсіювання в хмарах, існує ще поглинання електромагнітних хвиль. Видима частина сонячного спектра (0,39-0,76 мкм) ослаблюється в хмарах за рахунок розсіювання. Інфрачервона радіація ( $\lambda > 0,76$  мкм) поглинається, особливо теплова інфрачервона радіація ( $\lambda > 10$  мкм).

При проходженні сонячного променя крізь хмари, що складаються з середніх та великих крапель, спостерігається заломлення та відбиття у краплях інтегрального потоку білого видимого сонячного світла, що супроводжується розкладенням його на монохроматичні потоки різного кольору і виникненням такого оптичного явища як райдуга (*веселка*). Райдуга частіше спостерігається влітку при малих висотах Сонця (ближче до вечора) після зливи на фоні хмар Сб у стороні протилежній Сонцю з центром дуги в антисолярній точці. Радіус райдуги дорівнює  $42^\circ$ , іноді, видно і другу дугу з радіусом  $52^\circ$ . Пояснення явища райдуги з точки зору законів геометричної оптики запропонував Декарт в 1637 р. Сонячні промені при вході в краплю заломлюються, кут заломлення завжди менший за кут падіння і залежить від довжини монохроматичного потоку, тому у краплю входить потік, розкладений на 7 монохроматичних потоків. У середині краплі промені відбиваються, змінюють первісний напрямок. У інтегральному сонячному промені 7 кольорів, кожен з котрих має свій кут заломлення. Таким чином у середині краплі сонячний промінь розбігається і виходить із краплі розбіжним. Найбільшу енергію несуть промені, що мають менше відхилення. Ці промені й утворюють головну або першу райдугу. У великій краплі промінь може відбитися два рази, тоді утвориться друга райдуга. Кут падіння ( $i$ ) і кути заломлення ( $e$ ) зв'язані співвідношенням:

$$\sin i = n \sin e, \quad (2.26)$$

де  $n$  – коефіцієнт заломлення (води).

Кут відхилення від первісного напрямку:

$$D_k = 2(i - e) + k(\pi - 2e), \quad (2.27)$$

де  $k$  – кількість відбиттів променя у середині краплі.

Розташування кольорів у першій райдузі наступне: зовні розташований червоний колір (кут відхилення найменший), внутрішній (нижній) колір – голубий. У другій райдузі: зовнішній голубий, внутрішній (нижній) – червоний. Ширина першої райдуги  $2^\circ 14'$ , другої  $3^\circ 34'$ . Якщо Висота Сонця  $> 42^\circ$  то райдуга знахо-

диться під горизонтом, якщо висота сонця  $> 52^{\circ}$  і друга райдуга опускається під горизонт.

*Гало* – група оптичних явищ, які пов’язані з відбиттям і заломленням світла від Сонця або Місяця в завислих або падаючих у повітрі льодяних кристалах хмар верхнього ярусу Cs, Ci. Ці хмари складаються з кристалів гексагональної форми, концентрація частинок у цих хмарах мала – хмари напівпрозорі.

Якщо промінь падає на бокову грань призми під деяким кутом  $i$ , він заломлюється під кутом  $e$  і виходить через протилежну грань під кутом  $i'$ . Кут відхилення:

$$D=i-e+i'-e'=i+i'-A \quad (2.28)$$

де  $A$  – двогранний кут між боковими гранями.

Кути біля вершині призми можуть дорівнювати  $60^{\circ}$ ,  $90^{\circ}$ ,  $120^{\circ}$ . Але тільки кути  $60^{\circ}$  та  $90^{\circ}$  можуть забезпечити умови проходження променя крізь призму.

Коли кут  $A = 60^{\circ}$ , то утворюється гало з кутовим радіусом  $22^{\circ}$ . Воно має від кільця навколо Сонця з червонуватим і чітким внутрішнім краєм й більш розмитим зовнішнім.

Гало з кутовим радіусом  $46^{\circ}$  утворюються, коли кут  $A = 90^{\circ}$ .

Велике біле пергеличне кільце проходить крізь Сонце на тій же кутовій висоті що й Сонце.

