

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ДОНЕЦЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ ТЕХНІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
КАФЕДРА «ПРИРОДООХОРОННА ДІЯЛЬНІСТЬ»**

МЕТОДИЧНІ РЕКОМЕНДАЦІЇ

щодо виконання завдань практичних занять з нормативної навчальної дисципліни
циклу професійної та практичної підготовки

«МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ»

для студентів спеціальностей 101 Екологія,
183 Технології захисту навколишнього середовища
всіх форм навчання

Покровськ, 2018

Методичні рекомендації щодо виконання завдань практичних занять з нормативної навчальної дисципліни циклу професійної та практичної підготовки «Метеорологія і кліматологія» для студентів спеціальностей 101 Екологія, 183 Технології захисту навколишнього середовища всіх форм навчання / уклад. О.Л. Зав'ялова. – Покровськ : ДонНТУ, 2018. – 32 с.

Методичні рекомендації щодо виконання завдань практичних занять супроводжують навчальний процес з дисциплін „Метеорологія і кліматологія” і мають на меті надати студентам навичок практичного використання знань, набутих на лекційних заняттях щодо основ будови, складу атмосфери та закономірностей атмосферних явищ, що в ній відбуваються; методів і засобів вимірювання основних метеорологічних величин, особливостей розподілу метеорологічних величин, їх зміни у часі та просторі. Вказівки складені відповідно робочої навчальної програми по дисципліні і містять рекомендації до всіх практичних занять. Практичні заняття пов'язані з виконанням індивідуального завдання на базі вихідних даних до нього.

Укладачі: О.Л.Зав'ялова, к.т.н., доц., доц. каф. ПД

Рецензент: В.Ю. Каулін, к.т.н., доц. каф. ХТ

Відповідальний за випуск: В.К.Костенко, д.т.н., професор, зав.каф. ПД

Затверджено навчально-методичним відділом ДонНТУ,

Протокол № 11 від 27.03.2018 р.

Розглянуто на засіданні кафедри природоохоронної діяльності,

Протокол № 7 від 12 лютого 2018 р.

ЗМІСТ

Вступ	5
Практичне заняття №1	6
1 ПОЧАТКОВІ ВІДОМОСТІ ПРО ОСНОВНІ МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЕЛЕМЕНТИ.....	6
1.1 Температура повітря	6
1.2 Атмосферний тиск.....	7
1.3 Вологість повітря	8
1.3.1 Психрометрична формула.....	10
1.3.2 Розподіл вологості повітря з висотою	11
Практичне заняття №2	13
2 ОСНОВИ СТАТИКИ АТМОСФЕРИ.....	13
2.1 Рівняння стану сухого повітря.....	13
2.2 Віртуальна температура. Рівняння стану вологого повітря.	14
2.3 Основне рівняння статки атмосфери	15
2.3.1. Однорідна атмосфера.....	17
2.3.2. Барометрична формула реальної атмосфери	17
2.3.3. Вертикальний баричний градієнт.....	19
2.3.3. Барична сходинка.....	20
Практичне заняття №3	22
3 ОСНОВИ ТЕРМОДИНАМІКИ АТМОСФЕРИ	22
3.1 Термодинаміка атмосфери	22
3.2 Сухоадіабатичні зміни температури повітря	22
3.3 Вологоадіабатичні зміни температури повітря.....	23
Список рекомендованої літератури.....	28
Додаток А Максимальна пружність парів води	29
Додаток Б Психрометрична таблиця.....	32
Додаток В Величина вологого адіабатичного градуситу.....	33

Вступ

Методичні рекомендації щодо виконання завдань практичних занять з нормативної навчальної дисципліни циклу професійної та практичної підготовки «Метеорологія і кліматологія» для студентів спеціальностей 101 Екологія, 183 Технології захисту навколишнього середовища всіх форм навчання складено відповідно до освітньо-професійної програми підготовки бакалавра спеціальностей 101 Екологія, 183 Технології захисту навколишнього середовища.

Мають на меті надати студентам навичок практичного використання знань, набутих на лекційних заняттях щодо основ будови, складу атмосфери та закономірностей атмосферних явищ, що в ній відбуваються; методів і засобів вимірювання основних метеорологічних величин, особливостей розподілу метеорологічних величин, їх зміни у часі та просторі.

У результаті виконання практичних завдань студент повинен **вміти**:

- на підставі відповідних стандартизованих методик (відбір проб, визначення концентрацій забруднюючих речовин в них тощо) здійснювати спостереження за зміною складу, будови, властивості атмосфери, фізичними і хімічними процесами, що протікають в ній;

- на підставі знання про склад, будову, властивості атмосфери, фізичні і хімічні процеси, що протікають в ній, вміти прогнозувати зміни клімату, його розподілу по Земній кулі.

Практичне заняття № 1

ПОЧАТКОВІ ВІДОМОСТІ ПРО ОСНОВНІ МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЕЛЕМЕНТИ

Мета заняття: навчити студентів перекладу температури з однієї шкали в іншу за таблицями і формулами; перекладу атмосферного тиску з однієї шкали в іншу за таблицями і формулами; вживати різноманітні характеристики вологості повітря (гігрометричні характеристики) для кількісного виразу вмісту водяної пари у атмосферному повітрі; визначати характеристики вологості атмосферного повітря за психрометричними таблицями та психрометричною формулою; визначати зміни вологості повітря з висотою.

1.1 Температура повітря

Температура повітря - найважливіша характеристика теплового стану повітря. У метеорології температуру повітря прийнято виражати:

-у міжнародній практичній температурній шкалі (МПТШ), тобто в градусах Цельсія;

-у градусах Фаренгейта °F. Перехід від °F до °C наступний:

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

де t - температура в градусах Цельсія;

F- температура в градусах Фаренгейта

T - у градусах Кельвіна:

$$T(K) = 273,15 + t(^{\circ}\text{C}) \quad (1.2)$$

Перехід від °C до °F наступний:

$$t(^{\circ}\text{F}) = \frac{9t^{\circ}\text{C}}{5} + 32 \quad (1.3)$$

З висотою температура повітря змінюється в різних шарах і в різних широтах по-різному. У середньому вона спочатку знижується до висоти 10-15 км, а потім – росте до висоти 50-60 км, потім знову падає. Щоб визначити температуру на будь-якому рівні Звведено поняття вертикального градієнта температури.

Вертикальним градієнтом температури повітря називають її зміну на кожні 100 м висоти.

$$\gamma = - \frac{\Delta t}{\Delta z / 100} = \frac{t_{\text{H}} - t_{\text{B}}}{Z_{\text{B}} - Z_{\text{H}}} \cdot 100, (^{\circ}\text{C} / 100) \quad (1.4)$$

де γ - вертикальний градієнт температури, °C/100м;

t_{B} -температура верхнього рівня, °C;

t_{H} - температура нижнього рівня, °C;

Z_{B} - висота верхнього рівня,м;

Z_{H} - висота нижнього рівня,м.

Знаючи вертикальний градієнт температури, можна визначити температуру на будь-якому рівні Z у тропосфері, якщо відома температура t_0 на нижньому рівні:

$$t_z = t_0 - \gamma \cdot \frac{\Delta z}{100} \quad (1.5)$$

де t_z - температура на верхньому рівні, °C;
 t_o - температура на нижньому рівні, °C;
 γ - вертикальний градієнт температури, °C/100м;
 Δz - висота рівня, м.

Приклад № 1

Привести до рівня моря температуру, обмірювану на метеостанції на висоті 1000 м, якщо градієнт температури дорівнює 0,6 °C/100м. Температура повітря на метеостанції дорівнювала 10 °C.

Рішення

1) Температуру повітря на будь-якій висоті в тропосфері можна визначити по формулі:

$$t_z = t_o - \gamma \cdot \frac{\Delta z}{100}$$

2) З приведеної формули виразимо температуру повітря на рівні моря:

$$t_o = t_z + \gamma \cdot \frac{\Delta z}{100} \quad (1.6)$$

3) Підставимо вихідні дані та отримаємо:

$$t_o = 10 + \frac{0.6 \cdot 1000}{100} = 16 \text{ (°C)}$$

Відповідь: Температура на рівні моря склала 16 °C.

Завдання:

1. Привести до рівня моря температуру, обмірювану на метеостанції на висоті 500 м, якщо градієнт температури дорівнює 0,5°C/100м. Температура повітря на метеостанції дорівнювала 15°C.
2. Визначити температуру повітря на висоті 750 м, якщо градієнт температури дорівнює 0,6°C/100м. Температура повітря на рівня моря складала 21°C.
3. Значення температур 100°C, 0°C перевести в градуси Фаренгейта.
4. Значення температур 260°F, -15°F перевести в градуси Цельсія.

