

Міністерство освіти та науки України  
Інженерний навчально-науковий інститут ім. Ю.М. Потєбні  
Запорізького національного університету

К.В. Белоконь  
Є.А. Манідіна

## **МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ**

Навчально-методичний посібник  
для здобувачів ступеня вищої освіти бакалавра  
спеціальності 183 «Технології захисту навколишнього середовища»  
освітньо-професійної програми «Технології захисту навколишнього  
середовища»

Затверджено  
вченою радою ЗНУ  
Протокол № 12 від 27.06.2023

Запоріжжя  
2023

УДК 551.5+551.58

Б 435

Белоконь К.В., Манідіна Є.А. Метеорологія і кліматологія : навчально-методичний посібник для здобувачів ступеня вищої освіти бакалавра спеціальності 183 «Технології захисту навколишнього середовища» освітньо-професійної програми «Технології захисту навколишнього середовища». Запоріжжя : Запорізький національний університет, 2023. 160 с.

У навчально-методичному посібнику «Метеорологія і кліматологія» для здобувачів ступеня вищої освіти бакалавра спеціальності 183 «Технології захисту навколишнього середовища» освітньо-професійної програми «Технології захисту навколишнього середовища» подано в систематизованому вигляді програмний матеріал дисципліни, викладено навчально-методичні матеріали щодо опанування практичного курсу для денної і заочної форм здобуття освіти, наведено зміст лабораторних робіт, практичних занять та запропоновано питання для самоконтролю.

Рецензенти:

*Є.О. Тулушев*, завідувач відділу моніторингу та реагування на небезпеки ДУ «Запорізький обласний центр контролю та профілактики хвороб МОЗ України»

*О.Г. Добровольська*, кандидат технічних наук, доцент кафедри міського будівництва і архітектури

Відповідальний за випуск

*Ю.О. Белоконь*, доктор технічних наук, професор, завідувач кафедри металургійних технологій, екології та техногенної безпеки

## ЗМІСТ

ВСТУП . . . . .	6
ЗМІСТ ЛЕКЦІЙНОГО КУРСУ	
1 ПРЕДМЕТ МЕТЕОРОЛОГІЇ І КЛІМАТОЛОГІЇ. СКЛАД І БУДОВА АТМОСФЕРИ. АТМОСФЕРНИЙ ТИСК . . . . .	9
1.1 Предмет метеорології і кліматології . . . . .	9
1.2 Склад і будова атмосфери . . . . .	9
1.3 Щільність повітря . . . . .	11
1.4 Атмосферний тиск . . . . .	11
2 ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ . . . . .	14
2.1 Повітряні течії в атмосфері . . . . .	14
2.2 Повітряні маси . . . . .	14
2.3 Фронти. Циклони і антициклони . . . . .	15
2.4 Вітер . . . . .	16
2.4.1 Причини виникнення вітру . . . . .	16
2.4.2 Характеристики вітру . . . . .	21
3 РАДІАЦІЙНИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ. РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС ДЛЯ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ . . . . .	23
3.1 Сонце як джерело радіації . . . . .	23
3.2 Пряма сонячна радіація . . . . .	24
3.3 Розсіяна і сумарна радіація . . . . .	26
3.4 Віддзеркалення сонячної радіації . . . . .	28
3.5 Теплове випромінювання землі і зустрічне випромінювання атмосфери . . . . .	29
3.6 Рівняння радіаційного і теплового балансів для поверхні Землі	30
4 ТЕПЛОВИЙ БАЛАНС ДЛЯ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ. ТЕПЛОВИЙ СТАН АТМОСФЕРИ. ДОБОВИЙ І РІЧНИЙ ХІД ТЕМПЕРАТУРИ ГРУНТУ І ПОВІТРЯ . . . . .	32
4.1 Тепловий баланс для поверхні Землі . . . . .	32
4.2 Добовий і річний хід температури ґрунту. Промерзання ґрунту	35
4.3 Температурний режим повітря . . . . .	37
4.4 Зміна температури повітря по висоті . . . . .	38
5 ВОДА В АТМОСФЕРІ. ВИПАР . . . . .	43
5.1 Характеристики вологості повітря. Величини, що характеризують вміст водяної пари в атмосфері . . . . .	43
5.2 Випар з поверхні води, ґрунту і рослин . . . . .	44
6 КОНДЕНСАЦІЯ ВОДЯНОЇ ПАРИ. АТМОСФЕРНІ ОСІДАННЯ . . . . .	46
6.1 Ядра конденсацій . . . . .	46
6.2 Утворення хмар і їх класифікація . . . . .	48
6.3 Типи опадів . . . . .	50
6.4 Річний хід опадів . . . . .	50
6.4.1 Рідкі опади . . . . .	50
6.4.2 Тверді опади . . . . .	51

<b>7 ПОГОДА І ЇЇ ПЕРЕДБАЧЕННЯ. НЕБЕЗПЕЧНІ МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЯВИЩА</b>	52
7.1 Поняття погоди, її характеристики	52
7.2 Синоптичні карти	54
7.3 Прогнози погоди	56
7.4 Заморозки	57
7.5 Засухи і суховії	58
7.6 Пилові бурі	59
7.7 Град	60
7.8 Небезпечні явища в зимовий період	60
<b>8 КЛІМАТ І ЧИННИКИ ЙОГО ФОРМУВАННЯ. КЛІМАТИЧНІ ЗОНИ ЗЕМНОЇ КУЛІ І КЛІМАТУ УКРАЇНИ</b>	62
8.1 Поняття про клімат. Чинники, що впливають на клімат і мікроклімат	62
8.2 Мікроклімат і фітоклімат та методи їх поліпшення	63
8.3 Коливання клімату	64
8.4 Класифікація клімату. Характеристика кліматичних зон України	64
8.5 Несприятливі метеорологічні явища в Україні	69
<b>9 ЛАБОРАТОРНИЙ ПРАКТИКУМ</b>	74
9.1 Лабораторна робота № 1. «Прилади для виміру атмосферного тиску»	73
9.1.1 Короткі теоретичні відомості	74
9.1.2 Порядок виконання лабораторної роботи	82
9.2 Лабораторна робота № 2. «Прилади для вимірювання сили й напрямку вітру»	84
9.2.1 Короткі теоретичні відомості	84
9.2.2 Порядок виконання лабораторної роботи	91
9.3 Лабораторна робота № 3. «Прилади для вимірювання складових радіаційного балансу»	92
9.3.1 Короткі теоретичні відомості	93
9.3.2 Порядок виконання лабораторної роботи	99
9.4 Лабораторна робота № 4. «Прилади для вимірювання температури повітря»	100
9.4.1 Короткі теоретичні відомості	100
9.4.2 Порядок виконання лабораторної роботи	106
9.5 Лабораторна робота № 5. «Прилади для вимірювання температури ґрунту»	108
9.5.1 Короткі теоретичні відомості	108
9.5.2 Порядок виконання лабораторної роботи	113
9.6 Лабораторна робота № 6. «Методи та прилади для вимірювання вологості повітря»	113
9.6.1 Короткі теоретичні відомості	113
9.6.2 Порядок виконання лабораторної роботи	121
9.7 Лабораторна робота № 7. «Методи та прилади для вимірювання атмосферних опадів та величини випару»	123
9.7.1 Короткі теоретичні відомості	123

9.7.2	Порядок виконання лабораторної роботи	128
10	ПРАКТИЧНІ ЗАНЯТТЯ	130
10.1	Розрахунок атмосферного тиску	130
10.2	Розрахунок швидкості вітру	133
10.3	Розрахунок складових радіаційного балансу	134
10.4	Розрахунок температури повітря і ґрунту	139
10.5	Розрахунок вологості повітря	144
10.6	Розрахунок атмосферних опадів, вологості ґрунту та випаровування вологи з ґрунту	147
	ВИКОРИСТАНА ЛІТЕРАТУРА	153
	ДОДАТКИ	154
	Додаток А. Психрометричний графік	154
	Додаток Б. Психрометрична таблиця розрахунку відносної вологості	155
	Додаток В. Тиск насичених водяних парів	156
	Додаток Г. Множники та префікси для утворення кратних та частинних одиниць	157
	Додаток Д. Значення синусів кутів від 0° до 90°	158
	Додаток Е. Максимальний тиск водяної пари, гПа	159

## ВСТУП

Метеорологія – це наука про фізичні процеси та явища, які формуються та відбуваються в атмосфері Землі та взаємодіють із земною поверхнею. Метеорологія це комплексна наука, до складу якої входять загальна метеорологія, синоптична метеорологія, кліматологія та ін. В атмосфері Землі має місце величезна різноманітність процесів і явищ, зміни у яких відбуваються з великими швидкостями й розвиваються на межі нестійкого стану. Глибоке оволодіння знаннями про метеорологічні процеси сучасності дозволить створити у студентів уявлення про закономірності розвитку атмосфери Землі, її клімату та сформувати основу географічного кругозору.

Головним завданням навчально-методичного посібника є висвітлення основних закономірностей атмосферних процесів і явищ, а також закономірностей формування клімату і його зміни. Студент послідовно вивчає хімічний склад атмосфери, роль малих газових компонентів в атмосферних процесах і житті на Землі, загальні властивості атмосфери, основні властивості надходження сонячної радіації, перетворення її в атмосфері та засвоєння атмосферою і земною поверхнею, випромінювання радіації земною поверхнею та атмосферою, радіаційний баланс, термічний режим земної поверхні та атмосфери, особливості нагрівання водних басейнів, розповсюдження тепла в глибину ґрунту, механізми обміну теплом між земною поверхнею та атмосферою, приморозки, їх типи та заходи зменшення їх негативного впливу на сільськогосподарські культури, вертикальний градієнт температури, приведення температури до рівня моря, ізотермія, інверсії та їх типи, адіабатичні процеси та їх роль в атмосферних процесах, стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага повітря, фазові перетворення води в атмосфері та їх наслідки, хмари, їх типи, атмосферні опади, наземні гідрометеори, краплі та кристали у приземному шарі атмосфери, активний вплив людини на атмосферні процеси, атмосферний тиск, вітер та сили, які його визначають, горизонтальні та вертикальні закономірності зміни атмосферного тиску, загальна циркуляція атмосфери, регіональні її особливості, циклони, антициклони, маломасштабні вихори, чинники формування клімату, зміни і коливання клімату, класифікація кліматів, причини зміни клімату, вплив людини на клімат.

Отже, метеорологія та кліматологія вивчає особливості розповсюдження засвоєння та зміни світла, тепла, вологи і повітря, тобто чинників життя на Землі, які одночасно є основними екологічними чинниками.

Метою вивчення навчальної дисципліни «Метеорологія і кліматологія» є формування у студентів систематичних знань щодо складу і будови атмосфери, способів опису стану атмосфери, фізичних процесів, що протікають у ній, закономірностей формування погоди і клімату, впливу на стан довкілля. Студенти також повинні вміти проводити аналіз метеорологічного стану, використовувати діагностичні та прогностичні метеорологічні данні для аналізу та прогнозу стану навколишнього середовища, оцінювати кліматичні ресурси та пов'язувати їх з іншими природними ресурсами та умовами.

Таким чином, після вивчення курсу «Метеорологія і кліматологія» студент повинен набути не тільки базові теоретичні знання, але і комплекс практичних навичок щодо використання метеорологічної інформації діагнозу і прогнозу стану атмосферного повітря з погляду його забруднення, а також для вирішення інших питань практичної екології.

Основними завданнями вивчення дисципліни «Метеорологія і кліматологія» є підготовка студентів із питань теоретичних основ метеорології, загальних екологічних аспектів нагляду за зміною метеорологічних елементів за часом, організації і розробки потрібних заходів для покращення стану навколишнього середовища.

Навчальна дисципліна «Метеорологія і кліматологія» продовжує фахову підготовку студента і базується на знаннях, отриманих при вивченні таких дисциплін, як: «Вища математика», «Фізика».

У результаті вивчення курсу «Метеорологія і кліматологія» студенти повинні

Знати:

- екологічну роль основних метеорологічних параметрів, метеорологічних явищ, їх позначення, одиниці виміру, класифікації;
- принцип розподілу атмосфери на шари, їх властивості, теорію вертикальної і горизонтальної неоднорідності атмосфери, їх екологічні наслідки;
- екологічні аспекти руху повітря, вітер, його швидкість і напрямом, турбулентність вітру, причини утворення вітру, його екологічні наслідки;
- характеристики вологості повітря, випар і випаровуваність, екологічна роль води в атмосфері;
- хмарність, її добовий і річний хід, класифікація хмар, особливості видів хмар, умови утворення опадів, їх види, режим, тривалість і інтенсивність, екологічні наслідки;
- основні поняття і закони випромінювання, складові потоків сонячної радіації, їх екологічна роль;
- потоки інфрачервоної радіації в атмосфері та радіаційний баланс;
- складові теплового режиму діючої поверхні, закономірності добового і річного ходу температури на поверхні ґрунту і поширення температурних коливань у глибину ґрунту;
- умови конвекції, екологічна роль і ознаки стратифікації атмосфери, причини виникнення температурних інверсій, їх типи;
- тепловий баланс земної поверхні, його складові, зміна складових теплового балансу за рахунок антропогенних факторів;
- географічні фактори формування клімату, їх екологічні наслідки та закономірності загальної циркуляції атмосфери;
- закономірності динаміки клімату, методи синоптичної метеорології, правила прогнозу погоди.

Уміти:

- визначати екологічну роль зміни тиску і щільності повітря з висотою в циклонах і антициклонах, проводити спостереження за зміною тиску;
- здійснювати екологічну оцінку вмісту води в атмосфері, аналізувати

загальні умови фазових переходів води в атмосфері, розраховувати сумарний випар, вологість повітря;

- спостерігати за опадами, аналізувати режим опадів, визначати їх екологічну роль;

- здійснювати екологічну оцінку складових радіаційного балансу, проводити вимірювання прямої, розсіяної, сумарної сонячної радіації й альbedo, розраховувати і вимірювати ефективне випромінювання, розраховувати радіаційний баланс;

- пояснювати природу парникового ефекту, оцінювати його екологічні наслідки і показувати шляхи його зменшення;

- оцінювати межі еколого-кліматичної комфортності території, показувати шляхи акліматизації у різних типах клімату;

- визначати географічні фактори формування клімату на Землі, пояснити закономірності загальної циркуляції атмосфери, оцінювати їх екологічну роль;

- здійснювати екологічну оцінку клімату, як рекреаційного ресурсу;

- визначати особливості формування клімату в Україні, аналізувати особливості циркуляційних процесів в окремі сезони, оцінювати їх екологічну роль.

Знання з курсу «Метеорологія і кліматологія» необхідні для подальшого вивчення дисциплін «Моделювання і прогнозування стану довкілля», «Моніторинг довкілля», «Нормування антропогенного навантаження на навколишнє середовище», «Екологія міських систем», «Техноекологія», «Загальна екологія (неоекологія)», «Ландшафтна екологія».



## ЗМІСТ ЛЕКЦІЙНОГО КУРСУ

### 1 ПРЕДМЕТ МЕТЕОРОЛОГІЇ І КЛІМАТОЛОГІЇ. СКЛАД І БУДОВА АТМОСФЕРИ. АТМОСФЕРНИЙ ТИСК

#### 1.1 Предмет метеорології і кліматології

**Метеорологія** – наука про фізичні процеси, що відбуваються в земній атмосфері. Метеорологія вивчає склад, щільність, температуру і вологість повітря, променисту енергію, рух і перетворення повітряних мас, хмари, осідання, урагани, заморожування, засухи і інші явища, що відбуваються в земній атмосфері, у взаємодії з поверхнею суші і Світового океану.

Явища, що відбуваються в атмосфері, називаються *метеорологічними явищами*.

Метеорологія тісно пов'язана з гідрологією. Гідрологія вивчає процеси, що протікають в гідросфері, що включає океани, морить, річки, озера, ґрунтові і ґрунтові води, сніг і льодовики, вологу атмосфери, а також її зв'язок з атмо-, літо- і біосферою. Без взаємного впливу атмосфери і гідросфери, а також особливостей місцевості неможливо планувати будь-яку господарську і водогосподарську діяльність [1].

**Кліматологія** – це наука про клімат, тобто сукупності атмосферних умов, властивих тому або іншому місцю залежно від його географічної обстановки, закономірностях формування клімату і його змінах.

Кліматологія тісно пов'язана з метеорологією. Розуміння закономірностей клімату можливе на підставі тих загальних закономірностей, яким підпорядковані атмосферні процеси [2].

#### 1.2 Склад і будова атмосфери

**Атмосфера** – це газоподібна оболонка Землі. Вона складається з суміші газів, званої повітрям, в якій знаходяться в зваженому стані рідкі і тверді частки.

До складу атмосферного повітря в земної поверхні входить водяна пара, тому повітря є вологим. Повітря без водяної пари називають сухим. В земної поверхні сухе повітря на 78 % за об'ємом складається з азоту ( $N_2$ ) та на 21% – з кисню. Ледве менше 1% доводиться на аргон ( $Ar$ ), 0,03 % – на вуглекислий газ ( $CO_2$ ). Багаточисленні інші гази входять до складу повітря в тисячних, мільйонних і ще менших долях відсотка. Це криптон ( $Kr$ ), ксенон ( $Xe$ ), неон ( $Ne$ ), гелій ( $He$ ), водень ( $H_2$ ), озон ( $O_3$ ), йод ( $I$ ), радон ( $Rn$ ), метан ( $CH_4$ ), аміак ( $NH_3$ ), перекис водню ( $H_2O_2$ ), закис азоту ( $N_2O$ ) і др. [1].

Процентний склад сухого повітря в земної поверхні постійний і практично однаковий всюди. Істотно може мінятися лише вміст вуглекислого газу.

Процентний вміст водяної пари у вологому повітрі в земної поверхні складає в середньому від 0,2 % у полярних широтах до 2,5 % в екватора, а в окремих випадках вагається майже від 0 до 4 %. У зв'язку з цим стає змінним і

процентне співвідношення інших газів у вологому повітрі.

Загальна маса атмосфери складає трохи більш  $5 \cdot 10^{15}$  т. Це приблизно в мільйон разів менше маси Земної кулі. При цьому половина всієї маси атмосфери знаходиться у нижніх 5 км, 3/4 – у нижніх 10 км і 95 % - в нижніх 20 км [1].

Атмосфера складається з декількох концентричних шарів, що відрізняються по температурних і іншим умовам. Нижня частина атмосфери до висоти 10-15 км, носить назву **тропосфери** (рис. 1.1). У ній зосереджене 4/5 всієї маси атмосферного повітря. Для тропосфери характерне падіння температури з висотою в середньому на  $0,6^\circ/100$  м [2].

Самий нижній тонкий шар тропосфери (у декілька метрів або десятків метрів заввишки), носить назву **приземного шару**. Фізичні процеси в цьому шарі відрізняються своєрідністю, унаслідок близькості до земної поверхні. Шар від земної поверхні до висоти близько 1000 м називається **шаром тертя**. У цьому шарі під впливом земної поверхні швидкість вітру ослаблена в порівнянні з вищеразміщеними шарами.

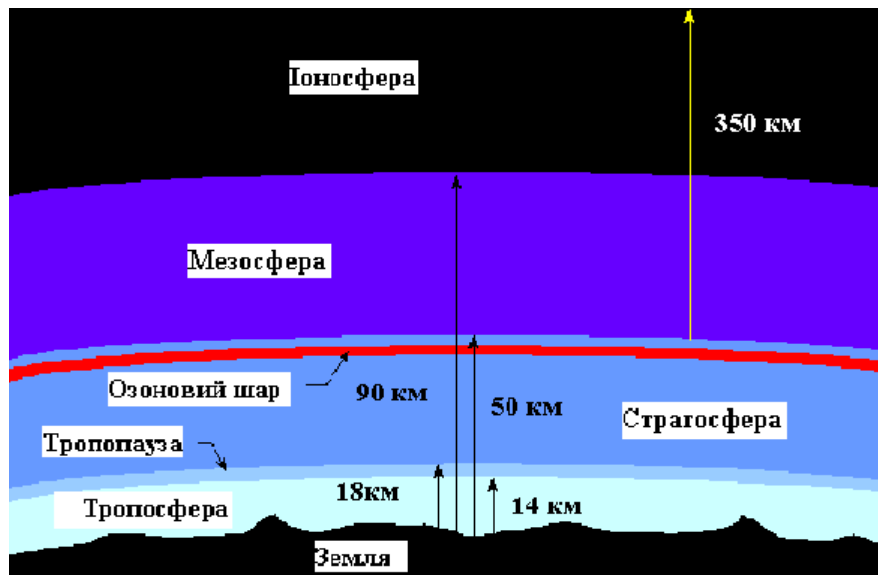


Рисунок 1.1 – Склад атмосфери

Вище за тропосферу до висоти 50-55 км лежить **стратосфера**, що характеризується зростанням температури з висотою. Перехідний шар між тропосферою і стратосферою носить назву **тропопаузи**. Переважно в стратосфері міститься атмосферний озон, тому її також називають озоносферою. Зростання температури з висотою в стратосфері пояснюється поглинанням сонячної радіації озоном. Над стратосферою, приблизно до висоти 80 км, лежить шар мезосфери. Тут температура з висотою падає до декількох десятків градусів нижче за нуль.

Верхня частина атмосфери над **мезосферою**, характеризується дуже високими температурами і носить назву термосфери. У ній розрізняють дві частини: **іоносферу**, яка тягнеться до висоти порядку тисячі кілометрів і лежача

над нею **екзосфера**, перехідна в земну корону. Іоносфера відрізняється дуже сильною іонізацією повітря.

У екзосфері окремі частки можуть мати швидкості достатні аби здолати тяжіння землі і вилетіти з атмосфери в світовий простір. Тому екзосферу називають ще сферою розсіяння.

За допомогою ракет і супутників удалося встановити, що водень, що вислизає з екзосфери, утворює довкола Землі земну корону, що тягнеться більш ніж до 20000 км. Щільність газу, проте в ній нікчемна.

### 1.3 Щільність повітря

Основними характеристиками фізичного стану будь-якого газу є щільність, тиск і температура. Між цими характеристиками існує зв'язок, який для ідеальних газів виражається рівнянням стану газів

$$PV = RT \quad (1.1)$$

або

$$P = \rho \cdot R \cdot T, \quad (1.2)$$

де  $P$  – тиск;

$V$  – питомий об'єм газу;

$T$  – температура за абсолютною шкалою;

$R$  – газова постійна;

$\rho$  – щільність газу.

Застосовуючи рівняння стану газів до сухого повітря і вводячи числове значення газовою постійною для сухого повітря  $R = 2,87 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{хв}^2 \cdot \text{град}$  [2] можна отримати вираження для щільності сухого повітря:

$$\rho = \frac{P}{RT} \quad (1.3)$$

Один кубічний метр повітря при  $t = 4 \text{ }^\circ\text{C}$  і нормальному тиску має масу 1,293 кг. Отже, за даних умов щільність повітря 1,293 кг/м<sup>3</sup>. Це приблизно в 800 разів менше щільності води.

### 1.4 Атмосферний тиск

**Атмосферний тиск** – це сила, з якою давить на одиницю площі земної поверхні стовп повітря, що тягнеться від поверхні землі до верхнього кордону атмосфери.

Атмосферний тиск в метеорології прийнято вимірювати висотою ртутного

стовпа в трубці барометра. Тиск атмосфери утримує стовп ртуті в трубці на певній висоті. На рівні моря ця висота складає близько 760 мм.

Для виміру тиску в одиницях сили в 1930 р. була введена міжнародна одиниця тиску – бар, рівна 1 млн. дінів на площу 1 см. У практиці використовувалася тисячна частина бару – мілібар.

З 1980 р. як міжнародна одиниця для виміру атмосферного тиску прийнятий Паскаль — тиск, що викликається силоміць в 1 Н на площу 1 м<sup>2</sup>:

$$1 \text{ Па} = 1 \frac{\text{Н}}{\text{м}^2} = 10^{-5} \text{ бар} = 0,01 \text{ мб.}$$

Для практичних цілей використовується гектоПаскаль:

$$1 \text{ гПа} = 100 \text{ Па} = 1 \text{ мб} = 0,75 \text{ мм рт. ст.}$$

Прискорення вільного падіння на Земній кулі збільшується від екватора до полюсів і зменшується з висотою. Аби виключити залежність виміряного атмосферного тиску від цих чинників, його наводять до прискорення вільного падіння на широті 45° і на рівні моря.

Тиск, що відповідний масі ртутного стовпа заввишки 760 мм, має температуру 0 °С і що знаходиться на широті 45° і на рівні моря, називають нормальним атмосферним тиском. Воно закруглено складає 1013 гПа [4].

Розподіл тиску характеризується **баричним градієнтом**  $\frac{dp}{dz}$ , де  $dp$  та  $dz$  – зміна тиску і висоти.

Величина зворотна баричному градієнту  $h$  називається **баричним (або барометричною) рівнем**. Ця величина представляє приріст висоти, при якому атмосферний тиск падає на одиницю. Для практичного використання баричний рівень обчислюють за формулою:

$$h = \frac{8000}{p} (1 + \alpha \cdot t), \text{ м/гПа} \quad (1.4)$$

де  $P$  – тиск, гПа;

$t$  – температура в тій же точці, для якої обчислюється баричний рівень, °С;

$\alpha$  – температурний коефіцієнт розширення повітря, рівний 0,004.

Знаючи баричний рівень атмосферного тиску, температуру повітря і висоту над рівнем морить в одному з двох пунктів, лежачих на різній висоті, можна по різниці тисків в цих пунктах визначити різницю їх висот, а звідси знайти і висоту другого пункту над рівнем морить. Цей спосіб визначення висоти пункту називається барометричною нівеляцією.

## *Питання для самоконтролю*

1. Що вивчають метеорологія і кліматологія?
2. Який склад повітря в земної поверхні?
3. На які шари і по яких ознаках розділяється атмосфера по вертикалі?
4. Що таке щільність повітря?
5. Що таке атмосферний тиск? Одиниці виміри атмосферного тиску, використовувани в метеорології
6. Що таке баричний рівень?
7. Як обчислюється щільність повітря?
8. Що таке вертикальний баричний градієнт?

## 2 ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ

### 2.1 Повітряні течії в атмосфері

**Загальною циркуляцією атмосфери** називають систему великомасштабних повітряних течій над Земною кулею.

До основних повітряних течій відносять течії, обумовлені різницею температур повітря в різних широтних зонах поблизу земної поверхні і на висотах:

1) *струменеві течії* – це потоки повітря у верхньому шарі тропосфери і в нижній стратосфері;

2) *повітряні течії в циклонах і антициклонах*, що забезпечують міжширотний обмін повітря;

3) *пасати* – вітри північно-східного і східного напрямів в тропіках північної півкулі і південно-східного і східного напрямів в тропіках південної півкулі, протягом року що майже не міняють свій напрям;

4) *мусони* – стійкі повітряні течії, двічі в рік що міняють свій напрям.

У більшій частині тропосфери, за винятком полярних і тропічних широт, на висотах більше 1-2 км. переважає західне перенесення повітря, тобто переміщення його із заходу на схід. У нижніх шарах тропосфери, у тому числі в земної поверхні, рух повітряних мас ускладнюється унаслідок неоднорідності земної поверхні, а також під впливом зон підвищеного і зниженого тиску.

### 2.2 Повітряні маси

Великі об'єми повітря, порівнянні по своїх горизонтальних розмірах з розмірами материків і океанів і що володіють певними фізичними властивостями, носять назву **повітряних мас**. Повітряні маси відрізняються одна від одної перш за все своєю температурою, вологістю, запиленою, характером хмарності. Властивості повітряних мас визначаються особливостями того району, де вони сформувалися.

Повітряні маси, що переміщуються з холоднішої земної поверхні на теплішу (зазвичай з високих широт в низькі) називають холодними масами. Холодна повітряна маса викликає похолодання в тих районах, в які вона приходить. Але сама вона в дорозі прогрівається.

Повітряні маси, що переміщуються на холоднішу поверхню (у вищі широти), називаються теплими масами. Вони приносять потепління, але самі охолоджуються.

У залежності, від географічних областей, де вони сформувалися, виділяють наступні основні повітряні маси:

1) *арктичні (антарктичні)* – що формуються в Арктиці (Антарктиці) і потім переміщуються в нижчі широти;

2) *маси помірних широт (полярні)* – що формуються в помірних широтах і переміщуються на північ або на південь;

3) *тропічні* – що формуються в субтропічних і тропічних широтах і переміщуються в помірні широти;

4) *екваторіальні* – такі, що формуються в екваторіальному поясі Землі.

У кожному типі повітряних мас виділяють морський або континентальний підтип, залежно від того, над океаном або над сушею сформувалася дана маса.

Переміщуючись з району формування в інші райони, повітряна маса під впливом поверхні поступово змінює свої властивості, перетворюючись на масу іншого географічного типу. Зміну властивостей повітряної маси називають її трансформацією.

## 2.3 Фронти. Циклони і антициклони

Суміжні повітряні маси розділені між собою порівняно вузькими перехідними зонами, сильно нахиленими до земної поверхні. Ці зони носять назву **фронтів**. Довжина таких зон – тисячі кілометрів, ширина – лише десятки кілометрів. Вгору фронти поширюються на декілька кілометрів, нерідка до самої стратосфери. При цьому тепла маса лежить над холодною.

Фронти розділяючи основні повітряні маси, називають головними фронтами. До них відносяться *арктичний (антарктичний)* – між арктичним (антарктичним) повітрям і повітрям помірних широт; *полярний* – між повітрям помірних широт і тропічним; *тропічний* – між тропічним і екваторіальним повітрям [5].

Окрім головних фронтів, існують вторинні фронти, що розділяють декілька об'єми повітря, що розрізняються, усередині однієї і тієї ж повітряної маси.

Якщо тепліша повітряна маса натікає на холоднішу, то фронт між ними називають теплим (рис. 2.1). Якщо ж навпаки, холодне повітря клином просувається під тепле, то фронт називають холодним. З фронтами пов'язані особливі явища погоди. Висхідні рухи повітря в зонах фронтів наводять до утворення обширних хмарних систем, з яких випадають осідання на великих площах. Величезні атмосферні хвилі, що виникають в повітряних масах по обоє сторони від фронту, наводять до утворення великомасштабних атмосферних обурень вихрового характеру із зниженим і підвищеним тиском – циклонів і антициклонів, що визначають режим вітру і інші особливості погоди.

Інтенсивна циклонна діяльність є основною особливістю атмосферної циркуляції в позатропічних і особливо в середніх широтах.

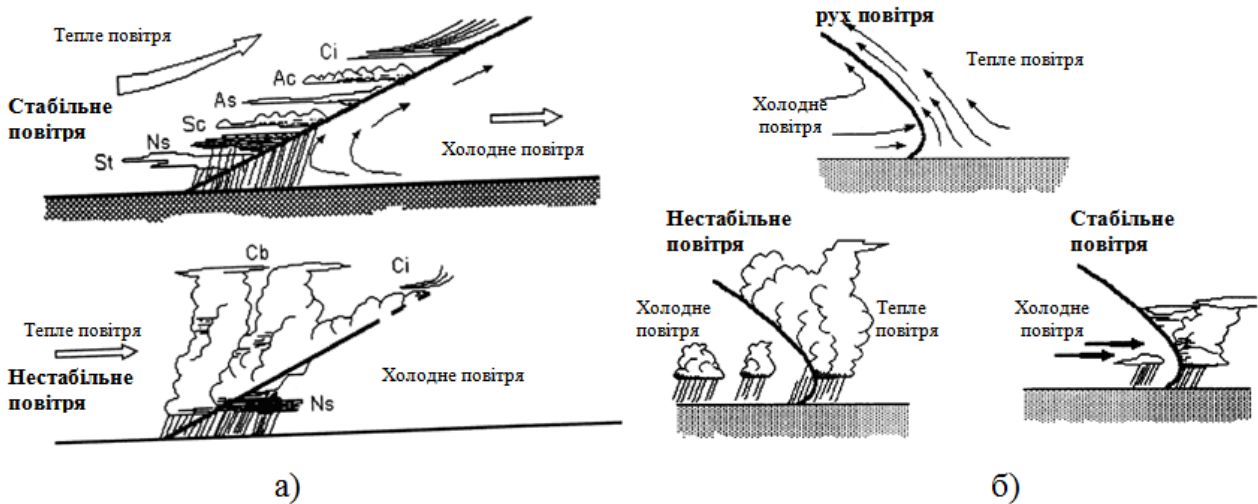
**Циклонною діяльністю** називають постійне виникнення, розвиток і переміщення в атмосфері позатропічних широт циклонів і антициклонів (рис. 2.2).

**Циклоном** називають область зниженого тиску. Мінімальний тиск спостерігається в центрі циклону, а до його периферії воно зростає.

Циклони виникають на атмосферних фронтах. До циклону залучаються обоє повітряної маси, що розділяється фронтом. На поверхні фронту виникають хвилі, причому тепліша маса, вторгаючись в холоднішу область, рухається

вперед і настає на холодне повітря, утворюючи теплий фронт.

У тилу теплої маси настає холодне повітря, витісняючи тепле повітря вгору – створюється холодний фронт. Поступово хвиля розвивається і докола центру циклону виникає обертальний рух повітря, направлений в північній півкулі проти годинникової стрілки (рис.2.3, а).



а – теплий фронт; б – холодний фронт; St – шаруваті хмари; Ns – хмари шарувато-дощові; Sc – шарувато-купчасті хмари; As – високошаруваті хмари; Ac – висококупчасті; Ci – перисті хмари; Cb – купчасто-дощові хмари

Рисунок 2.1 – Схема вертикальної будови атмосферного фронту з системою хмар



Рисунок 2.2 – Циклонна діяльність





а – циклон; б – антициклон

Рисунок 2.3 - Рух мас повітря в області, зайнятій циклоном та антициклоном

В центрі циклону унаслідок розвитку висхідних рухів повітря тиск усе більш знижується. При проходженні теплого і холодного фронтів спостерігається певна зміна форм хмар. Наближення теплого фронту виявляється по появі ниткоподібних перистих хмар, які потім переходять в перисто-шаруватих, високошаруватих і, нарешті, в шарувато-дощових, таких, що дають обложні осідання. На холодному фронті утворюється купчасто-дощові хмари, випадають зливові осідання, посилюється вітер. Між двома фронтами в циклоні знаходиться сектор теплого повітря.

