

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

**ФІЗИКА АТМОСФЕРИ
(ЗАДАЧІ І ВПРАВИ)
Навчальний посібник**

Рекомендовано Міністерством освіти і науки
України як навчальний посібник для студентів
гідрометеорологічних і географічних спеціальностей
вищих навчальних закладів

**Київ
“КНТ” – 2005**

ББК 26.23
УДК 551.510
В68

*Гриф надано Міністерством освіти і науки України
(лист № 14/18.2 – 726 від 04.04.2005 р.).*

Рецензенти:

д.г.н., проф. І.Д. Лоєва,
д.ф-м. н., проф. С.І. Покутний

Волошина Ж.В., Волошина О.В.

В68 Фізика атмосфери (задачі і вправи): Навчальний посібник /Волошина Ж.В., Волошина О.В. – Київ: "КНТ", 2005. – с. 254

ISBN

Навчальний посібник є збірником задач і вправ по повному курсу фізики атмосфери. В усі розділи включені ввідні теоретичні пояснення і вказівки до рішення задач і виконання вправ при самостійній роботі над змістом дисципліни фізика атмосфери.

Посібник за змістом узгоджено з підручником Є. П. Школьного “Фізика атмосфери” і призначено для студентів гідрометеорологічного і екологічного напрямку навчання, педагогічних, сільськогосподарських, авіаційних, морських та інших навчальних закладів, а також фахівців-гідрометеорологів.

ББК 26.23

ISBN

© Одеський державний
екологічний університет, 2005

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА	5
РОЗДІЛ 1 ОСНОВНІ МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ВЕЛИЧИНИ	8
1.1 Температура повітря	8
1.2 Атмосферний тиск	11
1.3 Вологість повітря	15
РОЗДІЛ 2 СТАТИКА АТМОСФЕРИ	26
2.1 Рівняння стану повітря	26
2.2 Основне рівняння статички Барометричні формули	29
2.3 Вертикальний градієнт тиску Барометричний ступінь. Горизонтальний баричний градієнт	32
РОЗДІЛ 3 ОСНОВИ ДИНАМІКИ АТМОСФЕРИ	43
3.1 Сили, що діють на частинку повітря при горизонтальному русі	43
3.2 Рух повітря у вільній атмосфері	44
3.3 Рух повітря у граничному шарі	45
РОЗДІЛ 4 ТЕРМОДИНАМІКА АТМОСФЕРИ	54
4.1 Перший принцип термодинаміки для сухого повітря. Сухоадіабатичний процес	54
4.2 Вологоадіабатичний процес	61
4.3 Визначення термодинамічних характеристик атмосфери	63
4.4 Вертикальна термічна стійкість атмосфери	71
РОЗДІЛ 5 ПРОМЕНИСТА ЕНЕРГІЯ В АТМОСФЕРІ	78
5.1 Кількісні характеристики і закони випромінювання	78
5.2 Сонячна радіація	80
5.3 Поглинення та розсіювання сонячної радіації в атмосфері	85
5.4 Перенесення і ослаблення сонячної радіації в атмосфері	87
5.5 Радіаційний баланс діяльного шару земної поверхні	92
РОЗДІЛ 6 ТЕПЛОВИЙ СТАН ДІЯЛЬНОГО ШАРУ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ	105
6.1 Теплофізичні характеристики ґрунту та водоймищ	105

6.2	Змінювання температури ґрунту і водоймищ у часі і просторі. Потік тепла	110
6.3	Закономірності теплообміну у ґрунті	117
РОЗДІЛ 7	ТЕПЛОВИЙ СТАН АТМОСФЕРИ	123
7.1	Тепловий стан приземного шару атмосфери	123
7.2	Турбулентний потік тепла	126
7.3	Добовий та річний хід і закономірності коливань температури повітря	133
РОЗДІЛ 8	ВОДА В АТМОСФЕРІ	140
8.1	Загальні відомості	140
8.2	Добовий та річний хід характеристик вологості повітря	140
8.3	Умови фазових переходів води в атмосфері	144
8.4	Тумани	152
8.5	Хмари та опади	157
8.6	Випаровування	163
РОЗДІЛ 9	ОПТИКА АТМОСФЕРИ	169
9.1	Видимість в атмосфері	169
9.2	Присмерки	170
9.3	Астрономічна рефракція	174
9.4	Земна рефракція	177
9.5	Освітленість земної поверхні	182
9.6	Оптичні явища у хмарах	186
РОЗДІЛ 10	АТМОСФЕРНА ЕЛЕКТРИКА І ЕЛЕМЕНТИ АТМОСФЕРНОЇ АКУСТИКИ	193
10.1	Електричне поле тропосфери	193
10.2	Електричні струми в атмосфері	197
10.3	Іоносфера	200
10.4	Швидкість розповсюдження звуку в атмосфері	203
ЛІТЕРАТУРА		209
ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК		210
ДОДАТОК А	КОНСТАНТИ, КОЕФІЦІЄНТИ, ОДИНИЦІ	214
ДОДАТОК Б	ДОПОМІЖНІ ТАБЛИЦІ	216
ДОДАТОК В	ТАБЛИЦІ ВАРІАНТІВ	228
ВІДПОВІДІ		248

ПЕРЕДМОВА

Пропонований навчальний посібник з дисципліни „Фізика атмосфери” відповідає навчальному плану цієї дисципліни в навчальних закладах, в яких здійснюється підготовка фахівців – гідрометеорологів.

Посібник обіймає усі розділи дисципліни „Фізика атмосфери” і узгоджується з основним підручником з цієї дисципліни (автор Є. П. Школьний).

Він опирається також на задачник і посібники, що були надруковані у різні роки іншими авторами і узгоджені з іншими підручниками (російськими). У списку літератури названі автори і назви цих задачників.

Головною метою збірника задач і вправ з фізики атмосфери є забезпечення умов самостійної роботи студентів по засвоєнню дисципліни. Для цього перед кожним розділом наводяться короткі викладки і формули, необхідні для розв’язання задач і виконання вправ. Більшість задач і вправ сформульовано так, що розв’язок повинен супроводжуватися аналізом його фізичного сенсу. З цією ж метою в окремих вправах необхідно будувати графіки. Для індивідуальної роботи і контролю знань в посібник включені задачі і вправи, що налічують до 30 різних варіантів.

У посібнику також наведені приклади розв’язання окремих задач, практичні роботи, які призначені для оцінки практичної підготовки при модульному контролі.

Автори використали деякі методичні розробки, виконані викладачами кафедри фізики атмосфери Одеського державного екологічного університету в минулі роки і щиро їм дякують.

Особливу подяку автори висловлюють проф. Школьному Є.П., за підтримку ініціативи підготовки цього посібника і консультації, які вони отримували у разі необхідності. Щира подяка також співробітникам кафедри фізики атмосфери, які брали участь у комп’ютерному наборі і технічній редакції рукопису.

1 ОСНОВНІ МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ВЕЛИЧИНИ

Метеорологічні величини – кількісні характеристики фізичного стану атмосфери. До основних метеорологічних величин належать температура, атмосферний тиск, вологість повітря.

1.1 Температура повітря

Визначення температури при спостереженнях

На метеорологічній станції температура повітря визначається 8 разів на добу в терміни 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 год. за Всесвітнім часом. Температура вимірюється на рівні 2 м над поверхнею землі у спеціальній психрометричній будці, згідно з [5].

Психрометрична установка, що знаходиться у психрометричній будці, складається з чотирьох термометрів: сухого, вологого (змоченого), максимального, мінімального та гігрометра. Сухий та змочений термометри знаходяться у вертикальному стані, а максимальний та мінімальний – у горизонтальному. Температура по всіх термометрах визначається з точністю до 0,1 °С.

Сухий термометр є ртутним і показує температуру повітря у момент спостереження, мінімальний (спиртовий) дає змогу визначити як мінімальну температуру за проміжок часу між двома послідовними спостереженнями (відлік по штифту), так і температуру повітря у момент спостереження (відлік по спирту). Точність спиртових термометрів значно нижча, ніж ртутних термометрів, тому вони потребують визначення поправки. Це робиться шляхом порівняння виправлених температур повітря по сухому термометру та спирту мінімального.

По максимальному (ртутному) термометру визначається максимальна температура між термінами спостереження.

До показань термометрів обов'язково вносяться поправки за допомогою сертифікатів, які мають усі термометри. Результати спостережень записують у спеціальний журнал спостережень – книжку КМ-1.

При спостереженні використовується Міжнародна практична температурна шкала 1968 року. Одиниця вимірювання в ній – градус Цельсія (°С). У минулому, а у деяких країнах і зараз, використовуються також температурні шкали Реомюра (°R), Фаренгейта (°F), Ренкіна (°Re) та інші. У теоретичних розрахунках температуру виражають у градусах термодинамічної температурної шкали Кельвіна (K).

Таблиця 1.1 – Опорні точки температурних шкал Кельвіна (К), Цельсія (°C), Реомюра (°R), Фаренгейта (°F), Ренкіна (°Re)

Шкали	К	°C	°R	°F	°Re
Температури					
Температура плавлення чистого льоду при нормальному тиску	273,15	0,0	0,0	32,0	491,7
Температура кипіння води при нормальному тиску	373,15	100,0	80,0	212,0	671,7

Формули переходу між шкалами Цельсія ($t^{\circ}\text{C}$), Фаренгейта ($t^{\circ}\text{F}$), Кельвіна $T\text{ К}$, Реомюра ($t^{\circ}\text{R}$) і Ренкіна ($t^{\circ}\text{Re}$) наводяться нижче:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9} \cdot [t^{\circ}\text{F} - 32], \quad (1.1)$$

$$t^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5} \cdot t^{\circ}\text{C} + 32, \quad (1.2)$$

$$T\text{ К} = 273,15 + t^{\circ}\text{C} = 273,15 \cdot (1 + 0,004 \cdot t), \quad (1.3)$$

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{4} \cdot t^{\circ}\text{R}, \quad (1.4)$$

$$T\text{ К} = \frac{5}{4} \cdot t^{\circ}\text{R} + 273,15, \quad (1.5)$$

$$T\text{ К} = \frac{5}{9} \cdot t^{\circ}\text{F} + 255,37, \quad (1.6)$$

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9} \cdot (t^{\circ}\text{Re} - 491,67), \quad (1.7)$$

$$T\text{ К} = \frac{5}{9} \cdot t^{\circ}\text{Re}. \quad (1.8)$$

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. Максимальна зафіксована температура повітря на висоті 2 м складала $56,7^{\circ}\text{C}$. Вона спостерігалася у Сполучених Штатах Америки (м. Каліфорнія). Визначити цю температуру у шкалах Кельвіна та Фаренгейта.

У Сполучених Штатах Америки використовується шкала Фаренгейта. У метеорологічних зведеннях США температура наводиться також у $^{\circ}\text{F}$. Переклад $^{\circ}\text{F}$ у $^{\circ}\text{C}$ здійснюється за формулою (1.2).

Розв'язок.

За шкалою Кельвіна це складає: $T\text{ К} = 273,1 + 56,7 = 329,8$;

за шкалою Фаренгейта: $t\text{ }^{\circ}\text{F} = \left[\frac{9}{5} \cdot 56,7 + 32 \right] = 134,1$.

Приклад 2. Мінімальна температура повітря на земній кулі зафіксована 24 серпня 1960 року в Антарктиді і дорівнює $-88,3^{\circ}\text{C}$. Визначити цю температуру у термодинамічній шкалі і шкалі Фаренгейта.

Розв'язок.

За шкалою Кельвіна: $T\text{ К} = 273,15 - 88,3 = 184,85$;

за шкалою Фаренгейта $t\text{ }^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5} \cdot (-88,3) + 32 = -126,9$.

Приклад 3. Температура повітря на Алясці була -68°F . Визначити цю температуру за шкалою Цельсія.

Розв'язок.

За шкалою Цельсія буде: $t\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9} \cdot (-68 - 32) = -55,6$.

Задачі

1.1. Виразити в К і в $^{\circ}\text{C}$ температуру 0,0; 14,0; 77,0 і 122,0 $^{\circ}\text{F}$.

1.2. В одному з оповідань Джека Лондона дія відбувається на Алясці при температурі повітря -74°F . Виразіть цю температуру в К і в $^{\circ}\text{C}$.

1.3. Старовинний вуличний термометр показує температуру -32°R . Визначити температуру $t\text{ }^{\circ}\text{C}$ і $T\text{ К}$.

1.4. Яка температурна шкала має більш крупні, а яка більш мілкі градуси?

1.5. Визначити температуру, при якій показання термометрів у шкалах Цельсія та Фаренгейта співпадають.

1.6. Сама нижча виміряна температура повітря була зафіксована на антарктичній станції “Восток” у липні 1982 рок і складала – 89,2 °С. Виразити цю температуру у t °F і Т К .

1.7. Найвища температура повітря на висоті 2 м спостерігалася 11 серпня 1933 рок у Мексиці і складала 57,8 °С. Виразити цю температуру у шкалі Фаренгейта і термодинамічній шкалі температур.

1.8. Температура води у річці 52 °F. Можливо купатися?

Практична робота

Вправа. Перерахуйте температуру у шкали °С, °F, °Re, °R, К.

Варіанти (№) вихідних даних

№	Температура	№	Температура	№	Температура
1	12,4 °С	11	50,8 °F	21	80,5 °F
2	18,7 °С	12	343,0 К	22	42,3 °Re
3	34,2 °Re	13	-8,5 °С	23	24,5 °С
4	68,4 °F	14	-12,7 °F	24	283,3 К
5	-32,0 °F	15	-48,0 °F	25	345,0 К
6	30,4 °С	16	-48,0 °С	26	-100,0 °F
7	87,0 °F	17	24,8 °R	27	-100,0 °Re
8	19,4 °R	18	42,4 °Re	28	-100,0 °R
9	80,0 °R	19	232,0 К	29	-32,0 °F
10	20,2 °С	20	34,3 °Re	30	-4,5 °С

1.2 Атмосферний тиск

Атмосферний тиск (P) – гідростатичний тиск вертикального стовпа повітря одиничного перерізу від поверхні землі до верхньої границі атмосфери. Тиск має розмірність сили, віднесеної до одиниці площі ($\text{Н/м}^2 = 1 \text{ Па}$). На практиці використовують $1 \text{ гПа} = 10^2 \text{ Па}$.

Визначення атмосферного тиску при спостереженнях

На метеорологічній станції атмосферний тиск вимірюється станційним ртутним чашковим барометром у гПа, у старих одиницях – мілібарах (мб), у міліметрах ртутного стовпа – (мм рт. ст.). Відношення між цими одиницями такі:

$$1 \text{ гПа} = 0,750062 \text{ мм рт. ст.}$$

$$1 \text{ мм рт. ст.} = 1,333224 \text{ мб} = 1,333224 \text{ гПа}$$

$$1 \text{ мб} = 1 \text{ гПа}$$

Вимірювання і розрахунки атмосферного тиску проводять з точністю до десятих часток прийнятих одиниць: 0,1 гПа або 0,1 мб. За нормальний тиск приймається тиск 760 мм рт. ст. або 1013,25 гПа.

Для порівняння спостережень за атмосферним тиском, які проводяться при різних температурах на станціях, умовились показання барометрів приводити до 0 °С. З цією метою вводять температурну поправку, яка знаходиться за допомогою спеціальних таблиць, розрахованих за такою формулою:

$$\Delta h_t = -1,63 \cdot 10^{-4} h t, \quad (1.9)$$

де h – відлік по барометру (висота ртутного стовпа при температурі t °С),

t – температура (°С) барометра.

Показання барометрів залежать від сили тяжіння, яка в свою чергу залежить від географічної широти φ і висоти z (м) чашки барометра над рівнем моря. В метеорології показання барометрів приводять до показання на широті 45° і на висоті рівня моря.

Для цього на практиці до відліку по барометру (h) вводять поправки, які додаються (з урахуванням знаку) до вимірної величини: Δh_φ та Δh_z – на приведення показань барометра до прискорення тяжіння на широті 45° і на рівні моря відповідно:

$$\Delta h_\varphi = -2,64 \cdot 10^{-3} \cdot h \cdot \cos 2\varphi, \quad (1.10)$$

$$\Delta h_z = -3,14 \cdot 10^{-7} \cdot h \cdot z \quad (1.11)$$

Алгебраїчна сума інструментальної поправки барометра Δh_i , що вказана у його паспорті, і поправок на приведення прискорення тяжіння g до широти 45° і до рівня моря називається постійною поправкою даного барометра

$$\Delta h_n = \Delta h_i + \Delta h_\varphi + \Delta h_z. \quad (1.12)$$

Алгебраїчна сума

$$P = h + \Delta h_n + \Delta h_t \quad (1.13)$$

називається атмосферним тиском на станції.

Для порівняння атмосферного тиску декількох пунктів, які розташовані на різних висотах над рівнем моря, необхідно врахувати, що атмосферний тиск з висотою завжди зменшується, і треба порівнювати вагу атмосферного стовпа однакової висоти, щоб зробити висновок, де атмосферний тиск більший, а де менший, бо від цього залежить, куди буде перемішуватися повітря, або звідки буде спрямований вітер. Для цього атмосферний тиск приводять до рівня моря за барометричними формулами, що буде розглянуто у розділі “Статика атмосфери”.

Задачі і вправи

1.9. Розрахуйте температурну поправку до барометра через кожні 10 гПа при відліках по барометру від 980 до 1030 гПа і при показниках термометра при барометрі від 10 до 20 °С через кожні 5 °С.

1.10. Відлік барометра дорівнював 1035 гПа при температурі 20 °С. Через деякий час температура зросла на 10 °С, а відлік барометра залишився незмінним. На скільки змінився тиск на станції?

1.11. В Одесі середній річний атмосферний тиск (зведений до рівня моря) складає 1016,7 гПа, в січні – 1018,8 гПа, в липні – 1012,1 гПа? На скільки вказаний тиск відрізняється від нормального?

1.12. На метеорологічній станції, розташованій на широті 50° і висоті 150 м, відлік барометра дорівнює 1009,8 гПа. Виправлений відлік термометра при барометрі був 20,0 °С, інструментальна поправка барометра дорівнювала 0,2 гПа. Визначте атмосферний тиск на метеорологічній станції.

1.13. Максимальний тиск на рівні моря (812,9 мм рт. ст.) спостерігався 31 грудня 1968 р. на ст. Агата (Красноярський край), а мінімальний (641,1 мм рт. ст.) у вересні 1961 р. у тайфуні Ненсі над Тихим океаном. Виразити ці значення у гПа і знайти їхні відносні відхилення від нормального тиску.

1.14. Показання станційного чашкового барометра 967,6 гПа, інструментальна поправка даного барометру 0,2 гПа, широта місця 55°, висота

чашки барометру над рівнем моря 300 м, показання термометра при барометрі 14,8 °С, його поправка –0,1 °С. Обчислити поправки, ввести їх у показання барометра і знайти тиск на станції.

1.15. Показання станційного чашкового барометра 975,4 гПа, постійна поправка 1,5 гПа, показання термометра при барометрі 9,8 °С, його поправка 0,1 °С. Знайти тиск на станції у гПа й у мм. рт. ст.

Практична робота

Вправа 1.

Показання станційного чашкового барометра h , постійна поправка Δh_n , показання термометра при барометра t , його поправка Δt °С. Визначити атмосферний тиск на станції P у гПа й у мм рт. ст.

Варіанти (№) вихідних даних

№	h мм рт. ст.	Δh_n мм. рт. ст.	t °С	Δt °С	№	h мм рт. ст.	Δh_n мм рт. ст.	t °С	Δt °С
1	730,0	1,6	10,0	0,5	16	733,0	1,3	12,7	0,3
2	730,9	1,1	10,5	0,0	17	733,6	1,0	13,2	0,3
3	731,8	1,4	11,0	–0,4	18	733,2	1,4	13,7	–0,2
4	732,7	1,5	12,5	0,1	19	730,6	1,3	10,3	0,2
5	733,3	1,0	13,0	0,5	20	731,4	1,2	10,8	–0,3
6	733,9	1,2	13,5	0,0	21	732,3	1,7	12,3	–0,1
7	730,2	1,5	10,1	0,4	22	733,0	1,2	12,8	0,4
8	731,0	1,0	10,6	–0,1	23	733,7	1,0	13,3	0,2
9	731,9	1,5	11,1	–0,3	24	733,4	1,5	13,8	–0,3
10	732,9	1,4	12,6	0,2	25	730,8	1,2	10,4	0,1
11	733,4	0,9	13,1	0,4	26	731,6	1,3	10,9	–0,4
12	733,0	1,3	13,6	–0,1	27	732,5	1,6	12,4	0,0
13	730,4	1,4	10,2	0,3	28	733,1	1,1	12,9	0,5
14	731,2	1,1	10,7	–0,2	29	733,8	1,1	13,4	0,1
15	732,1	1,6	12,2	–0,2	30	733,5	1,6	13,9	–0,4

Вправа 2.

Привести атмосферний тиск до нормальної сили тяжіння. Відлік барометра h , температура барометра t_0 , температура повітря t , широта

місця φ^0 . Розрахунки провести для випадків, коли висота барометра над рівнем моря 10, 50 і 100 м.

Варіанти (№) вихідних даних

№	h гПа	$t_{\bar{\theta}}$ °C	t °C	φ^0	№	P гПа	$t_{\bar{\theta}}$ °C	t °C	φ^0
1	1012,1	15,4	-3,4	56	16	1018,4	18,4	27,3	76
2	1020,0	24,8	29,5	52	17	1001,5	15,4	17,4	80
3	998,0	18,0	24,0	80	18	997,8	8,4	12,4	83
4	999,1	18,4	14,3	74	19	997,5	14,2	18,3	67
5	1001,5	16,8	12,4	68	20	1012,3	18,5	24,1	78
6	1008,3	18,4	21,5	83	21	1020,5	12,3	-13,4	60
7	996,8	28,0	24,4	82	22	993,4	17,5	8,3	90
8	1000,3	14,0	12,4	75	23	997,2	17,4	18,7	83
9	995,3	15,4	7,3	98	24	1016,5	15,8	8,3	65
10	1012,5	14,3	-14,0	60	25	1025,4	12,3	-12,5	52
11	1007,8	12,5	-9,4	63	26	1030,7	8,5	-16,4	48
12	997,3	14,2	-5,4	78	27	997,5	16,5	8,5	84
13	1003,2	18,4	-4,2	83	28	1008,5	14,5	12,4	65
14	993,4	24,2	28,2	85	29	997,4	14,2	-2,0	75
15	1014,4	12,5	-3,2	70	30	1018,8	15,4	-7,2	60

1.3 Вологість повітря

Характеристики вологості повітря

Вологість повітря має декілька характеристик, їх називають ще гігрометричними:

– парціальний тиск водяної пари e гПа;

– парціальний тиск насиченої водяної пари E гПа. Це гранично можливий тиск водяної пари при даній температурі повітря t °C; $e = E$ – це умова термодинамічної рівноваги, якщо $e > E$, то починається конденсація водяної пари, а при $e < E$ – випаровування,

– дефіцит насичення d гПа

$$d = E - e \tag{1.14}$$

– точка роси t_d °C – температура повітря, при якій (при незмінному атмосферному тиску) $e = E$, $d = 0$;

– дефіцит точки роси D °C

$$D = t - t_d. \tag{1.15}$$

– відносна вологість повітря f (%);

$$f = (e/E) \cdot 100\%. \quad (1.16)$$

При насиченні $e = E$ і $f = 100\%$.

– масова частка водяної пари S (кг/кг, г/кг, ‰). Це маса водяної пари в одиниці маси вологого повітря. Якщо маса вологого повітря дорівнює 1 кг, то залежність між масовою часткою водяної пари, її парціальним тиском і атмосферним тиском має вигляд

$$S = \frac{0,622 \cdot e}{p}; \quad (1.17)$$

– абсолютна вологість a (г/м³) – кількість водяної пари (у грамах) в одиниці об'єму вологого повітря

$$a = \frac{0,8 \cdot e}{1 + \alpha t}; \quad (1.18)$$

– відношення суміші r (кг/кг, г/кг, ‰). Це відношення маси водяної пари в деякому об'ємі вологого повітря до маси сухого повітря у тому ж об'ємі. Оскільки об'єми однакові, то

$$r = \frac{\rho_n}{\rho_c}, \quad (1.19)$$

де ρ_n , ρ_c – густина водяної пари і сухого повітря відповідно. Відношення суміші (у кг/кг) можна виразити через парціальний тиск водяної пари (e) та атмосферний тиск (P) за допомогою формули

$$r = \frac{0,622 \cdot e}{p - e}. \quad (1.20)$$

Визначення характеристик вологості психрометричним методом

Психрометричний метод заснований на залежності швидкості випаровування води від вологості повітря. Психрометрична пара – “сухий та вологий (змочений)” термометри дозволяють розрахувати психрометричну різницю ($t - t'$), де t – виправлена температура повітря по сухому термометру, а t' – виправлена температура змоченого термометра. Показники змоченого термометра залежать від вологості повітря. Якщо відносна вологість $f = 100\%$, а парціальний тиск водяної пари e дорівнює тиску насиченої водяної пари E , то $e = E$ – це умова стану термодинамічної рівноваги, коли кількість води, що випаровується, не змінюється. Якщо немає випаровування, то змочений термометр не вихолоджується і $t = t'$, у всіх інших випадках $t' < t$. Психрометрична

різниця $(t - t')$ тим більша, чим нижча вологість повітря, тобто чим менша відносна вологість f і більший дефіцит $d = E - e$.

В основі розрахунків характеристик вологості лежить залежність парціального тиску насиченої водяної пари від температури. Відомий закон Клаузіуса-Клапейрона пов'язує температуру насиченої водяної пари і тиск насичення:

$$\frac{dE}{E} = \frac{L}{R_n} \cdot \frac{dT}{T^2}, \quad (1.21)$$

де E – тиск насичення,
 R_n – питома газова стала водяної пари,
 L – приховане тепло конденсації.

Парціальний тиск розраховується за психрометричною формулою:

$$e = E'_w - A_p \cdot (t - t') \cdot (1 + 0,00115 \cdot t'), \quad (1.22)$$

якщо на батисті змоченого термометра вода, і по формулі

$$e = E'_l - 0,88229 \cdot A_p \cdot (t - t'), \quad (1.23)$$

якщо на батисті змоченого термометра лід;

A_p – психрометричний коефіцієнт, що враховує швидкість вентиляції змоченого термометра (0,8 м/с), $A_p = 7,947 \cdot 10^{-4} (\text{°C})^{-1}$.

Відомо, що швидкість вітру дуже впливає на випаровування. Чим вона більша, тим інтенсивніше відбувається випаровування, а психрометрична різниця $(t - t')$ зростає. Чим вищий атмосферний тиск, тим швидкість випаровування менша і навпаки.

За формулами (1.22 і 1.23) розраховані психрометричні таблиці [6]. Вони дозволяють визначити парціальний тиск водяної пари e гПа, точку роси t_d °С, відносну вологість f (%) та дефіцит насичення d гПа по виправленим показанням сухого і змоченого термометрів, при умові, що атмосферний тиск $P = 1000$ гПа.

У психрометричних таблицях характеристики вологості наведені для кожної пари значень температури повітря та температури змоченого термометра у межах від -20,0 до 5,9 °С для льоду, та від -10,0 до 49,9 °С для води, з дискретністю 0,1 °С для показань кожного термометра. Змочений термометр може бути вкритий льодом і при додатних температурах повітря тому температури його наведені до 5,9 °С

Відносна вологість та дефіцит насичення водяної пари розраховані по відношенню до води, що відповідає практиці і рекомендаціям Всесвітньої Метеорологічної організації (ВМО).

При температурах повітря нижчих за $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (коли вода замерзла), парціальний тиск водяної пари e , точка роси t_d , дефіцит насичення $d = E - e$ визначаються по вимірним значенням температури повітря і відносної вологості. Для цього складена таблиця для інтервалу температур від -84.5 до $-9.9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Відносна вологість визначається за допомогою гігрометра, що входить до складу психрометричної установки.

Температура точки роси t_d – це основна характеристика вологості. При малих значеннях парціального тиску точка роси дуже чутлива до зміни вологості: малим змінам парціального тиску відповідають великі зміни точки роси. Тому при від'ємних та малих додатних температурах повітря парціальний тиск, для температур нижчих за $7\text{ }^{\circ}\text{C}$, приводиться з точністю до сотих часток гПа, а при $t > 7,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ – з точністю до десятих часток гПа.

Якщо атмосферний тиск відрізняється від 1000 гПа, необхідно вводити виправлення, які вміщені в табл. 3 (а, б, в)[6]. Вони розраховані за формулами:

– для стану води на батисті

$$\Delta e = A \cdot (t - t') \cdot (1000 - P), \quad (1.24)$$

– для стану льоду на батисті змоченого термометру

$$\Delta e = 0,88229 \cdot A \cdot (t - t') \cdot (1000 - P). \quad (1.25)$$

По виправленому значенню парціального тиску визначають усі інші характеристики вологості за допомогою табл. 2 [6].

В табл. 5 та 6 [6] наводяться значення тиску насиченої водяної пари над плоскою поверхнею чистої води E_w і чистого льоду E_i . Ці таблиці можуть бути використані для гідрометеорологічних та технічних розрахунків, пов'язаних з обліком вологовмісту атмосферного повітря.

В табл. 7 [6] наведені значення температури точки роси t_d , а в табл. 8 [6] – температури точки інею при різних значеннях парціального тиску водяної пари.

Точні характеристики вологості, такі як масова частка водяної пари (S), відношення суміші (r), абсолютна вологість (a), розраховують згідно з формулами (1.17 – 1.19).

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. Визначити характеристики вологості повітря, якщо температура по сухому термометру $t = 7,7^\circ\text{C}$, по змоченому $2,3^\circ\text{C}$. Атмосферний тиск $P = 1000$ гПа

Розв'язок. Використовуємо психрометричні таблиці [6]. Знаходимо колонку з температурою $7,7^\circ\text{C}$ і рядок з температурою $2,3^\circ\text{C}$. Характеристики вологості: $t_d = 9,8^\circ\text{C}$, $e = 2,9$ гПа, $f = 28\%$, $d = 7,6$ гПа.

Приклад 2. Визначити характеристики вологості повітря, якщо $t = 1,2^\circ\text{C}$ і $t' = -2,3^\circ\text{C}$. Атмосферний тиск 1000 гПа. На батисті змоченого термометра відмічено “лід”.

Розв'язок. В психрометричній таблиці [6] обираємо колонку з урахуванням фазового стану поверхні змоченого термометра згідно з надписом „лід”.

По значеннях t і t' визначаємо: $t_d = -11,3^\circ\text{C}$, $e = 2,459$ гПа, $f = 39\%$ і $d = 4,07$ гПа.

Приклад 3. Визначити характеристики вологості повітря, якщо відомі температура повітря по сухому термометру $t = -31,2^\circ\text{C}$ і відносна вологість по гігрометру $f = 67\%$.

Розв'язок. Використовуємо психрометричні таблиці [6] і обираємо колонку, в якій t знаходиться у діапазоні від $-34,4^\circ\text{C}$ до $-31,2^\circ\text{C}$, і рядок з найближчою величиною $f = 65\%$.

Визначаємо: $e = 0,293$ гПа; $d = 0,157$ гПа.

Приклад 4. Визначити характеристики вологості повітря, якщо $t = -6,5^\circ\text{C}$, $t' = -8,2^\circ\text{C}$ (лід), $P = 835$ гПа.

Розв'язок. За психрометричними таблицями [6] визначимо величину e при атмосферному тиску $P = 1000$ гПа.

Розраховуємо психрометричну різницю: $\Delta t = t - t'$.

$\Delta t = -6,5 - (-8,2) = 1,7^\circ\text{C}$. По значеннях Δt і P в табл. 3.б [6] знаходимо виправлення $\Delta e = 0,33$ гПа.

Виправлена величина $e_B = e + \Delta e$; $e_B = 1,85 + 0,33 = 2,18$ гПа.

Повертаємось до табл. 2 [6] і знаходимо у колонці $t = -6,5^\circ\text{C}$ рядок з $e = 2,14$ гПа, найближчим значенням до $e_B = 2,15$ гПа, в якому $t_d = 13,6^\circ\text{C}$, $f = 57\%$, $d = 1,71$ гПа.

Приклад 5. Визначити характеристики вологості повітря за даними: $t = 11,4 \text{ }^\circ\text{C}$ і $t_d = 0,4 \text{ }^\circ\text{C}$. Атмосферний тиск 1000 гПа.

В табл. 1 [6] знаходимо колонку з $t = 11,4 \text{ }^\circ\text{C}$ та рядок з $t_d = 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$, який є найближчим до $t_d = 0,4 \text{ }^\circ\text{C}$.

Розв'язок. Визначаємо характеристики вологості: $e = 6,5 \text{ гПа}$; $f = 47\%$, $d = 7,2 \text{ гПа}$.

Розраховуємо a , S і r за формулами (1.17 – 1.19):

$$a = 0,8 \cdot \frac{e}{1 + \alpha t}; \quad a = 4,95 \text{ г/м}^3.$$

$$S = 0,622 \cdot \frac{e}{p}; \quad S = 0,0041 \text{ кг/кг}; \quad 4 \text{ }^\circ\text{‰}; \quad 4 \text{ г/кг}$$

$$r = 0,622 \cdot \frac{e}{p - e}; \quad r = 0,0041 \text{ кг/кг}; \quad 4,1 \text{ }^\circ\text{‰}; \quad 4,1 \text{ г/кг}$$

Приклад 6. Визначити характеристики вологості повітря, якщо відомі $t = -31,7 \text{ }^\circ\text{C}$ і $t_d = -42,5 \text{ }^\circ\text{C}$.

В [6] знаходимо колонку з t від $-31,8 \text{ }^\circ\text{C}$ до $-31,7 \text{ }^\circ\text{C}$ і рядок з $t_d = -42,2 \text{ }^\circ\text{C}$. Визначаємо $f = 35\%$; $e = 0,150 \text{ гПа}$; $d = 0,289 \text{ гПа}$.

Приклад 7. Визначити тиск насичення водяної пари, якщо $t = -57,6 \text{ }^\circ\text{C}$.

В табл. 5 [6] знаходимо значення $E = 2,5662 \text{ гПа}$. На початку рядку вказано множник 10^{-2} . З урахуванням множника $E_W = E \cdot 10^{-2}$; $E_W = 0,025661 \text{ гПа}$.

Задачі і вправи

1.16. Знайти граничні значення парціального тиску водяної пари при температурах $-10,0$; $0,0$ і $10,0 \text{ }^\circ\text{C}$. Чи може ця величина бути негативною?

1.17. Знайти зміну тиску насиченої водяної пари при зміні температури повітря від $-30,0$ до $-31,0 \text{ }^\circ\text{C}$; від $1,0$ до $0,0 \text{ }^\circ\text{C}$; від $31,0$ до $30,0 \text{ }^\circ\text{C}$. Представити схематично графік функції $E(t)$. При високій чи низькій температурі повітря однакове її зниження приводить до більш значного зменшення тиску насиченої водяної пари? Які наслідки цього факту спостерігаються у природі? (табл. Б -1).

1.18. Температура повітря $16,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, парціальний тиск водяної пари $12,1\text{ гПа}$. Знайти дефіцит насичення. Як і чому він зміниться, якщо при даній температурі збільшиться (зменшиться) парціальний тиск водяної пари? Якщо при даному парціальному тиску пари підвищиться (знизиться) температура повітря? У яких межах може змінюватися дефіцит насичення? Чи може він бути негативним? Як розрізняється дефіцит насичення над льодом і над водою при однаковій від'ємній температурі?

1.19. Температура повітря $12,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, дефіцит насичення $4,7\text{ гПа}$. Знайти парціальний тиск водяної пари і тиск насиченої водяної пари.

1.20. Обчислити відносну вологість, якщо при температурі $14,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ парціальний тиск водяної пари дорівнює $0,0; 4,1; 8,2; 12,3; 16,4\text{ гПа}$. Перше чи останнє із знайдених значень частіше зустрічається у природі?

1.21. Знайти відносну вологість, якщо дефіцит насичення дорівнює: а) тиску насиченої водяної пари; б) $0,0\text{ гПа}$. Указати граничні значення відносної вологості, якщо не враховувати можливість пересичення пари. Яке зі знайдених граничних значень частіше зустрічається у природі?

1.22. Температура повітря $-3,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, парціальний тиск водяної пари $1,70\text{ гПа}$. Обчислити відносну вологість. Як і чому вона зміниться, якщо при тій же температурі парціальний тиск водяної пари збільшиться (зменшиться)? Якщо при тому же парціальному тиску температура підвищиться (знизиться)? При підвищенні або при зниженні температури повітря водяна пара, що міститься у ньому, із заданим парціальним тиском наближається до стану насичення?

1.23. Температура повітря $-8,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, відносна вологість 74% . Знайти тиск насиченої водяної пари, парціальний тиск водяної пари, що знаходиться у повітрі, дефіцит насичення.

1.24. Чи стане насиченою водяна пара, що міститься у повітрі, якщо увечері температура і відносна вологість склали $14,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ і 63% відповідно, а до ранку температура знизилася до $6,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, причому атмосферний тиск залишився незмінним? Який процес може початися за таких умов? Що з'явиться у повітрі? Яке практичне значення може мати розв'язання подібних задач? Якими двома способами можна розв'язати задачу? Чи зміниться відповідь, якщо при тих же температурах початкова відносна вологість буде більша (менша) заданої? Якщо початкова (кінцева) температура буде більша (менша) заданої, а інші величини не зміняться?

1.25. Температура повітря $7,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, парціальний тиск водяної пари $4,7\text{ гПа}$. Обчислити абсолютну вологість. Як і чому вона зміниться, якщо

при даному парціальному тиску водяної пари температура підвищиться (знизиться)? Якщо при даній температурі парціальний тиск пари збільшиться (зменшиться)? При зміні якої величини – температури повітря чи парціального тиску пари – абсолютна вологість змінюється більше?

1.26. При температурі $0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 1 м^3 повітря міститься $4,0\text{ г}$ водяної пари. Знайти парціальний тиск водяної пари.

1.27. Обчислити масу води, що утвориться, якщо сконденсувати усю водяну пару в ізольованому приміщенні площею 30 м^2 і висотою 3 м , у якому температура повітря дорівнює $15,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, а відносна вологість 74% . Як і чому зміниться відповідь, якщо при заданій температурі відносна вологість збільшиться (зменшиться)? Якщо при заданій відносній вологості температура підвищиться (знизиться)? Температуру повітря під час конденсації пари вважати постійною.

1.28. У тропічних пустелях температура повітря іноді піднімається до $45,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (і вище), а відносна вологість при цьому зменшується до 2% . У полярних районах можлива температура $-40,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (і нижча) при відносній вологості 100% . У якому випадку абсолютна вологість більша і у скільки разів? Чи можна, знаючи тільки відносну вологість, визначити масу водяної пари, що міститься в повітрі?

1.29. Знайти найбільшу масу водяної пари, що може міститися в 1 м^3 повітря при температурах $20,0$ і $-20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. У скільки разів перше значення більше за друге? Можливість пересичення пари в даному випадку не враховувати.

1.30. Парціальний тиск водяної пари 10 гПа , атмосферний тиск 1000 гПа . Знайти масову частку водяної пари. Як і чому вона зміниться, якщо при даному атмосферному тиску парціальний тиск пари збільшиться (зменшиться)? Якщо при даному парціальному тиску пари зміниться атмосферний тиск?

1.31. Температура повітря $12,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, тиск $974,2\text{ гПа}$, відносна вологість 42% . Знайти масову частку водяної пари. Як і чому вона зміниться, якщо при інших незмінених умовах відносна вологість збільшиться (зменшиться)?

1.32. Температура повітря $-7,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, тиск $993,9\text{ гПа}$, масова частка водяної пари $0,2\text{ ‰}$. Знайти парціальний тиск водяної пари, дефіцит насичення, відносну вологість, точку роси й абсолютну вологість.

1.33. Парціальний тиск водяної пари $14,1\text{ гПа}$, атмосферний тиск $1017,4\text{ гПа}$. Знайти масове відношення водяної пари. Чи буде воно чисель-

но більше або менше масової частки водяної пари за тих самих умов і чому? Як і чому воно зміниться, якщо при даному атмосферному тиску парціальний тиск водяної пари збільшиться (зменшиться)? Якщо при даному парціальному тиску пари атмосферний тиск збільшиться (зменшиться)?

1.34. Температура повітря $15,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ атмосферний тиск $1015,0\text{ гПа}$, масове відношення водяної пари $10,0\text{ \%}$. Знайти парціальний тиск водяної пари, тиск насиченої пари, дефіцит насичення, відносну вологість, абсолютну вологість і масову частку водяної пари.

1.35. Сухий термометр аспіраційного психрометра показує $-3,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, змочений $-4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$; на батисті лід. Атмосферний тиск на рівні установки психрометра $978,7\text{ гПа}$. Знайти усі характеристики вологості повітря.

1.36. Показання сухого термометра станційного психрометра $-3,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, змоченого $-3,9\text{ }^{\circ}\text{C}$; на батисті вода. Тиск $1000,0\text{ гПа}$. Як і чому зміниться показання змоченого термометра після замерзання води на батисті?

1.37. Температура повітря $-13,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, відносна вологість 77 \% . Знайти по психрометричних таблицях парціальний тиск водяної пари, точку роси і дефіцит насичення.

1.38. Температура повітря $-3,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ парціальний тиск водяної пари $1,70\text{ гПа}$. Розрахуйте відносну вологість. Якщо при незмінній температурі парціальний тиск зросте, то як зміниться відносна вологість? При зниженні чи підвищенні температури повітря водяна пара з незмінним парціальним тиском наближається до стану насичення?

1.39. До якої температури повинно ізобарично охолоджуватися повітря, щоб водяна пара у ньому стала насиченою, якщо вихідна температура повітря $13,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ і дефіцит насичення $4,3\text{ гПа}$?

1.40. Увечері температура повітря та відносна вологість були $12,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ і 80 \% відповідно. Вранці температура знизилась на $7,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, атмосферний тиск не змінився. Який процес може початися за таких умов? Яке практичне значення має рішення цієї задачі? Розв'яжіть задачу двома способами.

1.41. Сухий термометр (t) станційного психрометра показує $21,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, змочений (t') $15,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, атмосферний тиск на станції $971,1\text{ гПа}$. Знайдіть за допомогою психрометричних таблиць точку роси, парціальний тиск

водяної пари, відносну вологість та дефіцит насичення. Розрахуйте абсолютну вологість, масову частку і масове відношення водяної пари.

1.42. Температура повітря у приміщенні $18,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, вологість повітря 75% . Якою повинна бути температура вікна, щоб воно “запотіло”.

Практична робота

Вправа 1.

Визначити парціальний тиск, тиск насичення, відносну вологість, дефіцит насичення, дефіцит точки роси, якщо відомі: температура t , атмосферний тиск P , масова частка водяної пари S .

Варіанти (№) вихідних даних

№	$t\text{ }^{\circ}\text{C}$	$P\text{ гПа}$	$S\text{ ‰}$	№	$t\text{ }^{\circ}\text{C}$	$P\text{ гПа}$	$S\text{ ‰}$
1	12,4	998	0,4	16	-15,0	1000	0,2
2	8,3	963	0,8	17	32,4	995	24,2
3	5,4	1002	5,3	18	-12,8	850	0,1
4	0,2	990	3,2	19	12,7	975	12,0
5	3,4	1012	4,5	20	11,4	981	2,2
6	-6,4	900	3,4	21	-7,1	993	0,2
7	15,0	1013	4,2	22	-24,2	500	0,02
8	24,2	1005	4,3	23	-40,0	300	0,002
9	16,3	998	0,8	24	55,0	1030	0,02
10	31,4	996	8,3	25	43,8	980	18,2
11	12,0	988	2,1	26	21,4	1015	8,2
12	-17,5	1012	0,2	27	-30,0	500	0,08
13	-3,2	995	1,3	28	-34,2	1040	0,03
14	0,8	990	1,5	29	2,5	995	12,3
15	4,3	1001	0,2	30	4,8	850	2,4

Вправа 2.

Показання сухого термометра станційного психрометра $t\text{ }^{\circ}\text{C}$, змоченого $t'\text{ }^{\circ}\text{C}$, тиск на станції P . Знайти по психрометричних таблицях [6] точку роси, парціальний тиск водяної пари, відносну вологість і дефіцит насичення. Обчислити абсолютну вологість, масову частку і масове відношення водяної пари. Визначити максимально можливу кількість водяної пари, що може знаходитися в 1 м^3 повітря.

Варіанти (№) вихідних даних

<i>№</i>	<i>t °C</i>	<i>t' °C</i>	<i>P гПа</i>	<i>№</i>	<i>t °C</i>	<i>t' °C</i>	<i>P гПа</i>
1	19,4	12,7	1026,7	16	16,4	10,1	1017,7
2	18,5	11,8	1017,8	17	19,7	11,8	1021,1
3	17,4	10,7	1028,9	18	13,9	6,1	1026,0
4	16,5	10,9	1018,3	19	16,3	9,8	1016,4
5	7,6	9,8	1022,4	20	14,2	8,1	1022,7
6	18,9	11,7	1016,7	21	16,3	11,2	1034,2
7	26,3	19,2	1018,9	22	19,8	14,2	1033,4
8	22,1	14,7	1024,7	23	13,6	7,8	1024,6
9	20,1	12,3	1017,3	24	19,2	12,3	1021,4
10	16,4	9,8	1024,1	25	18,3	12,1	1017,1
11	12,3	6,1	1022,7	26	26,2	16,4	1019,3
12	17,6	11,2	1023,4	27	27,4	14,3	1040,2
13	16,2	10,8	1024,3	28	19,4	10,1	1027,7
14	21,3	17,5	1037,2	29	18,2	11,7	1021,1
15	18,2	11,1	1031,1	30	21,3	11,5	1017,2

2 СТАТИКА АТМОСФЕРИ

2.1 Рівняння стану повітря

Рівняння стану сухого повітря

Стан кожного атмосферного газу, які входять до складу атмосфери, характеризується значеннями трьох величин: температури (T К), тиску (P гПа) та питомого об'єму (V м³). Ці величини пов'язані між собою рівнянням, яке має назву “основне рівняння стану газу”:

$$P \cdot V = R \cdot T, \quad (2.1)$$

де R – питома стала газу.

Для кожного газу існує критична температура $T_{кр}$. Якщо $T > T_{кр}$, то ні при якому тиску газ не може перейти у рідкий або твердий стан. За умов, які існують в атмосфері, атмосферні гази поведуться як ідеальні.

Рівняння стану сухого повітря можна записати аналогічно (2.1) і воно матиме вигляд

$$P \cdot V = R_c \cdot T, \quad (2.2)$$

або

$$P = \rho_c \cdot R_c \cdot T, \quad (2.3)$$

де ρ_c – густина сухого повітря,

V – питомий об'єм, $V = 1/\rho$,

R_c – питома стала сухого повітря ($R_c = 287,05$ Дж/кг·К).

Рівняння стану вологого повітря

Вологе повітря – це механічна суміш сухого повітря та водяної пари. Критична температура водяної пари вища від тих температур, що можуть існувати в атмосфері ($T_{кр} = 374$ °С) і водяна пара може переходити в воду (рідину) або в лід (твердий стан). Умова $T > T_{кр}$ необхідна, але недостатня. Треба, щоб водяна пара стала насиченою, тобто парціальний тиск пари повинен досягати максимальної величини, яка відповідає існуючій температурі (згідно із законом Клаузіуса - Клапейрона).

Численні лабораторні та натурні експерименти показали, що фізичні властивості водяної пари близькі до властивостей ідеального газу.

Рівняння стану водяної пари, що міститься в 1 кг вологого повітря, має вигляд

$$e_n \cdot V_n = R_n \cdot T, \quad (2.4)$$

де e_n – парціальний тиск водяної пари,

V_n – питомий об’єм водяної пари, $V_n = V/S$,

R_n – питома газова стала водяної пари ($R_n = 461,5$ Дж/кг·К). Ця стала використовується для насиченої і ненасиченої водяної пари.

У вологому повітрі сухе повітря і водяна пара рівномірно розподілені по всьому об’єму. Якщо P – загальний тиск, T – температура, однакова для сухого повітря і водяної пари, e і S – парціальний тиск і масова частка водяної пари, то рівняння стану вологого повітря можна записати у двох формах:

$$P_V = R_c \cdot T \cdot (1 + 0,608 \cdot S), \quad (2.5)$$

$$P_V = R_c \cdot T \cdot \left(1 + 0,378 \cdot \frac{e}{P}\right). \quad (2.6)$$

Множник у дужках відносять до температури і вводять поняття ”віртуальна температура” – T_V .

$$T_V = T \cdot (1 + 0,608 \cdot S), \quad (2.7)$$

$$T_V = T \cdot \left(1 + 0,378 \cdot \frac{e}{P}\right). \quad (2.8)$$

Віртуальна температура – це температура сухого повітря, яке при однаковому тиску має густину, що дорівнює густині вологого повітря.

Рівняння стану вологого повітря (2.5) переписують з урахуванням віртуальної температури

$$P \cdot V = R_c \cdot T_V. \quad (2.9)$$

Якщо (2.7 і 2.8) представити як

$$T_V = T + 0,608 \cdot T \cdot S, \quad (2.10)$$

$$T_V = T + 0,378 \cdot T \cdot \frac{e}{P}, \quad (2.11)$$

де $\Delta T_V = 0,608 \cdot T \cdot S$ або $\Delta T_V = 0,378 \cdot T \cdot \frac{e}{P}$ – це віртуальна добавка.

Рівняння (2.5) можна також представити у вигляді:

$$P = \rho_{вн} \cdot R_c \cdot T_V, \quad (2.12)$$

де $\rho_{вн}$ – густина вологого повітря.

Порівняння густини сухого і вологого повітря, розрахованих за формулами (2.3 і 2.12), при однакових значеннях температури (T) і тиску (P) свідчать про те, що за цих умов густина вологого повітря завжди менша ніж густина сухого.

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. Знайдіть густину сухого повітря ρ_c при атмосферному тиску 1000,0 гПа і температурі 20,0 °С.

Розв'язок. Використовуємо рівняння стану сухого повітря:

$$P = \rho_c \cdot R_c \cdot T, \text{ враховуємо, що } P = 1000 \cdot 10^2 \text{ Па.}$$

$$\rho_c = 1000,0 \cdot 10^2 / 287,05 \cdot 293,15 \text{ Па} \cdot \text{кг} \cdot \text{К} / \text{Дж} \cdot \text{К} = 1,188 \text{ кг/м}^3.$$

Відповідь: густина сухого повітря за даних умов 1,188 кг/м³.

Приклад 2. Визначити віртуальну температуру і віртуальну добавку для повітря, температура якого 7,0 °С, атмосферний тиск 1000 гПа, водяна пара насичена.

Розв'язок. Тиск насичення – максимальний тиск водяної пари E визначаємо по температурі, $E = 10,01$ гПа [6]. За формулою (2.11) розраховуємо віртуальну температуру:

$$T_V = T + 0,378 \cdot T \cdot \frac{e}{P}; \quad T_V = 300 + 0,378 \cdot 300 \cdot \frac{10,01}{1000} = 301,1 \text{ К.}$$

$$\text{Віртуальний додаток: } \Delta T_V = 0,378 \cdot T \cdot \frac{e}{P} = 1,1 \text{ К.}$$

Відповідь: $T_V = 300 \text{ К}$, $\Delta T_V = 1,1 \text{ К}$.

Приклад 3. Визначити за нормальних умов густину сухого повітря і повітря з насиченою водяною парою. Порівняйте.

Розв'язок. За нормальних умов $t = 0$ °С, $P = 1013$ гПа.

При температурі $t = 0$ °С тиск насичення $E = 6,11$ (табл. Б -1).
Визначимо густину сухого повітря ρ_c за формулою (2.3) і густину вологого повітря $\rho_{вп}$ за формулою (2.12).

$$\rho_c = P / R_c \cdot T; \quad \rho_c = 1013 \cdot 10^2 / 287 \cdot 273 = 1,293 \text{ кг/м}^3;$$

$$\rho_{вп} = P / R_c \cdot T_V; \quad T_V = T + 0,378 \cdot T \cdot e / P;$$

$$T_V = 273 + 0,378 \cdot 273 \cdot \frac{6,11}{1013} = 273,62;$$

$$\rho_{вп} = 1013,2 \cdot 10^2 / 287 \cdot 273 = 1,289 \text{ кг/м}^3$$

Відповідь: $\rho_{вп} < \rho_c$ при однакових температурі і атмосферному тиску.

Приклад 4. Визначити густину вологого повітря при атмосферному тиску $P = 1000,0$ гПа, температурі повітря $t = 30,0$ °С і температурі

змоченого термометра станційного психрометра $t' = 28,0^\circ \text{C}$. Порівняйте з густиною сухого повітря за тих самих умов.

Розв'язок. Використовуємо психрометричні таблиці [5]. Знаходимо парціальний тиск водяної пари: $e = 36,2$ гПа.

З рівняння стану вологого повітря густина вологого повітря

$$\rho_{en} = P / R_C \cdot T_V$$

$$\rho_{en} = 1000,0 \cdot 10^2 / 287,05 \cdot 303,15 \cdot (1 + 0,378 \cdot 36,2 / 1000,0) = 1,135 \text{ кг/м}^3$$

Густина сухого повітря: $\rho_c = 1000,0 \cdot 10^2 / 287,05 \cdot 303,15 = 1,149 \text{ кг/м}^3$.

Зверніть увагу на те, що густина сухого повітря завжди більша за густину вологого повітря при однакових тиску і температурі.

Питання для самоперевірки

1. Дайте визначення усіх характеристик вологості повітря.
2. Запишіть рівняння стану сухого повітря.
3. Запишіть рівняння стану вологого повітря.
5. Поясніть сенс віртуальної температури
- 6 Як змінюється тиск насичення водяної пари при зниженні температури повітря?
7. Якого значення набуває відносна вологість, якщо водяна пара у повітрі насичена?
8. Яке повітря легше при однакових температурі і тиску: сухе або вологе?
9. Як пов'язані масова частка водяної пари і парціальний тиск?
10. Як пов'язані абсолютна вологість і густина повітря?

2.2 Основне рівняння статички. Барометричні формули

Основне рівняння статички описує зміну з висотою атмосферного тиску в нерухомій атмосфері з постійним хімічним складом. У диференціальній формі воно має вигляд:

$$dp = -g \rho dz \quad (2.13)$$

де dp – зміна атмосферного тиску при зміні висоти на величину dz ,

ρ – густина повітря,

g – прискорення тяжіння.

Рівняння (2.13) свідчить, що в атмосфері тиск завжди зменшується при зростанні висоти і навпаки.

Барометричні формули – це інтеграли основного рівняння статички. Інтегрування проводять для окремих моделей і шарів атмосфери.

Барометрична формула однорідної атмосфери

Однорідна атмосфера – це теоретична атмосфера (або модель), густина повітря в якій не змінюється з висотою. Рівняння статички для такої атмосфери мало би вигляд:

$$P_2 = P_1 - g \cdot \rho \cdot (z_2 - z_1). \quad (2.14)$$

Атмосферний тиск в однорідній атмосфері змінюється з висотою лінійно. Індокси 1 і 2 відносяться до нижньої і верхньої межі. Висота такої атмосфери H – рівень, де $P = 0,0$ гПа, визначається за формулою:

$$H = \frac{R \cdot T}{g} = \frac{R \cdot T_0 \cdot (1 + \alpha t)}{g} \quad (2.15)$$

де $T_0 = 273$ К, t °С, $\alpha = 4,10^{-3}$ (°С⁻¹). При температурі $t = 0$ °С і $g = 9,8$ м/с² висота однорідної атмосфери

$$H_0 = \frac{R \cdot T_0}{g} = 7997 \text{ м}, \quad (2.16)$$

а при будь-якій іншій температурі вона розраховується за формулою

$$H = H_0 \cdot (1 + \alpha t). \quad (2.17)$$

Вертикальний температурний градієнт або швидкість змінювання температури з висотою в однорідній атмосфері

$$\gamma_k = - \partial t / \partial z = g/R_c \quad (2.18)$$

З формули випливає, що величина $\gamma_k = const$, $\gamma_k = 3,42^\circ / 100 \text{ м}$. Градієнт γ_k – називають ще градієнтом автоматичної конвекції: якщо в атмосфері $\gamma > \gamma_k$, то густина повітря з висотою зростає, і атмосфера стає вкрай нестійкою, автоматично починається розвиток конвекції – підйом окремих перегрітих і більш легких об'ємів – частинок повітря.

Барометрична формула ізотермічної атмосфери

Ізотермічна атмосфера – це атмосфера, в якій температура повітря не змінюється з висотою. В ізотермічній атмосфері, або в ізотермічних шарах атмосфери, температура повітря не залежить від висоти ($T = const$) тобто вертикальний температурний градієнт $\gamma = 0^\circ / 100 \text{ м}$.

Розв'язок основного рівняння статички (2.13) – барометрична формула ізотермічної атмосфери має вигляд:

$$P_2 = P_1 \cdot \exp \frac{-g \cdot (z_2 - z_1)}{R_c \cdot T} \quad (2.19)$$

Атмосферний тиск в ізотермічній атмосфері при зростанні висоти зменшується експоненційно. Висота такої атмосфери була би нескінченною.

Барометрична формула політропної атмосфери

Політропна атмосфера – атмосфера, в якій температура змінюється з висотою за лінійним законом зі швидкістю γ °/м. Барометрична формула для такої атмосфери – розв’язок основного рівняння статики за умову, що

$$T_2 = T_1 - \gamma \cdot (z_2 - z_1), \quad (2.20)$$

має вигляд

$$P_2 = P_1 \left(\frac{T_2}{T_1} \right)^{g/R \cdot \gamma} \quad (2.21)$$

Атмосферний тиск в політропній атмосфері при зростанні висоти зменшується за степеневим законом. Висота такої атмосфери розраховується за формулою:

$$H = \frac{T}{\gamma} \quad (2.22)$$

В наш час, згідно з рекомендаціями ВМО, на усіх метеорологічних станціях атмосферний тиск приводиться до рівня моря за формулою політропної атмосфери і з урахуванням вологості повітря при умові, що середня величина $\gamma = 0,65$ °C/100 м.

Барометрична формула Лапласа для реальної атмосфери

Формула Лапласа враховує вологість атмосферного повітря, залежність прискорення тяжіння від географічної широти (φ) і висоти місця над рівнем моря (z).

Інтегрування основного рівняння статики проводиться для кінцевого шару ($z_2 - z_1$), при умові, що \bar{t} – середня барометрична температура шару, e – середній парціальний тиск водяної пари. Повна барометрична формула Лапласа

$$z_2 - z_1 = 18400 \cdot \left(\lg \frac{P_1}{P_2} \right) \cdot (1 + \alpha \cdot \bar{t}) \cdot \left(1 + 0,378 \frac{e}{P} \right) \times \\ \times (1 + a_1 \cos 2\varphi) \cdot (1 + a_2 z) \quad (2.23)$$

В формулі (2.23) коефіцієнти $a_1 = 0,0026$; $a_2 = 3,14 \cdot 10^{-7} \text{ м}^{-1}$ для вільної атмосфери. Для гірської місцевості $a_2 = 1,96 \cdot 10^{-7} \text{ м}^{-1}$. Якщо при розрахунках за формулою Лапласа потрібна точність визначення тиску не перевищує 0,1 гПа, можна використовувати спрощену формулу Лапласа для розрахунку тиску і різниці висот (при барометричному нівелюванні) у вигляді:

$$z_2 - z_1 = 18400 \cdot (1 + \alpha t) \cdot \lg \frac{P_1}{P_2}, \quad (2.24)$$

де $\Delta z = z_2 - z_1$. За цією формулою величину $(z_2 - z_1)$ отримують в м.

2.3 Вертикальний градієнт тиску. Барометричний ступінь. Горизонтальний баричний градієнт

Вертикальний градієнт тиску (G) – це змінювання тиску при зміні висоти на 100 м

$$G = - \frac{dp}{dz} \quad (2.25)$$

Із рівняння статики

$$G = \frac{g \cdot P}{R_c \cdot T_V} \quad (2.26)$$

Розмірність вертикального баричного градієнту [гПа/100 м].
Практична формула

$$G = 3,42 \cdot \frac{P}{T}. \quad (2.27)$$

Барометричний ступінь (h) – це висота, на яку потрібно піднятися або опуститися в атмосфері, щоб атмосферний тиск змінився на 1 гПа. Розмірність [м/гПа].

$$h = - dz / dp \quad (2.28)$$

Практична формула для сухої атмосфери наступна

$$h = \frac{8000 \cdot (1 + \alpha t)}{P}. \quad (2.29)$$

Для вологої атмосфери

$$h = \frac{8000 \cdot (1 + \alpha t) \cdot (1 + 0,378 \cdot e / P)}{P}, \quad (2.30)$$

де e – парціальний тиск водяної пари (гПа), $\alpha = 0,004 \text{ (}^\circ\text{C)}^{-1}$; h (м/с).

Горизонтальний баричний градієнт (G_N) – це зміна атмосферного тиску в горизонтальній площині на одиницю відстані.

$$G_N = -dP/dn \quad (2.31)$$

Горизонтальний градієнт тиску спрямований перпендикулярно до ізобар від високого тиску до низького. $[G_N] = \text{гПа}/100 \text{ км}$

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. Визначити висоту однорідної атмосфери за нормальних умов, якщо $P_0 = 1013,2 \text{ гПа}$, $t = 0,0 \text{ }^\circ\text{C}$, широта місця $\varphi = 45^\circ$.

Розв'язок. Барометрична формула для однорідної атмосфери (2.14)

$$P_z = P_0 - \rho \cdot g \cdot (z - z_0)$$

Взявши за верхню межу атмосфери висоту H , де $P = 0,0 \text{ гПа}$ знаходимо

$$H = R_c \cdot T / g; H = 287,5 \cdot 273,15 / 9,8 = 7998 \text{ м.}$$

Відповідь. Висота однорідної атмосфери за нормальних умов біля 8 км.

Приклад 2. Визначити атмосферний тиск в ізотермічній атмосфері на висоті 8000 м, при атмосферному тиску біля поверхні землі $P_0 = 1013,2 \text{ гПа}$ і температурі $0 \text{ }^\circ\text{C}$.

Розв'язок. Барометрична формула ізотермічної атмосфери

$$P_z = P_0 \cdot \exp\left(-\frac{g \cdot \Delta z}{R_c \cdot T}\right),$$

$$\text{Звідки } \Delta z = \left[\ln(P_0/P_z)\right] \cdot R_c \cdot T / g; \Delta z = 18400 \cdot (1 + \alpha t) \cdot \lg(P_0/P_z).$$

$$\lg(1013,2/P_z) = 8000/18400 = 0,4348; 1013,2/P_z = 2,72; P_z = 372,5 \text{ гПа.}$$

Відповідь: Атмосферний тиск в ізотермічній атмосфері убуває з висотою значно повільніше, ніж в однорідній. На висоті 8000 м тиск 372,5 гПа.

Приклад 3. На екваторі на двох метеорологічних станціях, які знаходяться на різних висотах, в один і той же термін проведені спостереження і виміряні: $t_1 = 22,0 \text{ }^\circ\text{C}$, $P_1 = 973,5 \text{ гПа}$, $f_1 = 56 \%$ і $t_2 = 16,9 \text{ }^\circ\text{C}$, $P_2 = 931,4 \text{ гПа}$, $f_2 = 50\%$ відповідно для першої і другої станцій.

Визначити перевищення висот $\Delta z = (z_2 - z_1)$, з помилкою не вище за 3%.

Розв'язок. Використовуємо повну барометричну формулу Лапласа без урахування залежності сили тяжіння від висоти. В умовах тропосфери помилка розрахунку висоти не перевищуватиме 3%. Використовуємо формулу у вигляді:

$$z_2 - z_1 = 18400 \cdot (1 + \alpha t) \cdot (1 + 0,378 \cdot e/P) \cdot (1 + \alpha_1 \cdot \cos 2\varphi) \cdot \lg(P_1/P_2)$$

Знаходимо:

$$t = (t_1 + t_2)/2; \quad t = (22,0 + 16,9)/2 = 19,4 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

$$e = f \cdot E/100; \quad e_1 = 56 \cdot 26,4 / 100 = 14,8 \text{ гПа}, \quad e_2 = 50 \cdot 19,3 / 100 = 9,7 \text{ гПа}.$$

Середній парціальний тиск $e = 12,25$ гПа, середній атмосферний тиск $P = 952,4$ гПа;

$$e/P = 0,0128; \quad \alpha = 0,004 \text{ } (^\circ\text{C})^{-1}, \quad \alpha_1 = 0,00264.$$

(Величини тиску насичення водяної пари знаходимо в психрометричних таблицях [6] по температурах).

Остаточний результат

$$z_2 - z_1 = 18400 \cdot (1 + 0,004 \cdot 19,4) \cdot (1 + 0,378 \cdot 0,0128) \times \\ \times (1 + 0,00264) \cdot \lg(973,5/931,4) = 397,8 \text{ м}.$$

Відповідь: перевищення висот $(z_2 - z_1) = 397,8$ м.

Приклад 4. Атмосферний тиск на станції 1000 гПа, температура повітря $20 \text{ } ^\circ\text{C}$, парціальний тиск водяної пари 10 гПа. Висота станції 100 м. Приведіть атмосферний тиск до рівня моря.

Розв'язок. Для приведення атмосферного тиску до рівня моря використовують барометричну формулу політропної атмосфери і враховують вологість повітря введенням віртуальної температури. Вертикальний градієнт температури γ приймають рівним $0,65^\circ/100 \text{ м}$.

Поправка для приведення тиску до рівня моря

$$\Delta P = P_1 - P_2,$$

де P_2 – тиск на станції, P_1 – тиск на рівні моря.

Використовуємо формулу (2.21)

$$P_1 = P_2 \cdot \left(\frac{T_{V2}}{T_{V1}} \right)^{\frac{g}{R \cdot \gamma}}, \quad T_{V1} - \text{віртуальна температура повітря на рівні моря}.$$

$$T_{V1} = T_{V2} + \gamma \cdot z, \quad T_{V2} - \text{віртуальна температура повітря на рівні станції}.$$

$P_2 = 1000$ гПа, тиск на рівні станції.

Розв'язок.

1. $g / R \cdot \gamma = 9,8 \cdot 100 / 287 \cdot 0,65 = 5,25$

2. $T_{V2} = T_2 (1 + 0,378 \cdot e / P)$; $T_{V2} = 293 (1 + 0,378 \cdot 10 / 1000) = 294,1 \text{ К}$

3. $T_{V1} = 294,1 + 0,65 \cdot 100/100 = 294,8 \text{ К}$

4. $P_1 = 1000 (294,1 / 294,8)^{5,25} = 1012,5 \text{ гПа}$

5. $\Delta P = 1012,5 - 1000,0 = 12,5 \text{ гПа.}$

Відповідь: Поправка для приведення атмосферного тиску до рівня моря $\Delta P = 12,5 \text{ гПа.}$

Питання для самоперевірки

1. Як змінюється атмосферний тиск з висотою?
2. Де швидше знижується тиск: при підйомі на 1 км від землі, або при підйомі від 2 до 3 км?
3. Як змінюється атмосферний тиск з висотою в однорідній атмосфері і чому дорівнює її висота?
4. Як змінюється атмосферний тиск з висотою в ізотермічній атмосфері і чому дорівнює її висота?
5. Як змінюється атмосферний тиск з висотою в політропній атмосфері і чому дорівнює її висота?
6. Які метеорологічні і фізичні величини входять в повну барометричну формулу Лапласа?
7. Що таке градієнт автоматичної конвекції і чому він дорівнює?
8. За яким законом змінюється з висотою густина повітря в ізотермічній атмосфері?
9. За яким законом змінюється з висотою густина повітря в політропній атмосфері?
10. Як змінюється з висотою густина повітря в реальній атмосфері?

Задачі

2.1. Розрахуйте густину сухого повітря, якщо атмосферний тиск дорівнює 1000 гПа, а температура $0 \text{ }^\circ\text{C}$.

2.2. На скільки зміниться густина сухого повітря при атмосферному тиску 1000 гПа, якщо температура повітря зміниться від -50 до $+50$ °С?

2.3. Визначити густину повітря з насиченою водяною парою при температурі 0 °С, атмосферному тиску 1000 гПа.

2.4. На скільки відрізняється густина повітря з насиченою водяною парою при температурі 25 °С, атмосферному тиску 1010 гПа від густини сухого повітря при цих же умовах?

2.5. Яку температуру повинно мати сухе повітря, щоб його густина дорівнювала густині вологого повітря при температурі 7 °С, атмосферному тиску 1000 гПа, парціальному тиску водяної пари 10 гПа.

2.6. Яка у середньому густина повітря у стратосфері на рівні 50 км, де середня температура повітря 0 °С, а атмосферний тиск 0,85 гПа?

2.7. Абсолютний максимум температури зафіксовано у Долині смерті (США) $+58$ °С. Визначити густину повітря при цих умовах, $P = 1000$ гПа.

2.8. В Антарктиді зафіксовано мінімум температури повітря $-88,3$ °С. Яка при цьому була густина сухого повітря, якщо атмосферний тиск дорівнював 740 гПа?

2.9. На висоті 500 км удень температура 1830 К і атмосферний тиск $3,33 \cdot 10^{-6}$ гПа, а уночі температура 1186 К при тиску $1,47 \cdot 10^{-8}$ гПа. Визначити добові коливання густини повітря на вказаному рівні.