1.2 Атмосферний тиск

Атмосферний тиск (P) – це сила, що діє на одиницю поверхні. На практиці тиск вимірюється висотою ртутного стовпчика в мм, вага якої врівноважує тиск атмосфери.

За нормальний атмосферний тиск приймають тиск стовпчика ртуті висотою 760мм при 0 °C. Такий тиск на практиці прийнято за одиницю тиску і названо фізичною атмосферою (атм).

$$P = \rho \cdot g \cdot h$$

де ρ - густина ртуті, г/см³, $\rho_{\text{ртуті}} = 13,596 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$;

g - прискорення вільного падіння, $g = 9,8 \text{ м/с}^2$;
 $h = 0,76 \text{ м}$.

$$1 \text{ атм} = 13,6 \cdot 10^3 \cdot 9,8 \cdot 0,76 = 1.013 \cdot 10^5 \text{ (н/м}^2\text{)}$$

У метеорології тиск вимірюють у мілібарах (мб) або гектопаскалях (гПа):

$$1 \text{ мб} = 1 \text{ гПа}$$

$$1 \text{ гПа} = 100 \text{ Па}$$

$$1 \text{ атм} = 1.013 \cdot 10^5 \text{ н/м}^2$$

$$1 \text{ мб} = 10^2 \text{ н/м}^2 = 10 \text{ дин/м} = 0.75 \text{ ммрт. ст.}$$

$$1 \text{ ммрт. ст.} = 1333,3 \text{ дин/см}^2 = 1.33 \text{ мб}$$

Визначимо тиск стовпчика ртуті висотою 1 мм, що припадає на 1 м² поверхні на рівні моря і широті 45°.

$$\begin{aligned} 1 \text{ мм рт. ст.} &= 13,596 \cdot 10^3 \cdot 9,8 \cdot 0,001 = 133,33 \frac{\text{кг} \cdot \text{м}}{\text{м}^2 \cdot \text{с}^2} = 133,33 \frac{\text{Н}}{\text{м}^2} = 133,33 \text{ Па} \\ &= 1,333 \text{ гПа} \end{aligned}$$

$$1 \text{ гПа} = 0,75 \text{ мм рт. ст.}$$

Приклад № 2

Тиск повітря в лабораторії, обмірюваний по барометру, дорівнював 750 ммрт.ст. перерахувати цей тиск у гПа.

Рішення

$$1 \text{ ммрт.ст. складає } 1,33 \text{ гПа}$$

$$750 \text{ ммрт.ст.} - x \text{ гПа}$$

$$X = 750 \cdot 1,33 = 997,5 \text{ (гПа)}$$

Відповідь: тиск дорівнює 997,5 гПа.

Завдання:

1. Тиск повітря в лабораторії, обмірюваний по барометру, дорівнював 744 мм рт.ст. перерахувати цей тиск у гПа.

2. Визначити яка висота ртутного стовпчика буде відповідати тиску 1006 гПа.

1.3 Вологість повітря

Вологість повітря – це вміст у повітрі водяної пари.

Пружність водяної пари – це парціальний тиск водяної пари, що міститься в повітрі. Виражається в н/м² або мб (мілібарах).

Пружність водяної пари, що насичує (пружність насичення) E – граничне значення пружності водяної пари, що міститься в повітрі при даній температурі повітря. На практиці пружність насичення (E) визначається по таблиці (див. додаток А), у якій приведені значення пружності насичення для діапазону температур від -39,9 °С до 39,9 °С.

Для розрахунку E при температурі, значення якої виходить за інтервал температур, приведених у таблиці, використовують наступну формулу:

$$E = E_0 \cdot 10^{at/(b+t)} \quad (1.7)$$

де t – температура повітря, °C;

E – пружність насичення, гПа або мб;

E_0 - тиск насиченої пари при температурі 0°C, гПа;

$E_0 = 6,107$ гПа

над водою: $a=7,6326$; $b=241,9$;

над льодом: $a=9,5$; $b=265,5$

Для кількісного виразу вмісту водяної пари у атмосферному повітрі вживають різноманітні характеристики вологості повітря (гігрометричні характеристики). У метеорології використовують наступні гігрометричні характеристики.

Парціальний тиск водяної пари (e , гПа) - це тиск, який мала б водяна пара, яка міститься в газовій суміші, при умові, що тільки вона займала б об'єм, який дорівнює об'єму суміші при тій самій температурі.

Дефіцит насичування d , гПа- різниця між тиском насиченої водяної пари та її парціальним тиском:

$$d = E - e. \quad (1.8)$$

Відносна вологість f - це відношення парціального тиску водяної пари до тиску насиченої пари над плоскою поверхнею дистільованої води при даній температурі:

$$f = e / E. \quad (1.9)$$

Відносну вологість прийнято виражати у відсотках.

Абсолютна вологість a - маса водяної пари, яка міститься в одиниці об'єму повітря. Вона виражається в кг/м³ (в г/м³). Між абсолютною вологістю та парціальним тиском водяної пари існує співвідношення

$$a = 0,217 e \cdot T.$$

Приклад № 3

Визначити пружність насиченої пари над водою при температурі -10 °C.

Рішення

$$E = 6,107 \cdot 10^{7,6326(-10) / (241,9 + (-10))} \quad (\text{гПа})$$

$$E = 2,8624 \quad (\text{гПа})$$

Відповідь: пружність насиченої пара складає 2,86 гПа.

Приклад № 4

Визначити пружність водяної пари, якщо відносна вологість (f) дорівнює 40%, а дефіцит насичення (d) дорівнює 5,0 гПа.

Рішення

1) Дефіцит насичення визначається по формулі (1.8):

$$d = E - e$$

2) З формули (1.8) можна виразити пружність водяної пари (e):

$$e = E - d$$

3) Визначимо пружність насиченої пари (E) з формули (1.9):

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100$$

$$E = \frac{e}{f} \cdot 100$$

4) Підставимо вираз для E в формулу для визначення пружності водяної пари (e):

$$e - \frac{e}{f} \cdot 100 = -d$$

$$e = -\frac{d}{1 - 100/f}$$

$$e = -\frac{5}{1 - 100/40} = 3,3 \text{ (гПа)}$$

Відповідь: пружність водяної пари $e = 3,3$ гПа.

Завдання:

1. Визначити пружність насиченої пари над водою при температурах 22°C , $16,7^\circ\text{C}$, $7,8^\circ\text{C}$ та над льодом при температурах $-10,4^\circ\text{C}$, $-24,5^\circ\text{C}$, $-2,3^\circ\text{C}$. Порівняти отримані дані з табличними значеннями (Додаток А).

2. Визначити пружність водяної пари, якщо відносна вологість (f) дорівнює 64%, а дефіцит насичення (d) дорівнює 6,5 гПа. За допомогою Додатка А визначити температуру, яка відповідає цим умовам.

3. Визначити пружність водяної пари, якщо відносна вологість (f) дорівнює 79%, а дефіцит насичення (d) дорівнює 8 гПа. За допомогою Додатка А визначити температуру, яка відповідає цим умовам.

1.3.1 Психрометрична формула

Вологість повітря визначають за допомогою психрометра, з якого знімають показання у вигляді температури сухого і змоченого термометра.

Для визначення характеристик вологості атмосферного повітря за обмірюваним значенням температури повітря t («сухий» термометр) і температури змоченого термометра t_1 ($^\circ\text{C}$) служать психрометричні таблиці (див. додаток Б). Розрахунок пружності водяної пари, що міститься в повітрі в даний момент часу проводиться по психрометричній формулі (якщо відсутня психрометрична таблиця):

$$e = E_t - A \cdot P (t - t_1)(1 + 0,0115t_1), \text{ (гПа)} \quad (1.10)$$

(коли на батисті змоченого термометра вода) і виду:

$$e = E_{t_1} - 0,88229 \cdot A \cdot P (t - t_1), \text{ (гПа)} \quad (1.11)$$

(коли на батисті змоченого термометра лід),

де E_t, E_{t_1} – тиск насиченої водяної пари над плоскою поверхнею чистої води і льоду при температурі змоченого термометра t_1 ;

A – психрометричний коефіцієнт, що залежить від швидкості вентиляції змоченого термометра. Психрометричний коефіцієнт дорівнює $7,947 \cdot 10^{-4} (^{\circ}\text{C})^{-1}$ для станційного психрометра і $5,62 \cdot 10^{-4} (^{\circ}\text{C})^{-1}$ для аспіраційного;

P – атмосферний тиск, гПа.

Приклад № 5

Визначити відносну вологість і дефіцит насичення, якщо показання сухого термометра в психрометричній будці 20°C , змоченого термометра 15°C , а атмосферний тиск дорівнює 1000 гПа.

Рішення

Пружність насиченої пари при $t = 15$ дорівнює 17,06 гПа (додаток А).