Зазвичай холодний фронт рухається швидшим теплого і через декілька днів доганяє його, утворюючи складний фронт оклюзії (зімкнення). Процес розвитку циклону на цьому закінчується. Діаметр розвиненого циклону може досягати 1000-1500 км [5].

Циклон переміщається приблизно у напрямі руху теплої повітряної маси. У помірних широтах північної півкулі цей рух зазвичай відбувається на схід або північний схід. Влітку циклони рухаються із швидкістю 400-800 км. за добу, а взимку — до 1000 км. за добу.

Зона підвищеного тиску називається **антициклоном**. Максимум тиску знаходиться в центрі антициклону, до периферії тиск знижується. Антициклон охоплює території діаметром 2-3 тис. км. і більш. У зв'язку з низхідними рухами повітря, що розвиваються в центральній частині антициклону, тут створюється суха, ясна або малохмарна погода. Вітер в центральній частині антициклону зазвичай слабкий. У північній півкулі повітря в земної поверхні в антициклоні рухається за годинниковою стрілкою (рис 2.3, б).

Розрізняють рухливі і стаціонарні антициклони. Перші утворюються в Арктиці і переміщаються в помірні широти, приносячи сюди сухе холодне повітря. Другі утворюються переважно над океанами і зимою в помірних широтах над материками. Вони можуть стримуватися в одній і тій же області по декілька тижнів і довгі місяці. Прикладом останнього є Сибірський антициклон.

Області знижений і підвищений тиску, на які постійно розчленовується баричне поле атмосфери, називають баричними системами.

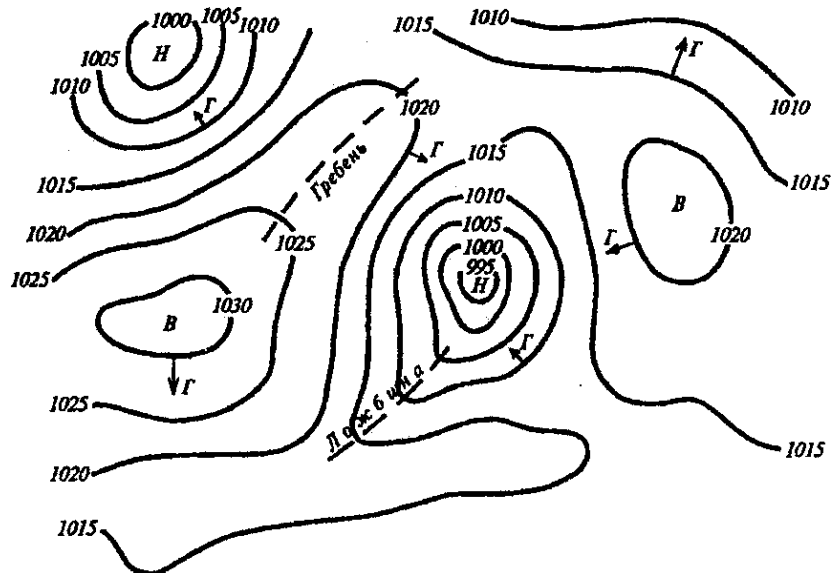
Баричні системи основних типів – циклон і антициклон – на синоптичних картах показуються замкнутими концентричними ізобарами (лініями рівних

тисків) неправильної форми. Розрізняють також баричні системи з незамкнутими ізобарами. До них відносяться улоговина, гребінь і сідловина.

**Улоговина** – це смуга зниженого тиску між двома зонами підвищеного тиску. **Гребінь** представляє смугу підвищеного тиску між двома областями зниженого тиску. **Сідловина** – ділянка баричного поля між двома циклонами і двома антициклонами (або улоговинами і гребенями), розташованими навхрест.

Великомасштабну баричну структуру, яка характеризується певною формою циркуляції (гребінь, улоговина, циклон, антициклон) і тривалістю існування або стійкістю називають **режимом атмосферної циркуляції** (рис.2.4) [1].

Від можливості виділяти і просліджувати еволюцію цих великомасштабних обурень атмосферної циркуляції (режимів) багато в чому залежить вирішення довгострокових прогнозів погоди.



Н – центр низького тиску; В – центр високого тиску; Г – горизонтальний баричний градієнт

Рисунок 2.4 – Ізобари на рівні моря, гПа

## 2.4 Вітер

### 2.4.1 Причини виникнення вітру

**Вітром** називають горизонтальний рух повітря відносно земної поверхні. Вітер характеризується напрямом, швидкістю і поривчастістю. Безпосередньою причиною виникнення вітру є відмінність атмосферного тиску в різних точках земної поверхні, що створює горизонтальний баричний градієнт.

Рух повітря, що виник під дією сили баричного градієнта, відбувається не точно по напрямку цього градієнта, а по складнішій траєкторії, обумовленої

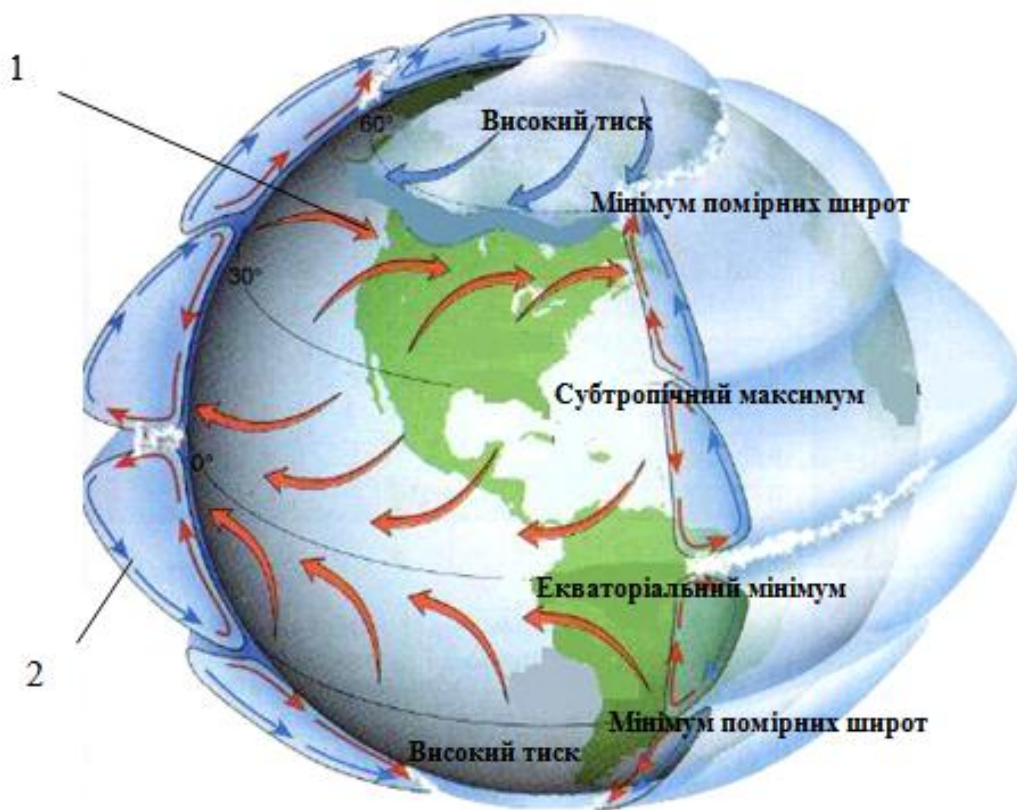
взаємодією сили градієнта з силою обертання Землі, що відхиляє, відцентровою силою і силоміць тертя. Під сукупною дією перерахованих сил вітер в нижньому шарі атмосфери відхиляється від баричного градієнта на  $50-60^\circ$ , над морем – на  $60-70^\circ$ . Кут відхилення вітру від градієнта зростає з висотою і приблизно на  $1000-1500$  м наближається до  $90^\circ$  [6] (рис.2.5).

З врахуванням того що напрям руху повітря відхиляється від горизонтального баричного градієнта, у високих широтах переважає східний, в помірних - західний, в тропічних – знову східне перенесення повітря.

Пояси тисків не суцільні. Неоднорідність підстилаючої поверхні (океани – материки, рівнини – гори і т. п.) наводить до того, що пояси «розриваються» на циклони і антициклони. Під дією повітряних течій виникають **пасати і мусони**.

Повітряні течії в нижньому шарі атмосфери, характерні для певних обмежених географічних районів, називаються місцевими вітрами. До місцевих вітрів відносяться бризи, гірничо-долинні вітри, фени і ін.

**Бризами** називають вітри, що спостерігаються на побережжі моря, озер і що характеризуються зміною їх напрямку протягом доби: вночі вони направлені з суші на водні поверхні, вдень, навпаки, з водної поверхні на сушу (рис. 2.6).



1 – напрям вітру; 2 – напрям горизонтального баричного градієнта

Рисунок 2.5 – Розподіл атмосферного тиску і вітрів в земній поверхні з меридіональним розрізом напрямку вітру

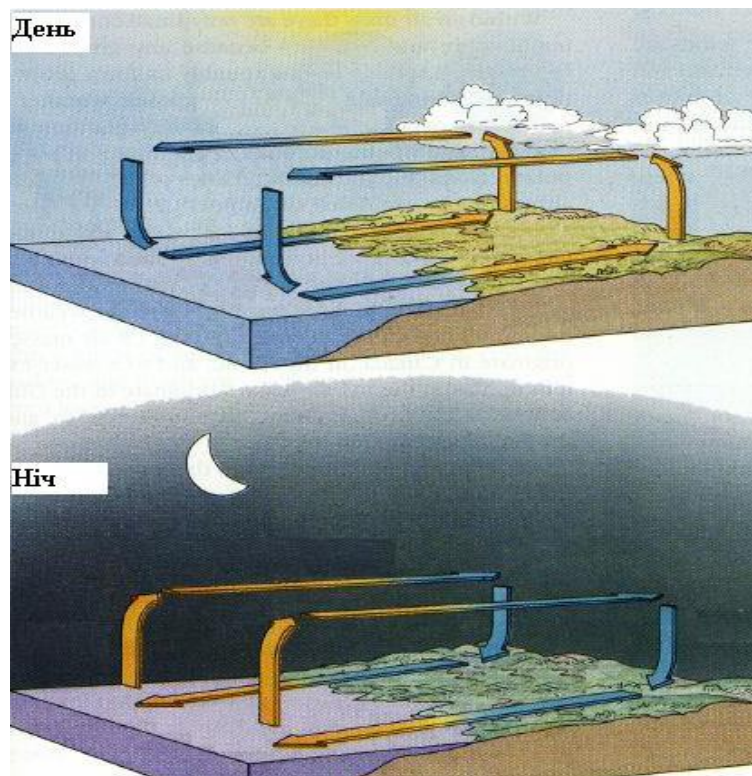


Рисунок 2.6 – Схема бризів

Вище 1...2 км спостерігається перенесення повітря у зворотному напрямі – *антибриз*, утворюючий разом з бризом замкнуту циркуляцію.

*Гірничо-долинні вітри* є місцевою циркуляцією з добовою періодичністю, що виникає унаслідок відмінностей в нагріванні і охолодженні повітря над хребтом і над долиною.

Вдень долина і нижні частини схилів нагріваються сильніше, ніж вершини, і тепле повітря піднімається по схилах вгору, формуючи долинний вітер. Вночі з схилів гір стікає холодне, важке повітря – гірський вітер.

Якщо долина слабо продувається, то повітря тут застоюється і ще більше охолоджується. Весною гірський вітер може викликати пониження температури, небезпечно для квітучих садів.

*Фен* – теплий, інколи гарячий, сухий і поривчастий вітер, що дме часом з гір в долини. Фен утворюється при перетіканні повітря через високі гірські хребти, розташовані перпендикулярно до повітряного потоку. Піднімаючись по навітряній стороні гори, повітря охолоджується, пара в нім конденсується, утворюються хмари, можуть випасти осідання.

Переваливши через хребет і опускаючись по схилу, повітря нагрівається, водяна пара, що залишилася в нім, віддаляється від стану насичення, і повітря приходить в долину з низькою відносною вологістю і високою температурою. Чим більше висота, з якою опускалося повітря, тим вище температура фену.

Існує два типи фенів (рис. 2.7). Перший виникає, коли холодні, сухі повітряні маси високого тиску застоюються в гірському районі, що замикає їх. Повітря починає перетікати через вершини і, якщо в долинах по іншу сторону гір

низький тиск, виникає фен. Швидкість його 60-100 км/год., відмічений максимум близько 150 км/год [7].

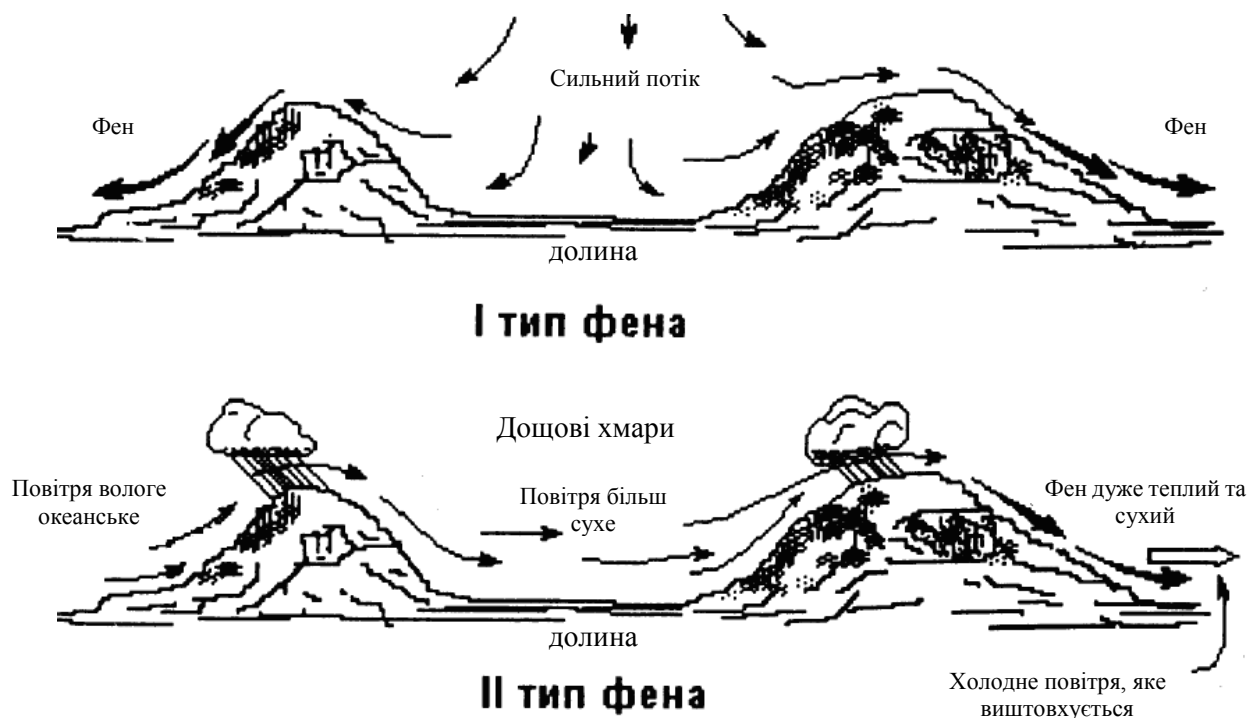


Рисунок 2.7 – Схема утворення фену

Цей вітер може продовжуватися декілька днів з поступовим затиханням, раптовими припиненнями і відновленнями. Він типовий для зими і весни, коли існують потужні баричні системи.

Другий тип фену виникає, коли маловисотний шар вологого повітря пересікає гори. Це повітря нагрівається і осушується.

**Бора** – штормовий, поривчастий і холодний вітер, що дує з низьких гірських хребтів у бік теплого моря. Утворюється бора переважно в холодну пору року, коли над охолодженим континентом встановлюється зона підвищеного тиску. При такому розподілі тиску холодне повітря починає рухатися у бік моря. Холодний вітер уриваючись в бухту, розбризкує воду, яка, осідаючи на судах і берегових спорудах, замерзає і покриває їх льодом. На набережній шар льоду інколи досягає товщини 2...4м.

#### 2.4.2 Характеристики вітру

Вітер завжди володіє турбулентністю. В повітрі виникають багаточисельні безладно рухомі вихори і струмені різних розмірів. Окремі кількості повітря, що захоплюються цими вихорами і струменями, так звані елементи турбулентності рухаються по всіх напрямках, у тому числі перпендикулярно до середнього напрямку вітру і навіть проти нього. Ці елементи турбулентності мають лінійні розміри від декількох сантиметрів до десятків метрів. Таким чином, на загальне перенесення повітря в певному напрямі і з певною швидкістю накладається

система хаотичних, безладних рухів окремих елементів турбулентності по складних траєкторіях, що переплітаються.

Турбулентність виникає унаслідок відмінності швидкостей вітру в суміжних шарах повітря. Особливо велика вона в нижніх шарах атмосфери, де швидкість вітру швидко зростає з висотою. Але в розвитку турбулентності бере участь також і архимедова (гідростатична) сила. Окремі кількості повітря, що мають вищу температуру, піднімаються вгору, а холодніші об'єми повітря опускаються вниз. Таке переміщення повітря за рахунок відмінностей температури, а, отже, і щільності, відбувається тим інтенсивніше, чим швидше падає температура з висотою. Тому розрізняють динамічну турбулентність, що виникає незалежно від температурних умов, і термічну турбулентність (або конвекцію), визначувану температурними умовами. Насправді турбулентність завжди має комплексну природу, в якій термічний чинник грає велику або меншу роль.

Турбулентність з переважанням термічних причин за певних умов перетворюється на впорядковану конвекцію. Замість дрібних хаотично рухомих турбулентних вихорів, в ній починають переважати потужні висхідні рухи повітря типу струменів або струмів з високими швидкостями, інколи понад 20м/с. Такі потужні, висхідні струми повітря називаються терміками. Разом з ними спостерігаються і низхідні рухи, менш інтенсивні, але захоплюючі великі площі.

Поривчастість вітру зростає із збільшенням його швидкості. Пориви, тобто стрибкоподібні посилення і ослаблення вітру при середній його швидкості 5-10м/с в середньому складають  $\pm 3$  м/с, а при швидкості 11-15 м/с зростають до  $\pm 5-7$  м/с [7].

Швидкість вітру вимірюють в м/с, рідше в км/ч і балах. За напрям вітру приймають те, звідки дує вітер. Напрямок визначають в румбах (всього 16 румбів) або кутових градусах.

Для вивчення повторюваності вітрів різних напрямів будують графік, званий трояндою вітрів, який дозволяє виявити переважаючий напрям вітру в даному місці за певний період (місяць, сезон, рік).

### ***Питання для самоконтролю***

1. Які повітряні течії включає загальна циркуляція атмосфери?
2. Що таке повітряні маси? Які типи повітряних мас виділяються за температурною ознакою?
3. Які типи повітряних мас виділяють по географічному місцю їх формування?
4. Що таке атмосферні фронти? Які фронти називаються теплими, які – холодними?
5. Що таке циклон? Як розвивається циклон?
6. Що таке антициклон? Яка погода в антициклоні?
7. Причини виникнення вітру. Чим характеризується вітер?
8. Які вітри називаються місцевими?

## 3 РАДІАЦІЙНИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ. РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС ДЛЯ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ

### 3.1 Сонце як джерело радіації

Основним джерелом енергії фізичних процесів що відбуваються в атмосфері і на поверхні Землі є промениста енергія Сонця. Сонячна радіація та сонячне сяйво на території України показані на рис. 3.1 [8].

**Сонце** – розжарена газова куля, об'єм якої в  $1,3 \cdot 10^6$  більше об'єму Землі, а маса складає 99,87 % маси всієї Сонячної системи. Сонце випромінює в довколишній простір енергію, рівну приблизно  $3,71 \cdot 10^{26}$  Вт. З цієї кількості до Землі доходить лише біля однієї двохмільярдної частини, що складає приблизно  $3,3 \cdot 10^8$  Вт на  $1 \text{ км}^2$  земної поверхні. Така кількість енергії відповідає потужності близько  $33 \cdot 10^4$  кВт. Для порівняння, потужність Братською ГЕС (близько  $4 \cdot 10^6$  кВт) приблизно дорівнює потужності сонячного випромінювання, що поступає всього на  $12 \text{ км}^2$  земної поверхні [9].

Спектральний склад сонячної радіації близько 99 % всієї енергії сонячної радіації доводиться на інтервал довжин хвиль між 0,1 і 4 мк (мікрон) і всього 1 % залишається на радіацію з меншими і більшими довжинами хвиль, аж до рентгенівських променів і радіохвиль. Видиме світло займає вузький інтервал довжин хвиль від 0,40 до 0,75 мк. Проте в цьому інтервалі полягає майже половина всієї сонячної променистої енергії (46 %). Майже стільки ж (47 %) доводиться на інфрачервоні промені, а останні 7% – ультрафіолетові.

Земля обертається довкола Сонця по мало розтягнутому еліпсу, в одному з фокусів якого знаходиться Сонце. На початку січня вона найбільш близька до Сонця (147 млн. км.), на початку липня – найбільш далека від нього (152 млн. км). Оскільки інтенсивність радіації міняється обернено пропорційно до квадрата відстані, то сонячна постійна протягом року міняється на  $\pm 3,5$  %.

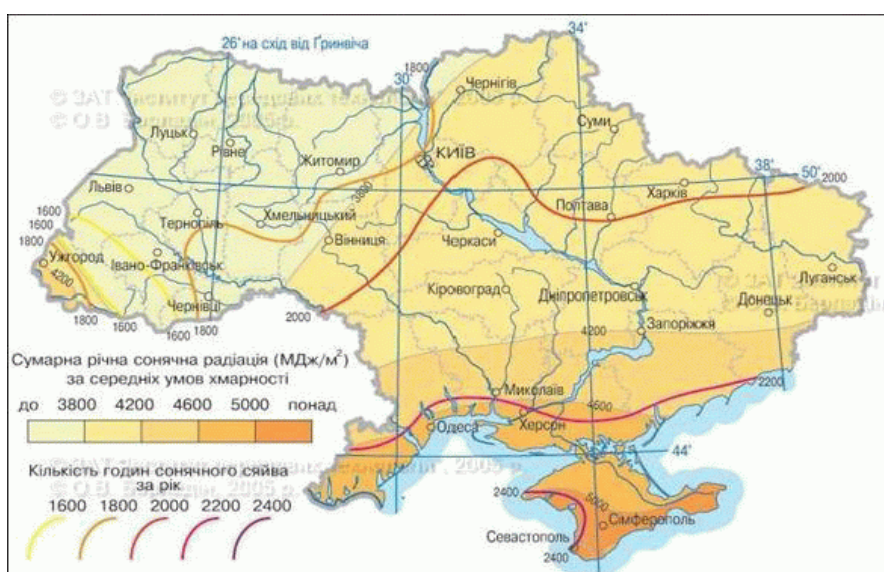


Рисунок 3.1 – Сонячна радіація та сонячне сяйво на території України

При середній відстані Землі від Сонця сонячна постійна, по новітніх визначеннях з використанням супутникових вимірів, рівна  $2,00 \pm 0,04 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{хв}$ . Проте за стандартне її значення за міжнародною угодою прийнята величина  $1,98 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{хв}$  [9].

У атмосфері сонячна радіація на шляху до поверхні Землі частково поглинається, а частково розсіюється і відбивається від хмар і земної поверхні (рис. 3.2). Тому в атмосфері спостерігаються три види радіації: пряма, розсіяна і відбита. Розділ метеорології, що вивчає потоки променистої енергії в атмосфері, називається **актинометрією** [10].



Рисунок 3.2 – Процес сонячного випромінювання

### 3.2 Пряма сонячна радіація

Енергетична освітленість, що створюється випромінюванням, що поступає на Землю безпосередньо від сонячного диска у вигляді пучка паралельних сонячних променів, називається **прямою сонячною радіацією**.

Пряма сонячна радіація, що поступає на верхній кордон атмосфери, змінюється в часі в невеликих межах, тому її називають **сонячною постійною** ( $S_0$ ) При середній відстані від Землі до Сонця  $149,5 \cdot 10^6$  км. складає близько  $1400 \text{ Вт/м}^2$  [4].

При проходженні потоку прямої сонячної радіації через атмосферу відбувається його ослаблення, викликане поглинанням (близько 15 %) і розсіянням (близько 25 %) енергії газами, аерозолями, хмарами.

Згідно закону *ослаблення Буге* пряма сонячна радіація, що поступає на поверхню Землі при прямовисному (перпендикулярному) падінні променів:

$$S = S_0 p^m, \quad (3.1)$$



де  $S_0$  – сонячна постійна;  
 $p$  – коефіцієнт прозорості атмосфери;  
 $m$  – число оптичних мас атмосфери.

Ослаблення сонячного потоку в атмосфері залежить від висоти Сонця над горизонтом Землі і прозорості атмосфери. Чим менше висота його над горизонтом, тим більше число оптичних мас атмосфери проходить сонячний промінь. За одну оптичну масу атмосфери приймають масу, яку проходять промені при положенні Сонця в zenіті (рис. 3.3) [1].

Чим більшу дорогу в атмосфері проходять сонячні промені, тим сильніше їх поглинання і розсіяння і тим більше змінюється їх інтенсивність.

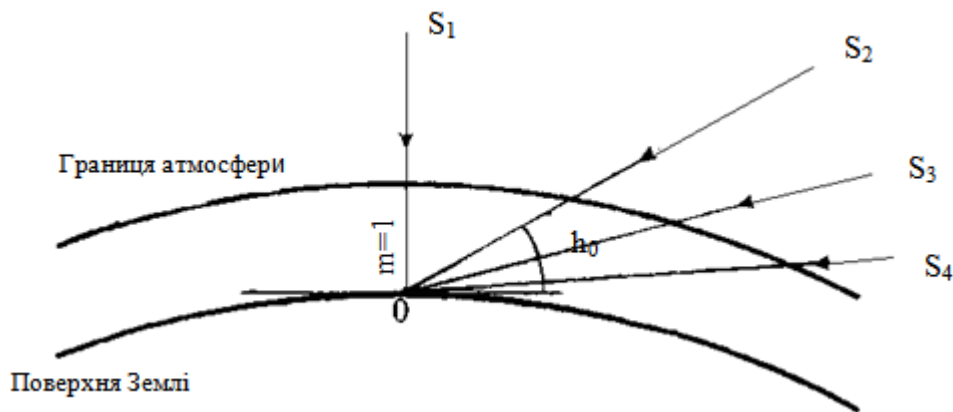


Рисунок 3.3 – Схема дороги сонячного променя в атмосфері при різній висоті Сонця

Число оптичних мас атмосфери, $m$	1,0	1,0	1,1	1,2	1,3	1,6	2,0	2,9	5,6	10,4	26,0	34,4
Висота сонця, $h_0$	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	1	0

Коефіцієнт прозорості залежить від вмісту в атмосфері водяної пари і аерозолів: чим їх більше, тим менше коефіцієнт прозорості при однаковому числі прохідних оптичних мас. В середньому для всього потоку радіації в ідеально чистій атмосфері  $p'$  на рівні моря складає близько 0,9, в дійсних атмосферних умовах – 0,70...0,85, взимку він дещо більше, ніж влітку.

Прихід прямої радіації на земну поверхню залежить від кута падіння сонячних променів. Потік прямої сонячної радіації, падаючої на горизонтальну поверхню, називають **інсоляцією**:

$$S' = S \cdot \sin \cdot h_0 \tag{3.2}$$

де  $h_0$  – висота сонця, м.

Енергетична освітленість прямої радіації залежить від висоти Сонця і прозорості атмосфери і зростає із збільшенням висоти місця над рівнем моря. Хмари нижнього ярусу зазвичай майже повністю не пропускають пряму радіацію. Рівень сонячної радіації вимірюється на  $1 \text{ м}^2$  земної поверхні в одиницю часу ( $\text{МДж}/\text{м}^2$ ). Величина сумарної сонячної радіації в межах України коливається від 4200 до 5300  $\text{МДж}/\text{м}^2$ . Її показники збільшуються з півночі на південь [11].

Прихід прямої сонячної радіації залежить від висоти сонця над горизонтом, яка міняється як протягом доби, так і протягом року. Це характеризує добовий і річний хід прямої радіації.

Зміна прямій радіації протягом безхмарного дня (добовий хід) виражається одновершинній кривій з максимумом в дійсний сонячний полудень. Влітку над сушею максимум може настати до полудня, оскільки до полудня збільшується запилена атмосфери.

Річний хід прямої радіації найрізкіше виражений на полюсах, оскільки взимку сонячна радіація тут взагалі відсутня, а влітку її прихід досягає  $900 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . У середніх широтах максимум прямої радіації інколи спостерігається не влітку, а весною, оскільки в літні місяці, унаслідок збільшення вмісту водяної пари і пилу, зменшується прозорість атмосфери. Мінімум доводиться на період, близький до дню зимового сонцестояння (грудень). На екваторі спостерігаються два максимуми рівні приблизно  $920 \text{ Вт}/\text{м}^2$  в дні весняного і осіннього рівнодення, і два мінімуми (біля  $55 \text{ Вт}/\text{м}^2$ ) в дні літнього і зимового сонцестояння [9].

### **3.3 Розсіяна і сумарна радіація**

Близько 25 % енергії загального потоку сонячної радіації проходячи через атмосферу, розсіюється молекулами атмосферних газів і аерозолем і перетворюється в атмосфері в розсіяну радіацію. Розсіяна радіація приходить до земної поверхні не від сонячного диска, а від всього небесного зведення. Розсіяна радіація відмінна від прямої по спектральному складу, оскільки промені різних довжин хвиль розсіюються різною мірою.

Максимум розсіяної радіації зазвичай значно менше, ніж максимум прямий, але може досягати  $150\text{-}250 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . Чим більше висота Сонця і більше забрудненість атмосфери, тим більше потік розсіяної радіації. Хмара, що не закривають Сонця, збільшують прихід розсіяної радіації в порівнянні з ясним піднебінням. Залежність приходу розсіяної радіації від хмарності складна. Вона визначається виглядом і кількістю хмар, їх вертикальною потужністю і оптичними властивостями. Розсіяна радіація хмарного піднебіння може вагатися більш ніж в 10 разів. Енергетична освітленість розсіяної радіації при безхмарному піднебінні в полуденні години зазвичай знаходиться в межах  $70\text{-}175 \text{ Вт}/\text{м}^2$ , а при щільних суцільних хмарах – в межах  $35\text{-}40 \text{ Вт}/\text{м}^2$  [2].

Сніговий покрив, що відображає до 70-90 % прямій радіації, збільшує розсіяну, яка потім розсіюється в атмосфері. Із збільшенням висоти місця над рівнем морить розсіяна радіація при ясному піднебінні зменшується.

Добовий і річний хід розсіяної радіації при ясному піднебінні, загалом, відповідає ходу прямої радіації. Проте вранці розсіяна радіація з'являється ще до сходу Сонця, а увечері вона ще поступає в період сутінків, тобто після заходу. У річному ході максимум розсіяної радіації спостерігається влітку.

Пряма сонячна радіація, що доводиться на горизонтальну поверхню, і розсіяна сонячна радіація разом складають сумарну радіацію.

Співвідношення між прямою і розсіяною радіацією у складі сумарної радіації залежить від висоти Сонця, хмарності і забрудненості атмосфери. Із збільшенням висоти Сонця доля розсіяної радіації при безхмарному піднебінні зменшується. Чим прозоріше атмосфера, тим менше доля розсіяної радіації. При суцільній щільній хмарності сумарна радіація повністю складається з розсіяної радіації. Взимку унаслідок віддзеркалення радіації від снігового покриву і її вторинного розсіяння в атмосфері доля розсіяної радіації у складі сумарної помітно збільшується.

Під інтенсивністю *сумарної радіації* розуміють приплив її енергії за 1 хв. на 1 см<sup>2</sup> горизонтальної поверхні, поміщеної просто неба і незатіненою від прямих сонячних променів. Таким чином, інтенсивність сумарної радіації рівна

$$Q = S' + D \quad (3.3)$$

де  $S'$  – інтенсивність прямої радіації;

$D$  – інтенсивність розсіяної радіації.

При безхмарному піднебінні в північній півкулі сумарна радіація має добовий хід з максимумом біля полудня і річний хід з максимумом влітку. Часткова хмарність, що не закриває сонячний диск, збільшує сумарну радіацію в порівнянні з безхмарним піднебінням; повна хмарність, навпаки, її зменшує. В середньому хмарність зменшує сумарну радіацію. Тому влітку прихід сумарної радіації в до полуденні години в середньому більше, ніж в післяполудневих. З тієї ж причини в першу половину року він більший, ніж в другу.

Короткохвильова радіація з довжиною хвилі менше 4 мкм грає велику роль в життєдіяльності рослин. По біологічній дії на рослини короткохвильову радіацію підрозділяють на ультрафіолетову, ближню інфрачервону і фотосинтетичний активну.

Ультрафіолетова радіація впливає переважно на зростання рослин, уповільнюючи його.

Значення ближньої інфрачервоної радіації полягає в її тепловому ефекті, що робить істотний вплив на зростання і розвиток рослин.

З областю видимої радіації майже збігається так звана фізіологічна радіація (0,35 - 0,75 мкм), енергія якої має важливе значення в житті рослин. В межах цієї ділянки спектру виділяється область фотосинтетичній активній радіації (ФАР).

*Фотосинтетичною активною радіацією* називається частина спектру сонячної радіації (0,38-0,71 мкм), використовувана рослинами в процесі фотосинтезу. ФАР є одним з найважливіших чинників продуктивності

сільськогосподарських рослин [10].

Для наближеного розрахунку ФАР за даними сумарної радіації можна використовувати перевідний коефіцієнт  $C_Q = 0,52$  [11]:

$$Q_{\text{фар}} = Q \cdot C_Q \quad (3.4)$$

В даний час складені карти розподілу ФАР по територіях, які використовуються при оцінці природних ресурсів для цілей сільського господарства.

### 3.4 Віддзеркалення сонячної радіації

Частина сумарної радіації, що приходить до земної поверхні, відбивається від неї. Ця частина радіації називається *відбитою короткохвильовою сонячною радіацією*.

Із загального потоку сумарної радіації частина відбивається від земної поверхні. Остання частина сумарної радіації поглинається земною поверхнею і йде на нагрівання верхніх шарів ґрунту і води. Цю частину називають *поглиненою радіацією*.

Відношення відбитої частини радіації до всієї сумарної радіації, що приходить  $Q$  називають *відбивною здатністю або альбедо* даної підстилаючої поверхні:

$$A = \frac{R_k}{Q}, \quad (3.5)$$

де  $A$  – альбедо поверхні;

$R_k$  – відбита частини радіації;

$Q$  – сумарна радіація, що приходить до земної поверхні.