2.10. Визначити густину сухого повітря при нормальному стані атмосфери (температура 0 °С, атмосферний тиск 1013,3 гПа). Як і чому зміниться результат, якщо при незмінному тиску повітря нагріється або охолоне? У кілька разів (приблизно) сухе повітря при звичайних умовах легше за воду?

2.11. Як змінюється густина сухого повітря з висотою, якщо у поверхні землі атмосферний тиск 1000 гПа, температура 273 К, вертикальний температурний градієнт $3,42$ °С/100 м?

2.12. Розрахуйте температурну поправку барометра через кожні 10 гПа від 980 до 1030 гПа для температур від 10 до 30 °С через кожні 5 °С.

2.13. Визначити віртуальну температуру повітря з насиченою водяною парою при атмосферному тиску 950 гПа і температурі 3 °С.

2.14. Визначити віртуальний додатак, якщо температура повітря 22 °С, атмосферний тиск 1000 гПа, відносна вологість повітря 40%.

2.15. Визначити атмосферний тиск на рівнях 3997 м і 7995 м в однорідній атмосфері при нормальних умовах біля поверхні землі.

2.16. Визначити атмосферний тиск на рівнях 3997 м і 7995 м в ізотермічній атмосфері при нормальних умовах біля поверхні землі.

2.17. Визначити атмосферний тиск на рівнях 3997 м і 7995 м в політропній атмосфері при нормальних умовах біля поверхні землі, якщо вертикальний градієнт температури $\gamma = 0,65$ °С/100 м.

2.18. Визначити атмосферний тиск на висотах 5 і 10 км в ізотермічній атмосфері, якщо її температура дорівнює -15 °С і $+15$ °С. Атмосферний тиск біля поверхні землі $P = 1000$ гПа. Побудуйте графіки функції $P(z)$ для двох випадків.

2.19. Чому дорівнює висота політропної атмосфери, якщо температура повітря біля поверхні землі $15,0$ °С, вертикальний температурний градієнт $0,65$ °С/100 м? Результат порівняйте з висотою реальної атмосфери і поясніть розбіжності.

2.20. Визначити висоту політропної атмосфери, якщо на рівні моря температура повітря $0,0$ °С, а вертикальний температурний градієнт у першому випадку $3,42$ °С/100 м, а у другому $0,0$ °С/100 м.

2.21. Визначити висоту однорідної атмосфери при температурах -40 °С і $+40$ °С. Атмосферний тиск біля землі 1000 гПа.

2.22. Коли радіозонд увійшов у тропопаузу на широті 60° зафіксовано тиск 250 гПа, а коли він вийшов, тиск був 240 гПа. Визначити товщину тропопаузи, якщо середня температура її -53 °С.

2.23. Біля підніжжя гори на широті $\varphi = 45^\circ$ атмосферний тиск 1010 гПа, температура повітря $21,6$ °С, парціальний тиск водяної пари 12,4 гПа. На вершині гори атмосферний тиск 930 гПа, температура $4,4$ °С, парціальний тиск водяної пари 5,6 гПа. Визначити висоту гори.

2.24. На широті $\varphi = 45^\circ$ радіозонд зафіксував на висоті 500 м атмосферний тиск 962 гПа, температуру $20,8^\circ\text{C}$, відносну вологість 50%. Коли радіозонд увійшов у хмару, тиск був 823 гПа, температура $15,2^\circ\text{C}$, відносна вологість 100 %. Визначити висоту нижньої межі хмари.

2.25. Яким буде атмосферний тиск на рівні моря в ізотермічному шарі атмосфери, якщо його товщина 400 м? На верхній межі шару атмосферний тиск 900 гПа і температура $-20,0^\circ\text{C}$.

2.26. На верхній межі шару повітря з інверсійним розподілом температури, товщина якого 500 м, атмосферний тиск 940 гПа, температура -13°C . Визначити атмосферний тиск біля поверхні землі, якщо вертикальний температурний градієнт $-1,0^\circ\text{C}/100\text{ м}$.

2.27. Коли радіозонд увійшов у шарувато-купчасту хмару, було зафіксовано атмосферний тиск 920,4 гПа і температуру $2,6^\circ\text{C}$, а коли вийшов із хмари, атмосферний тиск був меншим на 55,6 гПа, а температура вища на $1,4^\circ\text{C}$. Визначити товщину хмар.

2.28. Під час зондування атмосфери на широті $\varphi = 55^\circ$ і висоті 1500 м на нижньому рівні шару ізотермії в повітрі з насиченою водяною паром атмосфери тиск був 840,1 гПа і температура 283 К. На рівні виходу літака з шару ізотермії тиск зменшився на 100 гПа. Яка була товщина шару ізотермії?

2.29. Чому дорівнює середня температура тропопаузи над полюсом, якщо на її нижній межі на висоті 8500 м атмосферний тиск 330 гПа, а на верхній – на висоті 8900 м тиск 310 гПа?

2.30. На рівні моря атмосферний тиск 990 гПа, температура 288 К. Який тиск буде на висоті 500 м в ізотермічній атмосфері?

2.31. У шарі інверсії температури поблизу поверхні землі атмосферний тиск 1000 гПа, а температура -20°C . На його верхній межі атмосферний тиск менший на 30 гПа, а температура більша на 5°C . Яка товщина шару інверсії?

2.32. Знайдіть товщину приземного шару ізотермії, якщо його температура 10°C . Біля поверхні землі атмосферний тиск 1010 гПа, а на верхньому рівні 960 гПа.

2.33. Які величини мають вертикальні градієнти тиску при атмосферному тиску 400, 600, 800, 1000 гПа, якщо температура $0\text{ }^{\circ}\text{C}$?

2.34. При проведенні барометричного нівелювання атмосферний тиск на рівні моря був 980 гПа, а температура $-5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. На вершині гори тиск був 920 гПа і температура $-8,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Яка висота гори?

2.35. Визначити вертикальний градієнт тиску, якщо на рівні моря атмосферний тиск 1000 гПа, температура 273 К.

2.36. На широті 60° середня висота тропопаузи 11 км і густина повітря $0,36\text{ кг/м}^3$. Визначити вертикальний градієнт тиску в тропопаузі.

2.37. На рівні стратопаузи (на висоті 50 км) густина повітря $1,09 \cdot 10^{-3}\text{ кг/м}^3$. Визначити вертикальний градієнт тиску.

2.38. Як зміниться барометричний ступінь при атмосферному тиску 1000 гПа, якщо температура повітря зменшиться від $+40$ до $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$?

2.39. Станція розташована на висоті 150 м. Атмосферний тиск 1015 гПа, температура $20,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Який тиск на рівні поверхні моря?

2.40. Визначити атмосферний тиск на шпилі Ісаакіївського собору (висота 102 м), Ейфелевої вежі (300 м), хмарочосу “Емпайр Стейт Білдінг” у Нью-Йорку (380 м), на Останкінській вежі (533 м), якщо на рівні поверхні землі атмосферний тиск 1000 гПа. Використайте середню величину барометричного ступеня.

2.41. Порівняйте баричний ступінь на висоті, де температура $-30,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ і тиск 500,0 гПа з його середнім значенням біля поверхні землі.

2.42. Порівняйте баричний ступінь в повітрі при температурі $32,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ і атмосферному тиску 980,0 гПа, якщо водяна пара в ньому насичена, з його значенням при тих же умовах у сухому повітрі.

2.43. На рівні, де тиск 1002,1 гПа, температура повітря $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Визначити на цьому рівні вертикальний температурний градієнт і баричний ступінь.

2.44. Визначити величину горизонтального баричного градієнта, якщо відстань між двома сусідніми ізобарами (1010 і 1015 гПа) дорівнює 200 км.

2.45. Відлік по станційному барометру 985,6 гПа, температура при барометрі 24,5 °С. Визначте атмосферний тиск на рівні моря, якщо температура повітря 25,0 °С, парціальний тиск водяної пари $e = 12,0$ гПа, інструментальна поправка барометра 0,3 гПа, широта місця 60°, висота барометра над рівнем моря 200 м.

2.46. У центрі антициклону атмосферний тиск 1043,5 гПа. На відстані 610,5 км від центра (вздовж радіуса) атмосферний тиск 1037,9 гПа. Визначити горизонтальний градієнт тиску.

2.47. Визначити середнє значення горизонтального градієнта тиску в циклоні, у якого ізобари – концентричні кола, найбільший діаметр 1080 км. Атмосферний тиск у центрі 980,6 гПа, на периферії 997,1 гПа.

2.48. Розрахуйте з помилкою до 0,1гПа середній тиск в реальній атмосфері на висоті 10 км, якщо на рівні моря умови у середньому близькі до нормальних, вертикальний градієнт температури 0,65 °С /100 м.

2.49. Привести атмосферний тиск до рівня моря. Відлік барометра 1001,3 гПа, температура барометра 21,0 °С, постійна поправка барометра –0,1 гПа, виправлена температура повітря 15,4 °С, відносна вологість повітря 65%. Широта станції 48°, висота барометра над рівнем моря 22 м, висота станції 25 м над рівнем моря.

Практична робота

Вправа 1. На станції, що знаходиться на висоті 552 м, атмосферний тиск P гПа, температура t °С, відносна вологість f %. На рівні станції розрахуйте віртуальну температуру, густину повітря, вертикальний градієнт тиску, баричний ступінь. По формулах для однорідної, ізотермічної і політропної атмосфери, а також по скороченій формулі для реальної атмосфери, знайдіть тиск на рівнях 3,68 і 7,32 км. На цих висотах визначте вертикальний градієнт тиску і баричний ступінь. Приведіть атмосферний тиск до рівня моря.

Вправа 2. На станції, що знаходиться на висоті $z = 120$ м над рівнем моря, атмосферний тиск P гПа, температура повітря t °С, парціальний тиск водяної пари e гПа. Середня висота місцевості $\bar{z} = 90$ м. Визначити поправку для приведення тиску до рівня моря.

Використайте наступні вказівки:

$$\gamma = 0,65 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м}, \quad g(\varphi, z) = 9,80616 \cdot (1 - 2,6373 \cdot 10^{-3} \cdot \cos 2\varphi + 5,9 \cdot 10^{-6} \cdot \cos 2\varphi) - 3,086 \cdot 10^{-6} \cdot z + 1,118 \cdot 10^{-6} \cdot (z - \bar{z})$$

Варіанти (№) вихідних даних до вправи 1

№	P, гПа	f, %	Температура, °C			№	P, гПа	f, %	Температура, °C		
			на стан- ції	z, км					на стан- ції	z, км	
				3,68	7,32					3,68	7,32
1	937,1	40	-30,1	-52,2	-74,3	16	957,0	90	3,8	-18,4	-40,6
2	942,6	60	-20,6	-42,8	-66,5	17	962,5	50	14,3	-7,9	-29,8
3	948,1	80	-11,1	-33,4	-55,7	18	968,0	70	26,9	4,7	-17,5
4	954,8	80	-1,6	-23,8	-45,5	19	940,4	55	-24,4	-46,6	-68,5
5	960,3	40	10,1	-12,2	-34,4	20	945,9	75	-14,9	-36,9	-58,8
6	965,8	60	22,7	0,5	-21,4	21	951,4	95	-5,4	-27,6	-49,8
7	938,2	45	-28,2	-50,4	-72,7	22	958,1	95	5,9	-16,3	-38,5
8	943,7	65	-18,7	-40,8	-66,7	23	963,6	55	16,4	-5,8	-27,9
9	949,2	85	-9,2	-31,6	-53,4	24	969,1	75	29,0	6,8	-15,1
10	955,9	85	1,7	-20,4	-42,7	25	941,5	35	-22,5	-44,7	-66,3
11	961,4	45	12,2	-9,8	-32,1	26	947,0	30	-13,0	-35,4	-57,3
12	966,9	65	24,8	2,6	-19,2	27	953,7	50	-3,5	-25,6	-47,5
13	939,3	50	-26,3	-48,0	-70,2	28	959,2	70	8,0	-14,1	-36,3
14	944,8	70	-16,8	-39,1	-61,1	29	964,7	30	20,6	-1,1	-23,4
15	950,3	90	-7,3	-29,2	-51,4	30	970,2	70	31,1	9,0	-13,2

Варіанти (№) вихідних даних до вправи 2

<i>№</i>	<i>P</i> , гПа	<i>t</i> °C	<i>e</i> , гПа	<i>№</i>	<i>P</i> , гПа	<i>t</i> °C	<i>e</i> , гПа
1	840,0	5,0	8,4	16	910,0	15,0	9,1
2	890,0	11,0	8,9	17	870,0	10,0	8,7
3	850,0	6,0	8,5	18	920,0	16,0	9,2
4	900,0	12,0	9,0	19	880,0	11,0	8,8
5	860,0	7,0	8,6	20	930,0	17,0	9,3
6	910,0	13,0	9,1	21	840,0	9,0	8,4
7	870,0	8,0	8,7	22	890,0	15,0	8,9
8	920,0	14,0	9,2	23	850,0	10,0	8,5
9	880,0	9,0	8,8	24	900,0	16,0	9,0
10	930,0	15,0	9,3	25	860,0	11,0	8,6
11	840,0	7,0	8,4	26	910,0	17,0	9,1
12	890,0	13,0	8,9	27	870,0	12,0	8,7
13	850,0	8,0	8,5	28	920,0	18,0	9,2
14	900,0	14,0	9,0	29	880,0	13,0	8,8
15	860,0	9,0	8,6	30	930,0	19,0	9,3

3 ОСНОВИ ДИНАМІКИ АТМОСФЕРИ

3.1 Сили, що діють на частинку повітря при горизонтальному русі

Сили, що діють на частинку повітря, яка бере участь у горизонтальному русі, відносяться до одиниці маси повітря, тому в системі одиниць СІ вони мають розмірність прискорення $[м/с^2]$.

Єдина сила, що є джерелом горизонтального руху в атмосфері – це горизонтальна складова сили баричного градієнта, яка визначається співвідношенням

$$G = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial n} \quad (3.1)$$

де ρ – густина повітря, $G_n = -\partial P / \partial n$ – горизонтальний баричний градієнт.

Частинка повітря під впливом цієї сили рухається у напрямку сили у бік низького тиску. Як тільки виникає рух повітря, водночас починає діяти сила Коріоліса (K) – відхиляюча сила обертання Землі навколо земної осі. У північній півкулі вона завжди спрямована перпендикулярно до вектора швидкості праворуч від нього, а в південній – навпаки, ліворуч. Горизонтальна складова сили Коріоліса розраховується за формулою:

$$K = 2c\omega \sin \varphi \quad (3.2)$$

де ω – кутова швидкість обертання Землі ($\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$),

c – горизонтальна складова швидкості руху повітря, тобто швидкість вітру,

φ – широта місця.

Якщо траєкторією руху частинки є крива лінія, то на частинку діє ще і відцентрова сила Z

$$Z = c^2/r, \quad (3.3)$$

де r – радіус кривизни траєкторії руху частинки повітря.

Якщо рух здійснюється у шарі тертя (граничному шарі), то горизонтальна складова сили тертя умовно може бути представлена як результуюча сил “зовнішнього тертя” між повітрям, що рухається, і земною поверхнею і “внутрішнього тертя”, пов’язаного з молекулярною в’язкістю і турбулентним перемішуванням, у вигляді

$$R = k \cdot c \quad (3.4)$$

де k – коефіцієнт зовнішнього тертя.

Ця сила спрямована проти швидкості руху. Тертям, пов'язаним з молекулярною в'язкістю, при розрахунках швидкості руху у граничному шарі можна нехтувати. Сила турбулентного тертя пропорційна вертикальному градієнту швидкості вітру, вона швидко зменшується з висотою і у вільній атмосфері стає незначущою. Вплив турбулентного тертя у граничному шарі проявляється у тому, що горизонтальна складова сили тертя спрямована не протилежно швидкості вітру, а відхиляється від нього на кут $20\text{--}40^\circ$ праворуч.

Горизонтальна складова сили земного тяжіння (g_T) дорівнює нулю.

Векторне рівняння руху повітряної частинки у горизонтальній площині

$$\vec{F} = \vec{G} + \vec{K} + \vec{Z} + \vec{R}, \quad (3.5)$$

де \vec{F} – результуюча сила, яка визначає напрямок і швидкість руху.

3.2 Рух повітря у вільній атмосфері

Вільна атмосфера – це шар атмосфери, де сили тертя дуже малі порівняно з іншими діючими силами, тобто вільна атмосфера розташована вище граничного шару атмосфери. Векторне рівняння руху для вільної атмосфери має вигляд

$$\vec{F} = \vec{G} + \vec{K} + \vec{Z}. \quad (3.6)$$

Для усталеного горизонтального руху повітря у полі прямолінійних та рівновіддалених ізобар у вільній атмосфері векторне рівняння руху записується

$$\vec{G} + \vec{K} = 0, \quad (3.7)$$

що можна інтерпретувати так: сила Коріоліса зрівноважує силу баричного градієнта і рух повітря відбувається паралельно ізобарам.

Геострофічний вітер – вітер з постійною швидкістю у вільній атмосфері у полі рівновіддалених прямолінійних ізобар.

Із рівняння (3.7) отримуємо вираз для швидкості геострофічного вітру (3.8) і розрахункову формулу (3.9)

$$c_g = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} \frac{1}{2\omega \sin \gamma} \quad (3.8)$$

$$c_g = 6,2 \frac{G_n}{\rho} \sin \varphi \quad (3.9)$$

Горизонтальний градієнт тиску змінюється з висотою, що обумовлено горизонтальним градієнтом температури.

Термічний вітер (c_m) – це приріст геострофічного вітру при переході від рівня z_1 до рівня z_2 . Термічний вітер прямо пропорційний товщині шару атмосфери $\Delta z = (z_2 - z_1)$ і модулю горизонтального градієнта температури на вихідному рівні $\frac{\partial T_0}{\partial n}$

$$c_m = \frac{g \cdot \Delta z}{T_0 \cdot 2\omega \sin \varphi} \cdot \frac{\partial T_0}{\partial n} \quad (3.10)$$

В північній півкулі термічний вітер має такий напрямок уздовж ізотерм, що область холоду залишається ліворуч, а область тепла праворуч.

Градієнтний вітер (циклострофічний вітер) – це стаціонарний горизонтальний рух повітря у вільній атмосфері у полі криволінійних рівновіддалених ізобар. Векторне рівняння для градієнтного руху записується

$$\vec{G} + \vec{K} + \vec{Z} = 0. \quad (3.11)$$

Враховуючи напрямки векторів лівої частини рівняння (3.11), можна зробити висновок, що вектор градієнтного вітру буде завжди спрямовано перпендикулярно до горизонтального градієнта тиску і буде залежати від баричної системи. Відомо, що у круговому циклоні градієнт тиску спрямовано до центру, а в антициклоні – від центру вздовж радіусу кривизни. Використовуємо (3.1–3.3), (3.11) і отримуємо формули для розрахунків швидкості градієнтного вітру у круговому циклоні (3.12) і круговому антициклоні (3.13):

$$c_{Ц} = -\omega \cdot r \cdot \sin \varphi + \sqrt{\omega^2 \cdot r^2 \cdot \sin^2 \varphi + \frac{r \cdot \partial P}{\rho \cdot \partial r}}, \quad (3.12)$$

$$c_{АЦ} = \omega \cdot r \cdot \sin \varphi - \sqrt{\omega^2 \cdot r^2 \cdot \sin^2 \varphi - \frac{r \cdot \partial P}{\rho \cdot \partial r}}. \quad (3.13)$$

3.3 Рух повітря у граничному шарі

В граничному шарі атмосфери, товщина якого приблизно складає 1500 м (шар тертя), сила тертя призводить до зменшення швидкості вітру порівняно з градієнтним і відхиляє вітер від ізобар ліворуч, при цьому напрямок вітру наближається до напрямку градієнтної сили. Кут α між напрямком вітру і градієнтною силою для руху у прямолінійних ізобарах визначається із співвідношення

$$\operatorname{tg} \alpha = (2 \cdot \omega \cdot \sin \varphi) / k. \quad (3.14)$$

Для визначення кута відхилення вітру від градієнта в циклоні і антициклоні при наявності тертя використовують формулу

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2 \cdot \omega \cdot \sin \varphi \pm \frac{c}{r}}{k}, \quad (3.15)$$

де k – коефіцієнт зовнішнього тертя, $[k] = \text{с}^{-1}$, знак плюс відноситься до циклону, а мінус – до антициклону.

З урахуванням тертя швидкість вітру у прямолінійних ізобарах визначається за формулою

$$c = \frac{G}{\sqrt{(2\omega \sin \varphi)^2 + k^2}} \quad (3.16)$$

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. Визначити швидкість градієнтного вітру в циклоні з радіусом кривизни 250 км на широті 50° . Величина баричного градієнта G_n дорівнює 2 гПа/100 км, густина повітря $\rho = 1 \text{ кг/м}^3$.

Розв'язок. Використовуємо формулу для розрахунку швидкості вітру в циклоні

$$c_u = -r \cdot \omega \cdot \sin \varphi + \sqrt{r^2 \cdot \omega^2 \cdot \sin^2 \varphi + \frac{r}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial n}};$$

$$1. r \cdot \omega \cdot \sin \varphi = 250 \cdot 10^3 \cdot 7,29 \cdot 10^{-3} \cdot 0,77 = 14,0 \text{ м/с};$$

$$2. \frac{r}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial n} = \frac{250 \cdot 10^3}{1} \frac{2 \cdot 10^2}{100 \cdot 10^3} = 500 \text{ м}^2/\text{с}^2;$$

$$3. c_u = -14,0 + \sqrt{196 + 500} = -14,0 + 26,4 = 12,4 \text{ м/с}.$$

Відповідь: швидкість вітру в циклоні для даних умов 12,4 м/с.

Приклад 2. Визначити кут відхилення вітру від градієнта на широті $\varphi = 55^\circ$ в точці, що знаходиться на відстані 300 км від центра циклона, при швидкості 10 м/с, якщо коефіцієнт зовнішнього тертя $k = 8,0 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$.

Розв'язок. Використовуємо формулу

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2 \cdot \omega \cdot \sin \varphi + \frac{c}{r}}{k};$$

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2 \cdot 7,29 \cdot 10^{-5} \cdot 0,82 + \frac{10}{3 \cdot 10^2 \cdot 10^3}}{8 \cdot 10^{-5}} = \frac{(11,95 + 3,3) 10^{-5}}{8 \cdot 10^{-5}} = 1,90.$$

Відповідь: кут відхилення 62° .

Приклад 3. Знайти максимально можливу швидкість вітру в антициклоні на широті 45° , якщо радіус кривизни ізобар складає 400 км.

Розв'язок. Згідно з формулою (3.13) максимальна величина швидкості вітру настане тоді, коли друга складова правої частини буде дорівнювати нулю, тобто

$$c_{Au} = r \cdot \omega \cdot \sin \varphi; \quad c_{Au} = 400 \cdot 10^3 \cdot 7,29 \cdot 10^{-5} \cdot 0,707 = 20,6 \text{ м/с.}$$

Відповідь: максимально можлива швидкість складає приблизно 21 м/с.

Питання для самоперевірки

1. Які сили входять до векторного рівняння руху повітряної частинки?
2. Яку розмірність мають сили, що входять до векторного рівняння руху повітряної частинки?
3. Як спрямована градієнтна сила?
4. Як спрямована сила Коріоліса?
5. Від чого залежить величина сили Коріоліса?
6. Як сила Коріоліса залежить від широти місця?
7. Як спрямована відцентрова сила?
8. Як відцентрова сила залежить від швидкості руху?
9. Як відцентрова сила залежить від кривизни траєкторії руху?
10. Що таке геострофічний вітер?
11. Як спрямовано геострофічний вітер?
12. Як залежить швидкість геострофічного вітру від широти місця?
13. Як записують векторне рівняння руху для геострофічного вітру?
14. Як спрямовано циклострофічний вітер у циклоні?
15. Як спрямовано циклострофічний вітер в антициклоні?
16. Як записується векторне рівняння руху для циклострофічного вітру?
17. Як формулюється баричний закон вітру?
18. Як впливає тертя на рух повітряної частинки?
19. Яку товщину має шар тертя?
20. Як впливає тертя на напрямок руху у граничному шарі?

21. Від чого залежить кут відхилення вектору вітру від градієнтної сили у граничному шарі атмосфери?
22. Як записують векторне рівняння руху для геострофічного вітру?
23. Як спрямовано циклострофічний вітер у циклоні?
24. Як спрямовано циклострофічний вітер в антициклоні?
25. Як записується векторне рівняння руху для циклострофічного вітру?
26. Як формулюється баричний закон вітру?
27. Як впливає тертя на рух повітряної частинки?
28. Яку товщину має шар тертя?
29. Як впливає тертя на напрямок руху у граничному шарі?
30. Від чого залежить кут відхилення вектору вітру від градієнтної сили у граничному шарі атмосфери?

Задачі і вправи

3.1. Відстань по нормалі між двома ізобарами, проведеними через 5 гПа на синоптичній карті масштабу 1:10000000, дорівнює 2 см. Обчислити горизонтальну складову баричного градієнта.

3.2. Відстань по нормалі між двома сусідніми ізобарами (1000 і 1005 гПа) складає 200 км при температурі повітря 0 °С. Як зміниться сила баричного градієнта, якщо при незмінному баричному полі температура підвищиться на 30 °С?

3.3. Визначити прискорення, яке створює сила Коріоліса на широтах 30, 60 і 90° при швидкості вітру 15,0 м/сек.

3.4. Якою буде швидкість геострофічного вітру на широті 40° при такому ж градієнті тиску, як на полюсі, при швидкості вітру 20,0 м/с.

3.5. Обчислити і порівняти між собою вертикальну (G_z) і горизонтальну (G_n) складові баричного градієнта біля поверхні Землі за нормальних умов, якщо відстань між сусідніми ізобарами, проведеними через 5 гПа на синоптичній карті масштабу 1:10000000, складає 1 см. Для порівняння отриманих результатів виразити кожний з них у гПа/100 м. Як орієнтовано баричний градієнт у просторі?

3.6. Знайти градієнтну силу за нормальних умов, якщо горизонтальна складова баричного градієнта дорівнює 3,0 гПа/100 км. Результат порівняти з силою тяжіння, що діє на таку ж масу повітря. Чому сила тяжіння не створює помітних вертикальних переміщень повітря, тоді як значно менша градієнтна сила здатна викликати іноді дуже сильний вітер?

3.7. Обчислити і порівняти градієнтну силу біля земної поверхні за нормальних умов і на висоті, де густина повітря $1,000 \text{ кг/м}^3$, горизонтальна складова баричного градієнта в обох випадках дорівнює 4 гПа/100 км . Чому однаковий баричний градієнт при меншій густині повітря обумовлює більшу градієнтну силу, ніж при більшій густині?

3.8. На відстані 500 км уздовж деякої прямої лінії на земній поверхні горизонтальна складова баричного градієнта усюди складає $3,0 \text{ гПа/100км}$. Знайти швидкість, яку буде мати повітря, якщо воно буде рухатися уздовж цієї прямої під дією тільки градієнтної сили. Початкову швидкість руху повітря вважати рівною нулю, а його густину – близькою до нормальної. Чому, не дивлячись на вірогідність заданого значення градієнта, знайдена швидкість вітру біля земної поверхні зустрічається лише в окремих випадках?

3.9. Знайти силу Коріоліса на широті 60° , якщо швидкість вітру дорівнює 5 м/с . Чи може сила Коріоліса врівноважувати градієнтну силу? Якщо вся решта умов однакова, то коли така рівновага вірогідніше – при великій або незначній горизонтальній складовій баричного градієнта? При великій або малій швидкостях вітру? У високих або низьких широтах?

3.10. При якій швидкості вітру на широті 30° відхиляюча сила Коріоліса буде такою ж, як і на широті 60° при швидкості вітру 5 м/с ?

3.11. Знайти відцентрову силу, діючу на повітря, що рухається по колу радіусом 500 км із швидкістю 5 м/с . Чи може відцентрова сила в звичайних умовах врівноважувати градієнтну силу?

3.12. Порівняти між собою відцентрову силу і силу Коріоліса, що діють на широті 60° на повітря, яке рухається по колу радіусом 200 км із швидкістю 6 м/с . Як і чому зміниться відповідь, якщо за інших незмінних умов збільшиться (зменшиться) радіус траєкторії руху? Те ж при збільшенні (зменшенні) широти місця і швидкості вітру? За яких умов вірогідніша рівновага між розглянутими силами?

3.13. Зобразити схематично діючі сили і напрямки руху повітря при геострофічному вітрі у північній півкулі. На яких висотах в атмосфері спостерігається геострофічний вітер? В чому полягає баричний закон вітру?

3.14. Виконати завдання попередньої задачі для південної півкулі.

3.15. Обчислити швидкість геострофічного вітру на широтах 90° , 60° , 30° і на висоті, де $\rho = 1,0 \text{ кг/м}^3$, якщо горизонтальна складова баричного градієнта у всіх випадках рівна $2,0 \text{ гПа/100 км}$. Чому однаковий баричний градієнт викликає в низьких широтах більш сильний геострофічний вітер, ніж у високих? Чи може вітер бути геострофічним на екваторі?

3.16. На широтах 60° і 20° і на висотах, де густина повітря однакова, швидкість геострофічного вітру також виявилася однаковою. Знайти співвідношення між горизонтальними складовими баричного градієнта в цих двох випадках.

3.17. На широті 30° і висоті, де густина повітря дорівнює $0,800 \text{ кг/м}^3$ швидкість геострофічного вітру складає 40 м/с . Знайти горизонтальну складову баричного градієнта, градієнтну силу і силу Коріоліса. Дві останні порівняти між собою і пояснити результат.

3.18. Відстань по нормалі між двома сусідніми циклонічними ізобарами складає 200 км . Визначити швидкість циклострофічного вітру, якщо радіус кривизни ізобар 600 км .

3.19. Визначити швидкість циклострофічного вітру в циклоні на широті 70° при баричному градієнті 2 гПа/100 км , якщо радіус кривизни траєкторії руху рівний 600 км (густина повітря $1,25 \text{ кг/м}^3$).

3.20. Обчислити швидкість циклострофічного вітру в циклоні на широті 60° і на висоті, де густина повітря дорівнює $0,800 \text{ кг/м}^3$, якщо радіус кривизни траєкторії руху повітря дорівнює 200 км , а горизонтальна складова баричного градієнта $0,62 \text{ гПа/100 км}$. Результат порівняти із швидкістю геострофічного вітру за тих же умов. Чому за всіх однакових умов швидкість геострофічного вітру в циклоні менша ніж при прямолінійних ізобарах?

3.21. Зобразити схематично діючі сили і напрямок руху повітря у круговому антициклоні в північній півкулі за відсутності сили тертя. Який загальний характер руху повітря в даному випадку? Чи зберігає сенс баричний закон вітру?

3.22. Обчислити швидкість циклострофічного вітру в антициклоні на широті 60° і на висоті, де густина повітря рівна $0,800 \text{ кг/м}^3$, якщо радіус кривизни траєкторії руху повітря 200 км , а горизонтальна складова баричного градієнта $0,62 \text{ гПа/100 км}$. Результат порівняти із значеннями швидкості геострофічного і циклострофічного вітру в циклоні за тих же умов. Чому за всіх однакових умов швидкість градієнтного вітру в

антициклоні більша, ніж при прямолінійних ізобарах або в циклоні? Чи може круговий антициклон з циклострофічним вітром існувати на екваторі?

3.23. Знайти максимально можливу швидкість циклострофічного вітру в антициклоні на $\varphi = 60^\circ$, якщо радіус кривизни ізобари складає 400 км.

3.24. Знайти значення горизонтальної складової баричного градієнта, що забезпечує максимум швидкості циклострофічного вітру в антициклоні на широті 30° і на висоті, де густина повітря рівна $1,000 \text{ кг/м}^3$, а радіус кривизни ізобари – 300 км.

3.25. Зобразити схематично діючі сили і напрям руху повітря в північній півкулі при прямолінійних ізобарах з урахуванням сили тертя. Як формулюється баричний закон вітру для шару тертя?

3.26. Знайти кут між напрямом вітру і градієнтною силою при прямолінійних ізобарах на широті 30° , якщо коефіцієнт зовнішнього тертя рівний $6,0 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. Як залежить цей кут від характеру місцевості? Де він більше – над пересіченою місцевістю на суші або над спокійною морською поверхнею? Як він змінюється з висотою в шарі тертя? Який в даному випадку кут відхилення вітру від ізобар?

3.27. Обчислити швидкість вітру поблизу земної поверхні на широті 30° , якщо при прямолінійних ізобарах горизонтальна складова баричного градієнта $1,0 \text{ гПа/100 км}$, а коефіцієнт зовнішнього тертя в даній місцевості складає 10^{-4} с^{-1} . Результат порівняти із швидкістю геострофічного вітру за тих же умов. Густина повітря біля земної поверхні вважати близькою до нормальної. Як впливає сила тертя на швидкість вітру біля земної поверхні?

3.28. Зобразити схематично діючі сили і напрями руху повітря в циклоні північної півкулі з урахуванням сили тертя. Який загальний характер руху повітря у даному випадку? Чи зберігає сенс баричний закон вітру? Як виглядає при цьому поле ліній течій?

3.29. Виконати завдання попередньої задачі для південної півкулі. Яка сила викликає рух повітря до центру області низького тиску в нижніх шарах атмосфери? Який напрям вертикальних рухів повітря в такій області?

3.30. Зобразити схематично діючі сили і напрям руху повітря в антициклоні північної півкулі з урахуванням сили тертя. Який загальний характер руху повітря в даному випадку? Чи зберігає сенс баричний закон вітру? Як виглядає при цьому поле ліній течій?

3.31. Виконати завдання попередньої задачі для південної півкулі. Яка сила викликає „витікання” повітря з області високого тиску в нижніх шарах атмосфери? Який напрям вертикальних рухів повітря в такій області?

3.32. У Харкові спостерігався атмосферний тиск 995,6 гПа і температура повітря 22,0 °С, а у Курську в цей час тиск складав 1000 гПа і температура дорівнювала 18,0 °С. Якою була середня сила баричного градієнта між вказаними пунктами, якщо відстань між ними по нормалі до ізобари дорівнювала 190 км?

3.33. За даними радіозонда над Москвою на висоті 1000 м атмосферний тиск дорівнював 885,0 гПа, температура –2,0 °С, а над Самарою в цей час на тій же висоті тиск складав 871,0 гПа при температурі 2,0 °С. Визначити середнє значення сили баричного градієнта на вказаному рівні між Москвою і Самарою, якщо відстань між пунктами по нормалі до ізобар складає 850 км.

3.34. Визначити силу баричного градієнта, якщо відстань між двома сусідніми ізобарами складає 300 км при середньому атмосферному тиску 1040 гПа і температурі 20,0 °С.

Практична робота

Вправа 1

Визначити градієнтну силу G і силу Коріоліса K за нормальних умов, якщо горизонтальна складова баричного градієнта G_n гПа/100 км, широта місця φ °, густина повітря $\rho = 1,29$ кг/м³.

Вправа 2

Визначити швидкість градієнтного вітру у прямолінійних, циклонічних і антициклонічних ізобарах на широті φ °. Кривизна ізобар r км, баричний градієнт G_n гПа/100 км. Розрахунки провести для випадків, коли $\rho_0 = 1,29$ кг/м³ і $\rho_z = 0,80$ кг/м³. Порівняти відповіді і пояснити, чому вони різняться.

Вправа 3

Визначити кут відхилення вітру від градієнта на широті φ° у разі циклонічних і антициклонічних ізобар, якщо горизонтальний баричний градієнт G_n гПа/100 км, радіус кривизни траєкторії руху r км, коефіцієнт зовнішнього тертя $k = 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. Від чого залежить величина кута відхилення?

Варіанти (№) вихідних даних для вправ 1 – 3

№	φ°	r	G_n	k	№	φ°	r	G_n	k
1	80	200	3,00	3	11	30	200	0,80	5
2	75	300	2,50	4	12	35	300	1,10	4
3	70	300	2,80	5	13	40	200	1,50	3
4	65	400	0,90	6	14	45	300	1,20	8
5	60	400	0,65	7	15	50	200	0,85	6
6	55	450	1,20	2	16	55	300	0,60	5
7	50	500	0,80	2	17	60	200	1,80	2
8	45	600	1,50	4	18	65	100	2,40	4
9	40	600	3,00	3	19	70	300	1,40	5
10	35	500	1,50	8	20	80	150	2,20	2

4 ТЕРМОДИНАМІКА АТМОСФЕРИ

4.1 Перший принцип термодинаміки для сухого повітря. Сухоадіабатичний процес

Перший принцип термодинаміки для 1 кг сухого повітря записується таким чином:

$$dQ = c_p \cdot dT - R_c \cdot T \cdot dP/P \quad (4.1)$$

де dQ – отримане чи віддане тепло,

c_p – питома теплоємність при постійному тиску,

R_c – питома стала сухого повітря.

Для сухого повітря і вологого повітря з ненасиченою водяною парою $c_p = 1005$ Дж/кг·К

Сухоадіабатичний процес – зміна стану частинки сухого повітря або вологого повітря з ненасиченою водяною парою при вертикальних переміщеннях без теплообміну з оточуючим середовищем, описується рівнянням Пуассона:

$$\frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{P_2}{P_1} \right)^{0,286}, \quad (4.2)$$

де P_1 і T_1 – тиск і температура частинки повітря у вихідному стані,

P_2 і T_2 – тиск і температура частинки у кінцевому стані.

Сухоадіабатичний процес є оберненим: частинка після підйому вертається на висхідний рівень і приймає первісну температуру, яку вона мала до підйому.

Сухоадіабатичний градієнт (γ_a °С/100 м) – швидкість змінювання температури частинки при її сухоадіабатичних вертикальних переміщеннях.

$$\gamma_a = - dT_i/dz. \quad (4.3)$$

Якщо частинка сухого повітря або повітря з ненасиченою водяною парою, яка має на вихідному рівні z_1 (м) температуру $T_{i,1}$, адіабатично переміститься на рівень z_2 (м), то її температура зміниться за лінійним законом і буде дорівнювати

$$T_{i,2} = T_{i,1} - \gamma_a \cdot (z_2 - z_1), \quad (4.4)$$

де $\gamma_a = 0,98 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ – сухоадіабатичний градієнт.

Потенціальна температура (θ) – це температура, яку частинка має на висоті, де атмосферний тиск дорівнює 1000 гПа. Вона визначається з формули (4.2)

$$\theta = T \cdot (1000/P)^{0,286}. \quad (4.5)$$

Якщо частинка знаходиться вище або нижче рівня, де атмосферний тиск 1000,0 гПа, то її треба умовно опустити або підняти сухоадіабатично на цей рівень. Для малих висот потенціальну температуру можна розрахувати за формулою

$$\theta = t_z + \gamma_a z + \frac{\Delta p}{12,5} \quad (4.6)$$

де t_z – температура повітря на рівні z (м);

$\Delta p = 1000 - P_0$; P_0 – тиск у поверхні землі.

Швидкість зміни потенціальної температури атмосферного повітря з висотою – вертикальний градієнт потенціальної температури, описується виразом

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} (\gamma_a - \gamma), \quad (4.7)$$

де γ – вертикальний градієнт температури повітря,

γ_a – сухоадіабатичний градієнт.

$$\gamma = -dt / dz = -\frac{t_2 - t_1}{z_2 - z_1}, \quad (4.8)$$

де t_1 і t_2 – температури повітря на рівнях z_1 і z_2 .

Потенціальна температура частинки є консервативною характеристикою сухоадіабатичного процесу – вона не змінюється з висотою, якщо частинка рухається в атмосфері вертикально.

Прискорення конвекції і рівень вирівнювання температур

Якщо частинка повітря має температуру T_i , яка буде відрізнятися від температури оточуючої атмосфери T , то вона, згідно закону Архімеда, почне переміщуватися у вертикальному напрямку з прискоренням конвекції

$$a_i = \frac{g \cdot (T_i - T)}{T}. \quad (4.9)$$

Рівень вирівнювання температур – це рівень, на якому температура частинки при її переміщенні по вертикалі, зрівняється з температурою оточуючого повітря, його висота

$$z_{\text{вир}} = (T_{i0} - T_0) / (\gamma_a - \gamma) \quad (4.10)$$

Робота сили плавучості при вертикальному переміщенні частинки повітря з рівня z_1 на рівень z_2 описується виразом

$$A = m_i a_i (z_2 - z_1), \quad (4.11)$$

де m_i – маса частинки, a_i – середнє значення прискорення конвекції в шарі $(z_2 - z_1)$.

Питання для самоперевірки

1. Якщо частинка повітря отримала деяку кількість тепла, то на що вона його витрачає?
2. Що може призвести до зростання температури частинки сухого повітря?
3. Що таке адіабатичний процес?
4. Що таке сухоадіабатичний градієнт?
5. Яка основна властивість сухоадіабатичного градієнта?
6. Які величини входять до рівняння Пуассона?
7. Що таке потенціальна температура?
8. Яка основна властивість потенціальної температури?
9. Який процес спостерігається при вертикальному переміщенні частинки вологого повітря з ненасиченою водяною парою?
10. Як змінюється потенціальна температура з висотою у реальній атмосфері?
11. Якщо частинка повітря тепліша за оточуюче повітря, куди вона буде переміщуватися під впливом сили плавучості Архімеда?
12. Яким повинно бути співвідношення температур частинки і оточуючої її атмосфери, щоб частинка переміщувалася вниз?
13. Що таке рівень вирівнювання температур?
14. Від чого залежить прискорення конвекції?
15. Від чого залежить висота рівня вирівнювання температур?

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. Якої температури набуде об'єм сухого повітря, який на вихідному рівні мав температуру $17,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, якщо від піднімався з рівня $900,0\text{ гПа}$ до рівня $800,0\text{ гПа}$?

Розв'язок. Необхідно використати рівняння Пуассона.

$$T_2/T_1 = (P_2/P_1)^{0,286}; \quad T_2/290 = (800/900)^{0,286}$$

Відповідь: $T_2 = 285,9\text{ К}$.

Приклад 2. Визначити температуру, якої набуде частинка повітря з ненасиченою парою при температурі $2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, якщо тиск адіабатична зменшиться від $970,0\text{ гПа}$ до $822,0\text{ гПа}$.

Розв'язок. Якщо водяна пара у повітрі ненасичена, то частинка поводить як суха, і можна використати рівняння Пуассона

$$T_2 = T_1 \cdot \left(\frac{P_2}{P_1} \right)^{0,286}; \quad T_2 = 275,7 \cdot \left(\frac{822}{970} \right)^{0,286}$$

Відповідь: $T_2 = 262,9\text{ К}$; $t_2 = -10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Приклад 3. Визначити температуру об'єму вологого повітря з ненасиченою водяною парою, що перемістився адіабатично з вершини гори до її підніжжя, якщо висота гори 1500 м , на вершині температура повітря була $10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Розв'язок. При адіабатичному опусканні вологого повітря з ненасиченою водяною парою його температура буде зростати на кожні 100 м висоти на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Таким чином:

$$t_2 = t_1 + \gamma_a (z_1 - z_2); \quad t_2 = 10,0 + 1500 / 100 = 25.$$

Відповідь. Якщо частинка опуститься з вершини гори до її підніжжя, її температура буде $25\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Приклад 4. Визначити потенціальну температуру сухого повітря, молекулярна температура якого $6,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, атмосферний тиск 820 гПа .

Розв'язок. Потенціальну температуру можна розрахувати за формулою:

$$\theta = T \cdot (1000/P)^{0,286}; \quad \theta = 279 \cdot (1000/820)^{0,286} = 295,3\text{ К}.$$

Приклад 5. Визначити прискорення конвекції одиничного об'єму повітря (a_i) з насиченою водяною парою, який має температуру 10°C і знаходиться на рівні, де температура оточуючого середовища $15,0^\circ\text{C}$. В якому напрямку буде переміщуватися даний об'єм?

Розв'язок. Використовуємо формулу (4.9):

$$a_i = \frac{g \cdot (T_i - T)}{T}; \quad T_i - T = 283 - 288 = -5 \text{ К};$$

$$a_i = 9,81 (-5) / 288 = -0,17 \text{ м/с}^2$$

Відповідь. Об'єм буде переміщуватися додолу з прискоренням конвекції $a_i = 0,17 \text{ м/с}^2$.

Приклад 6. Повітря з ненасиченою водяною парою і температурою 10°C біля поверхні землі вимушено піднялось на висоту 500 м. Градієнт температури в атмосфері $\gamma = 0,8^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Визначити рівень конвекції.

Розв'язок. Використовуємо формулу (4.10).

Рівень вирівнювання температур атмосферного повітря і повітря, що підіймається $Z_{\text{вир}} = (t_{iz} - t_z) / (\gamma_a - \gamma)$, де t_{iz} – температура об'єму повітря, що піднімається, на висоті $z = 500 \text{ м}$, t_z – температура атмосферного повітря на рівні 500 м, для повітря з ненасиченою парою $\gamma_a = 1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$.

$$t_{iz} = 10 - (1,0 \cdot 500/100) = 5^\circ\text{C}; \quad t_z = 10 - (0,8 \cdot 500/100) = 6^\circ\text{C}.$$

Відповідь. Повітря самостійно не буде підніматися вище, так як на висоті 500 м $t_{iz} < t_z$.

Задачі і вправи

4.1. Біля поверхні землі температура повітря $3,6^\circ\text{C}$, а на висоті 200 м вона дорівнює $-4,4^\circ\text{C}$. Визначити вертикальний градієнт температури.

4.2. Біля земної поверхні температура повітря $35,2^\circ\text{C}$, а в психрометричній будці на висоті 2 м температура $33,2^\circ\text{C}$. Визначити вертикальний градієнт температури в шарі (0 – 2) м. Чи можуть подібні градієнти спостерігатися в більш високих шарах атмосфери?

4.3. На рівні моря температура повітря $16,8^\circ\text{C}$. До рівня 400 м відмічається температурна інверсія з градієнтом $\gamma = -0,7^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, вище інверсії $\gamma = 0,4^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Визначити температуру на висоті 1000 м.

4.4. На висоті 650 м відмічалася температура повітря $24,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ і вертикальний градієнт температури $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Визначити температуру на рівні моря.

4.5. Яка кількість тепла потрібна, щоб підвищити температуру 1 кг сухого повітря на $10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$? Скільки тепла піде при цьому на зміну внутрішньої енергії і скільки на роботу розширення? Як зміниться об'єм частинки, якщо атмосферний тиск 1000 гПа?

4.6. За три години температура повітря зменшилась на $3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, атмосферний тиск не змінився і дорівнював 1007,7 гПа. Скільки тепла віддав 1кг повітря?

4.7. Температура повітря $0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ при атмосферному тиску 1000,0 гПа. На скільки зміниться його температура, якщо тиск зменшиться на 1 гПа?

4.8. Температура повітря 298 К при атмосферному тиску 980 гПа. Атмосферний тиск адіабатично знизився на 10 гПа. Як зміниться температура повітря?

4.9. Об'єм повітря при температурі $15,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ піднімався під впливом конвекції до висоти 800 м. Визначити його температуру на цьому рівні, якщо процес був сухоадіабатичним?

4.10. Повітря з ненасиченою водяною парою у поверхні землі має температуру $12,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Індивідуальний об'єм цього повітря адіабатично піднявся до висоти 500 м. Розрахуйте, на скільки його температура відрізняється від температури повітря на цьому рівні, якщо вертикальний температурний градієнт атмосфери становить $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

4.11. Біля підніжжя гори повітря мало температуру $-3,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Повітря піднялось вздовж схилу на висоту 400 м. До висоти 200 м вертикальний градієнт температури атмосфери був $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а вище температура не змінювалась. Розрахуйте різницю температур висхідного повітря і оточуючої його атмосфери на рівні 400 м.

4.12. На висоті зареєстрована температура повітря 250 К при атмосферному тиску 750 гПа. Яка потенціальна температура на цьому рівні?

4.13. Біля поверхні землі температура повітря становить 267,2 К при атмосферному тиску 980 гПа. Визначить потенціальну температуру на висоті 500 м, якщо вертикальний температурний градієнт 1 К/100 м.

4.14. На рівні моря температура повітря 265,8 К при тиску 1000 гПа. Визначить потенційну температуру на висоті 500 м, якщо до цього рівня спостерігалася температурна інверсія при вертикальному градієнті $-0,8 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$.

4.15. Коло поверхні землі температура повітря $8,5 \text{ }^\circ\text{C}$ при атмосферному тиску 1050 гПа. В шарі до висоти 200 м спостерігалася приземна інверсія при вертикальному градієнті температури $0,40 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, в шарі 200 – 300 м відзначалася ізотермія, а в шарі 300 – 1000 м градієнт температури повітря становив $0,50 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Визначити потенціальну температуру на рівнях 200, 300, 1000 м.

4.16. Повітря з ненасиченою водяною парою стікає з вершини гори, висота якої 820 м, до її підніжжя. Визначте його температуру біля підніжжя, якщо на вершині гори вона дорівнювала $14,2 \text{ }^\circ\text{C}$.

4.17. Визначте температуру повітря з ненасиченою водяною парою на вершині гори висотою 1400 м, якщо у результаті адіабатичного опускання до її підніжжя воно нагрілося до $21,7 \text{ }^\circ\text{C}$.

4.18. Один об'єм повітря знаходиться при тиску 804,7 гПа і температурі $7,0 \text{ }^\circ\text{C}$, а другий – при тиску 498,8 гПа і температурі $-6,6 \text{ }^\circ\text{C}$. Який з них має більш високу потенціальну температуру і чим це пояснюється?

4.19. На висоті 4 км температура повітря $-16,8 \text{ }^\circ\text{C}$. Знайдіть потенціальну температуру повітря на цій висоті, якщо коло земної поверхні тиск дорівнював 975,0 гПа.

4.20. На рівні моря температура повітря $28,0 \text{ }^\circ\text{C}$, а на висоті 500 м температура $24,0 \text{ }^\circ\text{C}$. Де потенціальна температура більша?

4.21. Одиничний об'єм повітря з ненасиченою водяною парою біля поверхні землі перегрівся на $6 \text{ }^\circ\text{C}$ порівняно з оточуючою атмосферою, температура якої $27,0 \text{ }^\circ\text{C}$. Визначити прискорення об'єму і напрямок, в якому він буде переміщуватися.

4.22. На деякому рівні температура повітря $17,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а окремий об'єм повітря з ненасиченою водяною парою охолонув до температури $11,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Визначить його прискорення і висоту рівня вирівнювання температур, якщо вертикальний градієнт температури становить $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В якому напрямку буде переміщуватися об'єм?

4.23. Визначить висоту рівнів вирівнювання температур для об'ємів повітря з ненасиченою парою, перегрітих біля поверхні землі на $5,0$ і $10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ порівняно з оточуючою атмосферою, якщо у нижньому шарі вертикальний градієнт становить $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а вище $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

4.24. Біля поверхні землі об'єм повітря з ненасиченою водяною парою масою 1 кг перегрівся на $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ відносно оточуючої атмосфери, температура якої $27,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Визначить роботу сили плавучості, якщо об'єм повітря підійметься до рівня вирівнювання температур. Вертикальний температурний градієнт становить $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

4.25. Знайдіть прискорення одиничного об'єму повітря з ненасиченою водяною парою, температура якого $10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Об'єм знаходиться на рівні, де температура навколишньої атмосфери $15,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Куди буде переміщуватися цей об'єм?

4.26. На рівні моря температура повітря $15,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Враховуючи, що водяна пара ненасичена, знайдіть прискорення одиничного об'єму повітря, що піднявся під впливом зовнішніх сил на висоту 500 м . Вертикальний температурний градієнт у нижньому 500 -метровому шарі $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

4.2 Вологоадіабатичний процес

Вологоадіабатичний процес – це зміна стану частинки вологого повітря з насиченою водяною парою при її адіабатичних вертикальних переміщеннях. Вологоадіабатичний процес починається з рівня конденсації. Він характеризується тим, що вся вода, яка сконденсується при підйомі ізольованого об'єму вологого повітря, залишається в об'ємі. Вологоадіабатичний процес є оберненим: підйом і опускання частинки повітря проходять вологоадіабатично.

Рівень конденсації – це висота, при підйомі до якої повітря охолоджується настільки, що водяна пара в ньому стає насиченою, тобто

на цьому рівні $e = E$, а $f = 100\%$. Висоту рівня конденсації z_K (м) можна розрахувати за формулами:

$$z_K = 122 \cdot (t - t_d), \quad (4.12)$$

де t і t_d температура повітря і точки роси на вихідному рівні;

$$z_K = 100 \cdot (t - t_K), \quad (4.13)$$

де t_K – температура повітря на рівні конденсації.

До рівня конденсації підйом здійснюється сухоадіабатично: на кожні 100 м підйому температура частинки знижується на 1°C . Коли частинка опускається, її температура підвищується на 1°C на кожні 100 м.

Вологоадіабатичний градієнт – це швидкість змінювання температури частинки вологого повітря з насиченою водяною парою, яке вертикально переміщується без теплообміну з навколишньою атмосферою. Зниження температури при підйомі в цьому випадку проходить повільніше, тому що підйом вище рівня конденсації супроводжується виділенням тепла конденсації, яке частково компенсує охолодження за рахунок витрат на роботу розширення. Вологоадіабатичний градієнт $\gamma_{ва}$ менший за сухоадіабатичний і є функцією тиску і температури, в міру підйому частинки він зростає і наближається до сухоадіабатичного. На рівні, де уся водяна пара всередині частинки сконденсується, вологоадіабатичний градієнт стає рівним сухоадіабатичному. Сконденсована вода переноситься разом з частинкою.

Вологоадіабатичний градієнт розраховується за формулою

$$\gamma_{BA} = \gamma_A \cdot \left[\frac{(P + 0,622 \cdot LE / R_c T_i)}{(P + 0,622 \cdot L^2 E / c_p R_n T_i^2)} \right], \quad (4.14)$$

де L – приховане тепло конденсації ($L = 2,5 \cdot 10^6$ Дж/кг). Всі інші коефіцієнти і сталі вже відомі.

Псевдоадіабатичний процес – це адіабатичний процес, що відбувається у вологому повітрі з насиченою водяною парою при його вертикальному переміщенні за умови повного випадіння сконденсованої в об'ємі води. Це процес необернений: підйом частинки проходить вологоадіабатично, а опускання – сухоадіабатично.

Псевдоеквівалентна температура (T_e) – це температура, яку буде мати частинка повітря з насиченою водяною парою, якщо її підняти сухоадіабатично до рівня конденсації, псевдоадіабатично до повної конденсації і випадіння сконденсованої води

$$T_e = T + \Delta T_e, \quad (4.15)$$

де ΔT_e – еквівалентний додаток. Його спричиняє тепло, що виділилося при конденсації маси S водяної пари.

$$\Delta T_e = LS / c_p, \quad (4.16)$$

де S ($^0/_{00}$) – масова частка водяної пари. Розрахункова формула

$$T_e = T + 2,5 \cdot S. \quad (4.17)$$

Псевдопотенціальна температура (θ_p) – це температура, яку набуде частинка повітря, якщо її після псевдоадіабатичного підйому до повної конденсації водяної пари і випадіння сконденсованої води, сухоадіабатично опустити до рівня $P = 1000$ гПа. Псевдопотенціальна температура є консервативною характеристикою і сухоадіабатичного, і вологоадіабатичного процесів.

Псевдопотенціальна температура знаходиться за формулою

$$\theta_p = T_e \cdot (1000/P)^{0,286} \quad (4.18)$$

Потенціальна температура змоченого термометру ($\theta_{зм}$) – це температура, яку буде мати волога частинка, якщо її вологоадіабатично опустити з рівня конденсації до рівня 1000 гПа. Вона також є консервативною характеристикою.

4.3 Визначення термодинамічних характеристик атмосфери

Аналіз результатів аерологічних спостережень аналізують за допомогою термодинамічних графіків – діаграм.

Аерологічна діаграма АД-60

Бланк аерологічної діаграми (АД), побудованої відповідно до рекомендацій Всесвітньої Метеорологічної організації (ВМО), друкується у трьох формах: Ф.АДКТ, Ф.АДКХ і Ф.АДП. Перші дві, з косокутною (К) системою координат, призначені для аналізу даних температурного зондування в шарі атмосфери $1050 \div 100$ гПа. Першу застосовують у теплий період року (Т) із приземною температурою від 40 °С до -25 °С, а другу – у холодний період (Х) з діапазоном температури від 10 °С до -55 °С. У третій діаграмі використана прямокутна (П) система координат. Цю форму бланка (Ф.АДП) можна використовувати для аналізу даних у шарі атмосфери

$1050 \div 10$ гПа незалежно від пори року. Точність аналізу на Ф.АДП, у порівнянні з аналізом на Ф.АДК трохи нижча. Достоїнства Ф.АДК – застосування косокутної системи координат, уведення двох зазначених форм і використання як вертикальної координати величини P замість $\ln P$.

Сімейства ізоліній на Ф.АДК (їх п'ять) дають можливість нескладними графічними побудовами й елементарними розрахунками визначити і проаналізувати на основі даних температурного зондування термодинамічний стан атмосфери (рис.4.1).

1. Ізобари – горизонтальні, коричневі, прямі лінії, проведені на Ф.АДК через 10 гПа перпендикулярно до осі ординат P .

2. Ізотерми – коричневі, прямі, нахилені праворуч лінії, проведені на Ф.АДК через один градус і нахилені до ізобар під кутом 50° , а на Ф.АДП – перпендикулярні до ізобар.

3. Ізограми – зелені, майже прямі, нахилені праворуч лінії рівних значень відношення суміші (r) (відношення маси водяної пари у визначеному об'ємі повітря до маси сухого повітря в тім же об'ємі). Величини r і S (S – масова частка водяної пари) пов'язані співвідношенням:

$$S / r = (P - e) / P$$

Різниця S і r при зміні r в межах $0,1 \cdot 10^{-3} \dots 30,0$ г/кг не перевищує 3%, тому при розрахунках, що не вимагають великої точності, замість S можна використовувати r .

4. Сухі адіабати – коричневі прямі, нахилені ліворуч лінії рівних потенціальних температур. Відповідні їм потенціальні температури в $^\circ\text{C}$ нанесені уздовж ізотерми -30°C на Ф.АДКТ і -60°C – на Ф.АДКХ.

5. Вологі адіабати – зелені пунктирні, нахилені ліворуч лінії. Відповідні їм псевдопотенціальні температури в градусах Кельвіна нанесені уздовж їхніх верхніх кінців.

6. Шкала віртуальної добавки у вигляді точок зеленого кольору нанесена на Ф.АДК на трьох рівнях: 900, 720, 520 гПа.

7. Шкала відстаней між основними ізобаричними поверхнями у вигляді коричневих штрихів нанесена на шести рівнях: 925, 775, 600, 400, 250 і 150 гПа.

8. Шкала енергії нестійкості нанесена на поле праворуч. Розподіл шкали вказує відповідні визначеним рівням атмосфери значення енергії нестійкості, вираженої в джоулях на квадратний сантиметр ($\text{Дж}/\text{см}^2$) при підйомі маси повітря 1 кг. Енергію нестійкості визначають підсумовуванням енергії, обчисленої для невеликих площадок, на які розбивають площу, обмежену кривою стратифікації і кривою стану (адіабатою). Похибка у розрахунку не перевищує 2%.

9. Стандартна атмосфера. У вигляді ламаної лінії на Ф.АДК зображено розподіл температури над північною півкулею в залежності від тиску, що відповідає стандартній атмосфері (СА-64), дані якої опубліковані в 1964 р. Шкала на лівому полі АД вказує висоти СА-64, що відповідають визначеним значенням T і P .

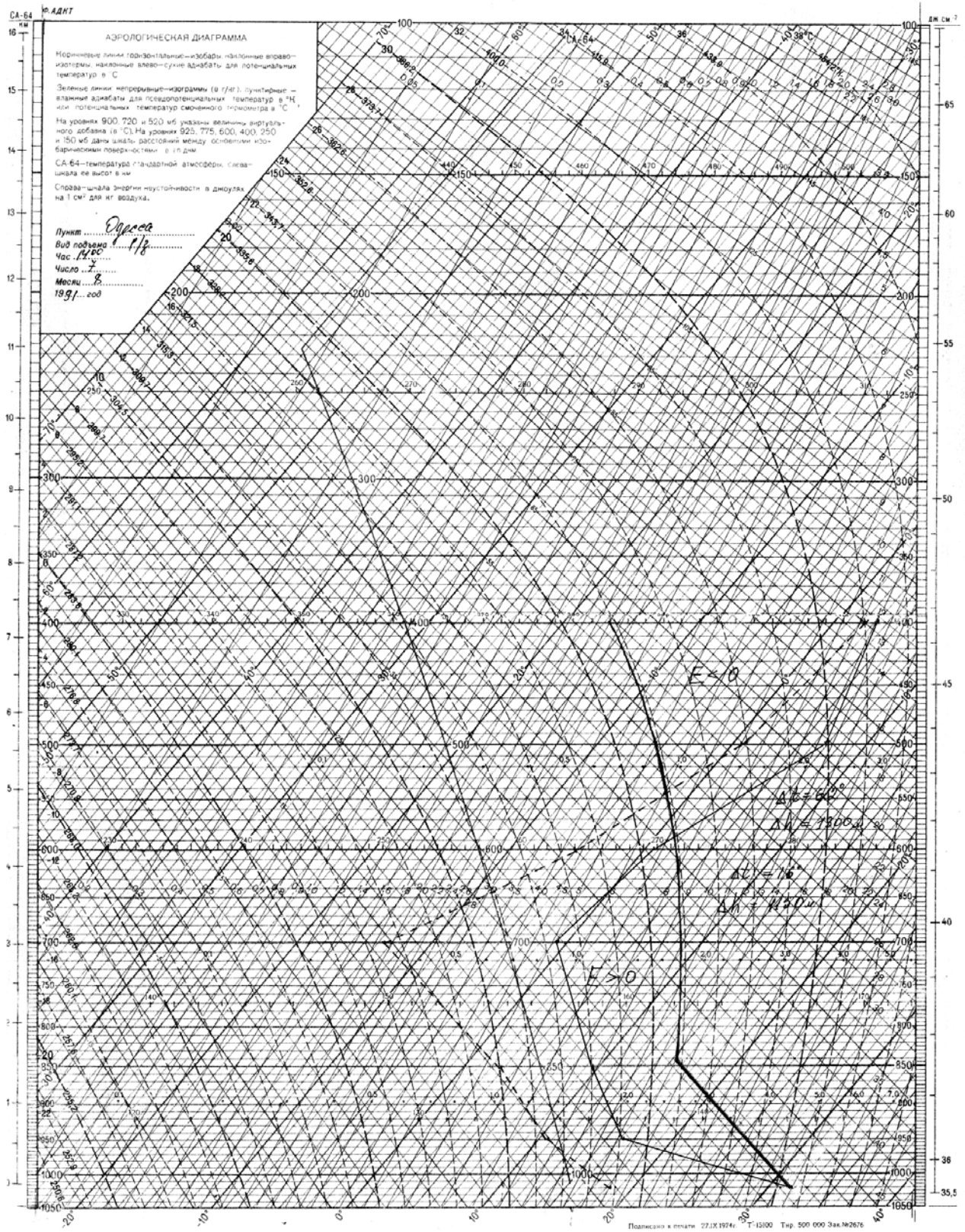


Рисунок 4.1 – Аерологічна діаграма косокутна
Правила роботи з аерологічною діаграмою.

За конкретними даними висотного зондування за допомогою Ф.АДК аналізують термодинамічний стан атмосфери для чого на бланку АД будують наступні графіки (Рис. 4.1)

1. Криві стратифікації температури і точки роси будують за даними аерологічних телеграм з використанням спостережень на стандартних ізобаричних поверхнях і в особливих точках. Спочатку на АД чорною тушшю відзначають точки, що відповідають кожній парі значень t_{ppp} і $t_d t_{dppp}$, а потім через них проводять послідовним з'єднанням криві температури t (червоним) і точки роси t_d (чорним) пунктиром. Крива розподілу температури у навколишньому повітрі (червона пунктирна лінія) – це крива стратифікації; крива точок роси (чорний пунктир) характеризує стратифікацію точки роси.

Для правильного визначення знаку зміни з висотою t а t_d у різних шарах атмосфери по кривих Ф.АДК необхідно звертати увагу на орієнтацію відрізків цих кривих на АДК відносно ізотерм. Наприклад, температура знижується (підвищується) з висотою, якщо відрізок кривої t відхиляється від ізотерм ліворуч (праворуч), або зберігає постійну величину, якщо він орієнтований паралельно ізотермам.

2. Криву стану будують суцільною лінією (чорним олівцем), що дає уявлення про зміну температури і вологості повітря при адіабатичному підйомі частинки повітря в атмосфері. На АД вона складається з відрізка кривої, рівнобіжної сухій адіабаті, що проходить від вихідного рівня підйому частинки повітря до рівня конденсації. Від рівня конденсації, тобто від точки перетинання сухої адіабати з ізограмою, що проходить через значення температури точки роси біля поверхні землі, криву стану проводять паралельно вологій адіабаті. У насиченому повітрі температура індивідуальної частинки від вихідного рівня змінюється по вологій адіабаті.

При наявності приземної інверсії або ізотермії криву стану проводять від значення температури на верхній межі затримуючого шару: спочатку по сухій адіабаті до перетину з ізограмою, що проходить через значення t_d на верхній межі інверсії або ізотермії, потім – по вологій адіабаті.

Визначення термодинамічних характеристик за АД-60.

1. Визначення потенціальної температури θ . Від значення температури на відповідному рівні опускаються або піднімаються по сухій адіабаті до тиску 1000 гПа, звідки далі по ізотермі до $P = 1050$ гПа, де і відраховують θ .

2. Визначення псевдопотенціальної температури: від температури на відповідному рівні піднімаються по сухій адіабаті до рівня конденсації, потім нагору по вологій адіабаті, де у верхньому лівому куті відраховують значення псевдопотенціальної температури в градусах Кельвіна.

3. Визначення масової частки водяної пари S (відношення суміші r): у точці з координатами t_d і P на кожному рівні відраховують ізограму, і одержують $S(r)$ з похибкою до 3%. Визначення масової частки насиченої пари ($S_{\text{нас}} \%$): у точці з координатами t і P на кожному рівні відраховують ізограму і одержують $S_{\text{нас}}$.

4. Відносну вологість можна визначити двома способами:

– за формулою

$$f = (S / S_{\text{нас}}) 100 \%$$

Розраховане значення відносної вологості проставляють біля точок підйому на кривій точки роси;

– від точки з координатами t_d і P вздовж ізограми рухаються до $P = 1000$ гПа; від $P = 1000$ гПа по ізотермі рухаються до перетинання з ізограмою, що проходить через точку з координатами t і P ; отримане значення P поділяють на 10 і одержують $f \%$.

5. Визначення точки роси t_d . При відсутності зведень про температуру точки роси її можна визначити по АД: від точки з координатами t і P рухаються вздовж ізограми до $P = f \cdot 10$; від $P = f \cdot 10$ рухаються вздовж ізограми до $P = 1000$ гПа; від $P = 1000$ гПа рухаються вздовж ізограми до вихідного P і відраховують t_d .

Слід зазначити, що графічний спосіб визначення f і t_d наближений.

6. Визначення віртуальної температури:

– визначають віртуальну добавку Δt_V : від точки з координатами t_d і P піднімаються або опускаються до найближчої шкали Δt_V по ізограмі:

– розраховують $t_V = t + \Delta t_V$.

7. Визначення тиску на рівні конденсації $P_{\text{кон}}$: від вихідного рівня піднімаються сухоадіабатично до ізограми, що проходить через t_d .

8. Визначення псевдоеквівалентної температури T_p : від точки з координатами t і P піднімаються сухоадіабатично до рівня конденсації, вологадіабатично до паралельності сухої і вологої адіабат і, опускаючись до вихідного рівня, відраховують T_p – псевдоеквівалентну температуру.

9. Визначення потенціальної температури змоченого термометра $\theta'_{\text{зм}}$: від рівня конденсації опускаються вологадіабатично до $P = 1000$ гПа і відраховують $\theta'_{\text{зм}}$.

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. При зондуванні атмосфери отримано:

P гПа	1000	890	800	710	600	560
t °C	15,1	2,0	-6,0	-13,0	-20,7	-20,7

Визначить по аерологічній діаграмі тиск на рівні конвекції (на рівні вирівнювання температур) і висоту цього рівня для одиничного об'єму сухого повітря, який почав свій підйом: а) без перегріву відносно оточуючого повітря; б) перегрітого на вихідному рівні на $5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Розв'язок.

а) Наносимо на АД по координатах (P, t) криву розподілу температури з висотою — криву температурної стратифікації. Від точки з координатами $P = 1000\text{ гПа}$ і $t = 15,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ проводимо суху адіабату до перетинання з кривою температурної стратифікації. Рівень, де відбулося перетинання — це рівень вирівнювання температур. Цей рівень приймається за рівень розвитку конвекції.

Відповідь: Рівень розвитку конвекції 2980 м.

б) Біля поверхні землі об'єм перегріто, тому суху адіабату, яка є кривою стану частинки, починаємо з точки, координати якої $t = 15,1 + 5,0 = 20,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ і $P = 1000\text{ гПа}$. Проводимо її до перетину з побудованою кривою температурної стратифікації. Рівень перетину, це рівень розвитку конвекції.

Відповідь: Рівень розвитку конвекції 4010 м.

Приклад 2. Коло поверхні землі температура $20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, атмосферний тиск 1000 гПа , точка роси $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Визначить тиск і температуру на рівні конденсації і його висоту.