По формулі 1.11 знаходимо тиск водяної пари:

$$e = 17,04 - 0,0007947 \cdot (20 - 15) \cdot 1000 \cdot (1 + 0,0115 \cdot 15) = 12,38 \text{ (гПа)}$$

Пружність насичення E при $t = 20^{\circ}\text{C}$ дорівнює 23,39 гПа (по додатку А), тоді відносна вологість повітря визначається по формулі 1.9:

$$f = \frac{12,38}{23,39} \cdot 100 = 53\%.$$

Визначаємо дефіцит насичення:

$$d = 23,39 - 12,38 = 11,01 \text{ (гПа)}$$

Відповідь: відносна вологість повітря дорівнює 53%, а дефіцит насичення 11,01 (гПа).

Завдання:

Визначити відносну вологість і дефіцит насичення, якщо показання сухого термометра в психрометричній будці 15°C , змоченого термометра 10°C , а атмосферний тиск дорівнює 1006 гПа.

1.3.2 Розподіл вологості повітря з висотою

Убування парціального тиску водяної пари з висотою виражається емпіричними формулами. Для гірських місцевостей виведена формула:

$$e_z = e_o \cdot 10^{-z / 6300} \quad (1.12)$$

де e_o і e_z – парціальний тиск водяної пари на рівні моря і на висоті Z .

Для вільної атмосфери по аерологічним даним:

$$e_z = e_o \cdot 10^{-z / 5000} \quad (1.13)$$

Н.Ф. Накоренко по аерологічним даним вивела формулу:

$$e_z = e_o \cdot 10^{-k \cdot (t_o - t)} \quad (1.14)$$

де t_o і t – температура повітря на рівні моря і на висоті Z відповідно;

k – емпіричний коефіцієнт, який дорівнює 0,0387.

Приклад № 6

На рівні моря відносна вологість повітря складає 70% при температурі 20°C. Яка відносна вологість на висоті 2000м, якщо вертикальний градієнт температури дорівнює 0,5 °C/100м?

Рішення

1)Визначаємо парціальний тиск водяної пари у поверхні землі:

$$e = \frac{70 \cdot 23,39}{100} = 16,37 \text{ (гПа)} \quad (\text{при } t = 20^\circ\text{C}, E = 23,39\text{гПа})$$

2)Визначаємо температуру на висоті 2000м:

$$t_z = t_o - \gamma \cdot Z$$
$$t_z = 20 - \frac{2000 \cdot 0,5}{100} = 10,0(^{\circ}\text{C})$$

3)Визначаємо парціальний тиск водяної пари на висоті 2000м(по формулі 1.14):

$$e_z = 16,37 \cdot 10^{-0,0387 \cdot (20-10)} = 6,72 \text{ (гПа)}.$$

4) Визначаємо відносну вологість на висоті 2000м:

$$f = \frac{6,72}{12,28} \cdot 100 = 54,7\%$$

Відповідь: відносна вологість на висоті 2000м дорівнює 54,7 %.

Завдання:

1. На рівні моря відносна вологість повітря складає 87% при температурі 17°C. Яка відносна вологість на висоті 1500м, якщо вертикальний градієнт температури дорівнює 0,6°C/100м?

2. Відносна вологість на висоті 1000м складає 60% при температурі 15°C. Яка відносна вологість повітря на рівні моря, якщо вертикальний градієнт температури дорівнює 0,5 °C/100м?

Література [1,3]

Практичне заняття № 2

ОСНОВИ СТАТИКИ АТМОСФЕРИ

Мета заняття: надати студентам навичок практичного використання знань, набутих на лекційних заняттях щодо основ статки атмосфери, навчити використовувати для розрахунків рівняння стану сухого повітря, рівняння стану вологого повітря, основне рівняння статки атмосфери, барометрична формула реальної атмосфери, вертикальний баричний градієнт та баричну сходинку.

2.1 Рівняння стану сухого повітря

Густина - це маса газу в одиниці об'єму. В метеорології густина повітря не вимірюється, вона вираховується за допомогою рівняння стану повітря за відомими значеннями тиску і температури. В Міжнародній системі одиниць густина має розмірність кг/м^3 .

При умовах, які спостерігаються в атмосфері, сухе повітря і водяна пара поведуть себе як ідеальні гази (це гази, в яких молекули можна вважати матеріальними точками, а силами притягання й відштовхування між молекулами можна знехтувати), тому для них можна записати рівняння стану у вигляді рівняння стану ідеального газу. Тобто для одиниці маси сухого повітря:

$$p = R_c \cdot \rho \cdot T, \quad (2.1)$$

де p - тиск, Па;

ρ - густина сухого повітря (прийнято виражати з точністю до тисячних), кг/м^3 ;

T - температура за абсолютною шкалою, К;

R_c - питома газова постійна сухого повітря ($R_c = 287 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$).

Маючи на увазі, що

$$\rho = \frac{1}{v}, \quad (2.2)$$

де v - питомий об'єм, тобто об'єм одиниці маси газу, рівняння стану сухого повітря можна записати у вигляді:

$$pv = R_c T.$$

R_c – питома газова постійна сухого повітря, визначається по формулі:

$$R_c = \frac{R \cdot 1000}{M} \quad (2.3)$$

де R – універсальна газова постійна = $8,314 \text{ Дж}/(\text{моль} \cdot \text{К})$;

M – молярна маса сухого повітря, г/моль.

$$R_c = \frac{8,314 \cdot 1000}{29} = 287 \text{ (Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К}))$$

Питому газову постійну кожного i -того компонента повітря можна знайти по співвідношенню:

$$R_i = R \cdot 1000 / M_i \quad (2.3)$$

де R_i – питома газова постійна i -того компонента повітря, $\text{Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$;

R – універсальна газова постійна = $8,314 \text{ Дж}/(\text{моль} \cdot \text{К})$;

M_i – молярна маса i -того газу, г/моль.

Значення R_c можна знайти, використовуючи таблицю 2.1.

Таблиця 2.1 – Дані для основних компонентів сухого повітря

Компонент	Азот	Кисень	Аргон	Діоксид вуглецю	Сума
Об'ємна частка, %	78,084	20,946	0.934	0,031	99,995
Масова частка, %	75,507	23,145	1,288	0,048	99,988
Молярна маса, г/моль	28,013	31,999	39,948	44,010	

Приклад № 7

Визначити питому газову постійну для азоту, що міститься в сухому повітрі.

Рішення

$$R_{N_2} = \frac{8,314 \cdot 1000}{28} = 296,9 \text{ (Дж / (кг} \cdot \text{K))}$$

Відповідь: питома газова постійна для азоту = 296,9 Дж/(кг · К).

Завдання:

1. Визначити питомі газові постійні для кисню, аргону, діоксиду вуглецю, що містяться в сухому повітрі.
2. Визначити питому газову постійну для сухого повітря.

2.2 Віртуальна температура. Рівняння стану вологого повітря.

Віртуальна температура вологого повітря - це температура, яку мав би мати сухе повітря, щоб його щільність дорівнювала щільності вологого повітря з температурою T , тиском p і тиском пари e . Віртуальна температура завжди трохи вище істинної температури. Віртуальна температура визначається по формулі:

$$T_v = T \left(1 + 0,378 \frac{e}{p} \right) \quad (2.4)$$

де T_v - віртуальна температура, К;

T – температура повітря, К;

e – пружність водяної пари, гПа;

p – тиск повітря, гПа.

Використовуючи віртуальну температуру, до вологого повітря можна застосувати рівняння стану й інші співвідношення, справедливі для сухого повітря. Таким чином, формула для густини вологого повітря (ρ_v) прийме вид:

$$\rho_v = \frac{p}{R_v T_v} \quad (2.5)$$

Приклад № 8

Визначити густину вологого повітря, температура якого 300 К, парціальний тиск водяної пари 18,5 гПа при атмосферному тиску 990 гПа.

Рішення

$$T_v = 300 \left(1 + 0,378 \frac{18,5}{990} \right) = 302,1 \text{ (К)}$$

$$\rho_v = \frac{990 \cdot 100}{287 \cdot 302,1} = 1,142 \text{ кг/м}^3.$$

Відповідь: густина вологого повітря складає 1,142 кг/м³.

Завдання:

1. Визначити густину вологого повітря, температура якого 0°C, парціальний тиск водяної пари 6,1 гПа при атмосферному тиску 1000 гПа.

2. Визначити густину вологого повітря, температура якого 15°C, парціальний тиск водяної пари 14,9 гПа при атмосферному тиску 995 гПа.

2.3 Основне рівняння статички атмосфери

Статика атмосфери - розділ метеорології, в якому розглядаються закономірності будови атмосфери при відсутності її руху відносно поверхні Землі.

Незважаючи на те, що атмосфера завжди рухається відносно земної поверхні, одержані тут закони розподілу тиску і густини виконуються з високою точністю і використовуються при розв'язанні багатьох практичних задач.