Безбарвні гало виникають внаслідок відбиття сонячних променів від кристалів.

У тонких хмарах As, Ac, Cs можна бачити яскраві райдужні кільця навкруги Місяця або Сонця. Їх називають вінцями. Внутрішнє кільце – ореол, або вінець першого порядку, блакитно – білий, який через жовтий колір переходить до червоного.

Кутовий розмір ореола залежить від радіуса хмарних частинок і доходить до  $13^{\circ}$ . Вінці утворюються завдяки дифракції світла на краплях або кристалах. Теорія вінців зводиться до розглядання дифракції світла, що відбувається при його проходженні крізь малі отвори або вузькі щілини. У ролі отворів виступають краплі води, а у ролі щілин – кристали льоду.

Окрім райдуги, гало, вінців в атмосфері спостерігаються й інші оптичні явища. До них відносяться стовпи, протисонце, кола, дотичні до гало, глорії іризації хмар, кільце Бішопа.

## 2.6 Електричні явища в хмарах

*Іони.* Хмарні краплі та кристали можуть нести електричний заряд. Іони – заряджені частинки атмосферного повітря при контакті з частинками хмар можуть осідати на них. Другий механізм електризації хмарних частинок – це контакт і тертя льодяних частинок. Електризація відбувається й при замерзанні крапель води, які є слабкими розчинами хімічних речовин.

На зарядження крапель впливає *баллоелектричний ефект* – електризація при руйнуванні крапель та кристалів.

Найбільший об'ємний електричний заряд може утворитися у купчасто – дощовій хмарі. У верхній частині хмари вище ізотерми  $-12^{\circ}\text{C}$  переважають додатні заряди, що виникають на льодяних частинках. У середній частині зосереджуються головним чином від'ємні заряди. У нижній частині по індукції переважають об'єми з надлишком позитивних зарядів (тому що поверхня землі від'ємно заряджена). Між нижньою позитивно зарядженою і середньою негативно зарядженою частинами хмари напруженість електричного поля може перевищити критичну ( $10^5 \text{ В/м}$ ) і тоді відбувається іскровий пробій шару повітря.

Частіше розряд проходить між нижньою частиною хмари і поверхнею землі. Розряд починається з великої кількості окремих розрядів – стримерів, які об'єднуються у східчастий лідер, який формує сильно іонізований канал на шляху від хмари до земної поверхні. Коли лідер досягає поверхні землі, виникає зворотній імпульс.

*Блискавки.* Іскрові розряди називаються *блискавками*, вони розділяються на лінійні, плоскі, кулькові та чоточні. Середня тривалість блискавки 0,2 с, потужність досягає мільйона кВт. При розряді температура в іонізованому каналі зростає до 15000-20000 К, що приводить до виникнення ударної хвилі, яка швидко виводжується у звукову. Остання і сприймається як *грім*. Радіус чутності грому досягає 15-20 км.

### Питання для самоконтролю

1. Що таке світловий потік сонячної радіації?
2. Що таке яскравість та освітленість?
3. Які оптичні явища виникають в атмосфері при розсіянні сонячної радіації?
4. Чим пояснюються голубий колір неба і білий колір хмар?
5. Чим пояснюються розміри Сонця і Місяця при сході і заході?
6. Що спричиняє появу зоревих явищ?
7. Від чого залежить видимість в атмосфері?
8. Що таке контраст яскравості?
9. Що таке метеорологічна дальність видимості?
10. Які фактори впливають на метеорологічну дальність видимості?
11. Що таке "поріг контрастної чутливості ока"?
12. Що таке яскравість повітряної димки?
13. Яка формула існує для розрахунку метеорологічної дальності видимості?
14. Як розраховується дальність видимості в тумані?
15. Що таке розширення і звуження горизонту?
16. Які оптичні явища в атмосфері пов'язані з аномальним розподілом густини повітря з висотою?
17. Які міражі можуть спостерігатися в переохолодженому і перегрітому повітрі?
18. В наслідок яких причин утворюються райдуги перша та друга?