Розв'язок. Через точку з координатами $t_d = 0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ і $P = 1000\text{ гПа}$ проходить ізограма 4 ‰ . Із точки з координатами $t = 20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ і $P = 1000\text{ гПа}$ проводимо суху адіабату до перетину з ізограмою 4 ‰ . Рівень перетину — це рівень конденсації.

Відповідь: на рівні конденсації тиск 750 гПа , температура $-3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, висота рівня конденсації приблизно 2300 м .

Приклад 3. Біля поверхні землі температура $23,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, тиск 980 гПа , відносна вологість 67% . Визначить тиск, температуру на рівні конденсації та його висоту. Використайте аерологічну діаграму (АД).

Розв'язок. Масова частка водяної пари для насиченого стану ($S_{\text{НАС}}$) при температурі $23,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ визначається по ізограмі, що проходить через цю температуру. При відносній вологості f фактична масова частка водяної пари $S = S_{\text{НАС}} \cdot f$. У нашому випадку $S_{\text{НАС}} = 18,5\text{ ‰}$, $S = 18,5 \cdot 0,67 = 12,4\text{ ‰}$. З початкової точки проводимо суху адіабату до рівня перетину з ізограмою $12,4\text{ ‰}$. Це рівень конденсації, тиск на цьому рівні 895 гПа , температура

15,0 °С. Висоту рівня конденсації можна розрахувати за лінійним законом, використовуючи формулу:

$$z_K = (t - t_d) / \gamma_A ; z_K = (23 - 15) \cdot 100 = 800 \text{ м}$$

Відповідь. $Z_K = 800 \text{ м}$; $P_K = 895 \text{ гПа}$; $t_K = 15 \text{ °С}$.

Приклад 4. Визначить псевдопотенціальну температуру θ_p за даними попередньої задачі.

Розв'язок. Від рівня конденсації кривою стану частинки буде волога адіабата. Нахил кривої вологої адіабати з висотою змінюється і на рівні, де уся водяна пара сконденсувалася, волога адіабата співпадає з сухою. Щоб визначити псевдопотенціальну температуру, треба опуститися з цього рівня вздовж сухої адіабати до рівня $P=1000 \text{ гПа}$. Абсциса цього рівня і буде псевдопотенціальною температурою. Псевдопотенціальну температуру (у К) можна прочитати на правому полі діаграми, де підписані усі сухі адіабати.

Псевдопотенціальну температуру можна розрахувати за формулою:

$$\theta_p = T_e \cdot (P/1000)^{0,286}, \text{ де } T_e = T + 2,5 S.$$

$$T_e = 288 + 2,5 \cdot 12,4 = 288 + 31 = 319 \text{ К},$$

$$\theta_p = 319 \cdot (895/1000)^{0,286} = 319 \cdot 0,968 = 314,5$$

Відповідь : псевдопотенціальна температура дорівнює 314,5 К.

Задачі і вправи

4.27. Два об'єми повітря знаходяться при одному тиску 975,0 гПа і мають однакову температуру 15,0 °С. У першому об'ємі повітря з ненасиченою парою, а у другому – з насиченою. Визначить, як зміняться їх температури, якщо тиск: а) адіабатично зменшиться до 800,0 гПа; б) адіабатично збільшиться до 1040,0 гПа.

4.28. На скільки охолоне повітря з насиченою водяною парою, яке адіабатично підніметься з рівня 1000,0 гПа на рівень 900,0 гПа, якщо його вихідна температура була: а) 20,0 °С; б) –20,0 °С?

4.29. Повітря з насиченою водяною парою знаходиться під тиском 875 гПа і має температуру 4,0 °С. Визначте його потенціальну температуру при зміні тиску послідовно до 800,0; 700,0; 600,0 гПа.

4.30. Температура повітря $10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, тиск $1000,0\text{ гПа}$, відносна вологість 79% . Визначить тиск на рівні конденсації, температуру частинки повітря, яка піднялася на рівні $900, 800, 700, 600\text{ гПа}$.

4.31. Температура повітря на рівні моря становить $16,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, а відносна вологість 60% . Об'єм цього повітря піднімається угору. Визначить висоту рівня конденсації.

4.32. На якій висоті частинка, яка підіймається адіабатично, досягне стану насичення, якщо на початковому рівні її температура $-0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ а парціальний тиск водяної пари $4,0\text{ гПа}$?

4.33. Повітря з насиченою водяною парою на рівні моря має температуру $15,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ і атмосферний тиск $1000,0\text{ гПа}$. Якою буде температура цього повітря, якщо воно адіабатично підніметься по схилу гори до висоти 500 м ?

4.34. На рівні моря температура повітря $20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, атмосферний тиск $950,0\text{ гПа}$ і відносна вологість 60% . Якою буде температура цього повітря, якщо воно адіабатично підніметься до рівня 1476 м ?

4.35. Маса повітря з температурою $5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ піднімається вздовж схилу гори. Якою буде температура цього повітря на висоті 1000 м , якщо рівень конденсації розташований на висоті 500 м , де атмосферний тиск $900,0\text{ гПа}$.

4.36. Біля підніжжя Ельбрусу (висота 2200 м), температура повітря становила $-15,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ при відносній вологості 70% і атмосферному тиску $750,0\text{ гПа}$. Вертикальний градієнт температури в середньому дорівнював $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Визначить різницю температури повітря, що піднялося на цей рівень, і атмосферного повітря на цьому рівні.

4.37. Під час випуску радіозонда температура повітря біля поверхні землі становила $16,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ при атмосферному тиску $1000,0\text{ гПа}$ і парціальному тиску водяної пари $11,1\text{ гПа}$. На висоті 2000 м температура була $0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. На скільки буде відрізняться температура частинки повітря, що підніметься на цю висоту?

4.38. Біля поверхні землі температура повітря $277,9\text{ К}$, атмосферний тиск $1050,0\text{ гПа}$ і парціальний тиск водяної пари $6,11\text{ гПа}$. Одиничний об'єм цього повітря переміщується вгору. На якій висоті його температура зрівняється з температурою навколишнього повітря, якщо вертикальний градієнт температури в середньому дорівнював $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$?

4.39. Біля поверхні землі температура повітря, яке піднімалося, була $10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, атмосферний тиск 970 гПа , парціальний тиск водяної пари $8,7\text{ гПа}$. Визначить рівень вирівнювання температур, якщо вертикальний градієнт температури в атмосфері $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$?

4.40. Атмосферний тиск $964,2\text{ гПа}$, температура $16,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, відносна вологість повітря 40% . Знайдіть псевдопотенціальну температуру. Як вона зміниться, якщо: а) підвищиться температура, б) підвищиться відносна вологість.

4.41. Температура $21,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, атмосферний тиск $1020,0\text{ гПа}$, відносна вологість 75% . Знайдіть потенціальну і псевдопотенціальну температури. Поясніть співвідношення між відповідями.

4.42. Знайдіть псевдопотенціальну температуру частинки повітря, що має температуру $6,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, атмосферний тиск 1022 гПа , відносну вологість 60% .

Питання для самоперевірки

1. Який процес відбувається при підйомі вологої частинки з ненасиченою парою?
2. Як змінюється температура вологої частинки при адіабатичному підйомі?
3. Що таке “рівень конденсації”?
4. Чому вологоадіабатичний градієнт менший за сухоадіабатичний?
5. Як змінюється при підйомі частинки її вологоадіабатичний градієнт?
6. Вологоадіабатичний процес обернений чи ні?
7. Чим відрізняється псевдоадіабатичний процес від вологоадіабатичного?
8. Як змінюється температура частинки, що опускається при псевдоадіабатичному процесі?
9. Як змінюються характеристики вологості частинки при псевдоадіабатичному процесі?
10. Яка температура є консервативною характеристикою вологоадіабатичного і псевдоадіабатичного процесів?

4.4 Вертикальна термічна стійкість атмосфери

Вертикальна термічна стійкість атмосфери – це спроможність атмосфери впливати на розвиток вертикальних рухів. Вона залежить від вертикального розподілу температури в атмосфері – температурної

стратифікації. Відрізняють три типи температурної стратифікації: байдужу, стійку і нестійку.

Байдужа термічна стратифікація не впливає на розвиток вертикальних рухів. У цьому випадку на будь-якому рівні в атмосфері температури частинки і навколишньої атмосфери рівні, тобто $t_i = t$.

Стойка термічна стратифікація спричиняє затухання вертикальних рухів і висхідних і низхідних. Нестійка термічна стратифікація підтримує розвиток вертикальних рухів. Якщо температура частинки вища за температуру повітря, що її оточує, $t_i > t$, то виникають умови для розвитку висхідних рухів і навпаки.

Критерії визначення типу температурної стратифікації

Порівняння температур частинки і навколишньої атмосфери можна замінити порівнянням вертикального термічного градієнта реальної атмосфери з теоретичними сухоадіабатичним або вологадіабатичним градієнтом, тому що для сухого повітря і повітря з ненасиченою водяною парою

$$t_i - t = z \cdot (\gamma - \gamma_a), \quad (4.19)$$

а для повітря з насиченою водяною парою

$$t_i - t = z \cdot (\gamma - \gamma_{va}). \quad (4.20)$$

Критерії визначення типу температурної стратифікації сухого повітря і повітря з ненасиченою водяною парою:

Сухобайдужа стратифікація: $\gamma = \gamma_a; \quad \partial\theta/\partial z = 0,$

Сухостійка стратифікація: $\gamma < \gamma_a; \quad \partial\theta/\partial z > 0,$

Сухонестійка стратифікація: $\gamma > \gamma_a; \quad \partial\theta/\partial z < 0.$

Вертикальний температурний градієнт потенційної температури реальної атмосфери ($\partial\theta/\partial z$) пов'язаний з величинами γ і γ_a формулою

$$\frac{\partial\theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T}(\gamma_a - \gamma) \quad (4.21)$$

Критерії визначення типу стратифікації вологого повітря з насиченою водяною парою наступні:

Вологобайдужа стратифікація: $\gamma = \gamma_{va}; \quad \partial\theta_p/\partial z = 0,$

Вологостійка стратифікація: $\gamma < \gamma_{va}; \quad \partial\theta_p/\partial z > 0,$

Вологонестійка стратифікація: $\gamma > \gamma_{va}; \quad \partial\theta_p/\partial z < 0.$

Визначення типу температурної стратифікації за термодинамічними графіками.

В практичній діяльності поширені геометричні способи визначення типу температурної стратифікації за допомогою термодинамічних діаграм, на яких у координатах $X(T)$ і $z(P \text{ або } \ln P)$ будують графіки вертикального розподілу температури частинки – криву стану і температури повітря – криву температурної стратифікації повітря, що оточує частку, тобто температури, виміряної при температурному зондуванні атмосфери. Тип температурної стратифікації у такий спосіб визначається візуально по взаємному розташуванню цих кривих.

Якщо крива стану знаходиться праворуч від кривої стратифікації ($\gamma > \gamma_a$), то стратифікація повітряної маси нестійка. Площа, розташована між зазначеними кривими, зафарбовується червоним олівцем (енергія нестійкості позитивна).

Якщо крива стану знаходиться ліворуч від кривої стратифікації ($\gamma = \gamma_a$) – стратифікація стійка, енергія нестійкості негативна і площа між кривими зафарбовується синім олівцем.

Якщо крива стану збігається з кривою стратифікації, то стратифікація байдужа, енергія нестійкості дорівнює нулю.

Енергію нестійкості розраховують розбивкою площі, розмежованої кривою стратифікації і кривою стану, на невеликі площадки і множенням величин цих площадок на відповідні їм середні значення енергії нестійкості, знайдені по шкалі, поміщеній на правому полі АД для кожної з площадок; підсумовуючи отримані результати, знаходять повну енергію нестійкості.

Приклади розв'язання задач

Приклад. Визначить стан стійкості шарів атмосфери по відношенню до вертикального переміщення сухого повітря і повітря з насиченою парою, взявши умовно, що вологоадіабатичний градієнт дорівнює $0,6^\circ/100 \text{ м}$

Висота, м	000	500	1000	1500	2000
Температура, $^\circ\text{C}$	24,5	18,7	15,9	16,3	13,7

Розв'язок. Розрахуємо для кожного шару вертикальний температурний градієнт і будемо порівнювати його з сухоадіабатичним і вологоадіабатичним.

Шар: 500 – 1000 м: $\gamma = (24,5 - 18,7)^\circ\text{C}/500 \text{ м} = 1,14^\circ\text{C}/100 \text{ м}$:

$\gamma > \gamma_a = 1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ – сухонестійка стратифікація,

$\gamma > \gamma_{\text{ва}} = 0,6^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ – вологонестійка стратифікація.

Шар: 1000 – 500 м: $\gamma = (18,7 - 15,9) \text{ }^\circ\text{C} / 500 \text{ м} = 0,56 \text{ }^\circ\text{C} / 100 \text{ м}$:

$\gamma < \gamma_a = 1 \text{ }^\circ\text{C} / 100 \text{ м}$ – сухостійка стратифікація,

$\gamma < \gamma_{\text{ва}} = 0,6 \text{ }^\circ\text{C} / 100 \text{ м}$ – вологостійка стратифікація.

Температурну стратифікацію можна визначити по аерологічній діаграмі. Для цього необхідно мати інформацію, щоб побудувати криву температурної стратифікації. Для нашого випадку треба буде порівнювати взаємне розташування кривої температурної стратифікації і адіабати, проведених з однієї початкової точки. Так для шару 500 – 0 м крива стану (суха адіабата) буде знаходитися праворуч кривої температурної стратифікації.

У наш час для визначення типу температурної стратифікації за даними температурного висотного зондування атмосфери використовується косокутна аерологічна діаграма АД–60.

Питання для самоперевірки

1. Як змінюється з висотою потенціальна температура в шарі атмосфери, в якому вертикальний температурний градієнт температури більший за сухоадіабатичний?
2. Як змінюються при підйомі параметри частинки з ненасиченою водяною парою?
3. Як і чому змінюється вологадіабатичний градієнт при підйомі частинки повітря з насиченою водяною парою?
4. Як змінюється вологадіабатичний градієнт температури при підйомі частинки повітря з ненасиченою водяною парою?
5. Як і чому змінюється відносна вологість частинки повітря з ненасиченою водяною парою, що адіабатично перемістилася до рівня конвекції?
6. При якій енергії нестійкості існують умови для розвитку конвекції?
7. Як визначається псевдопотенціальна температура?
8. Як визначити тип температурної стратифікації за допомогою псевдопотенціальної температури?
9. Як визначають рівень розвитку конвекції за допомогою аерологічної діаграми?
10. Як візуально по аерологічній діаграмі визначають тип температурної стратифікації?
11. Як по аерологічній діаграмі визначають масову частку і максимальну масову частку водяної пари?
12. Як за допомогою аерологічної діаграми визначають висоту рівня конденсації?

Задачі і вправи

4.43. На висоті 2,5 км температура повітря $3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на висоті 3,0 км температура $0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Визначити температурну стратифікацію цього шару відносно переміщення частинки сухого повітря.

4.44. Характеризуйте стратифікацію відносно переміщення частинки сухого повітря, якщо вертикальний температурний градієнт дорівнює: 1,0; 1,2; 0,3; 0,8; $0,0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

4.45. Якою повинна бути температура на висоті 2 км, щоб шар 2 – 3 км був сухостійким, якщо на висоті 3 км температура $-7,1\text{ }^{\circ}\text{C}$? Якою повинна бути вологість повітря у цьому шарі?

4.46. Біля поверхні землі температура $-12,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на висоті 2 км $-21,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Як змінюється потенціальна температура з висотою? Як повинна змінитися температура біля поверхні землі, щоб відповідь стала протилежною?

4.47. На рівні 960,0 гПа температура $-20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на рівні 800,0 гПа температура $-28,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Визначити тип температурної стратифікації відносно вертикальних переміщень сухого повітря.

4.48. При зондуванні атмосфери отримані наступні результати:

$z, \text{ м}$	0,0	100	300	500	700	1000
$t, \text{ }^{\circ}\text{C}$	16,2	14,6	12,6	11,2	11,2	12,4
$\gamma_{ea}\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$	0,75	0,80	0,65	0,80	0,70	

Визначити стратифікацію кожного шару. Які спеціальні назви мають два останні шари? Яки шар найбільш стійкий?

4.49. При зондуванні атмосфери отримано:

$P\text{ гПа}$	1020,0	950,0	900,0	820,0	660,0	610,0	550,0
$t\text{ }^{\circ}\text{C}$	1,8	-8,9	13,1	-19,0	-22,0	-31,0	-30,0

Визначити стратифікацію кожного шару, якщо на початковому рівні відносна вологість 60 %, а також висоту рівня вирівнювання температур.

4.50. При зондуванні атмосфери отримані такі результати:

$P\text{ гПа}$	1000,0	940,0	840,0	700,0	650,0	600,0
$t, \text{ }^{\circ}\text{C}$	10,0	5,0	-5,0	-15,0	-13,0	-20,0

Визначити стратифікацію кожного шару. Який шар найбільш нестійкий?

4.51. При зондуванні атмосфери отримано наступний розподіл з висотою атмосферного тиску (P) і температури повітря (t):

P гПа	970,0	880,0	820,0	630,0	520,0	470,0
t °С	17,5	12,0	1,2	14,0	-19,1	-19,1

Визначити температурну стратифікацію кожного шару.

4.52. При зондуванні атмосфери отримано наступний розподіл атмосферного тиску (P), температури (t), точки роси (t_d):

P гПа	1030,0	940,0	870,0	720,0	610,0	490,0	400,0
t °С	22,3	9,2	4,0	-10,9	-8,0	-19,4	-19,4
t_d °С	8,3	2,0	-7,0	-13,5	-20,3	-32,8	-29,2

Визначить температурну стратифікацію кожного шару, потенціальну, псевдоеквівалентну і псевдопотенціальну температури; висоту, температуру і тиск на рівні конденсації; висоту і тиск на рівні вирівнювання температур; масову частку ненасиченої і насиченої водяної пари на кожному рівні.

Практична робота

Вправа 1

Біля поверхні землі тиск P гПа, температура t °С, відносна вологість f %. Визначить тиск на рівні конденсації, побудуйте криву зміни стану об'єму повітря, що адіабатично піднімається. Визначить температуру, масову частку водяної пари, відносну вологість на рівнях 900 гПа, конденсації, 800, 700 гПа.

Поясніть, який процес відбувається до рівня конденсації і після нього: обернений або необернений.

Варіанти (№) вихідних даних

№	P гПа	t , °С	f , %
1	1028,0	30,0	40
2	1014,7	28,0	50
3	1006,0	26,0	60
4	1000,7	24,0	70
5	1000,3	0,0	50
6	998,4	22,0	80
7	995,2	20,0	70
8	1000,2	27,5	60
9	985,0	30,5	40
0	1010,2	27,5	70

Вправа 2

При зондуванні атмосфери отримано: P гПа, t °С, t_d °С:

Визначить стратифікацію кожного шару для об'єму сухого повітря, що піднімається з початкового рівня без перегріву і з перегрівом на 5,0 і на 10,0 °С; висоти рівня конденсації і вирівнювання температур, масову частку водяної пари і відносну вологість об'єму на рівнях 1000,0, 900,0; 800,0; 700,0 гПа. Визначить потенціальну і псевдопотенціальну температури.

Варіанти (№) вихідних даних у Додатку: табл. В-1.

5 ПРОМЕНИСТА ЕНЕРГІЯ В АТМОСФЕРІ

5.1 Кількісні характеристики і закони випромінювання

Усі тіла, які володіють внутрішньою енергією, випромінюють її, наслідком чого є зменшення температури тіла. Навпаки, внутрішня енергія тіла збільшується при поглинанні ним променевої енергії. Якщо температура тіла не змінюється, тіло знаходиться в рівноважному тепловому стані.

Потік променистої енергії F – це кількість енергії $d\Phi$, яка випромінюється тілом за одиницю часу через одиничну поверхню dS на всі напрямки у межах півкулі. Ця характеристика має ще такі назви: потік радіації, поверхнева густина променевого потоку, енергетична світність:

$$F = d\Phi/dS \text{ (Дж/м}^2\cdot\text{с або Вт/м}^2\text{)} \quad (5.1)$$

Електромагнітне випромінювання характеризується також довжиною хвилі λ (мкм), частотою $\nu = C/\lambda$, де C – швидкість світла у вакуумі.

Потоки променистої енергії поділяються на монохроматичні або спектральні F_λ та інтегральні F , які визначаються співвідношеннями

$$F_\lambda = \frac{d\Phi_\lambda}{ds d\lambda} \quad \text{і} \quad F = \int_0^\infty F_\lambda d\lambda \quad (5.2)$$

Інтенсивністю радіації називається кількість променистої енергії, яка проходить за одиницю часу через одиничну площадку ds_N , перпендикулярну променям і замкнену в одиничному інтервалі довжин хвиль та одиничному об'ємному куті конуса.

Монохроматичний потік F_λ , що надходить на деяку поверхню, може поглинатися ($F_{\lambda,1}$), відбиватися ($F_{\lambda,2}$) і пропускатися ($F_{\lambda,3}$) тілом.

$$F_\lambda = F_{\lambda,1} + F_{\lambda,2} + F_{\lambda,3}. \quad (5.3)$$

Відносні коефіцієнти поглинення – a_λ , відбиття – r_λ , пропускання – d_λ :

$$a_\lambda = F_{\lambda,1}/F_\lambda; \quad r_\lambda = F_{\lambda,2}/F_\lambda; \quad d_\lambda = F_{\lambda,3}/F_\lambda. \\ a_\lambda + r_\lambda + d_\lambda = 1 \quad (5.4)$$

Тіло, для якого на усіх довжинах хвиль коефіцієнт поглинення $a_\lambda = 1$, називається абсолютно чорним і воно поглинає всю енергію, яка до нього надходить. Тіло, яке всю енергію відбиває (коефіцієнт відбиття $r_\lambda = 1$) дифузно, називається абсолютно білим, а якщо воно відбиває за законами геометричної оптики – дзеркальним. Більшість твердих тіл непрозора і

коефіцієнт пропускання $d_\lambda = 0$. Природними прозорими тілами є атмосфера і водні басейни: моря, океани, озера.

Закони випромінювання

Закон Кірхгофа. Відношення випромінювальної здатності абсолютно чорного тіла e_λ до поглинальної здатності k_λ за умову термодинамічної рівноваги не залежить від фізичної природи тіла і є постійною величиною

$$e_\lambda / k_\lambda = B_\lambda(T) \quad (5.5)$$

де $B_\lambda(T) = F_\lambda$ – випромінювальна здатність абсолютно чорного тіла.

Функція Планка. Випромінювальна здатність абсолютно чорного тіла

$$B_\lambda(T) = C_1 / \lambda^5 [\exp(C_2 / \lambda T) - 1] \quad (5.6)$$

де C_1 і C_2 – чисельні коефіцієнти.

Закони Віна. На основі функції Планка можна знайти, що добуток абсолютної температури випромінюючого тіла і довжини хвилі λ_m , на яку припадає максимум випромінювання, є величина стала

$$\lambda_m T = 2897 \text{ мкм} \cdot \text{К}, \quad (5.7)$$

а максимальна випромінювальна здатність абсолютно чорного тіла

$$B_\lambda(\lambda_m T) = C_4 T^5, \quad (5.8)$$

де $C_4 = 1,301 \cdot 10^{-5} \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-3} \text{ К}^{-5}$.

Закон Стефана-Больцмана. Інтегральна випромінювальна здатність абсолютно чорного тіла $B(T)$ описується формулою:

$$B(T) = \sigma \cdot T^4, \quad (5.9)$$

де σ – стала Больцмана ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-4}$).

Приклади розв'язання задач

Приклад. На відстані 10 м потік випромінювання F абсолютно чорного тіла сферичної форми радіусом $r = 1$ м становить $0,35 \text{ кВт/м}^2$. Визначити випромінювальну здатність тіла і довжину хвилі λ_m , на яку припадає максимум в спектрі його випромінювання.

Розв'язок. Повне випромінювання сферичного тіла, що приходить на поверхню радіусом $R = 10$ м

$$. B_R = 4\pi R^2 F$$

Випромінювальна здатність тіла – кількість енергії, що випромінює одиниця його поверхні $B = 4\pi \cdot R^2 F / 4\pi r^2$; $B = 35 \text{ кВт/м}^2$

За формулою Стефана-Больцмана (5.9) температура шару $T = 886 \text{ К}$.

За формулою Віна (5.8) довжина хвилі $\lambda_m = 3,27$ мкм

Відповідь: $B = 35$ кВт/м², $\lambda_m = 3,27$ мкм.

Задачі і вправи

5.1. Визначити температуру поверхні Сонця, прийнявши його радіус рівним 696000 км, а середню відстань Землі від Сонця $150 \cdot 10^6$ км.

5.2. На яку довжину хвилі припадає максимум випромінювання Сонця, якщо температура його поверхні 5770 К і воно випромінює як абсолютно чорне тіло?

5.3. Середня температура земної поверхні 15°C . Розрахуйте інтенсивність земного випромінювання і довжину хвилі, на яку припадає максимум випромінювання. Вважайте, що Земля випромінює як абсолютно чорне тіло.

5.4. Скільки тепла втратить 1 м^2 абсолютно чорної поверхні, якщо її температура -10°C ?

5.5. Максимальна зафіксована температура повітря на рівні 2 м складає $57,8^\circ\text{C}$, а мінімальна $-88,3^\circ\text{C}$. Визначити діапазон довжин хвиль випромінювання атмосфери?

5.6. Сонце випромінює як абсолютно чорне тіло, яке має радіаційну температуру 5805 К. Визначити енергетичну світність Сонця і повний потік випромінювання всієї його поверхні.

5.2 Сонячна радіація

Астрономічні координати Сонця. Положення Сонця на небесному склепінні визначається схиленням δ_C , часовим кутом A_C і висотою h_C або зенітною відстанню z_C Сонця

Схилення δ_C – кут між площиною небесного екватору і напрямком на Сонце, відраховується по колу схилення. На північ від сонячного екватора схилення додатне, на південь – від’ємне. Для кожного моменту доби приймається схилення, що відноситься до справжнього сонячного полудня даної доби. Воно залежить від дати і мало змінюється рік від року. При розв’язку задач можна використовувати значення δ_C , наведені в табл. Б–3.

Часовий кут A_C – кут між площиною меридіана і колом нахилення, відраховується від півдня на захід (від 0° до 180°) або на схід (від 0° до -180°). Часовий кут дорівнює справжньому сонячному часу (τ_0) за астрономічним рахунком, який виражено у кутових одиницях ($1 \text{ год} =$

15°, 1 хв. = 15'). Часовий кут A (у годинах) пов'язан із справжнім сонячним часом формулою

$$A = (\tau_0 - 12) \quad (5.10)$$

Висота Сонця h_C – кут між площиною горизонту і напрямком на Сонце. На широті φ в момент справжнього сонячного часу τ_0 вона визначається із співвідношення

$$\sin h_C = \sin \varphi \sin \delta_C + \cos \varphi \cos \delta_C \cos A. \quad (5.11)$$

Максимальна висота Сонця h_{max} у справжній полудень кожної доби визначається із співвідношення

$$h_{max} = 90 - \varphi + \delta_C. \quad (5.12)$$

Сонячна радіація – промениста енергія Сонця

Сонце за випромінювальною здатністю близьке до абсолютно чорного тіла. Максимум випромінювання Сонця припадає на хвилю довжиною $\lambda_m = 0,4738$ мкм. Відповідна температура його випромінюючої поверхні дорівнює 6116 К. Близько 99% енергії, що випромінює Сонце, припадає на довжини хвиль від 0,1 до 30 мкм, із них 95% – на область оптичного вікна (0,29 – 2,4 мкм).

Спектр сонячного електромагнітного випромінювання розподіляється на декілька діапазонів: 95% енергії знаходиться у видимому (0,39-0,76 мкм), ультрафіолетовому (0,01 – 0,39 мкм) та близькому інфрачервоному (0,76 – 2,4 мкм) діапазонах. Атмосфера пропускає до землі близько 80 % цієї енергії.

Сонячна стала I_0 – це кількість сонячної радіації, що надходить на верхню межу атмосфери за одиницю часу до одиничної поверхні, перпендикулярної до сонячних променів, при середній відстані між Сонцем і Землею (ця відстань дорівнює 149,5 млн. км).

$$I_0 = 1368 \text{ Дж/м}^2 \cdot \text{с} = 1,37 \text{ кВт/м}^2.$$

Пряма сонячна радіація на перпендикулярну поверхню I – потік сонячної радіації, що надходить на одиницю поверхні, перпендикулярної сонячним променям, за одиницю часу.

Пряма сонячна радіація на горизонтальну поверхню I' – називається *інсоляцією* і розраховується за формулою

$$I' = I \cdot \sin h_C. \quad (5.13)$$

Добові суми інсоляції Q визначають інтегруванням рівняння (5.13) по змінній часу в межах від часу сходу ($-\tau_0$) до часу заходу Сонця ($+\tau_0$), коли кутова висота Сонця дорівнює нулю. Так, у час сходу Сонця

$$\cos \tau_0 = -\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta \quad (5.14)$$

$$\tau_0 = (\Pi/2\pi) \cdot [\pi - \arccos(\operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \delta)]. \quad (5.15)$$

Добова сума інсоляції розраховується за формулою:

$$Q = (I_0 \cdot \Pi / \pi) \cdot (\tau_0^* \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cdot \sin \tau_0), \quad (5.16)$$

де $\Pi = 86400$ с (тривалість доби у секундах); $(-\tau_0^*)$ – час сходу Сонця у радіанах; $(+\tau_0)$ – час сходу Сонця у градусах.

Пряма сонячна радіація на нахилену поверхню I_H :

$$I_H = I \cdot [\sin h \cos \alpha + \cosh \sin \alpha \cos(\psi - \psi_H)], \quad (5.17)$$

де ψ – азимут Сонця; ψ_H – азимут нахиленої поверхні; α – кут нахилення поверхні до горизонту.

Значення азимута відраховуються від півдня до півночі через захід (від 0° до 180°) або через схід (від 0° до -180°). Азимут Сонця визначається за формулою

$$\sin \psi = (\cos \delta_c \sin \tau) / \cos h_c \quad (5.18)$$

Можливі і дійсні часові, добові, місячні, річні суми припливу сонячної радіації, які ще мають назву “енергетичні експозиції”, визначають за допомогою приладів-самописів або шляхом чисельного інтегрування функцій, які виражають залежність відповідних потоків від часу. Для цього за результатами окремих вимірювань миттєвих значень (за 1 с) будують графік відповідної залежності для великого (заданого) інтервалу часу. При чисельному інтегруванні використовують загальну формулу трапецій. Результати виражають у МДж/м² за визначений інтервал часу.

Приклади розв’язання задач

Приклад 1. Розрахувати потік прямої сонячної радіації на поверхню нахилену на 30° до горизонту і орієнтовану на схід, о 6-й годині за справжнім сонячним часом 15 квітня на широті 60° . Потік сонячної радіації на перпендикулярну поверхню складає $0,47$ кВт/м².

Розв’язок. Схилення Сонця $\delta_c = 9,7^\circ$, (табл. Б-3). Визначаємо висоту і азимут Сонця за формулою (5.11), де час сходу Сонця у кутових одиницях $\tau = 90^\circ$:

$$\sin h_c = \sin 60^\circ \cdot \sin(9,7)^\circ + \cos 60^\circ \cdot \cos(9,7)^\circ \cos 90^\circ;$$

$$\tau = -90^\circ; \cos \tau = 0,0; \sin h_c = 0,145; h_c = 8,4^\circ;$$

Визначаємо азимут Сонця за формулою (4.18): $\sin \tau = -1,0$

$$\sin \psi = \cos (9,7)^0 \cdot \sin \tau / \cos (8,4)^0; \quad \sin \psi = -0,997; \quad \psi = -85,56^\circ$$

За формулою (5.17) з урахуванням, що $\alpha = 30^\circ$, $\psi_H = -90^\circ$

$$I_H = 0,47 \cdot [\sin (8,4)^0 \cdot \cos 30^0 + \cos (8,4)^0 \cdot \sin 30^0 \cos (4,5)^0];$$

$$I_H = 0,29 \text{ кВт/м}^2.$$

Відповідь. Потік сонячної радіації на нахилену поверхню $0,29 \text{ кВт/м}^2$.

Приклад 2. Розрахувати теоретичну добову суму припливу сонячної радіації Q на верхній межі атмосфери 21 червня на екваторі.

Рзв'язок. Розрахунок здійснюється за формулою (5.16).

Визначаємо момент сходу Сонця із співвідношення

$$\cos \tau_{-0} = -\operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \delta.$$

Широта екватора $\varphi = 0^\circ$; нахилення Сонця 21 червня $\delta_C = 23,5^\circ$;

$\cos \tau_{-0} = 0,0$; $\tau_{-0} = -90^\circ$, у годинах $\tau_{-0} = 6 \text{ год}$, у радіанах $\tau_{-0} = 90/57,32 = 1,57$.

$$Q = (1370 \cdot 86400 / 3,14) \cdot [(1,57 \cdot \sin 0^0 \cdot \sin 23,5^0 + \cos 0^0 \cdot \cos 23,5^0 \cdot \sin(-90)^0)];$$

Відповідь. $Q = 37,69 \text{ МДж/м}^2$ за добу.

Задачі і вправи

5.7. Розрахувати потоки сонячної радіації на південний і східний схили у полудень 30 червня на широті 55° , якщо потік на перпендикулярну поверхню складає $0,68 \text{ кВт/м}^2$. Кут нахилення Сонця 45° .

5.8. Покриття оранжереї представляють два скати, нахилені до горизонту під кутом 20° і орієнтовані на схід та захід. Скільки сонячної енергії отримує кожен квадратний метр поверхні скатів при висоті Сонця 30° 1 квітня на широті 48° , якщо потік на перпендикулярну поверхню $I = 0,71 \text{ кВт/м}^2$.

5.9. Обчислити енергетичну освітленість сонячною радіацією горизонтальної поверхні I' на верхній межі атмосфери при висотах Сонця: $h_C = 0, 15, 30, 45, 60, 75$ і 90° . Побудувати і проаналізувати графік залежності I' від висоти Сонця.

5.10. Обчислити теоретичні добові суми сонячної радіації на горизонтальну поверхню (Q МДж) 21 червня на екваторі і $30, 60, 90^\circ$ пн. ш. Побудувати графік залежності Q від широти. Чим пояснюється знайдена широтна зміна цієї величини в заданий день? Чи збережеться вона в іншу пору року?

5.11. Обчислити теоретичні добові суми сонячної радіації на екваторі та 30, 60 і 90 ° пн. ш. у дні весняного й осіннього рівнодення. Нахилення Сонця у ці дні $\delta_{\odot} = 0^{\circ}$. Результати нанести на графік.

5.12. Пряма радіація на перпендикулярну поверхню – I в Кам'яному Степу (51° пн. ш.) 9 липня 1981 р.:

Термін, год	5	7	9	11	13	15	17	19
I кВт/м ²	0,50	0,74	0,86	0,91	0,91	0,91	0,73	0,42

Визначити моменти сходу і заходу Сонця, побудувати і проаналізувати графік добового ходу I . Обчислити дійсну добову суму I за дану добу. При аналізі графіка відзначити: зміна прямої радіації була безладною або упорядкованою, який вигляд вона мала (монотонний ріст, проста хвиля, подвійна хвиля і т. і.); у який час доби, скільки усього годин і хвилин пряма радіація дорівнювала нулю; у який час доби і протягом якого інтервалу часу вона була позитивною; час настання максимуму і його значення.

5.13. Середні годинні дійсні суми прямої радіації на перпендикулярну поверхню (МДж/м²).

	Інтервал год							
	0–1	3–4	6–7	9–10	12–13	15–16	18–19	21–22
Червень	0	0,21	1,17	1,51	1,38	1,30	0,84	0
Грудень	0	0	0	0,04	0,17	0	0	0

Побудувати і проаналізувати графік добового ходу. Обчислити дійсні добові суми. Як і чому розрізняється добовий хід прямої радіації в тому самому пункті в різні місяці? Чим викликане розходження добових сум? Як воно зміниться для більш північних (південних) широт при незмінному стані атмосфери?

5.14. Пряма радіація на перпендикулярну поверхню при висоті Сонця 34° склала 0,78 кВт/м². Обчислити пряму радіацію на горизонтальну поверхню. Чи завжди між цими величинами зберігається таке співвідношення?

5.15. Обчислити пряму радіацію на горизонтальну поверхню на 60° пн. ш. в справжній сонячний полудень 21 червня і 22 грудня, якщо пряма радіація на перпендикулярну поверхню 21 червня дорівнювала 0,70 кВт/м², а 22 грудня 0,14 кВт/м². Чому 22 грудня на перпендикулярну

поверхню надходить менше прямої радіації, ніж 21 червня? У скільки разів змінився приплив прямої радіації на перпендикулярну і горизонтальну поверхні 22 грудня в порівнянні з її припливом 21 червня? Чому їхня зміна неоднакова?

5.16. При висоті Сонця $53^{\circ}29'$ й азимуті $-20^{\circ}00'$ пряма радіація на перпендикулярну поверхню складає $0,82 \text{ кВт/м}^2$. Обчислити пряму радіацію на горизонтальну поверхню, а так само на схили крутістю 30 , 60 і 90° (вертикальна стіна), орієнтовані на північ, південь, схід і захід. Проаналізувати результати. Як вони зміняться при зміні висоти й азимута Сонця?

5.3 Поглинення та розсіювання сонячної радіації в атмосфері

Поглинення сонячної радіації в атмосфері. Сонячне випромінювання в атмосфері поглинається, головним чином, такими газами: O_2 – киснем, O_3 – озоном, O – атомарним киснем, N_2 – азотом й N – атомарним азотом. Молекулярний та атомарний кисень та озон мають смуги поглинення в основному в ультрафіолетовому діапазоні сонячного спектра.

Смуги поглинення в близькій інфрачервоній області сонячного спектра пов'язані з поглиненням вуглекислим газом, водяною парою, аерозолем.

У видимій області спектра також є велика кількість ліній поглинення різного походження, але поглинення тут слабе. Більшість видимої радіації не поглинається в атмосфері.

Завдяки поглиненню до земної поверхні не доходить жорстка ультрафіолетова радіація (до $0,29 \text{ мкм}$), яка негативно впливає на живі організми. Поглинення супроводжується нагріванням стратосферних шарів атмосфери. Тропосфера нагрівається за рахунок поглинення інфрачервоної сонячної радіації, але це поглинення не є основним для нагрівання нижніх шарів.

Розсіювання сонячної радіації в атмосфері. Атмосфера у відношенні сонячної радіації мутне середовище. Розсіювання на молекулах називається *молекулярним*, а розсіювання на завислих частинках (аерозолях) – *аерозольним*.

Молекулярне розсіювання. Теорія молекулярного розсіювання була створена Релеєм. Молекули у полі електромагнітного випромінювання поведуться як електричні диполі. Прикладене поле чинить коливання електричного диполя. Останній, в свою чергу, генерує розсіяну електромагнітну хвилю з плоскою поляризацією, тобто хвилю, в котрій існує найкращий напрямок коливання. (Природне сонячне світло неполяризоване, оскільки воно випромінюється атомами з довільною орієнтацією у просторі). Згідно теорії Релея коефіцієнт молекулярного

розсіювання α_λ залежить головним чином від довжини хвилі (λ), що розсіюється, відстані (R) спостерігача від частинки, що розсіює і φ – кута розсіювання (кута між падаючою та розсіяною хвилями).

$$\alpha_\lambda = \frac{B}{\lambda^4 R^2} (1 + \cos^2 \varphi). \quad (5.19)$$

Коефіцієнт B враховує залежність коефіцієнта молекулярного розсіювання від показника заломлення і числа частинок, що розсіюють, і для ідеальної атмосфери він є сталим.

Індикатриса розсіювання. Залежність коефіцієнта розсіювання від кута φ називають індикатрисою розсіювання. Розсіювання неполяризованого сонячного світла молекулами досягає максимуму в напрямках уперед ($\varphi = 0^\circ$) і назад ($\varphi = 180^\circ$). У бокових напрямках ($\varphi = 90^\circ$ і $\varphi = 270^\circ$) розсіювання мінімальне, тобто індикатриса ідеального розсіювання симетрична. Легко бачити, що мінімальні значення відрізняються від максимальних у два рази. Радіація, що розсіюється молекулами, розповсюджується в усіх напрямках, оскільки вважають, що молекули мають сферичну симетрію. Лінійний показник розсіювання випромінювання k_λ , який характеризує відносну частину розсіяної радіації при проходженні променем відстані 1 м, описується виразом

$$k_\lambda = 32\pi^3 b^2 \mu \rho / 3 \lambda^4 \quad (5.20)$$

де $b = 2,29 \cdot 10^{-4}$, ρ – густина повітря, μ – маса частинки.

Розсіювання видимої частки сонячного спектра, при якому фіолетові промені розсіюються у 16 разів більше ніж червоні (довжина фіолетового променя в два рази менша ніж червоного), спричиняє такий оптичний ефект як голубий колір небесного склепіння. Розсіюванням видимої сонячної радіації в атмосфері пояснюються і такі оптичні явища як видимість, присмерки, зоря та інші.

Аерозольне розсіювання. Якщо розміри частинок, що розсіюють сонячну радіацію, більші за 0,1 довжини падаючої хвилі, то частинку неможливо розглядати як диполь. Розсіювання на сферичних частинках дозвільного розміру називається аерозольним або розсіюванням Мі, по прізвищу вченого. Згідно з теорією Мі, у частинці виникають, крім дипольних коливань, ще коливання другого, третього і інших порядків. Об'ємний показник розсіювання для великих частинок залежить від радіуса частинки r , кількості частинок в одиниці об'єму N , деякої функції $F(\mu, m)$. Ця залежність має вигляд

$$k_{\lambda} = \pi r F(\mu, m) N \quad (5.21)$$

Величина r залежить від λ . Для фіксованого значення λ фактор інтенсивності розсіювання $F(\mu, m)$ стає функцією лише розміру частинки, що розсіює. Параметр m має сенс комплексного показника заломлення, параметр $\mu = 2\pi r/\lambda$ залежить від розміру частинки (радіусу r) і довжини хвилі (λ). При збільшенні розмірів частинок, функція F стає практично незалежною від їх розміру. Крім того, оскільки діапазон видимої радіації відносно невеликий, для великих частинок інтенсивність розсіювання цієї частини спектра електромагнітних хвиль мало залежить і від довжини хвилі.

Із збільшенням розмірів частинок, що розсіюють, індикатриса розсіювання витягується у напрямку падаючого променя (вперед), тобто стає асиметричною. Відношення між кількістю світла, розсіяного вперед і назад, при цьому стає все більшим.

Типовим розсіюванням на великих частинках є розсіювання на краплях хмар і туманів. Вони розсіюють сонячне світло вперед, в напрямку земної поверхні, не змінюючи його кольору, тобто біле сонячне світло розсіюється у біле.

5.4 Перенесення і ослаблення сонячної радіації в атмосфері

Процес перенесення – це особливості проходження сонячної радіації крізь атмосферу. Сонячний промінь, що поширюється в атмосфері, ослаблюється за рахунок поглинення та розсіювання. Рівняння переносу сонячної радіації називається законом Буге-Ламберта-Бера.

Ослаблення сонячної радіації в ідеальній атмосфері. Для ідеальної атмосфери, тобто чистої та сухої, закон Буге-Ламберта-Бера має вигляд

$$I_{\lambda} = I_{\lambda 0} \exp(-\alpha_{\lambda} M), \quad (5.22)$$

де I_{λ} – спектральна інтенсивність монохроматичного потоку сонячної радіації, що пропустить до земної поверхні стовп атмосферного повітря ідеальної атмосфери одиничного перерізу при умові, що промінь падає перпендикулярно на приймальну поверхню;

$I_{\lambda 0}$ – сонячна стала; α_{λ} – масовий показник послаблення;

M – маса нахиленого стовпа повітря.

Маса $M = m \cdot M_0$, де M_0 – маса вертикального стовпа (одинична оптична маса), а m – показує у скільки разів нахилений стовп більший за прямий (який буває тільки при висоті Сонця $h_C = 90^\circ$) і називається – кількість оптичних мас або просто оптична маса. З урахуванням кривини

верхньої межі атмосфери і рефракції сонячного променя m змінюється від 1 при $h_C = 90^\circ$ до 35 при сході і заході Сонця і визначається за таблицею Бемпорада (табл. Б-4).

Якщо позначити $\alpha_\lambda M_0 = \tau_\lambda$, то закон послаблення спектрального потоку сонячної радіації в ідеальній атмосфері можна записати:

$$I_\lambda = I_{\lambda 0} \exp(-\tau_\lambda m) \quad (5.23)$$

Безрозмірна величина τ_λ характеризує ослаблення сонячної радіації для вертикального *стовпа* повітря і називається оптичною товщиною атмосфери. Оскільки оптична маса атмосфери $m = 1/\sin h_C$ (для кутів Сонця $>10^\circ$), то оптична товщина мала при великих кутах і велика при малих, тому інтенсивність випромінювання, що доходить до земної поверхні, швидко збільшується після сходу Сонця й швидко зменшується у вечірні часи, повільно змінюється у часи біля полудня.

На практиці від оптичної товщини переходять до більш зручної величини – коефіцієнта прозорості

$$p_\lambda = \exp(-\tau_\lambda). \quad (5.24)$$

Тоді закон ослаблення монохроматичного потоку сонячної радіації в ідеальній атмосфері (Закон Буге-Ламберта-Бера) набуває форми

$$I_\lambda = I_{\lambda 0} \cdot p_\lambda^m. \quad (5.25)$$

Коефіцієнт прозорості є відносною частиною сонячної радіації, яка надходить на земну поверхню, якщо Сонце знаходиться у зеніті ($h_C = 90^\circ$, $m = 1$).

Для монохроматичного потоку сонячної радіації коефіцієнт прозорості не залежить від кількості оптичних мас.

Для інтегрального потоку сонячної радіації закон послаблення має вигляд:

$$I = I_0 \cdot p^m, \quad (5.26)$$

де I – інтегральна величина потоку сонячної радіації, що доходить до земної поверхні крізь ідеальну атмосферу;

I_0 – сонячна стала;

p – інтегральний коефіцієнт прозорості;

m – кількість оптичних мас.

Інтегральний коефіцієнт прозорості зі збільшенням оптичної маси зростає, бо при малих висотах Сонця кількість короткохвильової радіації, що найбільше всього розсіюється, зменшується, тобто змінюється спектральний склад.

Залежність інтегрального коефіцієнта прозорості від оптичної маси є причиною того, що його значення при різних умовах спостережень, тобто при різних значеннях оптичної маси, треба приводити до визначеної оптичної маси ($m = 1$ або $m = 2$), щоб мати змогу порівнювати прозорість атмосфери.

Методика приведення коефіцієнта прозорості до $m = 2$:

а) по вимірній величині I – прямій сонячній радіації на перпендикулярну поверхню і даті знаходять поправку ΔI для приведення до середньої відстані від Землі до Сонця (табл. Б–7) і розраховують виправлене значення

$$I_{m=2} = I + \Delta I;$$

б) по $I_{m=2}$ і висоті Сонця визначається $I_{m \text{ sun}}$, – пряма сонячна радіація приведена до $m = 2$, (табл. Б–8);

в) по величині $I_{m=2}$ знаходять виправлений коефіцієнт прозорості, (табл. Б–9).

Ослаблення сонячної радіації в каламутній атмосфері.

Реальна атмосфера є каламутним середовищем. В ній завжди існують оптично активні домішки, головним чином водяна пара, вуглекислий газ і атмосферний аерозоль, які поглинають в основному довгохвильову частину ($\lambda > 3$ мкм) сонячного спектра. Краплі і кристали хмар розсіюють сонячну радіацію, що приводить до значно більшого ослаблення сонячної радіації порівняно з ідеальною атмосферою. Середню оптичну товщину реальної мутної атмосфери τ_p можна представити як суму

$$\tau_p = \tau_i + \tau_n + \tau_a \quad (5.27)$$

де τ_i – оптична товщина ідеальної атмосфери;

τ_n і τ_a – оптичні товщини, що характеризують ослаблення сонячної радіації парою і аерозолем відповідно.

Фактором каламутності T називають відношення

$$T = \tau_p / \tau_i, \quad (5.28)$$

де T показує скільки мас ідеальної атмосфери потрібно, щоб ослаблення сонячної радіації було таким, яке дає одна реальна атмосфера.

Фактор каламутності можна розрахувати за формулою

$$T = \lg p_p / \lg p, \quad (5.29)$$

де p_p – коефіцієнт прозорості реальної атмосфери.

Тоді закон ослаблення сонячної радіації в реальній мутній атмосфері можна записати

$$I = I_0 e^{-\tau T m} \quad (5.30)$$

або

$$I = I_0 \cdot p^{Tm}. \quad (5.31)$$

Фактор каламутності атмосфери змінюється у широких межах. Так за нормальних умов при $m = 2$ він дорівнює приблизно 3, при дуже низькій прозорості 6, а при дуже високій 2.

Прозорість атмосфери впливає на інтенсивність прямої радіації, дещо більший вплив виявляється при положенні Сонця біля горизонту.

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. При висоті Сонця $h_C = 30^\circ$ пряма сонячна радіація на перпендикулярну поверхню біля землі $I = 0,72$ кВт/м². Розрахуйте коефіцієнт прозорості p_p , оптичну товщину атмосфери τ і фактор каламутності T .

Розв'язок. Використовуємо закон ослаблення інтегрального потоку радіації у реальній атмосфері $I = I_0 \cdot p_p^m$,

відкіля $p_p = (I/I_0)^{1/m}$; $T = \lg p_p / \lg p_i$

Визначаємо коефіцієнт прозорості ідеальної атмосфери при кількості оптичних мас $m = 1/\sin 30^\circ = 2$; і $p_i = 0,916$ (табл. Б-5).

$$p_p = (0,72/1,37)^{0,5} = 0,722; \quad p_i = e^{-\tau} \quad \text{і} \quad \tau = -\ln p_i; \quad \tau = 0,326;$$

$$T = \ln 0,722 / \ln 0,916 = 3,71.$$

Відповідь: коефіцієнт прозорості 0,722; оптична товщина атмосфери 0,326; фактор каламутності 3,71.

Питання для самоперевірки

1. Які фізичні процеси приводять до ослаблення потоку сонячної радіації в атмосфері?
2. Від чого залежить коефіцієнт молекулярного розсіювання сонячної радіації?
3. Що показує індикатриса розсіювання?
4. Який атмосферний газ поглинає активно ультрафіолетове випромінювання?
5. Які гази поглинають довгохвильову радіацію в атмосфері?
6. За рахунок якої радіації нагрівається нижній шар атмосфери?
7. Який закон описує ослаблення потоку сонячної радіації в атмосфері?
8. Що таке оптична маса атмосфери?
9. Від чого залежить кількість оптичних мас?
10. Що таке оптична товщина атмосфери?

11. Що таке коефіцієнт прозорості атмосфери?
12. Як змінюється з висотою Сонця коефіцієнт прозорості ідеальної атмосфери?
13. Що таке інтегральний коефіцієнт прозорості і як він змінюється при зменшенні висоти Сонця ?
14. Що таке аерозольне розсіювання?
15. Які оптичні ефекти обумовлені розсіянням видимого діапазону сонячного спектру?
16. Що таке фактор каламутності атмосфери?
17. Як розраховують фактор каламутності атмосфери?
18. Як впливає вологість повітря на каламутність атмосфери?
19. У яких межах змінюється фактор каламутності атмосфери?

Задачі і вправи

5.17. Знайти величини оптичних мас атмосфери для усіх висот Сонця, кратних 10° . Побудувати графік функції $m(h_c)$. Пояснити причини цієї залежності. Використовувати (табл. Б–4).

5.18. При висоті Сонця 30° пряма радіація на перпендикулярну поверхню складала $0,72 \text{ кВт/м}^2$, а при висоті Сонця 55° вона становить $0,82 \text{ кВт/м}^2$. Обчислити коефіцієнт прозорості для обох випадків. Якщо припустити, що вихідні дані отримані в той самий день, у тому самому пункті, то чи можна стверджувати, що за час, який пройшов між вимірами, змінився оптичний стан атмосфери? Яка інша причина могла викликати зміну коефіцієнта прозорості?

5.19. У деякому пункті в той самий день двічі обмірювана пряма радіація на перпендикулярну поверхню: при висоті Сонця 90° вона складала $0,98 \text{ кВт/м}^2$, а при висоті Сонця 30° відповідно $0,70 \text{ кВт/м}^2$. Припустивши, що в період між вимірами оптичний стан атмосфери не змінився, обчислити коефіцієнт прозорості і сонячну сталу. Чому отримане значення I_0 відрізняється від значення, прийнятого в даний час?

5.20. При висоті Сонця 42° пряма радіація на перпендикулярну поверхню дорівнює $0,63 \text{ кВт/м}^2$. Знайти фактор мутності. Який сенс отриманого результату?

5.21. На території України повітряні маси в середньому характеризуються такими факторами мутності: 2,45 – континентальне арктичне повітря; 2,66 – морське повітря помірних широт; 3,09 – континентальне повітря помірних широт; 3,49 – континентальне тропічне повітря. Прийняв середній коефіцієнт прозорості ідеальної атмосфери

рівним 0,92, знайти середній коефіцієнт прозорості для кожної із зазначених повітряних мас.

5.22. Обчислити пряму радіацію на перпендикулярну поверхню при висоті Сонця 53° і коефіцієнті прозорості 0,751. Знайти частку обчисленої величини від сонячної радіації, що приходить до такої ж поверхні на верхній межі атмосфери. Як зміняться відповіді, якщо при тому ж оптичному стані атмосфери збільшиться (зменшиться) висота Сонця, або при однаковій висоті Сонця зміниться стан атмосфери?

5.23. Обчислити пряму радіацію на перпендикулярну поверхню на 56° пн. ш. 15 липня при висотах Сонця $10, 20, 30^\circ$ і т. ін. до максимальної висоти, можливої в даний день, якщо коефіцієнт прозорості дорівнює 0,710. Побудувати і проаналізувати графік денної зміни прямої радіації. Чому пряма радіація змінюється зі зміною висоти Сонця при незмінній прозорості атмосфери?

5.5 Радіаційний баланс діяльного шару земної поверхні

Радіаційний баланс діяльного шару земної (підстильної) поверхні – сума усіх променевих потоків, що надходять і відходять від підстильної поверхні з урахуванням знаку.

Сонячна радіація приходить на земну поверхню у вигляді прямої та розсіяної радіації.

Пряма радіація на горизонтальну поверхню – інсоляція. I' – пучок паралельних сонячних променів, що безпосередньо доходить до земної поверхні (з урахуванням ослаблення). Це короткохвильова радіація, більшість хвиль має довжину $\lambda < 3$ мкм. Вона залежить від висоти сонця над горизонтом та від стану атмосфери, називається інсоляцією і розраховується за формулою:

$$I' = I \sin h_c. \quad (5.32)$$

Розсіяна радіація i надходить від всього небесного склепіння. Вона виникає за рахунок ефектів розсіювання сонячної енергії молекулами повітря та аерозолем, хмарами. Кількість розсіяної сонячної радіації, що надходить на одиницю горизонтальної поверхні за одиницю часу, називається *поток*ом розсіяної радіації. Він також залежить від висоти сонця, прозорості атмосфери та хмарності.

Сумарна радіація Q – це сума потоків прямої та розсіяної радіації, які приходять на горизонтальну земну поверхню

$$Q = I' + i. \quad (5.33)$$

Сумарна радіація, що надходить до земної поверхні, частково поглинається, частково відбивається і може пропускатися, якщо поверхня є поверхнею водоймища.

Відбита короткохвильова радіація r_k . Кількість відбитої радіації залежить від відбивної здатності A – *альbedo* поверхні. Вона розраховується за формулою:

$$r_k = Q \cdot A, \quad (5.34)$$

де A – *альbedo*, частка короткохвильової сонячної радіації, що відбивається діяльною поверхнею.

Відбита радіація спрямована від земної поверхні у напрямку атмосфери. За рахунок відбиття кількість короткохвильової радіації, яка може бути використана на поглинення та підвищення температури земної поверхні, значно зменшується, альbedo існуючих природних поверхонь не перевищує 0,30 і тільки для снігу воно досягає величини 0,50 – 0,70.

Баланс короткохвильової радіації R_k діяльного шару земної поверхні – це сума потоків короткохвильової сонячної радіації, які надходять та відходять від одиниці земної поверхні за одиницю часу. При цьому пряма та розсіяна радіація, які приносять тепло, вважаються додатними, а відбита – від'ємним потоками. Таким чином для непрозорої твердої земної поверхні

$$R_k = Q - r_k, \quad (5.35)$$

або

$$R_k = Q (1 - A). \quad (5.36)$$

Множник $(1 - A)$ має сенс поглинальної здатності земної поверхні, а короткохвильовий баланс – поглиненої сонячної радіації.

Земне випромінювання B_0 . Поглинення сонячної радіації земною поверхнею призводить до її нагрівання і збільшення її випромінювальної спроможності, яку можна розрахувати за законами випромінювання:

$$B_0 = \delta_3 \sigma T_3^4, \quad (5.37)$$

де δ_3 – відносна випромінювальна здатність земної поверхні порівняно з чорним тілом;

σ – стала Больцмана;

T_3 – абсолютна температура земної поверхні.

Для існуючого діапазону температур земної поверхні земне випромінювання згідно з законом Віна – це теплове або інфрачервоне випромінювання, з довжиною хвиль $\lambda > 3$ мкм.

Земне випромінювання спрямовано від земної поверхні в атмосферу і відносно земної поверхні воно є від'ємним. В атмосфері воно поглинається

в основному водяною парою і аерозолем, що сприяє нагріванню нижніх шарів атмосфери.

Зустрічне атмосферне випромінювання B_a . Атмосферне повітря, що має деяку температуру T_a , випромінює дифузно в усі боки, та його частина, що спрямована назустріч земній поверхні, називається зустрічним атмосферним випромінюванням. Це довгохвильовий потік енергії, який можна обчислити за законом Стефана — Больцмана

$$B_a = \delta_a \cdot \sigma \cdot T_a^4, \quad (5.38)$$

де δ_a – відносна випромінювальна здатність атмосферного повітря.

Потік B_a відносно земної поверхні є додатним, бо він приносить енергію.

Напівемпірична формула Брента для розрахунку атмосферного випромінювання враховує вологість повітря і має вигляд

$$B_a = \sigma \cdot T_a^4 \cdot (0,61 + 0,05 \cdot e^{0,5}), \quad (5.39)$$

де e – парціальний тиск водяної пари у гПа.

Довгохвильовий баланс підстильної (земної поверхні) R_∂ – це сума потоків земного і атмосферного випромінювання, з урахуванням напрямку відносно земної поверхні:

$$R_\partial = B_a - B_z. \quad (5.40)$$

Ефективне випромінювання земної поверхні B^ .* Оскільки вдень температура земної поверхні завжди вища за температуру атмосферного повітря, то довгохвильовий баланс вдень від'ємний, але при цьому земна поверхня сприяє нагріванню атмосфери. Більш зручною є величина $B^* = -R_\partial$, що називається *ефективним випромінюванням земної поверхні*. Знак величини B^* залежить від різниці температур земної поверхні і атмосфери, якщо $B_z > B_a$, то ефективне випромінювання є додатним і навпаки. Величина ефективного випромінювання залежить також від вологості повітря і хмарності. Вологе повітря і хмари інтенсивно поглинають земне випромінювання, що сприяє підвищенню температури атмосфери, збільшенню зустрічного випромінювання атмосфери і зменшенню ефективного випромінювання. Ця властивість отримала назву *парникового ефекту*.

Повний радіаційний баланс діяльного шару підстильної (земної поверхні) R – це сума короткохвильового і довгохвильового балансів, тобто

$$R = Q \cdot (1 - A) - B^*. \quad (5.41)$$

Радіаційний баланс вночі від'ємний, вдень додатний. Перехід радіаційного балансу через нуль та обернення його добового ходу відбувається при висоті Сонця 10-15°, тобто через 1-2 години після сходу і за 1-2 години до заходу. Крім добового ходу існує ще річний хід радіаційного балансу, причиною якого є річне обертання Землі навколо Сонця. Графік коливання радіаційного балансу земної поверхні в добовому і річному ході можна приблизно описати гармонійною функцією типу косинусоїди

$$R_t = \bar{R} + A_R \cdot \cos(2\pi t / P - \varphi), \quad (5.42)$$

де R_t – радіаційний баланс земної поверхні у деякий момент часу t ;
 \bar{R} – середньодобовий або середньорічний баланс;
 A_R – відповідна амплітуда коливання балансу;
 P – період коливання (тривалість доби або року);
 φ – зсув відносно нульової фази, яка для добових коливань настає у момент сонячного полудня.

Радіаційний баланс атмосфери R_a – це баланс променистої енергії у вертикальному стовпі повітря одиничного перерізу і висотою від поверхні Землі до верхньої межі атмосфери. У прибуткову частину радіаційного балансу атмосфери R_a входять поглинуте атмосферою випромінювання земної поверхні та поглинута нею частка прямої та розсіяної радіації. Витратна частина – це власне випромінювання атмосфери назустріч земній поверхні (зустрічне атмосферне випромінювання) і випромінювання у космічний простір.

Для радіаційного балансу атмосфери R_a маємо таку формулу:

$$R_a = B^* + Q_n - U_\infty \quad (5.43)$$

де B^* – ефективне випромінювання земної поверхні;
 Q_n – поглинена короткохвильова сонячна радіація;
 U_∞ – випромінювання, що іде у світовий простір

Радіаційний баланс системи земля-атмосфера R_S – баланс променевої енергії у вертикальному стовпі одиничного перерізу і одиниці поверхні діяльного шару. Формулу для R_S можна записати так:

$$R_S = F_0 \cdot (1 - A_3) - U_\infty \quad (5.44)$$

де F_0 – потік прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню на верхній межі атмосфери;
 A_3 – альbedo Землі як планети.

Радіаційний баланс системи земля-атмосфера у середньому для Землі, як планети, дорівнює нулю. Про це свідчить те, що багаторічна середня температура планети залишається постійною.

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. При висоті Сонця $h_C = 30^\circ$ потік прямої сонячної радіації на перпендикулярну поверхню $I = 0,90$ кВт/м², потік розсіяної радіації $i = 0,08$ кВт/м², температура повітря $t = 15,5$ °С, температура ґрунту $t_T = 21,1$ °С, парціальний тиск водяної пари $e = 9,0$ гПа. Альбеда $A = 20$ %, відносна випромінювальна здатність поверхні $\delta = 0,98$. Визначити коефіцієнт прозорості атмосфери p_p , сумарну радіацію Q , відбиту радіацію r_K , поглинену радіацію, ефективне випромінювання E_0 , радіаційний баланс підстильної поверхні R .

Розв'язок.

Коефіцієнт прозорості реальної атмосфери: $p_p = (I/I_0)^{0,5}$;

$$p_p = (0,90/1,37)^{0,5} = 0,81;$$

Сумарна радіація: $Q = I' + i$; $I' = I \sin h$;

$$Q = 0,90 \cdot 0,5 + 0,08 = 0,53. \quad Q = 0,53 \text{ кВт/м}^2;$$

Відбита радіація: $r_K = Q \cdot A$;

$$r_K = 0,53 \cdot 0,20 = 0,11; \quad r_K = 0,11 \text{ кВт/м}^2;$$

Поглинена сонячна радіація або короткохвильовий баланс:

$$B_K = Q \cdot (1 - A); \quad B_K = 0,53 \cdot 0,8 = 0,424; \quad B_K = 0,42 \text{ кВт/м}^2;$$

Ефективне випромінювання: $B^* = E_3 - E_a$;

Земне випромінювання: $E_3 = \delta \sigma (T_3)^4$;

$$E_3 = 0,98 \cdot 5,67 \cdot 10^{-8} (2,94)^4 \cdot 10^8 = 0,42; \quad E_3 = 0,42 \text{ кВт/м}^2.$$

Атмосферне випромінювання: використовуємо формулу Брента (5.39) для розрахунку атмосферного випромінювання при ясному небі

$$E_a = 5,67 \cdot 10^{-8} (2,885)^4 \cdot 10^8 (0,61 + 0,05 \cdot 9^{0,5}) = 0,30. \quad E_a = 0,30 \text{ кВт/м}^2;$$

$$B^* = 0,42 - 0,30 = 0,12. \quad B^* = 0,12 \text{ кВт/м}^2; \quad R = 0,42 - 0,12 = 0,30$$

Радіаційний баланс підстильної поверхні: $R = 0,30$ кВт/ м²

Питання для самоперевірки

1. Розсіяна радіація є короткохвильовою чи довгохвильовою?
2. Що таке альбеда і яке альбеда мають природні поверхні?
3. Які короткохвильові променеві потоки проходять крізь атмосферу?
4. Які довгохвильові променеві потоки проходять крізь атмосферу?
5. Що таке короткохвильовий баланс земної поверхні?
6. Із чого складається довгохвильовий баланс земної поверхні?
7. Що таке повний радіаційний баланс земної поверхні?

8. Які фактори впливають на радіаційний баланс земної поверхні?
9. Який знак буде мати ефективне випромінювання при інверсійному розподілі температури в атмосфері?
10. Який знак мають довгохвильовий баланс підстильної поверхні та її ефективне випромінювання влітку вдень?
11. При якому вертикальному розподілі температури під хмарами нижнього ярусу ефективне випромінювання найменше і чому?
12. Коли ефективне випромінювання може бути від'ємним?
13. Що впливає на добовий хід ефективного випромінювання при безхмарному небі ?
14. Якою функцією описується добовий та річний хід радіаційного балансу земної поверхні?
15. Що таке радіаційний баланс атмосфери?
16. Що таке радіаційний баланс системи “земля – атмосфера”?
17. Як розподіляється радіаційний баланс по земній кулі?
18. На якій широті 22 грудня спостерігаються найбільші теоретичні суми припливу сонячної радіації ?
19. Як впливає хмарність на величину радіаційного балансу вдень і вночі?
20. Із чого складається радіаційний баланс вночі?
21. Який знак має радіаційний баланс атмосфери?
22. Коли у добовому ході радіаційний баланс набуває нульових значень?
23. Як впливає тривалість ночі на величину радіаційного балансу підстильної поверхні?

Задачі і вправи

5.24. Побудувати графік і вказати можливі причини розходження річного ходу альбедо у двох пунктах. Використайте наступні дані.

Альбедо (%) у місті (пункт №1) і поза містом (пункт №2)

Пункт	II	IV	VI	VIII	X	XII
№ 1	58	17	17	18	19	47
№ 2	71	28	18	19	22	69

5.25. Середнє значення альбедо A поверхні Чорного моря влітку при висотах Сонця h_C :

h_C	20	30	40	50	60
$A \%$	10	7	6	6	5

Побудувати графік функції $A(h_c)$ і вказати причину зменшення альbedo моря при збільшенні висоти Сонця (хвилюванням моря зневажити).

5.26. Середні місячні значення альbedo:

Місяць	II	IV	VI	VIII	X	XII
$A \%$	72	18	15	14	20	66

Побудувати графік і вказати можливі причини річного ходу альbedo.

5.27. Середня за рік для всієї планети в цілому температура діяльного шару Землі складає близько $15,0^\circ\text{C}$, а найбільші характерні екстремальні її значення – близько $50,0$ і $-50,0^\circ\text{C}$. Вважаючи випромінювання діяльного шару близьким до випромінювання чорного тіла, що має таку ж температуру, знайти довжини хвиль, на які припадає найбільша енергія при зазначених температурах. Яким ділянкам довжин хвиль відповідають метеорологічні терміни „короткохвильова радіація” і „довгохвильова радіація”?

5.28. Вважаючи випромінювання Сонця і діяльного шару Землі близькими до випромінювання чорних тіл з температурами 6000 K і $15,0^\circ\text{C}$ відповідно, знайти, у скільки разів енергетична світність діяльного шару Землі менша, ніж Сонця. Чи можна з отриманого результату зробити висновок про те, що роль випромінювання діяльного шару у формуванні теплового режиму ґрунту, водойм й атмосфери мала?

5.29. Обчислити енергетичну світність діяльного шару сухого піску при температурі $15,0^\circ\text{C}$. Результат порівняти зі значенням прямої радіації на горизонтальну поверхню при висоті Сонця 30° і коефіцієнті прозорості $0,700$. Значно розрізняються ці величини? Чи може випромінювання діяльного шару компенсувати або перевищити поглинену частину прямої або сумарної радіації?

5.30. Обчислити енергетичну світність діяльного шару оголеного сухого ґрунту при температурах $40,0^\circ\text{C}$ і $-40,0^\circ\text{C}$. Як змінюється випромінювання діяльного шару від літа до зими? Чи зміниться відповідь, якщо врахувати, що узимку ґрунт може бути покритий снігом?

5.31. Температура нижньої стратосфери в помірних широтах складає близько $-55,0^\circ\text{C}$. Умовно вважаючи це випромінювання близьким до випромінювання чорного тіла з такою ж радіаційною температурою, знайти довжину хвилі, що несе найбільшу енергію. Чому допущення, прийняте в задачі, є умовним? Використовуючи метеорологічні терміни,

атмосферне випромінювання відноситься до короткохвильової або до довгохвильової радіації?

5.32. Обчислити зустрічне атмосферне випромінювання при ясному небі, температурі повітря $20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ і парціальному тиску водяної пари $9,0\text{ гПа}$. Як і чому зміниться відповідь при збільшенні (зменшенні) заданої температури і вологості повітря; з появою хмарності? Чи порівнянні між собою характерні значення зустрічного і земного випромінювання?