Виділимо в атмосфері дві *ізобаричні поверхні* (поверхні рівного тиску), розташовані на висотах z і $(z + dz)$ (рис. 2.1). Тиск на цих поверхнях позначимо через p і $(p + dp)$. Між ізобаричними поверхнями виділимо об'єм повітря з горизонтальною основою 1 м². На нижню основу виділеного об'єму повітря діє сила тиску спрямована вгору, на верхню основу - сила тиску спрямована вниз. Сили тиску, діючі на бокові грані взаємно урівноважуються. Крім сил тиску, на об'єм повітря діє сила тяжіння, рівна за ве-

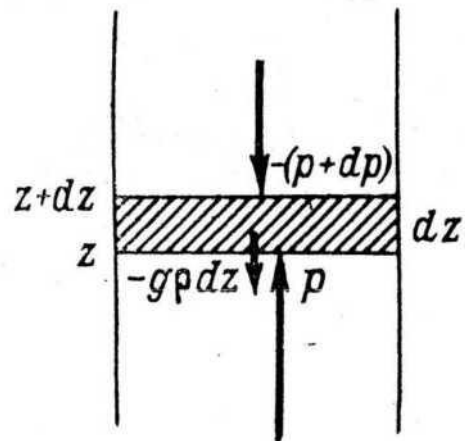


Рисунок 2.1 - Сили, що діють на елементарний об'єм повітря

личиною $g\rho dz$ і спрямована вниз.

Зважаючи на те, що виділений об'єм повітря знаходиться в спокої, сума проекцій усіх сил, які діють на об'єм повинна дорівнювати нулю:

$$p - (p + dp) - g\rho dz = 0. (2.6)$$

Після очевидних перетворень одержимо **основне рівняння статички атмосфери**

$$-\frac{dp}{dz} = \rho g \quad (2.7)$$

де dz - приріст висоти ($z_в - z_н$);

dp - різниця між тисками відповідно на висоті $p_в$ і $p_н$;

ρ - густина повітря, кг/ м³;

g - прискорення вільного падіння, м/с² ($g = 9,8$ м/с²).

Величина зліва - це **вертикальний градієнт тиску** або **вертикальний баричний градієнт**, він є рівнодіючою сил тиску, яка діє на одиничний об'єм повітря і спрямована вгору. При нормальних умовах поблизу рівня моря вертикальний градієнт дорівнює 12,5 гПа/100 м.

Величина праворуч - це сила тяжіння, яка діє на той же об'єм повітря і спрямована вниз. Таким чином, основне рівняння статички виражає умову рівноваги між двома силами, які діють на одиницю об'єму (маси) повітря за вертикаллю, - між вертикальним баричним градієнтом і силою тяжіння.

З основного рівняння статички атмосфери можна зробити три важливих висновки:

1. Атмосферний тиск завжди зменшується з висотою.
2. Атмосферний тиск на кожному рівні дорівнює за модулем вазі стовпа повітря одиничного поперечного перерізу і висотою від заданого рівня до верхньої границі атмосфери.
3. Чим вище розташований рівень, тим менше зменшується тиск при підйомі на одну і ту ж висоту. Крім того, при збільшенні висоти на одне і те ж значення відносно деякої ізобаричної поверхні зниження тиску в більш холодній повітряній масі більше, ніж в теплій масі, тобто в холодній масі тиск зменшується з висотою швидше, чим в більш теплій. Іншими словами, **теплі області в високих шарах атмосфери є областями високого тиску, а холодні області - областями низького тиску.**

В диференційному вигляді основне рівняння статички дозволяє визначити зміну тиску лише при малих прирощеннях висоти. На практиці завжди необхідно мати дані про розподіл тиску в шарі атмосфери кінцевої товщини або визначити товщину шару за відомими значеннями тиску на його границях. Для цього основне рівняння статички потрібно записати в інтегральному вигляді. Інтеграли основного рівняння статички атмосфери при різних припущеннях відносно зміни температури і густини повітря з висотою носять назву **барометричних формул.**

На підставі рівняння статички атмосфери були отримані рівняння для визначення тиску повітря на висоті z у залежності від виду атмосфери.

2.3.1. Однорідна атмосфера

Однорідна атмосфера – це шар повітря, де густина повітря не змінюється з висотою.

В однорідній атмосфері зміна тиску визначається співвідношенням:

$$p_B = p_H - \rho g (z_B - z_H) \quad (2.8)$$

де p_B і p_H – тиск на висотах z_B і z_H відповідно;

ρ – густина повітря, кг/м³;

g – прискорення вільного падіння, м/с².

2.3.2. Барометрична формула реальної атмосфери

$$p_B = p_H e^{-\frac{g(z_B - z_H)}{Rc\bar{T}}} \quad (2.9)$$

де z_H, z_B – значення нижньої і верхньої точок висоти над рівнем моря, м;

p_H, p_B – відповідні значення тиску на висотах z_H та z_B , Па;

g – прискорення вільного падіння, м/с² ($g = 9,8$ м/с²);

Rc – питома газова постійна сухого повітря ($Rc = 287$ Дж/(кг·К))

e – число Ейлера ($e \sim 2,72$);

$\bar{T}$ – середня температура повітря між точками вимірювання (між рівнями z_H та z_B), К.

Цю формулу ще називають барометричною формулою висоти. Вона показує, як змінюється атмосферний тиск з висотою в залежності від температури повітря.

В більшості задач метеорології барометрична формула реальної атмосфери використовується в вигляді формули Лапласа, яку можна одержати, якщо перейти до середньої температури шару за Цельсієм $\bar{t}$ за формулою

$$\bar{T} = 273(1 + \alpha \bar{t}) \quad (2.10)$$

і використовувати десяткові логарифми. Тоді:

$$z_B - z_H = B(1 + \alpha \bar{t}) \lg \frac{p_H}{p_B}, \quad (2.11)$$

$$h = 18400(1 + 0,004 \bar{t}) \lg \frac{p_H}{p_B}, \quad (2.12)$$

де $\alpha = 1/273$ – термічний коефіцієнт об'ємного розширення;

$B = 18400$ м – барометрична постійна;

$z_B - z_H = dz = h$ – товщина шару повітря, м.

За допомогою барометричної формули можна розв'язати три задачі:

1) задачу приведення тиску від одного рівня до другого, тобто, знаючи тиск на одному рівні, різницю висот і середню температуру шару, знайти тиск на іншому рівні;

2) задачу барометричного нівелювання, тобто, знаючи тиск на двох рівнях і середню температуру шару, знайти висоту перевищення одного рівня над іншим;

3) задачу визначення середньої температури шару, тобто, знаючи тиск на двох

рівнях і відстань між ним, знайти середню температуру шару, розташованого між ними.

Важливим варіантом першої задачі є приведення тиску до рівня моря. Ця задача виникла з необхідності порівнювати значення тиску на різних станціях і аналізувати тиск на синоптичних картах.

Для того аби одержати уяву про дійсний розподіл тиску на великих територіях, потрібно виключити вплив різних висот метеорологічних станцій, який відображається на величині тиску. Знаючи тиск на деякій станції, розташованій на висоті z_{cm} над рівнем моря і температуру t_{cm} на цій станції, вираховують спочатку уявну середню температуру між температурою на станції і на рівні моря. Для рівня станції береться фактична температура, а для рівня моря - розрахункова. При розрахунку використовується відомий факт, що всередньому приземна температура падає на $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м. Тобто, температура на рівні моря

$$t_{p.m.} = t_{cm} + 0,005 \cdot z_{cm} \quad (2.13)$$

За середню температуру уявного стовпа повітря приймається середнє арифметичне:

$$\bar{t} = \frac{t_{p.m.} + t_{ct}}{2} \quad (2.14)$$

За тиском на станції і одержаній середній температурі визначається тиск на рівні моря, припускаючи, що $p_n = p_{p.m.}$, $z_n = 0$, $p_s = p_{cm}$, $z_s = z_{cm}$.

Зважаючи на те, що приведення тиску до рівня моря виконується на метеорологічній станції в кожен строк спостережень, то для полегшення розрахунків на кожній станції мають спеціальні таблиці для різних значень t_{cm} .