19. Як утворюються сутінки? Яки вони бувають?
20. Яка межа зветься термінатор?
21. Коли і чому утворюються білі ночі?
22. Що таке гало, які вони бувають?
23. Які фізичні процеси призводять до електризації крапель і кристалів у хмарах?
24. Як розподіляється електричні заряди у купчасто-дощовій хмарі?
25. Як виникає і розвивається блискавка?
26. Що таке інтенсивність іонізації?
27. Від чого залежить концентрація іонів в атмосфері?
28. Що таке провідність атмосфери?
29. Що таке рухливість іонів?
30. Що таке полярна провідність?

## 2.7 Рекомендації по виконанню контрольної роботи

### *Загальні поради по виконанню контрольної роботи*

Уважно розгляньте методичні вказівки. Зміст окремих розділів викладен згідно з програмою лекційного курсу. Методичні вказівки допоможуть Вам зорієнтуватися в теоретичному матеріалі курсу, засвоїти основні положення, розв'язати задачі при виконанні завдань. Запитання для самоперевірки і приклади розв'язання задач наведені в кінці кожного розділу.

Після ретельного вивчення відповідних розділів підручника і рекомендованої літератури студент виконує контрольну роботу, яка включає чотири завдання. Важливою умовою успішного виконання контрольної роботи є уважне вивчення завдань. Контрольна робота складається з чотирьох завдань: двох теоретичних і двох практичних, згідно кількості змістовних модулів. Номер варіанта контрольної роботи (КР) відповідає останній цифрі номеру залікової книжки.

Контрольна робота повинна бути написана розбірливим чітким почерком, без виправлень та скорочень або набрана у редакторі Word (кегель 12; відстані між рядками – один інтервал; поля сторінок: 25мм), сторінки нумеруються. Формули набираються в редакторі формул і мають такі параметри: Full =12, Subscript/Superscript =10, Sub-Subscript/Superscript =8, Symbol =12, Sub-Symbol =10, з м і н н і набираються курсивом, шрифтом Times New Roman. Для зауважень викладача мають залишатися поля.

Відповіді на теоретичні питання повинні бути повними і обґрунтованими. Обов'язкове посилання на використані літературні та інші джерела, перелік яких надається у кінці роботи. У список використаної літератури вносяться праці, з яких запозичуються цитати, думки, довідкові дані, на які робиться посилання. Джерела в списку літератури потрібно розташовувати згідно порядку посилань в тексті. Посилання в тексті на джерела потрібно розташовувати у квадратних дужках, порядковий номер згідно з списком літератури.

При рішенні задач необхідно користуватися задачками, довідниками і прикладами розв'язання задач, які наведені в даних методичних вказівках. Необхідно пояснювати хід розв'язання, правильно використовувати розмірність параметрів, де це потрібно, проводити порівняння результатів, отриманих для різних умов, щоб був зрозумілим їх фізичний зміст.

При виникненні необхідності проконсультуватися з викладачем студент може

- зустрітися з викладачем на кафедрі фізики атмосфери і кліматології за адресою вул. Львівська 15, ком. 301;
- надіслати лист за електронною адресою на кафедру [geophys@ogmi.farlep.odessa.ua](mailto:geophys@ogmi.farlep.odessa.ua) або на електронну пошту викладачу.

При перевірці самостійної роботи в міжсесійний період використовуються елементи дистанційної форми контролю, тобто у таблиці 1 наведені терміни контролю вивчення дисципліни за блоками змістовних модулів:

Таблиця 1 – Терміни перевірки контрольної роботи в міжсесійний період.