5.33. Обчислити зустрічне випромінювання при ясному небі, температурі повітря $30,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ і парціальному тиску водяної пари $16,0\text{ гПа}$. Порівняти його з випромінюванням сухого піску, поверхня якого має таку ж температуру. Яка з двох величин, що порівнюються, при звичайних умовах буває більшою?

5.34. Багаторічна середня місячна температура повітря $t\text{ }^{\circ}\text{C}$ і парціальний тиск водяної пари $e\text{ гПа}$ у пункті на широті $\varphi = 60^{\circ}$ в липні

Термін год	0	6	9	12	15	18
$t\text{ }^{\circ}\text{C}$	11,8	14,7	17,6	18,9	18,9	17,3
$e\text{ гПа}$	13,6	14,3	14,1	13,9	13,9	14,2

Обчислити зустрічне випромінювання атмосфери B_a для кожного терміну. Побудувати і проаналізувати графік добового ходу B_a . Розрахувати його добову суму. З чим пов'язані особливості добового ходу зустрічного випромінювання?

5.35 Обчислити при ясному небі випромінювання діяльного шару, температура якого $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, відносна випромінювальна здатність $\varepsilon = 0,90$, зустрічне випромінювання атмосфери при температурі повітря $15,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ і парціальному тиску водяної пари $9,0\text{ гПа}$. Визначити поглинену частину зустрічного випромінювання, ефективне випромінювання і довгохвильовий радіаційний баланс. Який сенс отриманих знаків двох останніх величин? Нагрівання чи охолодження діяльного шару відбувається в даному випадку за рахунок довгохвильової радіації?

5.36 Яким стане ефективне випромінювання діяльного шару, що складало при ясному небі $0,25\text{ кВт/м}^2$, якщо половина неба буде вкрита хмарами верхнього, або середнього або нижнього ярусу? Як впливає

хмарність на ефективне випромінювання? Чому хмари різних ярусів неоднаково зменшують ефективне випромінювання?

5.37 Багаторічні фактичні середні значення ефективного випромінювання діяльного шару (B^*) у липні в пункті на широті $\varphi = 60^\circ$

Термін год	0	6	9	12	15	18
B^* кВт/м ²	0,04	0,07	0,08	0,08	0,08	0,06

Побудувати графік добового ходу B^* . Обчислити добову суму. Чим викликаний добовий хід B^* ? Слабко або чітко вираженим варто вважати його в даному випадку? Яким він буде у зимові місяці? Як він зміниться на станції, розташованій значно південніше (північніше)?

5.38 Місячні суми ефективного випромінювання діяльного шару (МДж/м²) у двох пунктах: № 1 – на широті 60° , № 2 – на широті 50°

Пункт	II	IV	VI	VIII	X	XII
№ 1	88	130	188	138	80	42
№ 2	180	188	285	247	130	92

Побудувати і проаналізувати графік річного ходу цих сум. Обчислити річні суми ефективного випромінювання і вказати можливі причини їхнього розходження.

5.39 Знайти радіаційний баланс діяльного шару підстильної поверхні, якщо поглинена частина короткохвильової радіації дорівнює $0,03$ кВт/м², а ефективне випромінювання $0,08$ кВт/м². Який сенс знака відповіді? До якого часу доби (місяцю року) відносяться вихідні дані, якщо вони отримані в помірних широтах при безхмарному небі?

5.40 Обчислити радіаційний баланс діяльного шару, якщо короткохвильовий радіаційний баланс дорівнює $0,38$ кВт/м², а довгохвильовий – $0,10$ кВт/м². Чи може ефективне випромінювання B^* дорівнювати нулю або бути негативним? Як при цьому зміниться відповідь при тому ж радіаційному балансі R ? Чи може R дорівнювати нулю або бути позитивним?

5.41 Розрахувати радіаційний баланс діяльного шару сухого піску, якщо відомо, що сумарна радіація дорівнює $0,84$ кВт/м², альbedo 20% , температура поверхні $45,0^\circ\text{C}$, температура повітря $27,0^\circ\text{C}$, парціальний тиск водяної пари $16,0$ гПа і спостерігаються 2 бали хмар нижнього ярусу.

5.42 Обчислити радіаційний баланс діяльного шару чистого снігу, якщо сумарна радіація дорівнює $0,14 \text{ кВт/м}^2$, альbedo 90%, температура поверхні і повітря $-30,0 \text{ }^\circ\text{C}$, парціальний тиск водяної пари $0,25 \text{ гПа}$, небо ясне.

5.43 Радіаційний баланс діяльного шару суші R в деякому пункті на 60° пн. ш. при безхмарному небі у липні:

Термін год	1	3	5	7	9	11
$R \text{ кВт/м}^2$	-0,04	-0,04	0,06	0,20	0,34	0,43
Термін, год	13	15	17	19	21	23
$R \text{ кВт/м}^2$	0,44	0,41	0,19	-0,04	-0,06	-0,06

Побудувати і проаналізувати графік добового ходу. Вказати загальний характер зміни радіаційного балансу R , екстремальні значення, час їхнього настання, амплітуду коливань, тривалість інтервалів з позитивними і негативними значеннями, час переходів через нуль. Обчислити суму радіаційного балансу за інтервал від 1 до 23 годин.

5.44 Середні місячні значення радіаційного балансу діяльного шару земної поверхні R (кВт/м^2) у Луцьку:

Місяць	Термін, год					
	0	6	9	12	15 3	18
Січень	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	-0,01	-0,02
Липень	-0,04	0,10	0,31	0,33	0,25	0,03

Побудувати і проаналізувати графік добового ходу радіаційного балансу взимку і влітку. Вказати можливі причини розходження. Обчислити добові суми радіаційного балансу підстильної поверхні R . Використайте метод трапецій.

5.45 Середня у часі й у просторі річна сума ефективного випромінювання діяльного шару, за розрахунками М.І. Будика, складає 1670 МДж/м^2 , а покидаючого випромінювання 7030 МДж/м^2 . Обчислити річну суму довгохвильового радіаційного балансу атмосфери. Який зміст отриманого знака цієї величини?

5.46 Середнє у часі й у просторі альbedo системи діяльний шар – атмосфера, за розрахунками М.І.Будика, складає 36%. При цьому на долю атмосфери припадає близько 33% сонячної радіації, поглиненою цією системою. Річна енергетична експозиція сонячної радіації на верхній границі атмосфери дорівнює 10880 МДж/м^2 , обчислити річні суми сонячної радіації, що поглинаються атмосферою і діяльним шаром.

5.47 У результаті спостережень в один з ясних днів червня на 56° пн.ш. отримані наступні значення (див. таблицю даних) припливу прямої радіації на перпендикулярну поверхню I , розсіяної радіації (i), альbedo (A) і радіаційного балансу діяльного шару (R)

Термін год, хв	h_c	I кВт/м ²	i кВт/м ²	A %	R кВт/м ²
0 30	—	0,00	0,00		-0,04
6 30	$25^\circ 24'$	0,50	0,11	22	0,17
9 30	$46^\circ 36'$	0,74	0,21	18	0,47
12 30	$53^\circ 42'$	0,82	0,23	17	0,57
15 30	$39^\circ 00'$	0,68	0,19	16	0,40
18 30	$17^\circ 00'$	0,46	0,08	20	0,10
0 30	—	0,00	0,00		-0,05

Для термінів від 6 до 18 год. обчислити коефіцієнти прозорості p_p . Для всіх термінів знайти пряму радіацію на горизонтальну поверхню, сумарну радіацію, частку прямої і частку розсіяної радіації, поглинену частину сумарної радіації і довгохвильовий радіаційний баланс.

5.48 На основі супутникових вимірів визначено, що фактичне альbedo системи діяльний шар-атмосфера складає 29%. Річна енергетична експозиція сонячної радіації на верхній межі атмосфери дорівнює 10880 МДж/м². Обчислити річну суму сонячної радіації, відбитої Землею як планетою в навколишній простір. Розрахувати баланс сонячної радіації на верхній межі атмосфери.

5.49. Розподіл по широті φ середніх багаторічних річних сум радіаційного балансу ($[M] = \text{МДж/м}^2\text{рік}$) системи діяльний шар-атмосфера:

φ° п.ш.	70–60	60–50	50–40	40–30	30–20	20–10	10–0
M	-2050	-260	-500	170	590	960	1210
φ° пд...ш.	0–10	10–20	20–30		30–40	40–50	50–60
M	1300	1170	840		380	-300	-1210

Побудувати і проаналізувати графік широтної залежності $M(\varphi)$. В якому широтному поясі ця величина позитивна й у яких областях Землі вона негативна? До яких атмосферних процесів приводить наявність поясів з позитивною і негативною сумами цієї величини?

5.50 Обчислити радіаційний баланс сухої трави 1 квітня на широті 41° у 12 год 30 хв. справжнього сонячного часу, якщо коефіцієнт прозорості 0,70, температура повітря $12,0^\circ\text{C}$, температура ґрунту 20°C , хмарність 0 балів, розсіяна радіація складає 15% від прямої, точка роси $7,8^\circ\text{C}$.

5.51 При актинометричних спостереженнях отримано наступні дані: пряма радіація на перпендикулярну поверхню $0,96\text{ кВт/м}^2$, розсіяна радіація $0,11\text{ кВт/м}^2$, відбита радіація $0,09\text{ кВт/м}^2$, висота Сонця 40° . Обчислити баланс короткохвильової радіації.

Практична робота

Вправа 1. Розрахуйте пряму радіацію на перпендикулярну (I) і горизонтальну (I') поверхні при висоті Сонця h_C , коефіцієнті прозорості p_p . Визначити долю розрахованих величин від кількості сонячної радіації, що приходить на верхню межу атмосфери.

Варіанти (№) вихідних даних

№	h_C^0	p_p	№	h_C^0	p_p
1	50	0,75	16	10	0,67
2	30	0,50	17	45	0,72
3	60	0,60	18	90	0,70
4	30	0,70	19	65	0,82
5	45	0,80	20	20	0,73
6	10	0,85	21	30	0,58
7	30	0,80	22	60	0,60
8	65	0,75	23	70	0,85
9	45	0,60	24	50	0,85
10	80	0,60	25	20	0,65
11	20	0,72	26	45	0,75
12	65	0,84	27	65	0,80
13	10	0,75	28	20	0,72
14	35	0,82	29	80	0,80
15	70	0,82	30	70	0,75

Вправа 2

Визначити потік прямої сонячної радіації на нахилену поверхню. Висота Сонця h_c , азимут Сонця – ψ_c , пряма сонячна радіація на перпендикулярну поверхню I . Кути нахилу поверхні до горизонту 10,20,30,40°.

Варіанти (№) вихідних даних

№	h_c^0	Ψ_c^0	I кВт/м ²	№	h_c^0	Ψ_c^0	I кВт/м ²
1	25°01'	12°59'	0,22	16	26°45'	-96°15'	0,24
2	35 59	-150 01	0,42	17	36 17	132 43	0,44
3	45 03	48 47	0,62	18	46 43	-60 17	0,64
4	27 57	-144 03	0,26	19	28 19	168 41	0,28
5	37 05	84 55	0,46	20	38 41	-24 19	0,48
6	47 55	-108 05	0,66	21	48 21	36 39	0,68
7	29 07	120 53	0,30	22	30 39	-156 21	0,32
8	39 53	-72 07	0,50	23	40 23	72 37	0,52
9	49 09	156 51	0,70	24	50 37	-120 23	0,72
10	31 51	-36 09	0,34	25	32 25	108 35	0,36
11	41 11	24 49	0,54	26	42 35	-84 25	0,56
12	51 49	-156 11	0,74	27	52 27	144 33	0,76
13	33 13	60 47	0,38	28	34 33	-48 27	0,40
14	43 47	-132 13	0,58	29	44 29	150 31	0,60
15	53 15	96 45	0,78	30	54 31	-12 29	0,80

Вправа 3

При спостереженнях у ясний день у пункті на широті 56° отримані наступні дані про променеві потоки: I – пряма радіація на перпендикулярну поверхню; i – розсіяна радіація; A – альbedo, R – радіаційний баланс діяльного шару. Побудуйте і проаналізуйте графіки добового ходу прямої, розсіяної радіації та радіаційного балансу. Розрахуйте коефіцієнти прозорості у терміни 6 год. 30 хв. і 18 год. 30 хв., поясніть отримані результати. Для усіх термінів знайдіть пряму радіацію на горизонтальну поверхню, сумарну радіацію, поглинену сонячну радіацію і довгохвильовий баланс. Розрахуйте добову суму радіаційного балансу.

Варіанти (№) вихідних даних у Додатку (табл. В-2)

6 ТЕПЛОВИЙ СТАН ДІЯЛЬНОГО ШАРУ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ

6.1 Теплофізичні характеристики ґрунту та водоймищ

Питома теплоємність (c_n) – кількість тепла, необхідна для нагріву 1 кг ґрунту на 1 К. Розмірність [Дж/кг·К].

Примірні значення c_n для сухих ґрунтів у кДж/кг·К

Торф	2,18	Глина	0,92
Гумус	1,84	Суглинок	0,84
Чорнозем	1,26	Пісок.....	0,80

Значення питомої теплоємності води і повітря (при постійному тиску) складають відповідно 4,19 і 1,005 кДж/кг·К.

Об'ємна теплоємність ($c_{об}$) – кількість тепла, необхідна для нагріву одного м³ ґрунту на 1 К. Для сухого ґрунту $c_{об} = c_n \cdot \rho$, де ρ – щільність ґрунту. Для вологого ґрунту

$$c_{об} = (c_n + c_{нв} w) \rho \quad (6.1)$$

де c_n і ρ – питома теплоємність і щільність сухого ґрунту, $c_{нв}$ – питома теплоємність води, w – вологість ґрунту – відношення маси води до маси сухого ґрунту у деякому об'ємі вологого ґрунту (у частках одиниці).

Для визначення w і ρ береться проба ґрунту, яка 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

$$w = (F_1 - F_2)/F_2, \quad \rho = F_2/V \cdot g. \quad (6.2)$$

Середня об'ємна теплоємність деяких ґрунтів (МДж/м³·К)

Характеристика вологості	Пісок	Глина	Гумус
Абсолютно сухий	1,21	0,96	0,67
Сухий	1,55	1,17	0,75
Слабко вологий	1,84	1,42	0,84
Вологий	2,18	1,63	0,92
Дуже вологий	2,47	1,84	1,00

Об'ємна теплоємність води $4,19 \text{ МДж/м}^3 \cdot \text{К}$, об'ємна теплоємність повітря при постійному тиску і нормальних умовах $1,30 \cdot 10^{-3} \text{ МДж/м}^3 \cdot \text{К}$.

Теплопровідність ґрунту λ – це спроможність проводити тепло на глибину. Теплопровідність характеризується коефіцієнтом теплопровідності λ , який чисельно дорівнює потоку тепла, що проходить через поверхню 1 м^2 на глибину 1 м за 1 с при вертикальному температурному градієнті у ґрунті 1°С/1 м . Розмірність λ – $[\text{Вт/м} \cdot \text{К}]$ с точністю до десятих та тисячних, якщо значення λ малі.

Наведемо деякі значення коефіцієнтів теплопровідності λ :

Граніт	4,20	Вода	0,50
Глина волога	2,10	Повітря	0,023
Пісок сухий	1,00		

Температуропровідність a – це змінення температури в 1 м^3 ґрунту, якщо через нього пройшов потік тепла рівний λ . Розмірність температуропровідності $[\text{м}^2/\text{с}]$. Приблизно a визначається:

а) по зменшенню амплітуди коливань температури з глибиною:

$$a = \frac{0,6(z_2 - z_1)^2}{\Pi \left(\lg \frac{A_2}{A_1} \right)^2}, \quad (6.3)$$

де a – температуропровідність шару ґрунту (води) від z_1 до z_2 ;

Π – період коливань; A_1 і A_2 – амплітуди коливань на відповідних глибинах.

Якщо використовувати амплітуди добових коливань на поверхні ($z_1 = 0$) і на деякій глибині z_2 (см), а період коливань виразити в годинах, то

$$a = \frac{2,5 \cdot 10^{-2} \cdot z_2}{\left(\lg \frac{A_z}{A_0} \right)^2}, \quad (6.4)$$

а якщо використати амплітуди річних коливань на цих глибинах, то

$$a = \frac{6,85 \cdot 10^{-5} \cdot z^2}{\left(\lg \frac{A_z}{A_0} \right)^2}, \quad (6.5)$$

де амплітуда розраховується як різниця між максимальним і мінімальним значеннями за добу чи рік;

б) по запізненню визначеної фази коливань, наприклад максимуму, на глибині z_2 порівняно з моментом її наступу на глибині z_1 :

$$a = \frac{\Pi}{12,56} \frac{(z_2 - z_1)^2}{(\Delta\tau)^2}, \quad (6.6)$$

де $\Delta\tau$ – час запізнення в годинах.

Для доби

$$a = \frac{1,91z^2}{\tau^2}, \quad (6.7)$$

для року

$$a = \frac{697z^2}{\tau^2}. \quad (6.8)$$

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. Об'ємна вага сухого суглинку $1,12 \cdot 10^3$ кг/м³, питома теплоємність ґрунту $0,84$ кДж/м³·К, питома теплоємність води $4,19$ кДж/м³·К, вологість ґрунту 10% . Визначити об'ємну теплоємність.

Рішення. Формула для розрахунку об'ємної теплоємності (6.1).

$$c_{об} = (c_n + c_{n,в} \cdot w) \rho;$$

$$c_{об} = (0,84 + 4,19 \cdot 0,10) \cdot 10^3 = 1,12 \cdot 10^3 = 1,41 \text{ МДж/м}^3 \cdot \text{К}.$$

Приклад 2. Річні амплітуди коливань температури на поверхні ґрунту і на глибині 15 см: $A_0 = 19,2$ °С, $A_{15} = 18,1$ °С. Визначити коефіцієнт температуропровідності.

Рішення. Використовуємо формулу (6.5)

$$a = 6,85 \cdot 10^{-5} \cdot 225 / [\lg(19,2/18,1)]^2;$$

$$a = 1541,25 \cdot 10^{-5} / 53 \cdot 10^{-5} = 29,08 \text{ см}^2/\text{Г}.$$

Питання для самоконтролю

1. Які якості ґрунту впливають на його теплофізичні характеристики?
2. Як впливає коефіцієнт теплопровідності на нагрівання і охолодження поверхні і глибинних шарів ґрунту при заданому припливі тепла?

3. В якому ґрунті при однакових умовах вертикальний градієнт температури буде більшим: піщаному або кам'яному?
4. В якому ґрунті при рівних умовах вертикальний градієнт температури буде менший: сухому або вологому?
5. Як впливає теплоємність ґрунту на його нагрівання і охолодження при заданому припливі тепла?
6. На якому ґрунті імовірність нічного приморозку буде більшою: сухому або вологому?
7. На якому ґрунті імовірність нічного приморозку буде меншою: на щільному або пухкому?
8. Чому поверхня великого водоймища вдень нагрівається менше за поверхню суші?

Задачі

6.1. Питома теплоємність сухого ґрунту $0,771 \text{ кДж/м}^3 \cdot \text{К}$, вологість 20 %, щільність $1,13 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Визначити об'ємну теплоємність.

6.2. Вологість сухого піску, щільність якого $1,6 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, після дощу дорівнює 15%. Розрахуйте об'ємну теплоємність піску після дощу.

6.3. Маса проби глинистого ґрунту до просушування була 65 г, а після просушування 62 г. Об'єм проби 40 см^3 . Визначити об'ємну теплоємність ґрунту до і після просушування. Як впливає теплоємність ґрунту на його нагрів і охолодження?

6.4. Визначити об'ємну теплоємність і коефіцієнт температуропровідності ґрунту, якщо його щільність $1,15 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, коефіцієнт теплопровідності $0,833 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$, вологість 30%, питома теплоємність $0,654 \cdot 10^3 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}$.

6.5. Місячні амплітуди коливань температури ґрунту на глибинах:

Глибина, см	0	5	10	20	30
$A \text{ } ^\circ\text{C}$	24,3	8,6	6,4	3,0	1,4

Визначити середню температуропровідність шарів 0-5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-30, 0-20 см.

6.6. Проба абсолютно сухого піску об'ємом 100 см^3 важить 160 г. Визначити його об'ємну теплоємність.

6.7. Екстремальні температури ґрунту були:

Глибина, см	Максимум, t °С	Мінімум, t °С
0	35,4	7,6
10	21,7	10,0
20	6,4	13,2

Визначити коефіцієнти теплопровідності в шарах 0-10, 10-20 см, середній з них і середній у всьому шарі 0-20 см. Поясніть причину різниці отриманих результатів.

6.8. Розрахуйте коефіцієнт теплопровідності снігового покриву, щільність якого $0,1 \text{ кг/м}^3$. Як і чому зміниться відповідь, якщо його щільність зросте в 3 рази?

6.9. Визначити змінювання середньої температури двох ізольованих об'ємів по 20 см^3 при однаковому припливі тепла $50,24 \text{ Дж}$ і при однаковій віддачі тепла $41,87 \text{ Дж}$, якщо перша проба складається з слабо вологого піску, а друга з вологого гумусу. Як впливає різниця теплоємності різних ґрунтів на нагрів і охолодження при однаковому припливі тепла?

6.10. Вага сухої проби глинистого ґрунту до початку дощу рівнялася $0,41 \text{ Н}$. Після дощу вага нової проби такого ж об'єму того ж самого ґрунту склала $0,49 \text{ Н}$. Знайти абсолютну і відносну зміну об'ємної теплоємності ґрунту внаслідок дощу. Як змінюється теплоємність ґрунту при збільшенні вологості, при просушуванні? Коли більше нагріється ґрунт при однаковому припливі тепла: до дощу або після нього?

6.11. Знайдіть відносну зміну об'ємної теплоємності піску при зміні його вологості від 25 до 10 %. Поясніть результат.

6.12. Розрахуйте температуропровідність вологої глини, сухого піску, води і повітря. Як впливає збільшення вологості ґрунту на його температуропровідність?

6.13. Амплітуда добового ходу температури поверхні ґрунту склала 31 °С, а на глибині 20 см $3,7$ °С. Розрахуйте середню температуропровідність верхнього 20-см шару ґрунту.

6.14. Максимальна температура поверхні ґрунту відмічена у 12 годин, а на глибині 20 см – о 22 годині. Знайдіть середню температуропровідність верхнього 20-см шару ґрунту.

6.15. Температура ґрунту ($^{\circ}\text{C}$) в пустелі (ділянка I) і на зрошуваному бавовняному полі (ділянка II) була:

Термін, год	Ділянка	Глибини, см				
		0	5	10	15	20
9	I	42,1	29,8	29,2	30,4	31,3
	II	22,4	22,4	21,9	22,1	23,0
11	I	55,8	36,5	32,9	31,1	31,2
	II	26,3	25,1	24,2	23,0	23,2
13	I	62,9	40,9	35,9	32,8	31,8
	II	33,1	30,1	26,7	24,3	23,9
Термін, год	Ділянка	Глибини, см				
		0	5	10	15	20
15	I	61,3	45,6	39,2	35,0	32,7
	II	30,6	29,5	27,3	25,5	24,7
17	I	50,5	45,4	40,6	36,4	33,8
	II	27,2	27,4	27,0	25,9	25,0

Визначити середню температуропровідність верхнього 20-см шару ґрунту на обох ділянках. Поясніть причини її різниці.

6.2 Змінювання температури ґрунту і водоймищ у часі і просторі. Потік тепла

Добовий та річний хід температури ґрунту і водоймищ. Температура поверхні і верхніх шарів ґрунту і водоймищ у середньому зазнає упорядкованого добового і річного ходу, що пояснюється астрономічними факторами. Звичайно він має вид простої хвилі з одним максимумом і одним мінімумом. Амплітуди добового і річного ходу температури ґрунту залежать від багатьох факторів і в першу чергу від величини і знаку радіаційного балансу поверхні і умов поширення тепла на глибини.

В вертикальному розподілі температури ґрунту і водоймищ розрізняють два головних типи: інсоляції і випромінювання.

Інсоляційний тип теплообміну у ґрунті, при якому температура ґрунту зменшується з глибиною, має ще назву денного чи літнього. Інсоляційний

тип спостерігається при додатному радіаційному балансі поверхні вдень або влітку..

Тип випромінювання спостерігається при від'ємному радіаційному балансі поверхні і характеризується зростанням температури з глибиною.

Для наочного уявлення, порівняння та аналізу добових і річних коливань температури ґрунту за даними спостережень будують добові і річні графіки температури як для поверхні, так і для різних глибин ґрунту (водойм).

Для уявлення вертикального розподілу температури (з глибиною) будують її вертикальний профіль, а для характеристики розподілу температури у часі і просторі – графіки термоізоплет .

Потік тепла у ґрунті і водоймах – P [Дж/м²с]. 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”, якщо розраховується за одну секунду.

$$P = -\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \quad (6.9)$$

де λ – коефіцієнт теплопровідності ґрунту (води), $\partial t/\partial z$ – вертикальний градієнт температури у ґрунті або воді

Потік тепла додатний, коли температура ґрунту (води) зменшується з глибиною і навпаки – від'ємний, коли вона зростає з глибиною.

На практиці потоки тепла у ґрунті за годину, добу і рік розраховуються у МВт/м² з точністю до сотих, одиниць і десятків відповідно.

Приклади розв'язання задач

Приклад1

Температура на поверхні сухого піску 9,3 °С, а на глибини 20 см температура 16,1 °С. Визначити P – потік тепла за годину. Об'ємна теплоємність сухого піску 1,21 МДж/м³·К.

Рішення. Розрахуємо різницю середніх температур $\Delta \bar{t}$, виразимо усі величини в системі одиниць СІ.

$$\Delta \bar{t} = 16,1 - 9,3 = 6,8 \text{ } ^\circ\text{C}; \quad c_{об} = 1,21 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^3\text{град}; \\ \tau = 3600 \text{ с}; \quad z = 0,2 \text{ м.}$$

Використовуємо формулу (6.9)

$$P = c_{об} z \Delta \bar{t} / \tau; \quad P = 1,21 \cdot 10^6 \cdot 0,2 \cdot 6,8 / 3600 = 457 \text{ Дж/м}^2\text{с.}$$

Приклад 2. За даними, наведеними у таблиці побудувати графіки добового ходу температури для усіх глибин, визначити моменти настання і величини максимуму і мінімуму, розрахувати час запізнення екстремальних значень на кожній глибині відносно поверхні, напрямок і знак потоку тепла

Термін, год												
Глибини см	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23
0	16,9	15,5	14,8	18,0	31,0	46,6	45,0	52,4	40,0	34,0	23,2	19,2
5	23,7	23,2	21,7	20,3	22,3	27,8	32,4	34,7	36,3	34,1	30,9	27,6
10	26,0	24,2	21,7	22,4	22,6	26,1	29,9	32,3	34,5	33,5	31,5	23,7
15	27,0	25,2	24,0	23,1	23,0	24,5	26,7	29,0	31,2	31,6	30,8	20,0
20	26,5	25,1	25,0	24,2	24,0	24,0	24,6	24,6	25,8	27,4	28,6	28,2
25	24,8	24,6	24,1	24,0	23,8	23,8	24,1	24,5	25,2	25,6	25,7	25,8

Побудуйте графік термоізоплет температури ґрунту. Термоізоплети – це лінії рівних значень температури. На вертикальному розрізі температури ґрунту, побудованому за наведеними даними, проведені термоізоплети через кожні 4 °С (рис.6.1)

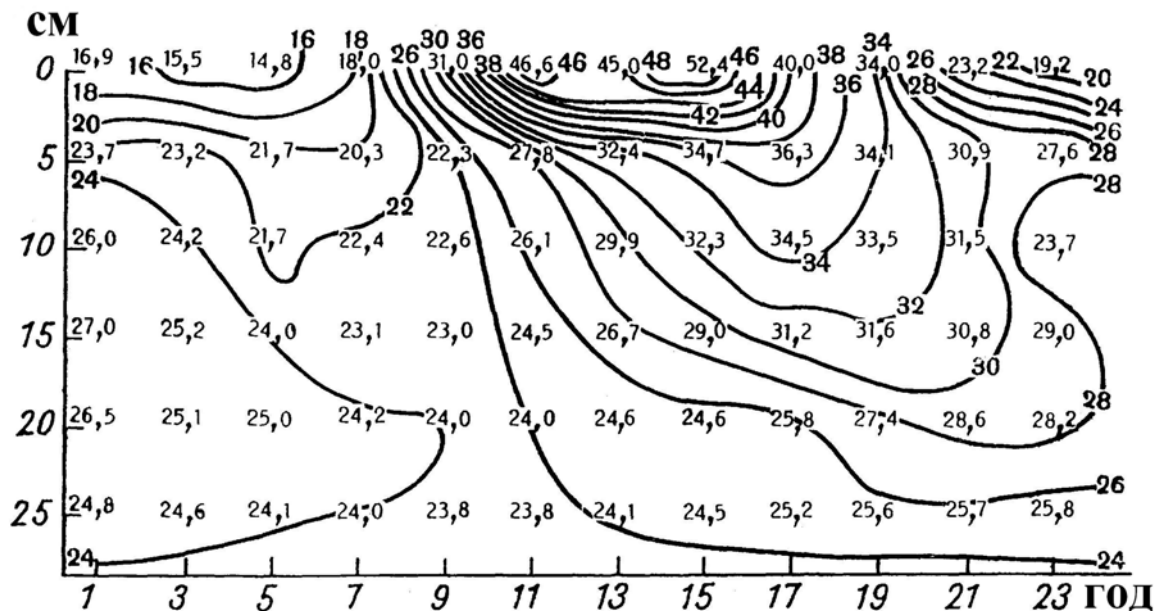


Рис.6.1 – Термоізоплети температури ґрунту

Питання для самоконтролю

1. Від яких факторів залежать амплітуди добових і річних коливань температури ґрунту?
2. Які особливості спостерігаються у добовому і річному ході температури водою порівняно з ґрунтом?
3. Як визначити тип теплообміну ґрунту?
4. Як змінюється з глибиною температура ґрунту вдень?
5. Як змінюється з глибиною температура ґрунту вночі?
6. В чому особливості весняного типу теплообміну ґрунту?
7. В чому особливості осіннього типу теплообміну ґрунту?
8. Який знак має потік тепла у ґрунті вдень?
9. Як пов'язані знак потоку тепла у ґрунті і знак вертикального градієнта температури ґрунту?
10. Як потік тепла у ґрунті залежить від коефіцієнта його теплопровідності?

Задачі і вправи

6.16. Температура поверхні ґрунту:

Термін, год	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
t °C	6	5	6	10	17	21	25	24	22	15	12	10	8

Побудувати і проаналізувати графік добового ходу температури поверхні ґрунту.

6.17. Середня за два роки температура поверхні °C ґрунту у січні і у липні була:

Термін, год							
Місяць	0	6	9	12	15	18	0
Січень	-18	-19	-19	-14	-16	-16	-18
Липень	16	21	33	40	36	26	16

Побудуйте графіки добового ходу температур для кожного місяця, розрахуйте амплітуди і поясніть результати.

6.18. Температура поверхні води в Атлантичному океані і на поверхні ґрунту (піску) у пустелі на одній і тій же широті місця 15 серпня була (див. таблицю):

Температура поверхні води

Термін, год	0	3	6	9	12	15	18	21	24
t °C	25,6	25,2	25,2	25,1	25,1	25,1	25,1	25,0	25,2

Температура поверхні піску

Термін, год									
t °C	25,6	25,5	38,1	48,0	44,6	28,9	22,3		

Побудуйте і проаналізуйте графіки добового ходу температури поверхні океану і ґрунту.

6.19. Багаторічна середня місячна температура (°C) поверхні і верхніх шарів ґрунту під природним покривом у Смоленську:

Глибина, м	Місяць											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	-9	-8	-5	3	13	18	20	17	11	4	-1	-6
1,6	3,6	2,9	2,4	2,3	4,9	8,4	11,0	12,5	12,1	9,9	7,4	5,0
3,2	3,6	2,9	2,4	2,3	4,9	8,4	11,0	12,5	12,1	9,9	7,4	5,0

Побудувати і описати графіки річного ходу температури на поверхні і на обох глибинах. Розрахувати амплітуду на кожній глибині. Визначити по графіку дату (приблизно) настання екстремумів, запізнювання максимумів порівняно з часом настання максимуму на поверхні.

6.20. Температура (°C) поверхні і верхнього шару ґрунту у пункті спостережень 10 - 11 липня на широті 60° була:

Термін, год	Глибини, см				
	0	5	10	15	20
0	14,5	17,2	16,5	15,9	15,3
4	15,2	16,0	15,4	15,4	14,8
8	20,6	16,7	16,0	15,5	15,0
12	23,2	19,0	17,2	16,0	15,7
16	21,6	19,6	18,3	17,1	16,1
20	16,2	18,1	17,6	17,0	16,4
0	11,2	16,0	16,3	16,3	16,1
4	10,2	14,6	14,8	15,2	15,4

Побудувати і проаналізувати графіки добового ходу температури на усіх глибинах і поверхні (з 0 до 24 год). Визначити по графіку амплітуду коливань на кожній глибині і побудуйте графік її змінювання з глибиною. Визначити час настання і запізнення максимуму на всіх глибинах порівняно з поверхнею. Побудуйте і проаналізуйте графік термоізоплет.

6.21. Середня за 15 років температура ($^{\circ}\text{C}$) поверхні оголеного ґрунту і ґрунту під снігом:

Місяць						
Поверхня	XI	XII	I	II	III	IV
Оголена	-1,6	-6,5	-8,0	-8,8	-4,7	-3,8
Під снігом	0,1	-1,8	-1,5	-1,6	-1,2	1,8

Побудуйте та проаналізуйте криві змінювання температури за часом.

6.22. Середня температура ($^{\circ}\text{C}$) поверхні і верхнього шару оголеного ґрунту і ґрунту під трав'яним покривом у травні в Одесі:

Глибина, см				
Поверхня	0	20	40	80
Оголена	24,6	21,6	20,0	17,4
Під травою	20,5	16,8	14,6	12,8

Побудуйте вертикальні профілі температури. Розрахуйте вертикальний градієнт температури для кожного шару ($^{\circ}\text{C}/\text{см}$). Поясніть відповіді.

6.23. Амплітуда ($^{\circ}\text{C}$) річного ходу температури на однакових глибинах на суші і у морі:

Глибина, м				
Вид поверхні	0	5	8	15
Суша	20,3	3,9	1,7	0,1
Море	19,0	18,6	14,5	7,5

Побудуйте та проаналізуйте криві змінювання амплітуди температури з глибиною. Поясніть результати.

6.24. Розрахуйте потік тепла у ґрунті за 1 годину, якщо коефіцієнт теплопровідності $1,885 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$. Температура поверхні $12,1 \text{ }^\circ\text{C}$, а на глибині 5 см : $19,5 \text{ }^\circ\text{C}$.

6.25. Розрахуйте потік тепла у сніговому покриві, висота якого 10 см , якщо щільність снігу $0,2 \text{ кг/м}^3$, температура його поверхні $-14,3 \text{ }^\circ\text{C}$, температура поверхні ґрунту під снігом $-2,7 \text{ }^\circ\text{C}$.

6.26. Ґрунт вкрито сніговим покривом товщиною 50 см , щільність якого $0,36 \text{ кг/м}^3$. Температура поверхні снігу $-25,0 \text{ }^\circ\text{C}$, а поверхні ґрунту під снігом $-3,0 \text{ }^\circ\text{C}$. Визначте втрату тепла ґрунтом на протязі 10 годин нічного часу.

6.27. Розрахуйте потік тепла у верхньому шарі сухого піску, якщо температура поверхні $23,6 \text{ }^\circ\text{C}$, а температура на глибині 5 см $19,4 \text{ }^\circ\text{C}$.

6.28. Визначити кількість тепла, яке проходить за 1 годину через поверхню 1 м^2 вологого глинистого ґрунту, якщо на протязі цієї години температура поверхні $16,8 \text{ }^\circ\text{C}$, а температура на глибині 2 см $14,2 \text{ }^\circ\text{C}$. В якому напрямку здійснюється переніс тепла?

6.29. Знайти приблизно кількість тепла, що отримує за 110 хвилин поверхня нерухомого ставка площею 1 га , якщо температура на поверхні ставка $13,7 \text{ }^\circ\text{C}$, а на глибині 1 см $13,8 \text{ }^\circ\text{C}$.

6.30. Багаторічна середня температура ґрунту ($^\circ\text{C}$) на різних глибинах у березні і серпні:

		Глибина, м											
Місяць	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Березень	1,4	-0,1	1,4	3,0	4,2	5,1	5,4	6,0	6,2	6,3	6,3	6,1	6,0
Серпень	16,6	14,4	12,3	10,4	8,5	7,2	6,1	5,7	5,4	5,5	5,6	5,8	6,0

Розрахуйте кількість тепла, що накопичує з березня по серпень стовп ґрунту, площа поверхні якого 1 м^2 і довжина 12 м . Середня об'ємна теплоємність складає $0,84 \text{ МДж/м}^3\cdot\text{К}$.

6.3 Закономірності теплообміну у ґрунті

Якщо ґрунт однорідний у вертикальному напрямку, тобто його теплофізичні властивості не змінюються з глибиною, то його температура T на глибині z в момент τ визначається із рівняння теплопровідності

$$\partial T / \partial \tau = a (\partial^2 T / \partial z^2) \quad (6.10)$$

де a – температуропровідність.

Це рівняння розв'язується при припущенні, що коливання температури повторюють коливання радіаційного балансу поверхні ґрунту, тобто теоретично їх можна описати функцією косинусу. Друге припущення: коливання температури ґрунту з глибиною припиняються на деякій глибині. Ці припущення спираються на багаторічні спостереження за температурою ґрунту у різних умовах.

Рішення рівняння (6.10) має вигляд

$$T(\tau, z) = \bar{T} + A_z \cos(2\pi \tau / \Pi - \varphi - \beta z), \quad (6.11)$$

де $T(\tau, z)$ – температура на глибині z у момент часу τ ,

\bar{T} – середня температура,

A_z – амплітуда температурних коливань,

Π – період коливань,

φ – початкова фаза коливань,

$\beta \cdot z$ – запізнення.

β – функція запізнення

$$\beta = \sqrt{\frac{\pi}{a \cdot \Pi}} \quad (6.12)$$

З рівняння (6.11) впливають три головні закони поширення температурних коливань у ґрунту.

1. Закон незмінності періоду коливань з глибиною

$$\Pi = \text{const} \quad (6.13)$$

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

$$A_z = A_0 \exp(-\beta z). \quad (6.14)$$

З цього закону впливають такі висновки:

а) глибини, на яких в різних ґрунтах амплітуди температурних коливань одного періоду зменшуються в однакову кількість разів

($A_1/A_2 = \text{const}$), відносяться між собою як корені квадратні з температуропроводності цих ґрунтів

$$\frac{z_1}{z_2} = \frac{\sqrt{a_1}}{\sqrt{a_2}} \quad (6.15)$$

б) глибини, на яких в одному і тому же ґрунті ($a_1 = a_2$) амплітуди температурних коливань різних періодів зменшуються в однакову кількість разів ($A_1/A_2 = \text{const}$), відносяться між собою як корені квадратні з періодів коливань.

$$\frac{z_1}{z_2} = \frac{\sqrt{P_1}}{\sqrt{P_2}} \quad (6.16)$$

3. Закон зсуву фази коливань з глибиною або закон запізнення

$$t_2 - t_1 = \frac{z}{2} \sqrt{\frac{P}{a\pi}},$$

де ($t_2 - t_1$) – запізнення або різниця між моментами наступу однакової фази коливань.

Питання для самоперевірки

1. Від чого залежить глибина проникнення температурних коливань у ґрунті?
2. Які фактори впливають на амплітуду добових і річних коливань температури поверхні ґрунту?
3. Які періоди виразно виявляються у коливаннях температури ґрунту? Чим це пояснюється?
4. Як впливає температуропровідність ґрунту на глибину проникнення температурних коливань у ґрунті?
5. Як впливає період коливань на глибину проникнення температурних коливань у ґрунті?
6. Чим відрізняється механізм проникнення температурних коливань у ґрунті і водоймищах?
7. На яку глибину у середньому проникають добові коливання у сухому ґрунті?
8. Як впливає вологість ґрунту на глибину проникнення температурних коливань і на час запізнення максимуму?
9. У якому ґрунті запізнення добового максимуму температури більше, у піщаному або кам'яному?
10. Як можна вплинути на ґрунт, щоб прискорити проходження тепла у ньому?

Приклади розв'язання задач

Приклад 1.

Добова амплітуда коливань температури на поверхні ґрунту дорівнює 18°C . Визначити амплітуду на глибині 20 см, глибину затухання коливань ($A = 0,01^\circ\text{C}$), час запізнення фази коливань (коефіцієнт теплопровідності $0,0027\text{ см}^2/\text{с}$).

Рішення.

1. Визначимо амплітуду на глибині 20 см за формулою

$$A_z = A_0 \cdot e^{-\beta z};$$

$$\ln A_z = \ln A_0 - \beta z; \beta = \sqrt{\frac{\pi}{a \cdot \Pi}}; \beta = \sqrt{\frac{3,14}{0,0027 \cdot 86400}} = 0,116\text{ см}^{-1};$$

$$\ln A_z = 2,89 - 2,32 = 0,57, A_z = 1,76 \approx 1,8^\circ\text{C}$$

2. Визначимо глибину проникнення температурних коливань:

$$z = \frac{\ln A_0 - \ln A_z}{\beta}; z = \frac{\ln 18 - \ln 0,01}{0,116} = \frac{2,89 + 2,30}{0,116} = 45\text{ см}$$

3. Визначимо час запізнення ($t_2 - t_1$) фази коливань:

$$t_2 - t_1 = \frac{z}{2} \cdot \sqrt{\frac{\Pi}{a\pi}}; t_2 - t_1 = \frac{20}{2} \cdot \sqrt{\frac{86400}{0,0027 \cdot 3,14}} = 31923\text{ с.} = 8,8\text{ год.}$$

Відповідь. Добова амплітуда на глибині 20 см $A_{20} = 1,8^\circ\text{C}$, температурні коливання проникають на глибину 45 см. Запізнення коливань складає 8,8 год.

Приклад 2. Максимальна температура поверхні ґрунту в добовому ході спостерігалася о 13 год 35 хв. Коли настане максимум температури на глибині 160 см? Температуропровідність $16\text{ см}^2/\text{г}$.

Рішення.

Час запізнення фази максимуму температурних коливань:

$$t_2 - t_1 = \frac{z}{2} \cdot \sqrt{\frac{\Pi}{a\pi}}; t_2 - t_1 = \frac{160}{2} \cdot \sqrt{\frac{24}{16 \cdot 3,14}} = 55,3\text{ с.} = 2,3\text{ діб.}$$

Відповідь. Максимум температури на глибині 160 см настає через 2,3 доби після 13 год 35 хв.

Задачі і вправи

6.31. Амплітуда добового ходу температури поверхні ґрунту склала $20,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Розрахуйте амплітуду на глибинах 20, 40, 60 см, якщо середня температуропровідність усього 60-см шару у цей день рівнялась $18\text{ см}^2/\text{год}$.

6.32. Амплітуда добового ходу температури поверхні $25,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, середня температуропровідність верхнього шару ґрунту $13,08\text{ см}^2/\text{год}$. На якій глибині амплітуда складе $9,2\text{ }^{\circ}\text{C}$? Як зміниться відповідь при більшій і меншій температуропровідності?

6.33. На яких глибинах зменшиться в e разів амплітуда добових коливань у ґрунтах, температуропровідності 4 і $25\text{ см}^2/\text{рік}$?

6.34. На яких глибинах зменшиться в 2 рази амплітуди добових і річних коливань температури ґрунту з коефіцієнтом температуропровідності $28,3\text{ см}^2/\text{год}$? Розрахуйте відношення знайдених глибин і відношення коренів квадратних з періодів коливань.

6.35. На якій глибині в одному і тому ж ґрунті амплітуда річних коливань зменшується в стільки ж разів, у скільки зменшується амплітуда добових коливань на глибині 20 см?

6.36. Амплітуда річного ходу поверхні ґрунту у місті Рівно складає $29\text{ }^{\circ}\text{C}$. Середня температуропровідність для шару 0-3,2 м дорівнювала $14,1\text{ см}^2/\text{год}$. Розрахуйте амплітуду на глибині 1,6 м.

6.37. Для ґрунту, середня температуропровідність якого в шарі 0-20см складала $13,08\text{ см}^2/\text{г}$, розрахуйте наступні відношення амплітуд добового ходу температури поверхні і на глибинах 5, 10, 15, 20 см: A_5/A_0 ; A_{10}/A_5 ; A_{15}/A_{10} ; A_{20}/A_{15} .

6.38. За спостереженнями в районі пустелі в липні температура поверхні піску вдень досягала $64,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, вночі температура падала до $17,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Температуропровідність ґрунту складала $7,2\text{ см}^2/\text{год}$. До якої глибини проникали добові коливання температури?

6.39 Амплітуда річного ходу температури поверхні ґрунту $29\text{ }^{\circ}\text{C}$, температуропровідність $14,1\text{ см}^2/\text{год}$. Розрахуйте глибину проникнення річних коливань на цій станції.

6.40. У пункті, що знаходиться у зоні вічної мерзлоти, багаторічна максимальна середня місячна температура поверхні ґрунту дорівнює

10,0 °C, а мінімальна –30,0 °C. Визначити глибину, до якої ґрунт відтане влітку, якщо середня температуропровідність верхніх шарів 28,3 см²/год.

6.41. Знайдіть запізнення моменту настання максимуму температури у добовому ході на глибині 1 м, якщо середня температуропровідність метрового шару 18 см²/год.

6.42. На поверхні ґрунту амплітуда добових коливань 13,1 °C. Визначити глибину затухання цих коливань Температуропровідність 22,0 м²/год. Як впливає температуропровідність на глибину затухання коливань температури?

6.43. Максимальна середня місячна температура поверхні піску 26,8 °C, а мінімальна 4,2 °C. Визначити глибину постійної середньої місячної температури, якщо температуропровідність 23,04 см²/год.

6.44. Як глибоко проникають річні коливання температури у морі і на суші, якщо середня річна амплітуда коливань температури на поверхні моря 19,0 °C, на поверхні суші 20,3 °C? Середня температуропровідність поверхні моря 945 см²/год, а суші 29 см²/год.

6.45. На поверхні ґрунту у добовому ході максимум температури настає о 13 годині, а в річному приблизно 15 липня. На скільки запізнюється настання максимуму температури на глибині 1 м в добовому і річному ході? Температуропровідність $18 \cdot 10^{-4}$ м²/год.

6.46. Максимум температури на поверхні ґрунту настає о 15 год, а мінімум о 5 годині. Визначити час запізнення максимуму температури на глибині 0 см. На поверхні ґрунту добова амплітуда коливань температури 27,6 °C, температуропровідність $8,28 \cdot 10^{-4}$ м²/год. Яка амплітуда на глибині 50 см?

6.47. Амплітуда добового ходу температури поверхні ґрунту 20,7 °C. Розрахуйте амплітуду на глибині 30 см і знайдіть глибину, на якій коливання температури практично припиняться. Середня по глибині температуропровідність верхнього шару ґрунту у цей день 18 см²/год.

6.48. Розрахуйте глибини, на яких зменшується в 2 рази і в e раз амплітуда добових коливань температури у граніті, сухому піску і нерухомій воді, якщо їх температуропровідність 70, 50 і 5 см²/год відповідно.

6.49. У пункті N максимум температури поверхні ґрунту спостерігався о 13 год 35 хв. В який час теоретично настане максимум на глибинах 20, 40 і 60 см, якщо температуропровідність на всіх глибинах $16 \text{ см}^2/\text{год}$?

6.50. Максимальна температура поверхні ґрунту в добовому ході спостерігалася о 13 год 10 хв., а на глибині 20 см – о 18 год 10 хв. Розрахуйте час настання максимуму на глибині 40 см. Середня температуропровідність постійна.

6.51. На яких глибинах амплітуда добових і річних коливань зменшиться в 2 рази у ґрунті з коефіцієнтом температуропровідності $28,3 \text{ см}^2/\text{год}$? Розрахуйте відношення знайдених глибин.

6.52. Амплітуда добового ходу температури поверхні ґрунту становила $31,0 \text{ }^\circ\text{C}$, а на глибині 20 см – $3,7 \text{ }^\circ\text{C}$. Розрахуйте для шару 0 – 20 см середню температуропровідність верхнього 20 см шару ґрунту.

6.53. До яких глибин проникають добові і річні коливання температури у ґрунті і в різних водоймищах? Як можна визначити цю глибину?

6.54. Максимум температури поверхні ґрунту відмічено о 13 год 25 хв. Коли наступить максимум на глибині 20 см. ? ($a = 16 \text{ см}^2/\text{год}$).

6.55. Розрахуйте теплопровідність снігового покриву при його щільності $10^2 \text{ кг}/\text{м}^3$.

Практична робота

Вправа 1. Температура ($^\circ\text{C}$) поверхні і верхнього шару ґрунту при спостереженнях влітку на глибинах 0, 5, 10, 15 і 20 см виміряна у терміни 20, 0, 4, 8, 12, 16, 20 год. Побудуйте і проаналізуйте графіки добового ходу температури поверхні ґрунту і на усіх глибинах (від 0 до 24 год). Визначити період коливань, амплітуду коливань, час настання максимуму на усіх глибинах, запізнення настання максимуму на кожній глибині порівняно с моментом його настання на поверхні. Побудуйте графіка термоізоплет (див. рис 6.1). Проаналізуйте просторово-часову зміну температури у шарі ґрунту 0-20 см.

Вправа 2. Розрахувати середній коефіцієнт температуропровідності ґрунту у шарі 0-20 см, побудувати вертикальні профілі температури у терміни 0, 8, 12 20 год і визначити тип теплообміну у ґрунті і напрям переносу тепла. Обчислити середню поверхневу щільність потоку тепла у ґрунті за добу, якщо об'ємна теплоємність ґрунту $1,51 \text{ МДж}/\text{м}^3\text{К}$

Варіанти (№) вихідних даних у Додатку (табл. В – 3).

7 ТЕПЛОВИЙ СТАН АТМОСФЕРИ

7.1 Тепловий стан приземного шару атмосфери

Приземний шар атмосфери – це шар товщиною декілька десятків метрів над підстильною поверхнею. Стан цього шару впливає на умови життя і діяльності людини. Крізь приземний шар здійснюється обмін теплом та іншими якостями між землею і атмосферою.

З другого боку стан приземного шару тісно пов'язаний із станом граничного шару атмосфери в цілому, складовою частиною якого він є. Метеорологічні величини у приземному шарі різко змінюються у просторі і у часі, особливо у вертикальному напрямку. Вертикальні градієнти метеорологічних величин у цьому шарі на один-два порядки перевищують вертикальні градієнти в інших шарах атмосфери.

Турбулентне перемішування у приземному шарі є основним засобом передачі тепла в нижній атмосфері. Турбулентність характеризується неупорядкованими турбулентними рухами, які змінюються при незмінних зовнішніх умовах. Причини виникнення турбулентних рухів біля земної поверхні – шорсткість земної поверхні (динамічні умови) і термічна нестійкість приземного шару атмосфери (термічні умови).

У турбулентному перемішуванні беруть участь окремі турбулентні частинки повітря, що відриваються від загального потоку, переміщуються на певну відстань і змішуються з потоком. Цей процес іде безперервно.

Потік турбулентних частинок, що переміщуються у вертикальному напрямку, переносить в атмосферу свої якості: кількість руху, тепловміст, водяну пару тощо. Таким чином він формує турбулентні потоки якостей.

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

Методи визначення коефіцієнта турбулентності

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

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

Градiєнтні метеорологічні спостереження проводяться на спеціальній метеорологічній вежі, де встановлюються прилади для вимірювання температури, вологості повітря і швидкості вітру на двох рівнях – 2 і 0,5 м

над поверхнею землі. Отримані дані дають змогу розрахувати градієнти швидкості вітру і температури приземного шару, що відрізняються суттєво від вже знайомих нам градієнтів цих величин в атмосфері.

Градієнти метеорологічних величини приземного шару:

$\Delta t = t_{0,5} - t_{2,0}$ – градієнт температури;

$\Delta e = e_{0,5} - e_{2,0}$ – градієнт вологості;

$\Delta u = u_{2,0} - u_{0,5}$ – градієнт швидкості вітру.

Індекси 0,5 і 2,0 вказують рівні (м), на яких вимірюються температура (t °С), парціальний тиск водяної пари (e гПа), швидкість вітру (u м/с).

Коефіцієнт турбулентності розраховується за формулою М.І.Будика

$$k_1 = 0,104 \cdot \Delta u + 0,144 \cdot \Delta t / (\Delta u)^2, \quad (7.1)$$

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

Для визначення коефіцієнта турбулентності на інших рівнях у приземному шарі атмосфери використовуються різні моделі зміни його з висотою. Найбільшого поширення набула проста лінійна модель М.І.Будика

$$k_z = k_1 \cdot z, \quad (7.2)$$

де k_z – коефіцієнт турбулентності на висоті z у межах приземного шару.

Станційний метод визначення коефіцієнта турбулентності потребує знання величин градієнтів температури і швидкості вітру на двох стандартних рівнях у приземному шарі і застосовується тільки при $\Delta u > 0,3$ м/с. По відомих значенням Δt і Δu значення k_1 знаходять по таблицях Дубровіна (табл. Б–10).

Уточнений метод турбулентної дифузії (метод тангенсів). Цей метод використовується у тому разі, якщо існують дані градієнтних спостережень більше ніж на двох рівнях. За цим методом:

$$k_1 = 0,144 \cdot \operatorname{tg} \alpha \cdot (1 - \operatorname{tg} \beta / \operatorname{tg}^2 \alpha) \cdot z', \quad (7.3)$$

$$\text{де } \operatorname{tg} \alpha = du / d(\ln z), \quad \operatorname{tg} \beta = dt / d(\ln z'). \quad (7.4)$$

$z' = 1$ м.

Останні величини знаходять графічним способом. У всіх випадках $\operatorname{tg} \alpha > 0$ завжди, $\operatorname{tg} \beta > 0$ при інверсіях температури, а в інших випадках $\operatorname{tg} \beta < 0$. Формула зберігає сенс тільки за умови, що $(\operatorname{tg} \beta / \operatorname{tg}^2 \alpha) < 1$.

Метод теплового балансу базується на використанні рівняння теплового балансу підстильної поверхні

$$R = P_m + P_g + Q_m \quad (7.5)$$

де R – радіаційний баланс діяльного шару підстильної поверхні,
 P_m – витрати на турбулентний потік тепла в атмосферу,
 P_e – тепло конденсації або випаровування, $P_e = L \cdot W$, L – питоме тепло конденсації або випаровування, $L = 2,5 \cdot 10^6$ (Дж/кг), W – потік водяної пари (випаровування у кг/(м²·с),
 Q_m – потік тепла у ґрунті.

З цього рівняння

$$k_1 = \alpha \cdot (R - Q_m), \quad (7.6)$$

Коефіцієнт α визначається за формулою

$$\alpha = 1,07 / (\Delta t + 1,56 \cdot \Delta e), \quad (7.7)$$

де Δt °С і Δe гПа – градієнти температури і вологості повітря в приземному шарі. Розмірність: R і Q_m – [кВт/м²]; $[\alpha] = (\text{м}^4/\text{кДж})$.

Розрахунки коефіцієнта турбулентності методом теплового балансу рекомендується проводити тільки за умову, якщо

$$(R - Q_m) > 0,14 \text{ кВт/м}^2; \quad \Delta t > 0,3 \text{ }^\circ\text{С}; \quad \Delta e > 0,3 \text{ гПа.}$$

Якщо температура повітря і парціальний тиск виміряні не на стандартних рівнях в приземному шарі (0,5 і 2,0 м), а на деяких інших рівнях z_1 і z_2 , то від різниць $(t_{z1} - t_{z2})$ і $(e_{z1} - e_{z2})$ необхідно перейти до Δt і Δe за співвідношеннями:

$$\Delta t = 0,622 \cdot (t_{z,1} - t_{z,2}) / \lg(z_2 / z_1), \quad (7.8)$$

$$\Delta e = 0,602 \cdot (e_{z,1} - e_{z,2}) / \lg(z_2 / z_1). \quad (7.9)$$

Фактори турбулентності. Інтенсивність турбулентності у приземному шарі атмосфери залежить від динамічних і термічних факторів. До динамічних відносяться шорсткість земної поверхні і різниця швидкостей вітру на різних рівнях, до термічних – нерівномірний прогрів різних ділянок поверхні і характер вертикального розподілу температури (термічна стратифікація). Падіння температури повітря з висотою у приземному шарі відповідає умовам нестійкої стратифікації і посилює дію динамічних факторів, а інверсія – ріст температури повітря з висотою, послаблює дію динамічного фактора.

Співвідношення між термічними і динамічними факторами турбулентності зручно аналізувати використовуючи формулу М.І.Будика

(7.1). У цій формулі перший доданок відбиває вплив динамічних чинників розвитку турбулентності, його умовно називають динамічним фактором, а другий доданок описує відносну роль термічних чинників і його умовно називають термічним фактором.

Розподіл температури з висотою у приземному шарі атмосфери

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

$$P_m = -k \rho c_p \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (7.10)$$

де c_p – теплоємність повітря при постійному тиску,

ρ – густина повітря,

k – коефіцієнт турбулентності,

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

У межах приземного шару турбулентний потік тепла – величина постійна. Це головна властивість приземного шару, її називають квазістаціонарністю. Сталість турбулентного потоку тепла у приземному шарі обумовлюється тим, що з висотою у цьому шарі коефіцієнт турбулентності зростає, а вертикальний градієнт потенціальної температури зменшується, бо розвинення турбулентності супроводжується перемішуванням, яке вирівнює якості приземного шару у вертикальному напрямку. З рівняння (7.10) отримано формулу

$$\frac{t_1 - t_2}{t_3 - t_2} = \frac{\lg \frac{z_2}{z_1}}{\lg \frac{z_2}{z_3}}, \quad (7.11)$$

де t_1, t_2, t_3 – температура повітря на рівнях z_1, z_2, z_3 , двома з яких можуть бути стандартні рівні градієнтних вимірювань 0,5 і 2,0 м.

7.2 Турбулентний потік тепла

Турбулентний потік тепла формується завдяки переносу тепла турбулентними молями. Субстанцією, яка переноситься, є потенціальний тепловміст $c_p \theta$. Потенціальна температура являється консервативною характеристикою при адіабатичних переміщеннях частинок повітря у вертикальному напрямку і вона не впливає на характеристики руху турбулентних молей.

Поверхнева щільність вертикального турбулентного потоку тепла
 P_m – кількість тепла, що проходить крізь одиничну горизонтальну

поверхню за одиницю часу, скорочено її називають турбулентним потоком тепла і визначають за формулою (7.10)

Напрямок турбулентного потоку тепла залежить від температурної стратифікації. При стійкому стані $(\partial\theta/\partial z) > 0$, а $P_m < 0$, при нестійкому стані $(\partial\theta/\partial z) < 0$ і $P_m > 0$.

У разі нерухомого повітря існує тільки молекулярний потік тепла M , який залежить від вертикального градієнта температури $\partial T/\partial z$ і коефіцієнта теплопровідності нерухомого повітря ($\lambda=0,023$ Вт/м·К). Молекулярний потік тепла визначається за формулою

$$M = \lambda \cdot (\partial T/\partial z). \quad (7.11)$$

Методи визначення вертикального турбулентного потоку тепла

Метод турбулентної дифузії використовується для розрахунку турбулентного потоку тепла у приземному шарі атмосфери. У формулі (7.10) коефіцієнт турбулентності

$$k = k_1 \cdot z, \quad (7.12)$$

де k_1 – коефіцієнт турбулентності на висоті 1 м.

Від частинних похідних переходять до повних, вважають, що

$$\theta = T, \quad T_1 - T_2 = \Delta T = \Delta t \quad (7.13)$$

інтегрують і отримують наступну формулу

$$P_m = k_1 \cdot \rho \cdot c_p \cdot \Delta t / \ln(z_2/z_1). \quad (7.14)$$

Враховують, що $z_1 = 0,5$ м; $z_2 = 2$ м; $\Delta t = t_1 - t_2$; за нормальних умов $\rho = 1,293$ кг/м³; $c_p = 1005$ Дж/кг і отримують P_m (Вт/м²)

$$P_m = 0,94 \cdot k_1 \cdot \Delta t \quad (7.15)$$

Метод теплового балансу засновано на використанні рівняння теплового балансу діяльного шару підстильної поверхні (7.5).

На практиці часто нехтують потоком тепла у ґрунту, бо він на порядок менший за інші потоки і використовують рівняння

$$P_m = R + P_g. \quad (7.16)$$

Потік P_g визначають за формулою

$$P_g = LW, \quad (7.17)$$

де L – питоме тепло конденсації або випаровування,
 W – кількість води, що випарувалася або сконденсувалася.

$$W = k \cdot \rho (\partial s / \partial z), \quad (7.18)$$

де $\partial s / \partial z$ – вертикальний градієнт масової частки водяної пари.

З урахуванням формул (7.14 і 7.18) маємо

$$P_m = (R \cdot c_p \cdot dt) / (c_p dt + L ds). \quad (7.19)$$

Розрахункову формулу отримують за умову, що $dt = \Delta t$, $ds = \Delta s$, замінюють масову частку водяної пари s парціальним тиском e , за атмосферний тиск приймають $P=1000$ гПа.

Для приземного шару градієнти $\Delta t = t_{0,5} - t_{2,0}$, $\Delta e = e_{0,5} - e_{2,0}$.

$$P_m = R \cdot \Delta t / (\Delta t + 1,55 \Delta e). \quad (7.20)$$

Розмірність P_m залежить від розмірності R (Вт/м², або кВт/м²).

Напрямок турбулентного потоку тепла залежить від знаку градієнта температури приземного шару. Вдень, коли $\Delta t > 0$, потік тепла спрямовано від підстильної поверхні в атмосферу, де він поглинається і нагріває повітря, вночі $\Delta t < 0$ і турбулентний потік спрямовано від атмосфери до земної поверхні. Величина додатного денного турбулентного потоку тепла набагато перевищує величину нічного від'ємного, тобто у сумі за добу вертикальний турбулентний потік тепла є додатним. Ця особливість набула назву “вентильний ефект”.

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. При градієнтних спостереженнях отримані наступні величини

Метеовеличини	Висота z (м)			
	0,2	0,5	1,0	2,0
t °С	31,5	30,5	29,4	28,6
u м/с	2,1	3,5	4,5	5,3

Визначити коефіцієнт турбулентності на висоті 1 м: а) методом турбулентної дифузії; б) уточненим методом турбулентної дифузії.

Розв'язок.

а) Визначимо градієнти температури та швидкості вітру у приземному шарі атмосфери: $\Delta t = 30,5 - 28,6 = 1,9$ °С; $\Delta u = 5,3 - 3,5 = 1,8$ м/с. По (табл. Б-10) визначаємо коефіцієнт турбулентності $k_1 = 0,27$ м²/с.

б) На осі ординат відкладаємо значення $\ln z$, ось абсцис проводимо по значенню $\ln z = 0,00$. Будуємо 2 графіки (рис.7.1).

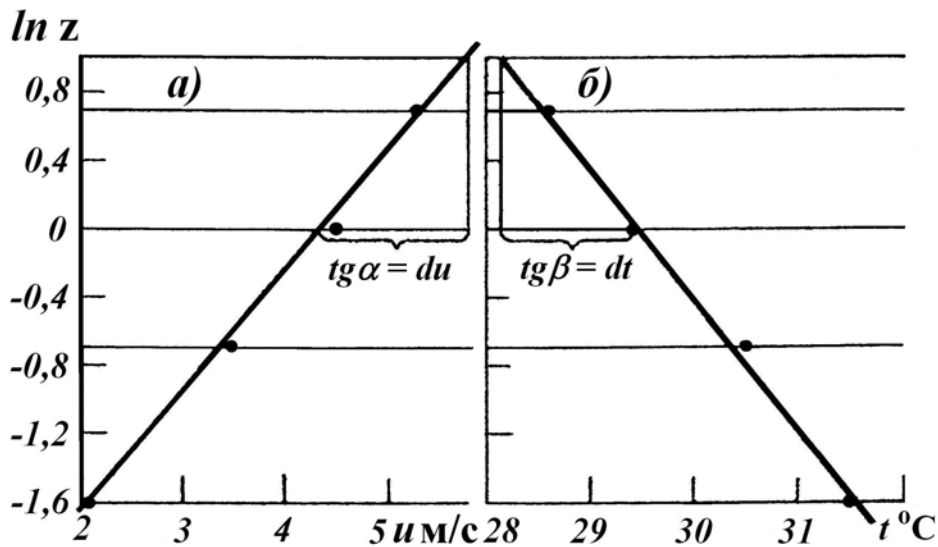


Рис. 7.1 – Графіки тангенсів.
a – визначення $\operatorname{tg} \alpha$, *б* – визначення $\operatorname{tg} \beta$

На першому графіку на осі абсцис відкладаємо швидкість вітру, на другому – температуру (в однаковому масштабі). По 4 точках на кожному графіку проводимо середню пряму. Продовжуємо пряму угору до перетину з лінією $\ln z = 1,0$. Із точки перетину опускаємо перпендикуляр на ось абсцис.

Відстань від його основи до точки перетину осі абсцис з побудованою прямою, виражена в відповідних одиницях, на першому графіку є $\operatorname{tg} \alpha$, на другому – $\operatorname{tg} \beta$. (рис. 7.1. М: 1 см = 1 °С і 1 см = 1 м/с)

$$\operatorname{tg} \alpha = 5,75 - 4,38 = 1,37 \text{ м/с}; \quad \operatorname{tg} \beta = 28,13 - 29,47 = -1,34 \text{ °С}.$$

За формулою (7.3) $k_1 = 0,34 \text{ м}^2/\text{с}$

Відповідь: за даними вимірювання на двох висотах $k_1 = 0,27 \text{ м}^2/\text{с}$, а за уточненим методом, коли вимірювання проводили на чотирьох висотах, $k_1 = 0,34 \text{ м}^2/\text{с}$.

Приклад 2.

Розрахувати поверхневу щільність потоку тепла у приземному шарі атмосфери, якщо градієнт температури на деякому горизонтальному рівні складає 30 °С/100 м, повітря знаходиться у нерухомому стані.

Розв'язок. В разі нерухомого повітря існує тільки молекулярний потік тепла M . $M = \lambda \cdot (\partial t / \partial z)$; $\lambda = 0,023 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$, $\partial t / \partial z = 30 \text{ }^\circ\text{С/100м}$.

$$M = 0,69 \cdot 10^{-5} \text{ кВт/м}^2.$$

Відповідь: поверхнева щільність потоку тепла $0,69 \cdot 10^{-5} \text{ кВт/м}^2$.

Приклад 3

Розрахувати поверхневу щільність вертикального турбулентного теплового потоку для терміну 12 год., коли $t_{0,5} = 24,6 \text{ }^\circ\text{С}$, $t_{2,0} = 22,9 \text{ }^\circ\text{С}$, швидкість вітру $u_{0,5} = 3,7 \text{ м/с}$, $u_{2,0} = 4,7 \text{ м/с}$.

Розв'язок.

Використовуємо розрахункову формулу: $P_m = 0,94 k_l \cdot \Delta t$; $\Delta t = 24,6 - 22,9 = 1,7$; $\Delta u = 4,7 - 1,7 = 1,0$. В (табл.Б-9), по величинах Δu і Δt знаходимо $k_l = 0,20 \text{ м}^2/\text{с}$; $P_m = 0,94 \cdot 0,20 \cdot 1,7 = 0,32 \text{ кВт/м}^2$.

Відповідь. Вертикальний турбулентний потік тепла $P_m = 0,32 \text{ кВт/м}^2$.

Питання для самоперевірки

1. Який фактор найбільше впливає на тепловий режим у приземному шарі атмосфери?
2. Що спричиняє турбулентність у приземному шарі?
3. Чим відрізняється градієнт температури приземного шару від відомого вертикального градієнта температури атмосфери?
4. Як змінюється з висотою коефіцієнт турбулентності у приземному шарі?
5. Які дані необхідні для визначення коефіцієнта турбулентності за методом турбулентної дифузії?
6. Що таке термічний фактор турбулентності?
7. Що таке динамічний фактор турбулентності?
8. Як змінюється на протязі доби коефіцієнт турбулентності?
9. При яких умовах вклад термічного фактора перевищує вклад динамічного?
10. Що таке поверхнева щільність вертикального турбулентного потоку тепла?
11. Який знак може мати турбулентний потік тепла і від чого це залежить?
12. Як змінюється турбулентний потік тепла на протязі доби?
13. Які дані спостережень необхідні, щоб розрахувати турбулентний потік тепла за станційним методом турбулентної дифузії?
14. Що таке “вентильний ефект”?
15. Як впливає вологість повітря на величину турбулентного потоку тепла?
16. Які умови утворюються у приземному шарі, коли турбулентний потік тепла дорівнює нулю?

Задачі

7.1. При спостереженнях у термін 12 год. 9 серпня було отримано: радіаційний баланс $0,70 \text{ кВт/м}^2$; потік тепла у ґрунті $0,05 \text{ кВт/м}^2$, температура повітря і парціальний тиск водяної пари на висотах 0,5 і 2,0 м відповідно $19,6$ і $18,6 \text{ }^\circ\text{C}$ та $14,8$ і $13,6 \text{ гПа}$. Визначити коефіцієнт турбулентності на висоті 1 м.