Приклад № 9

На висоті 100 м над рівнем моря барометр показує, що атмосферний тиск дорівнює 950 гПа, а температура $20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Необхідно привести значення тиску до рівня моря.

$$z_{p.m.} = z_n = 0 \text{ м}$$

$$z_s = 100 \text{ м}$$

$$p_s = 950 \text{ гПа}$$

$$t_s = 20\text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$p_{p.m.} - ?$$

Алгоритм рішення:

$$1) t_{p.m.} = t_{cm} + 0,005 \cdot z_{cm}$$

2) Використовуємо формулу Лапласа (2.11):

$$z_B - z_H = B(1 + \alpha \bar{t}) \lg \frac{p_H}{p_B}$$

$$p_{p.m.} = p_{ct} \cdot 10^{\frac{z_{ct} - z_{p.m.}}{B(1 + \alpha \bar{t})}}$$

Рішення:

$$1) t_{p.m.} = 20 + 0,005 \cdot 100 = 20,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$2) p_{p.m.} = 950 \cdot 10^{\frac{100-0}{18400 \left(1 + 0,004 \cdot \frac{20+20,5}{2} \right)}} = 961,1 \text{ гПа}$$

Відповідь: тиск на рівні моря складає 961,1 гПа

Завдання:

1. На висоті 200 м над рівнем моря барометр показує, що атмосферний тиск дорівнює 950 гПа, а температура 15 °С. Необхідно привести значення тиску до рівня моря.

2. На певній висоті над рівнем моря барометр показує, що атмосферний тиск дорівнює 960 гПа, а температура 10 °С. Знайти висоту перевищення одного рівня над іншим як що тиск на рівні моря складає 1000 гПа, а температура 20 °С.

3. На висоті 300 м над рівнем моря барометр показує, що атмосферний тиск дорівнює 940 гПа, а на рівні моря складає 1006 гПа, знайти середню температуру шару, розташованого між ними.

2.3.3. Вертикальний баричний градієнт

Вертикальний баричний градієнт - це зменшення атмосферного тиску на кожні 100 м висоти.

$$G_B = - \frac{dp}{dz} \cdot 100, \text{ гПа/100м} \quad (2.15)$$

Приклад № 10

Атмосферний тиск біля земної поверхні 1000 гПа при температурі 11 °С. На деякій висоті тиск на 50 гПа менший і температура становить 9 °С. Визначити величину G_B .

$$t_n = 11 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$t_B = 9 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$p_n = 1000 \text{ гПа}$$

$$p_B = 950 \text{ гПа}$$

G_B - ?

Алгоритм рішення:

$$1) G_B = - \frac{dp}{dz} \cdot 100, \text{ гПа/100м}$$

2) Для визначення dz використовуємо формулу Лапласа (2.11):

$$dz = z_B - z_H = B(1 + \alpha \bar{t}) \lg \frac{p_H}{p_B}$$

3) Середню температуру шару повітря визначаємо за формулою (2.14)

$$\bar{t} = \frac{t_B + t_H}{2}$$

Рішення:

1) Середня температура шару повітря буде

$$\bar{t} = \frac{9 + 11}{2} = 10 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$2) \quad dz = z_B - z_H = 18400(1 + 0,004 \cdot 10) \lg \frac{1000}{950} = 426,7 \text{ м}$$

$$3) G_B = -\frac{50}{426,7} \cdot 100 = -11,7, \text{ гПа/100м}$$

Відповідь: вертикальний баричний градієнт складає -11,7 гПа/100м.

Завдання:

1. Атмосферний тиск біля земної поверхні 980гПа при температурі 15 °С. На деякій висоті тиск на 100 гПа менший і температура становить 5 °С. Визначити величину G_θ .

2. Вертикальний баричний градієнт складає -12,5 гПа/100м. Визначити атмосферний тиск біля земної поверхні як що атмосферний тиск на висоті 500 м становить 930 гПа, а температура 10 °С.

2.3.3. Барична сходінка

Швидкі розрахунки, пов'язані із зміною тиску з висотою, можна виконувати за допомогою так званої баричної сходини, величини зворотної вертикальному баричному градієнту.

Барична сходінка або баричний ступінь - це висота, на яку потрібно піднятись чи опуститись з наданого рівня, щоб тиск змінився на 1 гПа. *Одиниця баричної сходинки* - м/гПа.

$$h = \frac{dz}{dp}, \frac{\text{м}}{\text{гПа}}. \quad (2.16)$$

Можна скористатися формулою Лапласа або скороченою **формулою Бабіне** для розрахунку баричної сходинки

$$h = \frac{8000}{p} (1 + 0,004 \cdot t), \text{ м/гПа} \quad (2.17)$$

Приклад № 11

Атмосферний тиск біля земної поверхні 1000 гПа. Температура повітря 0 °С. Визначити баричний ступінь.

$$t_n = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$p_n = 1000 \text{ гПа}$$

$$h, - ?$$

Алгоритм рішення:

Використаємо скорочену формулу Бабіне (2.17):

$$h = \frac{8000}{p} (1 + 0,004 \cdot t), \text{ м/гПа}$$

Рішення:

$$h = 8000/1000(1 + 0,004 \cdot 0) = 8 \text{ м/гПа}$$

Відповідь: баричний ступінь складатиме 8 м/гПа.

Виходить, що коли піднімемось на 8 м від земної поверхні, то атмосферний тиск зменшиться на 1 гПа.

Завдання:

Атмосферний тиск на висоті 5 км 500 гПа. Температура повітря 0 °С. Визначити баричний ступінь.

При підвищенні температури за незмінного тиску баричний ступінь збільшується на 0,4 % на кожен градус.

Якщо в наведеній формулі замість dp підставити його значення, а потім значення ρ , то

$$h = -\frac{dz}{dp} = \frac{-dz}{-g\rho dz} = \frac{1}{g\rho} = \frac{R_c T_B}{gp}, \text{ м/гПа} \quad (2.18)$$

Звідси видно, що величина баричного ступеня прямо пропорційна температурі та обернено пропорційна атмосферному тиску. Отже, в теплому повітрі баричний ступінь більший, ніж в холодному. Тому теплі області у високих шарах атмосфери стають областями високого тиску, а холодні - областями низького тиску. Взагалі атмосферний тиск в середньому закономірно змінюється: коли висота збільшується в арифметичній прогресії то тиск зменшується майже в геометричній прогресії. Так в Європі середній тиск на рівні моря 1014 гПа, на висоті 5 км - 538 гПа, 10 км - 262 гПа, 15 км - 120 гПа, 20 км - 56 гПа, 30 км - 10 гПа, 50 км - 1,3 гПа. На висоті 5 км тиск майже вдвічі нижчий, ніж на рівні моря, на 15 км - майже у 8 разів, а на висоті 20 км - у 18 разів нижчий, ніж на рівні моря.

Практичне заняття № 3 ОСНОВИ ТЕРМОДИНАМІКИ АТМОСФЕРИ

Мета заняття: надати студентам навичок практичного використання знань, набутих на лекційних заняттях щодо основ термодинаміки атмосфери, навчити студентів проводити розрахунки сухоадіабатичних та вологаадіабатичних змін температури повітря для виконання індивідуального завдання.

3.1 Термодинаміка атмосфери

Термодинаміка атмосфери - розділ метеорології, що вивчає атмосферні процеси методами термодинаміки; досліджуються атмосферні термодинамічні системи і перетворення енергії, пов'язані з фазовими перетвореннями води.

Термодинамічні системи атмосфери:

- системи однофазні (сухе або ненасичене вологе повітря);
- двофазні (водяні або крижані хмари, що містять насичений водяний пар і краплі води або водяний пар і кристали льоду);
- трифазні (хмари, що містять воду одночасно в трьох станах).

Переважно вивчаються замкнуті системи; особливо добре вивчені адіабатичні процеси.

Температура повітря може змінюватися не лише завдяки його нагріванню чи охолодженню від земної поверхні, або в результаті засвоєння чи випромінювання радіації. Вона часто також змінюється завдяки адіабатичним процесам. ***Адіабатичні процеси*** - процеси, які відбуваються без обміну теплом з навколишнім середовищем, тобто без обміну теплом із земною поверхнею, найближчими шарами атмосфери чи космічним середовищем.

Якщо деякий об'єм повітря переноситься угору, то він потрапляє в шари з меншим атмосферним тиском і розширюється. На роботу розширення витрачається внутрішня енергія об'єму повітря. А внутрішня енергія пропорційна його абсолютній температурі. Тому температура повітря знижується. При опусканні повітря потрапляє в шари з більшим атмосферним тиском, воно стискається, робота зовнішніх сил переходить до внутрішньої енергії об'єму повітря і його температура підвищується, тобто збільшується швидкість руху молекул.

У дійсності в атмосфері чисто адіабатичних процесів не буває. Ніякий об'єм повітря не може бути повністю ізольованим від теплового впливу навколишнього середовища. Але коли атмосферний процес відбувається досить швидко, то його із достатнім наближенням вважають адіабатичним.

Залежно від вмісту водяної пари у повітрі процеси поділяють на сухоадіабатичні та вологаадіабатичні.