Змістовний модуль	Блок	Строк контролю
1. Теплова взаємодія атмосфери і підстильної поверхні.	1. Закономірності теплових коливань у ґрунті. Побудова графіків добового та річного ходу та їх аналіз. Завдання 1.1, 2.1,	1-5 жовтня
	2. Закономірності теплових коливань у повітрі. Побудова графіків добового та річного ходу температури повітря на різних висотах та їх аналіз. Завдання 1.2, 2.2.	1-5 листопада
Основи динаміки атмосфери	3 Розрахунки швидкості геострофічного вітру. Завдання 1.3, 2.3	1-5 грудня
	4. Розрахунки швидкості вітру і побудова схем руху повітря у різних формах баричного рельєфу. Завдання 3,1	1-5 січня
2. Вода в атмосфері.	5. Конденсація водяної пари в атмосфері. Визначення умов випаровування і розрахунки швидкості випаровування. Побудова графіків добового ходу характеристик вологості повітря. Завдання 3.2	1-5 лютого
	6. Мікрофізичні характеристики туманів і хмар. Процеси утворення туманів. Завдання 4.1,	1-5 березня
Оптичні та електричні явища в атмосфері.	7. Оптичні явища в хмарах, туманах і опадах. Розрахунки видимості в туманах. Завдання 4.2	1-5 квітня
Атмосферна акустика	8. Швидкість звуку в атмосфері, траєкторія звукового променя. Завдання 4.3	1-5 травня

## Завдання I

№

- 0 1.1. Які фактори визначають тепловий режим ґрунту та водоймищ?  
1.2. Як впливає зростання коефіцієнту турбулентності на висоту поширення температурних коливань в атмосфері?  
1.3. Під впливом якої сили виникає горизонтальний рух повітря?
- 1 1.1. Як теплофізичні якості ґрунту впливають на його температурний режим?  
1.2. Чим відрізняється добовий хід температури повітря над сушею і водоймою?  
1.3. Як відхиляється геострофічний вітер від ізобари біля земної поверхні?
- 2 1.1. Від чого і як залежать амплітуди добових та річних коливань температури ґрунту?  
1.2. До якої висоти в атмосфері поширюються добові та річні коливання температури?  
1.3. Що таке геострофічний вітер та від чого залежить швидкість геострофічного вітру?
- 3 1.1. Які середні глибини проникнення добових і річних коливань температури у ґрунті?  
1.2. Від чого залежить запізнення температурних коливань в атмосфері з висотою?  
1.3. Як спрямовано напрямок градієнтного вітру в антициклоні в північній півкулі?
- 4 1.1. Як впливають рослинний і сніговий покрив на тепловий режим ґрунту?  
1.2. Як змінюється амплітуда температурних коливань з висотою?  
1.3. Сформулюйте баричний закон вітру у вільній атмосфері.
- 5 1.1. Як формулюються основні закони поширення температурних коливань у ґрунті?  
1.2. Від чого залежить турбулентний потік тепла?  
1.3. Що таке термічний вітер та від чого залежить швидкість термічного вітру?
- 6 1.1. Як впливає вологість ґрунту на його теплофізичні характеристики і спроможність проводити тепло на глибини?  
1.2. Визначення коефіцієнта турбулентності методом теплового балансу?  
1.3. Покажіть на схемі співвідношення сил та напрямок геострофічного вітру у північній півкулі.
- 7 1.1. На якій приблизно глибині затухають добові коливання температури в сухому ґрунті?  
1.2. Визначення коефіцієнта турбулентності методом турбулентної дифузії?  
1.3. Як змінюється швидкість вітру у приземному шарі атмосфери з висотою?
- 8 1.1. На які глибини проникають температурні коливання в океані влітку та взимку?  
1.2. Які кількісні характеристики турбулентності вам відомі?  
1.3. Під впливом яких сил відбувається рух повітря у вільній атмосфері?
- 9 1.1. Якими засобами людина може вплинути на тепловий режим ґрунту?  
1.2. Які фактори впливають на інтенсивність турбулентності?  
1.3. Як спрямовано градієнтний вітер у циклоні в північній півкулі?

## Завдання II

За даними спостережень за температурою ґрунту на різних глибинах у терміни спостережень за місцевим часом, необхідно виконати наступні вправи. Розв'язання задач повинно супроводжуватися необхідними графіками, аналізом отриманих результатів, посиланням на вже відомі фізичні закони і процеси перенесу тепла, що відбуваються у ґрунті. Необхідно дуже уважно віднестися до використання розмірностей, наводити їх у системі СІ при кожній розрахованій величині.