7.2. При спостереженнях на градієнтній вежі отримано: температура повітря і швидкість вітру на висотах 0,5 і 2 м відповідно $14,6 \text{ }^\circ\text{C}$ і $13,8 \text{ }^\circ\text{C}$ та $1,8$ і $2,8 \text{ м/с}$. Знайти коефіцієнт турбулентності на висоті 1 м.

7.3. При спостереженнях в Одесі 11 травня об 11 год. на рівнях 0,2 і 1,0 м отримані такі дані: температури $19,9$ і $19,2 \text{ }^\circ\text{C}$ і швидкості вітру $1,3$ і $1,8 \text{ м/с}$ відповідно. Визначити коефіцієнт турбулентності на висоті 1 м.

7.4. При градієнтних спостереженнях на рівнях 0,2; 0,5; 1,0; 2,0 м отримані значення температури $22,8$; $22,0$; $21,6$ і $21,1 \text{ }^\circ\text{C}$ відповідно і швидкості вітру $1,7$; $2,2$; $2,8$ і $3,3 \text{ м/с}$ відповідно. Знайдіть коефіцієнт турбулентності на висоті 1 м станційним і уточненим способами турбулентної дифузії. Визначіть відносну помилку.

7.5. О 17 год. 10 липня при градієнтних спостереженнях було отримано: на рівнях 0,5 і 2 м температури $13,6$ і $13,4 \text{ }^\circ\text{C}$; швидкості вітру $1,8$ і $2,7 \text{ м/с}$. Визначити фактори турбулентності на висоті 1 м. Який з них був вирішальним?

7.6. О 15 год. при спостереженнях на рівнях 0,5 і 2,0 м отримано: температури $25,5$ і $24,9 \text{ }^\circ\text{C}$ і швидкості вітру $0,4$ і $0,6 \text{ м/с}$ відповідно. Знайдіть коефіцієнт турбулентності, визначити фактори турбулентності.

7.7. Відомі градієнти температури і швидкості вітру у приземному шарі: а) $\Delta t = 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ і $\Delta u = 1,0 \text{ м/с}$; б) $\Delta t = 0,0 \text{ }^\circ\text{C}$ і $\Delta u = 1,0 \text{ м/с}$; в) $\Delta t = -0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ і $\Delta u = 1,0 \text{ м/с}$. Як впливає термічна стратифікація приземного шару на інтенсивність турбулентного перемішування у цьому шарі?

7.8. Розрахуйте коефіцієнт турбулентності на висоті 1 м по методу теплового балансу і станційному методу турбулентної дифузії. При спостереженнях отримано: радіаційний баланс $R_0 = 0,20 \text{ кВт/м}^2$, тепловий потік у ґрунті $Q_m = 0,06 \text{ кВт/м}^2$; градієнти температури, вологості і швидкості вітру у приземному шарі відповідно: $\Delta t = 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$; $\Delta e = 0,9 \text{ гПа}$; $\Delta u \text{ м/с}$.

7.9. Використайте наведені дані градієнтних спостережень і розрахуйте динамічний і термічний фактори турбулентності та коефіцієнт турбулентності. Побудуйте і проаналізуйте графіки добового ходу цих величин. Аналіз виконайте письмово, послідовно розглядаючи кожний інтервал, визначити внесок кожного фактора в загальну суму.

Термін, год	Температура, °C		Швидкість, вітру м/с	
	$t_{0,5}$	t_2	$u_{0,5}$	u_2
1	9,5	9,6	1,8	2,4
7	11,2	11,2	2,6	3,3
10	13,0	12,8	3,4	4,2
13	13,3	13,2	4,2	5,4
16	12,7	12,7	4,0	5,0
19	12,2	12,3	5,4	6,7
1	10,6	10,8	2,4	3,0

Приклад аналізу графіка.

0 – 7 год: Турбулентність в основному мала динамічне походження, а о 7 год. чисто динамічне. Термічний фактор був від’ємним і ослаблював дію динамічного. Турбулентність посилювалась, бо росли обидва фактори. Загальне посилення турбулентності було більшим ніж внесок кожного окремого фактора.

7.10. Визначити коефіцієнт турбулентності на рівні 10 м, якщо на висоті 1 м він складає $0,20 \text{ м}^2/\text{с}$. В межах якого шару коефіцієнт турбулентності зростає з висотою?

7.11. Розрахуйте коефіцієнти переходу від різниць температур на рівнях 0,2 і 1,0; 0,5 і 1,5; 0,4 і 1,8 м до різниць на стандартних рівнях градієнтних вимірювань (0,5 і 2,0 м). Використайте логарифмічний закон для профілю вітру в приземному шарі.

7.12. Беручи до уваги, що профіль температури в приземному шарі є логарифмічним, розрахуйте температуру на рівнях 1 м і 8 м, якщо на рівнях 0,5 і 2,0 м вона складає $22,0$ і $21,1$ °C відповідно. Проаналізуйте профіль температури в шарі 0,5 – 8,0 м.

7.13. Розрахувати поверхневу щільність теплового потоку у приземному шарі атмосфери, якщо градієнт температури на визначеному рівні складає 30 °C / 100 м, а повітря знаходилося в нерухомому стані.

7.14. На висоті 0,5 м над підстильною поверхнею градієнт температури 25 °C/100 м, а на рівні 1,5 м градієнт $20,0$ °C/100 м.

Визначити, на скільки зміниться температура 1 м^3 повітря у шарі $0,5 - 1,5$ м за годину. Повітря знаходиться при нормальних умовах і нерухоме.

7.15. Визначити поверхневу щільність вертикального турбулентного потоку тепла у приземному шарі через поверхню, на рівні якої густина повітря відповідає нормальному стану атмосфери, коефіцієнт турбулентності $0,40\text{ м}^2/\text{с}$, вертикальний градієнт температури $30\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ м}$.

7.16. Обчислити річну суму турбулентного теплового потоку над поверхнею замкненої водойми, якщо річна сума радіаційного балансу і випаровування складала відповідно $3010\text{ МДж}/\text{м}^2$ і 910 мм . Використайте рівняння теплового балансу.

7.17. Обчислити добову суму турбулентного теплового потоку над поверхнею моря, якщо середня за добу температура повітря була $5,3\text{ }^\circ\text{C}$, температура поверхні $6,3\text{ }^\circ\text{C}$, швидкість вітру $6\text{ м}/\text{с}$.

7.3 Добовий та річний хід і закономірності коливань температури повітря

Під впливом періодичних коливань температури діяльного шару ґрунту температура нижніх шарів атмосфери в середньому набуває упорядкованого добового і річного ходу у вигляді простої хвилі, яку можна описати косинусоїдою вигляду

$$T(t, z) = \bar{T}_z + A \cdot \cos(\omega t - \varphi - \alpha z) \quad (7.21)$$

де $T(t, z)$ – температура повітря у граничному шарі на висоті z у момент часу t ;

\bar{T}_z – середня добова або середня річна температура на глибині z ;

A – амплітуда температурних коливань зазначеного періоду, розраховується як різниця між максимальним і мінімальним значеннями у добовому або річному ході;

ω – частота коливань, $\omega = \frac{2\pi}{\Pi}$, де Π – період коливань;

φ – початкова фаза коливань.

$$\alpha = \sqrt{\frac{\pi}{k\Pi}}. \quad (7.22)$$

Періодичність коливань температури повітря обумовлюється астрономічними факторами. Закони змінювання температури повітря з

висотою співпадають із законами змінювання температури ґрунту. Роль молекулярної температуропроводності в атмосфері відіграє турбулентна теплопровідність. В атмосфері зберігається незмінним з висотою період коливань

$$\Pi(z) = \text{const}. \quad (7.23)$$

Амплітуда затухає з висотою експоненційно

$$A_z = A_0 \cdot e^{-\alpha z}. \quad (7.24)$$

Висота проникнення температурних коливань залежить від коефіцієнта турбулентності

$$\frac{z_1}{z_2} = \frac{\sqrt{k_1}}{\sqrt{k_2}}. \quad (7.25)$$

і періоду коливань

$$\frac{z_1}{z_2} = \frac{\sqrt{\Pi_1}}{\sqrt{\Pi_2}}. \quad (7.26)$$

Температурні хвилі з висотою запізнюються на величину

$$\Delta t = \frac{z_2 - z_1}{2} \sqrt{\frac{\Pi}{k\pi}}. \quad (7.27)$$

Для характеристики середнього добового ходу температури повітря визначаються середні багаторічні значення температури для кожного терміну спостережень або для кожної години по записах стрічок термографа і по цих даних будують графіки (криві) добового ходу, відповідно будуються і графіки річного ходу.

Питання для самоперевірки

1. Дайте визначення приземного шару атмосфери. Які його якості і яка середня товщина?
2. Які фактори визначають рівноважний стан приземного шару?
3. Від чого залежить висота граничного шару атмосфери?
4. Коли і чому спостерігаються великі значення добових амплітуд температури повітря біля поверхні землі?
5. Чим відрізняється вертикальний розподіл температури у приземному шарі вдень і вночі?
6. Які існують періодичні коливання температури атмосфери?

7. За яким законом змінюється амплітуда температури з висотою у граничному шарі?

8. Як змінюється з висотою час запізнення періодичних коливань температури?

9. На якому рівні зникають періодичні добові коливання температури повітря в атмосфері?

Задачі і вправи

7.18 Багаторічна середня температура ($^{\circ}\text{C}$) повітря в липні в пунктах №1 і №2, які знаходяться відповідно на 57° і 38° північної широти:

Термін, год						
	0	2	4	6	8	10
№1	13,8	12,9	12,4	14,1	16,9	19,0
№2	26,2	24,5	22,7	22,3	28,7	33,5
Термін, год						
	12	14	16	18	22	24
№1	20,3	20,7	20,7	19,7	17,7	15,2
№2	35,6	36,7	37,1	35,7	30,9	28,1

Побудуйте графіки добового ходу. Поясніть відмінності.

7.19. Температура повітря ($^{\circ}\text{C}$) над Атлантичним океаном 15 серпня виміряна на кораблях погоди у пунктах Е та М (35° і 66° пн. ш.):

Пункт	Термін, год								
	0	3	6	9	12	15	18	21	24
Е	25,2	25,1	25,1	25,2	25,5	25,7	26,0	25,9	25,5
М	8,0	8,1	8,5	9,8	10,0	10,0	9,5	9,5	9,7

Побудуйте і проаналізуйте криві добового ходу.

7.20. В таблиці наведена багаторічна середня температура повітря в липні на станціях Таллінн та Якутськ, які знаходяться приблизно на одній широті. Побудуйте і проаналізуйте криві добового ходу. Розрахуйте та порівняйте амплітуди добового ходу. Розрахуйте різниці температур на цих станціях у кожний термін спостережень

	Термін, год					
	0	2	4	6	8	10
Таллінн	14,6	14,1	13,8	14,9	16,7	18,0
Якутськ	14,7	13,4	13,1	15,7	18,3	20,7
	Термін, год					
	12	14	16	18	20	22
Таллінн	18,7	18,9	18,9	18,3	17,0	15,4
Якутськ	22,4	23,3	23,3	22,7	20,9	17,0

Побудуйте і поясніть добовий графік різниці температур.

7.21. Температура поверхні ґрунту і повітря на декількох рівнях:

Термін, год	Висота, м				
	0,0	0,2	0,5	1,0	2,0
03	4,3	5,7	6,1	6,3	6,6
05	11,4	8,6	8,9	9,1	9,2
13	25,8	17,6	17,3	17,0	16,8
17	11,7	13,7	13,6	13,5	13,4

Побудуйте і проаналізуйте вертикальні профілі температури повітря в кожен термін. Розрахуйте значення вертикального градієнта температури в кожному шарі для усіх термінів. Розгляньте характер його змінювання з висотою і у часі, визначте напрямок переносу тепла в цих шарах.

7.22. Температура повітря, виміряна на 300-м. вежі 11- 12 липня:

Висота, м	Термін, год				
	1	7	13	19	1
0,5	13,3	16,3	21,5	19,2	11,9
25	13,5	14,9	19,9	19,2	14,8
97	13,6	13,9	19,0	18,8	17,8
193	13,6	13,8	18,4	18,1	17,8
301	13,4	12,3	17,0	17,9	17,4

Визначити амплітуду добового ходу температури на кожному рівні. Розрахуйте вертикальний градієнт температури ($^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) в кожному шарі в термін 13 год, визначити стратифікацію шарів. Побудуйте і порівняйте

між собою профілі температури. Визначити вертикальну товщину шару інверсії в термін 01 год.

7.23. В таблиці наведені дані спостережень у Москві. Побудуйте криві добового ходу температури повітря ($^{\circ}\text{C}$). Розрахуйте амплітуди добових коливань.

Місяць	Термін, год							
	0	3	6	9	12	15	18	21
I	-11,5	-12,1	-12,8	-12,7	-11,4	-10,3	-10,6	-10,9
III	-6,8	-8,4	-9,2	-8,0	-4,4	-2,7	-3,5	-5,3
VIII	13,4	12,6	12,2	14,3	16,6	17,3	16,4	14,6

7.24. За даними таблиці побудувати графіки добового ходу температури (t , $^{\circ}\text{C}$) Визначити амплітуди добових коливань температури повітря і порівняйте їх. Як впливає хмарність на добову амплітуду температури?

	Термін, год					
	0	2	4	6	8	10
Ясно	10,1	8,5	8,6	12,8	17,1	20,1
Похмуро	11,4	11,0	11,0	11,8	12,8	14,1

7.25. Багаторічні середні амплітуди ($A^{\circ}\text{C}$) добового ходу температури повітря в ясні та похмурі дні:

	Місяці					
	I	II	III	IV	V	VI
Ясно	8,7	12,1	13,9	11,9	14,5	14,5
Похмуро	5,5	5,6	4,8	4,9	7,5	7,9
Місяці						
	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Ясно	14,6	15,1	14,6	11,3	8,1	7,3
Похмуро	7,2	6,5	6,0	4,4	3,8	4,1

Побудуйте криві річного ходу добових амплітуд і поясніть чинники нерівномірного змінювання цієї величини на протязі року.

7.26. Розрахуйте температуру на рівні 1 м, якщо на рівнях 0,5 м і 2,0 м вона була відповідно 22,0 °С і 21,1 °С.

7.27. Розрахуйте температуру на рівні 8 м, якщо на рівні 0,5 м температура 12,4 °С, а на рівні 2,0 м температура 13,2 °С.

7.28. На якому рівні в атмосфері добова амплітуда температури повітря зменшиться у два рази? (Середній коефіцієнт турбулентності 40 м²/с)

Практична робота

Вправа 1

Обчислити температуру повітря на рівні 1,0 м, якщо на рівнях 0,5 і 2,0 м вона складала $t_{0,5}$ і $t_{2,0}$ відповідно. Визначити температуру на рівні 8 м. Побудуйте графік вертикального профілю температури.

Визначити коефіцієнт турбулентності за станційним методом турбулентної дифузії, поверхневу щільність турбулентного потоку тепла за методом теплового балансу R_m і порівняйте її з Q_M – потоком тепла у ґрунт.

Варіанти (№ 1– 18) вихідних даних до вправи 1

№	Дата	Термін, Год	R , кВт/м ²	Q_M кВт/м ²	$t_{0,5}$ °С	$t_{2,0}$ °С	$e_{0,5}$ гПа	$E_{2,0}$ гПа	$u_{0,5}$ м/с	$u_{2,0}$ м/с
1	26.06	07	0,30	0,06	16,9	16,7	14,3	13,5	1,9	3,9
2		13	0,48	0,12	22,1	21,7	14,2	13,2	1,1	2,0
3		15	0,54	0,08	21,1	20,7	12,4	11,6	1,6	1,9
4	27.06	13	0,28	0,06	19,0	18,6	15,6	14,4	1,3	2,1
5		15	0,30	0,04	18,5	18,0	14,0	13,8	1,4	1,8
6		17	0,21	0,04	17,2	16,6	13,2	12,9	1,7	2,4
7	28.06	07	0,34	0,03	15,0	14,2	15,1	14,4	2,0	3,0
8		09	0,46	0,07	16,8	16,2	16,3	15,7	1,1	1,6
9		11	0,50	0,10	18,2	17,8	13,0	11,8	1,7	2,3
10		13	0,52	0,08	21,3	20,2	18,8	18,4	0,9	1,7
11	29.06	09	0,45	0,09	20,1	19,5	10,4	9,9	1,8	2,1
12	30.06	09	0,42	0,06	19,0	18,0	17,0	16,5	1,6	2,8
13		11	0,31	0,07	20,6	20,1	13,3	17,6	1,7	2,2
14		13	0,41	0,09	23,0	22,5	16,2	15,9	1,9	3,6
15	1.07	15	0,44	0,04	16,3	15,5	10,4	10,0	1,0	1,7
16		17	0,27	-0,04	15,5	15,1	9,6	8,8	0,7	1,4
17	3.07	13	0,30	0,03	21,2	20,7	9,9	9,7	1,3	1,6
18		15	0,52	0,08	21,2	20,6	9,9	9,4	1,8	2,2

Варіанти (№ 19 – 30) вихідних даних до вправи 1

№	Дата	Термін, н, год	R, кВт/м ²	QM кВт/ м ²	t _{0,5} °C	t _{2,0} °C	e _{0,5} гПа	E _{2,0} гПа	u _{0,5} м/с	u _{2,0} м/с
19	4.07	09	0,49	0,06	15,2	14,6	11,6	11,0	1,7	2,1
20		13	0,31	0,01	18,2	17,8	10,3	9,4	0,9	1,2
21	5.07	11	0,40	0,04	20,6	19,8	10,1	9,6	1,4	1,9
22		13	0,38	0,06	19,7	19,1	11,3	10,5	1,5	1,5
23	6.07	09	0,45	0,08	19,2	18,8	11,2	10,2	1,5	2,1
24		11	0,53	0,11	21,0	19,8	10,1	9,5	1,4	2,5
25	9.07	09	0,17	0,03	15,8	15,5	14,8	14,3	1,7	2,4
26		11	0,26	0,04	17,3	17,0	12,8	12,4	1,0	2,7
27		13	0,34	0,08	17,7	17,4	13,0	12,5	1,8	4,1
28	10.07	09	0,36	0,05	15,3	14,8	13,7	12,7	0,9	4,5
29		13	0,34	0,08	18,6	18,0	13,4	12,6	1,3	2,1
30	11.07	13	0,48	0,09	18,9	18,2	17,1	16,1	1,6	2,5

Вправа 2

Визначити турбулентний потік тепла у приземному шарі атмосфери для кожного терміну спостережень за станційним методом турбулентної дифузії. Проаналізуйте добовий хід, обчисліть добову суму потоку тепла методом трапецій, поясніть чи існує вентильний ефект.

Варіанти (№) вихідних даних до вправи 2 у додатку (табл.В-5)

8 ВОДА В АТМОСФЕРІ

8.1 Загальні відомості

Водяна пара на відміну від інших газів, які складають атмосферу, при температурах повітря, що спостерігаються в атмосфері, може змінювати свій фазовий стан (пара-вода, вода-пара, вода-лід тощо). Критична температура для водяної пари $T_{кр} = 374$ К. В атмосфері завжди температура $T < T_{кр}$. Ця властивість водяної пари визначає специфічні характеристики різних фаз води. Так найбільша густина води $\rho_v = 10^3$ кг/м³ спостерігається при $t = 4$ °С. При температурі $t = 0$ °С густина води зменшується стрибком і при переході вода \rightarrow лід густина льоду стає $\rho_l = 0,91 \cdot 10^3$ кг/м³. Питома теплоємність води $c_v = 4186$ Дж/кг·К, льоду $c_l = 2114$ Дж/кг·К, водяної пари $c_{pn} = 1386$ Дж/кг·К, $c_{vв} = 1846$ Дж/кг·К. При розв'язанні задач їх можна вважати постійними.

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

$$\frac{dE}{E} = \frac{L}{R_n} \cdot \frac{dT}{T^2}. \quad (8.1)$$

Розрахунки можна проводити по емпіричній формулі Магнуса:

$$E = E_0 \cdot 10^{\frac{at}{b+t}}. \quad (8.2)$$

Коефіцієнти a і b для води: $a = 7,63$, $b = 241,9$, 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 і тиску пари і всі три фази (пара, вода, лід) перебувають у стані рівноваги, якщо $T = 273,16$ К, а $E_0 = 6,11$ гПа. При додатній температурі вода може бути рідиною чи паром, а при від'ємній температурі – рідиною, паром, льодом.

8.2 Добовий та річний хід характеристик вологості повітря

Кількість водяної пари в атмосфері дуже мінлива у просторі і часі. Існує добовий і річний хід характеристик вологості повітря. Так парціальний тиск водяної пари влітку приблизно у три рази вищий ніж взимку. Річний хід має і масова частка водяної пари. Відносна вологість змінюється за часом протилежно (дзеркально) змінюванню температури

повітря. Особливості добового і річного ходу вологості повітря досліджуються за допомогою графіків добового і річного ходу і порівнянням зі змінами температури, хмарності.

Задачі і вправи

8.1. Побудувати і проаналізувати криві добового ходу температури повітря t , парціального тиску водяної пари e , відносної вологості f і дефіциту точки роси Δt_d в ясний і похмурий дні (n – хмарність) за даними станції Одеса за 9 і 11 липня:

Метео- величина	Термін, год							
	0	3	6	9	12	15	18	21
9 липня								
n бал	0/0	0/0	0/0	2/2	3/3	4/4	2/2	0/0
t °C	11,0	7,7	8,8	18,9	20,8	22,6	21,1	10,5
e гПа	12,1	10,4	10,7	13,4	10,8	11,9	12,9	11,0
f %	92	99	95	62	44	43	52	87
Δt_d °C	1,2	0,1	0,8	7,6	12,7	13,1	10,4	2,1
11 липня								
n бал	10/3	10/4	10/6	10/0	9/2	9/7	10/10	1/1
t °C	15,1	11,6	12,5	17,0	19,2	17,0	14,1	13,5
e гПа	15,2	13,3	14,0	15,8	16,2	15,8	15,5	13,0
f %	94	97	97	81	73	81	96	97
Δt_d °C	1,9	0,4	0,5	3,2	5,0	3,2	0,6	2,6

Вказати час настання і значення максимуму і мінімуму даних метеорологічних елементів і навести пояснення. Зіставити добовий хід характеристик вологості з добовим ходом температури. Пояснити відмінність добового ходу характеристик вологості в ясній і похмурий дні. Які чинники визначають добовий хід парціального тиску водяної пари, абсолютної вологості і температури точки роси?

8.2. Побудувати і проаналізувати криві добового ходу температури повітря, парціального тиску водяної пари, відносної вологості і дефіциту точки роси за даними спостережень станції Херсон за 15 і 20 січня

Метео- величина	Термін, год							
	0	3	6	9	12	15	18	21
20 січня								
n бал	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
t °C	11,2	-13,3	-16,1	-15,1	-14,2	-10,5	-11,3	-11,9
e гПа	2,2	2,0	1,5	1,7	1,8	2,5	2,2	2,1
f %	85	89	86	90	88	92	87	86
Δt_d °C	2,1	1,1	1,8	1,3	1,5	1,2	2,0	2,0
15 січня								
n бал	10/10	6/0	9/0	5/1	10/10	10/10	10/10	10/10
t °C	-10,7	-15,3	-15,3	-17,2	-9,2	-7,1	-3,3	-1,8
e гПа	2,6	1,7	1,8	1,4	2,8	3,2	4,1	4,6
f %	93	92	93	91	98	88	86	86
Δt_d °C	0,5	1,1	0,2	1,5	0,4	1,5	2,1	2,0

Виконати завдання і відповіді на питання до задачі 8.1. Зіставити добовий хід характеристик вологості в задачах 8.1 і 8.2 і вказати, чим відрізняється добовий хід характеристик вологості повітря в холодний і теплий сезони?

8.3. За осередненими за жовтень спостереженнями за температурою і відносною вологістю повітря у Єрвані обчислити парціальний тиск водяної пари і температуру точки роси; проаналізувати добовий хід характеристик вологості повітря.

Час, год	t °C	f %	Час, год	t °C	f %	Час, год	t °C	f %
1	8,5	75	9	10,6	71	17	13,2	59
2	8,0	78	10	11,2	67	18	11,2	71
3	7,9	78	11	12,3	61	19	9,7	76
4	7,6	79	12	13,5	57	20	9,1	78
5	7,3	80	13	14,3	54	21	8,9	76
6	6,9	83	14	14,3	54	22	8,9	75
7	7,0	82	15	14,4	52	23	8,6	75
8	8,6	76	16	14,1	53	24	8,4	74

8.4. Побудувати і проаналізувати криві річного ходу середньої місячної температури повітря, парціального тиску водяної пари, відносної вологості і дефіциту точки роси за даними станції, що знаходиться поблизу Петербургу, за 1976 і 1977 рр.:

Метео- величина	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1976 р.												
t °C	-10,7	-9,3	-3,8	2,9	10,6	12,2	16,4	14,4	9,3	0,3	0,0	-4,1
e гПа	2,7	2,8	4,0	5,4	7,7	10,6	14,0	12,7	9,7	5,2	5,7	4,2
f %	88	80	83	73	62	74	75	78	80	82	90	88
Δt_d °C	0	1,0	1,9	4,6	7,4	4,4	4,4	3,9	2,8	2,5	0,9	0,9
1977 р.												
t °C	-7,7	-7,9	-2,2	4,4	11,3	15,7	17,1	15,8	9,6	4,6	2,5	-6,0
e гПа	3,2	3,2	4,5	6,2	9,0	12,0	14,7	14,3	9,9	7,3	6,5	3,6
f %	84	86	80	74	68	67	76	78	79	83	87	84
Δt_d °C	0,9	0,7	1,9	4,2	5,8	6,0	4,4	3,5	2,8	2,1	1,6	1,1

Вказати час настання максимуму і мінімуму за наведеними в таблиці значеннями метеорологічних величин, амплітуду річного ходу і дати пояснення. Зіставити річний хід характеристик вологості з річним ходом температури повітря.

8.5. По багаторічних середніх місячних значеннях температури і парціального тиску водяної пари визначити середні місячні значення відносної вологості і температури точки роси. Проаналізувати річний хід вказаних характеристик вологості.

Станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Температура повітря, °C												
Кустана й	-17,8	-17,0	-10,7	1,8	12,9	18,4	20,4	18,1	11,9	3,0	-8,4	-14,9
Сарич- Маяк	4,5	4,1	6,1	9,9	15,0	19,8	23,6	23,8	20,0	15,3	10,2	6,8
Парціальний тиск водяної пари, гПа												
Кустана й	1,9	1,7	2,7	5,9	8,8	12,9	14,0	12,7	8,9	5,7	3,7	2,0
Сарич- Маяк	6,5	6,3	6,6	8,6	12,0	15,4	16,8	16,9	13,8	11,5	9,9	7,8

Як розрізняється річний хід характеристик вологості на континентальній і береговій станціях?

8.3 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, яка складається із кількох фазових станів, з нестійкого стану у стійкий, визначаються за допомогою термодинамічного потенціалу, або взаємної потенціальної енергії, яка залежить від фази. Визначаються питомі термодинамічні потенціали фаз. Загальне змінювання вільної енергії системи залежить від фазового переходу і дорівнює різниці термодинамічних потенціалів у кінцевому та початковому станах $(\phi_2 - \phi_1)$.

Теорія розроблена для гомогенного середовища водяної пари, коли відсутні будь-які аерозольні частинки, а 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 $(T < T_H)$. Можливо й одночасне змінювання обох факторів.

Різниця термодинамічних потенціалів:

$$(\Phi_1 - \Phi_2) = L \cdot \ln \frac{T_H}{T} \quad \text{при } e = \text{const}, \quad (8.3)$$

$$\text{або} \quad \Phi_1 - \Phi_2 = k \cdot T \cdot \ln \frac{e}{E}, \quad (8.4)$$

де $k = 1,38 \cdot 10^{-23} \frac{\text{Дж}}{\text{К}}$, при $T = \text{const}$.

Радіус зародкової краплі, тобто найменшого стійкого комплексу молекул водяної пари об'єднаних єдиною поверхнею

$$r_{кр} = \frac{2\sigma_m}{\rho_{кр} \cdot N \cdot L \cdot \ln \frac{T_H}{T}}, \quad (8.5)$$

де $N = 6,025 \cdot 10^{23} \text{ моль}^{-1}$ – число Авогадро, або

$$r_{кр} = \frac{2\sigma_m}{\rho_{кр} \cdot R_n \cdot T \cdot \ln \frac{e}{E}}, \quad (8.6)$$

де σ_m – поверхневий натяг, який дорівнює $75,64 \text{ мДж/м}^2$ при температурі $t = 0 \text{ }^\circ\text{C}$; $\rho_{кр}$ – густина краплі, L – питома теплота пароутворення.

Для льоду $L_n = 324 \text{ кДж/кг}$, для води $L = 2500 \text{ кДж/кг}$; R_n – питома газова стала водяної пари, $R_n = 461,5 \text{ Дж/кг}\cdot\text{К}$.

Конденсація водяної пари у природних умовах

Конденсація водяної пари починається за умову, що у повітрі $e > E$. Тиск насичення водяної пари над поверхнею залежить від інтенсивності випаровування, яке у свою чергу залежить від кривизни випарної поверхні. У природі існує три види поверхонь: 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 вищим, а над увігнутою поверхнею – нижчим.

$$E_{оп} > E > E_{увігн}. \quad (8.7)$$

За формулою Томсона для краплі радіусу r

$$E_r = E \left(1 + \frac{c_r}{r} \right), \quad (8.8)$$

де $c_r = 2 \cdot \sigma / R_n \cdot p_k \cdot T$ (від $-5 \text{ }^\circ\text{C}$ до $+30 \text{ }^\circ\text{C}$), а радіус краплі змінюється від 1,1 до $1,3 \cdot 10^{-11}$ мкм.

Для льоду:

$$E_{rl} = E_l \cdot \left(1 + \frac{c_r}{r} \right). \quad (8.9)$$

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

Відношення $f_r = E_r / E$ має ще назву „рівноважної відносної вологості”. Практично E_r розраховується по температурі поверхні, що випаровує, а E – по температурі повітря. Для цього використовують формули або психрометричні таблиці.

Крім температури і кривини поверхні, що випаровує, на величину тиску насичення водяної пари впливає солоність води. Вона зменшує тиск насичення. Рівноважна відносна вологість водяної пари над розчинами солі та кривою поверхнею визначається за формулою:

$$f_p = \frac{E_{r,p}}{E} \cdot 100\% = \left[1 + \frac{c_r}{r} - \epsilon_p \cdot \left(\frac{r_0}{r} \right)^3 \right], \quad (8.10)$$

де $E_{r,p}$ – тиск насиченої пари над краплею розчину,
 r_0 – радіус краплі насиченого розчину солі,
 r – радіус краплі розчину солі, яка виросла із краплі радіусом r_0 ,
 ϵ_p – коефіцієнт, який враховує зменшення тиску насиченої пари над насиченим розчином солі. (Для солі $NaCl$ $\epsilon_p = 0,22$) Якщо в атмосфері відносна вологість більша за рівноважну, буде відбуватися конденсаційне зростання краплі, тобто умова конденсації $f > f_p$.

Гомогенна конденсація. Критичний розмір краплі ($r_{кр}$), яка сформувалась і може існувати не випаровуючись і зростати далі, можна знайти із умови: $\frac{df}{dr_{кр}} = 0$.

$$r_{кр} = \sqrt{\frac{3 \cdot \epsilon_p \cdot r_0^3}{C_r}}. \quad (8.11)$$

Гетерогенна конденсація. 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 частинки, що змочуються, спонтанно покриваються водяною плівкою, а соляні частинки, абсорбуючи молекули водяної пари, перетворюються у краплі розчину солі. І в тому, і в іншому випадках молекули водяної пари будуть конденсуватися вже на готовій рідкій поверхні порівняно великого зародку.

При цьому відпадає необхідність витрати енергії на утворення первинної асоціації молекул, тобто зародкової краплі. Необхідна лише витрата енергії на зростання краплі від розміру аерозольної частинки до розміру, при якому вона приходить до стану рівноваги з оточуючим пароповітряним середовищем.

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

Дані показують, що всі ядра $NaCl$, $MgCl_2$ масою 10^{-15} г і всі нерозчинні ядра радіусом більше 1 мкм при пересиченнях, менших за 0,1%, діють як центри безперервної конденсації. В повітрі завжди

присутні ядра таких розмірів і в таких кількостях, що утворення хмар відбувається при пересиченнях, які бувають у реальній атмосфері.

Гомогенна кристалізація При гомогенній кристалізації зародки кристалів утворюються у чистій переохолодженій воді внаслідок об'єднання молекул. Утворення льодяних зародків може здійснюватися також у процесі сублімації водяної пари. Розмір рівноважного зародку твердої фази, яка утворюється при гомогенних процесах із пари або води, визначається за формулою:

$$r_{kp} = \frac{2\sigma_{n-l}\mu}{R_{II} T \rho_l \ln(E_{r,l}/E_l)} \quad (8.12)$$

де σ_{n-l} – коефіцієнт поверхневого натягу на межах розділу пара-льод (або вода-льод) ; при температурах від 10 до -10 °С вони, відповідно, дорівнюють $75,6 \cdot 10^{-3}$ і $80,5 \cdot 10^{-3}$ Дж/м² ;

ρ_l – щільність льоду;

$\mu = 18,02$ кг/кмоль (молярна маса водяної пари);

R_{II} – питома газова стала водяної пари;

T – температура утворення зародку твердої фази;

E_l – тиск насиченої пари над площиною поверхні льоду.

Приклади розв'язання задач

Приклад 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 при умовах: а) крапля рідка і переохолоджена; б) крапля замерзла;

Розв'язок. Для розв'язання задачі використовують формули:

$$E_{r,e} = E_e \left(1 + \frac{C_r}{r}\right) \text{ – тиск насичення над рідиною,}$$

$$E_{r,l} = E_l \cdot \left(1 + \frac{C_r}{r}\right) \text{ – тиск насичення над льодом, } C_r = 1,2 \cdot 10^{-7} \text{ см,}$$

$$f_{r,e} = \frac{E_{r,e}}{E_e} \text{ – рівноважна відносна вологість над водяною краплею,}$$

$$f_{r,l} = \frac{E_{r,l}}{E_l} \text{ – рівноважна відносна вологість над замерзлою краплею.}$$

E_e та E_l визначаються за психрометричними таблицями з урахуванням фазового стану.

Відповідь: $f_{r,e} = 102$ %, $f_{r,l} = 93$ %.

Розрахунки показують, що над частинками радіусом $6 \cdot 10^{-6}$ см тиск насиченої пари більший ніж над плоскою поверхнею і для існування такої рідкої краплі у рівноважному стані необхідно пересичення більше за 2%. Для існування замерзлої краплі достатньо, щоб відносна вологість була не менше ніж 93 %.

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

Розв'язок. Використовуємо формулу для рівноважної відносної вологості

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

Враховуючи, що $c_r = 1,2 \cdot 10^{-7}$ см, $\epsilon_p = 0,22$

$$f_p = \left[1 + \frac{1,2 \cdot 10^{-7}}{3,4 \cdot 10^{-6}} - 0,22 \right] 100\% = 81,5\%.$$

Критичний радіус краплі, який відповідає максимальній рівноважній вологості,

$$r_{kp} = \sqrt{\frac{3 \cdot \epsilon_p \cdot r_0^3}{c_r}},$$

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

Максимальна рівноважна вологість:

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

$$f_{rmax} = 100,5\%.$$

Відповідь. Крапля буде існувати не випаровуючись, якщо відносна вологість повітря більша ніж 81,5%. Радіус краплі, при якому відносна вологість над її поверхнею буде найбільшою, дорівнює $14,7 \cdot 10^{-6}$ см. У хмарі або тумані, де пересичення більше за 0,5 %, краплі, які виникли на кристалі солі, можуть продовжувати зростати.

Питання для самоперевірки

1. Над поверхнею якої форми тиск насичення водяної пари більший?
2. Як впливає солоність розчину на величину тиску насичення водяної пари?
3. Від чого залежить критичний радіус зародкової краплі?
4. Який радіус мають зародкові краплі?
5. Які умови необхідні, щоб зародкова крапля продовжувала зростати?
6. Що таке гомогенна конденсація?
7. Яке пересичення водяної пари потрібно для початку гомогенної конденсації?
8. Чи існують у природі умови для гомогенної конденсації?
9. Що таке ядра конденсації?
10. Що таке гетерогенна конденсація?
11. Яка конденсація переважає в природі: гомогенна або гетерогенна?

Задачі і вправи

8.6. До якого значення повинна знизитися відносна вологість повітря у вагоні трамваю, де температура складає $-5,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, щоб припинилося зростання морозних узорів на стеклах, поверхня яких має температуру $-12,0\text{ }^{\circ}\text{C}$?

8.7. Обчислити тиск насиченої водяної пари і рівноважну відносну вологість над поверхнею незаряджених крапель дистильованої води радіусом $5 \cdot 10^{-7}$ см, що мають температуру $10,0$ і $0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Яким повинне бути пересичення пари в повітрі, щоб крапля могла існувати, не випаровуючись? Чи можливе в реальній атмосфері подібне пересичення водяної пари?

8.8. Обчислити тиск насиченої водяної пари і рівноважну відносну вологість над поверхнею незаряджених крапель дистильованої води радіусом $2,4 \cdot 10^{-6}$ см, що мають температуру $10,0$ і $0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Зіставити відповіді і обговорити, як змінюється різниця тиску насиченої пари над краплями різних розмірів залежно від температури. Як це позначиться на формуванні спектра крапель хмари?

8.9. Яким повинне бути пересичення у хмарі, щоб в ньому могли рости незаряджені краплі дистильованої води радіусом 1 , 10 і 100 мкм? При якому розмірі крапель тиск насиченої пари слабо залежить від їх кривини?

8.10. Чи відбуватиметься випаровування з ґрунтових капілярів радіусом $5 \cdot 10^{-7}$ і 10^{-6} см при відносній вологості повітря 70 і 85 %. За яких умов конденсація водяної пари може відбуватися у повітрі, що містить ненасичену водяну пару? Як змінюватиметься за інших рівних умов рівноважна відносна вологість із зменшенням розміру капілярів?

8.11. Обчислити і порівняти між собою тиск насиченої пари над замерзлою і переохолодженою краплями дистильованої води радіусом $6 \cdot 10^{-6}$ см, температура яких $-12,0$ °С. При якій відносній вологості вони можуть існувати не випаровуючись? Які краплі – замерзлі або переохолоджені, за умов цієї задачі можуть вирости до великих розмірів?

8.12. Обчислити тиск насиченої водяної пари і рівноважну відносну вологість над поверхнею незаряджених замерзлих і переохолоджених крапель дистильованої води, радіус яких $6 \cdot 10^{-6}$ мкм, температура $-24,0$ °С.

8.13. Яким повинно бути пересичення у хмарі, щоб могли зростати незаряджені краплі дистильованої води радіусом 1,10 і 100 мкм?

8.14. Скільки грамів водяної пари міститься в 1 м^3 повітря, якщо парціальний тиск водяної пари 15,0 гПа і температура $20,0$ °С?

8.15. В Харкові 5 лютого 1966 р. спостерігалася температура $-19,9$ °С при відносній вологості 60%. Проїшов теплий фронт, внаслідок чого за добу температура підвищилася на $22,1$ °, а відносна вологість досягла 95 %. У скільки разів збільшився за вказану добу парціальний тиск водяної пари?

8.16. 6 вересня спостерігалася максимальна за місяць температура повітря, рівна $27,2$ °С, при відносній вологості 29 %. До часу сходу Сонця 7 вересня внаслідок радіаційного охолодження температура повітря знизилася до $14,4$ °С, а відносна вологість збільшилася до 49 %. Як змінився за вказаний час парціальний тиск водяної пари?

8.17. Скільки грамів водяної пари міститься в 1 м^3 повітря при температурі $10,0$ °, якщо змочений термометр в психрометричній будці показує $5,0$ ° при атмосферному тиску 1036,0 гПа?

8.18. В 1 кг повітря міститься 12 г водяної пари при атмосферному тиску 1010,0 гПа і температурі $19,3$ °С. Визначити відносну вологість і дефіцит вологості.

8.19. На березі Червоного моря абсолютний максимум парціального тиску водяної пари досягав 42,5 гПа, при цьому температура повітря була рівна 58,0 °С. Яка масова доля водяної пари і відношення суміші, якщо атмосферний тиск 1000,0 гПа?

8.20. В Арктиці температура поверхні снігу становить -40 °С, температура повітря -37 °С, відносна вологість 60%. Чи існують умови для випаровування снігу?

8.21. В Антарктиді на ст. Оазис середня температура найтеплішого місяця січня рівна $-8,1$ °С, а середня відносна вологість складає 44 %. Визначити середній парціальний тиск водяної пари.

8.22. Температура повітря $-3,0$ °С, відносна вологість 90%. Чи може утворитися іній на наземних предметах?

8.23. Обчислити критичне пересичення, необхідне для утворення зародку рідкої фази при гомогенній конденсації водяної пари, якщо температура 30,0; $-10,0$; $-20,0$ °С.

8.24. Обчислити критичний радіус зародка рідкої фази, що утворюється при гомогенній конденсації водяної пари, якщо її температура 30,0 °С, при 2-, 4-, 8-кратному пересиченні.

8.25. При температурі $-5,0$ °С повітря досягло стану насичення над поверхнею льоду. На скільки повинна змінитися температура повітря, щоб повітря при тому ж парціальному тиску виявилось насиченим над поверхнею переохолодженої води?

8.26. Яким повинно бути перенасичення повітря водяною парою над поверхнею льоду, якщо воно досягло стану насичення над плоскою поверхнею води при температурі $-1,5$ °С?

8.27. Визначити парціальний тиск насиченої пари над краплею радіусом 0,1 мкм при температурі 0 °С.

8.28. При якому парціальному тиску водяної пари почнеться конденсація над комплексами молекул радіусом $2 \cdot 10^{-7}$ мм при температурі 273,0 К?

8.29. Яка відносна вологість повітря над краплями радіусом 10^{-5} мм, якщо повітря досягло стану насичення над плоскою поверхнею води при температурі 283,0 К?

8.30. Визначити критичний радіус зародкового кристалу при гомогенній сублімації водяної пари, температура якої -10 і -32 °С і при пересиченнях у 2, 4, 8 разів.

8.31. Визначити критичний радіус зародкового кристалу при гомогенній кристалізації краплі при температурах -10 і -32 °С і пересиченнях у 2, 4, 8 разів.

8.32. Масова частка водяної пари при температурі $12,0$ ° і атмосферному тиску 1020 гПа складає 5,0 г/кг. Скільки виділиться води з 1 м³ повітря, якщо температура знизиться на $10,0$ °С при незмінному тиску?

8.4 Тумани

Якщо конденсація водяної пари відбувається безпосередньо поблизу від земної поверхні, у приземному шарі атмосфери утворюється сукупність завислих у повітрі крапель, що приводить до зменшення горизонтальної дальності видимості L_m . Якщо видимість $L_m < 1$ км – явище носить назву туману, якщо видимість $L_m > 1$ км, але менше 10 км – димки.

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

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

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

Радіаційні тумани утворюються завдяки нічному радіаційному охолодженню земної поверхні й прилеглому шару повітря та слабкому

турбулентному 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, які утворюються при підйомі повітря вздовж схилів, що 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 повітря. Цей процес протікає дуже інтенсивно і 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 у відносно холодному повітрі завдяки припливу водяної пари, яка утворилась за рахунок випаровування води з теплої підстильної водяної поверхні. 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. Для утворення радіаційного туману необхідно, щоб температура досягла температури точки роси й охолодження продовжувалось, щоб сконденсувалось достатньо води для виникнення туману:

$$\Delta T = \Delta T_1 + \Delta T_2, \quad (8.13)$$

де ΔT_1 – зниження температури до температури точки роси,

ΔT_2 – зниження температури для виникнення туману з водністю δ .

$$\Delta T_1 = 0,115 \cdot T \cdot (2 - \lg f), \quad (8.14)$$

де T – температура повітря (К) у термін 21 год.,

f – відносна вологість (%),

e – парціальний тиск водяної пари (гПа).

$$\Delta T_2 = 19 \cdot \delta / e, \quad (8.15)$$

де δ – водність туману (г/м³).

Метеорологічна дальність видимості S_m в тумані залежить від його водності δ (г/м³) і розміру крапель r^* :

$$S_m = 2,6 \cdot \frac{r^*}{\delta}. \quad (8.16)$$

Питання для самоперевірки

1. Дайте визначення туману.
2. Які бувають тумани за агрегатним станом?
3. Які умови сприяють утворенню туманів?
4. Визначити радіаційний туман.
5. Визначити туман випаровування.
6. Визначити туман змішування.
7. Які тумани виникають внаслідок адіабатичного охолодження?
8. Що таке водність туману?
9. Як видимість у тумані залежить від радіусу крапель ?
10. Які метеорологічні умови сприяють виникненню радіаційного туману?
11. Які тумани часто виникають навесні?

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. При заході сонця $t = 17,0 \text{ }^\circ\text{C}$, $f = 70 \%$. За прогнозом погоди вранці чекають зниження температури до $5,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Якщо радіус краплі $r = 10 \text{ мкм}$, то скільки треба часу, щоб видимість у тумані дорівнювала 260 м , якщо швидкість знижування температури $2,2 \text{ }^\circ\text{C/год}$?

Рішення. Якщо $S_m = 260 \text{ м}$, то $\delta = \frac{2,6 \cdot 10}{260} = 0,1 \text{ г/м}^3$.

Парціальний тиск водяної пари $e = \frac{f \cdot E}{100} = 0,7 \cdot 19,4 = 13,6 \text{ гПа}$.

Розраховуємо зниження температури для виникнення туману з водністю $\delta = 0,1 \text{ г/м}^3$:

$$\Delta T = 0,115 \cdot 290 \cdot (2 - \lg 70) + 19 \cdot (0,1/13,6) = 5,3 \text{ }^\circ\text{C}.$$

Якщо на протязі ночі швидкість зниження температури дорівнюється $2,2 \text{ }^\circ\text{C/год}$, то туман з видимістю 260 м виникне через $t = 5,3/2,2 = 2,4 \text{ год}$ після заходу Сонця.

Приклад 2. На межі теплої й холодної морських течій змішуються повітряні маси: холодна ($t_1 = 5,0\text{ }^\circ\text{C}$ і $f_1 = 91\%$) і тепла ($t_2 = 11,0\text{ }^\circ\text{C}$, $f_2 = 80\%$). Чи утвориться туман змішування?

Розв'язок. При змішуванні двох повітряних мас виникає нова повітряна маса, яка має середню температуру і середній тиск:

$$\bar{t} = (t_1 + t_2)/2 \text{ і } \bar{e} = (e_1 + e_2)/2; \quad \bar{t} = 8\text{ }^\circ\text{C}; \text{ (рис.8.1).}$$

Розраховуємо $e_1 = E_1 \cdot f_1/100$, $e_2 = E_2 \cdot f_2/100$.

E_1 та E_2 знаходимо за психрометричними таблицями.

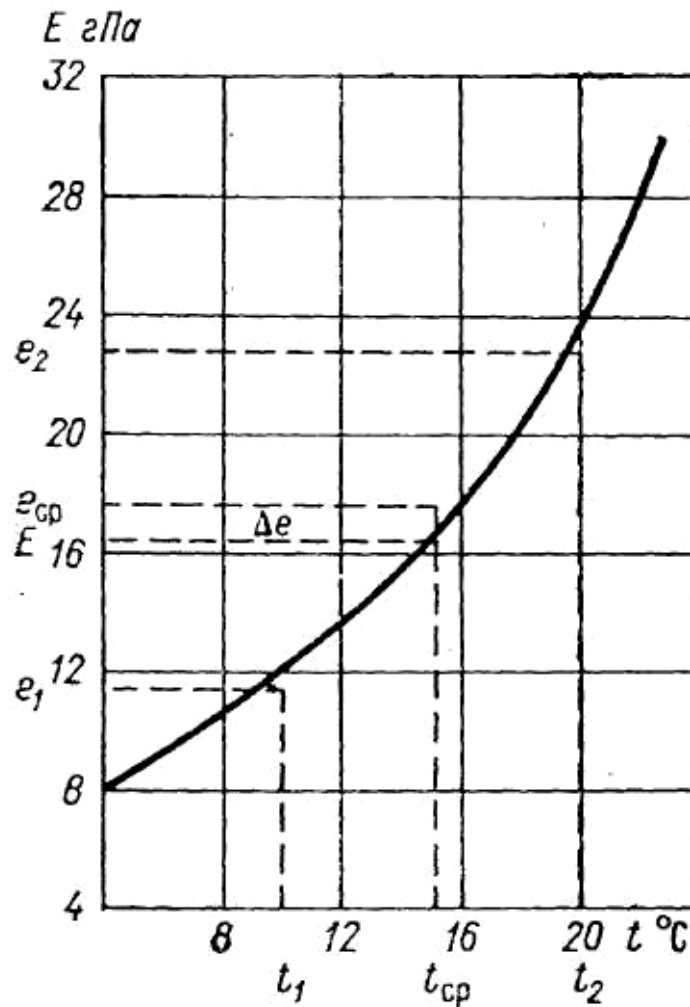


Рис. 8.1 – Конденсація при змішуванні холодної (t_1, E_1) і теплої повітряних мас (t_2, E_2)

$$E_1 = 8,72; \quad e_1 = 7,93; \quad E_2 = 13,12; \quad e_2 = 10,50; \quad \bar{e} = 9,21.$$

Для виникнення туману необхідно, щоб зниження температури досягло точки роси. Для $\bar{e} = 9,21$ гПа за [6], $t_d = 5,8\text{ }^\circ\text{C}$.

Відповідь: Туман змішування не виникає, бо $\bar{t} > t_d$.

Задачі і вправи

8.33. Яке ізобаричне охолодження повітря необхідне для утворення туману водністю $1,00 \text{ г/м}^3$, якщо температура повітря $10,0 \text{ }^\circ\text{C}$ і відносна вологість 80% ? Як зміниться результат задачі, якщо температура у вечірній термін буде $17,0 \text{ }^\circ\text{C}$? Як зміниться водність туману при тому ж охолодженні повітря, якщо відносна вологість у вечірній термін складатиме 90% ?

8.34. Увечері в ясну погоду при слабкому вітрі температура повітря складала $15,0 \text{ }^\circ\text{C}$, а відносна вологість 70% . До ранку температура знизилася на $10,0 \text{ }^\circ\text{C}$. Чи можливе утворення радіаційного туману? При якому знаку радіаційного балансу, якій швидкості вітру і якому вертикальному розподілі температури у приземному шарі атмосфери утворюється радіаційний туман?

8.35. Визначити водність радіаційного туману, який утворюється за умови, що увечері температура складала $10,0 \text{ }^\circ\text{C}$, відносна вологість 90% і очікувалося нічне охолодження повітря на $6,0 \text{ }^\circ\text{C}$. В яку пору року при однаковому охолодженні повітря водність туману, що утворюється, більша?

8.36. Увечері температура повітря складала $15,0 \text{ }^\circ\text{C}$, відносна вологість 80% . Визначити середню водність в г/м^3 і кількість тепла, що виділяється при утворенні туману, якщо перед сходом Сонця спостерігалися наступні метеорологічні умови: температура повітря $9,0 \text{ }^\circ\text{C}$, швидкість вітру 2 м/с , безхмарно. Навіщо в умовах задачі наводяться дані про вітер і стан неба?

8.37. Увечері температура повітря складала $10,0 \text{ }^\circ\text{C}$, відносна вологість 90% . При зниженні температури до $7,5 \text{ }^\circ\text{C}$ утворився монодисперсний туман з краплями радіусом 7 мкм . Знайти водність туману і дальність видимості.

8.38. Увечері в ясну погоду при слабкому вітрі температура повітря була $10,0 \text{ }^\circ\text{C}$, відносна вологість 90% . До ранку температура знизилася на $6,0 \text{ }^\circ\text{C}$. Чи можливе утворення радіаційного туману?

8.39. В нічний час за відсутності вітру насичене водяною парою повітря над поверхнею озера мало температуру $22,5 \text{ }^\circ\text{C}$; на березі температура повітря дорівнювала $15,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Ранком за наявності вітру відбулося змішання вказаних повітряних мас. Скільки води виділиться в результаті конденсації водяної пари з 1 м^3 повітря?

8.40. На межі холодної і теплої морських течій відбувається змішання повітряних мас: холодної з температурою $5,0^{\circ}$ і відносною вологістю 90 % і теплої з температурою $11,0^{\circ}\text{C}$ і відносною вологістю 80 %. Чи можливе утворення туману внаслідок цього змішання?

8.41. Змішуються дві повітряні маси: холодна з температурою $-5,0^{\circ}\text{C}$ і дефіцитом насичення 0,5 гПа і тепла з температурою $9,0$ і дефіцитом насичення 0,8 гПа. Скільки води виділиться з повітря в результаті конденсації?

8.5 Хмари та опади

Хмара – це сукупність крапель, кристалів льоду або їх суміш, що знаходиться в атмосфері над земною поверхнею. Хмари завжди мають нижню і верхню межі. Вони виникають внаслідок конденсаційних та сублімаційних процесів в атмосфері у вологому повітрі вище рівня конденсації.

Морфологічні ознаки (зовнішня форма хмар) та мікрофізичні характеристики визначаються особливостями фізичних процесів утворення. Хмари класифікують за морфологічною або генетичною класифікаціями, тобто за зовнішнім виглядом або за умовами хмароутворення. За морфологічною класифікацією хмари поділяють за висотою нижньої межі на яруси, а за зовнішнім виглядом – на форми. Існують три яруси і 10 форм хмар.

Хмари нижнього ярусу. Висота їх нижньої межі менша за 2 км. До них відносяться:

– шаруваті (Stratus – St) складаються з крапель, середній радіус яких 3-4 мкм, теплі або переохолоджені. Можуть іноді давати опади – мряку з дуже маленьких осідаючих крапель;

– шарувато-купчасті (Stratocumulus – Sc) складаються з крапель, середній радіус яких 4-5 мкм, теплі або переохолоджені. Іноді дають опади у вигляді дрібнокрапельного дощу;

– шарувато - дощові (Nimbostratus – Ns) – суміш крапель і льодяних кристалів, товщина хмар Ns може складати 2 км , переохолоджені, дають облогові опади.

Хмари середнього ярусу. Нижня межа знаходиться у шарі 2 – 6 км.

До них відносяться:

– високо-купчасті (Alto cumulus – Ac) складаються з переохолоджених крапель, середній радіус їх 1 – 3 мкм. Товщина шару хмар 300 – 500 м, Опадів не дають.

– високо-шаруваті (Altostratus – As) складаються з крапель і льодяних кристалів, переохолоджені, радіус крапель до 100 мкм. Товщина шару

хмар As до 4 км, вони дають облогові опади у вигляді дощу, снігу, дощу із снігом.

Хмари верхнього ярусу. Нижня межа знаходиться вище за 6 км.

Усі хмари верхнього ярусу складаються із льодяних кристалів дуже малих розмірів з середнім радіусом від 5 до 10 мкм. Опадів не дають. До них відносяться:

- перисті (Cirrus – Ci);
- перисто-шаруваті (Cirrostratus – Cs);
- перисто-купчасті (Circocumulus – Cc).

Хмари вертикального розвитку. Їхня нижня межа розташовується у нижньому ярусі (до 2 км), а верхня може досягати тропопаузи (10–11 км).

До них відносяться:

– купчасті (Cumulus – Cu), які складаються із крапель, середній радіус яких біля 10 мкм, окремі краплі можуть мати радіус 300 мкм. Вони бувають теплі або переохолоджені. У помірних широтах купчасті хмари опадів не дають.

– купчасто-дощові (Cumulonimbus – Cb) – суміш крапель і льодяних кристалів, товщина до 6–10 км, при середньому радіусі 10 мкм велика кількість крапель може мати радіус біля 300 мкм і навіть 700 мкм. З купчасто-дощових хмар випадають зливові опади, які часто супроводжуються грозою.

Кожна з форм хмар має види і різновиди в залежності від того, яка структура переважає: купчаста, хвильова або шарувата.

Для характеристики розподілу крапель за розмірами (спектра) будують криві повторюваності кількості крапель в залежності від радіуса і отримують згладжений безперервний спектр розмірів крапель, визначають функцію диференціального розподілу. Також вводять поняття інтегральної функції розподілу, що вказує, яка доля часток має радіус більший або менший заданого значення.

Водність хмари δ (г/см³) – маса води (рідини і льоду), яка у сконденсованому стані утримується в одиниці об'єму повітря. Це маса усіх крапель і кристалів льоду, що знаходяться в одиничному об'ємі хмари.

Водозапас хмари q – кількість води у вертикальному стовпі одиничного перерізу хмари, або товщина шару (мм) осадженої води.

Нижня межа хмар – H_H . Для визначення висоти нижньої межі хмари можна використовувати такі емпіричні формули:

– для хмар нижнього ярусу (St, Sc, Ns) висота H_H м:

$$H_H = 215 (t - t_d), \quad (8.17)$$

$$H_H = 25 (102 - f), \quad (8.18)$$

$$H_H = 22 (107 - f), \quad (8.19)$$

Для хмар вертикального розвитку

$$H_H = 121 (t - t_d), \quad (8.20)$$

де t – температура повітря, t_d – точка роси, f – відносна вологість (%).

Опади – краплі води і кристали льоду, які випадають на земну поверхню з хмар. Кількість опадів вимірюється товщиною шару рідкої води у мм, який міг би утворитися на горизонтальній непроникній поверхні.

Інтенсивність опадів I – кількість опадів, що випадають за одиницю часу.

Концентрація крапель n см⁻³ – кількість крапель в одиниці об'єму хмарної маси.

Види опадів, що випадають із хмар. Визначають наступні види:

Мряка – опади, що складаються із малих крапель, радіус яких $< 0,25$ мм і здаються завислими у повітрі, інтенсивність мряки менша за $0,25$ мм/год, швидкість падіння крапель $0,3$ м/с.

Дощ, зливовій дощ – рідкі опади, радіус крапель $> 0,25$ мм і до $2,5$ мм.

Сніг, зливовій сніг – тверді опади у вигляді кристалів. Основні форми сніжинок голочки, стовпчики і пластинки та велика кількість їх комбінацій.

Град – часточки льоду кулястої форми

Збільшення хмарних крапель і кристалів до розміру таких часток, які можуть випасти у вигляді дощу або снігу, обумовлено конденсаційними і коагуляційними процесами у хмарах.

Конденсаційне зростання хмарних крапель можливе при перенасиченні в хмарі. Швидкість конденсаційного зростання описується виразом

$$\left(\frac{dr}{d\tau} \right)_{\text{конд}} = k_{\text{конд}} [(e - E_K) (1 + F)] / r, \quad (8.21)$$

де $k_{\text{конд}} = 1,74 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2 / (\text{гПа} \cdot \text{с})$,

e – парціальний тиск водяної пари у повітрі,

E_K – тиск насиченої водяної пари над краплею,

F – вітровий коефіцієнт,

r – радіус краплі (у см)

Коагуляційне зростання. Внаслідок злиття хмарних елементів при молекулярній і турбулентній дифузії, гідродинамічного і електростатичного процесів виникає спектр крапель і кристалів різного розміру і ваги, які падають під дією гравітаційної сили з різною швидкістю. Великі і середні краплі доганяють більш малі та поглинають їх, що призводить до швидкого та ефективного гравітаційного зростання.

Швидкість зростання крапель за рахунок гравітаційної коагуляції визначається за формулою

$$(dr/d\tau)_{\text{КОАГ}} = \mathcal{E} \delta v / 4\rho_{\kappa}, \quad (8.22)$$

де \mathcal{E} – коефіцієнт захоплення (або злиття),

δ – водність хмари (г/см³),

v – швидкість падіння малих крапель,

ρ_{κ} – густина краплі.

Час конденсаційного зростання (τ) краплі від радіусу r_1 до радіусу r_2 , при умові, що $r_2^2 \gg r_1^2$, визначається за формулою

$$\tau = 2,86 \cdot 10^8 \cdot r_2^2 / [\Delta f E (1 + F)], \quad (8.23)$$

де значення $[r] = \text{см}$, а $[\tau] = \text{с}$.

Швидкість падіння крапель і льодяних часток в атмосфері

Швидкість падіння малих крапель із радіусом $r < 50$ мкм описується законом Стокса:

$$V = C_{\text{Ст}} \cdot r^2, \quad (8.24)$$

де $C_{\text{Ст}}$ – коефіцієнт Стокса. При температурі $t = 0$ °С коефіцієнт Стокса $C_{\text{Ст}} = 1,26 \cdot 10^6 \text{ см}^{-1} \text{ с}^{-1}$.

Для крапель із радіусом $r = 50 \div 600$ мкм використовують наступну наближену формулу :

$$V = c_1 \cdot r, \quad (8.25)$$

де $c_1 = 8 \cdot 10^3 \text{ с}^{-1}$.

Якщо радіус краплі більший за 600 мкм (0,6 мм), для визначення швидкості падіння використовують формулу

$$V = \alpha \cdot \sqrt{r}, \quad (8.26)$$

де $\alpha = 2 \cdot 10^3 \text{ см}^{0,5} \cdot \text{с}^{-1}$.

Швидкість падіння сферичної градини ($r = 0,25 \div 2,5$ см)

$$V = 65 \sqrt{R\rho_{\text{л}}/\rho}, \quad (8.27)$$

де R – радіус (см),

$\rho_{\text{л}}$ – щільність градини,

ρ – густина повітря на висоті падіння.

Питання для самоперевірки

1. Дайте визначення хмари.
2. За якою ознакою хмари поділяються на яруси?
3. Які хмари відносяться до нижнього ярусу?
4. Які хмари відносяться до середнього ярусу?
5. Які хмари відносяться до верхнього ярусу?
6. Які хмари відносяться до хмар вертикального розвитку?
7. З яких хмар випадає мряка?
8. З яких хмар випадають облогові опади?
9. З яких хмар випадають зливові опади?
10. Як відбувається конденсаційне зростання крапель у хмарі?
11. Як відбувається коагуляційне зростання крапель у хмарі?
12. Яке перенасичення водяної пари зустрічається у хмарах?
13. Який вид коагуляції є найбільш ефективним?
14. Що таке водність і водозапас хмари?
15. За якої умови утворюється град?
16. За якою формулою розраховують усталену швидкість падіння малих крапель?

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. Скільки крапель радіусом 5 мкм потрібно для утворення однієї краплі радіусом 50 мкм?

Розв'язок. Визначимо масу M крапель радіусом 5 і 50 мкм.

$$M = V \cdot \rho; \quad M = (4/3) \pi \cdot r^3 \cdot \rho;$$

$$M_5 = (4/3) \cdot 3,14 \cdot (5 \cdot 10^{-6})^3 \cdot 10^3 = 1,29 \cdot 10^{-13} \text{ кг, або } 1,29 \cdot 10^{-10} \text{ г}$$

$$M_{50} = (4/3) \cdot 3,14 \cdot (50 \times 10^{-6})^3 \cdot 10^3 = 5,23 \cdot 10^{-7} \text{ кг, або } 5,23 \cdot 10^{-4} \text{ г.}$$

$$\text{Кількість крапель } n = M_{50} / M_5; \quad n = 4050$$

Відповідь: для утворення краплі радіусом 50 мкм необхідно 4050 крапель радіусом 5 мкм.

Приклад 2. За який час крапля радіусом 5 мкм виросте за рахунок конденсації до радіуса 50 мкм? Перенасичення 0,1%, температура у хмарі 5 °С, параметр $F=0,1$.

Розв'язок Розрахуємо час (τ) за формулою (8.23).

Визначимо за психрометричними таблицями $E = 8,72$ гПа

$$\tau = [2,86 \cdot 10^8 \cdot (50 \times 10^{-6})^2] / [(0,1 \times 8,72 (1 + 0,1))] = 7454 .$$

Відповідь. Крапля радіусом 5 мкм виросте до розміру 50 мкм за 2 год 4 хв.

Задачі і вправи

8.42. Визначити висоту нижньої межі хмар St, якщо температура повітря $5,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, відносна вологість 92%, парціальний тиск водяної пари 8,0 гПа. Результати порівняти між собою і з фактичним значенням висоти, визначеної при радіозондуванні (290 м над поверхнею Землі).

8.43. Визначити висоту нижньої межі Cu, Cb, якщо температура повітря $19,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, атмосферний тиск 997 гПа і відносна вологість 74%. Результат зіставити з висотою рівня конденсації, визначеної по аерологічній діаграмі.

8.44. Обчислити швидкість падіння крапель радіусом 30 і 200 мкм, 1 мм по відповідних формулах. Оцінити помилку розрахунку швидкості падіння крапель радіусом 200 мкм і 1 мм за формулою Стокса.

8.45. Крапля радіусом 300 мкм в шарувато-дощовій хмарі і зливається з 1000 крапель середнього радіуса 10 мкм. Визначити радіус краплі, що утворилася, і швидкість її падіння. Як змінилася швидкість падіння краплі після коагуляції з краплями хмари?

8.46. При літаковому зондуванні у шарувато-дощовій хмарі було відібрано пробу. При її дослідженні отримано наступний розподіл крапель за розмірами (n – концентрація, r – радіус):

r мкм	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26
n см ⁻³	6	18	28	35	37	31	17	11	10	3	3	1	1

Визначити модальний радіус, водність хмар, побудуйте диференціальну та інтегральну криві розподілу

8.47. При дослідженні проби, яку було отримано у шарувато-купчастій хмарі, визначено такий розподіл крапель за розмірами:

r мкм2	6	10	14	18	22	26	
n см ⁻³	...	12	34	20	12	6	3	1

Визначити середній арифметичний і модальний радіуси крапель, водність хмари, оцініть внесок малих і великих крапель у загальну водність. Побудувати інтегральну криву розподілу.

8.48. Яка кількість крапель радіусом 5 мкм потрібна для виникнення однієї дощової краплі радіусом 1 мм ?

8.49. Який час потрібен, щоб крапля радіусом 1 мкм при температурі $10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ зростає до 5, 10, 20, 50, 100, 500 і 1000 мкм? Перенасичення у хмарі складає 0,1 %, вітровий коефіцієнт $F = 0,1$.

8.50. Визначити швидкість конденсаційного зростання крапель з радіусами 1, 10, 20, 50, 100, 200, 500 мкм, якщо пересичення у хмарі 0,2%, температура 6 °С. Побудуйте графік залежності швидкості конденсаційного зростання від радіуса краплі.

8.51. Визначити швидкість коагуляційного зростання крапель з початковим радіусом 25 мкм ($\Xi=0,01$), 100 мкм ($\Xi=0,03$), 300 мкм ($\Xi=0,15$), 1000 мкм ($\Xi=0,15$), 2000 мкм ($\Xi=0,04$). Водність хмари 0,3 г/м³, середній радіус крапель хмари 8 мкм.

8.52. Обчислити швидкість падіння краплі радіусом 200 мкм за різними формулами. Оцінити помилку порівняно з формулою Стокса.

8.53. Крапля радіусом 300 мкм падає у шарувато-дощовій хмарі і зливається з 1000 крапель, які мають середній радіус 10 мкм. Визначити радіус краплі, що утвориться, і швидкість її падіння.

8.54. Визначити швидкість падіння сферичних градин радіусом 0,25 та 2,5 см. Середня температура купчасто-дощової хмари -10 °С, середня густина повітря в шарі під хмарою 1,2 кг/м³.

8.6 Випаровування

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

Випаровування (W) або швидкість випаровування – маса води, яка випаровується за одиницю часу з одиничної поверхні, тобто $[W] = \text{кг/м}^2 \cdot \text{с}$. У метеорології більше поширена інша одиниця вимірювання – товщина шару води у мм, яка випаровується у зазначений проміжок часу. Цей проміжок може дорівнювати годині, добі, місяцю, року (наприклад W мм/рік). Використання цієї одиниці дає змогу легко порівнювати кількість випарованої води з кількістю опадів, які також вимірюються товщиною шару води у мм. На поверхні 1 м² один кг води утворює шар товщиною 1 мм.

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

Випаровування можливо, якщо дефіцит водяної пари d_e над випарною поверхнею буде більшим за 0.

$$d_e = E_n - e, \quad (8.28)$$

де E_n – тиск насичення водяної пари над випарною поверхнею, який визначається по її температурі,

e – парціальний тиск водяної пари в атмосфері.

Якщо $d_e < 0$, то буде відбуватися процес конденсації.

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

$$S_z = S_0 - \frac{W}{\rho_0 \cdot a} \cdot \ln \frac{k_0 + a \cdot z}{k_0}, \quad (8.29)$$

де S_0 – масова доля водяної пари біля поверхні землі на висоті z_1 ; ρ_0 – густина повітря; k – коефіцієнт турбулентності, $k = k_0 + a \cdot z$; $[a] = \text{м/с}$ – кутовий коефіцієнт рівняння $k = k_0 + a \cdot z$; W – турбулентний потік водяної пари.

Визначити S_0 у поверхні землі дуже важко, тому знаходять значення S_z на рівні 2 м. Формула для розрахунку масової долі водяної пари у приземному шарі має вигляд:

$$S_2 = S_1 - \{ [W \cdot \ln(z_1/z_2)] / \rho \cdot k_1 \}, \quad (8.30)$$

де ρ – густина повітря, S_1 – масова доля водяної пари на вихідному рівні z_1 , k_1 – коефіцієнт турбулентності на висоті 1 м.