3.2 Сухоадіабатичні зміни температури повітря

Стан атмосфери характеризується значенням трьох її параметрів: температури, тиску та густини або питомого об'єму. Ми вже згадували, що вони пов'язані між собою рівнянням стану газів ($PV = R_c T$). Закон, за яким відбуваються адіабатичні зміни стану в ідеальному газі, з достатньою точністю застосовується до сухого повітря, а також до ненасиченого водяною парою повітря. Це сухоадіабатичний закон і він визначається рівнянням сухоадіабатичного процесу або рівнянням Пуассона

$$T/T_0 = (P/P_0)^{R/C_p}; \quad T/T_0 = (P/P_0)^{0,286}, \quad (3.1)$$

де R - газова стала;

C_p - теплоємність повітря;

$R/C_p = 0,286$.

Зміст рівняння Пуассона полягає в тому, що коли тиск в сухому чи ненасиченому повітрі змінюється від P_0 на початку процесу до P в кінці, то температура цього повітря змінюється від T_0 на початку процесу до T в кінці його. При цьому значення температури і тиску змінюється у відповідності з написаним вище рівнянням.

Зменшення атмосферного тиску і пов'язане з ним розширення повітря і зниження температури в атмосфері спостерігається при висхідних рухах повітря. Таке піднесення повітря вгору має місце:

- при конвекції;
- при русі повітря вздовж похилої поверхні холоднішої повітряної маси, тобто над фронтальною поверхнею;
- при вимушеному русі повітря вздовж гірського схилу.

За цією ж схемою відбувається стискання повітря при низхідних рухах: повітря надходить у шари атмосфери з більшим тиском і його температура підвищується. Отже, при піднесенні сухого або ненасиченого водяною парою повітря адіабатично охолоджується, а при опусканні - адіабатично нагрівається. Розрахунки і практика показують, що температура цього повітря на кожні 100 м висоти змінюється на $0,98^\circ\text{C}$ або наближено на 1°C : при піднесенні температура знижується, при опусканні - підвищується на 1°C . Ця зміна називається сухоадіабатичним градієнтом: $\gamma_a = 1^\circ\text{C}$. Тут слово градієнт вживається умовно, адже не йде мова про різницю температури на верхній і нижній межі шару, а йде мова про зміну температури повітря, яке рухається у вертикальному напрямку.

3.3 Вологоадіабатичні зміни температури повітря

Коли ненасичене водяною парою повітря підноситься угору і адіабатично охолоджується, то воно наближається до насичення і на якійсь висоті воно стає насиченим. Ця висота називається рівнем конденсації водяної пари.

При подальшому піднесенні насиченого повітря вгору у ньому починається конденсація водяної пари і при цьому виділяється приховане тепло, яке було витрачене на випаровування води. Це величезна кількість тепла - $2501 \cdot 10^3$ Дж/кг. Тому температура повітря змінюється за іншими закономірностями. Звільнене тепло затримує зниження температури повітря при його піднесенні. Тому температура

повітря знижується за вологоадіабатичним, а не сухоадіабатичним градієнтом. Вона знижується тим повільніше, чим більше вологи є в повітрі в стані насичення, а це у свою чергу залежить від температури.

Зниження температури насиченого повітря при його піднесенні на кожні 100 м називається вологоадіабатичним градієнтом γ_a' . Ця величина змінна. Так, при атмосферному тиску 1000 гПа і температурі 0 °С повітря охолоджується на 0,66 °С, при температурі 20 °С - на 0,44 °С, при температурі -20 °С - на 0,88 °С (Додаток В). За дуже низької температури повітря у високих шарах атмосфери водяної пари залишається зовсім мало, тому й мало виділяється тепла конденсації. У зв'язку з цим на великих висотах вологоадіабатичний градієнт наближається до сухоадіабатичного. Для наближених розрахунків для врахування цих процесів вологоадіабатичний градієнт беруть рівним 0,5°С.

Коли насичене водяною парою повітря після піднесення почне опускатись, то його температура змінюватиметься за різними правилами, залежно від того чи всі крапельки і кристалики випали з повітря у вигляді атмосферних опадів, чи вони залишились у повітрі. Якщо у повітрі немає крапель та кристалів, то при опусканні повітря буде нагріватись за сухоадіабатичним градієнтом, тобто на 1 °С на кожні 100 м. Якщо у повітрі є крапельки і кристалики, то при опусканні повітря і його нагріванні, вони будуть випаровуватись, а на випаровування витрачається тепло, що буде затримувати підвищення температури. Вона буде підвищуватись за вологоадіабатичним градієнтом, тобто настільки, наскільки б вона знизилась при піднесенні насиченого повітря при тій же температурі і атмосферному тиску. Як тільки вся вода у повітрі випарується, то подальше підвищення температури буде за сухоадіабатичним градієнтом. Оскільки при опусканні повітря вода випаровується дуже швидко, то для наближених розрахунків температури повітря, яке опускається, завжди можна брати сухоадіабатичний градієнт.

Отже, коли ненасичене повітря підноситься вгору і не досягши рівня конденсації опуститься вниз, то його температура повернеться до початкової величини, вона не зміниться. Коли повітря досягши рівня конденсації продовжує рухатись угору, то його температура знижується за вологоадіабатичним градієнтом і з повітря випадають опади. Якщо в подальшому повітря опуститься до початкового рівня, то його температура виявиться вищою, ніж була на початку процесу. У повітрі відбулись незворотні зміни. Такий процес називається *псевдоадіабатичним*. Зміни температури повітря при його піднесенні та опусканні можна прослідкувати за спеціальним графіком, який називається *аерологічною діаграмою*.

Приклад № 13

Насичене водяною парою повітря у підніжжя гірського хребта на рівні моря має температуру 0 °С при атмосферному тиску 1000 гПа. Яка буде температура цього повітря на тій же рівні, якщо він перевалить через хребет висотою 1 км.

Рішення

1) Знаходимо приблизно температуру на висоті 1000м

$$t_z = t_o - \gamma_a \cdot \frac{\Delta z}{100}$$

де t_z - температура на верхньому рівні, °С;

t_o - температура на нижньому рівні, °С;

γ_a - сухоадіабатичний градієнт температури, °С/100м;

Δz - висота рівня, м.

$$t_{1000} = 0 - (1000/100)1 = -10 \text{ °С}$$

Пружність насичення водяної пари при температурі - 10 °С визначаємо за допомогою додатка А $E_{1000}=2,86\text{гПа}$

2) Пересичення на висоті 1000м складе:

$$\Delta a = \frac{217(E_0 - E_{1000})}{T_{1000}}$$

де E_0 - пружність насичення у підніжжя гірського хребта, гПа;

E_{1000} - пружність насичення на висоті 1000 м, гПа;

T_{1000} - температура повітря, що підіймається, на висоті 1000 м, К.

$$\Delta a = \frac{217(6,11 - 2,86)}{273 - 10} = 2,682 \text{ г/м}^3$$

Надлишок водяної пари сконденсується.

3) Визначимо кількість теплоти, яка виділиться при конденсації 1 г водяної пари

$$Q = 2501 - 2,51t_{1000}$$

де t_{1000} - температура порції повітря з насиченою парою на висоті 1000 м, °С.

$$Q = 2501 - 2,51(-10) = 2526,1 \text{ Дж/г}$$

Кількість теплоти, що виділиться при конденсації 2,682 г водяної пари

$$Q_{1000} = Q * \Delta a$$

$$Q = 2526,1 * 2,682 = 6775,0 \text{ Дж}$$

При цьому, теплота, що виділяється під час конденсації, йде на нагрів повітря.

4) Знаходимо тиск на висоті 1000 м по закону Пуассона (3.1):

$$T/T_o = (P/P_o)^{0,286}$$

$$P_{1000} = (T_{1000}/T_o)^{1/0,286} P_o = (T_{1000}/T_o)^{3,497} P_o$$

$$P_{1000} = \left(\frac{273-10}{273} \right)^{3,497} 1000 = 877,67 \text{ гПа}$$

5) Розрахуємо густину повітря на висоті 1000 м за формулою (2.5)

$$\rho_{\text{в}} = \frac{P}{R_c \cdot T_v},$$

де T_v - віртуальна температура, К;

R_c – питома газова постійна сухого повітря, Дж/(кг · К);

P – тиск повітря, Па.