Отже  $(Q \cdot A)$  – частина сумарної радіації, яка відбивається від земної поверхні,  $Q(1-A)$  – частина сумарної радіації, яка поглинена земною поверхнею.

Альбедо поверхні залежить від її кольору, шорсткості, вологості і інших властивостей. Альбедо водних поверхонь при висоті Сонця зверху  $60^\circ$  менше, ніж альбедо суші, оскільки сонячні промені, проникаючи у воду, значною мірою поглинаються і розсіюються в ній.

Альбедо всіх поверхонь, а особливо водних залежить від висоти Сонця: найменше альбедо буває в полуденні години, найбільше - вранці і увечері. Це пов'язано з тим, що при малій висоті Сонця у складі сумарної радіації зростає доля розсіяною, яка більшою мірою, чим пряма радіація відбивається від шорсткої підстилаючої поверхні.

Сонячне світло створює освітленість, яка характеризується сумарною дією прямої, розсіяної відбитої радіації. За інших рівних умов освітленість зростає із збільшенням відбитої радіації. У продовженні дня освітленість міняється в значних межах залежно від хмарності і запиленої атмосфери.

### 3.5 Теплове випромінювання землі і зустрічне випромінювання атмосфери

Земна поверхня як фізичне тіло, що має температуру вище 273°C, є джерелом випромінювання, яке називають тепловим випромінюванням Землі. Земне випромінювання декілька менше випромінювання абсолютно чорного тіла при тій її температурі і пропорційно 4-ій мірі абсолютної температури земної поверхні:

$$E_k = \delta \sigma T^4, \quad (3.6)$$

де  $\delta$  – відносна випромінювальна здатність, що показує яку долю випромінювання абсолютно чорного тіла складає випромінювання даної поверхні;

$\sigma$  – постійна Стефана-Больцмана,  $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{Вт}/(\text{м}^2 \text{К}^4 [10])$ ;

$T$  – абсолютна температура земної поверхні.

Випромінювання земної поверхні відбувається безперервно. Чим вище температура випромінюючої поверхні, тим інтенсивніше її випромінювання. Воно направлене в атмосферу і майже повністю поглинається нею.

Атмосфера, у свою чергу, також випромінює тепло частково в космічний простір і частково у напрямі до земної поверхні. Частина атмосферного випромінювання, що приходить до земної поверхні називають зустрічним випромінюванням.

Різницю теплового випромінювання Землі  $E_z$  і зустрічного випромінювання атмосфери  $E_a$  називають ефективним випромінюванням  $E_{ef}$ :

$$E_{ef} = E_z - E_a. \quad (3.7)$$

Ефективне випромінювання діяльного шару залежить від його температури, від температури і вологості повітря, а також від хмарності. З підвищенням температури земної поверхні  $E_{ef}$  збільшується, а з підвищенням температури і вологості повітря зменшується. Особливо впливають на ефективність випромінювання хмари, оскільки краплі хмар випромінюють майже так її, як і діяльний шар Землі. Якщо хмари щільні і температура їх близька до температури діяльного шару, то  $E_z \approx E_a$  і тоді  $E_{ef} \approx 0$ .

Добовий хід ефективного випромінювання характеризується максимумом в 12-14 годин і мінімумом перед сходом Сонця. Річний хід ефективного випромінювання в районах з континентальним кліматом характеризується максимумом в літні місяці і мінімумом в зимових. У районах з морським кліматом річний хід ефективного випромінювання виражений слабкіше, ніж в районах, розташованих в глибині континенту.

Випромінювання земної поверхні поглинається водяною парою і вуглекислим газом, що міститься в повітрі. Але короткохвильову радіацію Сонця атмосфера в значній мірі пропускає. Це властивість атмосфери

називається «Оранжерейним ефектом». Розрахунки показують, що за відсутності атмосфери середня температура діяльного шару Землі знизилася на 38 °С в порівнянні з що фактично спостерігається, і Земля була б покрита вічним льодом.

### 3.6 Рівняння радіаційного і теплового балансів для поверхні Землі

Різниця між тими, що приходять до діяльного шару Землі і потоками променистої енергії, що вирушають від нього, називають радіаційним балансом діяльного шару.

Радіаційний баланс складається з короткохвильової і довгохвильової радіації. Він включає наступні елементи, звані складовими радіаційного балансу: пряма радіація; розсіяна радіація; відбита радіація; випромінювання земної поверхні; зустрічне випромінювання атмосфери. Рівняння радіаційного балансу має вигляд:

$$B = S' + D - R_{\kappa} - E_z + E_a, \quad (3.8)$$

де  $B$  – радіаційний баланс;

$S'$  – пряма радіація;

$D$  – розсіяна радіація;

$R_{\kappa}$  – відбита радіація;

$E_z$  – випромінювання земної поверхні;

$E_a$  – зустрічне випромінювання атмосфери.

Рівняння радіаційного балансу може бути записане в іншому вигляді

$$B = Q - R_{\kappa} - E_{ef}, \quad (3.9)$$

де  $Q$  – сумарна радіація;

$E_{ef}$  – ефективне випромінювання.

У похмуру погоду за відсутності прямої радіації:

$$B = D - R_{\kappa} - E_z + E_a \quad (3.10)$$

або

$$B = D - R_{\kappa} - E_{ef} \quad (3.11)$$

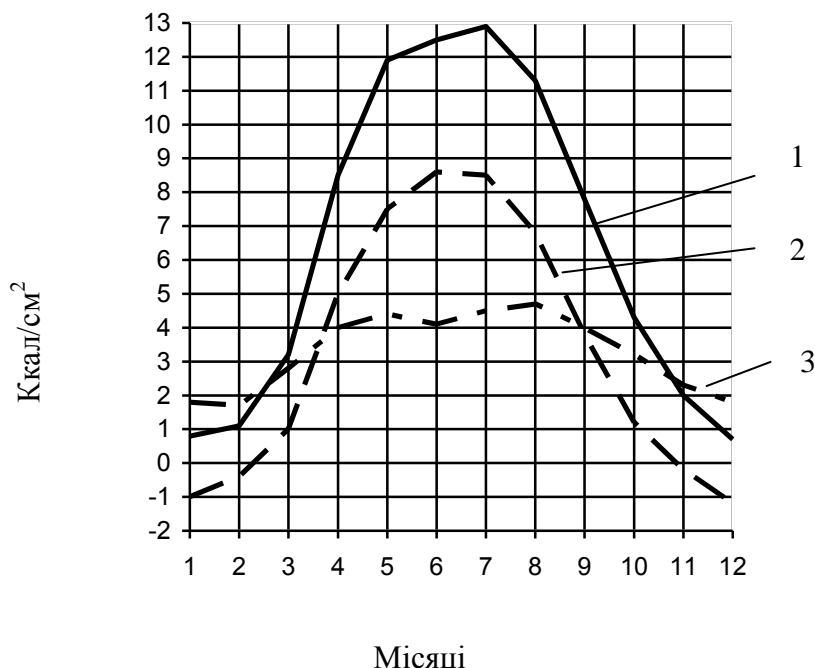
вночі

$$B = E_a - E_z - E_{ef}. \quad (3.12)$$

Якщо прихід радіації більше витрати, то радіаційний баланс позитивний і діяльний шар Землі нагрівається. При негативному радіаційному балансі цей шар охолоджується. Радіаційний баланс вдень зазвичай позитивний, а вночі негативний. Приблизно за 1-2 години до заходу Сонця він стає негативним, а

вранці в середньому за 1 годину після сходу Сонця знову робиться позитивним. Хід радіаційного балансу вдень при ясному піднебінні близький до ходу прямої радіації.

У річному ході радіаційний баланс має в холодну пору року негативні значення, в тепле – позитивні. Річний хід радіаційного балансу і його складових в умовах Харкова приведений на рисунку 3.4 [11].



1 – поглинена радіація; 2 – радіаційний баланс; 3 – ефективне випромінювання

Рисунок 3.4 – Елементи радіаційного балансу і його складових для м. Харкова

### ***Питання для самоконтролю***

1. Що є сонячна радіація?
2. Що таке пряма радіація? Добовий і річний хід прямої радіації.
3. Що таке розсіяна сонячна радіація? Її добовий і річний хід.
4. Що називається сумарною і відбитою радіацією?
5. Яким показником характеризується відбивна здатність різних поверхонь?
6. Що таке теплове випромінювання земної поверхні і атмосфери?
7. Що називається ефективним випромінюванням землі? Які чинники визначають його інтенсивність?
8. Що таке парниковий ефект атмосфери?
9. Які складові включає рівняння теплового балансу?

## 4 ТЕПЛОВИЙ БАЛАНС ДЛЯ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ. ТЕПЛОВИЙ СТАН АТМОСФЕРИ. ДОБОВИЙ І РІЧНИЙ ХІД ТЕМПЕРАТУРИ ҐРУНТУ І ПОВІТРЯ

### 4.1 Тепловий баланс для поверхні Землі

Сонячна радіація, поглинена поверхнею суші, перетвориться в тепло. Частина цього тепла витрачається на нагрівання приземного шару атмосфери, рослин, на випар води, а частина тепла передається в шари ґрунту, що пролягають нижче.

Тепловий режим земної поверхні в основному обумовлений радіаційним балансом, тобто залежить від приходу радіації, величини альbedo і ефективного випромінювання. При позитивному радіаційному балансі верхній шар ґрунту нагрівається. Якщо радіаційний баланс негативний, то верхній шар охолоджується і тоді тепло з глибини ґрунту поступає до її поверхні. Це викликає охолодження ґрунту на глибині.

Для процесів нагрівання і охолодження ґрунту певні значення мають також випар і концентрація водяної пари на її поверхні. При конденсації виділяється тепло, що нагріває ґрунт, а при випарі тепло витрачається на цей процес, тому відбувається охолодження ґрунту.

Прихід і витрата тепла на земній поверхні характеризується рівнянням теплового балансу, в яке входять наступні основні складові: радіаційні потоки, сума яких дорівнює радіаційному балансу; турбулентний потік тепла від підстилаючої поверхні до атмосфери; потік тепла від підстилаючої поверхні до поверхні, що пролягає нижче; витрата тепла на випар. Рівняння теплового балансу має вигляд:

$$B = L \cdot E + P + A \quad (4.1)$$

де  $B$  – радіаційний баланс;

$P$  – турбулентний потік тепла від підстилаючої поверхні до атмосфери;

$A$  – потік тепла від підстилаючої поверхні до поверхні, що пролягає нижче;

$LE$  – витрата тепла на випар;

$L$  – прихована теплота паротворення;

$E$  – швидкість випару.

Прихід сонячної радіації, радіаційний і тепловий баланс є найважливішими чинниками клімату. Знання про прихід і поглинання сонячної радіації і її подальших перетвореннях на земній поверхні і в атмосфері дозволяють пояснити закономірності формування клімату і розподілу його по земній кулі.

Зміна теплових потоків в перебігу доби слідують за ходом радіаційного балансу (рис. 4.1) [6].

Оскільки прихід сонячної радіації неоднаковий протягом доби і роки, то температура ґрунту теж змінюється і інколи в дуже широких межах.



Між поверхнею ґрунту і її шарами, що пролягають нижче, відбувається безперервний обмін теплом. Передача тепла в ґрунті здійснюється в основному за рахунок молекулярної теплопровідності.

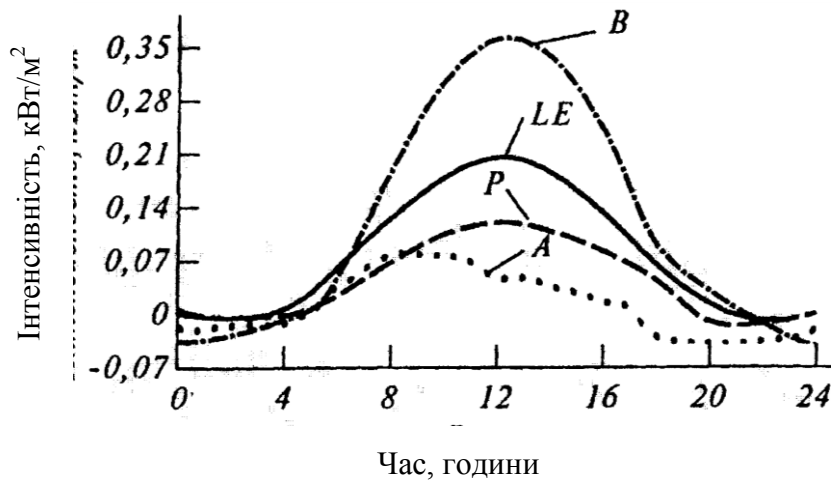


Рисунок 4.1 – Добовий хід складових теплового балансу за липень в районі м. Санкт-Петербурга

Коли поверхня ґрунту тепліша за шари (день, літо), що пролягають нижче, потік тепла направлений від поверхні в глиб ґрунту. Цього типу розподіл температури в ґрунті називають *типом інсоляції* (позитивний радіаційний баланс).

Коли поверхня ґрунту холодніша за шари, що пролягають нижче, потік тепла направлений з глибини до поверхні. Такого типу розподіл температури у ґрунті називають *типом випромінювання*. Він спостерігається при негативному балансі (взимку, вночі).

Тепловий режим ґрунту залежить від її теплофізичних характеристик, основними з яких є теплоємність і теплопровідність.

Розрізняють об'ємну і питому теплоємність ґрунту. **Об'ємною теплоємністю**  $C_{об}$  називають кількість тепла, потрібну для нагрівання  $1\text{ м}^3$  ґрунту на  $1\text{ }^\circ\text{C}$ . **Питомою теплоємністю**  $C_{пит}$  називають кількість тепла, потрібну для нагрівання  $1\text{ кг}$  ґрунту на  $1\text{ }^\circ\text{C}$ . Об'ємну теплоємність виражають в  $\text{Дж}/\text{м}^3\text{K}$ , питому –  $\text{Дж}/(\text{кг } ^\circ\text{K})$ .

Між об'ємною і питомою теплоємністю існує співвідношення

$$C_{об} = C_{пит} \cdot \rho, \quad (4.2)$$

де  $\rho$  – щільність ґрунту.

Об'ємна теплоємність мінеральних частин ґрунту знаходиться переважно в межах  $2,0\text{--}2,5\text{ Дж}/(\text{м}^3\text{K})$ , але у воді і повітря вона розрізняється більш ніж в 3000 разів. Тому теплоємність ґрунту залежить не стільки від її мінерального складу, скільки від співвідношення повітря і води, що знаходяться в ґрунтових порах.

Здатність ґрунту передати тепло від шару до шару називається *теплопровідністю ґрунту*. Мірою теплопровідності служить *коефіцієнт теплопровідності*  $\lambda$ , чисельно рівний кількості тепла, яке проходить за 1 секунду через перетин  $1 \text{ м}^2$  шару товщиною 1 м при різниці температур на кордонах шару в  $1 \text{ }^\circ\text{C}$ . Теплопровідність залежить від мінерального складу ґрунту, її вологості і вмісту повітря в порах ґрунту.

Оскільки коефіцієнт теплопровідності повітря в ґрунті майже в 25 разів менше ніж води, то і теплопровідність ґрунту, як і її теплоємність залежить від вологості ґрунту:

$$\lambda = f(w), \quad (4.3)$$

де  $w$  – вологість ґрунту.

При замерзанні ґрунту її теплопровідність збільшується, оскільки теплопровідність льоду майже в 4 рази більше теплопровідності води.

Одній з проблем сучасних досліджень в метеорології є розробка методів і засобів вимірів, сприяючих зменшенню погрішності оцінки теплопровідності зволжених ґрунтів. Для оцінки залежності коефіцієнту теплопровідності найбільш перспективним в даний час є нестационарний метод циліндрового зонда постійної потужності.

Відношення коефіцієнта теплопровідності до об'ємної теплоємності ґрунту називається коефіцієнтом температуропровідності:

$$K = \frac{\lambda}{C_{об}}. \quad (4.4)$$

Цей коефіцієнт характеризує швидкість розподілу тепла в ґрунті.

Теплофізичні характеристики ґрунту залежать від її кольору, щільності, структури.

Великий вплив на температурний режим ґрунту надає рельєф. Міра нагрівання і охолодження ґрунту значною мірою залежить від форми рельєфу, орієнтації схилів і їх крутості. В порівнянні з горизонтально розташованими ділянками, південні схили в північній півкулі отримують більше тепла, а північні менше. У південній півкулі залежність зворотна.

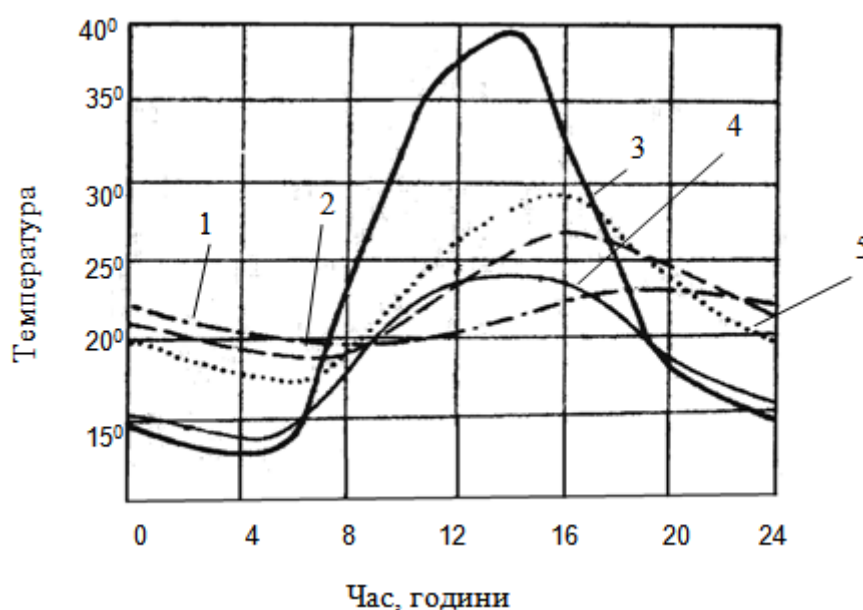
Рослинний покрив затінює поверхню ґрунту, поглинаючи значну частину сонячної радіації, що приходить. Але в той же час він зменшує охолодження ґрунту, що викликається її ефективним випромінюванням.

Все ж в цілому ґрунт під рослинним покривом влітку холодніше, ніж оголена, а взимку тепліше.

Тепловий режим ґрунту в зимовий період значною мірою обумовлений сніговим покривом. Теплопровідність снігу дуже мала, що знижує теплообмін між ґрунтом і атмосферою. Таким чином, сніговий покрив оберігає ґрунт від глибокого промерзання і різких коливань температури. Тому глибина промерзання ґрунту зменшується із збільшенням висоти снігового покриву.

## 4.2 Добовий і річний хід температури ґрунту. Промерзання ґрунту

Зміна температури ґрунту протягом доби називається добовим ходом. Добовий хід температури зазвичай має один максимум і один мінімум. Мінімум температури поверхні ґрунту при ясній погоді спостерігається перед сходом Сонця, коли радіаційний баланс ще негативний, а обмін теплом між повітрям і ґрунтом незначний. Зі сходом Сонця температура поверхні ґрунту зростає, особливо при ясній погоді. Максимум температури спостерігається близько 13 годин, потім температура починає знижуватися, що триває до уранішнього мінімуму. У окремі дні вказаний добовий хід температури ґрунту порушується під впливом хмарності, опадів і інших чинників. При цьому максимум і мінімум можуть зміщуватися на інший час (рис.4.2) [4].



1 – глибина ґрунту 20 см; 2 – глибина ґрунту 10 см; 3 – поверхня ґрунту;  
4 – повітря; 5 – глибина ґрунту 5 см

Рисунок 4.2 – Добовий хід температури повітря і ґрунту на поверхні і на різних глибинах

Зміна температури ґрунту протягом року називається річним ходом. Зазвичай графік річного ходу будується по середніх місячних температурах ґрунту. Річний хід температури поверхні ґрунту визначається в основному різним приходом сонячної радіації протягом року. Максимальні середні місячні температури поверхні ґрунту в помірних широтах північної півкулі спостерігаються зазвичай в липні, коли приплив тепла до ґрунту найбільший, а мінімальні – в січні – лютому.

Різниця між максимумом і мінімумом в добовому або річному ході називається **амплітудою** ходу температури. На амплітуду добового ходу температури ґрунту впливають; пора року, географічна широта, рельєф

місцевості, рослинний і сніговий покрив, теплоємність і теплопровідність ґрунту, колір ґрунту, хмарність (рис. 4.3).

На амплітуду річного ходу температури поверхні ґрунту впливають ті ж чинники, що і на амплітуду добового ходу, за винятком пори року. Амплітуда річного ходу, на відміну від добового, зростає із збільшенням широти.

Добові і річні коливання температури ґрунту унаслідок теплопровідності передаються в глибші її шари.

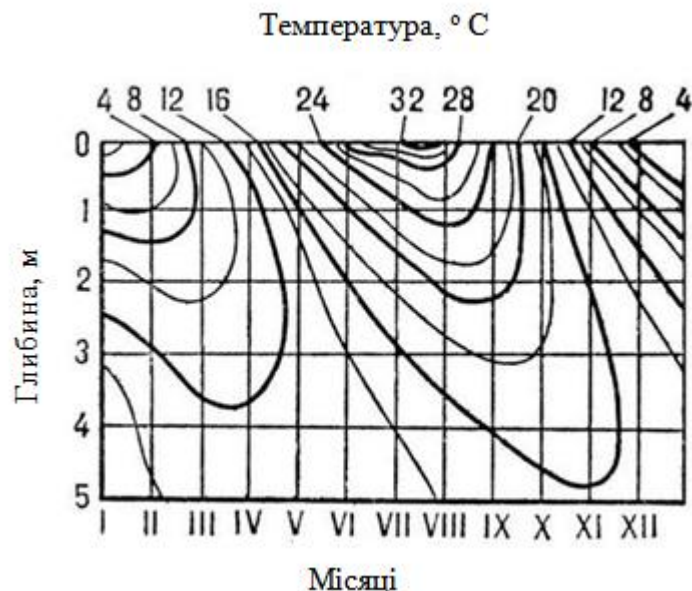


Рисунок 4.3 – Термоізоплети ґрунту, річний хід

Шар ґрунту, в якому спостерігається добовий і річний хід температури, називається **активним шаром**.

До поширення тепла в ґрунті застосовна загальна теорія молекулярної теплопровідності, запропонована Фур'є, Закони поширення тепла в ґрунті носять назву законів Фур'є.

#### **Закони Фур'є:**

**1. Період коливань температури не змінюється з глибиною.** Це означає, що не лише на поверхні, але і на глибинах залишається добовий хід з періодом о 24 годині між кожними двома послідовними максимумами або мінімумами і річний хід з періодом в 12 місяців.

**2. Зростання глибини ґрунту в арифметичній прогресії наводить до зменшення амплітуди вагання температури в геометричній прогресії.** Так, якщо на поверхні добова амплітуда рівна 30°, а на глибині 20 см -5°, то на глибині 40 см вона вже буде менш 1°.

На деякій порівняно невеликій глибині добова амплітуда убуває до нуля. На цій глибині (близько 70-100 см) починається шар постійної добової температури. Амплітуда річних коливань температури зменшується по тому ж закону. Проте річні коливання поширюються до більшої глибини. Амплітуди річних коливань убувають до нуля в середніх широтах на глибині близько

15-20м. На цих глибинах починається шар постійної річної температури.

**3. Терміни настання максимальних і мінімальних температур як в добовому, так і в річному ході запізнюються з глибиною пропорційно їй.** Добові екстремуми на кожних 10 см глибини запізнюються на 2,5-3,5 години. Це означає, що на глибині, 50 см добовий максимум спостерігається вже після півночі. Річні максимуми і мінімуми запізнюються на 20-30 днів на кожен метр глибини.

**4. Глибини шарів постійної добової і річної температури відносяться між собою як коріння квадратне з періодів коливань, тобто як  $1:\sqrt{365}$ .** Це означає, що глибина, на якій затухають річні коливання в 19 разів більше, ніж глибина, на якій затухають добові коливання.

Закони Фур'є вистачає добре підтверджуються спостереженнями. З відмінностями в річному ході температури на різних глибинах зв'язаний розподіл температури в ґрунті по вертикалі в різні сезони. Влітку температура від поверхні ґрунту в глибину падає; взимку зростає; навесні вона спочатку зростає, а потім убуває; восени спочатку убуває, а потім зростає.

Замерзання ґрунту відбувається при негативній температурі. Ґрунтова волога містить різні солі, тому ґрунт замерзає не при 0 °С, а при -0,5...-1,5 °С. Промерзання починається з верхніх шарів і протягом зими поширюється в глиб.

Глибину промерзання ґрунту обумовлюють:

- 1) суворість і тривалість зими;
- 2) висота снігового покриву;
- 3) рослинний покрив;
- 4) теплові властивості ґрунту;
- 5) вологість ґрунту.

Весною шар ґрунту, що промерз, відтає зверху під впливом прогрівання поверхні, а також і знизу за рахунок приходу тепла від шарів, що пролягають нижче.

### **4.3 Температурний режим повітря**

Розподіл температури в атмосфері визначається головним чином її теплообміном із земної поверхні і поглинанням сонячної радіації. Нижні шари атмосфери поглинають радіацію значно слабкіше, ніж верхні. Основним джерелом нагрівання тропосфери, особливо її нижніх шарів, є тепло діяльній поверхні Землі.

Перенесення тепла між діяльною поверхнею і атмосферою і перенесення його в атмосфері здійснюють наступні процеси.

**Теплова конвекція** – перенесення об'ємів повітря по вертикалі, що виникає, при нерівномірному нагріванні різних ділянок поверхні. Над більш прогрітими ділянками повітря стає теплішим, а тому він що легше оточує і піднімається вгору. Над сушею теплова конвекція виникає вдень, а над морем – вночі і в холодну пору року, коли водна поверхня тепліше прилеглих шарів атмосфери.

**Турбулентність** – вихровий хаотичний рух невеликих об'ємів повітря в загальному потоці вітру. Воно відбувається унаслідок безперервного руху повітря, окремі об'єми якого мають різну швидкість. Із збільшенням швидкості руху повітря турбулентність посилюється, утворюються вихори різних розмірів, що викликають поривчасту вітру. Наслідком турбулентного характеру руху є вертикальне і горизонтальне перемішування повітря в потоці вітру і інтенсивне перенесення тепла.

**Молекулярний теплообмін** – обмін теплом між діяльною поверхнею і прилеглим шаром атмосфери за рахунок молекулярної теплопровідності нерухомого повітря. Оскільки коефіцієнт молекулярної теплопровідності повітря дуже малий, те значення цього теплообміну дуже мало в порівнянні з двома попередніми процесами.

**Радіаційна теплопровідність** – перенесення тепла потоками довгохвильової радіації діяльної поверхні і атмосфери. Дія цих потоків в нижніх шарах атмосфери виявляється переважно вночі, коли сонячна радіація не поступає, турбулентність ослаблена, а теплова конвекція відсутня.

**Конденсація (сублімація)** водяної пари, що поступає із земної поверхні в атмосферу. При конденсації виділяється тепло, що нагріває повітря, особливо вищі шари атмосфери, в яких утворюються хмари [10].

З перерахованих процесів теплообміну основне значення мають турбулентний теплообмін і теплова конвекція. Але температура повітря в даному місці може змінюватися ще і в результаті адвекції, тобто пересування повітряних мас в горизонтальному напрямі. Якщо відбувається вторгнення повітряних мас, що мають вищу температуру, ніж повітря, що раніше знаходилося в даному місці, то відбувається адвекція тепла, якщо ж вторгаються холодніші маси – адвекція холоду.

Нагрівання і охолодження повітря значною мірою залежить від властивостей діяльного шару Землі, але його вплив убуває з висотою.

#### 4.4 Зміна температури повітря по висоті

Зміна температури повітря на 100 м висоти називається **вертикальним градієнтом температури (ВГТ)**. ВГТ виражається формулою

$$ВГТ = \frac{t_n - t_e}{z_e - z_n} \cdot 100, \quad (4.4)$$

де  $t_e - t_n$  – різниця температур повітря на нижньому і верхньому рівнях °С;  
 $z_e - z_n$  – різниця висот, м.

ВГТ залежить від ряду чинників: порі року, часу доби, розташування повітряних мас, погоди і характеру підстилаючої поверхні. Середнє значення ВГТ в тропосфері складає біля 0,6°С/100 м [1].

Якщо, означає температура повітря зменшується із збільшенням висоти і

ВГТ позитивний. Такий розподіл температури з висотою характерний для тропосфери в цілому. Якщо те має місце температурна інверсія (зростання температури з висотою) і ВГТ негативний. Якщо  $t_e = t_n$ , то ВГТ = 0 °С/100 м. Такий розподіл температури, при якому вона не змінюється з висотою, називають **ізотермією**.

Розподіл температури в атмосфері з висотою називають стратифікацією атмосфери. Від стратифікації залежить стійкість атмосфери, тобто можливість переміщення певних об'ємів повітря у вертикальному напрямі. Такі переміщення великих об'ємів повітря відбуваються майже без обміну теплом з довкіллям, тобто адіабатично. При цьому змінюється тиск і температура об'єму повітря, що переміщається. Якщо об'єм повітря рухається вгору, то він переходить в шари з меншим тиском і розширюється, внаслідок чого його температура знижується. При опусканні повітря відбувається зворотний процес.

Є два типи розподілу температури по вертикалі в приземному шарі атмосфери. Тип, при якому температура поверхні ґрунту найбільша, а від поверхні знижується як вгору, так і вниз, називають **інсоляцією**. Він спостерігається вдень, коли поверхня ґрунту нагрівається прямою сонячною радіацією. Зворотний розподіл температури називають **радіаційним** типом, або типом **випромінювання**. Цей тип спостерігається зазвичай вночі, коли поверхня охолоджується в результаті ефективного випромінювання і від неї охолоджуються прилеглі шари повітря.

У приземному шарі повітря можуть виникати інверсії, які залежно від умов освіти підрозділяють на **радіаційних** і **адвективних**.

Радіаційні інверсії виникають при радіаційному вихолодженні земної поверхні. Такі інверсії виникають в теплий період року вночі, а взимку спостерігається також і вдень. Тому радіаційні інверсії підрозділяють на нічних (літніх) і зимових.

Адвективні інверсії утворюються при адвекції (наближенні) теплого повітря на холодну підстилаючу поверхню, яка охолоджує прилеглі до неї шари повітря, що насувається. До цих інверсій відносять також і снігові інверсії. Вони виникають при адвекції повітря, що має температуру вище 0°С, на поверхню, покриту снігом. Пониження температури в самому нижньому шарі в цьому випадку пов'язане з витратами тепла на танення снігу.

#### **4.5 Добовий і річний хід температури повітря**

Добовий і річний хід температури повітря в приземному шарі атмосфери визначається по температурі на висоті 2 м. В основному цей хід обумовлений відповідним ходом температури діяльної поверхні. Особливості ходу температури повітря визначаються його екстремумами, тобто найбільшими і найменшими температурами. Різницю між цими температурами називають амплітудою ходу температури повітря. Закономірність добового і річного ходу температури повітря виявляється при усереднюванні результатів багатолітніх спостережень. Вона пов'язана з періодичними коливаннями. Неперіодичні порушення добового і річного ходу, обумовлені вторгненням теплих або

холодних повітряних мас, спотворюють нормальний хід температури повітря.

Тепло, поглинене діяльною поверхнею, передається прилеглому шару повітря. При цьому відбувається деяке запізнювання підвищення і пониження температури повітря в порівнянні із змінами температури ґрунту. При нормальному ході температури мінімальна температура спостерігається перед сходом Сонця, максимальна наголошується о 14-15 годині (рис.4.4) [3].

Амплітуда добового ходу температури повітря над сушею завжди менше амплітуди добового ходу температури поверхні ґрунту і залежить від тих же чинників, тобто від пори року, географічної широти, хмарності, рельєфу місцевості, а також від характеру діяльної поверхні і висоти над рівнем моря.

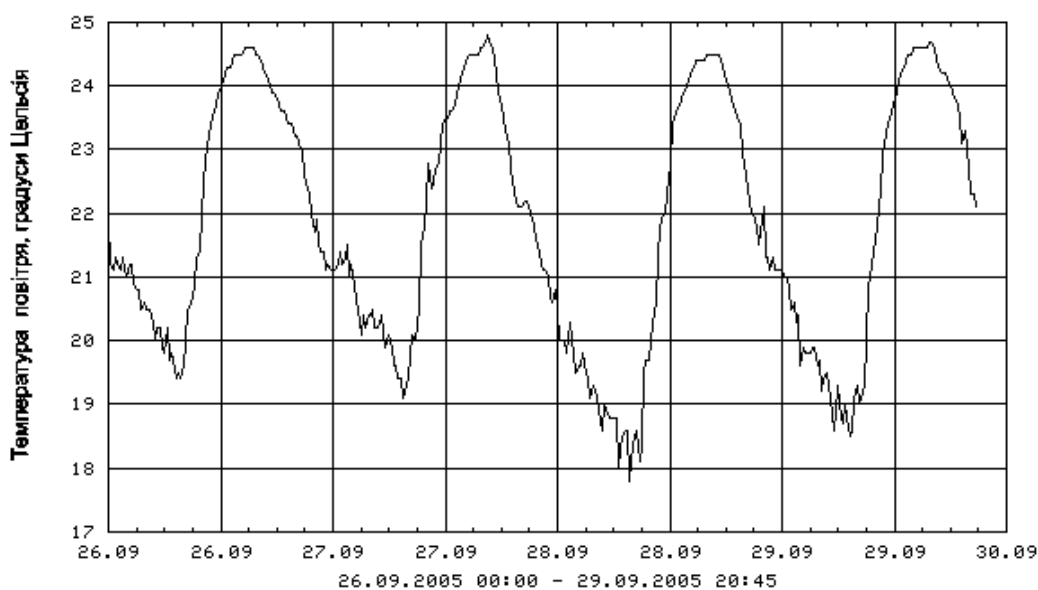


Рисунок 4.4 – Зміна температури повітря за три доби

Амплітуда річного ходу обчислюється як різниця середніх місячних температур найтеплішого і найхолоднішого місяців. Абсолютною річною амплітудою температури називають різницю між абсолютним максимумом і абсолютним мінімумом температури повітря за рік, тобто між найвищою і найнижчою температурою, що спостерігалася протягом року.