Турбулентний потік водяної пари або швидкість випаровування у приземному шарі за методом турбулентної дифузії, якщо $z_2 = 2$ м, $z_1 = 0,5$ м, розраховується за формулою

$$W = 2,1 \cdot k_1 \cdot \Delta e \text{ (мм/год)}, \quad (8.31)$$

де k_1 ($\text{м}^2/\text{с}$) – коефіцієнт турбулентності на висоті $z = 1$ м, Δe (гПа) – градієнт вологості повітря у приземному шарі ($\Delta e = e_{0,5} - e_{2,0}$).

Для визначення швидкості випаровування з поверхні суші та води можна використати рівняння теплового балансу діяльного шару

$$R = P_m + P_e + Q_m, \quad (8.32)$$

де R – радіаційний баланс діяльного шару підстильної поверхні, P_m – турбулентний потік тепла або витрати тепла за рахунок турбулентного переносу, $P_e = LW$ – приховане тепло (конденсації або випаровування), Q_m – потік тепла у ґрунті або воді.

Випаровування з поверхні суші за методом теплового балансу розраховується за формулою:

$$W = (R - Q_M) / L \cdot (1 + 0,64 \Delta e / \Delta t), \quad (8.33)$$

де Δt та Δe – відомі градієнти температури і вологості приземного шару ($\Delta t = t_{0,5} - t_{2,0}$; $\Delta e = e_{0,5} - e_{2,0}$);

R (Вт/м²) і Q_M (Вт/м²) – радіаційний баланс діяльного шару і потік тепла у ґрунт відповідно,

L – питома тепло пароутворення

Умови випаровування можна оцінювати за допомогою відношення параметра Боуена:

$$Bo = P_m / P_e = c_p (T_2 - T_0) / (S_2 - S_0) \quad (8.34)$$

де c_p – питома теплоємність повітря;

T_2, T_0, S_2, S_0 – температури повітря і масові частки водяної пари на визначених рівнях.

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

$$W_0 = (R - Q_M) / L \cdot (1 + Bo). \quad (8.35)$$

Крім поняття випаровування існує ще поняття *випарність* – максимальне можливе випаровування за даних умов з поверхні суші при необмеженому запасі вологи у ґрунті.

Оцінка максимальних величин випаровування має значення для розрахунку водного режиму водоймищ і норм зрошування.

Рівноважна відносна вологість f_p . Для розв'язання задачі про можливість чи неможливість випаровування, використовують поняття рівноважної відносної вологості. Якщо $f < f_p$, тобто відносна вологість повітря менша за рівноважну, випаровування можливе і навпаки.

$$f_p = (E_1 / E) \cdot 100\% \quad (8.36)$$

де E_1 – тиск насичення, визначений по температурі випарної поверхні,

E – тиск насичення, визначений по температурі повітря.

Випаровування залежить від швидкості вітру. Найбільше простою емпіричною формулою для розрахунку швидкості випаровування (турбулентного потоку водяної пари) є формула В.В. Шулейкіна

$$W = c \cdot u \cdot (E_1 - e), \quad (8.37)$$

де E_1 – парціальний тиск насичення при температурі випарної поверхні; e – парціальний тиск; u – швидкість вітру у м/с.

Якщо e і u вимірюються на висоті 2 м то, згідно розрахункам В.С. Самойленка, $c = 0,34 \cdot 10^{-6}$.

Приклади розв'язання задач

Приклад. Температура поверхні водоймища $t_1 = 10,0$ °С, температура повітря $t_2 = 12,0$ °С. Чи буде випаровування, якщо відносна вологість $f = 90$ %?

Розв'язок. Визначимо за допомогою психрометричних таблиць максимальний тиск водяної пари E_1 при температурі $t_1 = 10,0$ °С і E_2 при температурі $t_2 = 12,0$ °С. Знайдемо $E_1 = 12,3$ гПа; $E_2 = 14,0$ гПа.

Відомо, що $f = (e/E) \cdot 100\%$, відкіля $e = 14,0 \cdot 0,9 = 12,6$ гПа

Використовуємо формулу $d = E_2 - e = 12,3 - 12,6 = -0,3$ гПа

Другий шлях розв'язання цієї задачі: розраховують f_p і порівнюють її з f : $f_p = 88$ %, $f_p < f$ – умова конденсації.

Відповідь. Випаровування не буде, а водяна пара буде конденсуватися на поверхні водоймища.

Питання для самоперевірки

1. Які умови потрібні для випаровування?
2. Що таке рівноважна відносна вологість?
3. Як розраховується рівноважна відносна вологість?
4. Чи може випаровуватися сніг?
5. Чи може відбуватися процес випаровування при від'ємній температурі?
6. Що таке випарність?
7. Що таке швидкість випаровування?
8. В яких одиницях розраховується турбулентний потік водяної пари?
9. Які дані вимірювань необхідні для розрахунку турбулентного потоку водяної пари у приземному шарі?
10. Які дані необхідні для розрахунку випаровування з поверхні суші за методом теплового балансу?

Задачі і вправи

8.55. Температура поверхні води (зволоженої суші) $10,0$ °С, температура повітря $12,0$ °С. Чи випаровується вода при відносній вологості повітря 80 і 90 %? Визначити, при якій відносній вологості встановиться динамічна рівновага системи пара-вода в умовах даної задачі. При якому співвідношенні значень рівноважної відносної вологості і відносної вологості повітря можливо випаровування?

8.56. Температура повітря $10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ температура випарної поверхні $4,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. При якій відносній вологості припиниться випаровування? При якому співвідношенні температур випарного середовища і повітря випаровування припиниться? Проаналізувати отримані результати.

8.57. Температура повітря $12\text{ }^{\circ}\text{C}$, відносна вологість 70% . До якої температури повинна охолотитися поверхня ґрунту, щоб на ній з'явилася роса?

8.58. При вітрі і похмурій погоді температура повітря підвищилася від 5 до $10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Краплі води, що з'явилися на земній поверхні, спостерігач зафіксував як росу. Чи вірний запис? Які метеорологічні умови сприятливі для виникнення роси?

8.59. При якій відносній вологості повітря, температура якого $-10,0$ і $-20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, встановиться динамічна рівновага в системі пара–лід, якщо температура поверхні льоду $-10,0$ і $-20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ відповідно. Чому випаровування з поверхні льоду припиняється при відносній вологості повітря меншій ніж 100% ?

8.60. Температура поверхні снігу і повітря $-40,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, відносна вологість повітря 80% . Який процес відбуватиметься на поверхні снігу?

8.61. Чи буде випаровуватися сніг в Арктиці при температурі його поверхні $-40,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, якщо температура повітря $-37,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а відносна вологість 60% ?

8.62. Температура повітря $6,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, відносна вологість 50% . До якої температури повинна охолотитися поверхня ґрунту, щоб на ній міг утворитися іній?

8.63. Обчислити випарність за рік у місцевості, де річна сума радіаційного балансу в середньому складає 1675 МДж/м^2 , а фактичне випаровування 300 мм/рік . Чи близький отриманий результат до фактичної суми випаровування за рік в цьому пункті?

8.64. Обчислити випарність за рік у пункті, де річна сума радіаційного балансу складає 837 МДж/м^2 , а фактичне випаровування 300 мм/рік . Чим пояснюється більш близька, ніж було отримано в попередній задачі, відповідність між обчисленою річною сумою випарності і фактичною сумою випаровування для цього пункту.

8.65. 19 жовтня 1949 р. в нічний час в Ялті спостерігався рекордний випадок низької відносної вологості повітря. При швидкості вітру 20 м/сі температурі повітря $20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, відносна вологість знизилася до 3% . Скільки

води випарувалося з поверхні моря, якщо температура водної поверхні була $18,0\text{ }^{\circ}\text{C}$?

8.66. На березі Червоного моря зафіксовано парціальний тиск водяної пари $42,5\text{ гПа}$ при температурі повітря $58,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ і швидкості вітру 1 м/с . Визначити швидкість випаровування в міліметрах, якщо температура водної поверхні $31,5\text{ }^{\circ}\text{C}$?

8.67. На березі моря температура повітря рівна $22,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ при відносній вологості 37% і швидкості вітру $2,0\text{ м/с}$. Визначити випаровування з поверхні моря при температурі води $17,0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

8.68. Скільки кілограмів води випаровується за 1 годину з морської поверхні при температурі повітря $12,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, дефіциті вологості 400 Н/м^2 , середній швидкості вітру 5 м/с , якщо температура поверхні води $14,3\text{ }^{\circ}\text{C}$?

8.69. Температура поверхневого шару морської води складає $295,5\text{ К}$, парціальний тиск водяної пари 12 гПа , швидкість вітру 6 м/с . На скільки зміниться швидкість випаровування, якщо за незмінних метеорологічних умов температура водної поверхні підвищиться на $4,0\text{ }^{\circ}\text{C}$?

Практична робота

Вправа 1. Визначити чи буде випаровуватися сніг за даними умовами?

Варіанти (№) вихідних даних у Додатку, табл.В–6.

Вправа 2. Розрахувати швидкість випаровування у всі терміни за даними градієнтних спостережень на двох рівнях: $0,5\text{ м}$ і $2,0\text{ м}$. При розрахунках коефіцієнта турбулентності використовуйте метод турбулентної дифузії Л.В. Дубровіна (табл.Б–7). Визначити випаровування за добу за методом трапецій.

Варіанти (№) вихідних даних у Додатку, табл. В–7.

Вправа 3.

Визначити випаровування і витрати тепла на випаровування за методами теплового балансу і турбулентної дифузії. Зіставити результати і визначити похибку методу турбулентної дифузії відносно методу теплового балансу. B – радіаційний баланс підстильної поверхні; P – турбулентний потік тепла; t , e , u – температура повітря, парціальний тиск водяної пари і швидкість вітру відповідно на висотах $0,5\text{ м}$ і $2,0\text{ м}$.

Варіанти (№) вихідних даних у Додатку, табл. В –4.

9 ОПТИКА АТМОСФЕРИ

9.1 Видимість в атмосфері

Видимість в атмосфері залежить від наступних факторів:

- властивості об'єктів (розмір, форма, яскравість, колір, стан поверхні);
- властивості фону (яскравість, колір);
- прозорості повітря, тобто умов розсіювання і поглинання світла;
- умов спостереження (час доби, наявність хмар);
- властивості ока людини або фотоелемента тощо.

Метеорологічна дальність видимості (МДВ) – найбільша відстань, з якої у світлий час доби перестає бути видимим абсолютно чорний об'єкт з кутовим розміром близько $20'$, що проектується на фоні неба біля горизонту. Метеорологічна дальність видимості визначається за формулою

$$S_m = \frac{\ln \frac{1}{\varepsilon}}{k}, \quad (9.1)$$

де ε – поріг контрастної чутливості ока,

k – показник ослаблення.

З урахуванням того, що у середньому $\varepsilon = 0,02$,

$$S_m = 3,9/k, \quad (9.2)$$

$$S_m = \lg \varepsilon / \lg p, \quad (9.3)$$

де p – коефіцієнт прозорості атмосфери у горизонтальному напрямку (на одиницю довжини, звичайно на 1 км).

Коефіцієнт прозорості ідеальної атмосфери (з урахуванням тільки молекулярного розсіювання) у горизонтальному напрямку (на одиницю довжини 1 км)

$$p_1 = e^{-\sigma} \quad (9.4)$$

для вертикальної товщі атмосфери

$$p = e^{-\sigma H} \quad (9.5)$$

де σ – об'ємний коефіцієнт молекулярного розсіювання,

H – висота однорідної атмосфери.

Метеорологічна дальність видимості у хмарах і туманах оцінюється за емпіричними формулами, які зв'язують S_m (км) з водністю q хмари або тумана (q г/м³). Для деяких форм хмар при середніх умовах за Г.М. Забродським існують такі формули:

– для хмар Sc

$$S_m = 34,1/q^{0,63}; \quad (9.6)$$

– для хмар St

$$S_m = 42,7/q^{0,72}. \quad (9.7)$$

Для тумана S_m визначається за формулами О.А. Полякової

$$S_m = 52,9/q^{0,54}, \quad (9.8)$$

або Траберта

$$S_m = 2,6 \cdot r^*/q, \quad (9.9)$$

де r^* – поверхнево-еквівалентний радіус крапель (мкм).

Показник ослаблення при випадінні опадів за емпіричними формулами О.А. Полякової визначається по інтенсивності опадів I у мм/год. Для дощу

$$k = 0,21 I - 0,74; \quad (9.10)$$

$$S_m = 18,61 I - 0,74; \quad (9.11)$$

для снігопаду

$$k = 3,21 I - 0,91, \quad (9.12)$$

$$S_m = 1,21 I - 0,91. \quad (9.13)$$

9.2 Прискерки

Прискерки – перехідний час від денного світла до нічної темряви (вечірні прискерки) або від нічної темряви до денного світла (ранкові прискерки). Під час прискерків земна поверхня отримує світло, що розсіюється шарами атмосфери, розташованими над спостерігачем, які освітлюються прямими сонячними променями. Геометрична схема для пояснення явища прискерків зображена на рис. 9.1. Потік сонячних променів, котрі дотикаються до Землі, утворює лінію EDB, яка є границею між світлом і тінню Землі – термінатор. Кут φ між термінатором і горизонтом спостерігача дорівнює куту опускання Сонця під горизонт. Чим більший цей кут, тим менший шар атмосфери приймає участь в освітленні земної поверхні.

Фази прискерків характеризуються кутом опускання φ Сонця під горизонт, або висотами $H=AB$ і $h = DC$ (рис.9.1) у напрямку на зеніт і на горизонт відповідно, які визначаються за формулами

$$H = R_3 \cdot (\sec \varphi - 1), \quad (9.14)$$

$$H = R_3 \cdot [\sec(\varphi/2) - 1], \quad (9.15)$$

де R_3 – радіус Землі, φ – кут, рівний куту опускання Сонця.

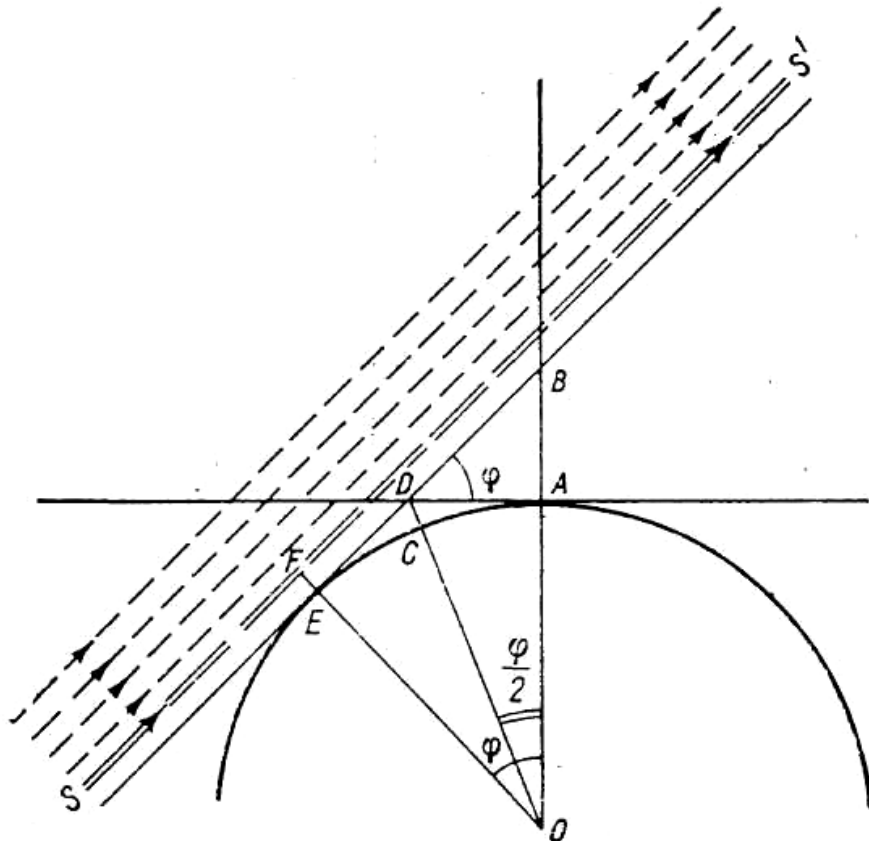


Рис. 9.1 – Схема присмерків

Цивільні присмерки починаються у момент заходу Сонця й закінчуються, коли Сонце опускається під горизонт на $6 - 8^\circ$. Під час цивільних присмерків освітленість достатня для читання на відкритому просторі.

Морські або навігаційні присмерки починаються, якщо глибина опускання досягає $6 - 8^\circ$, а закінчуються, коли $h_c = -12^\circ$. Під час навігаційних присмерків освітленість достатня для роботи транспорту без вогнів.

Астрономічні присмерки починаються, коли $h_c = -12^\circ$ і закінчуються коли $h_c = -18^\circ$. З цього моменту освітленість неба вже дозволяє проводити

астрономічні спостереження, а також спостереження за сріблястими хмарами.

Присмерки призводять до подовження світлої частини дня, полярної ночі. Якщо ранкові і вечірні цивільні присмерки зливаються, то утворюється біла ніч. Вимогою для злиття присмерків є нерівність

$$90^\circ - \varphi - \delta < 8^\circ, \quad (9.16)$$

де φ – широта місця,
 δ – схилення Сонця.

На висотах від 75 до 90 км в атмосфері у шарі мезосфери іноді виникають сріблясті хмари, що стають видимими на фоні неба у присмерки, коли вони освітлені сонячними променями. Час появи хмар відповідає опусканню Сонця під горизонт на 5° .

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. Обчислити тривалість вечірніх присмерків 1 квітня на широті 40° .

Розв'язок.

1) Схилення Сонця $\delta = 4,4^\circ$ (табл.Б-3). Для початку присмерків, коли висота Сонця $h = 0^\circ$, розраховуємо час заходу Сонця (без урахування рефракції світлового променя). Використовуємо відому формулу

$$\sin h_C = \sin \varphi \cdot \sin \delta_C + \cos \varphi \cdot \cos \delta_C \cdot \cos \tau.$$

$$\sin h_C = 0; \quad \cos \tau = -(\sin \varphi \cdot \sin \delta) / \cos \varphi \cdot \cos \delta$$

$$\cos \tau = -(0,6428 \cdot 0,0767) / 0,766 \cdot 0,99 = -0,064.$$

У Додатку (табл.Б-6) знаходимо: час заходу Сонця 18 год. 14 хв.

2) Для кінця вечірніх присмерків (коли $h_C = -18^\circ$), аналогічно, з урахуванням того, що час закінчення ($\tau + x$),

$$\cos(\tau + x) = [\sin h_C - \sin \varphi \cdot \sin \delta_C] / (\cos \varphi \cdot \cos \delta_C);$$

$$\cos(\tau + x) = -(0,3090 + 0,6428 \cdot 0,0767) / 0,766 \cdot 0,99 = -0,4695$$

Кінець вечірніх присмерків (табл. Б – 6) у 19 год. 52 хв.

Відповідь: тривалість присмерків 1 год. 38 хв.

Приклад 2. На яких широтах можливі білі ночі в день літнього сонцестояння, коли схилення Сонця $\delta_C = 23,4^\circ$.

Розв'язок. Використовуємо формулу (9.16) $\varphi > 90^\circ - 23,4^\circ - 8^\circ$;

Відповідь: Білі ночі можливі на широтах $\varphi > 58,6^\circ$.

Питання для самоконтролю

1. Від яких факторів залежить видимість в атмосфері?
2. Дайте визначення метеорологічної дальності видимості.
3. Від чого залежить дальність видимості у хмарах і туманах?
4. Дайте визначення присмерків.
5. Що таке фази присмерків?
6. Коли починаються цивільні присмерки?
7. Коли закінчуються навігаційні присмерки?
8. Коли закінчуються астрономічні присмерки?
9. Як утворюються білі ночі?
10. Від чого залежить тривалість присмерків?
11. У яку пору року тривалість присмерків найбільша і чому?
12. Як зв'язана тривалість присмерків з широтою місця?

Задачі і вправи

9.1. Обчислити коефіцієнт прозорості і показник ослаблення, розраховані на 1 км, якщо відомо, що $S_m = 10$ км.

9.2. При визначенні метеорологічної дальності видимості досвідчений спостерігач отримав $S_m = 2$ км, а починаючий спостерігач тим же приладом отримав $S_m = 1,2$ км. Визначити поріг граничної чутливості зору нового спостерігача.

9.3. Визначити максимальну метеорологічну дальність видимості в ідеальній атмосфері, в якій все ослаблення світлового потоку обумовлено тільки молекулярним розсіюванням. Коефіцієнт прозорості ідеальної атмосфери прийняти $p = 0,907$. Температура у поверхні Землі 0°C , атмосферний тиск 1013 гПа.

9.4. Розрахувати коефіцієнт аерозольного розсіювання і відповідну дальність видимості у км під час дощу, якщо його інтенсивність 0,3 мм/год.

9.5. Розрахувати коефіцієнт аерозольного розсіювання і відповідну метеорологічну дальність видимості (S_m км) під час дощу, якщо його інтенсивність 58 мм/год.

9.6. Розрахувати коефіцієнт аерозольного ослаблення і метеорологічну дальність видимості у снігопаді з інтенсивністю 0,1 мм/год.

9.7. Розрахувати коефіцієнт аерозольного ослаблення і метеорологічну дальність видимості у снігопаді, інтенсивність якого 3 мм/год.

9.8. Визначити тривалість цивільних та астрономічних присмерків на широті 50° в дні літнього і зимового сонцестояння.

9.9. Визначити довжину астрономічних присмерків на широті 60° в день весняного рівнодення.

9.10. Яка тривалість самої короткої і самої довгої ночі на широтах 38 і 58° ?

9.11. Спостереження за сріблястими хмарами проводяться під час астрономічних присмерків. Коли можна спостерігати сріблясті хмари 10 березня на широті 59° .

9.12. Визначити час спостереження сріблястих хмар 12 липня на широті 56° . Коли починаються і коли закінчуються білі ночі на широті 67° .

9.13. На яких широтах може бути біла ніч 15 червня, 15 липня, 15 серпня?

9.14. Яка висота нижньої границі атмосфери, освітленої сонячними променями, у момент закінчення цивільних присмерків?

9.15. Розрахуйте висоти, які виключаються із участі у розсіянні світла в напрямку на горизонт і на зеніт, в кінці цивільних, навігаційних і астрономічних присмерків.

9.16. При якому максимальному куті опускання Сонця під горизонт сріблясті хмари ще можна бачити, якщо вони розташовані на небі біля зеніту?

9.3 Астрономічна рефракція

При проходженні крізь земну атмосферу промінь світла від зірок і Сонця заломлюється, тому що густина атмосферного повітря поступово зростає при наближенні до Землі, і від атмосферного показника заломлювання n залежить швидкість поширення електромагнітної хвилі випромінювання. Показник заломлювання має значення близьке до одиниці і тому замість нього використовують величину, що називається індексом рефракції N

$$N = n - 1. \quad (9.17)$$

Індекс рефракції залежить від густини атмосферного повітря:

$$N_0/N = P_0/P. \quad (9.18)$$

де P_0 і P – атмосферний тиск на межах шару, крізь який проходить промінь. Рефракція світла в атмосфері залежить також від довжини хвилі, так, наприклад, показник заломлення електромагнітних хвиль оптичного діапазону для фіолетової хвилі $n = 1,000283$, а для червоної $n = 1,000275$.

Якщо електромагнітна хвиля поширюється у середовищі із змінною густиною, напрямок її поширення безперервно змінюється. Промінь, відповідно до рівняння траєкторії променя, вигинається випуклістю у бік меншої густини. При нормальному розподілі густини атмосфери з висотою траєкторія світлового променя повертається відносно поверхні Землі випуклістю уверх (рис. 9.2).

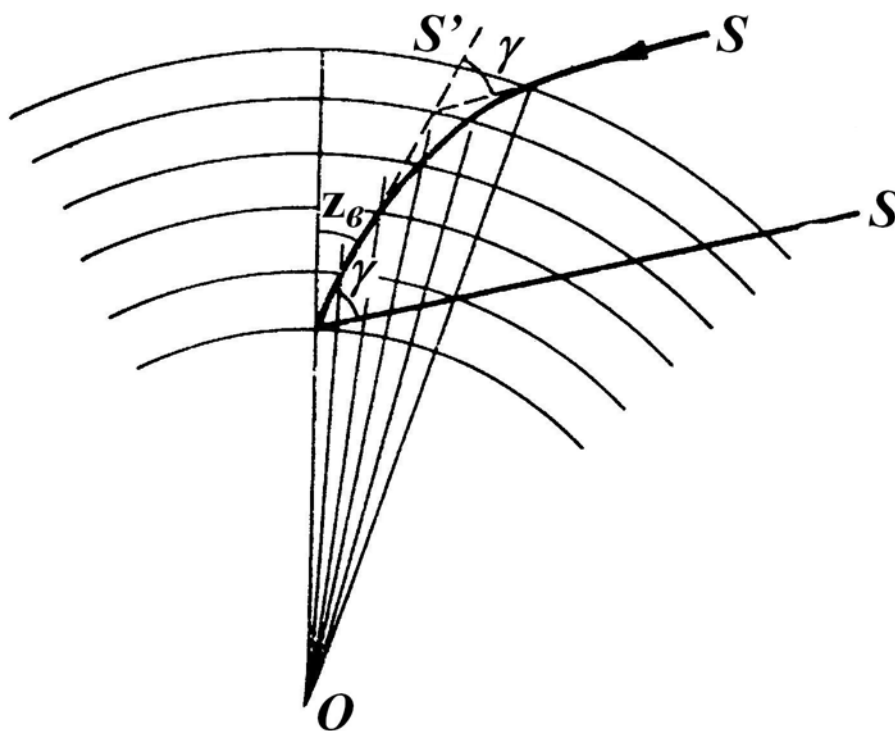


Рис. 9.2 – Астрономічна рефракція
 S' – напрям на видиме положення світила
 S – напрям на дійсне положення світила

Джерело променя, яке знаходиться на небесному склепінні на деякій висоті над горизонтом, у результаті рефракції проектується у точку з більшою висотою.

Кут рефракції γ – кут між напрямком на дійсне світило, що знаходиться за межами атмосфери, та напрямком на його видиме

положення на небесному склепінні. Для висот джерел світла $h > 30^\circ$ кут γ визначається за формулою

$$\gamma = 16,09 (P/T) \cdot \text{ctg } h, \quad (9.19)$$

де γ – кут рефракції (у кутових секундах), P – атмосферний тиск (у гПа), h – видима висота світила, T – температура (К).

При $P = 1013$ гПа й $T = 283$ К кутовим висотам (h_g°) світил відповідають такі значення кута астрономічної рефракції γ :

h_g°	0,10	0,00	0,10	0,30	1	3	10	30	90
γ'	36,8	34,4	32,2	28,7	24,3	14,3	5,3	1,7	0,0

Великих значень γ досягає тоді, коли світила сходять або заходять, а також при невеликих від'ємних висотах, що обумовлюється великою товщею атмосфери, крізь яку проходить промінь. При середніх умовах γ близько до $35''$.

Астрономічна рефракція обумовлює наступні оптичні явища.

Збільшення тривалості світлого часу (дня). Збільшення кутової висоти Сонця спричиняє збільшення тривалості світлого часу (дня), тому що ми деякий час, завдяки рефракції сонячного променя при сході і заході, бачимо Сонце, коли воно фактично вже сховалося під горизонт або ще знаходиться під горизонтом. День починається від моменту сходу, коли верхній край сонячного диску з'являється над горизонтом, і закінчується у момент заходу, коли він зникає під горизонтом. У цей час верхній край Сонця за рахунок рефракції здається вищим на $35'$. У момент видимого сходу Сонця його верхній край знаходиться нижче горизонту на $35'$, а центр нижче на $35' + 16' = 51'$ ($16'$ – видимий радіус сонячного диску), тобто у момент видимого сходу висота Сонця $h_0 = -51'$.

Істинний сонячний час видимого сходу (або заходу) Сонця можна визначити за відомою формулою

$$\sin h_C = \sin \varphi \cdot \sin \delta_C + \cos \varphi \cdot \cos \delta_C \cdot \cos A,$$

A – часовий кут Сонця зв'язан з істинним сонячним часом τ :

$$\tau = A + 180^\circ;$$

$$\cos \tau = (\sin h_0 - \sin \varphi \cdot \sin \delta) / \cos \varphi \cdot \cos \delta.$$

У момент видимого сходу Сонця $h_C = -51'$, а $\sin -51' = -0,0146$ і істинний час можна визначити з формули

$$\cos \tau = - (0,0146 + \sin \varphi \cdot \sin \delta) / (\cos \varphi \cdot \cos \delta). \quad (9.20)$$

Збільшення тривалості полярного дня Тривалість полярного дня з урахуванням рефракції визначається підрахунком кількості днів (діб), коли

$$\delta < -(90^\circ - \varphi - 51'). \quad (9.21)$$

Завищення істинної висоти небесного світила. Для визначення широти місця спостереження необхідно знати істину висоту небесного світила. Виміряв висоту світила у меридіані у момент верхньої кульмінації і виправивши її на рефракцію, знаходимо для широти місця

$$\varphi = \delta + z, \quad (9.22)$$

якщо зірка кульмінує у бік півдня від зеніту (верхня кульмінація), і

$$\varphi = \delta - z, \quad (9.23)$$

якщо зірка кульмінує у бік півночі від зеніту (нижня кульмінація).

В (9.23) δ – схилення зірки (визначається за астрономічними таблицями), а z – її зенітна відстань.

Мерехтіння зірок. Мерехтіння зірок обумовлено флуктуаціями густини атмосфери, які приводять до флуктуації показника заломлення. Найліпші умови для виникнення цього явища складаються влітку, при сильно розвиненому турбулентному перемішуванні.

9.4 Земна рефракція

Якщо джерело світла розташовується у земній атмосфері, рефракцію називають земною. З земною рефракцією пов'язані такі оптичні явища як підняття та розширення видимого горизонту або його опускання та звуження. Результатом цього є відповідне збільшення або зменшення геометричної дальності видимості об'єктів (рис.9.3).

Кут земної рефракції α – кут між напрямками на видиме і дійсне положення наземних предметів. Значення цього кута залежить від відстані між предметом і спостерігачем, а також від розподілу з висотою температури у приземному шарі атмосфери.

Розширення горизонту при середніх атмосферних умовах може досягати 6-7%. У випадку сильної інверсії температури індекс рефракції може зменшуватися з висотою дуже швидко, так що кривина променя стає рівною кривині земної поверхні. Видимий горизонт підіймається до математичного (складається враження вирівнювання горизонту). При дуже сильній інверсії температури кривина променя стає меншою кривини земної поверхні. Стають видимими об'єкти, що знаходяться під геометричним горизонтом.

Геометрична дальність видимості горизонту визначається із трикутника AOB (рис.9.3), як $D_0 = AB$.

$$D_0 = (R_3 + h)^2 - R_3^2 = 2 \cdot R_3 \cdot h + h^2, \quad (9.24)$$

де R_3 – радіус Землі; h_c – висота спостерігача над поверхнею Землі (h м).

Дійсна дальність горизонту (D км) визначається з формули

$$D = (1 + k) \cdot D_0, \quad (9.25)$$

де k – збільшення дальності горизонту внаслідок рефракції, в середньому рівне 0,065.

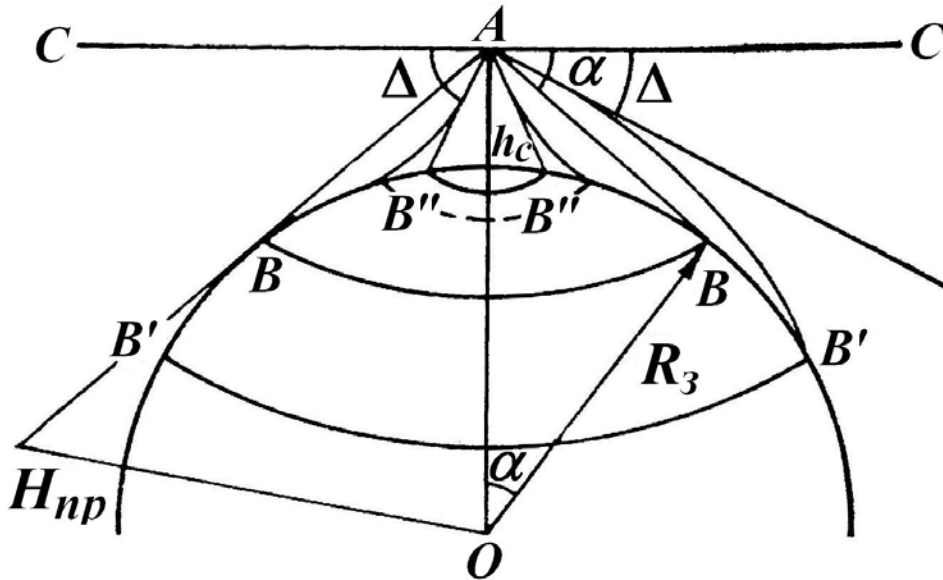


Рис. 9.3 – Земна рефракція

CC – математичний горизонт, AB – дальність геометричного (геодезичного) горизонту, AB' – дальність видимого горизонту, h_c – висота спостерігача, R – радіус Землі, BB і $B'B'$ – кола широти

З урахуванням того, що $2R_3 h \gg h^2$, формула для визначення D_0 спрощується:

$$D_0 = 3,57 \cdot \sqrt{h_c}. \quad (9.26)$$

Депресія геодезичного горизонту (d) визначається, як

$$\operatorname{tg} d = AO/AO_1 = \sqrt{2R_3 \cdot h / R_3^2} = \sqrt{2h/R_3}, \quad (9.27)$$

$$d = 57,3 \cdot \sqrt{2h/R_3} \quad (9.28)$$

Депресія видимого горизонту внаслідок рефракції (Δ) розраховується за формулою

$$\Delta = 0,459 \cdot (\rho_0 - \rho), \quad (9.29)$$

де ρ і ρ_0 – густина повітря на межах шару, який проходить промінь.

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. Визначити, на скільки подовжиться день 22 грудня за рахунок рефракції на широті 60° .

Розв'язок. Схилення Сонця у цей день $\delta = -23,4^\circ$.

1. Для істинного сходу Сонця за формулою (9.20) (при $h = 0^\circ$) знаходимо

$$\cos \tau = (\sin \varphi \cdot \sin \delta) / (\cos \varphi \cdot \cos \delta); \quad \cos \tau = 0,749.$$

По табл.А-7 знаходимо час сходу Сонця: 9 год 14 хв., час заходу Сонця 14 год 46 хв. Тривалість дня 5 год 32 хв.

2. Для видимого сходу Сонця з урахуванням рефракції:

$$\cos \tau = -(0,0146 + \sin \varphi \cdot \sin \delta) / (\cos \varphi \cdot \cos \delta); \quad \cos \tau = 0,718.$$

Час видимого сходу Сонця 9 год 04 хв., час заходу 14 год 56 хв., тривалість дня 5 год 52 хв.

Відповідь: подовження дня складає 20 хвилин.

Приклад 2. За допомогою теодоліту визначена висота зірки у меридіані $h_m = 79^\circ 02' 30''$. Температура повітря -12°C , атмосферний тиск 1010 гПа, схилення зірки $28,33^\circ$. Розрахувати кут рефракції і визначити широту місця спостереження.

Розв'язок.

1) Визначимо кут рефракції (виправлення на рефракцію):

$$T = 261 \text{ К}; \text{ Видима зенітна відстань } z = 90^\circ - h = 10^\circ 57' 30'' \\ \gamma = 16,09 \cdot 1010 \cdot 0,1936 / 261 = 12''.$$

Відповідь: дійсна зенітна відстань $z = 10^\circ 57' 30'' - 12'' = 10^\circ 57' 18''$.

Широта місця спостереження $\varphi = 28^\circ 33' - 10^\circ 57' 18'' = 17^\circ 35' 42''$.

Приклад 3. Визначити, як розширюється внаслідок рефракції горизонт спостерігача, який знаходиться на висоті 400 м. Якою буде депресія геодезичного (геометричного) горизонту?

Розв'язок. Дальність геодезичного горизонту за формулою (9.26):

$$D_0 = 3,57 \cdot 20 = 71,4 \text{ км}$$

Дальність дійсного горизонту для середніх умов у поверхні Землі за формулою (9.25): $D = 71,4 \cdot (1 + 0,065) = 75,6 \text{ км}$.

Депресія розширення геодезичного горизонту за формулою (9.28):

$$d = 57,3 \cdot \sqrt{2 \cdot 400 / 6370 \cdot 10^3} = 0,64^\circ.$$

Відповідь: розширення геодезичного горизонту складає $75,6 - 71,4 = 4,2$ км, його депресія $0,64^\circ$.

Питання для самоперевірки

1. Що таке астрономічна рефракція?
2. Від чого залежить рефракція світла в атмосфері?
3. Як вигинається світловий промінь при нормальному розподілі густини повітря в атмосфері з висотою?
4. Що таке кут рефракції?
5. Які оптичні явища в атмосфері обумовлює астрономічна рефракція?
6. Що таке земна рефракція?
7. При яких умовах в атмосфері спостерігається розширення горизонту?
8. При яких умовах в атмосфері спостерігається звуження горизонту?
9. Яка різниця між геометричним і видимим горизонтом?
10. Що таке депресія горизонту?

Задачі і вправи

9.17. На широті 55° 6 листопада о 15 год. 36 хв. висота Сонця $5,9^\circ$. Визначити видиму висоту Сонця з урахуванням поправки на рефракцію.

9.18. Визначити видиму висоту Сонця, враховуючи поправку на рефракцію, якщо її розраховане значення $2^\circ 48'$.

9.19. На станції проводилися актинометричні спостереження при оптичних масах атмосфери 20; 15; 10; 5 і 4. Визначити видиму висоту Сонця у терміни 6 год. 30 хв., 12 год. 30 хв., 18 год. 30 хв., враховуючи поправку на рефракцію.

9.20. Визначити середній сонячний час видимого сходу Сонця 22 травня на широті $42^\circ 30'$.

9.21. Визначити середній сонячний час видимого сходу і заходу Сонця 22 вересня на широті 50° .

9.22. На скільки подовжиться день за рахунок рефракції 14 липня на широті 55° .

9.23. На скільки зросте за рахунок рефракції тривалість дня 22 грудня на широті 35° .

9.24. Де більше подовжується день внаслідок рефракції 1 січня і 1 липня на широті 30° або на широті 60° ?

9.25. Визначити, на скільки зросте полярний день на широті 69° за рахунок рефракції.

9.26. Визначити, на скільки зросте тривалість полярного дня на широті 76° за рахунок рефракції. Коли він починається і коли закінчується?

9.27. Висота зірки над горизонтом 40° . Між спостерігачем і зіркою проходять струмені повітря з різною температурою: від 2 до 20°C . Атмосферний тиск 1000 гПа. Розрахуйте амплітуду мерехтіння зірки.

9.28. На скільки зростає довжина дня за рахунок астрономічної рефракції на екваторі у день літнього сонцестояння?

9.29. Визначити середній сонячний час видимого сходу та заходу Сонця 1 квітня на широті 47° .

9.30. Висота зірки у меридіані $48^\circ 05' 30''$, температура повітря -18°C , атмосферний тиск 1000 гПа, схилення зірки $23^\circ 30'$. На якій широті місця проводилися спостереження?

9.31. Найвище видиме положення зірки $57^\circ 23'$, температура -8°C , тиск 1000 гПа, нахилення зірки $45^\circ 54'$. На якій широті проводилися спостереження?

9.32. На скільки зросте дальність горизонту для альпініста, який піднявся на висоту 4200 м?

9.33. Яка дальність горизонту з висоти стометрової вежі? Якою буде помилка в визначенні дальності горизонту без урахування рефракції?

9.34. Літак піднявся над містом на висоту 100 м. Чи буде бачити льотчик ліс, який знаходиться за 40 км від міста?

9.35. Повітряна куля переміщується над містом на висоті 300 м. Околицю якого радіусу можна бачити з такої висоти?

9.36. Визначити дальність геодезичного і дійсного (видимого) горизонту з висоти Ельбрусу (5500 м).

9.37. Визначити дальність геодезичного (геометричного) і дійсного горизонту з самої високої точки земного шару – гори Еверест (8882 м), Чому дорівнює в цьому випадку геодезична депресія горизонту?

9.38. Де і у скільки разів геометрична дальність видимості більша – на Місяці або на Землі?

9.39. Розрахуйте радіус видимого горизонту для спостерігача, ріст якого 164 см.

9.40. На якій відстані від спостерігача знаходиться шар хмар Ас, які видно на горизонті, якщо їх середня висота дорівнює 4000 м?

9.41. Висота нижньої границі полярного снігу 120 км. З якої відстані його можна бачити, якщо не враховувати послаблення світла в атмосфері?

9.42. Висота польоту космічного корабля “Союз-8” над Землею змінювалася від 205 км в перигеї до 223 км в апогеї. Розрахуйте геометричну дальність видимості в обох випадках.

9.43. На скільки кілометрів розширюється і на скільки підвищується горизонт за рахунок рефракції для спостерігача, який летить у літаку на висоті 3 км, якщо у поверхні Землі $t = 20^\circ \text{C}$, $P = 1000 \text{ гПа}$.

9.44. Визначити дальність виявлення маяка з борту судна, з висоти 16 м.

9.5 Освітленість земної поверхні

Основні фотометричні величини

Сила світла джерела I – потік випромінювання джерела в одиницю часу в одиницю тілесного кута, якій оцінюється зором. Одиниця сили світла *кандела* (кд).

Світловий потік F або dF – світлова енергія, що посилає джерело світла в деякий тілесний кут $d\omega$ за одиницю часу, який рівняється добутку сили світла джерела F на цей тілесний кут

$$dF = F \cdot d\omega. \quad (9.30)$$

Повний світловий потік, який випромінює ізотропне джерело світла в усіх напрямках, рівняється

$$F = 4\pi \cdot I. \quad (9.31)$$

Одиниця світлового потоку – люмен (лм).

Світловий потік сонячної радіації – видима сонячна радіація в діапазоні хвиль 0,39 – 0,76 мкм. Світловий потік визначається тією частиною потоку сонячної радіації, яка чинить дію на приймач світла з визначеною відносною спектральною світловою ефективністю $V(\lambda)$. Він має зв'язок із спектральною щільністю потоку радіації I_λ

$$F = k_m \int_{0,38}^{0,78} I_\lambda V(\lambda) d\lambda \quad (9.32)$$

де $V(\lambda)$ – відносна спектральна світлова ефективність випромінювання, k_m – максимальне значення $V(\lambda)$, яке припадає на довжину хвилі $\lambda = 0,555$ мкм (жовто-зелені промені), $k_m = 683$ лм/Вт. (Око людини найбільш чутливе до цієї хвилі).

Яскравість світного елемента B_θ в напрямку θ – сила світла, що випромінюється в цьому напрямку з одиниці видимої поверхні (кд/м²):

$$B_\theta = dF/d\omega \cdot dS \cdot \cos\theta, \quad (9.33)$$

де $dS \cdot \cos\theta$ – видима поверхня світного елемента. З урахуванням (9.30)

$$B_\theta = \frac{F}{dS \cdot \cos\theta}. \quad (9.34)$$

Світність R – потік світла, що випромінює одиниця поверхні світного елемента в усіх напрямках (лм/м²):

$$R = dF/dS. \quad (9.35)$$

Освітленість поверхні E – світловий потік, що приходить до одиниці поверхні (під кутом 90°), одиниця освітленості – люкс (лк), 1 лк = лм/м².

$$E = dF/dS. \quad (9.36)$$

Світлова сонячна стала E_0 – освітленість, яку створює Сонце на Землі на поверхні, перпендикулярній сонячним променям, при відсутності атмосфери, $E_0 = 135\,000$ лк.

Для джерел, світло яких падає на поверхню під кутом θ ,

$$E = (F \cdot \cos\theta) / r^2, \quad (9.37)$$

де r – радіус малого елемента поверхні, яскравість якого B , і який видимий із точки випромінювання освітленості під малим тілесним кутом $d\omega$. (рис.9.4).

Природні поверхні, для яких яскравість однакова в усіх напрямках, тобто $B_\theta = B = \text{const}$, у першому наближенні – це небо, рівномірно вкрите шаруватими хмарами при наявності снігового покриву; нічне небо при відсутності Місяця; природні ландшафти, освітлені розсіяним світлом при

наявності шаруватих хмар і снігового покриву; поверхня Місяця; самосвітна поверхня Сонця. Для них виконується співвідношення

$$E = \pi \cdot B. \quad (9.38)$$

Освітленість земної поверхні, яка створюється прямим сонячним світлом, розраховується за формулою

$$E = E_0 \cdot p^{T \cdot m} \cdot \sin h, \quad (9.39)$$

де $E_0 = 135\,000$ лк, p – коефіцієнт прозорості атмосфери, m – кількість оптичних мас, h – висота Сонця, p – коефіцієнт прозорості ідеальної атмосфери, T – фактор каламутності реальної атмосфери.

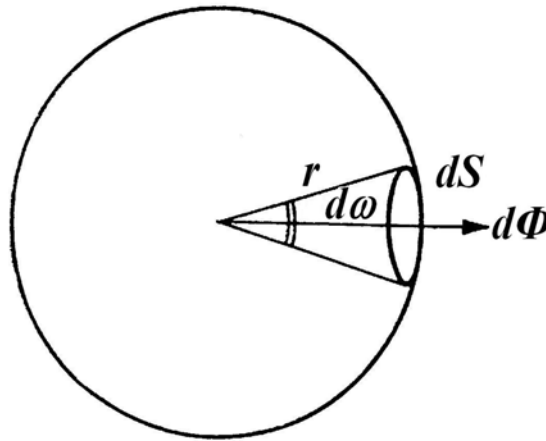


Рис. 9.4 До визначення світового потоку

Освітленість горизонтальної поверхні Землі E_D , яку створює розсіяне небом світло, яскравість якого B_H однакова в усіх напрямках, дорівнює

$$E_D = \pi \cdot B_H. \quad (9.40)$$

В першому наближенні це має місце при шаруватих хмарах, при похмурому небі, при сніговому покриві. При такому освітленні природних ландшафтів, якщо відбиття відбувається за законом Ламберта, їх яскравість зв'язана з освітленістю співвідношенням

$$\pi \cdot B_H = A \cdot E_D, \quad (9.41)$$

де A – альbedo поверхні.

Відомо, що повна енергія тіла або системи залежить від його маси та швидкості. Всяка зміна енергії веде до зміни маси тіла і навпаки:

$$m = E/c_0^2 \quad (9.42)$$

де c_0 – швидкість світла.

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. Розрахувати яскравість і світність поля, вкритого снігом. Альbedo поверхні $A=0,70$; хмарність 10 балів, хмари A_s ; освітленість $E_D = 70\ 000$ лк. Визначити величину світлового потоку на сніжну поверхню площиною 1 га.

Розв'язок. Яскравість горизонтальної однорідної поверхні B_H , яку створює небо, вкрите шаруватими хмарами, можна визначити за формулою (9.41):

$$B_H = \cdot E_D / \pi; \quad B_H = 0,7 \cdot 7 \cdot 10^4 / 3,14 = 2,229 \cdot 10^4 \text{ кд/м}^2$$

Світність снігового покриву дорівнює тій кількості світла, що відбивається, тобто $R = 2,229 \cdot 10^4 \cdot 0,70 = 1,560 \cdot 10^4$ лм/м².

Відповідь. Світловий потік на площу 1 га: $F = E_D \cdot 10^4$; $F = 7 \cdot 10^8$ лм/га.

Приклад 2. Визначити повний світловий потік сонячного диску.

Розв'язок. Яскравість, яку створює сонячне світло, $E_0 = 135\ 000$ лм/м².

Відстань від Землі до Сонця $D = 150 \cdot 10^6$ км. Площа поверхні сфери з радіусом D : $S = 4\pi \cdot D^2$; $S = 4 \cdot 3,14 \cdot (1,5 \cdot 10^8)^2 = 28,26 \cdot 10^{16} \text{ км}^2 = 28,26 \cdot 10^{22} \text{ м}^2$.

Повний світловий потік $F = E_0 \cdot S$.

$$F = 135 \cdot 10^3 \cdot 28,26 \cdot 10^{22} = 3,9 \cdot 10^{28} \text{ лм.}$$

Відповідь: повний світловий потік сонячного диску $3,9 \cdot 10^{28}$ лм.

Питання для самоконтролю

1. Що таке сила світла?
2. Що таке світловий потік сонячної радіації?
3. Що таке яскравість і світність світлого елемента?
4. Що таке освітленість поверхні?
5. Що таке світлова сонячна стала?
6. За якою формулою розраховується освітленість земної поверхні?
7. У яких одиницях вимірюється світловий потік?
8. Як зв'язані яскравість і альbedo поверхні?
9. Як пов'язані колір поверхні та її яскравість?

Задачі і вправи

9.45. Розрахувати яскравість і світність поля, вкритого свіжим снігом, якщо альbedo снігу 0,85, а небо рівномірно вкрите шаруватими хмарами, які створюють освітленість 80 000 лк. Який світловий потік надходить на поверхню сніжного поля розміром 1 га?

9.46. На пшеничне поле площею 5 га падає світловий потік $100 \cdot 10^6$ лм. Альbedo поля 0,18. Розрахувати освітленість, яскравість і світність цього поля у похмурий день.

9.47. Визначити яскравість сонячного диска, якщо його кутовий радіус складає $16'$.

9.48. Визначити світлові сталі для усіх планет сонячної системи. Радіуси орбіт у табл. Б– 2.

9.49. Визначити світлові сонячні сталі для Місяця у моменти, коли він знаходиться на найбільшій і найменшій відстані від Сонця: $149,9 \cdot 10^6$ і $149,1 \cdot 10^6$ км відповідно.

9.50. Якщо Сонце вважати абсолютно чорним тілом з температурою 6000 К, то потік його випромінювання дорівнює $4,5 \cdot 10^{26}$ Вт. Визначити яку масу втрачає Сонце за секунду. За який час маса Сонця зменшиться удвічі, якщо вона складає $1,985 \cdot 10^{30}$ кг?

9.51. Обчислити яскравість і світність повного місячного диска і повний світловий потік відбитого світла, якщо світлова місячна стала дорівнює 0,35 лк.

9.52. В яких межах змінюється освітленість, створена полярними сьйвами різної інтенсивності на поверхні, перпендикулярній світловому потоку, якщо їх яскравість змінюється від 10^{-7} до 10^{-1} кд/м². Максимальна площа небесного склепіння, охоплена полярним сьйвом, досягає 25 %.

9.53. При хмарності 10/10 St освітленість земної поверхні розсіяним світлом при наявності снігового покриву дорівнює 13000 лк. Визначити середню яскравість неба.

9.6 Оптичні явища у хмарах

Райдуга утворюється завдяки геометричним відбиттям сонячних променів у середині крапель хмар або дощу. Райдуга на небесному склепінні розташовується на фоні хмар у стороні, протилежній Сонцю, з центром дуги в антисоллярній точці. Частіше за все, радіус райдуги дорівнює 42° , але іноді можна спостерігати ще й другу райдугу радіусом біля 52° , яка розташована концентрично з першою. У першій райдузі зовні розташовується червоний колір, а у середині фіолетовий, у другій розташування кольорів зворотне.

За геометричною теорією Декарта, доповненою Ньютоном, кут відхилення сонячного променя від первісного напрямку, який 2 рази зазнав

заломлення (при вході і виході з краплі), і випробував k внутрішніх відбиттів дорівнює:

$$D = k \cdot \pi + 2 \cdot [i - (k + 1) \cdot e], \quad (9.43)$$

де i – кут падіння,
 e – кут заломлення.

Достатню інтенсивність для утворення райдуги мають тільки ті промені, що зазнають мінімального відхилення при проходженні краплі. Кут падіння і відповідний йому кут заломлення розраховуються за формулами:

$$\sin 2i = [(k + 1)^2 - n^2] / [(k + 1)^2 - 1], \quad (9.44)$$

$$\sin i = n \cdot \sin e, \quad (9.45)$$

де n – показник заломлення,

k – кількість відбиттів усередині краплі і одночасно порядок райдуги.

Висота дуги райдуги над антисолярною точкою

$$h_n = 180^\circ - D. \quad (9.46)$$

Висоти дуги першої райдуги (h_1) і другої (h_2) над горизонтом, як випливає з рис.(9.5), можуть бути визначені за формулами:

$$h_1 = 180^\circ - D_1 - h, \quad (9.47)$$

$$h_2 = D_2 - 180^\circ - h, \quad (9.48)$$

де h – висота Сонця.

Кутовий розмір – ширина дуги райдуги складає близько 2° , 95% світлової енергії сонячного променя проходять крізь призму і тільки 5% використовується на утворення райдуги. Забарвлення райдуги залежить від кута заломлення світлового променя. У великій краплі промінь може відбиватися більше ніж 2 рази, якщо, наприклад, $k=3$ або 4, то третя і четверта райдуги повинні бути над Сонцем.

Гало – загальна назва оптичних явищ, які пов'язані з відбиттям і заломленням світла від Сонця або Місяця в завислих або падаючих у повітрі льодяних кристалах гексагональної форми. З таких кристалів складаються перисто-шаруваті хмари.

Гало – кільце навколо світила з кутовим радіусом 22° або 46° , з трохи червонуватим і чітким внутрішнім краєм й більш розмитим зовнішнім.

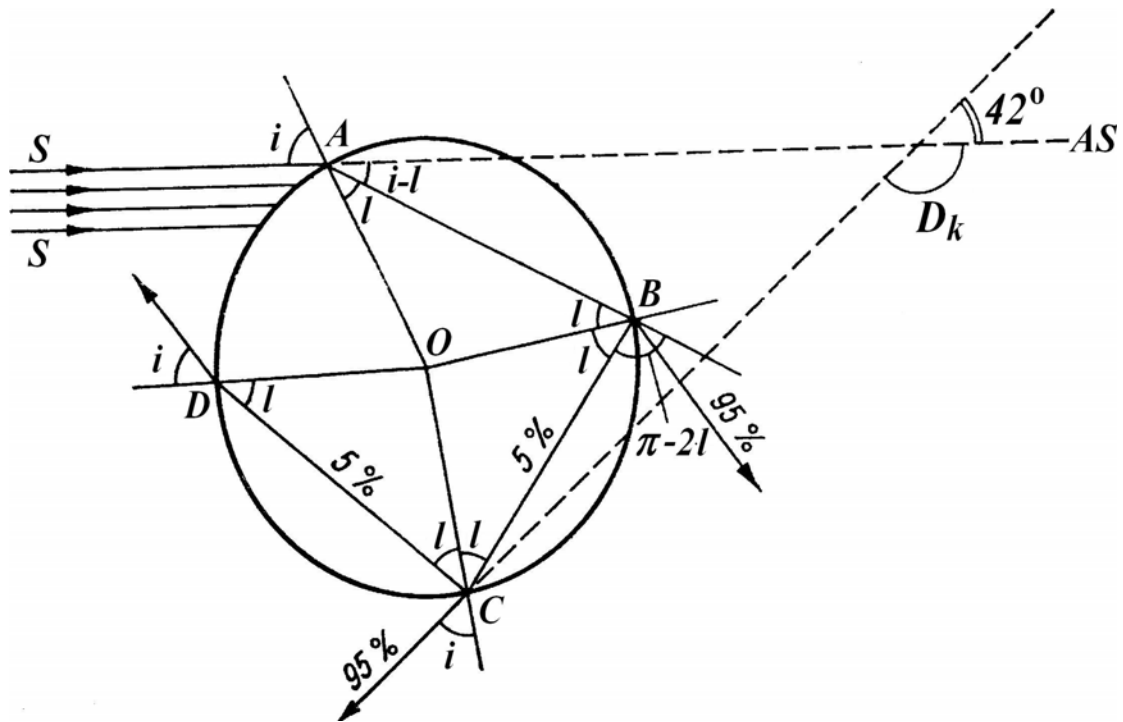


Рис. 9.5 – Хід світлого променя у краплі

У гексагональній призмі заломлюючі кути при вершині призми A можуть дорівнювати 60° , 90° , 120° . Тільки перші два кути можуть забезпечити умови проходження променя крізь призму і утворення явища гало. Коли кут $A=60^\circ$, то утворюється гало з радіусом 22° , а коли $A=90^\circ$, то радіус гало складає 46° .

Паргелічне кільце проходить крізь Сонце на тій же кутовій висоті над горизонтом, що і Сонце.

Для променів, що пройшли крізь кристал (льодяну призму) і що випробували мінімальне відхилення D_{min} (рис.9.6), має місце співвідношення

$$\sin[(D_{min} + A)/2] = n \cdot \sin(A/2), \quad (9.49)$$

де n – показник заломлення льоду, A – кут заломлення призми.

Для променів, що зазнали максимального відхилення D_{max} після проходження призми, виконуються співвідношення

$$\sin(D_{max} + A - 90) = n \cdot \sin(A - e); \quad (9.50)$$

$$n \cdot \sin e = 1, \quad (9.51)$$

де e – кут заломлення, що відповідає куту падіння, при якому промінь випробує максимальне відхилення.

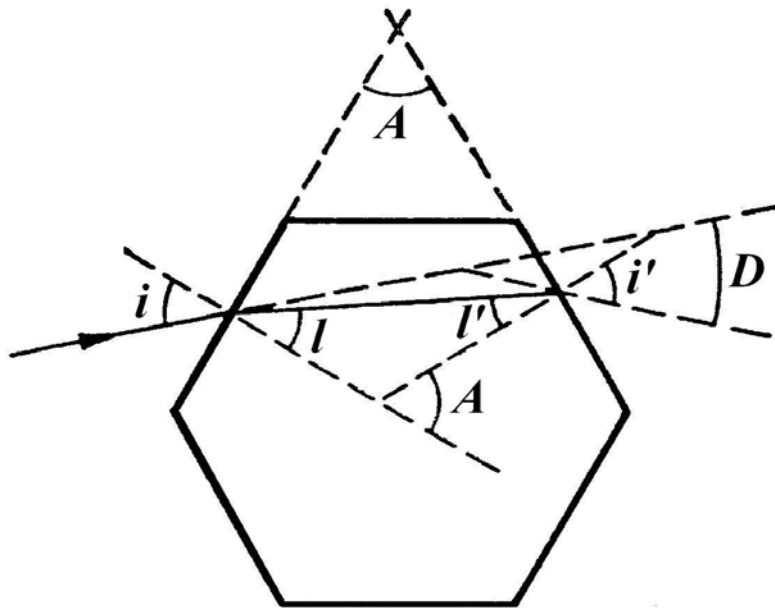


Рис. 9.6 – Хід світлого променя у льодяній призмі

Вінці – яскраві райдужні кільця, що оточують Сонце або Місяць. Вони спостерігаються у хмарах As, Ac, Cs. Внутрішнє кільце, що називається ореолом або вінцем першого порядку, складається, в свою чергу, з декількох забарвлених кілець: блакитно-білого, яке через жовте переходить до червоного. Кутовий розмір ореола залежить від радіуса хмарних часток і змінюється у широких межах – від часток градуса до 13". За ореолом розташовуються концентричні з ним вінці другого, третього і інших порядків з такою ж послідовністю кольорів. Розміри вінців можуть досягати 4-5°.

Вінці утворюються завдяки дифракції місячного або сонячного світла на краплях або кристалах.

Залежність між кутовим радіусом темних кілець θ у вінцях і розміром крапель для крапельно-рідких хмар описується формулою:

$$\sin\theta = \frac{(n + 0,22) \cdot \lambda}{r}, \quad (9.52)$$

для кристалічних хмар

$$\sin\theta = n \cdot \frac{\lambda}{d}, \quad (9.53)$$

де n – номер темного кільця, r – радіус крапель (мкм), d – товщина кристалів (мкм), λ – довжина хвиль умовного білого світла, яка дорівнює 0,57 мкм

Питання для самоконтролю

1. Як утворюється райдуга?
2. Від чого залежить радіус райдуги?
3. Чим відрізняються перша і друга райдуги?
4. Які промені зазнають мінімального відхилення при проходженні краплі?
5. Який кутовий розмір дуги райдуги?
6. Яке оптичне явище утворюється при проходженні світлового променя крізь кристали?
7. Яку форму мають льодяні кристали у перистих хмарах?
7. Від чого залежить радіус гало?
8. Як забарвлені гало?
9. Що таке вінець навколо Сонця або Місяця?
10. Як забарвлені вінці?
11. Як утворюються вінці?

Приклади розв'язання задач

Приклад. Визначити висоту над горизонтом червоної дуги райдуги першого порядку, якщо висота Сонця $h = 20^\circ$. Показник заломлення червоного кольору $n = 1,3318$.

Розв'язок. Число відбиттів для райдуги першого порядку $k = 1$, кут відхилення $D = \pi + 2 \cdot [i - 2e]$. Висота червоної дуги $h = 180^\circ - D$.

Використовуємо формулу (9.44):

$$\sin i = \{[(2 + 1)^2 - (1,3318)^2] / [(2 + 1)^2 - 1]\}^{0,5} = 0,86; \quad i = 59,3^\circ.$$

$$\sin e = (\sin i)/n; \quad \sin e = 0,86/1,3318 = 0,61; \quad e = 40,2^\circ.$$

$$D = \pi + 2 \cdot (59,3 - 2 \cdot 40,2) = 180 - 42,2 = 137,8^\circ.$$

$$h_1 = 180 - 137,8 = 42,2^\circ.$$

Відповідь: висота над горизонтом червоної дуги райдуги першого порядку складає $42,2^\circ$.

Задачі і вправи

9.54. Обчислити кутовий радіус червоної ($n = 1,300$) і фіолетової ($n = 1,343$) дуг першої райдуги, висоту над горизонтом у момент заходу Сонця.

9.55. Сонце піднялось на висоту 30° . Як зміниться при цьому висота над горизонтом дуги райдуги, що описана у попередній задачі?

9.56. У тонких хмарах Cs осі кристалів розташовані вертикально, бокові грані кристалів складають кут 60° . Яке гало може виникнути і на якій кутовій відстані від Сонця. Визначить мінімальне відхилення червоних і фіолетових променів, для яких $n = 1,307$ і $1,317$ відповідно.

9.57. Сонячні промені входять у бокові грані кристалів хмар Cs і виходять крізь їх основи. Осі кристалів орієнтовані вертикально. Висота Сонця 10° . На якій середній кутовій відстані з'являться паргелії?

9.58. Обчислити діаметр крапель хмари Sc, що утворила вінець, якщо радіус другого червоного кільця дорівнював $3^\circ 20'$.

9.59. Небо затягнуте тонкими хмарами As. Біля яскравих зірок з'явилися вінці з кутовим радіусом близько $0,5^\circ$. Якого розміру краплі у цих хмарах?

9.60. Увечері під час туману навколо вуличних ліхтарів спостерігалися ореоли із середнім радіусом біля $1^\circ 50'$. Визначити діаметр крапель туману.

9.61. Кільце Бішопа – червоно-коричневий вінець навкруги Сонця, що з'явився після інтенсивного виверження вулкану, мало радіус $22^\circ 30'$. Визначити переважний розмір вулканічних часток, що утворили цій вінцем, прийняв їх за кристали. Як довести, що це явище було вінцем, а не колом гало, радіус якого близько 22° .

9.63. На тлі хмар As навкруги Місяця з'явився вінець у вигляді ореола з двома райдужними кільцями. Радіус червоного краю зовнішнього кільця дорівнював $4^\circ 30'$. Через деякий час кільця зникли і залишився тільки вінець, радіус якого зменшився до $2^\circ 20'$. Який процес здійснювався з краплями цієї хмари.

Практична робота

Вправа.

Де буде розташована на небесному склепінні райдуга, якщо промені зазнали у краплях дощу k внутрішніх відбиттів? Можна побачити цю райдугу? Обчислити кутовий радіус дуги заданого кольору.

Варіанти (№) вихідних даних

№	Колір дуги райдуги	Номер райдуги	<i>n</i>	№	Колір дуги райдуги	Номер райдуги	<i>n</i>
1	Червоний	Перший	1,330	16	Оранжевий	Третій	1,333
2	Оранжевий	Перший	1,333	17	Жовто-зелений	Третій	1,334
3	Жовто-зелений	Перший	1,334	18	Зелений	Третій	1,335
4	Зелений	Перший	1,335	19	Блакитний	Третій	1,337
5	Блакитний	Перший	1,337	20	Синій	Третій	1,340
6	Синій	Перший	1,340	21	Фіолетовий	Третій	1,343
7	Фіолетовий	Перший	1,343	22	Червоний	Четвертий	1,330
8	Червоний	Другий	1,330	23	Оранжевий	Четвертий	1,333
9	Оранжевий	Другий	1,333	24	Жовто-зелений	Четвертий	1,334
10	Жовто-зелений	Другий	1,334	25	Зелений	Четвертий	1,335
11	Зелений	Другий	1,335	26	Блакитний	Четвертий	1,337
12	Блакитний	Другий	1,337	27	Синій	Четвертий	1,340
13	Синій	Другий	1,340	28	Фіолетовий	Четвертий	1,343
14	Фіолетовий	Другий	1,343	29	Червоний	П'ятий	1,330
15	Червоний	Третій	1,330	30	Оранжевий	П'ятий	1,333

10 АТМОСФЕРНА ЕЛЕКТРИКА І ЕЛЕМЕНТИ АТМОСФЕРНОЇ АКУСТИКИ

10.1 Електричне поле тропосфери

Електричне поле нижніх шарів атмосфери формується під дією випромінювання радіоактивних речовин, які знаходяться у земних породах. Іонізатором для верхньої тропосфери і стратосфери є, головним чином, космічні промені, в іоносфері провідна роль в іонізації належить ультрафіолетовому, рентгенівському і корпускулярному випромінюванню Сонця. Внаслідок процесів іонізації комплекс з декількох молекул несе один елементарний заряд – легкий іон, коли він приєднується до частинок аерозолі, виникає важкий іон.

Іони в атмосфері.

Потужність іонізатору q (інтенсивність іонізації) – кількість пар іонів, що утворюються за 1 с в 1 м^3 , розмірність $[\text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}]$.

В стаціонарних умовах, коли кількість виникаючих іонів дорівнює кількості зникаючих за той же час, рівняння балансу легких іонів записується у вигляді

$$dn/dt = q - \alpha n^2, \quad (10.1)$$

де n – концентрація легких іонів (додатних і від'ємних);

q – інтенсивність іонізації;

α – коефіцієнт рекомбінації іонів, що несуть протилежні знаки.

При нормальних метеорологічних умовах у чистому повітрі $\alpha = 1,6 \cdot 10^{-12} \text{ м}^3/\text{с}$.

При встановленні іонізаційної рівноваги ($dn/dt = 0$) концентрація легких іонів не змінюється, тому $q = \alpha n^2$ і

$$n = \sqrt{q/\alpha}. \quad (10.2)$$

Час життя іону τ для легкого іона в нормальній чистій атмосфері визначається за формулою

$$\tau = n/q = 1/\alpha n. \quad (10.3)$$

Рівняння балансу легких іонів в реальній атмосфері має вигляд:

$$dn/dt = q - \beta n, \quad (10.4)$$

де β – коефіцієнт розсіяння (зникнення) легких іонів, β коливається у межах $(1-30) \cdot 10^{-9} \text{ м}^3/\text{с}$.

При встановленні іонізаційної рівноваги ($dn/dt = 0$) концентрацію іонів визначають за формулою

$$n = q/\beta. \quad (10.5)$$

Час життя легкого іона в реальній запиленій атмосфері

$$\tau = 1/\beta \quad (10.6)$$

Концентрація легких іонів убиває з часом за експоненціальним законом

$$n = n_0 e^{-\beta t} \quad (10.7)$$

Напруженість електричного поля атмосфери E (В/м) – основна характеристика, яка залежить від градієнту потенціалу. Вона має напрямок, перпендикулярний до екіпотенціальних поверхонь $U(x,y,z) = \text{const}$, у бік негативного заряду. Оскільки земна поверхня має негативний заряд, а атмосфера – позитивний, напруженість електричного поля має напрямок зверху вниз. Цей напрямок вважається нормальним. Найбільша густина позитивного заряду спостерігається біля земної поверхні. Вертикальна складова напруженості електричного поля E_z збігається з самою напруженістю і для довільної висоти z має вигляд:

$$E_z(z) = E_z(0) + (\varepsilon \cdot \varepsilon_0)^{-1} \cdot \int_0^z \rho_Q(z) dz, \quad (10.8)$$

де $E_z(0)$ – вертикальна складова напруженості електричного поля біля земної поверхні;

ε – діелектрична проникність повітря, $\varepsilon = 1$.

ε_0 – електрична стала, $\varepsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ Кл/(В·м).

ρ_Q – густина одиничного об'ємного заряду повітря (Кл/м³).

Біля земної поверхні напруженість поля дорівнює

$$E = -4 \cdot \pi \cdot \sigma, \quad (10.9)$$

де $[\sigma] = \text{Кл/м}^2$ – поверхнева густина заряду Землі в даній точці. Загальний заряд Землі, радіус якої R_3 ,

$$Q = -4 \cdot \pi \cdot \sigma \cdot R_3^2. \quad (10.10)$$

Іонна провідність повітря λ обумовлена рухом легких іонів з концентраціями n і важких іонів з концентраціями N . Вона визначається за формулою

$$\lambda = e \cdot (n_+ \cdot u_+ + n_- \cdot u_- + N_+ \cdot U_+ + N_- \cdot U_-) = \lambda_+ + \lambda_-, \quad (10.12)$$

де e – заряд іона, $e = 1,6 \cdot 10^{-19}$ Кл;

u і U – рухливості легких і важких іонів різних знаків, м²/ (В·с) – це швидкість руху іона в електричному полі з напруженістю 1 В/м.