$R_c = 287$ Дж/(кг · К)

Віртуальна температура визначається за формулою (2.4):

$$T_v = T \left(1 + 0,378 \frac{e}{P} \right)$$

де T_v - віртуальна температура, К;

T – температура повітря, К;

e – пружність водяної пари, гПа;

P – тиск повітря, гПа.

$$\rho_{\text{в}} = \frac{P_{1000}}{R_c T_{1000} \left(1 + 0,378 \frac{e_{1000}}{P_{1000}} \right)}$$

$$\rho_{\text{в}} = \frac{877,67 \cdot 10^2}{287 \cdot 263 (1 + 0,378 \cdot 2,86 / 877,67)} = 1,16 \text{ кг/м}^3$$

6) Розрахуємо масу 1 м^3 повітря (m) на висоті 1000 м

$$m = \rho_{\text{в}} V$$

де V - об'єм повітря, $V = 1 \text{ м}^3$

$$m = 1,16 \cdot 1 = 1,16 \text{ кг}$$

7) Розрахуємо, на скільки підвищиться температура повітря внаслідок конденсації водяної пари:

$$Q = m C_p \Delta t$$

де m - маса повітря, кг;

C_p - питома теплоємність повітря при постійному тиску ($C_p = 1009$), Дж/(кг·град);

Δt - зміна температури, °С

$$\Delta t = Q / (m C_p)$$

$$\Delta t = 6775 / (1,16 \cdot 1009) = 5,79 \text{ °С}$$

8) Таким чином, температура повітря на висоті 1000 м після конденсації водяної пари буде рівною :

$$t = t_{1000} + \Delta t$$

$$t = -10 + 5,79 = -4,21 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

9) Якщо у повітрі немає крапель та кристалів, то при опусканні повітря буде нагріватись за сухоадіабатичним градієнтом, тобто на $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м. Отже температура у підніжжя хребта буде дорівнювати:

$$t = -4,21 + 1 * 1000/100 = 5,79 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

Відповідь: температура повітря складе $5,8 \text{ }^{\circ}\text{C}$

Завдання:

Насичене водяною парою повітря у підніжжя гірського хребта на рівні моря має температуру t , $^{\circ}\text{C}$ при атмосферному тиску P , мб. Яка буде температура цього повітря на тій же рівні, якщо він перевалить через хребет висотою h , км.

Вихідні дані:

№ варіанта	Температура на рівні моря, t , $^{\circ}\text{C}$	Атмосферний тиск на рівні моря, P , мб	Висота хребта, h , км
1	1	1006	0,5
2	2	1015	0,75
3	3	1000	1,0
4	4	1025	1,25
5	5	1050	1,5
6	0	1050	0,5
7	5	1030	1,5
8	4	1035	1,25
9	3	1000	1,0
10	2	1025	0,9
11	1	1050	0,8
12	6	1000	0,7
13	7	1025	0,6
14	8	1050	1,0
15	9	1013	1,1
16	10	1035	1,2
17	2	1025	1,25
18	1	1050	1,3
19	6	1050	1,4
20	7	1040	1,5

Література [3, 4]

Список рекомендованої літератури :

1. Изучение возможности локальной модели краткосрочного прогноза погоды для Донецкого региона. – Донецк, 2008. – 51с.
2. Андрианова, О.С. Применение мультимедийных технологий для создания интерактивного учебника по метеорологии / О.С. Андрианова, С.В. Ворзар, С.В. Жаткина. – М. : Гидрометеоиздат, 2009. – 175 с.
3. Семенченко, Б.А. Физическая метеорология / Б.А. Семенченко. – М. : Аспект Пресс, 2002. – 415 с.
4. Хромов, С.П. Метеорология и климатология / С.П. Хромов, М.А. Петросянц. – М. : Изд-во МГУ, 2007. – 450 с.

Таблиця А - Максимальна пружність парів води (Е, гПа)

°C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
Над льодом										
-30	0,38	0,38	0,38	0,37	0,37	0,37	0,36	0,36	0,35	0,35
-29	0,43	0,42	0,42	0,41	0,41	0,41	0,40	0,40	0,39	0,39
-28	0,47	0,46	0,46	0,46	0,45	0,45	0,45	0,44	0,44	0,43
-27	0,52	0,52	0,51	0,51	0,50	0,50	0,49	0,49	0,48	0,48
-26	0,58	0,57	0,57	0,56	0,56	0,55	0,55	0,53	0,53	0,53
-25	0,64	0,63	0,63	0,62	0,62	0,61	0,60	0,60	0,59	0,59
-24	0,71	0,70	0,69	0,69	0,68	0,67	0,67	0,66	0,65	0,65
-23	0,78	0,77	0,77	0,76	0,75	0,74	0,74	0,73	0,72	0,71
-22	0,86	0,85	0,85	0,84	0,83	0,82	0,81	0,80	0,80	0,79
-21	0,95	0,94	0,93	0,92	0,91	0,90	0,90	0,89	0,88	0,87
-20	1,05	1,04	1,03	1,02	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97	0,96
-19	1,15	1,14	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06
-18	1,26	1,23	1,24	1,23	1,22	1,21	1,19	1,18	1,17	1,16
-17	1,39	1,38	1,36	1,35	1,34	1,33	1,31	1,30	1,29	1,28
-16	1,52	1,51	1,50	1,48	1,47	1,46	1,44	1,43	1,41	1,40
-15	1,67	1,66	1,64	1,63	1,61	1,60	1,58	1,57	1,55	1,54
-14	1,83	1,81	1,80	1,78	1,77	1,75	1,73	1,72	1,70	1,69
-13	1,00	1,99	1,97	1,95	1,93	1,92	1,90	1,88	1,86	1,85
-12	2,19	2,17	2,15	2,14	2,12	2,10	2,08	2,06	2,04	2,02
-11	2,40	2,38	2,36	2,34	2,32	2,29	2,27	2,25	2,23	2,21
-10	2,62	2,60	2,57	2,55	2,53	2,51	2,49	2,46	2,44	2,42
-9	2,86	2,84	2,81	2,79	2,76	2,74	2,71	2,69	2,67	2,64
-8	3,12	3,09	3,07	3,04	3,02	2,99	2,96	2,94	2,91	2,88
-7	3,40	3,37	3,34	3,32	3,29	3,26	3,23	3,20	3,18	3,15
-6	3,70	3,67	3,64	3,61	3,58	3,55	3,52	3,49	3,46	3,43
-5	4,03	4,00	3,97	3,93	3,90	3,87	3,84	3,80	3,77	3,74
-4	3,70	3,67	3,64	3,61	3,58	3,55	3,52	3,49	3,46	3,43
-3	4,77	4,73	4,69	4,65	4,62	4,58	4,54	4,50	4,46	4,43
-2	5,18	5,14	5,10	5,06	5,02	4,98	4,93	4,89	4,85	4,81
-1	5,63	5,58	5,54	5,49	5,45	5,40	5,36	5,32	5,27	5,23
0	6,11	6,06	6,01	5,96	5,91	5,86	5,82	5,77	5,72	5,67
Над водою										
-30	0,51	0,50	0,50	0,49	0,49	0,48	0,48	0,47	0,47	0,46
-29	0,56	0,55	0,55	0,54	0,54	0,53	0,53	0,52	0,52	0,51
-28	0,61	0,61	0,60	0,59	0,59	0,58	0,58	0,57	0,57	0,56
-27	0,67	0,66	0,66	0,65	0,65	0,64	0,63	0,63	0,62	0,62
-26	0,73	0,73	0,72	0,71	0,71	0,70	0,70	0,69	0,68	0,68
-25	0,80	0,80	0,79	0,78	0,78	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74
-24	0,88	0,87	0,86	0,86	0,85	0,84	0,83	0,83	0,82	0,81
-23	0,96	0,95	0,94	0,94	0,93	0,92	0,91	0,90	0,90	0,89
-22	1,05	1,04	1,03	1,02	1,01	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	1,36	1,35	1,34	1,33	1,32	1,31	1,29	1,28	1,27	1,26
-18	1,48	1,47	1,46	1,45	1,44	1,42	1,41	1,40	1,39	1,37