Амплітуда річного ходу температури повітря в даному місці залежить від географічної широти, відстані від моря, висоти місця, від річного ходу хмарності і ряду інших чинників. Малі річні амплітуди температури спостерігаються над морем і характерні для морського клімату. Над сушею мають місце великі річні амплітуди температури, характерні для континентального клімату. Проте морський клімат поширюється і на прилеглі до моря області материків, де велика повторюваність морських повітряних мас. Морське повітря приносить на сушу морський клімат. З видаленням від океану в глиб материка річні амплітуди температури зростають, тобто зростає континентальність клімату.

За значенням амплітуди і за часом настання екстремальних температур виділяють чотирьох типів річного ходу температури повітря.

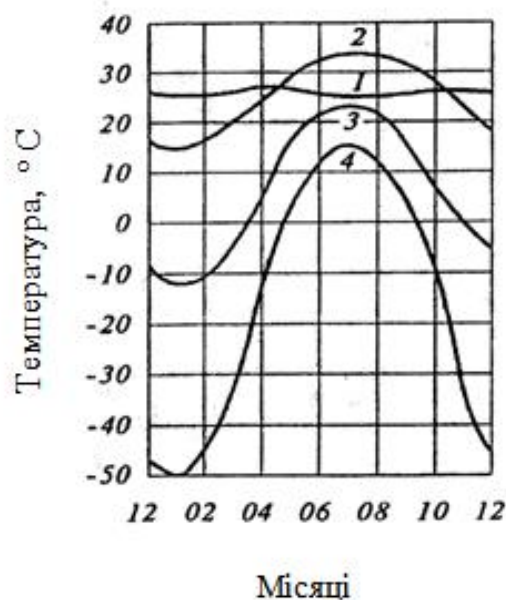


**Екваторіальний тип** характеризується двома максимумами – після весняного і осіннього рівнодення, коли Сонце опівдні знаходиться в зеніті, і двома мінімумами – після літнього і зимового сонцестояння. Для цього типу характерна мала амплітуда: над континентами в межах 5...10°C, а над океанами всього біля 1 °С.

**Тропічний тип** характеризується одним максимумом – після літнього сонцестояння і одним мінімумом – після зимового сонцестояння. Амплітуда збільшується з видаленням від екватора і складає над континентами в середньому 10...20 °С, над океанами - 5...10 °С.

**Тип помірного поясу** характеризується тим, що над материками екстремуми спостерігаються в ті ж терміни, що і при тропічному типі, а над океаном на місяць пізніше. Амплітуда зростає з широтою, досягаючи над материками 50...60 °С, а над океанами - 15...20 °С.

**Полярний тип** аналогічний попередньому типі, але відрізняється подальшим зростанням амплітуди, що досягає над океаном і побережжям 25...40°C, а над сушею що перевищує 65 °С (рис. 4.5).



1 – екваторіальний (Джакарта); 2 – тропічний (Асуан); 3 – помірного поясу (Саратов); 4 – полярний (Верхоянськ)

Рисунок 4.5 – Типи річного ходу температур повітря

Загальна закономірність в розподілі температури на земній кулі, що виражається в зростанні температури від полюсів до екватора, порушується унаслідок неоднакового нагрівання океанів і суші, пониження температури з висотою місцевості, наявності теплих і холодних течій в океанах і рядом інших чинників. Влітку температура повітря над материками вища, ніж над океаном. Взимку розподіл зворотний.

## ***Питання для самоконтролю***

1. Від яких чинників і як залежить нагрівання і охолодження ґрунтів і поширення в них тепла?
2. Назвіть основні теплофізичні характеристики ґрунтів.
3. Який добовий хід температур поверхні ґрунтів і як він змінюється з глибиною?
4. Як змінюються температури поверхні ґрунтів на різних глибинах протягом року?
5. Як називається шар ґрунту, в якому спостерігаються добовий і річний хід температури?
6. Від яких чинників залежить промерзання і відтавання ґрунтів?
7. Які процеси забезпечують нагрівання повітря і передачу тепла в атмосфері?
8. Що називається вертикальним градієнтом температури?
9. Що називають інверсіями температур, які типи інверсій розрізняють?
10. Типи розподілу температури по вертикалі?
11. Які прилади застосовуються для виміру температури повітря?
12. Який добовий і річний хід температур повітря і які чинники впливають на нього?
13. Типи річного ходу температур повітря. Чим вони характеризуються?

## 5 ВОДА В АТМОСФЕРІ. ВИПАР

### 5.1 Характеристики вологості повітря. Величини, що характеризують вміст водяної пари в атмосфері

**Вологість повітря** – це вміст водяної пари в повітрі. У нижніх шарах атмосфери завжди міститься водяна пара. Як і всякий газ, він володіє **пружністю (парціальним тиском)**. **Парціальний тиск** може бути виміряний в міліметрах ртутного стовпа (мм рт. ст.), мілібарах (мб) і гектоПаскалях (гПа). Граничним значенням парціального тиску водяної пари, що знаходиться в повітрі, є парціальний тиск насиченої пари, званий також **пружністю насичення**.

Пружність насичення зростає з температурою, тобто при вищій температурі повітря здатне містити більше водяної пари, чим при нижчій температурі.

Наприклад, при температурі 20 °С вона складає 23,4 мб (17,5 мм рт.ст.), а при температурі -20 °С вона рівна 1,3 мб (1,0 мм рт. ст.). Максимально можлива кількість пари, яка може міститися в повітрі, залежить від пружності насичення і, отже, від температури повітря [9].

Вологість повітря кількісно виражається наступними характеристиками.

**Пружність пари  $e$**  – парціальний тиск водяної пари, що знаходиться в повітрі при даній температурі, виражається в міліметрах ртутного стовпа, мілібарах або гектоПаскалях

$$e = E' - \alpha (t - t') \cdot P, \quad (5.1)$$

де  $E'$  – пружність пари, що насичується, при температурі змоченого термометра;

$\alpha$  – коефіцієнт, залежний від швидкості вітру (для станційного психрометра  $\alpha = 0,0007947$ );

$t$  – температура сухого термометра;

$t'$  – температура змоченого термометра;

$P$  – атмосферний тиск.

**Абсолютна вологість  $a$**  – кількість водяної пари в грамах, що міститься в 1 м<sup>3</sup> повітря, г/м<sup>3</sup>:

$$a = \frac{0,81 \cdot e}{1 + \alpha \cdot t} \quad (5.2)$$

**Відносна вологість  $f$**  – відношення пружності пари до пружності насичення  $E$  при даній температурі, виражене у відсотках:

$$f = \frac{e}{E'} \cdot 100\% \quad (5.3)$$

При незмінній пружності пари з пониженням температури відносна вологість збільшується, а з підвищенням температури – зменшується.

**Дефіцит пружності  $d$** , або недолік насичення, – різниця між пружністю насичення при даній температурі і фактичною пружністю пари:

$$d = E - e. \quad (5.4)$$

Дефіцит пружності, як і сама пружність, виражається в мілібарах, міліметрах ртутного стовпа, гектоПаскалях. При збільшенні відносної вологості дефіцит пружності зменшується, а при  $f = 100 \%$  стає рівним нулю. Слід зазначити, що  $E'$  залежить від температури повітря, а  $e$  – від вмісту в ньому водяної пари. Тому дефіцит пружності є комплексною характеристикою, що виражає умови температури і вологості повітря.

**Точка роси  $t_p$**  – це температура, при якій водяна пара, що міститься в повітрі, досягає насичення.

Наприклад, при  $t = 27^\circ$  пружність пари 23,4 мб і повітря не є насиченими. Аби він став насиченим потрібно було б знизити його температуру  $+20^\circ$ . Ця температура  $+20^\circ$  в даному випадку і є точкою роси для повітря. При насиченні точка роси дорівнює фактичній температурі.

## 5.2 Випар з поверхні води, ґрунту і рослин

Випаром називають перехід речовини з рідкого або твердого стану в газоподібний. Випар є одним з основних ланок в круговороті води на земній кулі, а також найважливішим чинником теплообміну в рослинних і тваринних організмах.

Річна сума випару з поверхні Світового океану складає близько  $450000 \text{ км}^3$ , а з поверхні суші – близько  $70000 \text{ км}^3$ . Енергія, потрібна на випар цієї кількості води, забезпечується приходом сонячної радіації. Випар залежить від багатьох чинників. Головними їх них є температура випарювальної поверхні, вологість повітря і вітер. Кількісний випар характеризується величиною, званою швидкістю випару. Це маса води, що випаровується в одиницю часу з одиниці поверхні.

Швидкість випару з водної поверхні зростає із збільшенням її температури, дефіциту пружності пари над нею і швидкості вітру. Вплив вітру викликаний тим, що він відносить у бік пар, що поступає в приводяний шар атмосфери, і підсилює турбулентне перемішування, що відносить пару вгору і замінюючи повітря, що зволожилося, сухішим. Швидкість випару декілька збільшується і із зменшенням атмосферного тиску. Нарешті на швидкість випару з водної поверхні впливає також пряма сонячна радіація, що прогріває шар води на глибину, залежну від прозорості води.

Швидкість випару з поверхні ґрунту в першу чергу залежить від її температури, а також від вологості повітря, швидкості вітру, вмісту води в ґрунті, її фізичних властивостей, стану поверхні і наявності рослинності. Із збільшенням вологості ґрунту за інших рівних умов випар зростає. Темні ґрунти

сильніше нагріваються сонцем і тому випарюють більше води, чим світлі. Рослинність, затінюючи ґрунт від сонячних променів і ослабляючи перемішування повітря, значно зменшує швидкість випару з поверхні ґрунту.

Величину швидкості випару можна обчислити по залежності

$$W = K \frac{E_s - e}{p}, \quad (5.5)$$

де  $K$  – коефіцієнт пропорційності;

$E_s$  – пружність насичення при температурі випарювальної поверхні;

$e$  – фактична пружність водяної пари в повітрі;

$p$  – атмосферний тиск.

Потрібно розрізняти фактичний випар і випаровуваність. **Випаровуваністю** називають максимально можливий випар, не обмежений запасами вологи. Величина випаровуваності характеризує, наскільки погода і клімат в даній місцевості сприяють процесу випару. Для ґрунту з недостатнім зволоженням величина фактичного випару менше випаровуваності, оскільки може просто не хапати вологи в ґрунті, який міг би випаровуватися.

Швидкість випару води рослинами визначається в основному тими ж чинниками, що і швидкість випару з поверхні ґрунту, але завдяки своїм регулюючим системам рослини можуть економити воду, зменшуючи транспірацію. Проте загальна витрата води на транспірацію дуже велика. На утворення 1 кг сухої речовини рослини витрачають від 300 до 800 кг води.

Сума випару води з поверхні ґрунту і рослинами називається сумарним випаром. Сумарний випар сільськогосподарських полів обумовлений також потужністю рослинного покриву, біологічними особливостями рослин, глибиною коренеіснувального шару, агротехнічними прийомами обробки рослин і так далі.

### *Питання для самоконтролю*

1. Характеристики вологості повітря.
2. Дайте визначення пружності водяної пари.
3. Що таке точка роси і як вона визначається.
4. Прилади для визначення вологості повітря
5. Охарактеризуйте річний і добовий хід відносної вологості повітря.
6. Які чинники впливають на інтенсивність випару.
7. Випар з поверхні води, ґрунту і рослин.
8. Дайте визначення транспірації.
9. Прилади і методи виміру величини випару.

## 6 КОНДЕНСАЦІЯ ВОДЯНОЇ ПАРИ. АТМОСФЕРНІ ОСІДАННЯ

### 6.1 Ядра конденсації

Водяна пара, що знаходиться в атмосфері, за певних умов конденсується, тобто переходить в рідкий стан. При цьому виділяється теплота, яка була витрачена на випар. Однією з умов початку конденсації є охолодження повітря. При пониженні його температури до точки роси пара, що міститься в повітрі, стає насиченою. При подальшому пониженні температури надлишок пари понад насичену його кількість конденсується.

Окрім охолодження повітря, для початку конденсації пари ще необхідна наявність в повітрі так званих ядер конденсації. Ядрами конденсації є деякі з твердих і рідких частинок, зважених в повітрі. Це найдрібніші частинки гірських порід і ґрунту, що потрапляють в атмосферу в результаті вивітрювання, кристали морської солі, пилок рослин, бактерії, а також продукти людської діяльності, що забруднюють атмосферу. В даний час кількість цих продуктів зростає унаслідок спалювання величезних мас вугілля, нафти, дерева, торфу і тому подібне.

У нижніх шарах атмосфери постійно містяться декілька тисяч ядер конденсації в  $1 \text{ см}^3$  повітря.

Продукти конденсації водяної пари в атмосфері називаються **гідрометеорами**. Наземними гідрометеорами є роса, іній, мжичка, а також ожеледь і туман.

**Роса** – дрібні краплі води, що утворюються на поверхні ґрунту, на рослинах і на інших їх предметах при температурі точки роси вище  $0^\circ\text{C}$ . Роса утворюється унаслідок радіаційного охолодження діяльної поверхні в ясні тихі ночі, коли температура поверхні і прилеглого до неї повітря опускається до точки роси і пара, що сконденсувалася, виділяється на поверхні у вигляді крапельок води.

Роса є деяким ресурсом вологи для рослин, особливо важливим в посушливих районах. У помірних широтах за одну ніч може утворитися  $0,1 \dots 0,5 \text{ мм}$  ( $0,1 \dots 0,5 \text{ л/м}^2$ ) опадів; річна кількість вологи, що виділяється росами, складає  $10 \dots 30 \text{ мм}$  ( $100 \dots 300 \text{ м}^3/\text{га}$ ). Утворення роси супроводжується виділенням прихованої теплоти паротворення, внаслідок чого процес вихолодження сповільнюється і ґрунт оберігається від заморозків.

Проте в період збирання врожаю роса утрудняє роботу комбайнів, оскільки соломка і зерно унаслідок великої гігроскопічності стають вологими, зерно погано вимолочується, соломка забиває барабани молотарки комбайна. Сильні, довго не спадаючі роси під час дозрівання зерна, а особливо у фазу повної стиглості, викликають «стікання» зерна. Рясні роси можуть спровокувати і появу хвороб в рослин.

У атмосфері може відбуватися не лише конденсація, але і сублімація, утворення кристалів, тобто перехід водяної пари в твердий стан. У умовах, аналогічних випаданню роси, але при зниженні температури на поверхні предметів нижче  $0^\circ\text{C}$  шляхом сублімації утворюється **іній**, що складається з крижаних кристалів. Цей процес відбувається переважно при інверсії

температури повітря.

**Твердий наліт** є напівпрозорим, білуватого кольору крижаний наліт товщиною до 2...3 мм, що відкладається унаслідок сублімації на навітряних сторонах різних холодних предметів при адвективному потеплінні (приплив теплішого повітря, часто при тумані), причому температура повітря залишається негативною.

При зимовій відлизі в похмуру погоду або при тумані на вертикальних поверхнях, які холодніше за повітря, часто з'являється **рідкий наліт**, поверхні «запотівають».

**Паморозь** – відкладення льоду на гілках дерев, дротах і тому подібне при тумані в результаті сублімації водяної пари (кристалічна паморозь) або намерзання крапель переохолодженого туману (зерниста паморозь).

Кристалічна паморозь складається з кристалів льоду, наростаючих на навітряній стороні при слабкому вітрі і температурі нижче  $-15^{\circ}\text{C}$ . Довжина кристалів зазвичай не перевищує 1 см, але може досягати і декількох сантиметрів. Кристалічна паморозь має вигляд пухнастих гірлянд, що легко обсіпаються при вітрі.

Зерниста паморозь – снігоподібний, рихлий лід, наростаючий з навітряного боку предметів в туманну, помірно-морозну (до  $-10^{\circ}\text{C}$ ), переважно легковажну погоду, особливо в горах. Товщина шару відкладення її може досягати декількох десятків сантиметрів. У таких випадках це небезпечне метеорологічне явище, оскільки ламаються вітки дерев, рвуться дроти і так далі.

Скупчення продуктів конденсації або сублімації (або тих і інших разом), зважених в повітрі безпосередньо над поверхнею Землі, утворює **тумани**. Залежно від причин утворення тумани ділять на *тумани охолодження* і *тумани випару*, перші з яких абсолютно переважають.

Охолодження може відбуватися за різних умов. По-перше, повітря може переміщатися з теплішої підстилаючої поверхні на холоднішу і охолоджуватися внаслідок цього. Це *адвективні тумани*. По-друге, повітря може охолоджуватися тому, що сама підстилаюча поверхня під ним охолоджується радіаційним дорогою. Це *радіаційні тумани*.

**Тумани випару** виникають частіше всього восени і зимою (або влітку вночі) в холодному повітрі над теплішою відкритою водою.

Тумани мають як позитивне, так і негативне значення в житті рослин. Вони можуть бути корисні в період пізньовесняних і ранньоосінніх заморозків, оскільки стримують вихолодження діяльної поверхні. У інші періоди життя рослин тумани, особливо часті, малосприятливі. В період цвітіння рослин вони затримують визрівання пилку, перешкоджають літу комах, що знижує продуктивність запилення і утворення зав'язі.

Краплі води, що містяться в повітрі, і кристали льоду зменшують його прозорість, тому дальність видимості в тумані може бути дуже малою. Якщо вона виявляється більше 1 км., але менше 10 км., то таке явище називають *туманним серпанком* або просто *серпанком*.

## 6.2 Утворення хмар і їх класифікація

В результаті конденсації усередині атмосфери виникають скупчення продуктів конденсації – крапельок і кристалів. Їх називають **хмарами**. Розміри хмарних елементів настільки малі, що їх вага врівноважується силоміць тертя ще тоді, коли вони мають дуже малу швидкість падіння. Стала швидкість падіння крапельок виходить рівною лише долям см в секунду. Швидкість падіння кристалів ще менша. Це відноситься до нерухомого повітря. Але турбулентний рух повітря призводить до того, що настільки малі крапельки і кристали зовсім не випадають, а тривалий час залишаються зваженими в повітрі, зміщуючись то вниз, то вгору разом з елементами турбулентності. Хмари переносяться повітряними течіями. Якщо відносна вологість в повітрі, що містить хмари, убуває, то хмари випаровуються. За певних умов частина хмарних елементів укрупнюється і обважнює настільки, що випадає з хмари у вигляді опадів. Таким шляхом вода повертається з атмосфери на земну поверхню.

При конденсації безпосередньо в земної поверхні скупчення продуктів конденсації називають *туманами*.

При утворенні туманів головною причиною охолодження повітря є вже не адіабатичний підйом, а віддача тепла з повітря до земної поверхні.

*По своїй будові хмари діляться на 3 класи:*

1) **Водяні (краплинні) хмари**, що складаються лише з крапельок. Вони можуть існувати не лише при позитивних температурах, але і при температурах нижче за нуль. В цьому випадку крапельки знаходяться в переохоложеному стані.

2) **Змішані хмари** складаються з суміші переохолоджених крапельок і крижаних кристалів. Існують при помірних негативних температурах.

3) **Крижані (кристалічні) хмари** складаються лише з крижаних кристалів при досить низьких температурах.

**Водністю хмар** називають вміст в них води в рідкому або твердому вигляді. У водяних хмарах в кожному кубічному метрі хмарного повітря міститься від 0,2 до 5 г води. У кристалічних хмарах ще менше - соті і тисячні долі грама в м<sup>3</sup>.

*Залежно від умов утворення хмари розділяють на:*

1) **внутрішньомасові**, виникаючих усередині однорідної повітряної маси. Підйом повітря і його охолодження до стану насиченості відбуваються в результаті процесів теплової конвекції і динамічної турбулентності. Інколи хмари цієї групи з'являються у зв'язку з охолодженням повітря від підстилаючої поверхні або із-за хвильових рухів на поверхні шаруючи інверсії; фронтальні, такі, що утворюються при висхідних рухах великих повітряних мас на атмосферних фронтах;

2) **орографічні**, виникаючі на навітряній стороні при вимушеному підйомі повітряних мас по схилах гір.

При метеорологічних спостереженнях прийнята морфологічна (на вигляд) міжнародна класифікація хмар (рис. 6.1), що включає чотири сімейства і десять пологів (форм).



А. **Сімейство хмар верхнього ярусу** (висота підстави більше 6 км.): перисті, Cirrus (цирус, Ci); перисто-купчасті Cirrocumulus (циррокумулюс, Cc); перисто-шаруваті, Cirrostratus (цирростратус, Cs).

Б. **Сімейство хмар середнього ярусу** (висота підстави 2...6 км.): висококупчасті, Altocumulus (альтокумулюс, Ac); високошаруваті, Altostratus (альтостратус, As).

В. **Сімейство хмар нижнього ярусу** (висота підстави менше 2 км.): шаруваті, Stratus (стратус, St); шарувато-купчасті, Stratocumulus (стратокумулюс, Sc); шарувато-дощові, Nimbostratus (нимбостратус, Ns).

Г. **Сімейство хмар вертикального розвитку** (нижня підстава на висоті 0,5...1,5 км, вершини можуть досягати верхнього ярусу): купчасті, Cumulus (кумулюс, Cu); купчасто-дощові, Cumulonimbus (кумулонимбус, Cb).

Міра покриття піднебіння хмарами вимірюється окомірно в балах від 0 до 10. Один бал означає покриття 0,1 частини піднебіння. За відсутності хмар або незначній їх кількості (менше 0,5 балу) записується 0 балів, при повному закритті піднебіння – 10 балів, а якщо при цьому є просвіти, загальна площа яких менше 0,5 балу, то ставиться 10 [7].

Висота хмар визначається окомірно або інструментально за допомогою світлолокатора (вимірника висоти хмар), куль-пілотів (вдень) і стельових прожекторів (вночі).

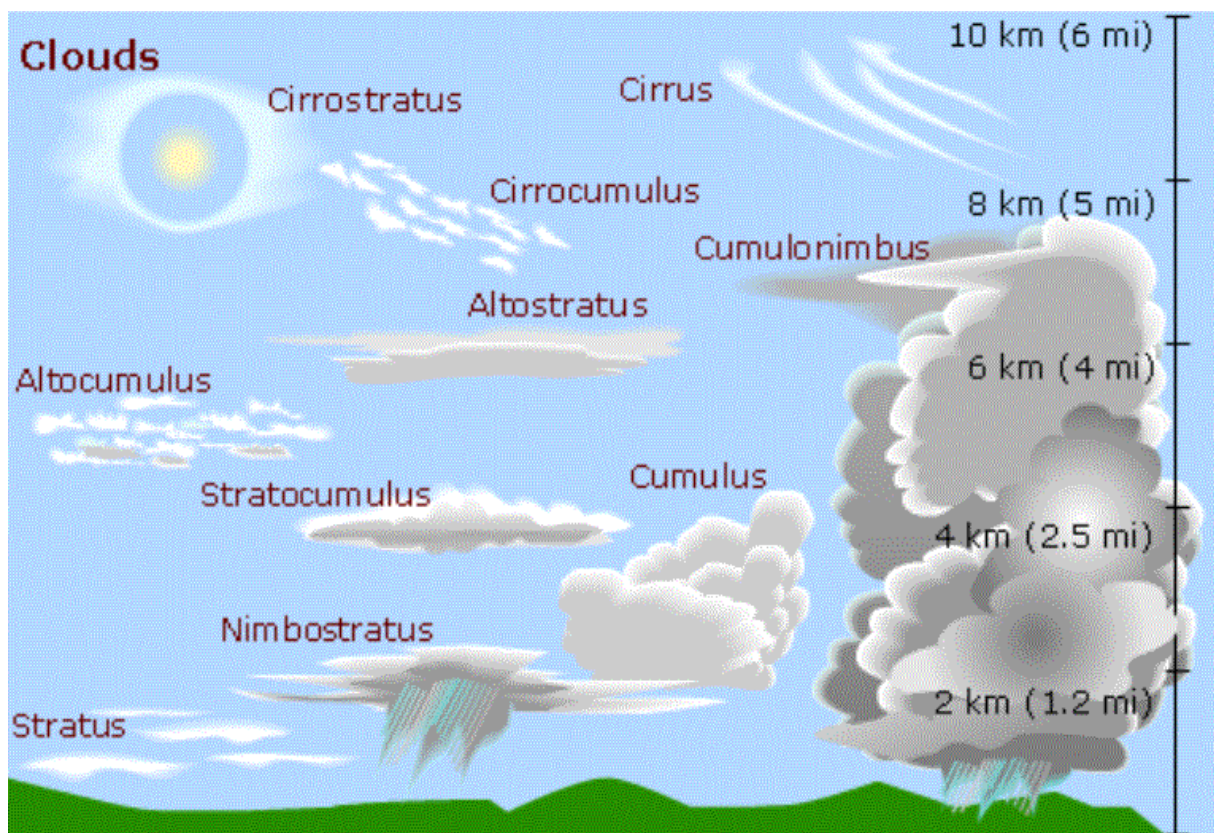


Рисунок 6.1 – Типи хмар

## 6.3 Типи опадів

**Атмосферні опади** – це вода в краплиннорідкому або в твердому стані, яка випадає з хмар у вигляді дощу, мжички, снігу, крупи або осідає безпосередньо з повітря на поверхню Землі у вигляді туману, роси, інею, ожеледі тощо.

Випадання опадів з хмар відбувається унаслідок укрупнення хмарних елементів (крапельок води, кристалів льоду) до розмірів, при яких вони вже не можуть залишатися в зваженому стані і починають падати. Зростання крапель відбувається переважно унаслідок їх злиття.

Атмосферні осідання по характеру *випадання* *підрозділяються на обложні, зливові і опади, що мжичать.*

**Обложні опади** – це тривалі опади середньої інтенсивності. **Зливові опади** інтенсивні, але малотривалі. **Опади, що мжичать**, складаються з дуже дрібних крапель – мряки. Це внутрішньомасові опади, випадні з шаруватих і шарувато-купчастих хмар.

Крім того, розрізняють *рідкі, тверді і змішані опади.*

До **рідких** відносяться обложний дощ, зливовий дощ і мряка. **Обложний дощ** випадає переважно з шарувато-дощових хмар протягом довгого часу безперервно або з невеликими перервами і охоплює обширну територію. **Зливовий дощ** випадає з купчасто-дощових хмар порівняльний нетривалий час. Інтенсивність його різко вагається. Зливовий дощ охоплює, як правило, порівняно невелику територію, проходить «смугою» і не зрідка супроводжується сильним вітром. **Мжичка** – осідання, що складаються з дуже дрібних крапельок, не створюючих кругів при падінні на водну поверхню. Мряка зазвичай випадає з щільних шаруватих хмар.

**Тверді опади** мають всілякі форми: сніг, снігова крупа, крижана крупа, снігові зерна, крижаний дощ, град.

До **змішаних опадів** відноситься мокрий сніг.

**Обложний сніг** випадає з шарувато-дощових, шарувато-купчастих і високо-шаруватих хмар. Останні види твердих опадів випадають з купчасто-дощових хмар. Для сільського господарства небезпечним виглядом опадів є град. Град ушкоджує посіви, сади, виноградники і заподіює великий збиток.

## 6.4 Річний хід опадів

### 6.4.1 Рідкі опади

У річному ході опадів розрізняють чотирьох основних типів: екваторіальний, тропічний, субтропічний і тип помірних широт (рис. 6.2). У екваторіальному поясі (10° півд.ш. – 10° півн.ш.) випадає найбільша кількість опадів (річна сума 2000 мм, місцями на островах Тихого океану – до 5000-6000 мм). Тут спостерігається два максимуми опадів (після весняного і осіннього рівнодення) і два мінімуми (після літнього і зимового сонцестояння).

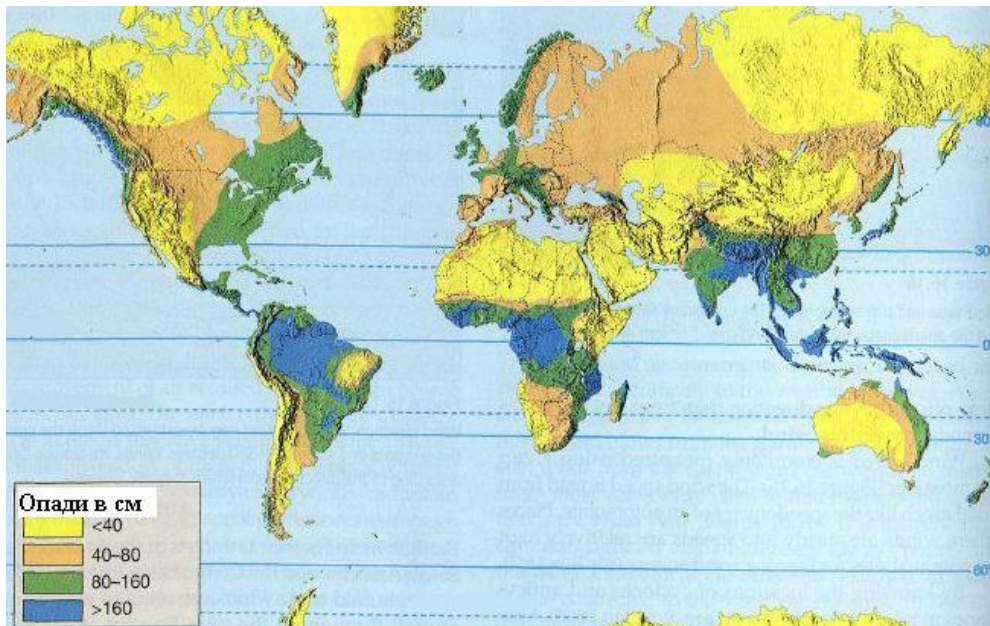


Рисунок 6.2 – Річна кількість опадів

У тропічному поясі, між  $10^{\circ}$  і  $30^{\circ}$  широтами, як в північній, так і в південній півкулі спостерігається один період дощів (літні місяці), а в останні місяці опадів майже не випадає.

У субтропічному поясі опадів випадає порівняно мало (річна сума в середньому по поясу 250 мм). Тому тут розташовані великі пустелі, де в деякі роки опадів зовсім не буває. Але все таки зима в цій зоні менш посушлива, чим літо.

У помірних широтах над континентами максимум опадів доводиться на літо, мінімум — на зиму, над океанами – навпаки. В глибині континентів випадає 300-500 мм опадів в рік, а над океанами – 750-1000 мм.

Опади розподіляються на території України нерівномірно. Кількість їх змінюється залежно від пори року, рельєфу, географічного положення місцевості та інших факторів. Найбільше опадів випадає у гірських районах Карпат (в окремих районах понад 1500 мм/рік), найменше – на узбережжях Чорного та Азовського морів (близько 300-350 мм/рік) [12].

#### 6.4.2 Тверді опади

Сніг, що випадає при негативних температурах на діяльну поверхню, утворює сніговий покрив.

Сніговий покрив у Поліссі та Лісостепу утворюється у середині листопада, у степовій зоні – на початку грудня, у Кримських горах – наприкінці листопада на початку грудня, у Карпатах – ще раніше.

Від снігу степова зона звільняється наприкінці лютого – на початку березня, лісостепова зона та Полісся – у другій половині березня.

Максимальної висоти сніговий покрив досягає у лютому, зокрема, у зоні мішаних лісів – 20-30 см; у степовій – 5-10 см; у Карпатах – 70-80 см; у

Кримських горах – близько 40 см [1]. Сніговий покрив має велике значення як джерело вологи та для захисту озимих культур від вимерзання, тому на сільськогосподарських угіддях за допомогою спеціальних заходів (снігозатримання, лісових смуг) створюють додаткові запаси снігу.

### ***Питання для самоконтролю***

1. Від яких чинників залежить пружність насичення?
2. Від чого залежить швидкість випару в природних умовах?
3. У чому полягає вплив вітру на швидкість випару?
4. Які методи визначення природного випару?
5. У чому полягає вплив рослинності на вологість повітря?
6. Що називається конденсацією водяної пари?
7. Які причини викликають конденсацію водяної пари в атмосфері?
8. Яка природа ядер конденсації і як вони потрапляють в атмосферу?
9. З якими основними рівнями в атмосфері зв'язана будова хмар?
10. З яких елементів складаються хмари?
11. Які процеси призводять до утворення хмар?
12. Яка класифікація хмар за сімействами і формами (пологам)?
13. Перерахуйте види твердих і рідких опадів.
14. Чим розрізняються зливові та обложні опади?

## 7 ПОГОДА І ЇЇ ПЕРЕДБАЧЕННЯ. НЕБЕЗПЕЧНІ МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЯВИЩА

### 7.1 Поняття погоди, її характеристики

**Погодою** називається безперервно змінний стан атмосфери. У даному місці і в даний момент погода характеризується сукупністю значень метеорологічних елементів. Погода відрізняється великою різноманітністю і мінливістю. Розрізняють *періодичні і неперіодичні зміни погоди*.

**Періодичні зміни погоди** – це зміни, обумовлені добовим і річним ходом метеорологічних елементів, тобто зміни, залежні від добового і річного обертання Землі (рис. 7.1).

**Неперіодичні зміни погоди** – це зміни, обумовлені перенесенням повітряних мас. Вони порушують нормальний і річний хід метеорологічних елементів, тобто перебивають періодичні зміни погоди.