2.1 За наведеними даними побудувати та проаналізувати графіки добового ходу температури поверхні ґрунту і на глибинах 5, 10, 15 та 20 см. Визначити моменти наступу максимуму і мінімуму температури та добову амплітуду температури ґрунту на всіх глибинах. Побудувати та проаналізувати графік вертикального профілю добової амплітуди – графік змінення амплітуди температури з глибиною.

2.2 Побудувати і проаналізувати графік термоізоплет температури ґрунту на різних глибинах, визначити тип теплообміну у ґрунті на кожній глибині, напрямок передачі тепла у різних шарах. Проаналізувати просторово-часову зміну температури у шарі ґрунту 0-20см.

2.3 Розрахувати потік тепла у шарі 0-20 см, якщо відомо, що коефіцієнт теплопровідності ґрунту  $\lambda=1,2\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ . Визначити коефіцієнт температуропровідності, якщо об'ємна теплоємність ґрунту  $1,51\text{МДж}/(\text{м}^3\cdot\text{К})$ .

Таблиця 2 – Варіанти вихідних даних

№ дата	Терм год	Глибина, см					№ дата	Терм- год	Глибина, см				
		0	5	10	15	20			0	5	10	15	20
1 7.08	0	7,6	16,6	16,6	17,2	17,6	2 8.08	0	13,8	18,1	17,8	17,7	17,6
	4	5,8	14,9	15,4	15,8	16,1		4	13,0	17,2	17,0	17,1	16,1
	8	21,7	16,2	15,3	15,3	15,1		8	25,4	18,2	17,0	16,8	16,7
	12	29,1	19,5	17,4	15,4	16,1		12	34,3	23,4	19,2	17,8	17,5
	16	27,3	21,3	18,6	17,4	17,0		16	29,8	23,3	21,0	19,4	17,9
	20	15,6	20,0	18,3	18,3	18,0		20	16,8	21,3	20,3	19,6	19,2
3 9.08	0	11,3	18,5	19,1	19,2	18,6	4 10.0	0	13,4	19,2	19,1	19,0	18,9
	4	9,2	17,6	17,8	18,0	17,6		4	11,7	17,7	17,8	18,0	18,1
	8	23,2	18,0	17,2	17,2	17,5		8	22,4	18,4	17,5	17,5	17,4
	12	33,9	20,7	18,9	18,2	18,0		12	30,5	21,4	19,1	18,0	17,8
	16	27,9	23,2	21,0	19,4	18,3		16	19,4	21,4	19,9	18,8	18,3
	20	15,9	21,4	20,4	19,6	19,4		20	17,2	19,6	19,0	18,7	18,5
5 11.08	0	14,5	17,9	18,2	18,1	18,4	6 12.08	0	11,5	15,1	17,4	18,4	18,4
	4	11,0	16,8	17,1	17,4	17,8		4	10,8	13,8	15,9	17,0	17,3
	8	21,0	17,6	16,8	16,9	17,2		8	18,4	16,3	16,0	16,4	17,4
	12	26,8	23,1	20,5	18,6	17,8		12	22,7	18,9	17,4	16,8	16,3
	16	28,8	24,2	22,7	20,2	19,0		16	18,8	19,0	18,8	17,4	17,0
	20	15,5	19,8	20,2	20,6	20,3		20	11,4	17,5	17,4	17,3	17,2

№ дата	Терм- год	Глибина, см					№ дата	Терм год	Глибина, см				
		0	5	10	15	20			0	5	10	15	20
7 13.08	0	7,5	15,5	16,0	16,5	18,4	8 14.08	0	13,6	18,3	18,3	18,0	17,8
	4	12,2	15,1	15,0	15,7	16,0		4	11,1	16,4	16,5	17,0	16,9
	8	18,2	16,1	15,4	15,5	15,5		8	20,9	17,1	16,4	16,4	16,4
	12	31,2	20,3	17,6	16,4	16,0		12	30,8	21,3	18,5	17,3	16,7
	16	24,8	22,3	19,8	18,1	17,5		16	23,4	22,6	20,1	19,2	18,7
	20	14,3	19,8	19,1	18,4	18,0		20	15,9	20,4	19,6	19,3	19,0
9 15.08	0	10,1	18,3	18,4	18,2	18,1	10 16.08	0	16,0	17,7	17,2	17,2	17,1
	4	12,3	16,7	16,7	17,2	17,4		4	16,2	17,4	16,9	16,9	16,9
	8	20,4	17,8	16,8	16,7	16,5		8	18,1	17,2	16,6	16,6	16,5
	12	27,4	18,6	16,9	16,8	16,7		12	22,3	18,6	17,4	16,7	16,5
	16	19,0	19,0	17,8	17,2	16,9		16	21,3	19,8	18,6	17,6	17,2
	20	16,8	18,4	17,7	17,3	17,1		20	14,1	18,1	17,7	17,6	17,5