-17	1,61	1,60	1,59	1,58	1,56	1,55	1,54	1,52	1,51	1,50
-16	1,76	1,74	1,73	1,71	1,70	1,68	1,67	1,66	1,64	1,63
-15	1,91	1,89	1,88	1,86	1,86	1,83	1,82	1,80	1,79	1,77
-14	2,07	2,05	2,04	2,02	2,01	1,99	1,97	1,96	1,94	1,92
-13	2,25	2,23	2,21	2,19	2,18	2,16	2,14	2,12	2,11	2,09
-12	2,44	2,42	2,40	2,38	2,36	2,34	2,32	2,30	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	2,81	2,79	2,77	2,75	2,73	2,71	2,68	2,66
-9	3,09	3,07	3,05	3,02	3,00	2,98	2,95	2,93	2,91	2,88
-8	3,34	3,32	3,29	3,27	3,24	3,22	3,19	3,17	3,14	3,12
-7	3,61	3,59	3,56	3,53	3,51	3,48	3,45	3,43	3,40	3,37
-6	3,90	3,87	3,84	3,82	3,79	3,76	3,73	3,70	3,67	3,64
-5	4,21	4,18	4,15	4,12	4,10	4,06	4,03	4,00	3,96	3,93
-4	4,54	4,51	4,48	4,44	4,41	4,38	4,34	4,31	4,28	4,24
-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	5,60	5,56	5,51	5,47	5,43	5,39	5,35	5,31
0	6,11	6,15	6,20	6,24	6,29	6,33	6,38	6,42	6,47	6,52
1	6,56	6,61	6,66	6,71	6,76	6,80	6,86	6,90	6,95	7,00
2	7,05	7,10	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,42	7,47	7,52
3	7,58	7,63	7,68	7,74	7,79	7,85	7,90	7,96	8,02	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	8,91	8,97	9,03	9,09	9,16	9,22	9,28
6	9,35	9,41	9,48	9,54	9,61	9,68	9,74	9,81	9,88	9,95
7	10,02	10,08	10,15	10,22	10,29	10,36	10,44	10,51	10,58	10,65
8	10,72	10,80	10,87	10,97	11,02	11,10	11,17	11,25	11,32	11,40
9	11,48	11,56	11,63	11,71	11,79	11,87	11,95	12,03	12,11	12,20
10	12,28	12,36	12,44	12,53	12,61	12,70	12,78	12,87	12,95	13,04
11	13,13	13,21	13,30	13,39	13,48	13,57	13,66	13,75	13,84	13,93
12	14,03	14,12	14,21	14,31	14,40	14,50	14,59	14,69	14,78	14,88
13	14,98	15,08	15,18	15,28	15,38	15,48	15,58	15,68	15,78	15,88
14	15,99	16,09	16,20	16,30	16,41	16,51	16,62	16,73	16,84	16,95
15	17,06	17,17	17,28	17,39	17,50	17,61	17,73	17,84	17,96	18,07
16	18,19	18,30	18,42	18,54	18,66	18,78	18,90	19,02	19,14	19,26
17	19,38	19,51	19,63	19,76	19,88	20,01	20,13	20,26	20,39	20,52
18	20,63	20,78	20,91	21,01	21,17	21,30	21,44	21,58	21,71	21,86
19	21,98	22,12	22,26	22,40	22,54	22,68	22,82	22,96	23,10	23,23
20	23,39	23,54	23,68	23,83	23,98	24,13	24,28	24,43	24,58	24,73
21	24,88	25,04	25,19	25,35	25,50	25,66	25,82	25,98	26,13	26,29
22	26,64	26,62	26,78	26,94	27,11	27,27	27,11	27,61	27,77	27,94
23	28,11	28,28	28,46	28,63	28,80	28,98	29,15	29,33	29,50	29,68
24	29,86	30,04	30,22	30,40	30,59	30,77	30,96	31,14	31,33	31,51
25	31,71	31,89	32,08	32,27	32,47	32,66	32,86	33,05	33,25	33,44
26	33,64	33,84	354,04	34,24	34,45	34,65	34,86	35,06	35,27	35,48
27	35,68	35,90	36,00	36,32	36,53	36,85	36,96	37,18	37,40	37,62
28	37,84	38,06	38,28	38,50	38,73	38,95	39,18	39,41	39,64	39,87
29	40,10	40,33	40,56	40,80	41,03	41,27	41,51	41,75	41,99	42,23
30	42,48	42,72	42,97	43,21	43,46	43,71	43,96	44,21	44,46	44,72
31	44,98	45,23	45,49	45,75	46,01	46,27	46,54	46,80	47,06	47,33
32	47,50	47,87	48,14	48,24	48,69	48,96	49,24	49,52	49,80	50,05

33	50,36	50,61	50,93	51,21	51,50	51,79	52,08	52,37	52,67	52,96
34	53,26	53,55	53,85	54,15	54,46	54,76	55,06	55,37	55,68	55,99
35	56,30	56,61	56,92	57,24	57,55	57,87	58,19	58,51	58,84	59,16
36	59,49	59,81	60,14	60,47	60,80	61,14	61,47	61,81	62,15	62,49
37	62,83	63,17	63,52	63,86	64,21	64,56	64,91	65,26	65,62	65,98
38	66,33	66,69	67,05	67,42	67,78	68,15	68,52	68,89	69,26	69,63
39	70,01	70,38	70,73	71,14	71,52	71,01	72,29	72,68	73,07	73,46

Психрометрична таблиця
Психрометрична різниця

°C	0	1	2	3	4	5	6	7		9	10	11	12	13	14	15
10	100	88	76	65	54	44	34	24	14	5	—	—	—	—	—	—
11	100	88	77	66	56	46	36	26	17	8	—	—	—	—	—	—
12	100	88	78	68	57	48	38	29	20	11	—	—	—	—	—	—
13	100	89	79	69	59	49	40	31	23	14	6	—	—	—	—	—
14	100	89	79	70	60	51	42	34	25	17	9	—	—	—	—	—
15	100	90	80	71	61	52	44	36	27	20	12	5	—	—	—	—
16	100	90	81	71	62	54	46	37	30	22	15	6	—	—	—	—
17	100	90	81	72	64	55	47	39	32	24	17	10	—	—	—	—
18	100	91	82	73	65	56	49	41	34	27	20	13	—	—	—	—
19	100	91	82	74	65	58	50	43	35	29	22	15	—	—	—	—
20	100	91	83	74	66	59	51	44	37	30	24	18	—	—	—	—
21	100	91	83	75	67	60	52	46	39	32	26	20	—	—	—	—
22	100	92	83	76	68	61	54	47	40	34	28	22	—	—	—	—
23	100	92	84	76	69	61	55	48	42	36	30	24	—	—	—	—
24	100	92	84	77	69	62	56	49	43	37	31	26	—	—	—	—
25	100	92	85	77	70	63	57	50	44	38	33	27	—	—	—	—
26	100	92	85	78	71	64	58	51	46	40	34	29	—	—	—	—
27	100	92	85	78	71	65	59	52	47	41	36	30	—	—	—	—
28	100	93	86	79	72	65	59	53	48	42	37	32	—	—	—	—
29	100	93	86	79	72	66	60	54	49	43	39	33	—	—	—	—
30	100	93	86	79	73	67	61	55	50	44	40	34	—	—	—	—
31	100	93	86	79	73	67	62	56	51	45	41	35	—	—	—	—
32	100	93	87	80	74	68	62	56	51	46	42	36	—	—	—	—
33	100	93	87	80	74	68	63	57	52	47	43	37	—	—	—	—
34	100	94	87	80	75	69	63	57	52	48	44	38	—	—	—	—
35	100	94	87	80	75	69	64	58	53	49	45	39	—	—	—	—
36	100	94	88	81	75	70	64	59	54	50	45	40	—	—	—	—
37	100	94	88	81	76	70	65	60	55	50	46	41	—	—	—	—
38	100	94	88	81	76	71	65	61	56	51	47	42	—	—	—	—
39	100	94	89	82	77	71	66	62	57	52	48	43	—	—	—	—
40	100	94	89	82	77	71	67	62	57	53	49	44	40	37	33	29
41	100	94	89	83	77	72	67	63	58	53	49	45	41	38	34	30
42	100	94	89	83	78	72	68	64	58	54	50	45	42	38	34	31
43	100	94	89	83	78	72	68	64	59	54	50	46	42	39	35	31
44	100	95	89	83	78	72	68	64	59	55	51	47	43	39	36	32
45	100	95	89	84	78	73	69	64	60	55	52	47	44	40	36	33
46	100	95	89	84	78	73	69	64	60	56	52	48	44	40	37	34

**Величина вологого адіабатичного градиситу
в залежності від температури і тиску**

Р, мб	Температура, град								
	-20	-15	-10	-5	0	5	10	15	20
1000	0,87	0,82	0,77	0,71	0,65	0,59	0,53	0,48	0,44
900	0,86	0,80	0,75	0,69	0,61	0,58	0,52	0,47	0,42
800	0,85	0,79	0,73	0,68	0,62	0,56	0,50	0,45	0,40
700	0,83	0,78	0,72	0,64	0,59	0,53	0,47	0,42	0,38
500	0,77	0,70	0,64	0,58	0,52	0,46	0,41	0,37	0,33

Деякі параметри води та льоду

t°	Рд, кг/ м ³	Теплота фазового переходу, Дж/кг *10 ⁻⁶		Поверхнева енергія, Дж/м ²	
		С пара - вода	С пара - льду	σ пара - вода	σ пара - лід
30	-	2,42	-	71,2 * 10 ⁻³	-
20	-	2,45	-	72,8 * 10 ⁻³	-
10	-	2,47	-	74,2 * 10 ⁻³	-
0	917	2,50	2,83	75,6 * 10 ⁻³	80,5
-5	918	2,51	2,84	76,4 * 10 ⁻³	80,9
-10	918	2,52	2,85	77,1 * 10 ⁻³	81,3
-15	919	2,54	2,86	77,6 * 10 ⁻³	81,7
-20	920	2,55	2,87	78,6 * 10 ⁻³	82,2
-30	921	2,58	2,88	80,0 * 10 ⁻³	83,1
-40	923	2,61	2,89	81,5 * 10 ⁻³	84,0