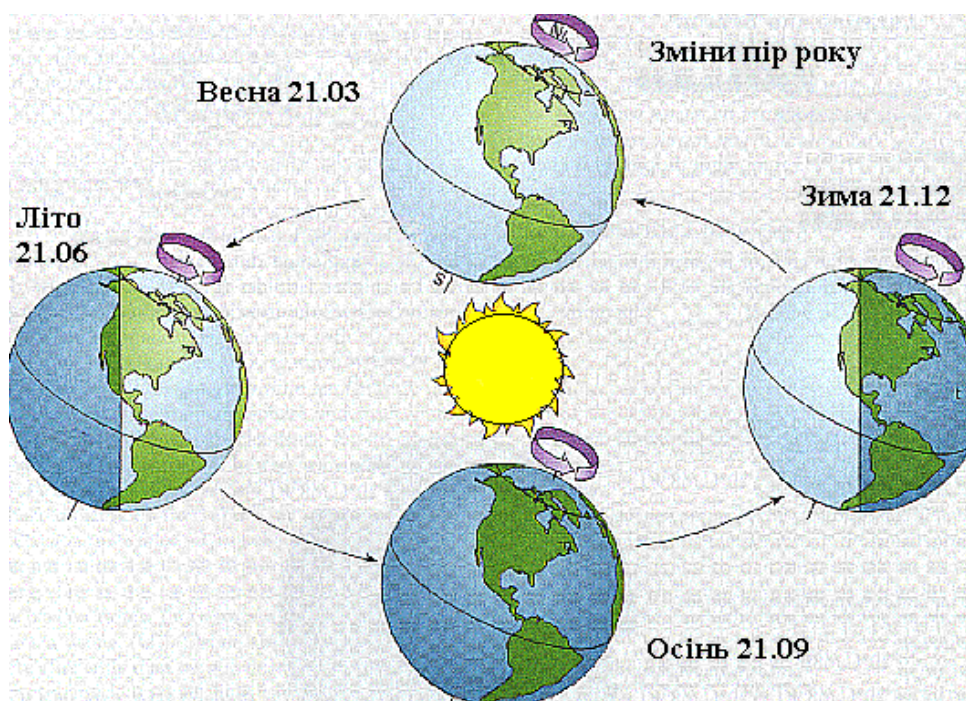


Рисунок 7.1 – Зміни пір року в залежності від річного обертання Землі

Неспівпадіння фази періодичних з характером неперіодичних змін призводить до найбільш різких змін погоди. Наприклад, навесні поступово збільшується прихід сонячної радіації, з кожним днем все більше прогріваються ґрунт і повітря – відбувається періодична зміна погоди, обумовлена річним обертанням Землі. Але якщо з ранку в даний регіон вторгається арктичне повітря, то температура починає різко знижуватися і опівдні може стати навіть холодніше, ніж було в минулу ніч. Отже, нормальний добовий хід температури повітря порушиться. В наступні дні може стати ще холодніше – порушиться і її річний хід. Подібні похолодання навесні і літом, а також відлига взимку –

нерідке явище в помірному кліматі. Отже, погода залежить не лише від часу доби і року, але в значній мірі також від властивостей повітряних мас, що рухаються або стримуються над даним районом.

*Зима* в Україні характеризується морозною погодою з випаданням снігу і встановленням снігового покриву. Триває вона 4-3 місяці, а починається у кінці листопада - на початку грудня, коли утворюється сталий сніговий покрив. Сніг впродовж зими декілька разів сходить і випадає знову. Приходить зима в Україну з північного сходу і найпізніше досягає Кримського півострова. Для неї характерна значна мінливість погодних процесів: сильні похолодання часто змінюються різкими потепліннями з відлигами; періоди хмарної і теплої погоди з опадами у вигляді мокрою снігу і дощу змінюються безхмарною погодою. Відлиги (8-10 днів протягом зими) охоплюють більшу частину території, іноді і всю країну, що спричиняється перенесенням теплих повітряних мас з Атлантики.

*Весна* на теренах України найраніше настає на південному заході і широко просувається на північний схід. Бувають заморозки, викликані вторгненням холодного арктичного повітря з півночі. Весна закінчується цвітінням акації. Якщо середньодобова температура переходить через  $+15^{\circ}\text{C}$ , настає літо.

*Літо* тепле, на півдні – спекотне. Максимальні температури повітря спостерігаються в серпні. Цей місяць характеризується часто безхмарною посушливою погодою. На всій території України влітку проходять грози та зливові дощі. На літо припадає близько 40 % річної норми опадів. Тільки в південних районах літо посушливе.

*Осінь* у нас порівняно тепла і тривала, з ясними сонячними днями та прохолодними ночами, нерідко з заморозками. Негода з затяжними дощами, низькими температурами повітря настає в кінці осені (жовтень-листопад). Найбільше вона відображена на заході та півночі країни [8].

## 7.2 Синоптичні карти

Формування і переміщення повітряних мас, розташування і траєкторії руху циклонів і антициклонів мають велике значення для складання прогнозів погоди. Наочне уявлення про перебування погоди в даний момент на обширній території дає синоптична карта.

**Синоптична карта** (від старогрецького «синоптикос» – осяжний одночасно) — це географічна карта, на якій умовними знаками нанесені результати одночасних спостережень багатьох метеостанцій (рис. 7.2) [8]. Оскільки спостереження на станціях проводяться через кожні три години, то при послідовному складанні карт з'ясовуються напрями руху повітряних мас, розвиток циклонів, переміщення фронтів і пов'язаних з ними зон опадів. Аналіз синоптичних карт дозволяє передбачати зміни погоди. *Метод прогнозу погоди*, заснований на аналізі синоптичних карт, називається *синоптичним*.

Аналіз синоптичних карт полягає в наступному. По відомостях, нанесених на карту, встановлюють фактичний стан атмосфери у момент спостережень: розподіл і характер повітряних мас і фронтів, розташування і властивості

атмосферних обурень, розташування і характер хмарності і опадів, розподіл температури і так далі для даних умов атмосферної циркуляції. Складаючи карти для різних термінів можна стежити по ним за змінами стану атмосфери, зокрема за переміщенням і еволюцією атмосферних обурень, переміщенням, трансформацією і взаємодією повітряних мас і ін.

Представлення атмосферних умов на синоптичних картах дає зручну можливість для інформації про стан погоди. У останні десятиліття синоптична інформація збагатилася результатами аерологічних спостережень.

Разом з приземними складаються висотні карти, що характеризують стан вільної атмосфери. Останніми роками використовується також супутникова інформація про стан океанів і важкодоступних частин суші, де немає метеостанцій. Наприклад, фотографування хмарних систем з супутників дозволяє виявити зародження тропічних циклонів над океанами.



Рисунок 7.2 – Синоптична карта

Разом з синоптичним методом використовується *гідродинамічний метод*, що дозволяє по рівняннях гідродинаміки і термодинаміки складати прогноз зміни метеорологічних елементів в чисельній формі. Вирішення складних

рівнянь чисельного прогнозу, що використовують всю доступну метеорологічну інформацію, стало можливим лише з появою електронно-обчислювальних машин [7].

В гідрометеорологічному центрі складають синоптичні карти (карти погоди) для території України, Європи, півкулі. На них позначають центри й напрямки переміщення циклонів і антициклонів, розташування атмосферних фронтів, різні елементи та явища погоди. За серією синоптичних карт визначають, як змінюватиметься циркуляція атмосфери і відповідно погода найближчої доби або протягом більш тривалого періоду.

### 7.3 Прогнози погоди

Для життя країни мають велике значення довгострокові прогнози погоди (на місяць, сезон). Це виключно важка проблема. Для її вирішення треба розглянути величезну кількість можливих змін повітряних мас і баричних систем на тривалий період.

Складання прогнозу погоди базується на численній інформації про стан атмосфери і підстильної поверхні. Її регулярно збирають понад 130 наземних метеорологічних станцій, розташованих по всій території України і майже 30 авіаметеорологічних станцій. Зміни погоди там фіксують за допомогою метеорологічних приладів (термометрів, барометра, гігрометра, опадоміра, флюгера, анемометра), а також складніших технічних пристроїв. Повідомлення з метеостанцій через певні проміжки часу надходять в Український гідрометеорологічний центр, який є складовою Національної гідрометеорологічної служби України, що знаходиться в Києві. Щоб скласти науково обґрунтований прогноз погоди для території України необхідно скористатися метеорологічними даними не тільки стосовно нашої території, а й всієї Північної півкулі, тому здійснюється обмін інформацією з іншими країнами. Використовуються також дані космічних супутників Землі [8].

Для довгострокових прогнозів застосовується метод аналогів, розроблений Б.П. Мультановським і його школою [7]. Сутність методу полягає в допущенні, що за однаковим вихідним положенням подальший розвиток процесів теж має бути однаковим. Тому в багатолітньому матеріалі відшуковуються аналоги погодного процесу поточного періоду і по погоді місяця, наступного за місяцем-аналогом, визначається очікувана погода наступного місяця. Застосовується також типізація синоптичних процесів, що дозволяє визначити вірогідність зміни одних типів погоди іншими типами.

Останніми роками для цілей довгострокового прогнозу погоди посилилося вивчення сонячно-атмосферних зв'язків. Результати досліджень свідчать про можливий вплив коливань сонячної активності на атмосферну циркуляцію і, отже, на формування погоди. Над удосконаленням методів прогнозу погоди працюють багаточисельні колективи учених в Україні і за кордоном.

Для сільськогосподарського виробництва велике значення мають всі види метеорологічної інформації і прогнозів погоди. Довгострокові прогнози погоди сприяють кращому плануванню і організації сільськогосподарського



виробництва. Короткострокові прогнози погоди, попередження, що особливо містять, про небезпечних і особливо небезпечних явищах, дозволяють зменшити заподіюваний ними збиток. У забезпеченні сільського господарства прогнозами погоди і інформацією про метеорологічні умови велике значення має теле- і радіомовлення. Фахівці сільського господарства повинні уміти використовувати всі види прогнозів погоди в практичній діяльності.

Деякі явища погоди можуть заподіяти великий збиток об'єктам сільськогосподарського виробництва, тому вони називаються несприятливими метеорологічними явищами. Основні з них – заморожування, засухи, суховії, запорошені бурі, град, сильні зливи, а також люті морози, крижані кірки і ін. Для розробки методів прогнозу і ефективних заходів боротьби з цими явищами, необхідне їх вивчення.

## 7.4 Заморозки

**Заморозками** називається пониження температури повітря і діяльної поверхні до 0°C і нижче на тлі плюсових середніх добових температур повітря. Відомості про заморозки потрібні для оцінки морозонебезпеки територій і обґрунтування розміщення теплолюбних рослин, для встановлення термінів сівби і прибирання сільськогосподарських культур, а також для розробки заходів захисту рослин від цього небезпечного явища.

Заморозки, що спостерігаються навесні і осінню в зоні помірного клімату, – нормальне кліматичне явище. Небезпечні для сільськогосподарських культур лише пізні весняні і ранні осінні заморозки, співпадаючи з вегетаційним періодом сільськогосподарських культур. По характеру процесів, що викликають виникнення заморозків, і погодних умов, супроводжуючих їх, розрізняють трьох типів заморозків.

1. **Адвективні заморозки.** Вони виникають унаслідок вторгнення холодного повітря арктичного виникнення зазвичай на початку весни і в кінці осені. При цьому відбувається пониження температури повітря у всьому приземному шарі. Адвективні заморозки можуть тривати декілька днів поспіль, охоплюють великі території і мало залежать від місцевих умов.

2. **Радіаційні заморозки.** Вони обумовлені інтенсивним охолодженням діяльної поверхні в результаті випромінювання в ясні тихі ночі при невисокому рівні середніх добових температур повітря.

3. **Адвективно-радіаційні заморозки.** Вони утворюються унаслідок вторгнення холодного повітря і подальшого нічного охолодження діяльної поверхні при ясному піднебінні.

Адвективні заморозки найбільш тривалі. Прогрівання холодної маси повітря, що вторглося, триває зазвичай 3-4 доби. Радіаційні заморозки спостерігаються протягом ночі, посилюючись до часу сходу сонця. У передранкові години зазвичай наголошується найнижча температура. Адвективно-радіаційні заморозки спостерігаються зазвичай в кінці весни і на початку літа, а також ранньою восени і тому збігаються з вегетаційним періодом. Тривалість цих заморозків звичайно 3-4 години в другій половині ночі. На

інтенсивність і тривалість другого і третього типів заморозків сильний вплив надає місце розташування території.

Вторгнення арктичного повітря, що призводить до адвективного і адвективно-радіаційного заморозків, виявляється на синоптичних картах. У міру його просування Бюро погоди дає попередження про можливість заморозків на великій території. Залежно від місцевих умов очікувані мінімальні температури можуть помітно відрізнятися по території в межах 3-5°C. У зв'язку з цим, на агро- і гідрометеостанціях проводиться уточнення прогнозу з врахуванням місцевих умов.

Заморозки в Україні спостерігаються навесні і восени, коли вторгнення холодних мас повітря та охолодження земної поверхні викликають зниження температури повітря до 0°C вночі. На півночі та в гірських районах країни вони спостерігаються до кінця травня і пізніше, на Півдні – до середини квітня. На Південному березі Криму з кінця березня температура повітря майже не буває нижчою за 0°C.

Перші осінні заморозки у долинах Карпат та на півночі настають переважно у другій половині вересня, на півдні – у середині жовтня, на узбережжях морів – наприкінці жовтня – на початку листопада.

Заморозки завдають значної шкоди сільському господарству, особливо навесні, в період вегетації рослин. В даний час для запобігання та зменшення інтенсивності дії заморозків найширше застосовуються димові завіси, різноманітні укриття рослин, відкритий обігрів плантацій, підвищення точки роси шляхом поливу ґрунту рослин і між рядків.

У боротьбі із заморозками велике значення має проведення комплексу заходів, направлених на підвищення врожайності і на повніше використання природних ресурсів. До них відноситься і використання скороспілих і морозостійких сортів, і вживання калійних добрив, а також строгий облік мікрорельєфу, дотримання термінів сівби і так далі. Всі ці заходи направлені на ослаблення впливу заморозків, що особливо необхідне в районах з їх частою повторюваністю.

## 7.5 Засухи і суховії

**Засуха** – складне явище, яке виникає при тривалій відсутності опадів у поєднанні з високою випаровуваністю, що призводить до осушення корене існуючого шару ґрунту і порушує водопостачання рослин. В результаті рослини різко знижують свою продуктивність. У зоні пустель і напівпустель такі умови спостерігаються постійно, що властиве клімату цих районів. У степовій і лісостеповій зонах засуха буває не щорік і виникає під впливом різних причин. До виникнення засухи може привести недостатнє поповнення запасів ґрунтової вологи навесні при таненні снігового покриву або недостатня кількість опадів у весняно-літній період. В цьому випадку рослини відчуватимуть нестачу вологи навіть при порівняно невисокій випаровуваності. Така засуха називається **ґрунтовою**.

**Суховій** – метеорологічне явище, яке характеризується низькою відотною вологістю, високою температурою приземного шару повітря і вітром. Це призводить до високої випаровуваності, викликає порушення водного балансу рослин в результаті перевищення витрати вологи шляхом транспірування над її приходом через кореневу систему. Суховії можуть спостерігатися і при порівняно невисокій температурі повітря ранньою весною і осінню в степовій зоні. Суховії це гарячі сухі вітри, що мають швидкість понад 5м/с. Вони виникають влітку, дують переважно зі сходу і південного сходу від 1 до 10 днів, забираючи рештки вологи з висушеного ґрунту [1].

Боротьба із засухою і суховіями проводиться по трьох напрямках: *селекційно-генетичному, агротехнічному і меліоративному.*

Селекційно-генетичний напрям полягає у виведенні нових посухостійких сортів рослин.

Агротехнічний і меліоративний напрям передбачає проведення прийомів, направлених на підвищення забезпеченості рослин вологою. До них відносяться всі види зрошування, затримання талих вод, снігозатримання, створення чистої пари, своєчасне закриття вологи навесні, безвідвальна оранка, полезахисне лісорозведення і інші прийоми, поліпшуючі фітотемпературний клімат посівів. Поливні норми і число поливів необхідно регулювати відповідно до погодних умов, що склалися і очікуваними, аби найефективніше витратити поливну воду, а також попереджати засолення зрошуваних земель.

## **7.6 Пилові бурі**

**Пилові бурі** – одне з найбільш небезпечних для сільського господарства метеорологічних явищ. Вони виникають під впливом як природних, так і антропогенних чинників і нерідко пов'язані з формами землеробства, не відповідними даній кліматичній зоні.

Виникнення і розвиток пилової бурі обумовлене комплексом агрометеорологічних чинників, до яких відносяться сильний вітер (більше 10м/с по флюгеру), висушеність і розпиленість верхнього шару ґрунту, відсутність або слабкий розвиток рослинного покриву на полях, наявність обширних відкритих просторів. Зазвичай пилові бурі спостерігаються при відносній вологості повітря нижче 50 %. Взимку виникненню пилової бурі сприяють відсутність снігового покриву, крижаних кірок, неглибоке промерзання ґрунту.

Пилові бурі найчастіше спостерігаються навесні, коли вітер посилюється, а поля знаходяться в розораному стані або рослинність на них ще слабо розвинена. Бувають пилові бурі в степах і в кінці літа, коли пересихає ґрунт, а поля після прибирання ранніх ярин починають розчинятися. Зимові пилові бурі – явище порівняно рідке.

Аналіз умов виникнення пилової бурі і дані обстежень заподіяних ними пошкоджень показують, що необхідні такі заходи, які сприяли б ослабленню швидкості вітру в поверхні ґрунту і збільшували б зчеплення ґрунтових часток. До них відноситься створення системи ажурних лісових смуг і вітрозахисних куліс, які зменшують швидкість вітру. Значний ефект дають також залишена

стерня, безвідвальна оранка, вживання хімічних речовин, сприяючих збільшенню зчеплення ґрунтових часток, ґрунтозахисні сівозміни з посівами багатолітніх трав, смугове чергування багатолітніх трав і посівів однорічних культур і так далі. При розробці заходів боротьби із пиловими бурями необхідно враховувати напрям пануючих вітрів, рельєф, мікрокліматичні особливості полів і особливості ґрунтів.

## 7.7 Град

Град утворюється в теплу пору року, коли розвиваються потужні фронтальні і внутрішньомасові купчасто-дошові хмари. У цих хмарах над рівнем максимальної швидкості висхідних повітряних потоків утворюється зона (над середньою частиною хмари), в якій відбувається накопичення крупних крапель. Якщо максимальна швидкість висхідних потоків більше 10 м/с, а вершина хмари має температуру  $-20^{\circ}$ ,  $-25^{\circ}\text{C}$  у хмарі може утворитися град [3].

Крупні краплі, підняті висхідним потоком повітря у верхню частину хмари, замерзають і утворюють зародки градин, які швидко зростають, оскільки зливаються з іншими переохолодженими краплями. Та частина хмари, де відбувається основне зростання граду називається *градовим вогнищем*. Чим більше швидкість висхідних потоків і чим довше вони діють, тим більше стає град.

Зони найбільш небезпечних градобиття знаходяться в предгірних і гірських районах, де виникають особливо потужні висхідні потоки в літні жаркі дні за рахунок великої нерівномірності в нагріванні різних форм рельєфу, а також за рахунок сходження повітря по схилах гір. Такі умови створюються в предгірних і гірських районах Північного Кавказу і Закавказзі, Середньої Азії і Південно-східного Казахстану, де градобобою приносять величезний збиток сільському господарству.

Боротьба з градобиттям в останні десятиліття проводяться шляхом дії на процеси градоутворення в хмарах. Основний метод штучної дії на градові хмари є запобігання процесу утворення крупних градин. З цією метою через 15-20 хвилин після початку розвитку градових хмар їх обстрілюють спеціальними ракетами або артилерійськими зенітними снарядами, що несуть реагент (йодисте срібло, йодистий свинець). При цьому в результаті різниці пружності водяна пара з переохолоджених крапель переходить на ядра кристалізації. Це перешкоджає утворенню граду. Для більшого ефекту реагент доставляє в ту частину хмари, де утворилося градове вогнище. Положення вогнища визначається за допомогою радіолокатора.

## 7.8 Небезпечні явища в зимовий період

У зимовий період для багатолітніх рослин і озимих посівів метеорологічні умови можуть складатися несприятливо і викликати вимерзання, випрівання, вимокання озимих посівів і трав, пошкодження їх крижаною кіркою і так далі

Вимерзання озимини обумовлене пониженням температури ґрунту на

глибині залягання вузла кущіння (3 см) нижче критичної протягом 2-3 діб. Вимерзання рослин зовні характеризується побурінням і відмиранням тканин. Міра пошкодження залежить від інтенсивності і тривалості морозів і стану самих рослин. Вирішальним чинником при вимерзанні є міра пошкодження морозами вузла кущіння. Пониження температури ґрунту до критичних значень буває унаслідок низьких температур повітря і невисокого снігового покриву.

Випрівання озимини відбувається в результаті тривалого перебування їх під потужним сніговим покривом (заввишки більше 30 см) при слабкому промерзанні ґрунту, що зберігає температуру ґрунту на глибині 3 см біля 0°C. За таких умов рослини швидше витрачають запас цукру на дихання, ослабляються і ушкоджуються грибковими захворюваннями [1].

Вимокання рослин викликається застоєм талої води на полях.

Випинання рослин відбувається при замерзанні води у верхньому шарі ґрунту після відлиги. При цьому ґрунт витріщається і піднімає слабо укорінені рослини, що часто викликає розрив кореневої системи. Найчастіше випинання посівів спостерігається в районах надлишкового зволоження на важких суглинних ґрунтах, а також при нестійкій зимі з тривалою відлигою і морозами.

Крижана кірка – шар льоду, що утворився при відлизі від танення снігу або при випаданні рідких опадів і їх подальшому замерзанні. Товщина кірки вагається від 20 до 50 мм, а максимальна досягає 150 мм. Вона інколи наносить механічні пошкодження рослинам, сприяє їх випинанню і вимерзанню [1].

З явищем вимерзання борються за допомогою снігозатримання. Для зменшення утворення крижаної кірки і вимокання рослин з посівів відводять талі води. Для боротьби з випріванням інколи зачернюють поверхню снігу, що сприяє таненню і ущільненню снігу і до збільшення його теплопровідності.

### ***Питання для самоконтролю***

1. Що називається погодою?
2. Які бувають зміни погоди і чим вони викликані?
3. Які несприятливі явища погоди заподіюють шкоду сільському господарству?
4. Які типи заморозків і умови їх виникнення?
5. Як виникає засуха?
6. Яке метеорологічне явище називається суховієм?
7. Які заходи боротьби із засухами і суховіями?
8. Які причини виникнення пилової бурі?
9. Які причини виникнення граду?
10. Які заходи боротьби з градом?

## 8 КЛІМАТ І ЧИННИКИ ЙОГО ФОРМУВАННЯ. КЛІМАТИЧНІ ЗОНИ ЗЕМНОЇ КУЛІ І КЛІМАТУ УКРАЇНИ

### 8.1 Поняття про клімат. Чинники, що впливають на клімат і мікроклімат

**Кліматом** називається закономірна послідовність атмосферних процесів, яка створюється в даній місцевості. На клімат будь-якої території впливають три основних чинника: *кількість сонячної радіації, загальна циркуляція атмосфери та характер підстилаючої поверхні*. Клімат залежить від географічної широти (від кута падіння сонячних променів), висоти над рівнем моря, наявності льодового і снігового покриву, віддаленості території від океанів і морів. Клімат України *помірний, помірно-континентальний*. Континентальність клімату наростає з північного заходу на південний схід.

*Кількість сонячної радіації*, що поступає на земну поверхню, визначається географічною широтою. Наприклад, на полюсі річний прихід сонячної радіації складає  $40,2 \text{ ккал/см}^2$ , а на екваторі  $186,5 \text{ ккал/см}^2$ . Унаслідок різного нагрівання широтних поясів Земної кулі, а також різного нагрівання і охолодження океанів і материків створюється атмосферна циркуляція, яка у свою чергу діє як кліматоутворюючий чинник. Наприклад, величезні повітряні маси, що сформувалися над Атлантичним океаном, переносяться в східному напрямі, що викликає вологий теплий клімат Західної Європи.

Завдяки *загальній циркуляції атмосфери* відбувається перерозподіл тепла й вологи. Циркуляція атмосфери обумовлює перенесення повітряних мас, їх трансформацію і взаємодію, що відбивається у вигляді атмосферних фронтів, циклонів і антициклонів. На клімат України впливають *арктичні, помірні й тропічні* повітряні маси. *Арктичне повітря* холодне, сухе, чисте. Не зустрічаючи перешкод, воно проникає далеко на південь Східноєвропейської рівнини. Взимку арктичні маси приносять морозну суху та малохмарну погоду, навесні та восени – заморозки. *Морське помірне повітря* з Атлантичного океану, просуваючись на схід, поступово віддає свою вологу. Влітку воно зменшує спеку, особливо на заході України, підвищує вологість повітря й приносить опади, а взимку пом'якшує морози, викликає снігопади і відлиги. *Континентальне помірне повітря* надходить в Україну з внутрішніх районів Євразії і надає клімату сухості. На клімат нашої країни впливають і *тропічні повітряні маси, морські* – з боку Середземного моря, *континентальні* – з внутрішніх районів Євразійського континенту.

*Характер підстилаючої поверхні* впливає на розподіл сонячної радіації, вологооборот і напрям повітряних течій, викликаючи трансформацію повітряних мас. Наприклад, крижаний і сніговий покрив, що мають велике альbedo, призводить до негативного радіаційного балансу навіть влітку і, отже, дуже холодний клімат в Антарктиді. Над поверхнею океанів і на побережжі створюється вологий морський клімат з невеликою амплітудою добового і річного ходу температури повітря. У пустелях в глибині континентів склався сухий континентальний клімат з різко вираженою амплітудою добового і

річного ходу температури повітря.

Рівнинність більшої частини України зумовлює поступове зростання показників сонячної радіації і середньої температури з півночі на південь, водночас вона не перешкоджає просуванню повітряних мас у різних напрямках. Карпатські і Кримські гори – бар'єри для проходження повітряних мас. У горах з висотою зростання кількість опадів і знижується температура повітря, формується кліматична поясисть.

Гірські масиви міняють напрям повітряних потоків, визначають зміну клімату по вертикалі (вертикальна зональність), що призводить до перерозподілу опадів (на навітряних схилах опадів випадає більше, ніж на підвітряних). Залежно від крутості схилів різний і прихід сонячної радіації. Крупні гірські системи (Памір, Гімалаї, Кавказ і ін.) роблять помітний вплив на клімат прилеглих районів.

Морські течії, що виникають унаслідок радіаційних і циркуляційних чинників клімату, у свою чергу, впливають на формування клімату над морем і прибережними районами. Так, завдяки Гольфстріму – найбільш потужній теплій течії в Північній Атлантиці – зима в Північно-західній Європі значно м'якша, ніж на тих же широтах в Канаді [1, 6].

## **8.2 Мікроклімат і фітоклімат та методи їх поліпшення**

**Мікроклімат** – це клімат невеликої частини території, обумовленої впливом рельєфу місцевості, що підстилає поверхні і інших чинників, що визначають своєрідність режиму температури ґрунту і повітря, зволоження, швидкості вітру. Залежно від особливостей рельєфу виділяються мікроклімат схилів, долин, вершин, горбів і ін. Під впливом різного радіаційного балансу підстилаючої поверхні створюється мікроклімат лугів, полів, лісового узлісся, галявини, берега, озера і так далі. Під впливом забудови формується мікроклімат міста. У посівах створюється особливий вигляд мікроклімату, званий фітокліматом.

Особливості мікроклімату виявляються найпомітніше в приземному шарі повітря. При різко пересіченому рельєфі вже на відстані декількох десятків метрів по горизонталі створюються помітні відмінності в температурі ґрунту і нижнього шару повітря. Ці відмінності, зменшуючись з висотою, виявляються в шарі завтовшки до декількох метрів, а потім згладжуються під впливом турбулентного перемішування повітря.

Мікроклімат південних схилів забезпечує підвищену кількість сонячного тепла. У зв'язку з цим на південних схилах раніше таниє сніг, швидше прогрівається і просихає ґрунт, можлива рання сівба, підвищується забезпеченість дозрівання сільськогосподарських культур.

**Фітоклімат** – це клімат, що створює серед рослинності (травостої, в кронах дерев і так далі). На різних полях істотно відрізняється освітленість рослин, температура, вологість повітря і ґрунту, швидкість вітру. У добре розвиненому посіві високостеблових культур (кукурудза, соняшник, коноплі) освітленість в поверхні ґрунту може бути в 5-10 разів менше, ніж над посівом.

Під зімкнутою запоною листя температура повітря в жаркий день на 4-5 °С, а температура поверхні ґрунту на 15-25 °С нижче, ніж на незатіненій ділянці.

Мікроклімат і фітоклімат вивчається на підставі метеорологічних спостережень, що проводяться на метеомайданчику (опорному пункті) і в декількох точках даної ділянки на різній відстані від водоймища, лісу, лісової смуги, на різних формах рельєфу. При цьому вимірюються температура повітря і діяльної поверхні, вологість повітря, напрям і швидкість вітру, інтенсивність сонячної радіації над посівами і на різних висотах в посівах. На підставі мікрокліматичних спостережень складаються великомасштабні карти, що характеризують мікроклімат території господарства. Такі карти мають велике значення для сільськогосподарського виробництва, оскільки відмінності мікроклімату істотно впливають на формування урожаю сільськогосподарських культур.

Поліпшення мікроклімату сільськогосподарських угідь має велике значення для підвищення врожайності рослин. Основними способами меліорації мікроклімату є зменшення перезволоження ґрунту, створення гребеневої поверхні ґрунту (для картоплі, томатів), відведення стоку холодного повітря на схилах. Провідними заходами щодо поліпшення мікроклімату є зрошування, снігозатримання і полезахисне лісорозведення. Лісові смуги зменшують швидкість вітру в міжсмужному просторі, що в періоди дії суховіїв ослабляє порушення фітоклімату посівів. Взимку лісові смуги сприяють накопиченню снігу і рівномірному його розподілу в міжсмужному просторі.

### **8.3 Коливання клімату**

Клімат схильний до тривалих закономірних змін, які відбуваються протягом десятиліть, століть і триваліших періодів. В процесі таких змін клімат якої-небудь місцевості може стати холоднішим, або теплішим вологішим або сухішим. Відомо, наприклад, що в Арктиці на початку третинного періоду був теплий клімат, зростали ліси, що утворили поклади кам'яного вугілля (Шпіцберген, Воркута і ін.). Сліди змін клімату виявляються в коливаннях рівня озер і безстічного моря (Каспійське, Аральське), в зміні складу рослинності, в ширині кілець річного приросту дерев і так далі.

Причини зміни клімату різні. В даний час до них відносяться зміни земної орбіти і нахилу осі обертання Землі (астрономічні чинники); вагання в приході сонячної радіації на земну поверхню; зміни в розташуванні і конфігурації материків і океанів, в напрямі і потужності морських течій і ін.

Змінюється клімат і під впливом діяльності людини, в процесі якої міняються властивості підстилаючої поверхні: вирубуються ліси, розчиняються степи, осушуються болота, створюються водосховища, зрошуються великі масиви земель в пустелях і степах, упрводжуються полезахисне лісорозведення і ін. Ці заходи впливають на радіаційний, тепловий і водний баланси території, але їх вплив на зміну клімату Землі в цілому ще небагатий.

Помітніше дія господарської діяльності людини на забруднення атмосфери. Забруднення по-різному впливає на клімат. У великих промислових



містах воно викликає утворення смогу, знижує прихід сонячної радіації до поверхні Землі, сприяє випаданню атмосферних опадів і так далі. Різка зростання виробництва енергії у великих містах вже зараз підвищило температуру повітря на 1-3 °С в порівнянні з довколишніми районами. Надалі виділення тепла в результаті діяльності людини буде усе більш помітне впливати на клімат.

Проблема корінного перетворення клімату великих територій вимагає дуже ретельного вивчення щоб уникнути порушення природної рівноваги. Наприклад, шляхом того, що систематичного зачернює поверхні льоду в Арктиці і Антарктиці можна викликати танення крижаного покриву і потепління клімату полярних областей. Проте за рахунок льодів, що розтанули, на декілька десятків метрів підвищиться рівень світового океану, що викличе затоплення густо населених прибережних районів. При цьому може різко збільшитися посушливість степової і лісостепової зон.

У перспективі з подальшим прогресом техніки і зростанням виробництва енергії науково обґрунтоване перетворення клімату Землі стане практично здійсненним. В даний час цілеспрямовано проводиться в основному перетворення клімату сільськогосподарських угідь шляхом різних меліорації.

#### **8.4 Класифікація клімату. Характеристика кліматичних зон України**

Різні поєднання кліматоутворюючих чинників створюють велику різноманітність клімату на Землі. Для вивчення клімату нашої планети і її окремих крупних районів встановлені різні поєднання певних ознак і по ним класифікований клімат. Існує багато класифікацій клімату.

Згідно класифікації акад. Л.С. Берга встановлене 12 типів клімату і виділені кліматичні зони, які близькі до ландшафтно-географічних зон.

**1. Клімат вічного морозу.** Спостерігається в районах, де середня місячна температура повітря завжди негативна, а також в гірських місцевостях, лежачих вище за снігову лінію.

**2. Клімат тундри.** Тривала і холодна зима, коротке і холодне літо; середня температура повітря найтеплішого місяця вище 0°C, але не більше 10-12°C. Підтип континентальний з великою амплітудою річного ходу температури; підтип океанічний з малою амплітудою річного ходу.

**3. Клімат тайги.** Помірний клімат з холодною зимою. Річна сума опадів 300-600 мм. Середня температура липня від 10 до 20°C, січня – до -30°C і нижче. Західний підтип з хмарною і порівняно багатою осіданнями зимою; східно-сибірський підтип з суворою і малосніжною зимою.

**4. Клімат листяних лісів помірної зони.** Зима менш холодна, літо тепліше, ніж в кліматі тайги. Річна сума опадів 500-700 мм.

**5. Мусонний клімат.** Зима суха (у помірних широтах малосніжна, холодна), літо тепле, дощове.

**6. Клімат степів.** Річна сума опадів не більше 450 мм. Максимум опадів доводиться на літо. Перший підтип – зима помірна (або холодна), літо тепле; другий підтип – зима тепла, літо печеня.

**7. Клімат середземноморський** – субтропіки; літо печеня, суха, зима тепла, волога.

**8. Клімат зони субтропічних лісів.** Зима відносно тепла, середня температура найхолоднішого місяця вище 2°C, літо жарке, із значними осіданнями (більше 1000 мм в рік).

**9. Клімат внутрішньоматерикових пустель помірного поясу.** Річна сума опадів менше 250 мм. Зима прохолодна, середня температура січня переважно негативна. Літо дуже сухе і жарке.

**10. Клімат тропічних пустель.** Опадів дуже мало (від 250 до 50мм і менше в рік). Літо дуже жарке (середні місячні температури до 35°C і вище). Зима тепла.

**11. Клімат саван або тропічного лісостепу.** Середня температура найтеплішого місяця 25-30° С, найхолоднішого місяця – вище 18°C. Опадів багато, 1000-200мм в рік; явно виражений сухий період, що доводиться на зиму і весну. Місцями розвинені мусони.

**12. Клімат вологих тропічних лісів.** Середня температура повітря найхолоднішого місяця не нижче 18 °С, опадів не менше 1500 мм в рік (у Бразилії 2000-3000 мм, в Екваторіальній Африці на побережжі Гвінейської затоки 3000-5000 мм і більш), сухого сезону або зовсім немає, або він настільки нетривалий, що не заважає зростанню вологолюбної тропічної рослинності. Амплітуда річного ходу температури мала. Погода відрізняється великою постійністю день за днем.