λ^+ і λ^- – полярні провідності $[\lambda] = \text{Кл}/(\text{В} \cdot \text{м} \cdot \text{с})$.

Значення рухливості іонів (додатних та від'ємних) у повітрі при нормальних умовах наведені нижче:

	$u +$	$u -$
Повітря сухе	$1,37 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 91 \cdot 10^{-4}$
Повітря вологе	$1,37 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 51 \cdot 10^{-4}$

Час встановлення іонізаційної рівноваги (час релаксації) визначається за формулою

$$T_{\text{рел}} = \varepsilon_0 \quad (10.13)$$

Приклади розв'язання задач

Приклад 1. Під дією іонізатора за 1 с в 1 см^3 повітря утворюється 8 іонів. Визначить концентрацію іонів при стаціонарних умовах у чистому і запиленому повітрі.

Розв'язок. Використовуємо формулу (10.2). Концентрація легких іонів у чистому повітрі $n = \sqrt{q/\alpha}$; $\alpha = 1,6 \cdot 10^{-12} \text{ м}^3/\text{с}$;

$$n = [(8 \cdot 10^6)/(1,6 \cdot 10^{-12})]^{-0,5} = (5 \cdot 10^{18})^{-0,5} = 2,236 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$$

Концентрація легких іонів у запиленому повітрі за формулою (10.4)

$$q = \beta \cdot n; \quad \beta = 10^{-8} \text{ м}^3/\text{с}; \quad n = 8,0 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}.$$

Відповідь: концентрація легких іонів у чистому повітрі складає $2,236 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$; у запиленому повітрі $n = 0,8 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$.

Приклад 2. Напруженість електричного поля біля поверхні Землі

$E_z(0) = 120 \text{ В/м}$, а на висоті 600 м $E_z(z) = 78 \text{ В/м}$. Визначить середню густину об'ємного заряду у цьому шарі атмосфери.

Розв'язок. Середня густина об'ємного заряду

$$\rho_Q = \int_0^z \rho_Q(z) dz.$$

Використовуємо формулу (10.9):

$$\rho_Q = (\Delta E/\Delta z) \cdot \varepsilon; \quad \rho_Q = [(42 \cdot 8,85 \cdot 10^{-12})/600] \text{ В} \cdot \text{Кл}/(\text{м}^2 \cdot \text{В} \cdot \text{м}).$$

$$\rho_Q = 6,2 \cdot 10^{-11} \text{ Кл/м}^3$$

Відповідь: густина об'ємного заряду в шарі складає $6,2 \cdot 10^{-11} \text{ Кл/м}^3$.

Питання для самоконтролю

1. Що таке іон?
2. Як утворюються іони?
3. Що таке інтенсивність іонізації?
4. Від чого залежить концентрація іонів в атмосфері?
5. Що таке провідність атмосфери?
6. Що таке рухливість іонів?
7. Що таке полярна провідність?

Задачі і вправи

10.1. Кількість пар іонів, що виникають в 1 см^3 повітря за 1 с над океаном приблизно $q = 1 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, над сушею у середньому $q = 8 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Визначити концентрацію іонів над океаном і сушею.

10.2. Інтенсивність утворення іонів під дією космічних променів на висоті 10 км на широті 50° становить $q = 3 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, а на широті 30° $q = 18 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Визначити концентрацію іонів для обох широт, вважаючи, що повітря на цій висоті чисте.

10.3. Під дією космічних променів у повітрі біля земної поверхні за 1 с в середньому утворюється 1,5 іона в 1 см^3 . Яку концентрацію іонів утворюють космічні промені?

10.4. З якою швидкістю рухаються додатні іони в електричному полі з напруженістю 200 В/м у сухому повітрі?

10.5. З якою швидкістю рухаються від'ємні іони в електричному полі з напруженістю 180 В/м?

10.6. Який шлях пройдуть за 1 хвилину у вертикальному напрямку додатні та від'ємні іони у повітрі над сушею, якщо напруженість електричного поля Землі дорівнює 130 В/м?

10.7. Максимум напруженості електричного поля Землі в нічний час дорівнює 134 В/м, а мінімум в полуденний час – 10^6 В/м. Визначити максимальні і мінімальні швидкості іонів.

10.8. Концентрація іонів у середньому дорівнює 700 см^{-3} . Напруженість електричного поля атмосфери 130 В/м. Визначити іонну провідність атмосфери.

10.9. Обчислити час життя легкого іона у чистому повітрі, якщо концентрація іонів дорівнює $4 \cdot 10^8 \text{ м}^{-3}$.

10.10. Через який проміжок часу кількість легких іонів в ізолюваному об'ємі зменшиться в 2 рази за рахунок возз'єднання (рекомбінації), якщо концентрація іонів кожного знаку в початковий момент складала $3 \cdot 10^8 \text{ м}^{-3}$?

10.11. Над океаном в 1 м^3 повітря знаходяться $6,5 \cdot 10^8$ додатних і $5 \cdot 10^8$ від'ємних іонів. Їхні середні рухомості складають відповідно $1,3 \cdot 10^{-4}$ і $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2 / (\text{В} \cdot \text{с})$. Визначити полярні провідності, загальну провідність повітря. Чому над поверхнею океану більше додатних іонів ніж від'ємних?

10.12. Якою повинна бути інтенсивність іонізації, щоб забезпечити постійну концентрацію легких іонів обох знаків рівну 500 см^{-3} ?

10.13. Оцінити діапазон життя легкого іона у запиленому повітрі, якщо коефіцієнт β змінюється в межах $(1 - 30) \cdot 10^{-9} \text{ м}^3 / \text{с}$.

10.14. Визначити час релаксації електричного стану атмосфери, якщо концентрація іонів обох знаків 300 см^{-3} , рухомість $2 \text{ см}^2 / (\text{В} \cdot \text{с})$.

10.15. З якою швидкістю рухаються легкі іони в електричному полі біля поверхні Землі взимку, якщо напруженість поля дорівнює 250 В/м . Середні рухомості: $u^+ = 1,35 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2 / (\text{В} \cdot \text{с})$; $u^- = 1,83 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2 / (\text{В} \cdot \text{с})$. Порівняйте швидкість іонів з вертикальною швидкістю повітря при теплової конвекції.

10.16. Якою повинна бути напруженість електричного поля, щоб швидкість руху легких іонів досягла 8 м/с ? Прийняти, що середня рухливість іонів $1,6 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2 / (\text{В} \cdot \text{с})$

10.2 Електричні струми в атмосфері

Електричні струми провідності i – струми, які виникають при русі іонів в електричному полі атмосфери:

$$i = (\lambda^+ + \lambda^-) E = \lambda E. \quad (10.14)$$

Електричні струми конвекції. Вертикальна складова густини струму конвекції обумовлена турбулентним переносом об'ємного заряду ρ ,

$$i_{\text{кон}} = -k_z \cdot (\partial \rho / \partial z), \quad (10.15)$$

де k_z – вертикальний коефіцієнт турбулентності.

Електричні струми адвекції. Густина горизонтального струму адвекції

$$i_{\text{АДВ}} = \rho \cdot c \quad (10.16)$$

де c – швидкість вітру.

Електричні струми зсуву. Густина струму зсуву

$$i_{зсв} = \varepsilon_0 \cdot (\delta E / \delta t). \quad (10.17)$$

Струми блискавок. Електризація хмар відбувається при контакті повітряних іонів з краплями і кристалами. Заряди на краплях і кристалах можуть виникати також внаслідок взаємодії між ними. Електрична структура грозової хмари, яка побудована на основі узагальнення багаторічних експериментальних досліджень, так пояснює розподіл об'ємних зарядів у купчасто-дошових хмарах.

У верхній частині хмари, яка розташована вище ізотерми $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$, переважають додатні заряди, що виникають на льодових частинках. У нижній частині хмари зосереджуються головним чином від'ємні заряди. Заряди першого масштабу мають напруженість порядку 10^5 В/м .

Для виникнення блискавок необхідна напруженість 10^6 В/м . Вона утворюється під впливом турбулентності, яка посилює струм провідності, що зменшує напруженість електричного поля першого порядку, але одночасно великі турбулентні об'єми відриваються від загального потоку і зближуються з такими ж великими об'ємами протилежного знаку, що збільшує напруженість поля, іноді до критичних значень, результатом чого є виникнення електричних розрядів у середині хмари, між сусідніми хмарами та між хмарою та землею поверхнею.

У нижній частині хмари переважають об'єми іншого масштабу з надлишком позитивних зарядів за рахунок переносу позитивних іонів конвективними потоками від приземного шару атмосфери. Між нижньою, позитивно зарядженою, й середньою, негативно зарядженою, частинами грозової хмари найбільш часто напруженість електричного поля перевищує критичне або пробійне значення, при якому відбувається іскровий пробій шару повітря.

Блискавка – іскровий розряд, який виникає при критичному значенні напруженості $3 \cdot 10^5 - 6 \cdot 10^5\text{ В/м}$. Він складається з великої кількості окремих розрядів, які формують сильно іонізований канал блискавки від хмари до земної поверхні, по якому переміщуються заряди, зворотний імпульс характеризується переносом позитивного заряду вгору по іонізованому каналу.

Задачі і вправи

10.17. Середні значення градієнта потенціалу електричного поля атмосфери і провідності повітря біля земної поверхні улітку відповідно 110 В/м і $2,50 \cdot 10^{-11}\text{ Ом}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$. Визначить щільність струму провідності. Електрику якого знаку приносить до Землі струм провідності.

10.18. Обчислити густину струму конвекції, якщо середні концентрації легких іонів $n^+ = 5,80 \cdot 10^8 \text{ м}^{-3}$, $n^- = 5,30 \cdot 10^8 \text{ м}^{-3}$. Вертикальна швидкість конвективних рухів 2 см/с . У скільки разів струм конвекції менший за середній струм провідності?

10.19. Визначити густину струму зсуву, якщо за 10 хвилин напруженість електричного поля змінилася від 76 до 198 В/м.

10.20. При розряді блискавки за 0,2 с напруженість електричного поля змінилася від -600 до 15000 В/м . Який струм зсуву виникне на металевому даху площею 40 м^2 ?

10.21. Обчислити і порівняти густину струму адвекції, що виникає при переносі об'ємних зарядів вітром зі швидкістю 5 м/с і густину горизонтальної складової струму провідності. Градієнт потенціалу 110 В/м , провідність атмосфери $2,5 \cdot 10^{-14} \text{ см/м}$, об'ємний заряд $2,3 \cdot 10^{-11} \text{ Кл/м}^3$.

10.22. Максимальна швидкість вітру в Антарктиді досягає 56 м/с . Обчислити густину струму адвекції, якщо за рахунок тертя сніжинок о снігову поверхню виник об'ємний заряд $5 \cdot 10^{-8} \text{ Кл/м}^3$.

10.23. Максимальна довжина зони облогового дощу на теплому фронті досягала 2000 км і мала ширину 250 км . За 18 годин випало 10 мм опадів. Обчислити кількість позитивної електрики, що принесли краплі дощу на поверхню зони опадів.

10.24. Кожну секунду на земній кулі відбувається у середньому 118 розрядів блискавки. 31% складають розряди на Землю. Скільки електрики приносять блискавки на земну поверхню за 1 с , якщо за один розряд переноситься 20 Кл ? (85% усіх блискавок несуть негативну електрику.)

10.25. Обчислити загальну потужність грозових розрядів в атмосфері і розрядів на Землю. Середня сила струму в каналі блискавки $20\,000 \text{ А}$, різниця потенціалів на кінцях розряду блискавки 10^7 В , середня тривалість розряду $0,2 \text{ с}$.

10.26. Густина об'ємного заряду біля земної поверхні $2 \cdot 10^{-11} \text{ Кл/м}^3$, а на висоті 200 м вона зменшується удвічі. Визначити щільність току конвекції, якщо середній коефіцієнт турбулентності складає $1 \text{ м}^2/\text{с}$.

10.27. Густина об'ємного заряду в купчастій хмарі на нижній межі $5,4 \cdot 10^{-11} \text{ Кл/м}^3$. Вище на 1500 м вона складає $4,2 \cdot 10^{-11} \text{ Кл/м}^3$. Густина струму конвекції $3,8 \cdot 10^{-18} \text{ А/м}^2$. Визначити коефіцієнт турбулентності в хмарі.

10.3 Іоносфера

За наявності заряджених часток у повітрі атмосферу поділяють на нейтральну до висоти 50–60 км і заряджену – іоносферу. Заряджені частки – іони створюються за рахунок поглинення квантів сонячної енергії. З висотою кількість іонів та електронів швидко збільшується.

Відповідно до висотного профілю електронної концентрації іоносферу поділяють на наступні шари: зона D – 60 – 105 км, $n = 2 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-3}$; зона E – 105 – 160 км, $n = 1,6 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-3}$; зона F – шар вище за 160 км з денною концентрацією $n = 1,5 \cdot 10^{10} \text{ см}^{-3}$.

Концентрації додатних і від'ємних іонів в іоносфері можна вважати рівними. При встановленні динамічної рівноваги між інтенсивністю утворення електронів q і кількістю електронів, що рекомбінують з додатними іонами в одиницю часу, можна записати

$$N = \sqrt{q/\alpha}, \quad (10.18)$$

де N і α – електронна концентрація, яка спостерігається на даному рівні, і коефіцієнт рекомбінації електронів відповідно. Після закінчення дії іонізатора концентрація електронів убуває за часом згідно закону

$$N_t = \frac{N_0}{1 + \alpha \cdot N_0 \cdot t}. \quad (10.19)$$

де N_0 і N_t – електронні концентрації в початковий момент і через час t .

Електронна концентрація N на даному рівні пов'язана з критичною частотою радіохвилі f_{KP} (Гц), яка відбита і спрямована вертикально, співвідношенням

$$N = 1,24 \cdot 10^{-2} \cdot f_{KP}^2, \quad (10.20)$$

$$f_{KP} = \sqrt{80,7 \cdot N}, \quad (10.21)$$

Висота шару іоносфери, від якого відбивається радіохвиля, дорівнює

$$h = 0,5 \cdot c_0 \cdot \Delta t, \quad (10.22)$$

де c_0 – швидкість радіохвилі у пустоті, Δt – проміжок часу між випромінюванням радіохвилі і прийомом відбитого сигналу.

Питома електропровідність іоносфери λ (см/м)

$$\lambda = 7,12 \cdot 10^{-7} \left(\frac{V \eta}{f^2} \right), \quad (10.23)$$

де η – кількість зіткнень електрона за 1 с.

Для радіохвилі, яка спрямована до іоносфери під кутом падіння i_0 ,

$$N = 1,24 \cdot 10^{-2} \cdot (1 - n^2) \cdot f_{кр}^2; \quad (10.24)$$

$$f_{кр} = \sqrt{\frac{80,7}{1 - n^2}} \cdot N; \quad (10.25)$$

де $n = \sin i_0 = c_0 / c$, c – швидкість радіохвилі в іоносфері на рівні з електронною концентрацією N , n – показник заломлення.

Задачі і вправи

10.28. Концентрація електронів у шарі D іоносфери в день складає 10^3 ел/см³, середній коефіцієнт рекомбінації 10^{-5} см³/с. Через який час після заходу Сонця концентрація електронів в цьому шарі зменшиться в 100 разів?

10.29. Розрахувати концентрацію електронів у шарі E іоносфери через 6 годин після заходу Сонця влітку, якщо перед заходом концентрація була $4 \cdot 10^5$ ел/см³. Середній коефіцієнт рекомбінації в цьому шарі вночі 10^{-8} см³/с.

10.30. На скільки процентів зменшиться вміст електронів в шарі F іоносфери через 8 годин після заходу Сонця, якщо перед заходом концентрація електронів складала $3 \cdot 10^6$ ел/см³. Середній коефіцієнт рекомбінації в цьому шарі вночі $3 \cdot 10^{-11}$ см³/с.

10.31. Радіоімпульс з частотою $1,27 \cdot 10^6$ Гц, спрямований вдень вгору радіосферною станцією, був прийнятий назад через $2 \cdot 10^{-3}$ с. Визначити висоту шару інверсії, концентрацію електронів, довжину відбитої хвилі.

10.32. Критичні частоти радіохвиль, які відбиваються від шару E іоносфери, змінюються від $4,82 \cdot 10^6$ Гц удень до $4,48 \cdot 10^5$ Гц уночі. Як змінюється концентрація електронів у шарі E від дня до ночі?

10.33. Шар іоносфери D добре відбиває довгі і наддовгі радіохвилі, створюючи разом з земною поверхнею сферичний хвилевід, в якому ці хвилі поширюються на великі відстані біля земної поверхні. Визначити максимальні частоти і мінімальні довжини хвиль, які можуть поширюватися в цьому хвилеводі, якщо максимальна концентрація електронів у шарі D на протязі дня змінюється від $5 \cdot 10^2$ до $5 \cdot 10^3$ ел/см³.

10.34. Дальній радіозв'язок між двома пунктами здійснюється на частоті $2,3 \cdot 10^7$ Гц. Кут падіння радіосигналу на іоносферу 30° . Якою повинна бути концентрація електронів у місці відбиття сигналу?

10.35. Визначити критичну частоту і відповідну довжину радіохвилі, питомо електропровідність у шарі F удень, коли електронна концентрація

досягає максимального значення $6 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$, а кількість зіткнень дорівнює $1,5 \cdot 10^3 \text{ с}^{-1}$.

10.36. Яка концентрація електронів повинна бути в іоносфері, щоб від неї могли відбиватися світлові хвилі?

Практична робота

Вправа 1.

З якою швидкістю рухаються легкі іони в електричному полі біля поверхні Землі, якщо напруженість поля дорівнює E (В/м), середні значення рухливості іонів: $u_+ = 1,35 \text{ м}^2/\text{В} \cdot \text{с}$, $u_- = 1,83 \text{ м}^2/\text{В} \cdot \text{с}$. Якою повинна бути напруженість електричного поля атмосфери, щоб швидкість руху легких іонів досягла величини v (м/с)? З якою швидкістю рухаються важкі іони, якщо їх рухливість дорівнює $2 \cdot 10^{-8} \text{ м}^2/\text{В} \cdot \text{с}$. Визначити полярну провідність.

Варіанти (№) вихідних даних

№	E	v	№	E	V
1	130	0,02	16	140	3,0
2	150	0,10	17	170	2,0
3	170	2,0	18	190	0,5
4	210	1,0	19	230	0,8
5	250	1,5	20	130	2,0
6	180	8,0	21	200	2,0
7	140	2,5	22	160	0,40
8	180	1,0	23	200	2,0
9	220	4,0	24	240	4,0
10	260	0,30	25	300	0,80
11	110	0,08	26	130	0,50
12	120	1,0	27	210	0,10
13	130	0,15	28	140	5,0
14	210	3,0	29	109	3,0
15	160	1,5	30	300	4,5

Вправа 2

Радіоімпульс з частотою f Гц, спрямований вертикально вгору, був прийнятий назад через Δt с. Визначити висоту шару атмосфери, від якого відбився сигнал, концентрацію електронів, довжину відбитої хвилі.

Варіанти (№) вихідних даних

	f	Час доби	Δt	№	f	Час доби	Δt
1	$1,02 \cdot 10^5$	День	$4,00 \cdot 10^{-4}$	16	$5,68 \cdot 10^6$	День	$8,20 \cdot 10^{-4}$
2	$1,93 \cdot 10^5$	День	$5,60 \cdot 10^{-4}$	17	$5,96 \cdot 10^6$	День	$7,60 \cdot 10^{-4}$
3	$2,46 \cdot 10^5$	День	$4,40 \cdot 10^{-4}$	18	$4,02 \cdot 10^6$	День	$1,14 \cdot 10^{-3}$
4	$2,68 \cdot 10^5$	День	$5,40 \cdot 10^{-4}$	19	$5,54 \cdot 10^6$	День	$1,20 \cdot 10^{-3}$
5	$3,81 \cdot 10^5$	День	$4,60 \cdot 10^{-4}$	20	$6,80 \cdot 10^6$	День	$1,26 \cdot 10^{-3}$
6	$5,14 \cdot 10^5$	День	$4,80 \cdot 10^{-4}$	21	$2,98 \cdot 10^6$	Ніч	$1,46 \cdot 10^{-3}$
7	$6,29 \cdot 10^5$	День	$5,20 \cdot 10^{-4}$	22	$4,30 \cdot 10^6$	Ніч	$1,64 \cdot 10^{-3}$
8	$6,36 \cdot 10^5$	Ніч	$6,00 \cdot 10^{-4}$	23	$4,82 \cdot 10^6$	Ніч	$1,80 \cdot 10^{-3}$
9	$7,07 \cdot 10^5$	Ніч	$8,60 \cdot 10^{-4}$	24	$6,48 \cdot 10^6$	День	$1,68 \cdot 10^{-3}$
10	$7,78 \cdot 10^5$	Ніч	$6,80 \cdot 10^{-4}$	25	$7,13 \cdot 10^6$	День	$1,94 \cdot 10^{-3}$
11	$8,39 \cdot 10^5$	Ніч	$8,00 \cdot 10^{-4}$	26	$8,48 \cdot 10^6$	День	$2,80 \cdot 10^{-3}$
12	$8,94 \cdot 10^5$	Ніч	$7,40 \cdot 10^{-4}$	27	$1,06 \cdot 10^7$	День	$2,56 \cdot 10^{-3}$
13	$2,98 \cdot 10^6$	День	$6,20 \cdot 10^{-4}$	28	$1,45 \cdot 10^7$	День	$2,10 \cdot 10^{-3}$
14	$4,31 \cdot 10^6$	День	$9,80 \cdot 10^{-4}$	29	$1,77 \cdot 10^7$	День	$2,34 \cdot 10^{-3}$
15	$5,01 \cdot 10^6$	День	$6,40 \cdot 10^{-4}$	30	$2,03 \cdot 10^7$	День	$2,16 \cdot 10^{-3}$

10.4 Швидкість розповсюдження звуку в атмосфері

Швидкість звуку у повітрі описується формулою Лапласа

$$c = \sqrt{\chi P / \rho} \quad (10,26)$$

де $\chi = c_P / c_V$, P – атмосферний тиск, ρ – густина повітря.

Для сухого повітря $\chi = 1,40$. При нормальному тиску і температурі 0°C швидкість звуку дорівнює $331,2$ м/с.

Залежність швидкості звуку (м/с) від температури повітря можна виразити формулою

$$c_T = 20,07 \cdot \sqrt{T} . \quad (10,27)$$

Вплив вологості повітря на швидкість звуку враховується у формулі

$$c_{\text{вл}} = 20,07 \cdot \sqrt{T_{VA}} , \quad (10,28)$$

де T_{VA} – віртуальна акустична температура, яка визначається за формулою

$$T_{VA} = T \cdot (1 + 0,275 \cdot e / P), \quad (10,29)$$

де e – парціальний тиск водяної пари, P – атмосферний тиск.

У повітрі, що рухається, швидкість звуку c_1 – векторна сума швидкості звуку в нерухомій атмосфері c і швидкості вітру V (рис.10.1) Так, якщо звук розповсюджується за вітром, то результуюча швидкість

$$c_1 = c + V, \quad (10.30)$$

якщо проти вітру, то

$$c_1 = c - V. \quad (10.31)$$

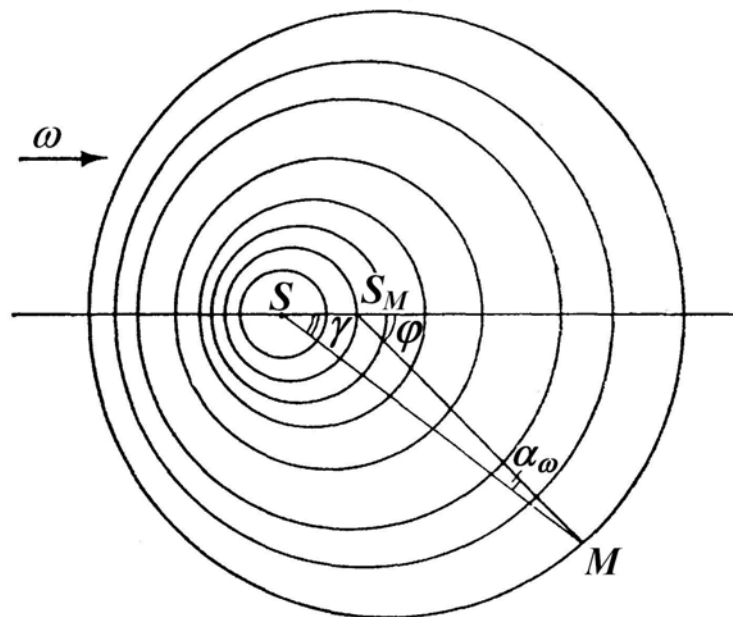


Рис. 10.1 – Вплив вітру на швидкість і визначення положення джерела звуку.

Якщо напрям уявного звуку складає з напрямком вітру кут φ , то результуюча швидкість звуку буде

$$c_1 = c + V \cdot \cos \varphi. \quad (10.32)$$

Швидкість звуку в деякому середовищі визначається за формулою

$$c = \sqrt{\frac{1}{\beta \rho}}, \quad (10.33)$$

де β – коефіцієнт об'ємного стиснення середовища, ρ – щільність середовища.

Заломлення звукових променів в атмосфері

Швидкість звуку в атмосфері змінюється з висотою у відповідності зі змінюванні температури повітря і швидкості вітру. Це призводить до заломлення звукового променя. На рис.10.2 зображено траєкторії звукових променів для випадку зниження температури з висотою.

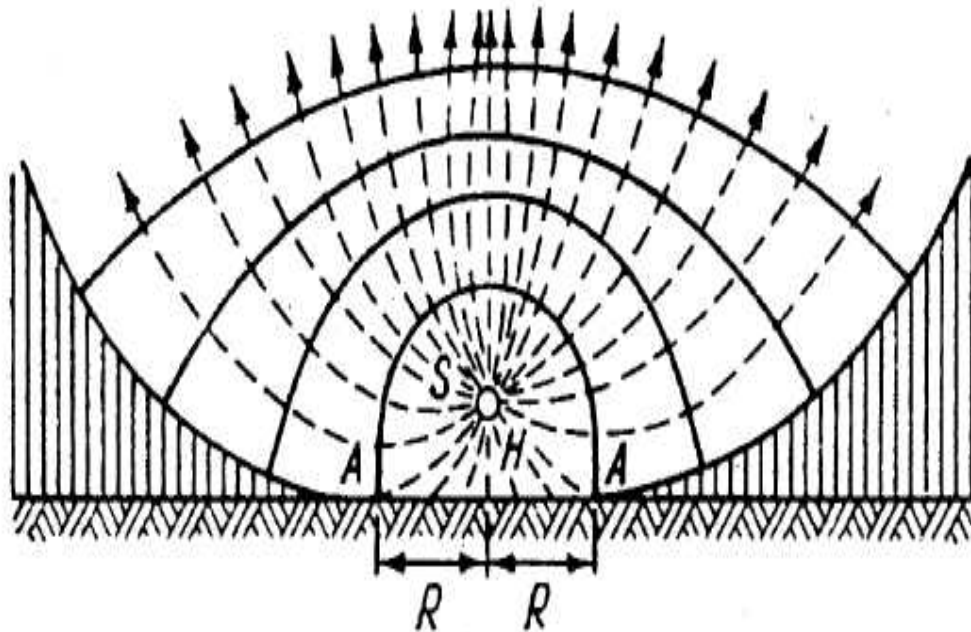


Рис. 10.2 – Траєкторії звукових променів при падінні температури повітря з висотою

Радіус зони чутності звуку визначається за формулою

$$R = 2\sqrt{T h/\gamma}, \quad (10.33)$$

де T – температура повітря біля земної поверхні; h – висота джерела звуку в м; γ – вертикальний температурний градієнт в $^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

Приклади розв’язання задач

Приклад 1. На скільки зміниться швидкість звуку, якщо температура знизиться від $+25$ до -25 $^{\circ}\text{C}$?

Розв’язок. Використовуємо формулу (10.28);

$$\Delta c = 20,07 \cdot (\sqrt{298} - \sqrt{248}) = 30,3 \text{ м/с.}$$

Відповідь. Швидкість звуку зменшиться на 30,3 м/с.

Приклад 2. З якою швидкістю розповсюджується звук у північному і північно-східному напрямках при південному вітрі зі швидкістю $V = 15$ м/с і температурі повітря 25 °С?

Рішення. У нерухомому повітрі $c = 20,07 \cdot \sqrt{298} = 346,3$ м/с.

В напрямку на північ $c_{П} = 346,3 + 15 = 361,3$ м/с.

В північно-східному напрямку $c_{ПС} = 346,3 + 15 \cdot \cos 45^\circ = 356,8$ м/с.

Задачі і вправи

10.37. Визначити граничні величини швидкості звуку, якщо температури дорівнюють 40 і -40 °С.

10.38. Температура повітря 15 °С, атмосферний тиск 1010 гПа, повітря насичене водяною парою. Визначити швидкість звуку.

10.39. Визначити швидкість звуку у вільній атмосфері на висоті 20 км, якщо середня температура повітря -53 °С, тиск 55 гПа.

10.40. У пункті N трапився вибух, який зареєстрували у пункті M через $0,11$ с. На якій відстані знаходяться один від одного пункти N і M , якщо температура повітря -7 °С?

10.41. У пункті A подано звуковий сигнал в 0 год. 0 хв. 0 с. Коли буде зареєстровано цей сигнал у пункті B (на сході) і у пункті C на північному сході на відстані (в обох випадках) 2 км? Температура повітря 20 °С, вітер західний, швидкість 10 м/с.

10.42. Глибина моря, виміряна ехолотом, 2850 м. Проміжок часу між випуском звукової хвилі і прийомом відбитого від дна сигналу дорівнює $3,8$ с. Визначити густину морської води. Коефіцієнт $\beta = 4,315 \cdot 10^{-10}$ м²/Н, (H – ньютон).

10.43. На якій відстані від схилу гори знаходилася гармата, якщо відбитий звук пострілу було чути через 8 с? Температура повітря -27 °С.

10.44. Висота грозової хмари в середньому складає 1000 м. Визначити зону чутності грому при відсутності вітру і температурі 15 °С, $\gamma = 0,8$ °С/100 м.

10.45. Звуковий сигнал з башти було чути на відстані 3,5 км. Визначити висоту башти, якщо температура повітря $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\gamma = 0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

10.46. Звуковий сигнал подається з башти висотою 15 м. Температура повітря $27\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\gamma = 0,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Визначити радіус зони чутності.

10.47. Визначити зону чутності звуку від мотору літака, який летить на висоті 3 км. Температура повітря $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\gamma = 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

10.48. Через 5 с після спалаху блискавки відмічено грім. Температура повітря $27,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, тиск 998 гПа. Відносна вологість повітря близька до 100 %. На якій відстані трапились грозові розряди? Який радіус зони чутності, якщо $\gamma = 0,7\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$?

Практична робота

Вправа 1.

Визначити радіус зони чутності звуку від літака, який летить на висоті H км, якщо температура повітря у поверхні Землі $t\text{ }^{\circ}\text{C}$, вертикальний температурний градієнт $\gamma\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Варіанти (№) вихідних даних

№	H	t	γ	№	H	t	γ
1	2	10	0,60	11	5	3	0,60
2	3	15	0,60	12	7	-4	0,50
3	4	25	0,70	13	9	8	0,50
4	9	-5	0,50	14	3	12	0,70
5	6	0	0,60	15	1	30	1,20
6	7	18	0,50	16	2	25	0,80
7	5	-12	0,50	17	4	-15	0,50
8	1	14	0,80	18	6	-30	0,60
9	10	7	0,60	19	8	-10	0,50
10	8	2	0,60	20	10	15	0,60

Вправа 2.

Напрямок вітру dd^0 , швидкість вітру V м/с, температура повітря t °С. Визначити швидкість розповсюдження звуку в напрямку DD^0 .

Варіанти (№) вихідних даних

№	dd	V	t	DD	№	dd	V	t	DD
1	360	5	8	90	11	260	3	20	330
2	20	7	-5	120	12	240	7	24	360
3	340	10	12	30	13	220	9	18	140
4	40	6	15	70	14	200	18	6	100
5	320	15	6	90	15	120	14	18	140
6	60	4	7	140	16	160	4	14	120
7	300	10	12	60	17	140	8	12	320
8	80	7	4	170	18	120	5	8	140
9	280	8	15	100	19	100	18	13	130
10	60	12	5	100	20	80	20	5	180

ЛІТЕРАТУРА

1. Бройдо А.Г. Задачник по общей метеорологии – Л.: Гидрометеоиздат, 1981; 222с.
2. Гуральник И.И., Мамиконова С.В., Полковников М.А. Сборник задач и упражнений по метеорологии – Л.: Гидрометеоиздат, 1978; 223 с.
3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы – Л.: Гидрометеоиздат, 2001; С. 3 – 305.
4. Школьний Є.П. Фізика атмосфери – Одеса: ОГМІ, 1997; С. 3-283, 311- 401.
5. Задачник по общей метеорологии. Под ред. В.Г.Морачевского – Л.: Гидрометеоиздат, 1984; С. 5 - 94.
6. Психрометричні таблиці К.: Гидрометеоиздат, 2001, – 270 с.
7. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Часть 1, вып.3 – Л.: Гидрометеоиздат, 1984; С.77 - 88.

Предметний покажчик

А

Абсолютно чорне тіло – 75
Адіабата
– волога – 61
– суха – 61
Аерологічна діаграма – 60
Альbedo – 90
Амплітуда – 131
Атмосфера
– вільна – 42
– ізотермічна – 28
– однорідна – 28
– політропна – 29

Б

Баланс радіаційний
– атмосферний – 92
– діяльного шару – 91
– підстильної поверхні – 91
– системи земля-атмосфера – 92
Барична ступінь – 30
Баричний градієнт
– вертикальний – 30
– горизонтальний – 30
Барометрична формула
– ізотермічної атмосфери – 28
– однорідної атмосфери – 28
– політропної атмосфери – 29
– реальної атмосфери – 29

В

Величина метеорологічна – 6
Відношення суміші – 14
Відбиття променистої енергії – 90
Вітер
– геострофічний – 42
– градієнтний – 43
– термічний – 43

Водність – 156
Вологість
– абсолютна – 14
– відносна – 14
– ґрунту – 102
– повітря – 13
Водність – 156
Водяна пара – 24
Видимість
– геометрична – 175
– геодезична – 176
– метеорологічна – 167
Випромінювання
– атмосферне – 90
– земне – 90
– чорного тіла – 75
– ефективно – 91
Випромінювальна здатність – 75
Випаровування – 161
Випарність – 161
Висота Сонця – 78

Г

Газовий склад атмосфери – 82
Гало – 185
Град – 157
Градієнт
– автоматичної конвекції – 28
– температури адіабатичний – 51
– температури вертикальний – 52
– температури горизонтальний – 43
– температури потенціальної – 52
Густина
– водяної пари – 14
– повітря вологого – 25
– повітря сухого – 14,25
– льоду – 145

Д

Дефіцит
– насичення – 13
– точки роси – 13
Дощ – 157

Е

Електричне поле – 191
Енергія нестійкості – 61, 70

З

Закон
– Буге-Ламберта-Бера – 84
– Віна – 76
– Кірхгофа – 76
– Релея – 82
– Стефана-Больцмана – 76
Замерзання крапель – 143
Заряд хмар – 196

І

Изобари – 61
Изограми – 61
Изотерми – 61
Інверсія температури – 63
Індикатриса розсіювання – 83
Індекс рефракції – 171
Інсоляція – 78, 89
Іоносфера – 197
Іони – 191

К

Коагуляція – 157
Коефіцієнт
– відбиття – 75
– захоплення – 157
– прозорості атмосфери – 85, 167
– пропускання радіації – 75

– поглинення радіації – 75
– температуропровідності – 103
– теплопровідності – 103, 125
– тертя – 41, 44
– турбулентності – 121
Конденсація – 143
Контраст чутливості ока – 167
Крива стану – 63
Крива стратифікації – 63
Кривизна поверхні – 142
Критерій стійкості – 69

Л

Льодоутворення – 143

М

Масова частка водяної пари – 61, 161
Метастабільний стан – 142
Морфологічна класифікація
хмар – 155
Мряка – 157

Н

Напруженість електричного
поля – 192
Небесне склепіння – 182
Нестійкість атмосфери – 70

П

Парціальний тиск – 13
Показник послаблення радіації
– масовий – 84
– об'ємний – 167
– лінійний – 167
Потік
– водяної пари – 161
– випромінювання – 181

С

- інтегральний – 75
- монохроматичний – 75
- променистої енергії – 75
- прямої радіації – 78
- тепла у ґрунті – 107
- тепла у атмосфері – 124
- Приземний шар – 121
- Промениста енергія – 75
- Процес
 - адіабатичний – 51
 - вологадіабатичний – 58
 - псевдоадіабатичний – 59
 - сухоадіабатичний – 51
- Психрометричний метод – 14

Р

- Радіаційний баланс
 - атмосфери – 91
 - поверхні діяльного шару – 88
 - системи земна поверхня-атмосфера – 92
- Радіус краплі – 142
- Райдуга – 184
- Рефракція
 - астрономічна – 172
 - земна – 175
- Розсіювання сонячної радіації
 - аерозольне – 83
 - ідеальне релеївське – 82
- Рівень вирівнювання – 53
- Рівень конденсації – 59
- Рівняння
 - Клаузіуса-Клапейрона – 15, 138
 - першого принципу термодинаміки – 51
 - Пуассона – 52
 - стану сухого повітря – 24
 - стану вологого повітря – 25
 - статички атмосфери основне – 27
- Рух турбулентний – 121

- Світловий потік – 181
- Сила
 - баричного градієнта – 41
 - відцентрова – 41
 - Коріоліса – 41
 - тиску – 41
 - тертя – 41
 - тяжіння – 27
- Сніг – 157
- Сонячна радіація – 78
 - відбиття – 90
 - видима – 78
 - інфрачервона – 78
 - ослаблення – 84
 - поглинення – 82
 - потік – 78
 - пряма – 79, 89
 - розсіяна – 89
 - сумарна – 89
 - ультрафіолетова – 78
- Стала
 - Больцмана
 - газова питома – 15, 24
 - сонячна – 78
- Статика атмосфери – 24
- Стратифікація атмосфери – 69
- Схилення сонце – 77

Т

- Температура
 - повітря – 6
 - віртуальна – 25, 64
 - ґрунту – 107
 - змоченого термометра – 14
 - критична – 24, 136
 - потенціальна – 52
 - псевдопотенціальна – 60, 63
 - псевдоеквівалентна – 60, 63
 - коливання добові – 103, 129

Я

– коливання річні – 103, 107, 131
– шкали вимірювання – 6
Температуропровідність – 103
Тепловий баланс
– земної поверхні – 121, 162
Теплоємність
– питома – 102
– об’ємна – 102
Теплообмін у ґрунті – 108
Теплопровідність ґрунту – 103
Теплота пароутворення питома –
143
Термінатор – 168
Термодинаміка атмосфери – 51
Термоізоплети – 109
Тиск
– атмосферний – 9
– парціальний – 13, 24
Точка роси – 64
Туман
– адвентивний – 150
– випаровування – 151
– змішування – 151
– радіаційний – 150
Турбулентне перемішування – 121

Ф

Фази води – 142
Фактор каламутності – 86
Фактор турбулентності – 123
Формула
– Магнуса – 138
– Стокса – 158
Функція Планка – 76

Ч

Часовий кут – 77
Число Авогадро – 142

Ядра конденсації – 143
Яскравість
– небесного склепіння – 182

КОНСТАНТИ, КОЕФІЦІЄНТИ, ОДИНИЦІ

Нормальне прискорення вільного падіння $g = 9,80665 \text{ м/с}^2$.

Період добового обертання Землі $T = 24 \text{ год} = 86400 \text{ с}$

Стала Стефана – Больцмана $\sigma = 5,67032 \cdot 10^{-8} \text{ Вт / (м}^2 \cdot \text{К)}$

Радіус Землі $R_3 = 6371 \text{ км}$.

Радіус Сонця $R_C = 695,6 \cdot 10^3 \text{ км}$.

Відстань між центрами Сонця і Землі: середня $149 \cdot 10^6 \text{ км}$, 2 січня (Земля в перигелії) – $147 \cdot 10^6 \text{ км}$, 4 липня (Земля в афелії) – $152 \cdot 10^6 \text{ км}$.

Сонячна стала $I_0 = 1,37 \text{ кВт/м}^2$.

Об'ємний коефіцієнт теплового розширення газів

$\alpha = 1/273,15 = 3,66 \cdot 10^{-3} \text{ (}^\circ\text{C)}^{-1}$.

Сухоадіабатичний градієнт $\gamma_a = 1^0/100 \text{ м}$.

Універсальна газова стала $R^* = 8,31 \cdot 10^3 \text{ Дж / (кмоль} \cdot \text{К)}$.

Питома газова стала сухого повітря $R_{СП} = 287,05 \text{ Дж / (кг} \cdot \text{К)}$

Питома газова стала водяної пари $R_{П} = 461,51 \text{ Дж / (кг} \cdot \text{К)}$.

Питома теплоємність сухого повітря при постійному тиску

$c_P = 1005 \text{ Дж / (кг} \cdot \text{К)}$.

Питома теплоємність сухого повітря при постійному об'ємі

$c_V = 718 \text{ Дж / (кг} \cdot \text{К)}$.

Молярна маса сухого повітря $M = 28,97 \text{ кг / кмоль}$.

Молярна маса водяної пари $\mu = 18,02 \text{ кг / моль}$ $\mu = 18,02 \text{ кг / кмоль}$.

Питома теплота пароутворення (конденсації)

$L = 2,5 \cdot 10^6 \text{ Дж / кг}$.

Питома теплота сублімації

$L_C = 2,83 \cdot 10^6 \text{ Дж / кг}$.

Теплота плавлення льоду $L_{пл} = L_c - L$.

Молекулярна теплопровідність повітря при температурі t °С

$$\lambda = (24,16 + 0,67t) \cdot 10^{-3} \text{ Дж}/(\text{м} \cdot \text{с} \cdot \text{К}).$$

Густина повітря при нормальних умовах $\rho_0 = 1,292 \text{ кг}/\text{м}^3$.

Кутова швидкість обертання Земної кулі $\omega = 7,27 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$.

Швидкість світла у вакуумі $3 \cdot 10^8 \text{ м}/\text{с}$.

Електричний заряд $Q = \text{Кл}$ (кулон)

Потенціал $U = V$ (вольт).

Напруженість електричного поля $E = \text{В}/\text{м}$

Об'ємна щільність заряду $\rho = Q/V \text{ Кл}/\text{м}^3$.

Поверхнева щільність заряду $\delta = Q/V \text{ (Кл}/\text{м}^2)$

Ємність $C = Q/U \text{ (Ф-фарада)}$; $\Phi = \text{Кл}/\text{В}$,

Електрична проникність $\epsilon = \Phi/\text{м}$.

Сила струму $I = Q/T \text{ (А-ампер)}$; $A = \text{К}/\text{с}$

Електричний опір $R = U/I \text{ (Ом)}$; $\text{Ом} = \text{В}/\text{А}$

Електрична провідність $G = 1/R \text{ (См-сіменс)}$; $\text{См} = \text{Ом}^{-1}$; $\text{См} = \text{Кл}/\text{В} \cdot \text{с}$.

Питома провідність: $\text{См}/\text{м}$.

ДОДАТОК Б

ДОПОМІЖНІ ТАБЛИЦІ

Таблиця Б-1

Тиск насичення водяної пари при різних температурах повітря

t °C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Над плоскою поверхнею чистої води

-40	0,19	0,19	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17
-39	0,21	0,21	0,21	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19	0,19
-38	0,23	0,23	0,23	0,23	0,22	0,22	0,22	0,22	0,21	0,21
-37	0,26	0,25	0,25	0,25	0,25	0,24	0,24	0,24	0,24	0,23
-36	0,28	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27	0,26	0,26	0,26
-35	0,31	0,31	0,31	0,30	0,30	0,30	0,30	0,29	0,29	0,29
-34	0,35	0,34	0,34	0,34	0,33	0,33	0,33	0,32	0,32	0,32
-33	0,38	0,38	0,37	0,37	0,37	0,36	0,36	0,36	0,35	0,35
-32	0,42	0,42	0,41	0,41	0,40	0,40	0,40	0,39	0,39	0,38
-31	0,46	0,46	0,45	0,45	0,44	0,44	0,44	0,43	0,43	0,42
-30	0,51	0,50	0,50	0,49	0,49	0,48	0,48	0,48	0,47	0,47
-29	0,56	0,55	0,54	0,54	0,53	0,53	0,53	0,52	0,52	0,51
-28	0,61	0,61	0,60	0,60	0,59	0,58	0,58	0,57	0,57	0,56
-27	0,67	0,67	0,66	0,65	0,65	0,64	0,64	0,63	0,62	0,62
-26	0,74	0,73	0,72	0,72	0,71	0,70	0,70	0,69	0,68	0,68
-25	0,81	0,80	0,79	0,78	0,78	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74
-24	0,88	0,87	0,87	0,86	0,85	0,84	0,84	0,83	0,82	0,81
-23	0,96	0,96	0,95	0,94	0,93	0,92	0,91	0,91	0,90	0,89
-22	1,05	1,04	1,04	1,03	1,02	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97
-21	1,15	1,14	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06
-20	1,25	1,24	1,23	1,22	1,21	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16
-19	1,37	1,35	1,34	1,33	1,32	1,31	1,30	1,29	1,28	1,26
-18	1,49	1,47	1,46	1,45	1,44	1,43	1,41	1,40	1,39	1,38
-17	1,62	1,60	1,59	1,58	1,56	1,55	1,54	1,53	1,51	1,50
-16	1,76	1,74	1,73	1,72	1,70	1,69	1,67	1,66	1,65	1,63
-15	1,91	1,90	1,88	1,86	1,85	1,83	1,82	1,80	1,79	1,77
-14	2,08	2,06	2,04	2,02	2,00	1,99	1,98	1,96	1,94	1,93
-13	2,25	2,23	2,21	2,20	2,18	2,16	2,14	2,13	2,11	2,09
-12	2,44	2,42	2,40	2,38	2,36	2,34	2,33	2,31	2,29	2,27
-11	2,64	2,62	2,60	2,58	2,56	2,54	2,52	2,50	2,48	2,46
-10	2,86	2,84	2,82	2,80	2,77	2,75	2,73	2,71	2,69	2,66
-9	3,10	3,07	3,05	3,02	3,00	2,98	2,95	2,93	2,91	2,88

Продовження таблиці Б-1

t °C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
-8	3,35	3,32	3,30	3,27	3,25	3,22	3,20	3,17	3,15	3,12
-7	3,62	3,59	3,56	3,53	3,51	3,48	3,45	3,43	3,40	3,37
-6	3,90	3,88	3,85	3,82	3,79	3,76	3,73	3,70	3,67	3,65
-5	4,21	4,18	4,15	4,12	4,09	4,06	4,03	4,00	3,97	3,94
-4	4,54	4,51	4,48	4,44	4,41	4,38	4,34	4,31	4,28	4,25
-3	4,90	4,86	4,82	4,79	4,75	4,72	4,68	4,65	4,61	4,58
-2	5,27	5,24	5,20	5,16	5,12	5,08	5,05	5,01	4,97	4,93
-1	5,68	5,64	5,59	5,55	5,51	5,47	5,43	5,39	5,35	5,31
-0	6,11	6,06	6,02	5,98	5,93	5,89	5,85	5,80	5,76	5,72
0	6,11	6,15	6,20	6,24	6,29	6,33	6,38	6,42	6,47	6,52
1	6,57	6,61	6,66	6,71	6,76	6,81	6,85	6,90	6,95	7,00
2	7,05	7,10	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,41	7,47	7,52
3	7,57	7,63	7,68	7,74	7,79	7,85	7,90	7,96	8,01	8,07
4	8,13	8,19	8,24	8,30	8,36	8,42	8,48	8,54	8,60	8,66
5	8,72	8,78	8,84	8,90	8,96	9,03	9,09	9,15	9,22	9,28
6	9,35	9,41	9,48	9,54	9,61	9,67	9,74	9,81	9,88	9,94
7	10,01	10,08	10,15	10,22	10,29	10,36	10,43	10,50	10,58	10,65
8	10,72	10,79	10,87	10,94	11,02	11,09	11,17	11,24	11,32	11,40
9	11,47	11,55	11,63	11,71	11,79	11,87	11,95	12,03	12,11	12,19
10	12,27	12,35	12,44	12,52	12,60	12,69	12,77	12,86	12,94	13,03
11	13,12	13,21	13,29	13,38	13,47	13,56	13,65	13,74	13,83	13,92
12	14,02	14,11	14,20	14,30	14,39	14,48	14,58	14,68	14,77	14,87
13	14,97	15,07	15,16	15,26	15,36	15,46	15,56	15,67	15,77	15,87
14	15,98	16,08	16,18	16,29	16,39	16,50	16,61	16,72	16,82	16,93
15	17,04	17,15	17,26	17,37	17,49	17,60	17,71	17,83	17,94	18,06
16	18,17	18,29	18,40	18,52	18,64	18,76	18,88	19,00	19,12	19,24
17	19,37	19,49	19,61	19,74	19,86	19,90	20,11	20,24	20,37	20,50
18	20,36	20,76	20,89	21,02	21,15	21,29	21,42	21,55	21,69	21,83
19	21,96	22,10	22,24	22,38	22,52	22,66	22,80	22,94	23,08	23,23
20	23,37	23,52	23,66	23,81	23,96	24,10	24,25	24,40	24,55	24,71
21	24,86	25,01	25,17	25,32	25,48	25,63	25,79	25,95	26,11	26,27
22	26,43	26,59	26,75	26,92	27,08	27,24	27,41	27,58	27,75	27,91
23	28,08	28,25	28,43	28,60	28,77	28,94	29,12	29,30	29,47	29,65
24	29,83	30,01	30,19	30,37	30,55	30,74	30,92	31,11	31,30	31,48
25	31,67	31,86	32,05	32,24	32,43	32,62	32,82	33,01	33,21	33,41
26	33,61	33,81	34,01	34,21	34,41	34,61	34,82	35,03	35,23	35,44
27	35,65	35,86	36,07	36,28	36,49	36,71	36,92	37,14	37,35	37,57
28	37,79	38,01	38,24	38,46	38,68	38,91	39,13	39,36	39,59	39,82

Продовження таблиці Б-1

t °C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
29	40,05	40,28	40,52	40,75	40,98	41,22	41,46	41,70	41,94	42,18
30	42,43	42,67	42,92	43,16	43,41	43,66	43,91	44,16	44,41	44,67
31	44,92	45,18	45,44	45,70	45,96	46,22	46,48	46,75	47,01	47,28
32	44,55	47,82	48,09	48,36	48,63	48,91	49,18	49,46	49,74	50,02
33	50,30	50,39	50,87	50,16	51,44	51,73	52,02	52,31	52,61	52,90
34	53,20	53,49	53,79	54,09	54,39	54,70	55,00	55,31	55,61	55,92
35	56,23	56,54	56,86	57,17	57,49	57,81	58,13	58,45	58,77	59,09
36	59,42	59,75	60,07	60,40	60,74	61,07	61,40	61,74	62,08	62,42
37	62,76	63,10	63,45	63,79	64,14	64,40	64,84	65,19	65,55	65,90
38	66,26	66,62	66,98	67,34	67,71	68,07	68,44	68,81	69,18	69,56
39	69,93	70,31	70,68	71,06	71,45	71,82	72,21	72,60	72,99	73,38
40	73,77	74,17	74,56	74,96	75,36	75,76	76,17	76,57	76,98	77,39

Над плоскою поверхнею чистого льоду

t °C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
-40	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
-39	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13
-38	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14
-37	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16
-36	0,20	0,20	0,20	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,18
-35	0,22	0,22	0,22	0,22	0,21	0,21	0,21	0,21	0,20	0,20
-34	0,25	0,25	0,24	0,24	0,24	0,24	0,23	0,23	0,23	0,23
-33	0,28	0,27	0,27	0,27	0,27	0,26	0,26	0,26	0,25	0,25
-32	0,31	0,30	0,30	0,30	0,30	0,29	0,29	0,29	0,28	0,28
-31	0,34	0,34	0,33	0,33	0,33	0,32	0,32	0,32	0,31	0,31
-30	0,38	0,38	0,37	0,37	0,36	0,36	0,36	0,35	0,35	0,34
-29	0,42	0,42	0,41	0,41	0,40	0,40	0,40	0,39	0,39	0,38
-28	0,47	0,46	0,46	0,45	0,45	0,44	0,44	0,43	0,43	0,43
-27	0,52	0,51	0,51	0,50	0,50	0,49	0,49	0,48	0,48	0,47
-26	0,57	0,57	0,56	0,55	0,55	0,54	0,54	0,53	0,53	0,52
-25	0,63	0,63	0,62	0,61	0,61	0,60	0,60	0,59	0,58	0,58
-24	0,70	0,69	0,68	0,68	0,67	0,66	0,66	0,65	0,64	0,64
-23	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74	0,73	0,73	0,72	0,72	0,71
-22	0,85	0,84	0,83	0,83	0,82	0,81	0,80	0,79	0,79	0,78
-21	0,94	0,93	0,92	0,91	0,90	0,89	0,89	0,88	0,87	0,86
-20	1,03	1,02	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97	0,96	0,96	0,95
-19	1,14	1,12	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06	1,05	1,04

Продовження таблиці Б-1

t °C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
-18	1,25	1,24	1,22	1,21	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16	1,15
-17	1,37	1,36	1,35	1,33	1,32	1,31	1,30	1,28	1,27	1,26
-16	1,50	1,49	1,48	1,46	1,45	1,44	1,42	1,41	1,40	1,38
-15	1,65	1,64	1,62	1,61	1,59	1,58	1,56	1,55	1,53	1,52
-14	1,81	1,79	1,78	1,76	1,75	1,73	1,71	1,70	1,68	1,67
-13	1,98	1,96	1,95	1,93	1,91	1,90	1,88	1,86	1,84	1,83
-12	2,17	2,15	2,13	2,11	2,09	2,08	2,06	2,04	2,02	2,00
-11	2,37	2,35	2,33	2,31	2,29	2,27	2,25	2,23	2,21	2,19
-10	2,60	2,57	2,55	2,53	2,51	2,48	2,46	2,44	2,42	2,40
-9	2,84	2,82	2,79	2,76	2,74	2,71	2,69	2,67	2,64	2,62
-8	3,10	3,07	3,04	3,02	2,99	2,96	2,94	2,91	2,89	2,86
-7	3,38	3,35	3,32	3,29	3,26	3,24	3,21	3,18	3,15	3,12
-6	3,68	3,65	3,62	3,59	3,56	3,53	3,50	3,47	3,44	3,41
-5	4,01	3,98	3,95	3,91	3,88	3,85	3,81	3,78	3,75	3,72
-4	4,37	4,33	4,30	4,26	4,22	4,19	4,15	4,12	4,08	4,05
-3	4,76	4,72	4,68	4,64	4,60	4,56	4,52	4,48	4,45	4,41
-2	5,17	5,13	5,09	5,04	5,00	4,96	4,92	4,88	4,84	4,80
-1	5,62	5,58	5,53	5,48	5,44	5,39	5,35	5,30	5,26	5,22
0	6,11	6,06	6,01	5,59	5,91	5,86	5,81	5,76	5,72	5,67

Таблиця Б-2

Астрономічні дані про Сонце, Місяць і планети сонячної системи

Назва	Радіус км	Середня відстань від Сонця 10 ⁶ км	Назва	Радіус км	Середня відстань від Сонця, 10 ⁶ км
Сонце	700 000		Юпітер	71 820	777,8
Меркурій	2 420	57,87	Сатурн	60 250	1426,1
Венера	6 200	108,14	Уран	26 700	2867,7
Земля	6 378	149,50	Нептун	24 800	4494
Марс	3 390	227,79	Плутон	<6 500	9508

Примітка. Середня відстань від Місяця до Землі 384000 км.

Схилення Сонця в істинний полудень

Число	Місяць					
	I	II	III	IV	V	VI
1	-23 05	-17 23	-7 36	4 32	15 04	22 03
2	-23 00	-17 06	-7 13	4 55	15 22	22 11
3	-22 55	-16 49	-6 50	5 18	15 40	22 19
4	-22 49	-16 32	-6 27	5 41	15 57	22 26
5	-22 43	-16 14	-6 04	6 04	16 15	22 33
6	-22 37	-15 56	-5 40	6 26	16 32	22 39
7	-22 30	-15 37	-5 17	6 49	16 48	22 45
8	-22 23	-15 19	-4 54	7 12	17 05	22 51
9	-22 15	-15 00	-4 30	7 34	17 21	22 56
10	-22 06	-14 41	-4 07	7 56	17 37	23 01
11	-21 58	-14 21	-3 43	8 18	17 52	23 05
12	-21 48	-14 02	-3 20	8 40	18 08	23 09
13	-21 39	-13 42	-2 56	9 02	18 23	23 13
14	-21 29	-13 21	-2 32	9 24	18 37	23 16
15	-21 18	-13 02	-2 09	9 45	18 52	23 19
16	-21 08	-12 41	-1 45	10 07	19 06	23 21
17	-20 56	-12 20	-1 21	10 28	19 19	23 23
18	-20 45	-11 59	-0 58	10 49	19 33	23 24
19	-20 33	-11 38	-0 34	11 10	19 46	23 26
20	-20 20	-11 17	-0 10	11 30	19 58	23 26
21	-20 08	-10 56	0 13	11 51	20 11	23 27
22	-19 54	-10 34	0 37	12 11	20 23	23 26
23	-19 41	-10 12	1 01	12 31	20 34	23 26
24	-19 27	-9 50	1 24	12 51	20 46	23 25
25	-19 13	-9 28	1 48	13 11	20 57	23 24
26	-18 58	-9 06	2 12	13 30	21 07	23 22
27	-18 43	-8 44	2 35	13 49	21 17	23 20
28	-18 29	-8 21	2 59	14 08	21 27	23 17
29	-18 12	-7 58	3 22	14 27	21 37	23 14
30	-17 56	—	3 45	14 46	21 46	23 11
31	-17 40	—	4 09	—	21 55	—

Продовження таблиці Б-3

Число	Місяць					
	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	23 07	18 02	8 18	-3 10	-14 25	-21 48
2	23 03	17 47	7 56	-3 34	-14 44	-21 57
3	22 58	17 31	7 34	-3 57	-15 03	-22 06
4	22 53	17 15	7 12	-4 20	-15 22	-22 14
5	22 48	16 59	6 50	-4 43	-15 40	-22 22
6	22 42	16 43	6 27	-5 06	-15 58	-22 29
7	22 36	16 26	6 05	-5 29	-16 16	-22 36
8	22 29	16 09	5 43	-5 52	-16 34	-22 43
9	22 22	15 52	5 20	-6 15	-16 51	-22 49
10	22 15	15 35	4 57	-6 38	-17 08	-22 55
11	22 07	15 17	4 35	-7 00	-17 25	-23 00
12	21 59	14 59	4 12	-7 23	-17 41	-23 05
13	21 50	14 41	4 49	-7 45	-17 57	-23 09
14	21 41	14 23	3 26	-8 08	-18 13	-23 13
15	21 32	14 04	3 03	-8 30	-18 28	-23 16
16	21 22	13 45	2 40	-8 52	-18 44	-23 19
17	21 12	13 26	2 16	-9 14	-18 58	-23 21
18	21 02	13 07	1 53	-9 36	-19 13	-23 23
19	20 51	12 47	1 30	-9 58	-19 27	-23 25
20	20 40	12 28	1 07	-10 19	-19 41	-23 26
21	20 29	12 08	0 43	-10 41	-19 54	-23 26
22	20 17	11 48	0 20	-11 02	-20 07	-23 27
23	20 05	11 28	-0 03	-11 23	-20 20	-23 26
24	19 53	11 07	-0 27	-11 44	-20 33	-23 25
25	19 40	10 47	-0 50	-12 05	-20 44	-23 24
26	19 27	10 26	-1 13	-12 26	-20 56	-23 22
27	19 13	10 05	-1 37	-12 46	-21 07	-23 20
28	19 00	9 44	-2 00	-13 06	-21 18	-23 17
29	18 46	9 22	-2 24	-13 26	-21 28	-23 14
30	18 31	9 01	-2 47	-13 46	-21 38	-23 10
31	18 17	8 39	-	-14 06	-	-23 06

Таблиця Б-4

Таблиця Бемпорада (значення m при різних висотах Сонця h_c^0)

h_c^0	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	39,6	27,0	19,8	15,4	12,4	10,04	8,9	7,8	6,9	6,18
10	5,60	5,12	4,72	4,37	4,08	3,82	3,59	3,39	3,21	3,05
20	2,90	2,77	2,65	2,55	2,45	2,36	2,27	2,20	2,12	2,06
30	2,00	1,94	1,88	1,83	1,78	1,74	1,70	1,66	1,62	1,59
40	1,55	1,52	1,49	1,46	1,44	1,41	1,39	1,37	1,34	1,32
50	1,30	1,28	1,27	1,25	1,24	1,22	1,20	1,19	1,18	1,17
60	1,15	1,14	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,09	1,08	1,07
70	1,06	1,06	1,05	1,05	1,04	1,04	1,03	1,03	1,02	1,02
80	1,015	1,012	1,010	1,007	1,005	1,004	1,002	1,002	1,001	1,00
90	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблиця Б-5

Коефіцієнт прозорості ідеальної атмосфери p_i для оптичних мас m_i

m_i	1	2	3	4	5	8	10
p_i	0,906	0,910	0,922	0,927	0,935	0,941	0,940

Таблиця Б-6

Косинуси часового кута Сонця τ_\odot (в одиницях часу)

Год	Хвилини								Год
	0	8	16	24	32	40	48	56	
0	-1,000	-0,999	-0,998	-0,995	-0,990	-0,985	-0,978	-0,970	23
1	-0,966	-0,956	-0,946	-0,934	-0,921	-0,906	-0,891	-0,875	22
2	-0,866	-0,848	-0,829	-0,809	-0,788	-0,766	-0,743	-0,719	21
3	-0,707	-0,682	-0,656	-0,629	-0,602	-0,574	-0,545	-0,515	20
4	-0,500	-0,469	-0,438	-0,407	-0,375	-0,342	-0,309	-0,276	19
5	-0,259	-0,225	-0,191	-0,156	-0,122	-0,087	-0,052	-0,017	18
6	0,000	0,035	0,070	0,105	0,139	0,174	0,208	0,242	17
7	0,259	0,292	0,326	0,358	0,391	0,423	0,454	0,485	16
8	0,500	0,530	0,559	0,588	0,616	0,643	0,669	0,695	15
9	0,707	0,731	0,755	0,777	0,799	0,819	0,839	0,857	14
10	0,866	0,883	0,899	0,914	0,927	0,940	0,951	0,961	13
11	0,966	0,974	0,982	0,988	0,993	0,996	0,999	1,000	12
Год	60	52	44	36	28	20	12	4	Год
	Хвилини								

Поправки ΔI (кВт/м²) за різними I і в різні дати

Дати		I	ΔI	I	ΔI	I	ΔI
Перше Півріччя	Друге півріччя						
1.01–13.02	23.11–31.12	0,12–0,58	–0,01	0,59–0,81	–0,02	0,82–1,05	–0,03
14.02–7.03	1.11–22.11	<0,18	0,00	0,18–0,87	–0,01	>0,87	–0,02
8.03–25.03	14.10–31.10	<0,36	0,00	$\geq 0,36$	–0,01	–	–
26.03–11.04	26.09–13.10	При будь-яких значеннях I поправка $\Delta I = 0$					
12.04–30.04	8.09–25.09	<0,36	0,00	$\geq 0,36$	–0,01	–	–
1.05–21.05	17.08–7.09	<0,18	0,00	0,18–0,87	–0,01	>0,87	–0,02
22.05–30.06	1.07–16.08	0,12–0,58	–0,01	0,59–0,81	–0,02	0,82–1,05	–0,03

Таблица для приведения S до висоти Сонця $h_{\odot} = 30^{\circ}$

h_{\odot}						S , 30 кВт/м ²	h_{\odot}					
10	13	16	19	22	25		36	42	48	54	60	70
0,18	0,24	0,31	0,36	0,40	0,44	0,49	0,54	0,59	0,64	0,67	0,70	0,72
0,20	0,27	0,33	0,39	0,43	0,47	0,52	0,57	0,62	0,67	0,70	0,73	0,75
0,22	0,30	0,36	0,41	0,45	0,49	0,54	0,60	0,66	0,70	0,73	0,75	0,77
0,25	0,33	0,39	0,43	0,48	0,52	0,57	0,63	0,68	0,73	0,75	0,78	0,80
0,28	0,35	0,41	0,46	0,51	0,54	0,60	0,66	0,70	0,75	0,77	0,80	0,82
0,31	0,38	0,44	0,49	0,54	0,57	0,63	0,68	0,73	0,77	0,80	0,82	0,84
0,33	0,40	0,47	0,52	0,57	0,60	0,66	0,71	0,76	0,80	0,82	0,84	0,86
0,36	0,43	0,50	0,55	0,59	0,63	0,68	0,74	0,77	0,81	0,84	0,86	0,88
0,38	0,46	0,53	0,58	0,62	0,66	0,70	0,77	0,80	0,83	0,86	0,88	0,89
0,41	0,49	0,56	0,61	0,65	0,68	0,74	0,79	0,82	0,85	0,88	0,90	0,91
0,44	0,52	0,59	0,63	0,68	0,71	0,77	0,82	0,85	0,88	0,90	0,92	0,94
0,47	0,54	0,61	0,66	0,70	0,74	0,80	0,84	0,88	0,91	0,93	0,94	0,96
0,50	0,58	0,64	0,70	0,74	0,77	0,82	0,87	0,90	0,93	0,95	0,96	0,98
0,54	0,61	0,67	0,73	0,77	0,80	0,85	0,90	0,93	0,95	0,97	0,99	1,00
0,56	0,64	0,70	0,75	0,80	0,84	0,88	0,92	0,95	0,97	0,99	1,00	1,02
0,59	0,67	0,73	0,79	0,83	0,87	0,91	0,94	0,97	0,98	1,01	1,03	1,04
0,62	0,70	0,77	0,82	0,85	0,89	0,94	0,97	0,99	1,01	1,03	1,05	1,06
0,66	0,74	0,80	0,85	0,89	0,92	0,96	0,99	1,01	1,03	1,05	1,07	1,08
0,69	0,77	0,84	0,89	0,92	0,95	0,99	1,02	1,04	1,06	1,07	1,09	1,10
0,73	0,81	0,88	0,92	0,96	0,98	1,02	1,05	1,06	1,08	1,10	1,11	1,12
0,77	0,84	0,91	0,96	0,98	1,02	1,05	1,07	1,09	1,10	1,12	1,13	1,14
0,82	0,89	0,95	0,99	1,01	1,04	1,07	1,10	1,12	1,13	1,14	1,15	1,17
0,87	0,94	0,98	1,02	1,05	1,07	1,10	1,12	1,14	1,16	1,17	1,18	1,19

Таблиця Б-9

Коефіцієнт прозорості P_2 , приведений до $m = 2$; в залежності від I_{30}

I_{30} кВт/м ²	0	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
0,3	0,466	0,474	0,481	0,489	0,496	0,503	0,510	0,518	0,524	0,531
0,4	0,538	0,545	0,551	0,558	0,564	0,571	0,577	0,583	0,589	0,596
0,5	0,602	0,608	0,613	0,619	0,625	0,631	0,637	0,642	0,648	0,653
0,6	0,659	0,664	0,670	0,675	0,681	0,686	0,691	0,696	0,702	0,707
0,7	0,712	0,717	0,722	0,727	0,732	0,737	0,742	0,747	0,751	0,756
0,8	0,761	0,766	0,770	0,775	0,780	0,784	0,789	0,793	0,798	0,803
0,9	0,807	0,812	0,816	0,820	0,825	0,829	0,834	0,838	0,842	0,846
1,0	0,851	0,855	0,859	0,864	0,868	0,872	0,876	0,880	0,884	0,888

Таблиця Б-10

Значення коефіцієнта турбулентності K_1 для різних Δt і ΔU

ΔU м/с	Δt °С				
	-1,0	-0,8	-0,6	-0,4	-0,2
0,3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
0,5	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
0,7	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04
0,9	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06
1,0	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07
1,1	0,05	0,05	0,06	0,06	0,08
1,2	0,06	0,06	0,07	0,08	0,09
1,3	0,06	0,07	0,08	0,08	0,10
1,4	0,07	0,08	0,08	0,09	0,11
1,5	0,08	0,09	0,09	0,10	0,12
1,6	0,09	0,10	0,10	0,11	0,13
1,7	0,10	0,11	0,11	0,12	0,14
1,8	0,11	0,12	0,12	0,13	0,15
1,9	0,12	0,12	0,13	0,14	0,16
2,0	0,13	0,13	0,14	0,15	0,17
2,2	0,15	0,15	0,16	0,17	0,19
2,4	0,17	0,17	0,18	0,19	0,21
2,5	0,18	0,18	0,19	0,20	0,22
2,6	0,18	0,19	0,20	0,21	0,23
2,8	0,20	0,21	0,22	0,23	0,25
3,0	0,22	0,23	0,24	0,25	0,27
3,2	0,24	0,25	0,26	0,27	0,29
3,3	0,26	0,26	0,27	0,28	0,30
3,4	0,26	0,27	0,28	0,30	0,32
3,5	0,27	0,28	0,29	0,30	0,32