### Завдання III

3.1 Розрахуйте швидкість вітру біля земної поверхні на широті  $\varphi$ , якщо ізобари прямолінійні, а горизонтальна складова сили баричного градієнту дорівнює  $G$  гПа/100 км, коефіцієнт зовнішнього тертя  $k \cdot 10^{-4} \text{ c}^{-1}$ . Порівняйте швидкість геострофічного вітру і вітру у граничному шарі за однакову умову. Густина повітря у земної поверхні близька до нормальної.

Таблиця 3 – Варіанти вихідних даних

№	$\varphi$	$G$	$K$	№	$\varphi$	$G$	$k$
1	30	1,0	1,0	6	70	1,2	1,1
2	40	2,0	0,7	7	60	1,5	1,2
3	50	2,5	0,5	8	50	1,7	1,0
4	60	3,0	0,8	9	40	1,5	0,6
5	70	3,0	0,9	0	30	1,6	0,7

3.2 Розрахуйте швидкість градієнтного вітру у круговому циклоні на широті  $\varphi^0$ , на рівні, де густина повітря дорівнює  $\rho \text{ кг/м}^3$ , якщо радіус кривизни ізобари  $r$  км, а горизонтальна складова сили баричного градієнту  $G_n$  гПа/100 км.

Таблиця 4 – Варіанти вихідних даних

№	$\varphi$	$G_n$	$\rho$	$R$	№	$\varphi$	$G_n$	$\rho$	$r$
1	30	1,0	1,3	100	6	80	1,2	1,2	100
2	40	0,6	1,1	150	7	30	2,5	0,8	300
3	50	2,0	0,9	200	8	40	1,7	0,4	200
4	60	2,1	0,7	400	9	50	3,5	0,8	400
5	70	0,7	0,6	300	0	60	1,6	1,0	500

## Завдання IV

№  
варіанта

- 0 4.1. Від яких факторів залежить тиск насичення водяної пари в атмосфері?  
4.2. Які оптичні явища виникають в атмосфері при розсіянні сонячної радіації?  
4.3. Як розподіляється електричні заряди у купчасто-дощовій хмарі?
- 1 4.1. Що таке випаровування і випарність?  
4.2. Чим пояснюються голубий колір неба і білий колір хмар?  
4.3. Які фізичні процеси призводять до електризації крапель і кристалів у хмарах?
- 2 4.1. Як впливає концентрація розчину краплі на тиск насичення водяної пари над краплею?  
4.2. Чим пояснюються розміри Сонця і Місяцю при сході і заході?  
4.3. Як виникає і розвивається блискавка?
- 3 4.1. Як змінюються характеристики вологості повітря у добовому ході?  
4.2. Які оптичні явища в атмосфері пов'язані з аномальним розподілом густини повітря з висотою?  
4.3. Що таке інтенсивність іонізації?
- 4 4.1. Які умови сприяють конденсаційному зростанню краплі?  
4.2. Що таке "пориг контрастної чутливості ока"?  
4.3. Від чого залежить концентрація іонів в атмосфері?
- 5 4.1. Які властивості повинні мати ядра конденсації, щоб конденсація водяної пари почалася при відносній вологості повітря меншій ніж 100%?  
4.2. Які фактори впливають на метеорологічну дальність видимості?  
4.3. Що таке рухливість іонів?
- 6 4.1. Що таке радіаційне охолодження повітря і як воно впливає на умови утворення радіаційних туманів?  
4.2. Які міражі можуть спостерігатися в переохоложеному і перегрітому повітрі?  
4.3. Що таке провідність атмосфери?
- 7 4.1. . Що обумовлює швидкість зростання краплі у хмарі?  
4.2. Що таке гало, які вони бувають?  
4.3. Швидкість розповсюдження звуку в атмосфері
- 8 4.1. Яка різниця існує між процесами гомогенного та гетерогенного фазових переходів води в атмосфері?  
4.2. Що таке яскравість та освітленість?  
4.3. Заломлення звукових променів в атмосфері.
- 9 4.1. Як утворюються і зростають льодяні частинки у хмарі?  
4.2. В наслідок яких причин утворюються райдуги перша та друга?  
4.3. Звукові хвилі в атмосфері.