Україна майже вся розташована в межах помірно континентального пояса. Тільки для Південного берега Криму характерний субтропічний середземноморський клімат. В Закарпатті клімат також м'який, з теплою малосніжною зимою і дощовим літом.

Загальною закономірністю клімату України є зростання його континентальності з заходу на схід і близька до широтної зональність у розподілі температури, вологості та опадів. Це пов'язано з різною віддаленістю західних і східних районів від Атлантичного океану.

Клімат, що сформувався, в Україні є результатом взаємодії трьох кліматоутворюючих чинників. Основними кліматоутворюючими факторами є: 1) кількість сонячної радіації; 2) циркуляція атмосфери; 3) підстилаюча земна поверхня.

**Сонячна радіація** (надходження сонячного тепла до поверхні Землі) є одним з визначальних факторів клімату. Сумарна сонячна радіація на території України за рік становить від 398-406 Дж/см<sup>2</sup> у північних і північно-східних районах до 560-561 Дж/см<sup>2</sup> на Південному березі Криму. Більша частина сонячної радіації припадає на теплий період року, особливо на травень – вересень.

**Циркуляція атмосфери** – другий важливий фактор кліматоутворення. Рівнинний характер рельєфу сприяє вільному пересуванню повітряних мас з різними властивостями – теплих і холодних, сухих і зволжених. Територія нашої країни, особливо її північна частина, на протязі року перебуває під впливом теплих вологих повітряних мас, що формуються над Атлантичним

океаном. Через це влітку зменшується спека, а взимку підвищується температура повітря і бувають відлиги. Основна причина руху повітряних мас – нерівномірне нагрівання земної кулі, що зумовлює різницю в тиску. В атмосфері виникають вихорі великих масштабів – циклони і антициклони. Циклони – це висхідні атмосферні вихорі із зниженим атмосферним тиском у центрі і з вітрами від периферії до центру. Антициклони – низхідні атмосферні вихорі із замкненою областю підвищеного тиску в центрі, від якого вітри дують до периферії.

Для території України в цілому характерний антициклоніальний стан атмосфери: днів з антициклонами більше (235), ніж з циклонами (130), що пояснюється меншою рухливістю антициклонів. Протягом року над територією України проходить близько 45 циклонів і 35 антициклонів. У цілому над нею переважає перенесення повітряних мас із заходу на схід. У холодну пору року це відносно теплі маси, в теплу – прохолодні.

**Підстилаюча земна поверхня** має значний вплив на погодні процеси і на клімат. Гори, височини затримують вітри, впливають на розподіл опадів. Ліси сповільнюють рух повітря в нижніх шарах атмосфери; в степу, навпаки, повітряні маси рухаються з великою швидкістю. Сніговий покрив відбиває до 94% сонячної радіації, внаслідок чого взимку поверхня України ще більше охолоджується. Трава, ґрунт відбиває 26 % сонячної радіації.

Основними показниками клімату є: температура повітря, атмосферний тиск, атмосферні осідання, напрям і сила вітру.

**Температура повітря.** Температура повітря змінюється відповідно до сонячної радіації, а отже знижується з півдня на північ. Середньорічна температура повітря в Україні коливається від +11°C ... +13°C на півдні до +5°C...+7°C на півночі. Абсолютний максимум температур в Україні (+41°C) зареєстрований в Одеській області, а мінімум (-42°C) в Луганську. Найнижчі температури в Україні спостерігаються в січні-лютому і змінюються з півночі на південь і з північного заходу на південний схід. Пересічна середня температура найхолоднішого місяця (січня) змінюється від -7°C ... -8°C на північному сході країни до +2°C...+4°C на Південному узбережжі Криму. В Криму (рівнинна частина) січневі температури 0°C, а на Південному березі Криму +3°...+4°C. В окремі роки спостерігаються зниження середньомісячних температур до -15°C. У найтеплішому місяці (липні) середньомісячна температура змінюється від +17°C ... +19°C на півночі та північному заході країни до +22°C ... +23°C у південних районах, +25°C - на Південному узбережжі Криму.

Коли до України приходять жарке повітря з південного заходу, температура підвищується до +34°...+36°C. В Криму літня температура підіймається до +41°...+42°C.

Січневі ізотерми мають, в основному, напрямок з північною заходу на південний схід, а липневі – з південного заходу на північний схід. Отже, йдуть вони майже перпендикулярно одні до одних, а тому різниця температур найхолоднішого і найтеплішого місяця (амплітуда температур) змінюється з заходу на схід. Ця особливість клімату пов'язана з зменшенням впливу на нього Атлантичного океану. Водночас посилюється вплив материка, тобто континентальність клімату.

Зростання континентальності клімату з заходу на схід підтверджується і тим, що абсолютні мінімальні температури (нижче  $-40^{\circ}\text{C}$ ) спостерігаються на сході, а абсолютні максимуми ( $+41^{\circ}\text{C}$  ...  $+42^{\circ}\text{C}$ ) – на південному сході України.

**Атмосферні опади.** Їхня кількість зменшується із заходу на південь, від 600-700 мм до 300 мм. Щонайбільша кількість опадів випадає в горах: в Карпатах 1600 мм і більш, в Кримських горах до 1200 мм. У степовій частині Криму кількість опадів зростає у напрямі на південь до Кримських гір (до 470-500 мм/рік). У Кримських горах випадає понад 1000, на Південному березі Криму – 550-600 мм/рік.

Для рівнинної частини країни і Карпат характерний літній максимум опадів, для Кримських гір – зимний максимум. Важливим показником, що характеризує умови збільшення рослинності, є коефіцієнт зволоження. Він визначається як відношення кількості опадів за рік до випаровуваності – кількості вологи, яка може випаруватися. Чим більше територія одержує опадів, тим більше випаровувань. Якщо коефіцієнт зволоження більше 1, то територія вважається надмірно зволоженою. В Україні надмірне зволоження характерний для Карпат, західної і північної частин. На крайньому півдні коефіцієнт зволоження 0,3 (недостатнє).

На рівнинній території України річна кількість опадів також змінюється в напрямку з заходу на схід. Пересічна кількість опадів у Поліссі становить 550-700 мм/рік, у Лісостепу – 600-450 мм/рік. У Поліссі та Лісостепу спостерігається поступове зменшення кількості опадів у напрямі з заходу на схід. У степовій зоні в північних районах випадає 450-475 мм/рік, а найменше (300—350 мм/рік) у південних низовинних районах морського узбережжя.

Кількість опадів розподіляється нерівномірно за сезонами. У теплу пору їх випадає у 2-3 рази більше, ніж у холодну. Винятком є Південний берег Криму, де опади с переважно в холодну пору року. Це пов'язано з тим, що влітку тут панують повітряні маси з високим тиском і низхідним рухом повітря.

Максимальна кількість опадів на більшості території України припадає на червень-липень, причому у червні вона різко зростає порівняно з травнем. Улітку спостерігаються часті грози і зливи, що становлять 200 мм опадів на рівнині й до 300 мм у Карпатах. Найбільша сума опадів у Карпатах – 2200 мм/рік, а найменша – 800 мм/рік.

Кількість днів з опадами в Карпатах та Кримських горах досягає 180, у Поліссі та на півночі Лісостепу – 190, на півдні Лісостепу – 120-140, у південному степу – 100-120, на морських узбережжях – 100 мм/рік.

**Вітровий режим.** Протягом року змінюється вітровий режим. Зміни відбуваються у напрямі і швидкості вітру. Ці зміни залежать від центрів атмосферного тиску. Через Україну проходить смуга високого тиску. На північ від цієї смуги переважають вітри західного напрямку, на південь – східного. Середня швидкість вітру в Україні складає 4 м/с.

Значний вплив на клімат узбережної частини країни мають Чорне та Азовське моря. Вони викликають підвищення вологи в повітрі, зменшують коливання температури, знижують спеку влітку і морози взимку.

На формування місцевого клімату впливає також і господарська діяльність людини. Так, завдяки заводам, фабрикам, житловим будинкам, асфальтовим дорогам і площам температура повітря в містах вища, ніж у сільській місцевості.

## 8.5 Несприятливі метеорологічні явища в Україні

Земна атмосфера повсякчасно впливає на життя й діяльність людей. Ми великою мірою залежимо від її складу та стану приземного шару – погоди, від процесів та явищ, що її супроводжують. Деякі з них людина використовує з користю для себе як кліматичні ресурси. Однак чимало серед них і таких, що можуть завдати значної шкоди. Небезпечні погодні явища часто виникають досить несподівано, проявляються як стихійні і завдають значних збитків населенню та господарству. Здебільшого вони пов'язані з особливостями атмосферної циркуляції, іноді на них впливає рельєф місцевості. До небезпечних явищ, які часто бувають на території України, належать **зливи, густі тумани, сильні вітри, спека, хуртовини, снігопади, заморозки**. Дещо рідше трапляються *пилі бурі, суховії, смерчі, ожеледь*.

**Зливи** – це короткочасні інтенсивні дощі, під час яких інколи випадає місячна норма опадів для даної місцевості. Потужні зливові струмені й потоки завдають значної шкоди господарству, підмиваючи дороги та фундаменти будівель, розмиваючи схили ярів. Улітку зливи бувають на всій території України, але найчастіше – у Карпатах, південних і південно-східних районах. У горах вони більш тривалі, іноді спричиняють катастрофічні паводки на річках.

Нерідко зливи супроводжуються іншими несприятливими атмосферними явищами – *грозою, градом, сильним вітром*.

**Гроза** може бути небезпечною для людей і тварин, може спричинити аварії на лініях електропередачі через перенапругу в результаті ударів блискавки. Для захисту будівель від ударів блискавки використовують громовідводи – металеві, добре заземлені стрижні.

Під час грози в купчасто-дощових хмарах або між хмарами і земною поверхнею виникають електричні розряди – блискавки, що супроводжуються громом. Грози в Україні спостерігаються переважно з квітня по вересень, на узбережжях морів – у жовтні, листопаді, зимою грози бувають дуже рідко. Але іноді побачити блискавку можна навіть узимку.

Найбільша кількість днів з грозами спостерігається влітку, коли найбільше прогрівається підстилаюча поверхня, внаслідок чого створюються найсприятливіші умови для формування грозових хмар. Грози найчастіше відбуваються після полудня (з 15 год), середня тривалість їх 2 год. Середня кількість гроз на рік 25-30, у південних районах кількість їх зменшується до 15-20, а у гірських районах зростає до 30-40. Інтенсивні і тривалі грози найчастіше спостерігаються під час проходження атмосферних фронтів. Найбільша кількість гроз в Україні буває в українських Карпатах. Рекордним був 1951 р., протягом якого було зареєстровано 64 дні з грозою [8].

У травні-червні грози супроводжуються **градом**. Град в Україні у середньому на рік буває 1-2 дні, у горах 4-6 днів, у степових районах його часто

не буває зовсім. Найчастіше він випадає у травні-червні. В центральних районах України град випадає до 9 разів за рік. Град – явище швидкоплинне, у більшості випадків його тривалість не перевищує 5 хв. Проте й за такий короткий час він завдає значних збитків, пошкоджуючи посіви та плодові дерева.

Випадання граду, як правило, супроводжується значним зниженням температури повітря (на 6-8°C). Град завдає значної шкоди сільському господарству. Здебільшого град випадає дрібний. Проте окремі градини можуть досягати розмірів від грецького горіха до курячого яйця. Рекордно великою в Україні була градина вагою 500 г, а у світі – 7 кг.

**Сильні вітри**, що дують із швидкістю понад 10 м/с, спостерігаються як під час гроз, так і з надходженням на територію України атмосферних фронтів і циклонів. Особливо небезпечні штормові (понад 20 м/с) та ураганні (понад 30 м/с) вітри, які пошкоджують будівлі, ламають дерева, валять опори ліній зв'язку. В Українських Карпатах сильні вітри спричиняють вітровали – вивертання дерев з коріннями.

**Шквал** – це короткочасне різке збільшення швидкості вітру, що утворюється у купчасто-дощових хмарах, супроводжується зміною напрямку вітру та спостерігається під час гроз і злив. Під час шквалу ламаються дерева, знищуються сільськогосподарські культури, руйнуються будівлі, іноді навіть можливі людські жертви. Повторюваність шквалів в Україні має чітко виражений річний хід (табл. 8.1). Найбільш безпечним регіоном є південь (зокрема, Одеська область) – понад 6 шквалів у середньому за рік. У Херсонській області та в Криму їх дещо менше (4-6), на крайньому заході (Львівська і Волинська області) – від 2 до 4, у центральних і північних областях та на сході – менше 2 [8].

Таблиця 8.1 – Повторюваність шквалів на території Украй за рік, %

Шквал	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XI
Сильний	1	1	6	5	6	21	29	12	8	7	3	1
Помірний	2	1	5	5	12	24	24	14	6	4	2	1
Слабкий	1	1	2	4	12	27	27	17	3	3	2	1

Найбільша швидкість вітру в Україні – 180 км/год (50 м/с) – була зафіксована в грудні 1947 р. в Кримських горах на Ай-Петрінській яйлі [1].

До найнебезпечніших стихійних атмосферних явищ на території України належить також **смерч**. Це вихор склади структури з вертикальною віссю, що опускається з нижньої межі потужних купчасто-дощових хмар до земної поверхні вигляді білястої або темної воронки, яка обертається і характеризується значними швидкостями вітру, потужними низхідними та висхідними потоками, значною різницею атмосферного тиску від центру воронки до периферії, що у комплексі створює надзвичайну енергію смерчу. Смерч має вигляд стовпа діаметром від кількох десятків до сотень метрів з лійкоподібним розширенням угорі. Повітря у вихорі обертається з величезною швидкістю (до 200 м/с),

піднімаючи від землі пил, воду.

На території України спостерігався смерч із такими параметрами [8]:

- найбільша швидкість вітру в середині воронки, становила 50-70 м/с (може досягати 100-400 і більше м/с);
- діаметр воронки – від 10 до 1500-2000 м;
- швидкість руху – від 10-20 до 30-35 м/с;
- середня довжина шляху переміщення – 10-15 км (можливо 100 км і більше);
- перепад тиску – 30-60 гПа (можливо до 200-250 гПа більше).

Смерч спричинює катастрофічні руйнування внаслідок сили вітрового натиску і великої відмінності тиску між ним і навколишнім середовищем.

В Україні смерчі переважно спостерігаються в теплий період року, найчастіше (34%) – у червні липні, рідко – у травні і серпні. За останні 30-40 років у країні було понад 70 випадків смерчів. Це, звичайно, потребує врахування смерчонебезпечності території під час проектування, будівництва й експлуатації потенційно небезпечних промислових об'єктів, таких як АЕС, хімічні комбінати тощо.

Так само, як і сильні вітри, вони залишають по собі руйнівний слід у декілька десятків кілометрів. Однак смерчі бувають рідше, ніж сильні вітри, і мають значно менше територіальне охоплення.

Останніми роками у зв'язку з потеплінням клімату в Україні почастишали **спеки** – бездошові періоди з високими середньодобовими температурами повітря. Вони бувають переважно наприкінці весни і влітку, стовпчики термометрів з дня в день піднімаються до +30 С і вище. Спекотну погоду важко переносять люди, вона спричиняє самозаймання і горіння торфовищ, лісів, сухої рослинності в степу.

Найдовші бездошові періоди на Україні, що тривали 115 днів (майже 4 місяці), були в 1934 р. в Полтавській та у 1948 р. в Херсонській областях.

Тривалі бездошові періоди та низька вологість повітря і ґрунту призводять до **посух**, внаслідок яких різко знижуються врожаї сільськогосподарських культур або ж вони повністю гинуть. Великі посухи, що охоплюють більш як половину території України, бувають раз на 10 років, менші – значно частіше. Найчастіше вони трапляються на півдні та сході України.

У цих самих регіонах розвиваються суховії та пилові бурі. **Суховії** – це гарячі сухі вітри. Вони виникають влітку, дмуть переважно зі сходу і південного сходу від 1 до 10 днів, забираючи рештки вологи з висушеного ґрунту. Виникають при підвищенні температури повітря понад +25°С, зниженні відносної вологості до 30% і швидкості вітру понад 5 м/с. Суховії в Україні спостерігаються у квітні — вересні, з максимумом у серпні. На території країни є два осередки з великою кількістю суховіїв: на півдні (Миколаївська, Дніпропетровська, Запорізька й Херсонська області та степові райони Криму) і на сході (Луганська, Донецька області). Середня кількість днів з суховіями в цих районах становить 25-30, в окремі роки 50-60.

**Пилові бурі** виникають при посушливій погоді і підвищеній швидкості вітру, який видуває пил і пісок із земної поверхні й переносить їх на великі відстані. В Україні **пилові бурі** бувають переважно у березні – вересні, взимку

лише 1-2 рази на десятиріччя. Вони можуть тривати від кількох десятків хвилин до кількох діб, сильно погіршуючи умови проживання людей, завдаючи значних збитків сільському господарству, роботі транспорту.

Найчастіше сприятливі умови для виникнення пилових бур у Степу (ймовірність 80-100 %), а на північ та північний захід України їх частота зменшується. У межах країни розрізняють *три осередки* пилових бур: із центром біля Херсона – Каховки; у районі Луганська; у північно-західній частині Одеської області з центром біля Сарати-Болграда.

Тривалість пилової бурі змінюється у широких межах – від чверті години до декількох діб; найтриваліші з них спостерігаються у східній частині степової зони. У холодний період пилові бурі триваліші, ніж у теплий. Влітку імовірність їх виникнення незначна у зв'язку з тим, що поверхня ґрунту закріплена рослинами. *Чорна буря*. Найсильніша пилова буря промчала над Україною наприкінці квітня 1928 р. У газетах того часу повідомлялося, що над степами Придніпров'я “бушує піщаний шторм небувалої сили. Дніпропетровськ буквально засипаний піском. Установи вдень працюють при електричному світлі”. Близько 15 млн. т сухого чорнозему було піднято в повітря у степу і лісостепу і розсіяно на площі в 500 тис. км<sup>2</sup>, включаючи й території сусідніх держав – Польщі та Румунії. Основними *заходами боротьби* з пиловими бурями є поєднання лісомеліоративних, агротехнічних та гідромеліоративних заходів з урахуванням умов формування цих бур.

**Тумани** бувають на всій території України впродовж кількох десятків днів, найчастіше – в холодний період року (особливо в грудні-лютому). Найбільше їх спостерігається у гірських районах, на півночі та заході країни. Особливо небезпечні сильні тумани для транспорту, коли видимість знижується до 50 м.

Утворення туману взимку зумовлюється охолодженням теплого вологого повітря, що надходить з Атлантичного океану та Чорного моря, значний вплив мають також місцеві умови – рельєф, температура і вологість повітря.

Протягом року найбільша кількість днів з туманами характерна для Карпат і Кримських гір (понад 120 днів), а також для території, що простяглася широкою смугою від Донецького кряжа на захід через усю Україну; найменше туманів буває на узбережжі Чорного моря, особливо у Криму (15-30 днів). [12]

**Хуртовини** – це перенесення снігу над земною поверхнею вітром. Найчастіше вони виникають при переміщенні над територією України середземноморських і атлантичних циклонів. Погіршуючи видимість і утворюючи кучугури снігу, хуртовини створюють труднощі для різних видів транспорту. Хуртовини в Україні найчастіше спостерігаються у січні-лютому. Річна кількість днів з хуртовинами зменшується від 20-25 днів на північному сході країни до 3-5 днів на південному заході. На Донецькому кряжі 25-29 днів з хуртовинами, у Кримських горах – близько 35 днів. У Закарпатті та на Південному березі Криму в окремі зими хуртовин не буває.

Циклональна погода взимку супроводжується також сильними **снігопадами**, налипанням мокрого снігу на лініях зв'язку, що приводить до їх обривів. У гірських районах внаслідок інтенсивних снігопадів чи активного



танення снігу під час зимових відлиг і навесні буває сходження **снігових лавин**. Вони дуже небезпечні для місцевих мешканців і любителів гірського зимового туризму та відпочинку.

Найбільша кількість днів з хуртовинами на Україні – 71 день протягом зими 1906/07 рр. – зареєстрована в Кримських горах на Ай-Петрі.

Супутницями холодного періоду року є ожеледі та ожеледиці. **Ожеледь** – це утворення льодяної кірки на поверхні землі та різних предметах внаслідок намерзання переохолоджених крапель дощу, мряки або туману. **Ожеледиця** – це утворення такої кірки на поверхні землі та дорогах унаслідок похолодання, що настає після відлиги. Ці атмосферні явища небезпечні для руху людей і транспорту, завдають великої шкоди посівам озимих культур. Ожеледиця утворюється у холодний період року при температурі нижче 0-3°C. Найчастіше вона буває на Донецькому кряжі, Приазовській височині (на рік приблизно 30 днів), а також у Карпатах та Кримських горах. Загальна тривалість ожеледиці коливається від 15 хв до 15 діб, середня – близько 12 год.

Середня товщина намерзлого льоду 7-11 мм, максимальна до 300 мм (на височинах) та 200 мм (у горах). Утворення шару льоду понад 20 мм, особливо під час сильного вітру, завдає значної шкоди господарству (обриваються проводи і т.д.).

**Заморозки** в Україні спостерігаються навесні і восени, коли вторгнення холодних мас повітря та охолодження земної поверхні викликають зниження температури повітря або ґрунту до 0°C й нижче вночі. Зазвичай вони трапляються до 25 квітня і після 16 жовтня, однак не дивина й травневі та вересневі заморозки. Вони шкодять садам і теплолюбним культурам.

На півночі та в гірських районах країни заморозки спостерігаються до кінця травня і пізніше, на Півдні – до середини квітня. На Південному березі Криму з кінця березня температура повітря майже не буває нижчою за 0°C. Перші осінні заморозки у долинах Карпат та на півночі настають переважно у другій половині вересня, на півдні – у середині жовтня, на узбережжях морів – наприкінці жовтня – на початку листопада.

### *Питання для самоконтролю*

1. Визначте сутність понять «клімат» і «кліматотворюючі фактори».
2. Чим відрізняються зовнішні та внутрішні кліматотворюючі фактори?
3. Які види ресурсів належать до кліматичних?
4. Від чого залежать величини сонячної радіації?
5. Охарактеризуйте рельєф, підстильну поверхню, внутрішні води, ґрунтовий і рослинний покриви як важливі кліматотворюючі фактори.
6. Які ви знаєте небезпечні явища погоди в Україні?
7. Що належить до стихійних метеорологічних явищ, дії яких часто завдають значних збитків різним галузям економіки України?

## 9 ЛАБОРАТОРНИЙ ПРАКТИКУМ

### 9.1 Лабораторна робота № 1. «Прилади для виміру атмосферного тиску»

*Мета роботи:* лабораторна робота виконується з метою ознайомлення та вивчення приладів для дослідження атмосферного тиску.

#### 9.1.1 Короткі теоретичні відомості

*Атмосферний тиск* – це гідростатичний тиск атмосферного повітря на всі об'єкти, що знаходяться в ньому. Атмосферний тиск визначається масою стовпу повітря з площею основи, яка дорівнює одиниці. Маса 1 м<sup>3</sup> сухого повітря, якщо зважити його на рівні моря і при температурі 0°C, дорівнює 1293 г, а на кожний квадратний сантиметр земної поверхні припадає 1033,3 г повітря. Величина атмосферного тиску не залежить від орієнтації поверхні, на яку воно діє.

*Нормальним атмосферним тиском* називають тиск, який дорівнює вазі ртутного стовпчика висотою 760 мм, що знаходиться при температурі 0°C на широті 45° і на рівні моря. Такий стовпчик тисне із силою  $76 \text{ см} \cdot 13,596 = 1033 \text{ г/см}^2$ , де  $13,596 \text{ г/см}^3$  – щільність ртуті при 0°C.

Для вимірювання атмосферного тиску в метеорологічній практиці використовують також мілібари (мб). Один бар дорівнює тиску в  $10^6$  дин/см<sup>2</sup>. Одна дина дорівнює силі, яка, діючи на масу в 1 г, надає їй прискорення в  $1 \text{ см/с}^2$ .

В одиницях СІ атмосферний тиск виражають в Паскалях (Па = Н/м<sup>2</sup>). На практиці зручніше використовувати гектоПаскалі (1гПа = 100 Па =  $10^{-1}$  кН/м<sup>2</sup>) з точністю до сотих. Що виходить з вживання, позасистемна одиниця тиску мм.рт.ст. (міліметри ртутного стовпа), склалася історично у зв'язку з вживанням ртутного барометра.

Наведемо співвідношення між барами, динами і Паскалями:

$$1 \text{ мб} = 10^3 \text{ дин/см}^2 = 10^7 \text{ дин/м}^2 = 10^2 \text{ Н/м}^2 = 1 \text{ гПа}.$$

$$1 \text{ мм.рт.ст} = 0,1 \cdot 13,596 \cdot 980,665 = 1333,3 \text{ дин/см}^2 = 1,33 \text{ мб}.$$

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

де  $980,665 \text{ см/с}^2$  – прискорення сили тяжіння на рівні моря і на широті 45°.

Нормальний атмосферний тиск в інших одиницях виражається так:

$$760 \text{ мм.рт.ст.} = 76 \cdot 13,596 \cdot 980,665 = 1013,3 \cdot 10^3 \text{ дин/см}^2 = 1013,3 \text{ мб} = 101330 \text{ Па}.$$

Крім вищевказаних, атмосферний тиск може бути виражений рядом інших одиниць вимірювання. Нижче наведено таблицю, яка містить співвідношення

різних одиниць вимірювання атмосферного тиску (табл. 9.1). Згідно таблиці 9.1, для отримання значення тиску в інших одиницях необхідно заданий тиск помножити на відповідні перевідні коефіцієнти, що наведені в таблиці. Наприклад, якщо даний тиск становить  $3,5 \text{ кгс/см}^2$ , то він дорівнює

$$35000 \text{ кгс/м}^2 = 343350 \text{ Па} = 3,5 \text{ ат} = 3,39 \text{ атм} = 3,43 \text{ бар} = 2574 \text{ мм.рт.ст.}$$

Таблиця 9.1 – Одиниці вимірювання атмосферного тиску і співвідношення між ними

Одиниці тиску	Па	бар	дин/см <sup>2</sup>	кгс/м <sup>2</sup>	мм. рт. ст.	атм. техн., ат	атм. фіз., атм
Па	1	$10^{-5}$	10	0,102	0,0075	$1,02 \cdot 10^{-5}$	$0,987 \cdot 10^{-5}$
Бар	$10^5$	1	$10^6$	10193,7	750	1,02	0,986923
дин/см <sup>2</sup>	0,1	$10^{-6}$	1	0,0102	0,00075	$0,102 \cdot 10^{-5}$	$9,87 \cdot 10^{-7}$
кгс/м <sup>2</sup>	9,80665	$9,81 \cdot 10^{-5}$	98,0665	1	0,073556	0,0001	$9,68 \cdot 10^{-5}$
мм. рт. ст.	133,3224	0,0013332	1333,224	13,6	1	0,00136	0,001316
атм. техн., ат	98066,5	0,981	980665	10000	735,56	1	0,968
атм. фіз., атм	101325	1,01	1013250	10332	760	1,0332	1

Для вимірювання атмосферного тиску в метеорологічній практиці використовують деформаційні й рідинні барометри (від грецької *baros* – тяжіння, вага й *metreo* – виміряю).

Найбільш поширені рідинні барометри, принцип дії яких оснований на врівноваженні атмосферного тиску вагою стовпу рідини. Принцип дії деформаційного барометру (анероїда) оснований на пружних деформаціях мембранної коробки.

Для прогностичних цілей, разом з абсолютною величиною атмосферного тиску, на метеорологічних станціях визначають величину і форму баричної тенденції.

**Барична тенденція** – це зміна атмосферного тиску за час між термінами спостережень (3 години при 8-і термінових спостереженнях). Барична тенденція має знак «+» при зростанні тиску, і знак «-» при пониженні. Форму тенденції визначають по запису тиску самописцем (барографом).

Для виміру атмосферного тиску існують різні види барометрів, частина з них приведена нижче.

**Ртутний барометр.** Рідинний барометр винайдений Торрічеллі (1643 р.), а назву «барометр» приписують Бойлю (1665 р.), до нього прилад називали «Трубною Торрічеллі».

Найбільш точними стандартними приборами є ртутні барометри: ртуть завдяки великій щільності ( $13,596 \text{ г/см}^3$ ) дозволяє отримати в барометрі порівняно невеликий стовп рідини, зручний для вимірювання.

Ртутні барометри являють собою дві сполучені посудини, заповнені ртуттю, одна з яких – скляна трубка довжиною близько 90 см, яка запаяна зверху і не містить повітря.

Принцип дії ртутного барометра заснований на урівноваженні атмосферного тиску вагою ртутного стовпа (рис. 9.1, а). Якщо скляну трубку, запаяну з одного кінця і наповнену ртуттю, занурити відкритим кінцем в ртуть, налиту в чашку, то частина ртуті з трубки вилетіть в чашку. Стовп, що залишився в трубці, висотою  $H$  своєю вагою зрівноважить атмосферний тиск  $P_a$ , що діє на поверхню ртуті в чашці, тобто

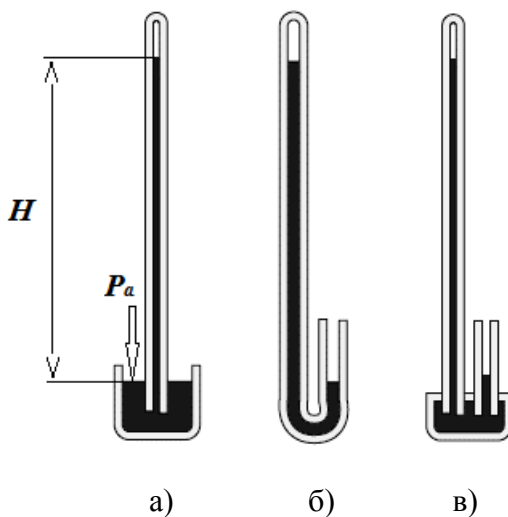
$$P_a = \rho_p \times g \times H, \quad (9.1)$$

де  $\rho_p$  – щільність робочої рідини (ртуті),  $\text{кг/м}^3$ ;

$g$  – прискорення вільного падіння,  $\text{м/с}^2$ ;

$H$  – висота стовпа ртуті в трубці, м.

При зміні атмосферного тиску рівновага порушуватиметься, і, відповідно, мінятиметься і висота ртутного стовпа.



а – барометр чашковий; б – барометр сифонний; в – барометр сифонно-чашковий

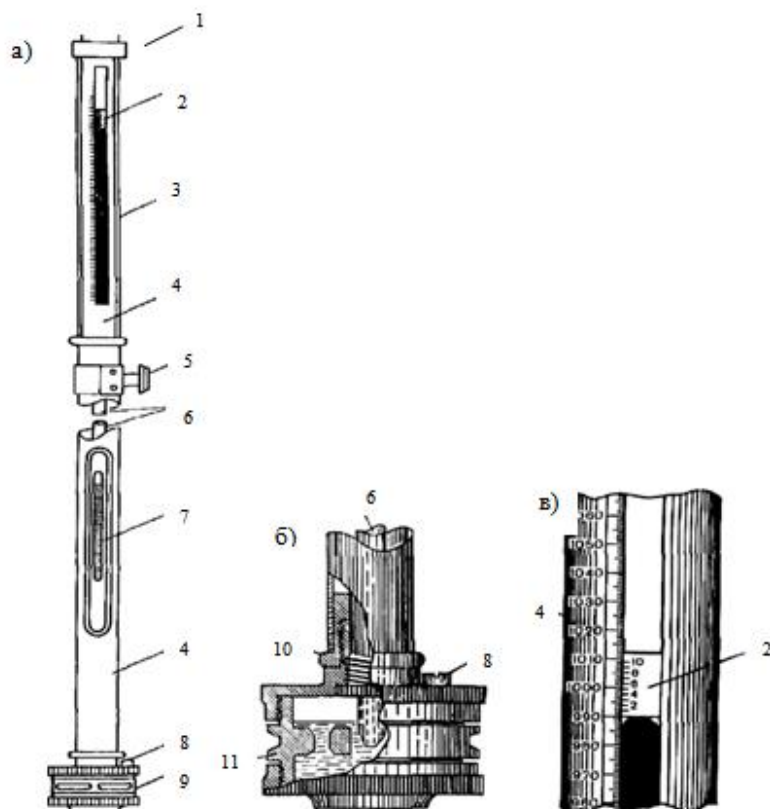
Рисунок 9.1 – Ртутні барометри

Залежно від форми сполучених посудин ртутні барометри поділяють на три основних типи: чашкові, сифонні й сифонно-чашкові (рис. 9.1, б, в). На практиці використовують чашкові й сифонно-чашкові барометри. Основним

приладом для виміру атмосферного тиску на мережі метеорологічних станцій є ртутний чашковий барометр.

**Барометри станційні чашкові ртутні** (рис.9.2). Барометр чашковий стаціонарний служить для виміру атмосферного тиску в стаціонарних умовах.

На мережі метеорологічних станцій використовуються барометри чашкові ртутні з компенсованою шкалою *СР-А* і *СР-Б*. Межі вимірів для першої моделі від 810 до 1070 гПа, для другої моделі - від 680 до 1070 гПа. Максимальна погрішність виміру після введення всіх поправок не більш  $\pm 0,5$  гПа [2].



а – загальний вигляд; б – чашка барометра; в – шкала і ноніус; 1 – кільце, 2 – ноніус; 3 – захисне скло; 4 – оправа; 5 – рукоятка кремальєри; 6 – барометрична трубка; 7 – термометр; 8 – гвинт; 9 – чашка; 10 – втулка; 11 – середня частина чашки з діафрагмою

Рисунок 9.2 – Барометр чашковий станційний

Ці барометри мають скляну трубку, що калібрується, 6 діаметром 7,2 мм довжиною 800 мм, запаяну з верхнього кінця, і заповнену під вакуумом очищеною ртуттю. Нижній кінець трубки приєднаний до чашки 9, що складається з трьох частин. Середня частина чашки 11 має діафрагму з отворами, яка служить для гасіння коливань ртуті, що виключає попадання повітря в барометричну трубку. З атмосферним повітрям барометр сполучається через отвір в кришці чашки, що закривається гвинтом 8.