Продовження таблиці Б-10

ΔU м/с	Δt °С					
	0,0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
0,3	0,03	0,06	0,09	0,10	0,12	0,14
0,4	0,04	0,07	0,09	0,11	0,12	0,14
0,5	0,05	0,08	0,10	0,11	0,12	0,14
0,6	0,06	0,09	0,10	0,12	0,13	0,14
0,7	0,07	0,10	0,11	0,13	0,14	0,15
0,8	0,08	0,11	0,12	0,14	0,14	0,15
0,9	0,09	0,12	0,13	0,14	0,15	0,16
1,0	0,10	0,13	0,14	0,15	0,16	0,17
1,1	0,11	0,14	0,15	0,16	0,17	0,18
1,2	0,12	0,15	0,16	0,17	0,18	0,19
1,3	0,14	0,16	0,17	0,18	0,19	0,20
1,4	0,15	0,17	0,18	0,19	0,20	0,21
1,5	0,16	0,18	0,19	0,20	0,21	0,22
1,6	0,17	0,19	0,20	0,21	0,22	0,23
1,7	0,18	0,20	0,21	0,22	0,23	0,24
1,8	0,19	0,21	0,22	0,23	0,24	0,25
1,9	0,20	0,22	0,24	0,24	0,25	0,26
2,0	0,21	0,23	0,25	0,25	0,26	0,27
2,1	0,22	0,24	0,25	0,26	0,27	0,28
2,2	0,23	0,25	0,26	0,28	0,28	0,29
2,3	0,24	0,26	0,28	0,28	0,29	0,30
2,4	0,25	0,27	0,28	0,30	0,30	0,31
2,5	0,26	0,28	0,29	0,30	0,31	0,32
2,6	0,27	0,29	0,30	0,32	0,32	0,33
2,7	0,28	0,30	0,32	0,33	0,34	0,34
2,8	0,29	0,31	0,32	0,33	0,34	0,35
2,9	0,30	0,32	0,34	0,34	0,35	0,36
3,0	0,31	0,33	0,34	0,36	0,36	0,37
3,1	0,32	0,34	0,36	0,36	0,37	0,38
3,2	0,33	0,35	0,37	0,37	0,38	0,39
3,3	0,34	0,36	0,37	0,38	0,39	0,40
3,4	0,35	0,38	0,39	0,40	0,40	0,41
3,5	0,36	0,38	0,40	0,40	0,41	0,42

Продовження таблиці Б-10

ΔU м/с	Δt °С				
	1,2	1,4	1,6	1,8	2,0
0,3	0,16	0,18	0,20	0,21	0,23
0,4	0,15	0,16	0,18	0,19	0,21
0,5	0,15	0,16	0,17	0,18	0,19
0,6	0,15	0,16	0,17	0,18	0,19
0,7	0,16	0,16	0,18	0,18	0,19
0,8	0,16	0,17	0,18	0,19	0,20
0,9	0,17	0,18	0,19	0,19	0,20
1,0	0,18	0,19	0,19	0,20	0,21
1,1	0,19	0,20	0,20	0,21	0,22
1,2	0,20	0,20	0,21	0,22	0,22
1,3	0,21	0,21	0,22	0,23	0,23
1,4	0,21	0,22	0,23	0,24	0,24
1,5	0,22	0,23	0,24	0,24	0,25
1,6	0,23	0,24	0,25	0,25	0,26
1,7	0,24	0,25	0,26	0,26	0,27
1,8	0,26	0,26	0,27	0,27	0,28
1,9	0,26	0,27	0,28	0,28	0,29
2,0	0,27	0,28	0,28	0,29	0,30
2,1	0,28	0,29	0,29	0,30	0,31
2,2	0,29	0,30	0,30	0,31	0,32
2,3	0,30	0,31	0,32	0,32	0,32
2,4	0,31	0,32	0,32	0,33	0,33
2,5	0,32	0,33	0,33	0,34	0,34
2,6	0,33	0,34	0,34	0,35	0,35
2,7	0,34	0,35	0,35	0,36	0,36
2,8	0,35	0,36	0,37	0,37	0,37
2,9	0,36	0,37	0,37	0,38	0,38
3,0	0,37	0,38	0,38	0,39	0,40
3,1	0,39	0,39	0,39	0,40	0,41
3,2	0,40	0,40	0,40	0,41	0,42
3,3	0,41	0,41	0,42	0,42	0,42
3,4	0,42	0,42	0,43	0,43	0,44
3,5	0,43	0,43	0,44	0,44	0,44

ДОДАТОК В

ТАБЛИЦІ ВАРІАНТІВ

Таблиця В -1

№ п/п		Уровень, гПа						
		1020,0	950,0	850,0	700,0	600,0	500,0	400,0
1	t	35,0	21,0	9,0	4,0	0,0	0,0	2,1
	t _d	22,0	10,1	2,9	1,1	-1,9	-1,9	-5,0
2	t	28,1	10,1	2,9	1,1	-1,9	-1,9	-5,0
	t _d	13,8	6,0	-4,4	-13,8	-7,0	-5,3	-8,3
3	t	13,8	6,0	-7,4	-13,8	-7,0	-5,3	-8,3
	t _d	0,2	-2,8	-8,5	-24,7	-11,0	-11,5	-10,9
4	t	32,1	15,7	8,8	-13,8	-11,0	-11,5	-10,0
	t _d	17,2	2,3	-5,4	-16,2	-14,8	-16,9	-16,0
5	t	17,2	2,3	-5,4	-16,2	-14,8	-16,9	-16,0
	t _d	2,4	-8,1	-16,2	-22,5	-20,0	-22,0	-51,0
6	t	2,4	-8,1	-16,2	-26,9	-20,0	-22,0	-51,0
	t _d	-10,5	-22,3	-29,8	-29,9	-20,9	-34,9	-55,6
7	t	-10,5	-22,3	-29,8	-37,8	-42,3	-32,8	-23,6
	t _d	-23,2	-25,8	-31,4	-41,6	-46,2	-41,6	-34,8
8	t	33,6	24,8	15,5	7,2	6,4	9,7	10,3
	t _d	19,7	10,0	8,2	3,5	0,1	0,7	7,2
9	t	26,4	10,0	8,2	-0,5	0,1	0,7	7,2
	t _d	14,5	1,0	-7,0	-11,1	-14,3	-12,8	-3,2
10	t	14,5	1,0	-7,0	-11,1	-14,3	-12,8	3,2
	t _d	4,7	-2,0	-10,2	-13,7	-18,5	-16,8	-8,4
11	t	17,2	-2,0	-10,2	-13,7	-18,5	-16,8	-8,4
	t _d	6,7	-9,2	-16,0	-16,0	-27,0	18,4	-17,1
12	t	20,0	-9,2	-16,0	-16,0	-27,0	-18,4	-17,1
	t _d	3,8	-14,7	-18,1	-23,8	-29,7	-24,9	-20,8
13	t	3,8	-14,7	-18,1	-23,8	-29,7	-24,9	-20,8
	t _d	-9,7	-18,3	-27,7	-37,3	-37,7	-35,5	-27,6
14	t	-9,7	-18,3	-27,7	-37,3	-37,7	-35,5	-27,6
	t _d	-23,0	-23,7	-29,4	-39,0	-40,3	-36,2	-30,1
15	t	31,8	16,2	9,6	-0,8	0,8	7,0	3,2
	t _d	18,2	10,7	2,7	-13,5	-5,0	0,8	2,1
16	t	18,2	10,7	2,7	-13,5	-5,0	0,8	2,1
	t _d	7,8	-1,8	-9,4	-25,4	-19,1	-6,6	-2,4

Продовження таблиці В-1

№ п/п		Уровень, гПа						
		1020,0	950,0	850,0	700,0	600,0	500,0	400,0
17	t	7,8	-1,8	-9,4	-25,4	-19,1	-6,6	-2,4
	t _d	-8,1	-14,9	-22,0	-27,1	-24,0	-13,9	-8,2
18	t	5,3	-14,9	-22,0	-27,1	-24,0	-13,9	-8,2
	t _d	-9,8	-18,0	-25,3	-29,2	-27,1	-18,4	-8,2
19	t	2,6	-18,0	-25,3	-29,2	-27,1	-18,4	-8,2
	t _d	-9,8	-20,0	-31,0	-40,0	-39,8	-35,0	-17,6
20	t	0,8	-10,0	-21,0	-30,0	-19,8	-15,0	-17,6
	t _d	-15,8	-21,7	-24,0	-31,1	-35,3	-25,8	-19,7
21	t	29,2	18,3	11,5	7,2	4,8	7,6	6,0
	t _d	19,5	14,5	8,5	0,9	1,5	3,2	4,3
22	t	26,6	14,5	8,5	0,9	1,5	3,2	4,3
	t _d	14,2	6,9	-1,7	-5,8	-2,3	0,9	1,9
23	t	23,7	6,9	-1,7	-5,8	-2,3	0,9	1,9
	t _d	12,5	1,2	-8,3	-8,1	-4,3	-3,7	0,7
24	t	20,5	1,2	-8,3	-8,1	-4,3	-3,7	-0,7
	t _d	4,6	-2,6	-10,7	-10,0	-9,5	-6,7	-0,4
25	t	17,8	-2,6	-10,7	-10,0	-9,5	-6,7	-0,4
	t _d	3,8	-6,1	-13,8	-12,1	-10,6	-8,3	-4,4
26	t	8,4	-5,2	-11,8	-25,7	-28,5	-27,6	-27,6
	t _d	-0,8	-10,5	-17,0	-29,0	-32,9	-30,9	-28,9
27	t	26,9	15,5	10,3	3,0	0,8	7,9	5,4
	t _d	17,0	9,7	5,4	0,2	-5,0	2,1	0,5
28	t	10,5	2,6	-12,8	-17,3	-26,7	-20,6	-13,5
	t _d	1,0	-9,1	-15,9	-21,2	-28,5	25,0	-14,9
29	t	22,4	13,6	3,8	-9,2	-4,4	-7,7	-4,6
	t _d	8,9	5,7	-3,3	-13,0	-7,8	-8,5	-6,2
30	t	15,8	6,1	-2,7	-15,5	-20,0	-20,0	-17,0
	t _d	6,5	1,3	-8,7	-17,2	-22,0	-26,1	-19,7

Таблиця В - 2

№ дата	Термін, год хв	h_{\odot}	I кВт/м ²	i кВт/м ²	A	R кВт/м ²	№ дата	Термін, год хв	h_{\odot}	I кВт/м ²	i кВт/м ²	A	R кВт/м ²
1 9.05	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,02	5 23.05	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,01
	6 30	19 ⁰ 48'	0,62	0,09	0,16	0,19		6 30	22 ⁰ 24'	0,20	0,17	0,22	0,11
	9 30	40 18	0,84	0,09	0,15	0,43		9 30	43 18	0,19	0,10	0,19	0,47
	12 30	46 36	0,63	0,24	0,15	0,53		12 30	49 48	0,98	0,09	0,18	0,58
	15 30	32 12	0,77	0,11	0,16	0,31		15 30	35 00	0,89	0,08	0,20	0,03
	18 30	10 42	0,49	0,05	0,20	0,01		18 30	13 12	0,03	0,07	0,18	0,01
	0 30	–	0,00	0,00	–	0,02		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,09
2 17.05	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,05	6 9.06	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,08
	6 30	21 24	0,61	0,10	0,20	0,17		6 30	24 06	0,68	0,10	0,24	0,19
	9 30	42 18	0,75	0,15	0,17	0,44		9 30	45 12	0,80	0,13	0,18	0,45
	12 30	48 42	0,80	0,21	0,16	0,59		12 30	52 18	0,87	0,13	0,17	0,54
	15 30	33 48	0,68	0,18	0,19	0,47		15 30	37 36	0,57	0,17	0,20	0,31
	18 30	12 12	0,45	0,06	0,22	0,03		18 30	15 36	0,46	0,07	0,2	0,09
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,07		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06
3 18.05	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,07	7 11.06	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06
	6 30	21 26	0,08	0,11	0,19	0,01		6 30	24 06	0,43	0,14	0,24	0,14
	9 30	42 30	0,61	0,18	0,15	0,43		9 30	45 12	0,59	0,27	0,19	0,40
	12 30	48 48	0,49	0,29	0,17	0,51		12 30	52 18	0,64	0,29	0,21	0,50
	15 30	34 00	0,52	0,24	0,20	0,34		15 30	37 36	0,61	0,17	0,22	0,33
	18 30	12 18	0,39	0,07	0,23	0,03		18 30	15 36	0,36	0,09	0,26	0,06
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,07		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06

Продовження таблиці В-2

№ дата	Термін, год хв	h_{\odot}	I кВт/м ²	i кВт/м ²	A	R кВт/м ²	№ дата	Термін, год хв	h_{\odot}	I кВт/м ²	i кВт/м ²	A	R кВт/м ²
4 19.05	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,07	8 12.06	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06
	6 30	21 42	0,62	0,09	0,22	0,19		6 30	24 12	0,46	0,13	0,24	0,16
	9 30	42 36	0,85	0,10	0,17	0,43		9 30	45 24	0,69	0,17	0,20	0,42
	12 30	49 00	0,90	0,10	0,18	0,52		12 30	52 30	0,77	0,17	0,21	0,52
	15 30	34 12	0,82	0,09	0,19	0,32		15 30	37 ⁰ 48'	0,64	0,24		
	18 30	12 30	0,45	0,06	0,22	0,03		18 30	15 48	0,42	0,08	0,22	0,37
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06		0 30	–	0,00	0,00	0,25	0,08
												–	–0,03
9 10.07	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06	13 27.07	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,04
	6 30	22 ⁰ 42'	0,72	0,06	0,23	0,17		6 30	20 00	0,46	0,12	0,12	0,14
	9 30	44 00	0,85	0,09	0,19	0,43		9 30	41 18	0,71	0,13	0,13	0,39
	12 30	51 48	0,85	0,15	0,20	0,54		12 30	48 54	0,79	0,13	0,13	0,50
	15 30	37 48	0,81	0,15	0,20	0,35		15 30	35 12	0,70	0,17	0,17	0,32
	18 30	15 42	0,37	0,12	0,23	0,01		18 30	13 00	0,27	0,06	0,06	0,06
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,04		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,03
10 13.07	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06	14 29.08	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,01
	6 30	22 24	0,62	0,08	0,22	0,16		6 30	12 30	0,28	0,07	0,07	0,03
	9 30	43 36	0,77	0,12	0,19	0,44		9 30	42 48	0,34	0,23	0,23	0,22
	12 30	51 24	0,84	0,11	0,19	0,50		12 30	39 12	0,85	0,26	0,26	0,57
	15 30	37 24	0,77	0,10	0,20	0,32		15 30	26 00	0,73	0,12	0,12	0,26
	18 30	15 18	0,56	0,06	0,20	0,06		18 30	4 12	0,20	0,03	0,03	–0,03
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,04		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,05

Продовження таблиці В-2

№ дата	Термін, год хв	h_{\odot}	I кВт/м ²	i кВт/м ²	A	R кВт/м ²	№ дата	Термін, год хв	h_{\odot}	I кВт/м ²	i кВт/м ²	A	R кВт/м ²
11 15.57	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06	15 23.05	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,15
	6 30	22 06	0,29	0,15	0,15	0,13		6 30	22 18	0,70	0,08	0,08	0,17
	9 30	43 24	0,52	0,23	0,23	0,33		9 30	43 06	0,86	0,10	0,10	0,45
	12 30	51 12	0,65	0,21	0,21	0,45		12 30	49 54	0,87	0,11	0,11	0,50
	15 30	37 18	0,60	0,18	0,18	0,28		15 30	35 00	0,46	0,18	0,18	0,14
	18 30	14 54	0,32	0,10	0,10	0,05		18 30	13 12	0,47	0,06	0,06	0,03
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,04
12 17.07	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,07	16 26.05	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,07
	6 30	21 48	0,45	0,16	0,16	0,15		6 30	22 54	0,59	0,09	0,17	0,20
	9 30	43 ^{00'}	0,43	0,30	0,30	0,37		9 30	43 ^{048'}	0,70	0,14	0,16	0,47
	12 30	50 48	0,59	0,28	0,28	0,50		12 30	50 18	0,68	0,17	0,17	0,56
	15 30	36 54	0,62	0,17	0,17	0,33		15 30	35 24	0,60	0,15	0,15	0,38
	18 30	14 30	0,45	0,08	0,08	0,06		18 30	13 06	0,29	0,08	0,20	0,06
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,05		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06
17 1.06	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,07	21 19.06	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,07
	6 30	23 30	0,77	0,07	0,20	0,20		6 30	24 06	0,75	0,07	0,22	0,18
	9 30	44 36	0,91	0,08	0,15	0,47		9 30	45 18	0,86	0,13	0,18	0,48
	12 30	51 30	0,90	0,10	0,17	0,56		12 30	52 54	0,88	0,12	0,16	0,51
	15 30	36 48	0,87	0,08	0,21	0,38		15 30	38 24	0,82	0,08	0,19	0,30
	18 30	14 42	0,61	0,05	0,24	0,06		18 30	16 12	0,60	0,06	0,25	0,06
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06

Продовження таблиці В-2

№ дата	Термін, год хв	h_{\odot}	I кВт/м ²	i кВт/м ²	A	R кВт/м ²	№ дата	Термін, год хв	h_{\odot}	I кВт/м ²	i кВт/м ²	A	R кВт/м ²
18 4.06	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,03	22 30.06	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,07
	6 30	23 42	0,60	0,11	0,20	0,20		6 30	23 42	0,65	0,10	0,20	0,19
	9 30	44 54	0,74	0,15	0,15	0,45		9 30	45 06	0,80	0,13	0,19	0,45
	12 30	52 00	0,82	0,14	0,16	0,57		12 30	52 54	0,84	0,15	0,20	0,54
	15 30	37 24	0,69	0,16	0,18	0,39		15 30	38 36	0,81	0,10	0,17	0,38
	18 30	14 42	0,08	0,07	0,15	0,00		18 30	16 36	0,58	0,06	0,22	0,08
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,03		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06
19 13.06	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,08	23 1.07	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06
	6 30	24 18	0,59	0,08	0,21	0,18		6 30	23 36	0,72	0,07	0,22	0,20
	9 30	45 36	0,89	0,08	0,17	0,51		9 30	45 06	0,87	0,10	0,17	0,45
	12 30	53 00	0,91	0,07	0,16	0,61		12 30	52 48	0,90	0,10	0,16	0,56
	15 30	38 12	0,82	0,08	0,20	0,36		15 30	38 42	0,81	0,10	0,17	0,37
	18 30	15 54	0,63	0,05	0,22	0,07		18 30	16 42	0,58	0,06	0,21	0,08
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,04		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,05
20 18.06	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06	24 2.07	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,05
	6 30	23 54	0,73	0,08	0,22	0,20		6 30	23 36	0,67	0,08	0,14	0,21
	9 30	45 ⁰ 12'	0,82	0,18	0,17	0,52		9 30	45 ⁰ 00'	0,84	0,11	0,16	0,43
	12 30	53 00	0,89	0,10	0,16	0,58		12 30	52 42	0,88	0,10	0,16	0,50
	15 30	38 18	0,84	0,09	0,22	0,34		15 30	38 30	0,82	0,12	0,18	0,37
	18 30	16 12	0,64	0,06	0,26	0,04		18 30	16 24	0,62	0,06	0,21	0,07
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,07		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,02

Продовження таблиці В-2

№ дата	Термін, год хв	h_{\odot}	I кВт/м ²	i кВт/м ²	A	R кВт/м ²	№ дата	Термін, год хв	h_{\odot}	I кВт/м ²	i кВт/м ²	A	R кВт/м ²
25 11.07	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,07	28 31.08	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,05
	6 30	22 42	0,71	0,07	0,24	0,19		6 30	11 36	0,48	0,06	0,26	0,06
	9 30	44 06	0,93	0,08	0,18	0,48		9 30	31 42	0,68	0,13	0,20	0,29
	12 30	51 42	0,96	0,08	0,16	0,57		12 30	38 12	0,74	0,14	0,19	0,38
	15 30	37 48	0,88	0,10	0,21	0,37		15 30	25 18	0,59	0,12	0,21	0,20
	18 30	16 12	0,63	0,06	0,27	0,08		18 30	3 54	0,15	0,01	0,17	–0,03
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,07		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,02
26 16.07	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,03	29 2.09	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,04
	6 30	22 06	0,73	0,11	0,22	0,17		6 30	11 18	0,20	0,08	0,24	0,04
	9 30	43 12	0,88	0,12	0,17	0,50		9 30	31 00	0,87	0,07	0,20	0,30
	12 30	51 00	0,97	0,08	0,21	0,59		12 30	37 36	0,88	0,08	0,20	0,40
	15 30	37 12	0,79	0,10	0,18	0,38		15 30	24 18	0,80	0,06	0,21	0,20
	18 30	15 18	0,61	0,07	0,24	0,07		18 30	3 18	0,21	0,01	0,25	–0,04
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,04		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06
27 30.08	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06	30 7.09	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,06
	6 30	12 06	0,59	0,04	0,25	0,06		6 30	10 06	0,61	0,04	0,24	0,03
	9 30	32 00	0,88	0,06	0,20	0,34		9 30	29 36	0,87	0,06	0,20	0,31
	12 30	38 42	0,93	0,07	0,18	0,40		12 30	35 42	0,90	0,08	0,19	0,40
	15 30	25 42	0,82	0,08	0,22	0,24		15 30	23 06	0,70	0,12	0,21	0,20
	18 30	4 18	0,29	0,02	0,17	–0,06		18 30	1 48	0,03	0,01	0,20	–0,06
	0 30	–	0,00	0,00	–	–0,05		0 30	–	0,00	0,00	–	–0,04

Таблица В-3

Температура (°С)

№ дата	Терм год	Глубина, см					№ дата	Терм год	Глубина, см				
		0	5	10	15	20			0	5	10	15	20
1 31.07- 1.08	20	13,2	18,1	17,3	16,8	16,2	5 5.08	0	12,9	18,4	18,6	18,4	18,1
	0	8,1	15,2	16,2	16,3	16,0		4	6,6	15,4	16,4	16,8	17,1
	4	6,4	13,8	14,3	14,9	15,4		8	23,2	17,4	16,4	16,3	16,5
	8	19,8	14,6	14,3	14,4	14,6		12	35,0	23,8	20,5	18,2	17,0
	12	21,1	18,4	16,8	15,6	14,9		16	30,6	26,2	23,6	21,1	19,2
	16	20,2	18,6	17,0	16,5	16,1		20	14,6	20,0	20,4	20,0	19,8
	20	11,4	17,8	17,0	16,7	16,5							
2 2.08	0	8,2	15,8	15,8	16,1	16,1	6 6.08	0	8,5	14,4	16,8	17,3	17,5
	4	5,6	13,6	14,1	14,7	14,8		4	11,6	10,4	11,8	12,6	14,8
	8	19,7	14,8	14,1	13,9	14,6		8	19,7	16,4	15,6	15,8	16,1
	12	34,9	20,7	17,8	15,9	15,0		12	24,2	19,0	17,2	16,4	16,0
	16	28,0	21,8	19,4	17,3	16,8		16	20,7	20,2	18,4	17,4	17,0
	20	12,5	19,2	18,4	17,6	17,0		20	13,7	18,5	17,8	17,4	17,2
3 3.08	0	8,5	16,3	16,4	16,6	17,2	7 7.08	0	7,6	16,6	16,6	17,2	17,6
	4	9,1	9,8	15,2	15,5	16,2		4	5,8	14,9	15,4	15,8	16,1
	8	20,9	15,4	13,8	13,6	13,8		8	21,7	16,2	15,3	15,3	15,1
	12	29,8	25,4	20,8	17,3	16,0		12	29,1	19,5	17,4	15,4	16,1
	16	33,4	26,5	22,4	19,3	17,6		16	27,3	21,3	18,6	17,4	17,0
	20	16,0	20,4	20,3	19,6	19,2		20	15,6	20,0	18,3	18,3	18,0

Продовження таблиці В-3

№ дата	Терм год	Глибина, см					№ дата	Терм год	Глибина, см				
		0	5	10	15	20			0	5	10	15	20
4 4.08	0	9,5	17,2	17,7	17,8	17,6	8 8.08	0	13,8	18,1	17,8	17,7	17,6
	4	9,5	16,0	16,2	16,6	16,4		4	13,0	17,2	17,0	17,1	16,1
	8	20,0	16,7	15,9	15,9	17,6		8	25,4	18,2	17,0	16,8	16,7
	12	33,0	20,6	17,2	16,9	16,4		12	34,3	23,4	19,2	17,8	17,5
	16	27,4	22,0	20,04	18,5	17,5		16	29,8	23,3	21,0	19,4	17,9
	20	15,8	20,2	19,8	18,8	18,3		20	16,8	21,3	20,3	19,6	19,2
9 9.08	0	11,3	18,5	19,1	19,2	18,6	14 14.08	0	13,6	18,3	18,3	18,0	17,8
	4	9,2	17,6	17,8	18,0	17,6		4	11,1	16,4	16,5	17,0	16,9
	8	23,2	18,0	17,2	17,2	17,5		8	20,9	17,1	16,4	16,4	16,4
	12	33,9	20,7	18,9	18,2	18,0		12	30,8	21,3	18,5	17,3	16,7
	16	27,9	23,2	21,0	19,4	18,3		16	23,4	22,6	20,1	19,2	18,7
	20	15,9	21,4	20,4	19,6	19,4		20	15,9	20,4	19,6	19,3	19,0
10 10.08	0	13,4	19,2	19,1	19,0	18,9	15 15.08	0	10,1	18,3	18,4	18,2	18,1
	4	11,7	17,7	17,8	18,0	18,1		4	12,3	16,7	16,7	17,2	17,4
	8	22,4	18,4	17,5	17,5	17,4		8	20,4	17,8	16,8	16,7	16,5
	12	30,5	21,4	19,1	18,0	17,8		12	27,4	18,6	16,9	16,8	16,7
	16	19,4	21,4	19,9	18,8	18,3		16	19,0	19,0	17,8	17,2	16,9
	20	17,2	19,6	19,0	18,7	18,5		20	16,8	18,4	17,7	17,3	17,1

Продовження таблиці В-3

№ дата	Терм год	Глибина, см					№ дата	Терм год	Глибина, см				
		0	5	10	15	20			0	5	10	15	20
11 11.08	0	14,5	17,9	18,2	18,1	18,4	16 16.08	0	16,0	17,7	17,2	17,2	17,1
	4	11,0	16,8	17,1	17,4	17,8		4	16,2	17,4	16,9	16,9	16,9
	8	21,0	17,6	16,8	16,9	17,2		8	18,1	17,2	16,6	16,6	16,5
	12	26,8	23,1	20,5	18,6	17,8		12	22,3	18,6	17,4	16,7	16,5
	16	28,8	24,2	22,7	20,2	19,0		16	21,3	19,8	18,6	17,6	17,2
	20	15,5	19,8	20,2	20,6	20,3		20	14,1	18,1	17,7	17,6	17,5
12 12.08	0	11,5	15,1	17,4	18,4	18,4	17 17.08	0	13,1	16,6	16,9	17,0	17,2
	4	10,8	13,8	15,9	17,0	17,3		4	11,8	16,2	16,2	16,4	16,6
	8	18,4	16,3	16,0	16,4	17,4		8	16,8	15,6	15,4	15,6	15,8
	12	22,7	18,9	17,4	16,8	16,3		12	21,6	19,2	17,6	16,6	16,4
	16	18,8	19,0	18,8	17,4	17,0		16	21,0	18,4	18,0	17,5	17,0
	20	11,4	17,5	17,4	17,3	17,2		20	11,2	16,2	17,8	17,8	17,7
13 13.08	0	7,5	15,5	16,0	16,5	18,4	18 18.08	0	8,4	11,3	12,8	14,6	16,0
	4	12,2	15,1	15,0	15,7	16,0		4	6,4	9,4	11,9	13,4	14,4
	8	18,2	16,1	15,4	15,5	15,5		8	17,6	14,4	13,8	14,2	14,3
	12	31,2	20,3	17,6	16,4	16,0		12	19,8	17,0	15,7	15,0	14,4
	16	24,8	22,3	19,8	18,1	17,5		16	19,0	17,7	16,5	15,8	15,3
	20	14,3	19,8	19,1	18,4	18,0		20	10,1	16,8	16,4	16,2	16,0

Продовження таблиці В-3

№ дата	Терм год	Глибина, см					№ дата	Терм год	Глибина, см				
		0	5	10	15	20			0	5	10	15	20
19 19.08	0	6,4	14,6	15,1	15,5	15,8	24 24.08	0	5,5	15,7	16,6	17,2	17,5
	4	4,9	13,2	13,8	14,6	15,0		4	3,8	14,0	14,6	15,2	15,4
	8	17,4	13,9	13,5	13,8	13,9		8	18,3	14,4	14,2	14,4	14,4
	12	24,8	17,6	15,7	14,8	14,2		12	28,4	18,2	16,2	15,4	14,6
	16	23,8	19,3	17,4	16,3	16,0		16	24,1	20,0	18,1	16,8	16,3
	20	10,8	17,6	17,1	16,8	16,5		20	9,0	18,0	17,4	17,0	16,8
20 20.08	0	7,3	15,0	15,6	16,4	17,0	25 25.08	0	6,7	15,6	15,8	16,1	16,3
	4	6,6	13,8	14,4	14,8	15,0		4	4,1	14,0	14,6	15,2	15,4
	8	19,6	14,6	14,2	14,4	14,4		8	18,1	14,4	14,0	14,4	14,6
	12	25,2	16,5	15,2	15,0	14,9		12	30,5	18,6	16,3	15,4	14,9
	16	23,6	19,2	17,9	17,7	17,5		16	26,5	20,6	18,5	17,0	16,2
	20	13,0	17,4	17,0	16,8	16,7		20	14,0	18,5	18,0	17,4	17,3
21 21.08	0	10,4	15,6	16,8	16,6	16,5	26 26.08	0	12,0	16,0	16,5	16,4	16,4
	4	7,2	14,2	14,8	15,2	15,4		4	9,5	15,4	15,4	16,0	16,3
	8	20,8	15,4	14,8	14,9	14,9		8	19,5	15,2	15,4	15,5	15,6
	12	31,5	19,7	17,2	16,0	15,6		12	24,5	20,4	17,3	16,5	16,2
	16	25,4	21,0	19,0	17,6	17,0		16	21,9	20,0	18,5	17,3	16,9
	20	13,2	18,9	18,3	17,8	17,4		20	15,4	17,9	18,1	17,1	17,5

Продовження таблиці В-3

№ дата	Терм год	Глибина, см					№ дата	Терм год	Глибина, см				
		0	5	10	15	20			0	5	10	15	20
22 22.08	0	11,4	17,0	16,9	17,0	17,5	27 27.08	0	14,2	17,4	17,4	17,3	17,2
	4	9,2	15,7	16,0	16,2	16,3		4	13,9	16,5	16,7	16,6	16,7
	8	19,7	15,9	15,5	15,6	15,7		8	19,2	17,0	16,4	16,4	16,5
	12	31,1	20,1	17,5	16,4	16,0		12	24,7	18,6	17,2	16,6	16,0
	16	24,8	21,0	19,3	17,5	16,9		16	21,4	19,5	18,1	17,2	16,5
	20	11,2	18,9	18,4	18,0	17,0		20	17,4	18,7	17,8	17,4	17,0
23 23.08	0	10,4	16,2	16,8	17,1	17,3	28 28.08	0	12,6	17,6	17,2	17,1	17,0
	4	6,7	14,9	15,4	16,0	16,4		4	11,5	16,4	16,3	16,4	16,4
	8	18,6	15,4	15,0	14,6	15,5		8	19,6	16,4	16,0	16,0	16,1
	12	28,0	19,0	17,0	15,8	15,4		12	28,6	20,1	17,9	16,9	16,3
	16	16,0	20,4	18,0	17,3	16,8		16	24,2	21,2	19,2	18,0	17,4
	20	8,8	17,8	17,3	17,2	17,1		20	14,4	19,6	18,9	18,8	18,6
29 29.08	0	12,2	18,1	18,0	17,8	17,6	30 30.08	0	11,6	17,6	19,0	18,4	18,1
	4	13,9	16,8	16,6	16,6	16,7		4	10,4	16,2	16,7	16,9	17,0
	8	20,0	17,0	16,6	16,6	16,6		8	20,3	16,8	16,4	16,4	16,4
	12	25,4	19,8	18,0	17,3	16,9		12	27,4	19,4	17,8	17,0	16,5
	16	26,4	21,2	19,2	18,2	18,0		16	22,2	20,4	19,0	18,0	17,8
	20	13,6	19,4	19,0	18,4	18,0		20	9,8	18,2	18,9	17,9	17,5
							31.08	0	7,0	16,1	16,5	16,9	17,1
								4	6,7	14,8	15,3	16,0	16,3

Таблица В-4

№ п/п	B кВт/м ²	P кВт/м ²	$t_{0,2}$ °C	$t_{0,5}$ °C	$t_{1,0}$ °C	$t_{2,0}$ °C	$e_{0,2}$ гПа	$e_{0,5}$ гПа	$e_{1,0}$ гПа	$e_{2,0}$ гПа	$u_{0,2}$ м/с	$u_{0,5}$ м/с	$u_{1,0}$ м/с	$u_{2,0}$ м/с
1	0,55	0,08	20,6	20,4	19,9	19,8	9,4	8,9	8,4	8,0	1,7	2,3	2,5	3,0
2	0,49	0,05	17,3	17,0	16,7	16,4	11,3	10,8	10,2	10,0	0,3	0,7	1,1	1,6
3	0,59	0,06	17,0	16,9	16,6	16,2	12,6	12,4	12,2	11,2	2,2	2,6	2,9	3,2
4	0,29	0,03	18,0	17,5	17,2	17,0	11,8	11,6	11,5	11,1	1,0	1,2	1,4	1,7
5	0,49	0,04	16,1	15,8	15,5	15,3	10,5	9,6	9,5	8,7	1,9	2,2	2,4	2,7
6	0,52	0,06	19,4	18,9	18,6	18,3	18,9	18,3	17,4	17,2	0,4	0,8	1,0	1,3
7	0,45	0,08	27,9	27,2	26,9	26,4	16,9	16,2	16,1	15,9	1,1	1,4	1,7	1,9
8	0,28	0,05	24,7	24,5	24,3	23,9	20,1	19,3	18,9	18,7	2,0	2,7	3,0	3,5
9	0,46	0,08	22,1	21,9	21,6	21,4	11,4	11,1	10,2	10,1	0,7	0,9	1,2	1,6
10	0,45	0,06	23,7	23,5	23,2	23,0	12,1	11,7	11,1	10,9	1,1	1,5	1,6	1,9
11	0,41	0,08	22,5	22,1	21,8	21,7	18,2	17,0	16,7	16,4	1,4	1,6	1,8	2,1
12	0,54	0,08	21,6	21,1	20,8	20,7	13,0	12,4	12,1	11,6	1,3	1,6	1,7	1,9
13	0,30	0,04	18,9	18,5	18,4	18,0	14,2	14,0	13,9	13,7	1,3	1,4	1,5	1,8
14	0,21	0,04	17,4	17,2	16,8	16,6	13,4	13,2	13,0	12,9	1,1	1,7	2,2	2,4
15	0,46	0,07	17,3	16,8	16,4	16,2	16,8	16,3	16,1	15,7	0,9	1,1	1,3	1,6
16	0,50	0,10	18,6	18,2	17,9	17,8	13,6	13,0	12,2	11,8	1,1	1,7	2,1	2,3
17	0,52	0,08	21,8	21,3	20,6	20,2	19,1	18,8	18,7	18,4	0,4	0,9	1,4	1,7
18	0,45	0,09	20,4	20,1	19,6	19,5	11,0	10,4	10,3	9,9	1,3	1,8	2,0	2,1
19	0,31	0,07	21,0	20,6	20,4	20,1	18,6	18,3	17,9	17,6	1,3	1,7	2,0	2,2
20	0,44	0,04	17,0	16,3	15,7	15,5	10,8	10,4	10,3	10,0	0,6	1,0	1,5	1,7

Продовження таблиці В-4

№ п/п	B кВт/м ²	P кВт/м ²	$t_{0,2}$ °C	$t_{0,5}$ °C	$t_{1,0}$ °C	$t_{2,0}$ °C	$e_{0,2}$ гПа	$e_{0,5}$ гПа	$e_{1,0}$ гПа	$e_{2,0}$ гПа	$u_{0,2}$ м/с	$u_{0,5}$ м/с	$u_{1,0}$ м/с	$u_{2,0}$ м/с
21	0,30	0,03	21,7	21,2	20,9	20,7	10,1	9,9	9,9	9,6	1,0	1,3	1,4	1,6
22	0,52	0,08	22,0	21,2	20,8	20,6	10,3	9,9	9,6	9,4	1,3	1,8	2,0	2,2
23	0,49	0,06	15,9	15,2	14,9	14,6	11,8	11,6	11,2	11,0	1,4	1,7	1,8	2,1
24	0,31	0,01	18,5	18,2	18,1	17,8	10,7	10,3	9,6	9,4	0,6	0,9	1,0	1,2
25	0,40	0,04	20,7	20,6	20,3	19,8	10,4	10,1	9,8	9,6	1,2	1,4	1,6	1,9
26	0,38	0,06	20,0	19,7	19,4	19,1	11,7	11,3	10,9	10,5	0,7	1,0	1,3	1,5
27	0,45	0,08	19,7	19,2	19,0	18,8	11,6	11,2	10,6	10,2	1,3	1,5	1,8	2,1
28	0,17	0,03	16,1	15,8	15,6	15,5	15,2	14,8	14,6	14,3	1,3	1,7	2,2	2,4
29	0,36	0,05	15,5	15,3	15,0	14,8	14,4	13,7	13,3	12,7	0,3	0,9	1,2	1,5
30	0,48	0,09	19,2	18,9	18,6	18,2	17,9	17,1	16,6	16,1	1,2	1,6	2,3	2,5

Таблиця В-5

№	Дата	Термін ГОД	u _{0,5} м/с	u _{2,0} м/с	t _{0,5} °С	t _{2,0} °С	e _{0,5} гПа	e _{2,0} гПа
1	3.06	1	1,8	2,6	5,7	6,0	9,7	10,3
		7	2,2	3,1	10,6	10,4	13,8	13,5
		10	2,4	3,3	14,1	13,8	15,5	15,0
		13	1,7	3,9	17,1	16,6	14,0	13,2
		16	5,0	5,8	17,6	17,6	12,9	11,8
		19	5,1	6,7	14,9	14,8	15,5	15,0
		1*	1,9	3,1	7,7	7,8	13,8	14,0
2	5.06	1	1,5	1,9	10,3	10,4	13,8	14,0
		7	1,4	1,7	9,6	9,5	14,8	14,3
		10	1,8	2,3	14,3	13,7	15,6	15,2
		13	2,6	3,3	15,2	14,8	16,1	15,6
		16	3,0	4,3	13,5	13,6	14,0	13,5
		19	2,3	3,3	11,0	11,2	15,3	14,8
		1*	2,6	3,5	10,2	10,4	14,9	15,3
3	7.06	1	0,9	1,6	9,4	9,5	14,9	15,3
		7	3,5	4,7	10,7	10,5	17,3	16,9
		10	4,5	5,8	13,4	13,0	17,8	17,4
		13	4,1	5,5	16,1	14,8	17,5	17,2
		16	1,7	2,4	12,7	12,0	16,6	16,4
		19	3,4	4,4	11,9	11,9	17,0	16,8
		1*	2,0	2,8	8,0	8,1	16,4	16,9

Продовження таблиці В-5

№	Дата	Термін ГОД	u _{0,5} м/с	u _{2,0} м/с	t _{0,5} °С	t _{2,0} °С	e _{0,5} гПа	e _{2,0} гПа
4	9.06	1	1,0	1,6	11,0	11,2	16,4	16,9
		7	1,2	1,6	13,4	13,3	18,4	17,9
		10	2,1	3,0	16,6	16,4	18,9	18,2
		13	1,2	1,8	19,9	19,1	17,6	17,2
		16	1,9	2,6	16,6	16,6	17,4	17,0
		19	1,2	1,7	17,1	17,2	18,5	18,2
		1*	0,8	1,4	9,8	10,0	18,1	18,6
5	17.06	1	0,0	1,8	17,2	17,7	18,1	18,6
		7	1,7	3,2	20,1	20,1	17,1	16,9
		10	2,6	3,7	24,6	24,3	18,0	17,8
		13	2,6	3,7	27,6	27,2	15,2	14,5
		16	2,2	3,6	27,8	27,7	14,3	13,6
		19	0,4	1,4	24,6	24,8	13,5	13,3
		1*	1,8	1,9	17,3	17,7	10,6	11,1
6	18.07	1	1,0	1,9	17,3	17,7	10,6	11,1
		7	1,5	2,1	20,5	20,4	12,3	12,0
		10	1,8	2,9	25,5	25,4	14,4	14,0
		13	2,4	4,5	26,1	26,0	13,5	13,1
		16	0,6	1,9	27,0	27,0	13,3	13,0
		19	1,8	3,3	22,1	22,5	14,0	14,1
		1*	1,2	2,2	18,2	18,3	11,8	11,9

Продовження таблиці В-5

№	Дата	Термін ГОД	$u_{0,5}$ м/с	$u_{2,0}$ м/с	$t_{0,5}$ °С	$t_{2,0}$ °С	$e_{0,5}$ гПа	$e_{2,0}$ гПа
7	22.07	1	0,0	1,0	16,0	16,6	11,8	11,9
		7	1,7	2,8	21,5	21,4	15,3	14,7
		10	0,9	2,8	23,2	23,0	15,8	15,2
		13	2,3	4,8	28,3	27,3	15,4	15,0
		16	1,2	3,3	27,4	27,4	14,8	14,2
		19	0,0	1,6	19,2	19,3	14,6	14,3
		1*	0,0	1,1	17,2	17,4	11,5	11,9
8	1.08	1	0,4	1,4	15,1	15,6	11,5	11,9
		7	1,5	2,2	16,8	16,9	16,1	15,6
		10	0,9	1,5	19,2	19,1	16,9	16,2
		13	1,5	3,1	23,5	23,4	16,7	16,0
		16	0,8	1,7	21,4	21,4	16,5	15,8
		19	1,2	1,9	18,1	18,3	15,4	15,0
		1*	0,6	1,2	15,7	15,9	12,3	12,7
9	2.08	1	0,6	1,2	15,7	15,9	12,3	12,7
		7	0,8	1,2	16,1	15,9	14,9	14,2
		10	0,5	1,6	20,5	20,3	16,3	15,8
		13	1,2	2,2	17,0	16,0	16,0	15,3
		16	2,1	2,9	19,6	19,5	15,4	14,7
		19	0,0	0,5	18,1	18,0	15,0	14,6
		1*	0,3	1,1	14,5	14,8	13,0	13,3

Продовження таблиці В-5

№	Дата	Термін ГОД	$u_{0,5}$ м/с	$u_{2,0}$ м/с	$t_{0,5}$ °С	$t_{2,0}$ °С	$e_{0,5}$ гПа	$e_{2,0}$ гПа
10	6.08	1	1,4	2,3	13,5	13,6	11,8	12,4
		7	1,7	2,5	15,7	15,7	14,8	14,6
		10	1,9	2,6	19,0	18,8	15,3	14,8
		13	2,3	3,3	19,8	19,6	15,0	14,5
		16	1,9	2,7	17,0	16,8	14,5	13,7
		19	0,9	1,7	16,0	16,0	13,8	13,4
		1*	1,0	1,9	11,5	11,9	11,6	11,2
11	9.08	1	1,0	2,0	7,1	7,5	12,0	12,2
		7	1,0	1,6	11,0	10,8	12,6	12,3
		10	1,9	3,6	12,7	12,7	13,8	13,4
		13	1,5	2,0	15,8	15,0	11,7	11,4
		16	0,3	0,6	13,3	12,8	11,5	10,8
		19	0,1	0,6	12,6	12,3	12,9	12,6
		1*	0,1	1,2	6,5	7,2	11,6	11,8
12	9.05	1	0,3	1,2	-0,3	0,0	11,6	11,8
		7	0,6	1,0	3,9	3,6	12,2	11,9
		10	1,0	1,3	8,9	8,5	13,6	13,2
		13	1,9	2,8	10,9	9,9	12,8	12,4
		16	0,4	0,8	10,2	9,8	12,6	12,0
		19	1,5	2,2	7,3	7,1	13,0	12,7
		1*	1,5	2,2	3,8	3,7	12,7	12,9

Продовження таблиці В-5

№	Дата	Термін ГОД	$u_{0,5}$ м/с	$u_{2,0}$ м/с	$t_{0,5}$ °С	$t_{2,0}$ °С	$e_{0,5}$ гПа	$e_{2,0}$ гПа
13	10.07	1	0,1	0,7	12,0	12,2	13,6	13,9
		7	0,4	1,4	14,0	13,8	15,3	15,0
		10	1,2	2,3	16,0	15,7	16,1	15,4
		13	1,3	2,3	20,3	19,5	15,3	14,8
		16	1,1	2,2	17,7	17,4	15,5	14,7
		19	0,2	0,8	18,2	17,5	14,2	14,0
14	11.07	1	0,0	0,0	12,3	12,4	14,0	14,3
		7	0,6	1,2	14,2	13,8	15,6	15,4
		10	2,1	2,8	18,5	17,8	15,4	14,5
		13	1,5	2,2	22,4	21,3	17,4	17,1
		16	1,3	2,1	21,2	20,8	14,1	13,6
		19	0,3	1,0	18,9	18,1	13,0	12,4
15	12.07	1	0,0	0,0	10,2	10,5	12,3	12,7
		10	0,7	1,3	21,2	20,4	13,4	12,8
		13	1,0	1,4	21,8	21,0	13,7	13,4
		16	0,9	1,2	22,3	21,5	13,5	13,1
		19	0,2	0,8	18,6	18,0	17,8	17,4
		1*	0,1	0,5	14,2	14,3	16,2	16,4

Таблица В-6

№	t_{BB} °C	f_{BB} %	t_{BP} °C	№	t_{BB} °C	f_{BB} %	t_{BP} °C	№	t_{BB} °C	f_{BB} %	t_{BP} °C
1	19,5	80	14,0	11	4,5	70	-2,0	21	-10,5	85	-13,6
2	18,0	70	11,0	12	3,0	80	-2,0	22	-12,0	80	-15,5
3	16,5	80	12,5	13	1,5	90	-2,8	23	-13,5	90	-15,5
4	15,0	90	12,7	14	0,0	80	-3,8	24	-15,0	93	-17,0
5	13,5	70	7,0	15	-1,5	90	-4,5	25	-16,5	90	-18,3
6	12,0	80	10,0	16	-3,0	70	-8,5	26	-18,0	95	-20,0
7	10,5	90	7,7	17	-4,5	80	-9,0	27	-19,5	80	-24,0
8	9,0	70	3,0	18	-6,0	70	-11,5	28	-21,0	85	-24,5
9	7,5	80	3,0	19	-7,5	80	-13,5	29	-22,5	75	-26,5
10	6,0	90	2,5	20	-9,0	90	-11,0	30	-24,0	90	-26,5

ВІДПОВІДІ

Розділ 1

1.1	255,4; 263,2; 298,2; 323,2 К; -178; -10,0; 250; 50,0 °С	1.24	Так
1.2	214,2 К; -58,9 °С	1.25	3,7 г/м ³
1.3	-40,0 °С; 233,2 К	1.26	5,0 гПа
1.5	-40	1.27	892 г
1.6	-128,6 °F; 183,95 К	1.28	В першому, в 7 разів
1.7	136,0 °F; 331,0 К	1.29	17,4; 1,8 г/м ³ ; у 9,7 рази
1.10	1,6 гПа	1.30	6,2‰
1.13	1083,8; 854,7 гПа; 7,16%	1.31	1,66 гПа; -16,7 °С; 0,55 гПа
1.14	966,1 гПа	1.32	3,59; 3,27 гПа; 9%; -34,5; 0,262 г/м ³
1.15	975,3 гПа; 731,5 мм рт. ст.	1.33	8,7‰
1.16	0,00 і 2,86; 0,00 і 6,11; 0,00 і 12,32 гПа	1.34	16,1; 17,0; 0,9 гПа; 94%; 12,2 г/м ³ ; 9‰
1.17	0,05; 0,46; 2,5 гПа	1.35	3,45 гПа; -7,6 °С; 72%
1.18	6,9 гПа	1.36	-3,8 л
1.19	9,7; 14,4 гПа	1.38	35%
1.20	0; 25; 50; 75 і 100%	1.39	8,7 °С
1.21	а) 0%; б) 100%	1.40	Так
1.22	35%	1.41	10,6 °С; 12,8 гПа; 49%; 13,3 гПа; 9,5 г/м ³ ; 8,2; 8,3‰
1.23	3,19; 2,36; 0,83 гПа		

Розділ 2

2.1	1,27630 кг/м ³	2.16	614,7; 372,8 гПа
2.3	1,27629 кг/м ³	2.17	599,2; 334,1 гПа
2.4	0,01 кг/м ³	2.18	517,0; 266,2; 552,8; 305,6 гПа
2.5	291,0 К	2.19	44,3 км приблизно
2.6	$1,1 \cdot 10^{-3}$ кг/м ³	2.20	7987 м
2.7	1,05 кг/м ³	2.22	263 м
2.8	1,40 кг/м ³	2.23	696 м
2.9	$2 \cdot 10^{-12}$ кг/м ³	2.24	1355 м
2.10	1,292 кг/м ³ ; у 800 разів	2.25	996,4 гПа
2.11	Не змінюється	2.26	1004,7 гПа
2.13	276,8 К	2.27	510 м
2.14	1,2 ⁰	2.28	1060 м
2.15	506,9; 0,0 гПа	2.29	219,2 К

2.30	933,3 гПа	2.41	$h_z / h_0 = 1,8$
2.31	421 м	2.42	$h_g / h_c = 1,02$
2.32	427,4 м	2.43	12,5 гПа/100м; 8,0 м/гПа
2.33	5; 7,5; 10,0; 12,5 гПа/100м	2.44	2,5 гПа/100 км
2.34	491 м	2.45	1008,3 гПа
2.35	12,5 гПа/100 м	2.46	2,7 гПа/100 км
2.36	3,5 гПа/100 м	2.47	1,53 гПа/100 км
2.38	6,8; 8,0 м/гПа	2.48	245,0 гПа
2.39	1032,9 гПа		
2.40	987,2; 962,5; 952,5; 933,0гПа		

Розділ 3

3.1	2,5 гПа/100 км	3.15	12,4; 14,3; 24,8 м/с
3.2	На $2,2 \cdot 10^{-5}$ м/с ²	3.16	2,5
3.3	0,001095 м/с ² 0,001896 м/с ² 0,002190 м/с ²	3.17	2,7 гПа/100 км; $2,9 \cdot 10^{-3}$ м/с ²
3.4	31,0 м/с	3.18	11,9 м/с
3.5	$3,1 \cdot 10^{-3}$ м/с ² ; 4,0 м/с ² ;	3.19	9,4 м/с
3.6	$2,32 \cdot 10^{-3}$ м/с ² $G/g = 2,36 \cdot 10^{-4}$	3.20	4,7 м/с
3.8	50,0 м/с	3.22	8,3 м/с; 1,5 і 1,8
3.9	$6,3 \cdot 10^{-4}$ м/с ²	3.23	25,2 м/с
3.10	8,7 м/с	3.24	0,4 гПа/100 км
3.11	$5 \cdot 10^{-5}$ м/с ²	3.26	50°30'
3.12	$z/k = 0,24$	3.27	5,7 м/с; 0,6
		3.32	0,19 см/с ²
		3.33	0,147 см/с ²
		3.34	0,137 см/с ²

Розділ 4

4.1	0,4°/100м	4.9	7,6°С
4.2	10°/100м. Не можуть	4.10	на 1°С
4.3	17,2°С	4.11	на 5°С
4.4	28,4°С	4.12	271,6 К
4.5	10050; 783 Дж; $dv = 0,0783\text{м}^3$	4.13	268,5 К
4.6	659 Дж	4.14	274,8 К
4.7	$\approx 0,18$ °С	4.15	280,3; 281,3; 284,4 К
4.8	Зросте на 0,1°С	4.16	22,4°С
		4.17	7,7°С

- | | | | |
|------|--|------|---|
| 4.18 | Другий, на $15,0^{\circ}\text{C}$ | 4.31 | 520 м |
| 4.19 | $25,2^{\circ}\text{C}$ | 4.32 | 480 м |
| 4.20 | На висоті | 4.33 | $12,6^{\circ}\text{C}$ |
| 4.21 | $\approx 2 \text{ м/с}^2$, вгору | 4.34 | $7,7^{\circ}\text{C}$ |
| 4.22 | -2м/с^2 ; 1000м, вниз,
зменшується | 4.35 | $-2,7^{\circ}\text{C}$ |
| 4.23 | 909, 1818м | 4.36 | $-2,3^{\circ}\text{C}$ |
| 4.24 | 98 Дж | 4.37 | $2,0^{\circ}\text{C}$ |
| 4.25 | $-0,17 \text{ м/с}^2$ | 4.38 | 677 м |
| 4.26 | $0,18 \text{ м/с}^2$ | 4.39 | 1155 м |
| 4.27 | а) зменшується на 16,0
і на 8°C ;
б) зростає на 5,4 і на $2,6^{\circ}\text{C}$ | 4.40 | $28,5^{\circ}\text{C}$ |
| 4.28 | 3,9; $6,8^{\circ}\text{C}$ | 4.41 | 20°C і 55°C |
| 4.29 | 287,8; 295,2; 306,7; 320,6 К | 4.42 | 290,3 К |
| 4.30 | 942 гПа; 3,2; -2,7; -9,6;
$-18,2^{\circ}\text{C}$; | 4.43 | Сухостійка |
| | | 4.45 | $> -17,1^{\circ}\text{C}$ |
| | | 4.46 | Зростає; $< -1,3^{\circ}\text{C}$ |
| | | 4.47 | Сухостійка |

Розділ 5

- | | | | |
|------|---|------|---|
| 5.1 | 5770 К | 5.17 | 5,60; 2,90; 2,00; 1,55; 1,30;
1,15; 1,06; 1,015; |
| 5.2 | 0,5 мкм | 5.18 | 0,722; 0,653 |
| 5.3 | 10,06 мкм ($0,40 \text{ Вт/м}^2$) | 5.19 | 0,710; $1,37 \text{ кВт/м}^2$ |
| 5.4 | 264,9 Дж/ $\text{м}^2\text{с}$ | 5.20 | 6 |
| 5.5 | 8,7 – 15,70 мкм | 5.21 | 0,845; 0,801; 0,773; 0,748 |
| 5.6 | $64,2 \text{ МВт/м}^2$; $12 \cdot 10^{20} \text{ МВт}$ | 5.22 | $0,96 \text{ кВт/м}^2$; 70% |
| 5.7 | $0,67 \text{ кВт/м}^2$ і $0,41 \text{ кВт/м}^2$ | 5.23 | 0,20; 0,51; 0,71; 0,81; 0,88;
$0,91 \text{ кВт/м}^2$ |
| 5.8 | $0,52 \text{ кВт/м}^2$ і $0,57 \text{ кВт/м}^2$ | 5.27 | 10,1 мкм; 8,9 мкм; 13,0 мкм |
| 5.9 | 0; 0,36; 0,69; 0,98; 1,20;
1,33; $1,38 \text{ кВт/м}^2$ | 5.28 | $16 \cdot 10^4$ раз; |
| 5.10 | 34,82; 42,96; 43,15;
$47,54 \text{ МДж/м}^2$ | 5.29 | $0,37 \text{ кВт/м}^2$; в 1,1 рази |
| 5.11 | 37,95; 32,86; 18,98;
$0,60 \text{ МДж/м}^2$ | 5.30 | 0,52; $0,16 \text{ кВт/м}^2$ |
| 5.14 | $0,44 \text{ кВт/м}^2$ | 5.31 | 13,3 мкм; |
| 5.15 | 0,56; $0,02 \text{ кВт/м}^2$; | 5.32 | $0,32 \text{ кВт/м}^2$ |
| 5.16 | $0,66 \text{ кВт/м}^2$; $\alpha = 30^{\circ}$; 0,34;
0,80; 0,65; 0,49 кВт/м^2
$\alpha = 60$: 0,00; 0,73; 0,47;
$0,18 \text{ кВт/м}^2$; $\alpha = 90$: 0,00;
0,46; 0,17; $0,00 \text{ кВт/м}^2$ | 5.33 | 0,39; $0,46 \text{ кВт/м}^2$ |
| | | 5.34 | 0,29; 0,31; 0,33; 0,33; 0,33;
$0,32 \text{ кВт/м}^2$ |
| | | 5.35 | 0,33; 0,47; $-0,14 \text{ кВт/м}^2$ |
| | | 5.36 | 0,22; 0,19; $0,16 \text{ кВт/м}^2$ |
| | | 5.37 | $5,56 \text{ МДж/м}^2$ |

5.38	1330; 2000 МДж/м ²	5.45	-5360 МДж/м ²
5.39	-0,05 кВт/м ²	5.46	$\sum R_0 = 18,05$ МДж/м ²
5.40	0,28 кВт/м ²	5.48	3160; 7720 МДж/м ²
5.41	0,50 кВт/м ²	5.50	0,19 кВт/м ²
5.42	-0,06 кВт/м ²	5.51	0,59 кВт/м ²
5.43	13,54 МДж/м ²	5.52	0,13 кВт/м ²
5.44	0,92; 11,07 МДж/м ²		

Розділ 6

6.1	2,69 МДж/м ³ К	6.31	3,8; 0,7; 0,1 °С
6.2	2,28 МДж/м ³ К	6.32	10 см
6.3	1,21 і 1,20 МДж/м ³ К	6.33	5,5; 13,8 см
6.4	0,752·10 ⁶ МДж/м ³ К; 1,67·10 ⁻⁶ м ² /с	6.34	10,2 см; 1,95 м; 19,1; 19,1
6.5	0,104; 1,302; 0,771; 0,764 см ² /місяць	6.35	3,8 м
6.6	1,28 МДж/м ³ К	6.36	12,9 °С
6.7	17,7; 7,9; 12,8; 11,4 см ² /год	6.37	0,61
6.9	Пісок: 1,4 – 1,1 °С; гумус: 2,7– 2,3 °С	6.38	45,1 см
6.10	0,85 МДж/м ³ К; 89%	6.39	11,1 м
6.11	-34%	6.40	1,9 м
6.12	46,4; 23,0; 4,3; 612 см ² /год	6.41	32,6 год
6.13	11,7 см ² /год	6.42	129 см
6.14	7,6 см ² /год	6.43	73 см
6.15	7,7; 51,2 см ² /год	6.44	4,9; 84 м
6.24	0,28 кВт/м ²	6.45	32 год, 26 діб
6.25	-14 Вт/м ²	6.46	24 год; 0,05 °С
6.26	-50 кВт/м ²	6.47	≈90 см
6.27	91 Вт/м ²	6.48	23,1; 13,8; 6,2 см
6.28	982,2 кДж/м ² год	6.49	20 год 19 хв; 3 год 14 хв; 10 год 09 хв
6.29	33 МДж	6.50	23 год 40 хв
6.30	27,5 МДж	6.51	10,122 см; 1,95 м
		6.52	10,9 см ² /год
		6.54	2 год 19 хв

Розділ 7

7.1	0,24 м ² /с	7.6	0,02; 0,43 м ² /с
7.2	0,16 м ² /с	7.7	а) 0,10, 0,07, 0,17 м ² /с; б) 0,10, 0,00, 0,10 м ² /с
7.3	0,10 м ² /с		в) 0,10; -0,07; 0,03 м ² /с
7.4	0,17; 0,26 м ² /с	7.8	0,076 і 0,100 м ² /с
7.5	0,09; 0,03 м ² /с		

- 7.9 $D = 0,06; 0,07; 0,08; 0,13;$
 $0,10; 0,14; 0,06 \text{ м}^2/\text{с}$
 $T = -0,02; 0,00; 0,04; 0,01;$
 $0,00; -0,01; -0,05 \text{ м}^2/\text{с}$
- 7.10 $20 \text{ м}^2/\text{с}$
- 7.11 $0,86; 1,26; 0,92$
- 7.12 $21,6; 20,2^\circ\text{C}$
- 7.13 $0,69 \cdot 10^{-5} \text{ кВт}/\text{м}^2$
- 7.14 $0,003^\circ\text{C}$
- 7.15 $0,16 \text{ кВт}/\text{м}^2$

Розділ 8

- 8.6 До 52%
- 8.7 $15,3 \text{ гПа}, 124\%; 7,6 \text{ гПа}; 124\%$
- 8.8 $12,9 \text{ гПа}; 105\%; 6,4 \text{ гПа}; 105\%$
- 8.9 $0,12; 0,012; 0,001\%$
- 8.11 $2,2; 2,49 \text{ гПа}$
- 8.12 $0,70 \text{ гПа}; 81\%; 0,90 \text{ гПа};$
 102%
- 8.13 $0,12; 0,012; 0,001\%$
- 8.15 В 11,3 рази
- 8.16 на 2,5 гПа
- 8.17 $3,7 \text{ г}/\text{м}^3$
- 8.18 $87\%; 2,9 \text{ гПа}$
- 8.19 $11,6 \text{ г}/\text{кг}; 0,012 \text{ кг}/\text{кг}$
- 8.20 Так
- 8.21 $4,74 \text{ гПа}$
- 8.23 $3,1; 4,9; 5,8$
- 8.24 $1,47 \cdot 10^{-7}; 7,32 \cdot 10^{-8};$
 $4,89 \cdot 10^{-8} \text{ см}$
- 8.30 $-10^\circ\text{C}: 2,1 \cdot 10^{-7}; 1,05 \cdot 10^{-7};$
 $0,70 \cdot 10^{-7} \text{ см}; -32^\circ\text{C}: 2,37 \cdot 10^{-7};$
 $1,18 \cdot 10^{-7}; 0,78 \cdot 10^{-7} \text{ см}$
- 8.31 $1,66 \cdot 10^{-7}; 0,47 \cdot 10^{-7} \text{ см}$
- 8.33 $5,2^\circ\text{C}$
- 8.34 так
- 8.35 $1,6 \text{ г}/\text{м}^3$
- 8.36 $1,8 \text{ г}/\text{м}^3; 4,5 \cdot 10^3 \text{ Дж}/\text{м}^3$
- 8.37 $0,5 \text{ г}/\text{м}^3; 36 \text{ м}$
- 8.38 Так
- 8.39 $0,37 \text{ г}/\text{м}^3$
- 8.40 ні
- 8.41 $0,0242 \text{ г}/\text{м}^3$
- 8.44 $\approx 0,1; 1,6; 6,4 \text{ м}/\text{с};$
 $\approx 2,12 \text{ и } 1870 \%$
- 8.45 $304 \text{ мкм}; 2,4 \text{ м}/\text{с}$
- 8.46 $6,8; 10,0; 11,4; 13,0 \text{ мкм};$
 $6 \text{ г}/\text{м}^3$
- 8.47 $6,0; 9,0; 10,5; 11,8 \text{ мкм};$
 $1,7 \text{ г}/\text{м}^3$
- 8.48 $8 \cdot 10^6 \text{ крапель}$
- 8.49 $1; 4; 16 \text{ хв}; 1 \text{ год } 40 \text{ хв}; 6 \text{ год}$
 $40 \text{ хв}; 7; 28 \text{ діб}$
- 8.50 $0,19 \text{ г}/\text{м}^3$
- 8.51 $0,21 \cdot 10^{-8}; 4,6 \cdot 10^{-8}; 9,8 \cdot 10^{-8};$
 124 мкм
- 8.53 $3,04 \text{ мгм}; 2,4 \text{ м}/\text{с}$
- 8.54 $0,3; 0,9 \text{ м}/\text{с}$
- 8.56 $> 66\%$
- 8.57 $< 6,7^\circ\text{C}$
- 8.58 ні
- 8.59 $91; 82\%$

Розділ 9

- 9.1 $0,68; 0,9996$
- 9.2 $\approx 0,10$
- 9.3 $0,9879; 321 \text{ км}$
- 9.4 $0,086 \text{ км}^{-1}; 45,5 \text{ км}$
- 9.5 $4,19 \text{ км}^{-1}; 930 \text{ м}$
- 9.6 $0,395 \text{ км}^{-1}; 9,9 \text{ км}$
- 9.7 $8,72 \text{ км}^{-1}; 450 \text{ м}$

9.8	1 год 04 хв; 52 хв і 43 хв; 1 год 59 хв; 1 год 45 хв	9.37	356,6 км, 3 ⁰ 02′
9.9	2 год 39 хв	9.38	в 1,92 рази
9.10	5 год 20 хв і 11 год 20 хв нема і 12 год 26 хв	9.39	4,9 км
9.11	4 год 06 хв – 5 год 19 год – 19 год 54 хв	9.40	246 км
9.12	22 год – 2 год	9.41	1320 км
9.13	15. VI; > 58,7 ⁰ 15. VII; > 60,4 ⁰ 15. VII; > 67,8 ⁰	9.42	1730 і 1800 км
9.14	15,32 км	9.43	13,7 км, 14′
9.15	12,7; 38; 76 км; 51; 140; 325 км	9.46	2,2·10 ⁴ кД/м ² ; 6,8·10 ⁴ лм/м ² ; 8·10 ⁸ лм
9.16	9 ⁰ 30′	9.48	6,28·10 ⁹ лм/м ²
9.18	2,8 ⁰	9.49	135000 і 136000 лк
9.19	1′ 15″	9.50	6,4·10 ¹² років
9.27	4,2″	9.51	5400 кг/м ² ; 1,7·10 ⁴ лм/м ²
9.28	7 хв 7с	9.52	1,57·10 ⁻⁷ ; 0,16 лк
9.30	65 ⁰ 25′20,6″	9.53	4140 кг/м ²
9.31	78 ⁰ 31′39″	9.54	42 ⁰ 30′; 40 ⁰ 40′; 42 ⁰ ; антисолярне
9.32	226,3 км	9.55	12 ⁰ ; h _c > 42 ⁰
9.33	35,7 км; 2,14 км	9.56	21 ⁰ 36′; 22 ⁰ 22′
9.34	ні	9.57	46 ⁰ 34′; 48 ⁰ 46′; 2 ⁰ 44′; червоний-внутрішній
9.35	66,16 км; 33′	9.58	21,8 мкм
9.36	264,7 км; 280,6 км	9.59	65 мкм
		9.60	21,8 мкм

Розділ 10

10.1	790 см ⁻³ ; 800 см ⁻³	10.12	0,35 см ⁻³ с ⁻¹
10.2	4939 см ⁻³ ; 3354 см ⁻³	10.13	33с – 11хв
10.3	150 см ⁻³	10.14	460 с
10.4	2,74 м/с	10.15	1,76·10 ⁻² ; 2,38·10 ⁻² м/с
10.5	3,44 м/с	10.16	5·10 ⁴ В/м
10.6	106,8 м; 148,8 м	10.18	1,6·10 ⁻¹³ А/м ²
10.7	1,84 м/с; 2,02 м/с; 1,45 м/с; 1,60 м/с	10.19	1,78·10 ⁻¹² А/м ²
10.8	3,3·10 ⁻⁴ с ⁻¹	10.20	2,76·10 ⁻⁵ А
10.9	≈ 26 хв	10.21	у 4200 разів
10.10	5,2 год	10.22	2,8·10 ⁻⁶ А/м ² ; 1,4·10 ⁻⁴ А
10.11	1,4·10 ⁻¹⁴ ; 1,2·10 ⁻¹⁴ ; 2,6·10 ⁻¹⁴ см	10.23	1,3·10 ⁶ Кл
		10.24	518 Кл/с
		10.25	1,2·10 ¹¹ ; 3,7·10 ¹⁰ кВт

10.26	10^{-9} A/m^2	10.37	306,3 i 355 м/с
10.27	475 м ² /с	10.38	341,2 i 342,1 м/с
10.28	3,6 год	10.39	297,6 м/с
10.29	22,9 год	10.40	35,9 м
10.30	94 i 56 %	10.41	0 год 00 хв 5,7 с i 0 год 00 хв 5,8 с
10.31	300 км; $2 \cdot 10^6 \text{ эл/см}^{-3}$; 23,6 м	10.43	1200м
10.32	$3 \cdot 10^6 - 2,5 \cdot 10^3 \text{ эл} \cdot \text{см}^{-3}$	10.44	12 км
10.33	$2 \cdot 10^5 - 6,4 \cdot 10^5 \text{ Гц}$; 1500 – 470 м	10.45	23,3 м
10.34	$5 \cdot 10^6 \text{ эл} \cdot \text{см}^{-3}$	10.46	1,5 км
10.35	$2,2 \cdot 10^{57} \text{ Гц}$; 13,6 м	10.47	26,5 км
10.36	$2,5 \cdot 10^{21} \text{ эл} \cdot \text{см}^{-3}$	10.48	1,74 км, 13,1 км

Навчальне видання

**Волошина Жанна Василівна,
Волошина Олена Вікторівна**

ФІЗИКА АТМОСФЕРИ
(ЗБІРНИК ЗАДАЧ І ВПРАВ)

Навчальний посібник

Підп. до друку 03.2005 Формат 60x84/16 Папір офс.

Умовн. друк. арк. 16.8 Тираж 100 Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

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