## III ОРГАНІЗАЦІЯ КОНТРОЛЮ ЗНАНЬ ТА ВМІНЬ СТУДЕНТІВ

### 3.1 Система контролю знань та вмінь студентів

Контроль знань та вмінь студентів, які навчаються за заочною формою, здійснюється за допомогою системи контрольних заходів. Вони складаються із заходів поточного та підсумкового контролю.

Поточний контроль з дисципліни «Фізика атмосфери» здійснюється на протязі навчального курсу за наступними формами:

- перевірка контрольної роботи, курсової роботи, реферату, які виконується у міжсесійний період;
- перевірка знань та вмінь студента під час аудиторних занять протягом заліково-екзаменаційної сесії.

Сума міжсесійної (ОМ) та сесійної оцінки (ОЗЕ) становить загальну оцінку поточного контролю.

Підсумковий контроль здійснюється під час заліково-екзаменаційної сесії та має на меті встановлення рівня знань та вмінь, якими оволодів студент після вивчення навчальної дисципліни «Фізика атмосфери». Форма підсумкового контролю за IV навчальний курс встановлюється навчальним планом – це іспит.

Накопичувальний підсумковий контроль в університеті проводиться на основі накопиченої (інтегральної) суми балів, яку отримав студент по підсумках поточного контролю та підсумкового контролю (залік або екзамен).

### 3.2 Форми контролю знань та вмінь студентів

Поточний контроль здійснюється у формі оцінка виконання СРС та ІСР у міжсесійний період (ОМ), визначається:

#### 3.2.1 Шляхом перевірки контрольної роботи.

Максимальна сума балів, яку можна одержати за контрольну роботу становить **100 балів**.

№	Розділ	Максимальна сума балів
1.	Теоретичне завдання №1	24 (3x8 балів)
	Практичне завдання №2	26 ( )
	Практичне завдання №3	26 (13+13)
	Теоретичне завдання №4	24 (3x8 балів)

Для зарахування контрольної роботи повинні бути виконані усі завдання не менш, ніж на 60% (60 балів).

Кожне теоретичне питання оцінюється по 24 балів. Тобто, студент повинен належним чином розкрити питання та набрати не менш 50% від максимально можливої суми, тобто 12 балів.

- глибоко розкриття питання, наведені приклади, використана додаткові джерела – 24 балів;
- обґрунтоване розкриття питання – 20 балів;
- тема розкрита неповно – 15 балів.

Кожне практичне завдання оцінюється по 26 балів. Тобто, студент повинен належним чином виконати практичне завдання та набрати не менш 50 % від максимально можливої суми, тобто 13 балів.

- вірно обраний алгоритм рішення, отримані правильні результати, використана розмірність – 26 балів;
- допущені помилки в розрахунках, – 20 балів;
- допущені помилки в розрахунках, невірно використана розмірність – 16 балів.

Студенти, які виконали контрольну роботу та отримали за результатами перевірки не менше ніж 60% мають допуск до заліку з дисципліни.

Студенти, які не отримали за контрольну роботу мінімальної кількості балів (> 60%), повинні виконати інший варіант контрольної роботи або виправити помилки попереднього варіанту та отримати відповідну кількість балів для допуску до екзамену або заліку.