Трубка 6 захищена металевією оправою 4, на якій нанесена шкала. У прорізі оправи є рухливий ноніус 2, який переміщається обертанням кремальєри

5. Ноніус дозволяє брати відліки з точністю до 0,1 ділення основної шкали. На оправі укріплений термометр 7 (термометр-аташе) для визначення температури ртуті барометра, а зверху на оправі є кільце 1 для підвищування барометра на місці установки.

У приміщенні метеостанції барометр знаходиться усередині тригранної зашкленої шафки, укріпленої на стіні в місці, де немає різких коливань температури і прямого попадання сонячних променів. Барометр повинен займати строго вертикальне положення.

Виміри виконують в наступному порядку. Відкривають дверці шафки, відлічують температуру по термометру-аташе з точністю до  $0,1^{\circ}\text{C}$ , обертанням кремальєри підводять ноніус зверху до торкання його зрізів вершини меніска ртуті в барометричній трубці. При цьому око повинне знаходитися на візирній лінії, що проходить через нуль ноніуса і заднього зрізу кільця ноніуса. Відлік беруть з точністю до 0,1 ділення шкали.

При вимірі тиску за допомогою чашкового барометра досить визначити за його шкалою положення меніска ртуті в трубці, не визначаючи рівень ртуті в чашці, хоча при зміні тиску він також міняється за рахунок витіснення ртуті з трубки при пониженні тиску, і потрапляння ртуті з чашки в трубку при зростанні тиску. Зміна рівня ртуті в чашці враховується компенсованою шкалою барометра.

Для визначення атмосферного тиску до показань ртутного барометру вводять поправки:

- 1) інструментальну, що виключає похибки виготовлення;
- 2) поправку для приведення показань барометру до  $0^{\circ}\text{C}$ , оскільки показання барометру залежать від температури (зі зміною температури змінюється щільність ртуті й лінійні розміри деталей барометра);
- 3) поправку для приведення показань барометру до нормального прискорення вільного падіння ( $g_n = 9,80665 \text{ м/с}^2$ ), яка обумовлена тим, що показання ртутних барометрів залежать від географічної широти й висоти над рівнем моря точки спостережень.

Зазвичай перша і друга поправки для метеостанції є постійними, тому їх об'єднують в одну загальну поправку.

Введенням вказаних поправок отримують тиск на рівні станції, який потім наводять до рівня моря. Для цього використовують таблиці, розраховані по барометричній формулі.

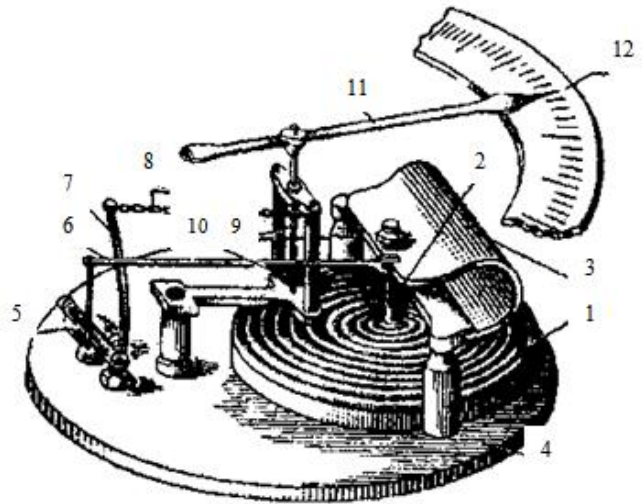
**Барометр-анероїд** відноситься до деформаційного виду приладів для виміру атмосферного тиску. Деформаційний барометр або барометр-анероїд (від грецької *a* – заперечна частка, *nerys* – вода, тобто який діє без рідини) вимірює атмосферний тиск на основі пружних деформацій.

Прийнятною частиною анероїду (рис. 9.3) є кругла металева коробка 1 з гофрованою основою, всередині якої створюється сильне розрідження.

При підвищенні атмосферного тиску коробка стискується і тягне пружину, яка причеплена до неї; при зниженні тиску пружина розтискається і верхня основа коробки піднімається [7].



а)



б)

а – загальний вигляд приладу; б – механізм барометра; 1 – коробка анероїда; 2 – кріплення круглих мембран; 3 – пружина; 4 – металеве плато; 5 – колінчастий вал; 6 – стержень; 7 – важіль; 8 – ланцюжок; 9 – вісь; 10 – вісь стрілки; 11 – стрілка; 12 – кругова шкала

Рисунок 9.3 – Барометр-анероїд

Переміщення кінчика пружини 3 передається стрілці 11, яка переміщується шкалою 12. В останніх конструкціях замість пружин використовують більш пружні коробки. До шкали причеплено дугоподібний термометр, який служить для внесення поправки до показань анероїда на температуру. Для отримання істинного значення тиску показання анероїду потребують поправки, які визначаються порівнянням із ртутним барометром. Похибка вимірювань складає 1-2 мбар. Чутливим елементом в таких барометрах є коробка (барокоробка) анероїда, що перетворює зміни атмосферного тиску в лінійні переміщення (деформації).

Коробка анероїда складається з двох спаяних або зварених по периметру круглих мембран 2 (діаметром 30-80 мм), що мають жорсткі центри з кріпильними ніжками. З окремих коробок, скріплених між собою, можуть збиратися блоки. Чутливість блоку дорівнює сумарній чутливості складових її коробок. Пружна деформація коробки може забезпечуватися за рахунок пружності матеріалу самої коробки або за допомогою додаткової пружини, коробки, що знаходиться усередині, і що розпирає її, або зовнішньої пружини, що розтягує коробку. Усередині коробки створюється вакуум. Гофр додає коробці велику еластичність [8].

На рисунку 9.4 показаний **барометр-анероїд БАММ**. Деформації коробки при зміні атмосферного тиску через передавальний механізм викликають переміщення стрілки відносно ділень шкали. Передавальне відношення може досягати 1:1000, тобто невеликі деформації коробки збільшуються в 1000 разів.





Барометри-анероїди мають деякі переваги перед ртутними барометрами (малі габарити і маса, відсутність ртуті, зручності транспортування), але вони поступаються в точності і не застосовуються на метеорологічних станціях як основний прилад для виміру атмосферного тиску. Вони знаходять вживання в тих випадках, коли виміри тиску допустимі з погрішністю більше 1 гПа.

В даний час промисловістю випускаються барометри-анероїди: БАММ з погрішністю виміру  $\pm 2,5$  гПа, який може застосовуватися при температурі від  $-10^{\circ}$  до  $+40^{\circ}\text{C}$ ; барометр МД-49-2 з погрішністю виміру  $\pm 0,8$  гПа, може застосовуватися при температурі від  $-40^{\circ}$  до  $+40^{\circ}\text{C}$ .

**Барограф метеорологічний М-22** (рис. 9.5) призначений для безперервної реєстрації атмосферного тиску. Межі виміру від 780 до 1060 гПа, погрішність виміру  $\pm 1-2$  гПа. Може працювати при температурі повітря від  $-10$  до  $+45^{\circ}\text{C}$ . Чутливим елементом барографа є блок з коробок анероїдів (рис. 9.6).

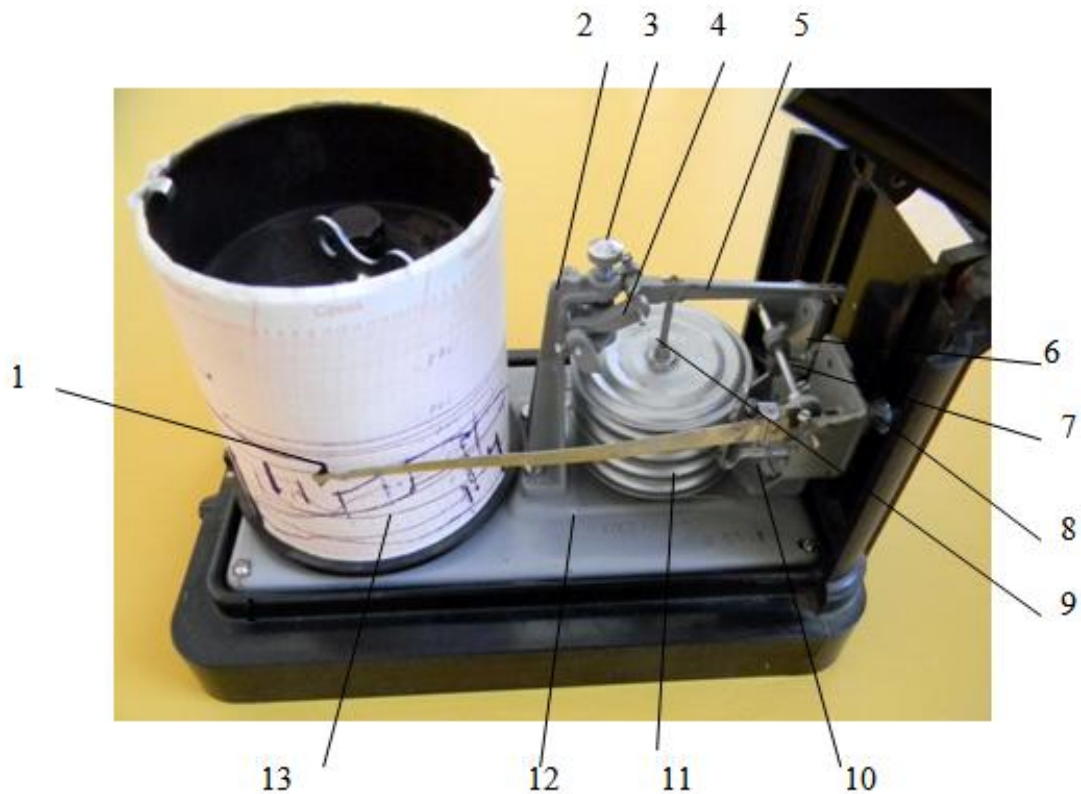
Повітря з коробок видалено і атмосферний тиск, направлений на стискування коробок, врівноважується силоміць пружності коробок. Нижня підстава блоку укріплена на біметалічній пластинці температурного компенсатора, змонтованого на нижній стороні плати. Центр верхньої коробки через передавальну систему пов'язаний із стрілкою, на кінці якої знаходиться перо. Термокомпенсатор служить для виключення впливу температури на показання приладу, є біметалічною пластинкою. При зміні температури при незмінному тиску температурні деформації блоку коробок і біметалічної пластинки будуть рівні по величині і протилежними по напрямку, і стрілка з пером переміщатися не буде.

На метеостанціях в барографах зазвичай застосовується тижневий годинниковий механізм (один зворот барабана за 176 годин). Діаграмна стрічка розділена по вертикалі горизонтальними лініями з ціною ділення 2 гПа, а по горизонталі - вертикальними дугоподібними лініями з ціною ділення 2 години.

Механізм барографа поміщений в пластмасовий корпус з відкидною кришкою [2].



Рисунок 9.5 – Барограф метеорологічний М-22



1 – стрілка пера; 2, 4 – кронштейни; 3 – гвинт; 5 – важіль; 6 – тяга; 7 – вісь пера; 8 – кнопка; 9 – упор; 10 – рукоятка упору; 11 – бароблок; 12 – плата; 13 – барабан

Рисунок 9.6 – Механізм барографа

Установка пера стрілки на необхідне ділення діаграмної стрічки (переклад пера вгору або вниз) здійснюється обертанням настановного гвинта 4, відмітка часу виконується натисненням кнопки 9. У приміщенні метеостанції барограф знаходиться на поличці, укріпленій на стіні на висоті 110 - 130 см від підлоги. По вигляду кривому запису між термінами спостережень визначається форма баричної тенденції.

### 9.1.2 Порядок виконання лабораторної роботи

В лабораторній роботі для виміру атмосферного тиску застосовуються такі прилади як барометр-анероїд та барограф метеорологічний М-22, принцип дії яких описано у п.п. 9.1.1. Необхідно:

- 1) коротко письмово описати порядок виконання заміру атмосферного тиску за допомогою барометру та барографу;
- 2) виміряти атмосферний тиск та температуру;
- 3) порівняти значення вимірів та письмово зробити висновки;
- 4) за результатами вимірів розрахувати атмосферний тиск на рівні моря.

Атмосферний тиск на рівні моря можна визначити за формулою:

$$P_{pm} = P + \Delta P = P + \frac{H}{h}, \quad (9.2)$$

де  $P$  – атмосферний тиск на рівні місця виміру, гПа;

$\Delta P$  – різниця в тиску на рівні моря і на рівні місця виміру, гПа;

$H$  – висота місця виміру над рівнем моря, м; для умов ЗДІА  $H = 77$  м;

$h$  – барична ступінь, м/гПа.

Для практичного використання баричний рівень обчислюють за формулою:

$$h = \frac{8000}{p} (1 + \alpha \cdot t), \quad (9.3)$$

де  $P$  – тиск, гПа;

$t$  – температура в тій же точці, для якої обчислюється баричний рівень, °С;

$\alpha$  – температурний коефіцієнт розширення повітря, рівний 0,004.

*Приклад.* На станції, висота якої 200 м, тиск дорівнює 1000 гПа, а температура 10 °С. Обчислити тиск на рівні моря. Для визначення тиску на рівні моря спочатку знаходимо наближене значення баричного рівня  $h$  по величині атмосферного тиску і температури повітря на станції:

$$h' = \frac{8000}{p} (1 + \alpha \cdot t) = \frac{8000}{1000} (1 + 0,004 \cdot 10) = 8,3 \text{ м/гПа.}$$

Знаходимо приблизно тиск на рівні моря:

$$P'_{pm} = P + \frac{H}{h'} = 1000 + \frac{200}{8,3} = 1024,0 \text{ гПа.}$$

Визначаємо середній тиск шару повітря між рівнями моря і станції:

$$P_c = \frac{P + P'_{pm}}{2} = \frac{1000 + 1024}{2} = 1012 \text{ гПа.}$$

Враховуючи, що в середньому в тропосфері температура збільшується із зменшенням висоти з градієнтом 0,6 °С на 100 м, визначаємо температуру шару повітря на рівні моря:

$$t_{pm} = t + \frac{0,6H}{100} = 10 + \frac{0,6 \cdot 200}{100} = 11,2 \text{ °С,}$$

де  $t$  – температура повітря на станції, °С.

Визначаємо середню температуру стовпа повітря між станцією і рівнем моря:

$$t_c = \frac{t + t_{pm}}{2} = \frac{10 + 11,2}{2} = 10,6^\circ\text{C}.$$

По середніх значеннях  $P$  і  $t$  знаходимо уточнене значення баричного рівня і обчислюємо остаточне значення тиску на рівні моря:

$$h = \frac{8000}{P_c} (1 + \alpha \cdot t_c) = \frac{8000}{1012} (1 + 0,004 \cdot 10,6) = 8,2 \text{ м/гПа};$$

$$P'_{pm} = P + \frac{H}{h} = 1000 + \frac{200}{8,2} = 1024,4 \text{ гПа}.$$

У звіті повинно бути:

1. Мета роботи.
2. Короткі теоретичні відомості.
3. Опис порядку виконання вимірів атмосферного тиску за допомогою барометру та барографу.
4. Розрахунок атмосферного тиску на рівні моря та баричного ступеню.
5. Висновки.

### Питання для самоконтролю та обговорення

1. Чому існує атмосферний тиск?
2. Який атмосферний тиск вважається нормальним?
3. Чому атмосфера утримується біля Землі?
4. Чи однакова густина повітря на всіх висотах?
5. Яка залежність між висотою і атмосферним тиском?
6. Як за змінами атмосферного тиску можна визначити висоту?
7. Чи можна за показаннями барографа передбачити зміни погоди?

## 9.2 Лабораторна робота № 2. «Прилади для вимірювання сили й напрямку вітру»

*Мета роботи:* лабораторна робота виконується з метою ознайомлення та вивчення приладів для дослідження сили й напрямку вітру.

### 9.2.1 Короткі теоретичні відомості

*Вітер* – це горизонтальне переміщення повітряних мас відносно земної поверхні. Вітер характеризується швидкістю й напрямком. Крім цих параметрів у метеорології особливу увагу приділяють мінливості швидкості й напрямку

вітру в часі (поривчастість вітру).

Швидкість вітру вимірюється в м/с; км/год, в балах за шкалою Бофорта (табл. 9.2), що використовують в міжнародній синоптичній практиці з 1874 р.

Таблиця 9.2 – Шкала Бофорта

Бали	Словесне визначення сили вітру	Середня швидкість вітру, м/с (км/год)	Дія вітру
1	2	3	4
0	Штиль	0-0,2 (<1)	Вітру немає. Дим з труб піднімається вертикально. Листя дерев нерухоме. Море дзеркально рівне.
1	Тихий	0,3-1,5 (1-5)	Вітер ще не може рухати флюгер, але вже відносить дим. На морі з'являються брижі, але піни на гребенях немає. Висота хвиль до 0,1 м
2	Легкий	1,6-3,3 (6-11)	Вітер відчувається обличчям. Шелестить листя. Флюгер приходить до руху. Гребені на хвилях не перекидаються, вони короткі з максимальною висотою до 0,3 м
3	Слабкий	3,4-5,4 (12-19)	Листя й тонкі гілки дерев коливаються. Майорять легкі прапори. Гребені хвиль вже добре виражені; перекидаючись, утворюють склоподібне шумовиння. Інколи виникають білі баранці. Середня висота хвиль 0,6 м
4	Помірний	5,5-7,9 (20-28)	Вітер здіймає пил і папірці, приводить до руху тонкі гілки дерев. Хвилі на морі видовжені, білі баранці видніються в багатьох місцях. Максимальна висота хвиль до 1,5 м
5	Свіжий	8,0-10,7 (29-38)	Коливаються гілки й тонкі стовбури дерев. Вітер відчувається рукою. Хвилі на морі ще не дуже великі, але вже скрізь видно білі баранці. Максимальна висота хвиль 2,5 м, середня – 2 м
6	Сильний	10,8-13,8 (39-49)	Гойдаються товсті гілки дерев, тонкі дерева гнуться. Гудуть телеграфні дроти. Утворюються великі хвилі. Білі від шумовиння гребені займають значні площі. Утворюється водяний пил. Максимальна висота хвиль – до 4 м, середня – 3 м
7	Міцний	13,9-17,1 (50-61)	Гойдаються стовбури дерев, гнуться великі гілки. Йти проти вітру важко. Хвилі громадаються, гребені зриваються вітром, піна лягає смугами за вітром. Максимальна висота хвиль до 5,5 м
8	Дуже міцний	17,2-20,7 (62-74)	Вітер ламає тонкі й сухі гілки дерев, говорити на вітру неможливо, йти проти вітру дуже важко. Сильне хвилювання на морі, хвилі помірно високі, довгі. На краях гребенів починають злітати бризки. Максимальна висота хвиль до 7,5 м, середня – 5,5 м

1	2	3	4
9	Шторм	20,8-24,4 (75-88)	Вітер зриває черепицю з дахів, людей збиває з ніг. Гнуться великі дерева. Хвилі на морі високі. Піна широкими щільними смугами лягає за вітром. Гребені хвиль перекидаються і розсипаються бризками, погіршуючи видимість (максимальна висота хвиль – 10 м, середня – 7 м)
10	Сильний шторм	24,5-28,4 (89-102)	На суші відбувається зрідка. Вітер руйнує будівлі, з корінням вириває дерева. Хвилі дуже високі, із загнутими до низу гребенями. Сильний шум хвиль схожий на удари. Поверхня моря біла від піни. Видимість на морі погана. Максимальна висота хвиль – 12,5 м, середня – 9 м
11	Жорстокий шторм	28,5-32,6 (103-117)	На суші спостерігається дуже рідко. Супроводжується руйнаціями на великих площах. Хвилі на морі настільки високі, що судна невеликого й середнього розміру часом зникають з поля зору. Краї хвиль скрізь збиваються в шумовиння. Максимальна висота хвиль – до 16 м, середня – 11,5 м
12	Ураган	>32,6 (>117)	Море все вкрите смугами піни. Повітря наповнене шумовинням і бризками. Дихати важко. Видимість дуже погана

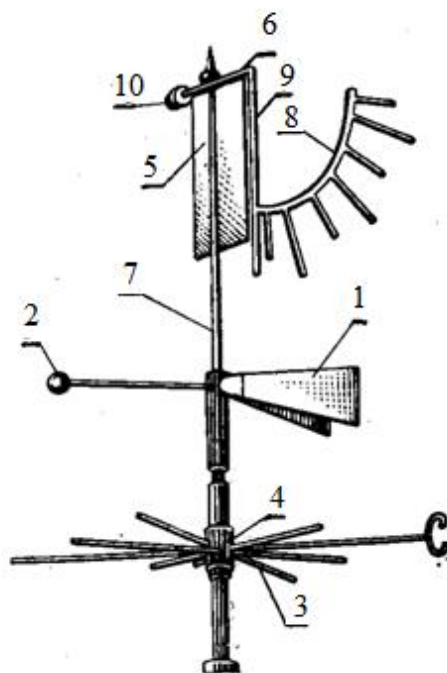
За напрямком приймається напрямок звідки дує вітер. Для позначення напрямку вітру вказують або румб (по 16-и румбовій системі), або азимут, який вичислюють в градусах від північного напрямку меридіана по годинниковій стрілці, до напрямку вітру. Внаслідок турбулентності швидкість та напрямок вітру безперервно змінюється.

На метеорологічних станціях вимірюють середню швидкість за 10 хв., максимальну швидкість за той же проміжок часу (швидкість вітру при поривах), максимальну швидкість проміж строками (за 3 години при восьмихвилинних спостереженнях), м/с і напрям вітру, усереднений за 2 хв (азимут, румб). Швидкість і напрямок вітру на метеостанціях вимірюють на висоті 10-12 м від поверхні землі. Силу вітру визначають 2 балах.

Прилади, що вимірюють швидкість вітру, називають *анемометрами*, а швидкість і напрямок вітру – **анеморумбометрами**. На метеостанціях широко використовуються також електричні анемометри, а також самописні прилади для безперервної реєстрації напрямку і швидкості вітру — *анеморумбографи*.

**Прилади для визначення напрямку і швидкості вітру.** Для визначення напрямку і швидкості вітру в поверхні землі на метеорологічних станціях, служить флюгер. **Флюгер Вільда** (станційний) показано на рис. 9.7. Флюгер, запропонований Вільдом в кінці XIX століття, є одним з простих приладів. До теперішнього часу він застосовується на мережі метеорологічних станцій як запасний прилад, а також як основний на станціях, де немає електричної мережі. Флюгер дає можливість вимірювати середню швидкість, максимальні пориви і напрям вітру. На нижній нерухомій трубі флюгера укріплені штирі-показчики напрямку вітру. Штир обернений на північ, позначений буквою «С» або «N».

На верхній трубі, що обертається, змонтовані флюгарка з противагою і показчик швидкості вітру, що складається із залізної пластини (дошки) і дуги з штирями, що мають радіальний напрям. Залізна дошка розміром 13×30 см вільно обертається відносно горизонтальної осі, що проходить через її верхню кромку, яка завжди розташовується перпендикулярно до напрямку вітру. Для швидкостей до 10 м/с використовують легку дошку масою 200 гр, для швидкостей більше 10м/с є важка дошка масою 800 гр [7].



1 – двохлопатева флюгарка; 2 – противага; 3 – штифти; 4 – муфта; 5 – залізна дошка; 6 – горизонтальна вісь; 7 – металевий стрижень; 8 – дуга; 9 – металевий стрижень; 10 – вантаж

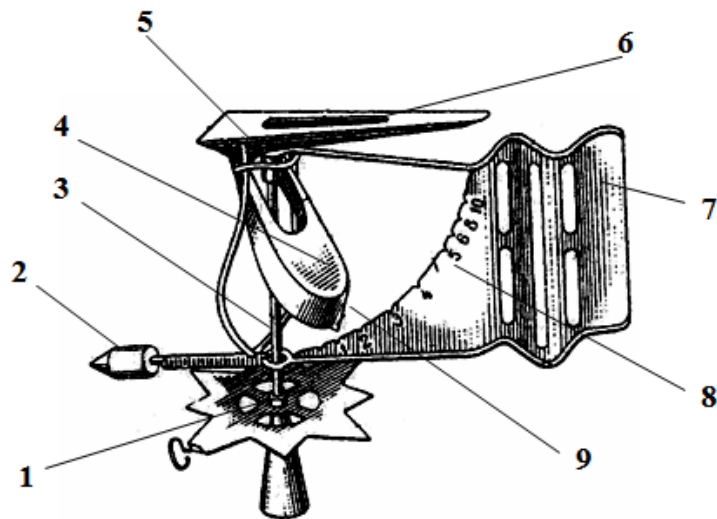
Рисунок 9.7 – Флюгер Вільда

Швидкість вітру визначають по відхиленню дошки відносно штирів показчика швидкості, а напрям вітру по положенню противаги флюгарки відносно штирів показчика напрямку.

Флюгери з легкою і важкою дошкою встановлюються на окремих щоглах на висоті 10-12 м. У темний час доби флюгери освітлюють прожектором.

При відліку швидкості вітру спостерігач відзначає середнє і найбільше відхилення положення дошки за 2 хв., а також за 2 хв. наголошується і середнє положення флюгарки. Швидкість вітру визначається по таблиці, в якій для кожного номера штиря дається значення швидкості вітру в м/с для легкої і важкої дошки.

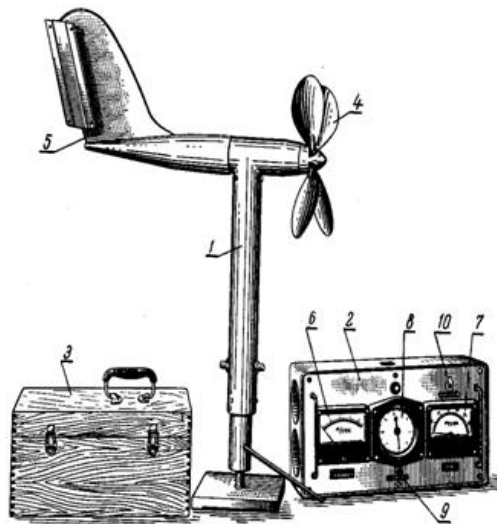
**Вітромір Третьякова** (рис. 9.8) служить для виміру напрямку і швидкості вітру в польових умовах. Необхідність таких вимірів викликана тим, що напрям і особливо швидкість вітру на полях можуть значно відрізнятися від даних метеомайданчику. Вітромір Третьякова по своїй дії нагадує флюгер [2].



1 – пластина з нанесеними на нижній частині назвами румбів; 2 – противага; 3 – вертикальний стержень; 4 – металева пластинка ложкоподібної форми; 5 – горизонтальна вісь; 6 – противага, прикріплена до пластинки 4 під кутом  $76^\circ$ ; 7 – флюгарка у вигляді хвилеподібної зігнутої пластинки; 8 – нерівномірна шкала в м/с; 9 – покажчик у вигляді вістря

Рисунок 9.8 – Вітромір Третьякова

**Анеморумбометр М-63** (рис. 9.9) служить для виміру напрямку вітру, миттєвої швидкості, середньої швидкості за десятихвилинний інтервал і максимальної швидкості вітру між вимірами.



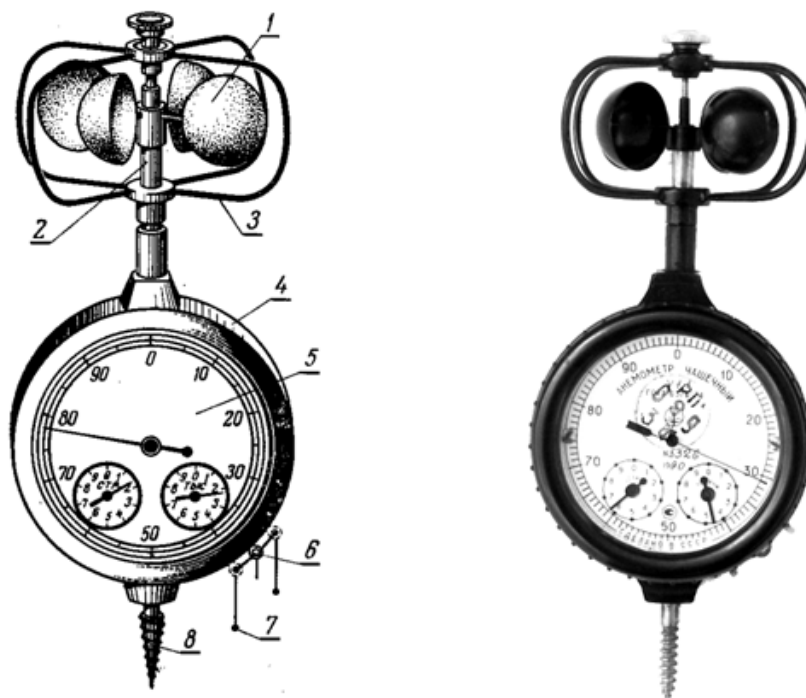
1 – датчик; 2 – вимірювальний пульт; 3 – блок живлення; 4 – чотирилопатевий гвинт; 5 – флюгарка; 6 – покажчик миттєвої швидкості; 7 – покажчик середньої швидкості; 8 – покажчик напрямку вітру; 9 – кнопка для вимірювання напрямку вітру; 10 – кнопка скидання

Рисунок 9.9 – Анеморумбометр М – 63



В даний час для виміру напрямку і швидкості вітру застосовують дистанційні прилади – анеморумбометри, засновані на перетворенні величин елементів вітру в електричні величини.

**Прилади для виміру середньої швидкості вітру. Анемометр ручний чашковий МС-13** (рис 9.10) призначений для виміру середньої швидкості вітру за деякий проміжок часу, визначуваний по секундоміру.



1 – приймач, вертушка з чотирма півкулями; 2 – дротяна дужка для захисту від механічних пошкоджень; 3 – металева вісь; 4 – корпус; 5 – циферблат рахункового механізму; 6 – аретир у вигляді рухливого кільця для включення або виключення механізму; 7 – вушко для пропуску шнура, що переміщає аретир; 8 – гвинт для установки анемометра на дерев'яному стовпі

Рисунок 9.10 – Анемометра ручний чашковий МС-13

Сприймаючою частиною анемометра є хрестовина, що обертається на вертикальній осі, з чотирма порожнистими півкулями, оберненими опуклостями в один бік. Під дією вітру хрестовина завжди обертається у бік опуклості півкуль, оскільки тиск повітря на чашки, обернені опуклою стороною до вітру, буде менший, ніж на чашки, звернені до вітру внутрішньою стороною. Хрестовина з півкулями захищена від механічних пошкоджень двома рамками, що перехрещуються, з товстого дроту. Верхній і нижній кінці осі, на яку насаджена хрестовина, спираються на агатові підшипники, що сприяє зниженню сили тертя і підвищенню чутливості приладу до вітру. На осях шестерень насаджено три стрілки, що показують на циферблатах кількість зворотів хрестовини. На великому циферблаті показуються звороти від 0 до 100, на двох маленьких циферблатах, відповідно, сотні і тисячі зворотів. Межі виміру

1-20 м/с; початкова чутливість 0,8 м/с; похибка виміру  $\pm (0,3 + 0,06y)$  м/с [2].

Включення і виключення рахункового механізму виконується аретиром. У корпусі приладу по обоє сторони аретира є два вушка, через яких пропускається шнур для включення і виключення механізму.

Під час виміру швидкості вітру прилад тримають в руці у вертикальному положенні вище за голову. Рахунковий механізм включають на 100 сек., або анемометр закріплюють на дерев'яній жердині за допомогою гвинта, яким закінчується нижня частина корпусу анемометра. У останньому випадку можна вимірювати середню швидкість за 10 хв.

Перед початком виміру швидкості вітру записують свідчення стрілок на трьох циферблатах. Потім анемометр виставляють на вітер, швидкість якого вимірюють, дають декілька секунд на розкручування хрестовини, після чого одночасно включають рахунковий механізм анемометра і пускають секундомір. Витримавши необхідний час, одночасно вимикають анемометр і зупиняють секундомір. По різниці кінцевих і початкових відліків визначають кількість зворотів за час виміру, а потім по кількості зворотів хрестовини за одну секунду за тарировочними свідченням визначають швидкість вітру в м/с.

На рисунку 9.11 показано **анемометр з млиною вертушкою**, у якого принцип виміру швидкості вітру такий же як у анемометра ручного чашкового.

**Анемометр ручний індукційний АРІ-49** (рис. 9.12) призначений для виміру миттєвої (усередненою за 2-3 с. за рахунок інерції приладу) швидкості вітру. Межі виміру швидкості 2-30 м/с; ціна найменшого ділення шкали 1 м/с; початкова чутливість 1,5 м/с; погрішність виміру  $\pm (0,5 + 0,5y)$  м/с.



Рисунок 9.11 – Анемометр з млиною вертушкою

Чутливим елементом є трьохчашкова вертушка. На нижньому кінці осі вертушки знаходиться жорстко пов'язана з нею магнітна система, що виконує роль електричного генератора, що виробляє електричний струм пропорційно кутовій швидкості обертання вертушки.

Вимір струму виконується стрілочним гальванометром, шкала якого проградуєвана в одиницях швидкості вітру (м/с).



Рисунок 9.12 – Анемометр ручний індукційний (API-49)

Прилад забезпечений ручкою, що намотується на різьбову частину хвостовика, а також комплектується спеціальним наконечником, що намотується замість ручки, при установці приладу на жердині.

### 9.2.2 Порядок виконання лабораторної роботи

В лабораторній роботі для виміру швидкості вітру застосовуються такі прилади як анемометр ручний чашковий МС-13, анемометр з млиноюю вертушкою та анемометр ручний індукційний. Необхідно:

1) коротко письмово описати порядок виконання виміру швидкості вітру за допомогою анемометру ручного чашкового МС-13, анемометру з млиноюю вертушкою та анемометру ручного індукційного;

2) Визначити крильчатим і чашковими анемометрами швидкість руху повітря в приміщенні і місцях, заданих викладачем. Для визначення швидкості руху повітря крильчастим анемометром необхідно:

- записати свідчення стрілок приладу до вимірювання;
- вимірювання швидкості крильчастим анемометром виконується протягом 5 хвилин;
- записати свідчення стрілок приладу після вимірювання;
- різниця між свідченнями приладу до і після виміру, віднесена до секунд, протягом яких проводиться вимір, складає ціну ділення шкали анемометра, відповідну вимірюваній швидкості;
- знаючи ціну ділення по графіку, що додається до кожного приладу, визначають швидкість руху повітря (м/с).