3.2.2. Оцінка роботи студента при проведенні опитування на лекційних заняттях складає 15 балів та рішення задач на практичних заняттях під час заліково-екзаменаційної сесії складає 15 балів. Загальна максимальна оцінка оцінюється у 30 балів.

**Підсумковий контроль** з дисципліни «Фізика атмосфери» на IV навчальному курсі є екзамен.

Студент вважається допущеним до екзамену (ОПК) з «Фізика атмосфери», якщо він виконав всі види робіт поточного контролю (ОМ+ОЗЕ), передбачені робочою навчальною програмою дисципліни і набрав за накопичувальною системою суму балів не менше 50% від максимально можливої за дисципліну, своєчасно виконав міжсесійну контрольну роботу.

Накопичена підсумкова оцінка (ПО) засвоєння студентом заочної форми навчання навчальної дисципліни «Фізика атмосфери» розраховується для дисциплін, що закінчуються екзаменом за формулою:

$$ПО = 0,5ОПК + 0,25ОЗЕ + 0,25ОМ. \quad (1)$$

де ОПК – кількісна оцінка (у відсотках від максимально можливої) заходу підсумкового контролю;

ОЗЕ – кількісна оцінка (у відсотках від максимально можливої) заходів контролю СРС під час проведення аудиторних занять;

ОМ – кількісна оцінка (у відсотках від максимально можливої) заходів контролю СРС у міжсесійний період.

Одержана накопичена підсумкова оцінка виставляється викладачем у відомість обліку успішності встановленого зразка.

Перехід від кількісної оцінки до якісної оцінки здійснюється відповідно до таблиці:

СУМА БАЛІВ	ОЦІНКА ECTS	ОЦІНКА ЗА НАЦІОНАЛЬНОЮ ШКАЛОЮ	
		екзамен	залік
90-100	A	відмінно	зараховано
82-89	B	добре	
74-81	C		
64-73	D	задовільно	
60-63	E		
35-59	FX	незадовільно	не зараховано
1-34	F		

Після вивчення дисципліни студент має засвоїти базові знання, він повинен знати:

- склад і будову атмосфери, фізичні властивості її окремих шарів;
- розподіл атмосферного тиску з висотою;
- термодинамічні процеси в атмосфері, що супроводжуються розвиненням вертикальних рухів;
- основні характеристики сонячного випромінювання, як основного джерела енергії для Землі;
- особливості впливу атмосфери на сонячну радіацію та її перетворення в атмосфері;
- поняття радіаційного балансу підстильної поверхні, атмосфери та системи «Земля– атмосфера»;
- особливості теплової взаємодії атмосфери з підстильною поверхнею, поняття теплового балансу;
- умови виникнення горизонтальних рухів в атмосфері;
- водний режим атмосфери: випаровування, конденсацію водяної пари в атмосфері і формування туманів, хмар та опадів;
- оптичні та електричні явища в атмосфері;
- атмосферну акустику.

вміти:

- розрахувати та аналізувати розподіл основних метеорологічних величин у просторі; проводити метеорологічний моніторинг атмосферного повітря;
- визначати напрям і розраховувати швидкість вітру у граничному шарі і вільній атмосфері;
- визначати термічну стійкість атмосферного повітря та умови розсіювання або накопичення забруднюючих речовин у приземному і граничному шарах атмосфери;
- вимірювати та розраховувати потоки сонячної радіації та радіаційний баланс підстильної поверхні та атмосфери;
- розрахувати та аналізувати складові теплового балансу атмосфери та підстильної поверхні;

- визначати умови утворення туманів, розвинення хмар вертикального розвитку і формування опадів;
- розраховувати випаровування з підстильної поверхні;
- розраховувати основні електричні характеристики атмосфери.

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ  
до самостійної роботи студентів  
та виконання контрольної роботи  
з дисципліни “Фізика атмосфери”  
для студентів IV курсу  
заочної форми навчання

Укладач: к.г.н., доц. Волошина О.В., к.г.н., доц. Борисова С.В

Підп. до друку  
Умовн. друк. арк.

Формат  
Тираж

Папір  
Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

---

Одеський державний екологічний університет  
65016, Одеса, вул.Львівська, 15

---