– всі знайдені значення та результати розрахунків заносять до табл. 9.3.

3) Письмово зробити висновки про дію вітру згідно вимірній швидкості вітру в м/с, км/год, в балах за шкалою Бофорта (табл. 9.2).

Таблиця 9.3 – Свідчення крильчастого анемометра

Час зняття показань психрометра $\tau$ , хв.	Свідчення приладу до виміру, $P_1$	Свідчення приладу після виміру, $P_2$	Швидкість обертання, $\frac{ P_1 - P_2 }{60}$	Швидкість руху повітря (за калібрувальним графіком), м/с
1				
2				
3				
4				
5				
Середня величина швидкості руху повітря, м/с				

У звіті повинно бути:

1. Мета роботи.
2. Короткі теоретичні відомості.
3. Опис порядку виконання вимірів швидкості вітру за допомогою анемометру ручного чашкового МС-13, анемометру з млиноюю вертушкою та анемометру ручного індукційного.
4. Таблиця розрахунків.
5. Висновки.

### Питання для самоконтролю та обговорення

1. Що таке вітер, як визначаються швидкість і напрямок вітру?
2. Як змінюється градієнтний вітер з висотою у вільній атмосфері?
3. Охарактеризуйте добовий хід швидкості вітру в граничному шарі атмосфери.
4. Як впливають перешкоди на вітер?
5. Вітер. Шкала Бофорта.
6. Прилади для вимірювання сили й напрямку вітру.
7. Що таке роза вітрів і як вона будується?
8. Як визначається річний хід швидкості вітру.

### 9.3 Лабораторна робота № 3. «Прилади для вимірювання складових радіаційного балансу»

*Мета роботи:* лабораторна робота виконується з метою ознайомлення та вивчення приладів для дослідження складових радіаційного балансу.

### 9.3.1 Короткі теоретичні відомості

Актинометричні спостереження – це спостереження за інтенсивністю потоків променистої енергії, які надходять до підстильної поверхні від Сонця та атмосфери, а також тих, що відбиваються від підстильної поверхні та випромінюються в атмосферу. Актинометричні спостереження проводяться за допомогою актинометричних приладів на метеорологічних станціях.

Для вимірювання потоків сонячної радіації використовують актинометричні прилади як абсолютні, так і відносні.

Абсолютні прилади (піргеліометр, геліограф) вимірюють пряму сонячну радіацію в теплових одиницях (калоріях) і тривалість сонячного сьйва в годинах. Ці прилади є досить складними як з точки зору їх будови, так і використання. Їх застосовують переважно для перевірки відносних приладів. Всі інші прилади відносні, тобто дають лише відносні значення сонячної радіації, які потім необхідно переводити в абсолютні величини.

Серед відносних приладів найбільш поширеними є термоелектричні прилади, в конструкції яких використовується термоелектричний принцип, заснований на залежності сили термічного струму від різниці температури спаїв термоелементів. За їх допомогою енергія випромінювання перетворюється в енергію електричного струму – термострум. Явище термоструму полягає в тому, що в замкнутому ланцюзі, утвореному із двох різнорідних провідників, може виникнути електричний струм. Струм виникатиме тоді, коли температура місць з'єднань (спаїв) буде різною. Якщо ж, температури спаїв однакові, то електричний струм у ланцюзі буде відсутній. Величина електрорушійної сили термоструму пропорційна різниці температур спаїв.

З'єднані послідовно термоелементи утворюють термобатарей, у якій усі непарні спаї розташовують так, щоб вони мали однакову температуру, яка відрізняється від температури парних спаїв, розміщених у досліджуваному середовищі [2].

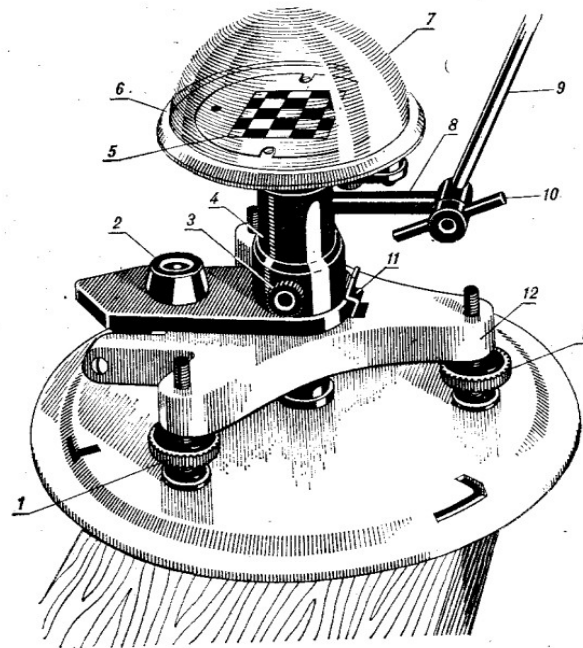
Оскільки різниця температур спаїв обумовлена радіацією, що надходить, енергетична освітленість буде пропорційна силі термоелектричного струму.

В термоелементах використовують манганін (сплав міді, марганцю і нікелю), та константан (сплав міді і нікелю). У якості приймача випромінювання найчастіше використовують затемнені пластинки, що поглинають 94–97 % сонячної радіації, що надходить на їхню поверхню. Для вимірювання сили термоструму застосовують гальванометр ГСА–1 із стрілкою. Він дозволяє вимірювати слабкий струм, що виникає в термобатареях актинометричних приладів.

Для проведення актинометричних спостережень використовують такі основні прилади: актинометр, універсальний піранометр (похідний альбедометр) і балансомір.

**Піранометр М-80М.** Піранометр призначений для вимірювання сумарної, розсіяної та відбитої радіації (рис. 9.13). Приймачем радіації даного приладу є термоелектрична батарея, у якій поєднані манганінові та константанові термоелементи, сполучені послідовно, які утворюють термопари, число яких

залежить від чутливості гальванометра (28; 87 або 112). Парні спаї термобатарей покриваються сажею, а непарні – білою магnezією. Чорні (сажа) і білі (магnezія) поля чергуються, а межа фарбування проходить посередині між спаями. Сонячна радіація поглинається сажею інтенсивніше, ніж магnezією, тому між спаями виникає різниця температур і збуджується термоелектричний струм, який пропорційний кількості радіації, що вимірюється гальванометром.



1 – встановлювальні гвинти; 2 – рів'єра; 3, 10 – гвинти; 4 – стояк;  
5 – термобатарея; 6 – корпус; 7 – скляний ковпак; 8 – стрижень; 9 – трубка;  
11 – пружина; 12 – тринога

Рисунок 9.13 – Піранометр М-80М

Для вимірювання сумарної радіації піранометр встановлюють горизонтально на висоті 1,5 м від земної поверхні та спрямовують в бік Сонця тією стороною, до якої прикріплено горизонтальний стержень, до якого, у свою чергу прикріплюється труба з тінювим кільцем. Гальванометр встановлюють з північної сторони від піранометра. Під час затемнення щитком отримують розсіяну радіацію, а без затемнення – сумарну радіацію Сонця та неба.

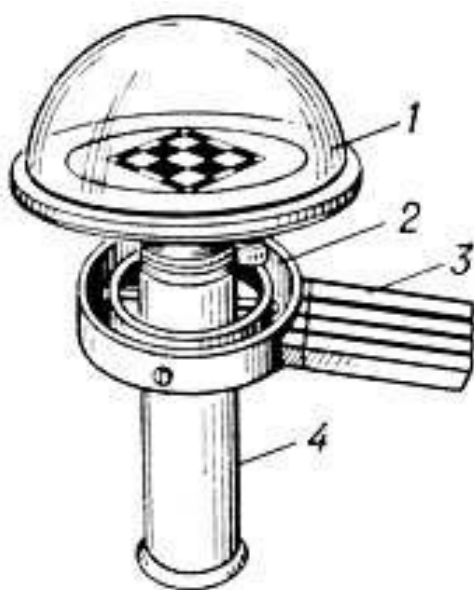
Порядок проведення вимірювання.

1. Перевірити установку приладу за рівнем і відносно Сонця.
2. Закріпити тінювий щиток.
3. Закрити кришкою термобатарею і при замкнутому ланцюгу піранометра і гальванометра визначити місце нуля гальванометра.
4. Зняти кришку піранометра з термобатарей при тінювому щитку і визначити відлік гальванометра (розсіяна радіація) через 25-30 с.
5. Відвести тінювий щиток і зняти відлік гальванометра (сумарна радіація) через 25-30 с.
6. При тінювому щитку беруть відлік гальванометра щодо розсіяної

радіації через 25–30 с.

7. Провести 4 вимірювання розсіяної та сумарної радіації і визначити середнє значення.

**Альбедометр термоелектричний АП-3×3.** Термоелектричний альбедометр – універсальний прилад, призначений для вимірювання сумарної, розсіяної й відбитої радіації (рис 9.14). Основою альбедометра є піранометр, який змонтований на трубковій карданній підвісці. Приймальною частиною альбедометра є головка піранометра (термоелектрична батарея) встановлена на самозрівноважуваний карданний підвіс. Така конструкція дозволяє встановлювати прилад у двох положеннях – приймачем вгору і вниз. Горизонтальність приймача відносно земної поверхні забезпечується автоматично [8].

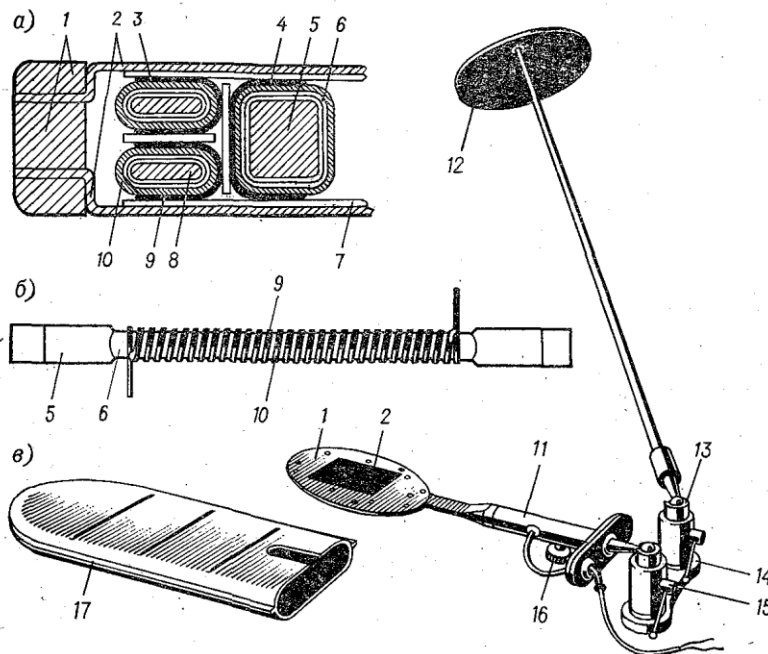


1 – приймальна частина; 2 – самозрівноважуваний карданний підвіс; 3 – ручка (держак); 4 – трубка

Рисунок 9.14 – Альбедометр термоелектричний АП-3×3

**Термоелектричний балансомір М-10М.** Даний прилад використовується для вимірювання різниці приходу й витрати променистої енергії (радіаційного балансу), (рис. 9.15). Дія приладу ґрунтується на принципі поглинання різних потоків сонячної радіації затемненими пластинами (верхньої та нижньої) приймальних частин та перетворенням їх в електричну енергію.

Балансомір встановлюють горизонтально і також підключають до гальванометра. Визначають баланс без прямої радіації ( $B - S'$ ), для цього його приймальну частину затіняють екраном. Оскільки приймальна частина приладу не захищена від вітру, а вітер впливає на температуру обох поверхонь, паралельно з відліком гальванометра за балансоміром вимірюють швидкість вітру на висоті 2 м. При обробці спостережень до результатів вимірювань за балансоміром вводять поправку на вітер.



а) схематичний поперечний переріз, б) окрема термобатарея, в) зовнішній вигляд; 1, 2 – корпус з приймачем; 3, 4 – спаї; 5 – мідний брусок; 6, 7 – ізоляція; 8 – термобатарея; 9 – шар срібла; 10 – константанова стрічка; 11 – ручка; 12 – тінювий екран; 13, 15 – кулькові шарніри; 14 – планка; 16 – кульковий гвинт; 17 – чохол

Рисунок 9.15 – Термоелектричний балансомір М-10М

**Актинометр.** Актинометр – це прилад для вимірювання прямої сонячної радіації, що надходить на поверхню Землі. Значення останньої отримуються шляхом проведення розрахунків за величиною електричного струму, що вимірюється гальванометром.

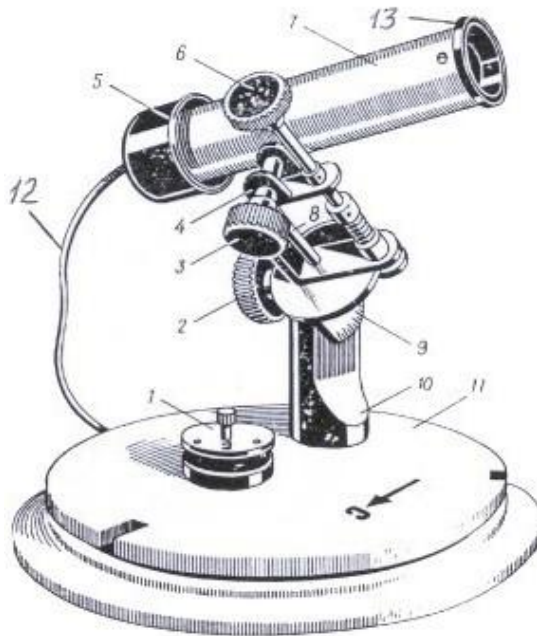
Частина актинометра, що поглинає сонячні промені, складається з тонкого срібного затемненого зі сторони Сонця диска (рис. 9.16).

З іншого боку диска через паперову ізоляційну прокладку приклеєні центральні (активні) спаї термоелементів з манганіну та константу. Периферійні (пасивні) спаї приклеєні до мідного кільця також через паперову ізоляційну прокладку. Під час вимірювань срібний диск поглинає сонячну радіацію. Внаслідок цього температура диска та центральних спаїв термобатареї зростає. Периферійні спаї мають температуру корпусу, яка близька до температури навколишнього повітря. При різниці температур спаїв в термобатареї виникає струм, який вимірюється гальванометром.

Спостереження проводять так:

1. Націлити прилад на Сонце при знятій кришці з труби актинометра.
2. Вдягнути кришку на трубу і через 25–30 с виконати відлік нульового положення за гальванометром.
3. Зняти кришку з труби і перевірити точність націлювання на Сонце.
4. Знімають 3-5 показів гальванометра з інтервалом 25-30 с.





1 – кришка; 2, 3 – гвинти; 4 – вісь нахилу; 5 – екран; 6 – ручка (держак);  
7 – трубка; 8 – вісь; 9 – сектор широт; 10 – стійка; 11 – підставка; 12 –  
електричні проводи; 13 – отвір

Рисунок 9.16 – Актинометр термоелектричний Савінова-Янишевського

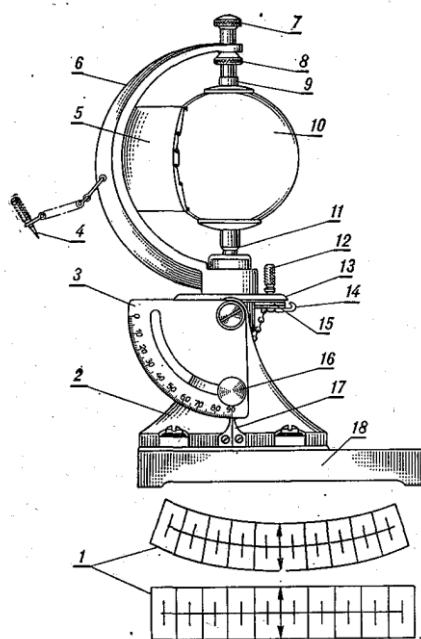
**Піргеліометр.** Піргеліометр це прилад для вимірювання прямої сонячної радіації, що перпендикулярно падає на поверхню Землі (максимально можлива кількість енергії наявна біля поверхні Землі). Принцип дії приладу заснований на вимірюванні кількості тепла, що утворюється при поглинанні сонячного випромінювання. Піргеліометр в основному застосовується для перевірки відносних приладів – актинометрів (рис. 9.17) [2].



Рисунок 9.17 – Сучасний піргеліометр фірми Hukseflux

**Геліограф.** Геліограф призначений для автоматичної реєстрації тривалості сонячного сяйва в годинах упродовж дня, тобто коли Сонце не закрите хмарами (рис. 9.18).

Прилад – це куля з чистого скла (лінза) для збору сонячних променів, що закріплена на дугоподібній підставці. При проходженні крізь скло сонячні промені заломлюються, збираються у фокусі на спеціальній світлочутливій стрічці і пропалюють її, збираючись в одній точці – фокусі лінзи. В міру переміщення Сонця по небосхилу пересувається і сфокусований на стрічці пучок променів, випалюючи на стрічці з поділками 0,5 та 1 година смугу. Якщо ж небо закривають хмари, промені зникають, і випалена смужка переривається.



1 – стрічки; 2 – стояк; 3 – шкали широт; 4, 12 – стержень; 5 – чашка;  
 6 – дугоподібний тримач; 7, 16 – гвинти; 8 – контргайка; 9, 11 – шайби;  
 10 – скляний шар; 13 – диск; 14, 17 – покажчик; 15 – лімба; б, 18 – чавунна основа

Рисунок 9.18 – Геліограф універсальний ГУ-1: зліва – зовнішній вигляд, справа – будова

Такий запис проходження Сонця дозволяє визначити, скільки часу протягом цього дня була ясна погода, і скільки – хмарна. Для отримання точних результатів, геліограф спочатку орієнтують за сторонами світу, бічну панель виставляють по широті точки, в якій знаходиться майданчик для спостережень. Підставка для геліографа повинна бути виставлена точно по горизонталі, її поверхня не повинна мати нерівностей. Недоліком геліографа є те, що лінія пропалу на стрічці з'являється при інтенсивності радіації  $150\text{--}250 \text{ Вт/м}^2$ . Лінія пропалу на стрічці починається дещо пізніше сходу Сонця, і закінчується раніше, коли Сонце ще над горизонтом. Тому виміряна тривалість сонячного сьйва може бути дещо менше фактичної.

### 9.3.2 Порядок виконання лабораторної роботи

В лабораторній роботі необхідно виміряти пряму, розсіяну та відбиту радіацію за допомогою приладів описаних вище. За результатами вимірів розрахувати радіаційний баланс діяльного шару та альbedo підстилаючої поверхні. Письмово зробити висновки.

**Приклад 1.** Визначити альbedo підстилаючої поверхні, якщо пряма радіація на горизонтальну поверхню складає  $S' = 0,6$  кал/(см<sup>2</sup>·хв), розсіяна  $D=0,2$  кал/(см<sup>2</sup>·хв), а відбита радіація рівна  $R_k = 0,16$  кал/(см<sup>2</sup>·хв).

Сумарна радіація дорівнює:

$$Q = S' + D = 0,6 + 0,2 = 0,8 \text{ кал/(см}^2\text{·хв)}.$$

Альbedo поверхні визначаємо за формулою:

$$A = \frac{R_k}{Q} \cdot 100\% = \frac{0,16}{0,80} \cdot 100\% = 20\%$$

**Приклад 2.** Обчислити радіаційний баланс діяльного шару, якщо поглинена частина прямої радіації на горизонтальну поверхню складає  $S'-R_k=0,57$  кал/(см<sup>2</sup>·хв), розсіяна -  $D = 0,15$  кал/(см<sup>2</sup>·хв), власне випромінювання діяльного шару  $0,42$  кал/(см<sup>2</sup>·хв), зустрічне випромінювання атмосфери  $E_a=0,34$  кал/(см<sup>2</sup>·хв).

Різниця  $S' - R_k$  в рівнянні радіаційного балансу (формула 3.8) представляє поглинену частину прямої радіації, тоді

$$B = S' - R_k + D - E_s + E_a = 0,57 + 0,15 - 0,42 + 0,34 = 0,64 \text{ кал/(см}^2\text{·хв)}.$$

Позитивний радіаційний баланс свідчить про нагрів діяльної поверхні.

**Приклад 3.** Знайти радіаційний баланс діяльного шару, якщо поглинена частина короткохвильової радіації рівна  $0,07$  кал/(см<sup>2</sup>·хв), а ефективне випромінювання  $0,15$  кал/(см<sup>2</sup>·хв).

Величина  $Q - R_k$  в рівнянні радіаційного балансу (формула 3.9) представляє поглинену діяльним шаром частину короткохвильової радіації.

Отже

$$B = (Q - R_k) - E_{\text{eff}} = 0,07 - 0,15 = - 0,08 \text{ кал/(см}^2\text{·хв)}.$$

Негативний радіаційний баланс говорить про охолодження діяльного шару.

У звіті повинно бути:

1. Мета роботи.
2. Короткі теоретичні відомості.

3. Опис порядку виконання вимірів.
4. Розрахунок складових радіаційного балансу.
5. Висновки.

### Питання для самоконтролю та обговорення

1. Які актинометричні прилади Ви знаєте? Який принцип їх дії?
2. Дати визначення основних видів (потоків) сонячної радіації.
3. Що таке радіаційний баланс? Від чого він залежить, на що впливає?
4. Як відбувається розсіювання сонячної радіації в атмосфері?
5. Яке значення альbedo у радіаційному балансі Землі?
6. Чому і як змінюється сонячна радіація при проходженні її через атмосферу?

### 9.4 Лабораторна робота № 4. «Прилади для вимірювання температури повітря»

*Мета роботи:* лабораторна робота виконується з метою ознайомлення та вивчення приладів для виміру температури повітря.

#### 9.4.1 Короткі теоретичні відомості

Для виміру температури середовища застосовують різні види термометрів: рідинні, деформаційні, термоелектричні.

**Рідинні термометри** засновані на принципі зміни об'єму рідини із зміною температури. Як рідина в таких термометрах використовується ртуть або спирт. Ртутні термометри чутливі, але ртуть замерзає при  $-38,9^{\circ}$ . Тому для виміру низьких температур користуються спиртними термометрами.

**Термоелектричні термометри** засновані на зміні електрорушійної сили термопар, що виникає унаслідок різниці температур спаїв. Термопари можуть бути з міді і константану.

**Термометри опору** засновані на принципі зміни опору провідників і напівпровідників із зміною температури. Особливо точні напівпровідникові термометри опору – термістори.

**Деформаційні термометри.** Термінові виміри температури не завжди є достатніми, часто необхідно знати безперервний хід змін температури. Для безперервного запису температури повітря в метеорології застосовуються самописці. Конструкції самописців включають в основному деформаційні термометри. Приймачем таких термометрів є біметалічна пластинка або пружина з міді і заліза. При зміні температури біметалічна пластинка згинається унаслідок різного розширення складових її металів (наприклад, сталі). Якщо один кінець пластини закріпити нерухо, то при зміні температури її вільний кінець буде переміщатися. Ці переміщення пропорційні зміні температури, тому деформаційні термометри мають рівномірну шкалу.

Порівнянність свідчень термометрів здійснюється по їх градувальних

шкалах. Одиниці виміру температури залежать від вибраної температурної шкали. В метеорологічній практиці температура повітря вимірюється в градусах Цельсія. В літературі значення температури можуть бути виражені в градусах Кельвіна, Фаренгейта, Реомюра.

**Температурну шкалу Кельвіна (1848р.) (°K)** використовують як одиницю Міжнародної термодинамічної температурної шкали і позначають К. Кельвін є однією з основних одиниць Міжнародної системи СІ. За величиною градус Кельвіна дорівнює градусу Цельсія. Кельвін дорівнює 1/273,16 частині термодинамічної температури потрійної точки води, тобто точки, при якій вода знаходиться в рівновазі: рідка вода, лід, пар (-273,16°C). Переведення температури за шкалою Кельвіна в температуру за шкалою Цельсія здійснюється за формулою:

$$t \text{ K} = t^{\circ\text{C}} + 273,16 \text{ K}. \quad (9.4)$$

**Температурна шкала Цельсія** – шкала, в якій інтервал між точками танення льоду й кипіння води при нормальному атмосферному тиску (1013,25 гПа або 760 мм.рт.ст.) поділений на 100 частин – градусів Цельсію (°C). При цьому температура танення льоду дорівнює 0°C, а кипіння води – 100°C.

**Температурна шкала Фаренгейта (1724р.)** – це шкала, в якій температурний інтервал між точками кипіння води й танення льоду (при нормальному атмосферному тиску) поділений на 180 частин – градусів Фаренгейта (°F). Точці танення льоду надано значення 32°F, а точці кипіння води – 212°F. Шкалу Фаренгейта традиційно використовують в США і в ряді інших країн. Переведення температури за шкалою Фаренгейта в температуру за шкалою Цельсія здійснюють за формулою:

$$t^{\circ\text{C}} = 5/9(t^{\circ\text{F}} - 32^{\circ\text{F}}). \quad (9.5)$$

Поряд із шкалою Фаренгейта також використовують **абсолютну температурну шкалу Ранкіна (°Ra)**. За цією шкалою точка танення льоду відповідає 491,67°Ra, а точка кипіння води – 671,67°Ra. Співвідношення між градусом Кельвіна й градусом Ранкіна визначається за залежністю:

$$\text{K} = 1,8n^{\circ\text{Ra}}. \quad (9.6)$$

**Температурну шкалу Реомюра (1730р.)**, яку сьогодні вже не використовують, але зустрічається в технічній літературі минулих років. Одиницею температурної шкали Реомюра є градус Реомюра (°R), що дорівнює 1/80 частині температурного інтервалу між точками танення льоду (0°R) і кипіння води (80°R), тобто 1°R = 1,25°C.

Нижче в табл. 9.4 зведені значення температур критичних точок (танення льоду й кипіння води) за різними шкалами.

**Термометр психрометричний ртутний метеорологічний ТМ-4.** Психрометричний термометр призначений для виміру температури повітря, а

також він використовується в психрометрії для визначення вологості повітря. Звідси і його назва «Психрометричний». Це ртутний термометр зі вставною шкалою (рис. 9.19). Довжина термометра 410 мм, діаметр 17 мм. Резервуар кулястий діаметром 9-12 мм, капіляр круглий із зовнішнім діаметром 2,5 мм.



Рисунок 9.19 – Термометр психрометричний ТМ-4

Простір над ртуттю заповнений азотом. Для установки термометра в штативі на верхньому кінці скляної оболонки є металевий ковпачок. Числові відмітки шкали нанесені через 5°С.

Таблиця 9.4 – Значення температур критичних точок за різними шкалами

	К	°С	°F	°R	°Ra
Температура танення чистого льоду при нормальному атмосферному тиску	273,16	0,0	32,0	0,0	491,67
Температура кипіння води при нормальному атмосферному тиску	373,16	100,0	212,0	80,0	671,67

Межі вимірів: від -35 до +40°С або від -25 до +50°С, ціна ділення шкали 0,2°С. Погрішність виміру: при температурі від 0 до +50°С не більш ± 0,2°С, при температурі від 0 до -35°С не більш ± 0,4°С. Коефіцієнт інерції в малорухливому повітрі складає близько 300 с.

**Термометр спиртний метеорологічний низькоградусний ТМ-9.** Оскільки ртуть замерзає при температурі -39°С, то для визначення температури повітря нижче -35°С застосовується спеціальний спиртний термометр, так званий додатковий (до ртутного психрометричного). Цей термометр відрізняється від психрометричного тим, що в ньому використовується спирт. Резервуар циліндровий діаметром 6 мм. Межі вимірів: від -65 до +25°С або від -75 до +25°С. Ціна ділення шкали 0,5°С. Погрішність виміру при температурі від

+20 до -20 не хворіє  $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ ; при температурі  $-70^{\circ}\text{C}$  не більш  $\pm 2,5^{\circ}\text{C}$ .

Спостереження по додатковому спиртному термометру слід проводити паралельно з психрометричним ртутним термометром; як тільки температура повітря почне опускатися нижче  $-20^{\circ}\text{C}$ . Це необхідно для визначення так званої додаткової поправки для спиртного термометра.

**Термометр спиртний метеорологічний максимальний ТМ-1 (рис.9.20).**

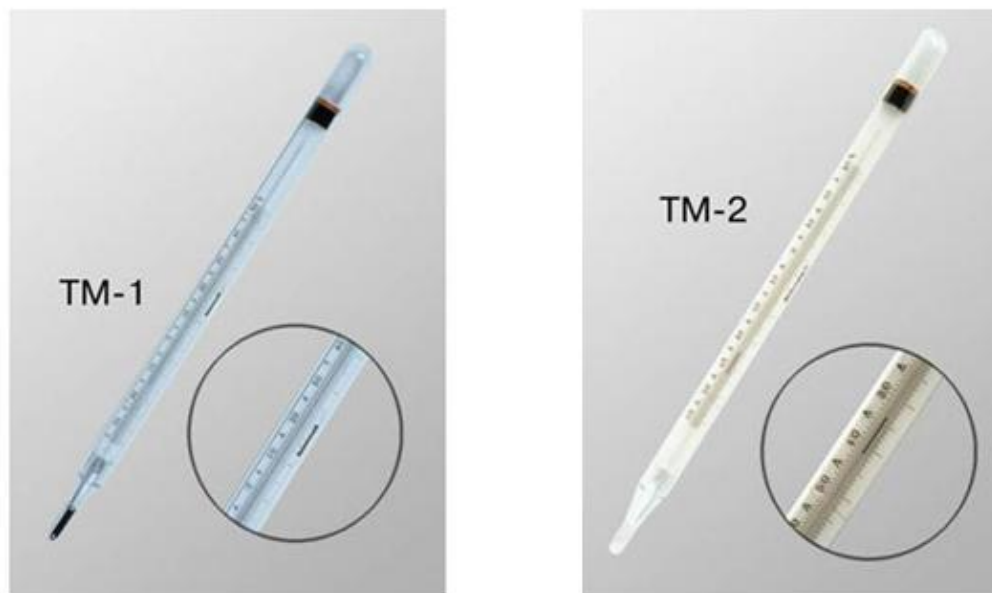


Рисунок 9.20 – Термометри спиртні метеорологічні

Термометр призначений для визначення максимального значення температури за який-небудь проміжок часу (на метеостанціях між термінами спостережень). Цей термометр зі вставною шкалою завдовжки 340 мм, діаметром 18 мм. Резервуар циліндрової форми діаметром близько 8 мм.

Простір над ртуттю в капілярі створений вакуум. Межі вимірів: від  $-35$  до  $+50^{\circ}\text{C}$ , або від  $-20$  до  $+70^{\circ}\text{C}$ . Ціна ділення  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Погрішність виміру: при температурі від  $-10$  до  $+50^{\circ}\text{C}$  не хворіє  $0,4^{\circ}\text{C}$ ; при температурі  $-30^{\circ}\text{C}$  не більш  $\pm 0,8^{\circ}\text{C}$ .

Свідчення максимальних значень температури цим термометром зберігаються за допомогою скляного штифта, прикріпленого до дна резервуару, і вакууму в капілярі над ртуттю. При підвищенні температури надлишок ртуті витісняється з резервуару в капіляр через вузький кільцевий отвір між штифтом і стінками капіляра і залишається там при пониженні температури, оскільки молекулярних сил зчеплення ртуті не вистачає для подолання опору в місці звуження [2].

Таким чином, положення верхнього кінця стовпчика ртуті в капілярі відносно шкали відповідає максимальній температурі.

Для підготовки максимального термометра до наступного виміру його беруть за середину і, тримаючи резервуаром вниз, роблять декілька різких помахів рукою, струшуючи термометр так, щоб перегнати частину ртуті з

капіляра в резервуар. Після цього свідчення термометра не повинні відрізнятись від свідчень психрометричного термометра більш, ніж на  $0,2^{\circ}\text{C}$ . Потім термометр укладають на місце з невеликим нахилом у бік резервуару (резервуар на 1-2 см нижчий за протилежний кінець).

**Термометр спиртний метеорологічний мінімальний ТМ-2** (рис.9.20). Призначений для визначення мінімальної температури за який-небудь проміжок часу (на метеостанціях за проміжок часу між термінами спостережень). Цей термометр зі вставною шкалою, завдовжки 340 мм, діаметром 19 мм. Резервуар циліндровий діаметром 7-10 мм. Межі вимірів: від  $-75$  до  $+21^{\circ}\text{C}$ ; від  $-61$  до  $+31^{\circ}\text{C}$ ; від  $-51$  до  $+31^{\circ}\text{C}$ ; від  $-41$  до  $+41^{\circ}\text{C}$ . Ціна ділення шкали  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Погрішність виміру: при температурі  $+40$  до  $-20^{\circ}\text{C}$  не більш  $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ ; при температурі нижче  $-60^{\circ}\text{C}$  не більш  $\pm 2,0^{\circ}\text{C}$ . Термометрична рідина - спирт. Усередині спирту в капілярі знаходиться невеликий штифт з темного скла, що має на своїх кінцях потовщення у формі шпилькових голівок. Штифт може вільно переміщатися в спирті.

Готуючи мінімальний термометр до вимірів, його нахилиють резервуаром догори і чекають, поки штифт дійде до меніска спирту в капілярі. Потім термометр кладуть горизонтально. При пониженні температури поверхнева плівка спирту захоплюватиме штифт у бік резервуару, оскільки сила тертя голівок штифта об стінки капіляра менше сили поверхневого натягнення плівки. При підвищенні температури спирт розширюючись обтікатиме штифт, не зрушуючи його з місця. Сила тертя голівок об стінки капіляра утримує його на місці. Таким чином, далекий від резервуару кінець штифта вкаже мінімальну температуру.

**Термометр-пращ ртутний метеорологічний ТМ-8** (рис.9.21). Термометр призначений для виміру температури повітря при метеорологічних спостереженнях в польових умовах. Термометр паличного типу, що є товстостінним капіляром з розширеним кінцем, перехідним в резервуар. Шкала нанесена на зовнішній поверхні капіляра. Довжина термометра 190 мм, діаметр 8 мм. Інтервал вимірів: від  $-30$  до  $+50^{\circ}\text{C}$ ; від  $-35$  до  $+40^{\circ}\text{C}$ . Ціна ділення шкали  $1^{\circ}\text{C}$ . Погрішність вимірів: при температурі від  $-10$  до  $+50^{\circ}\text{C}$  не хворіє  $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ ; при температурі  $-30^{\circ}\text{C}$  не більш  $\pm 0,8^{\circ}\text{C}$ .

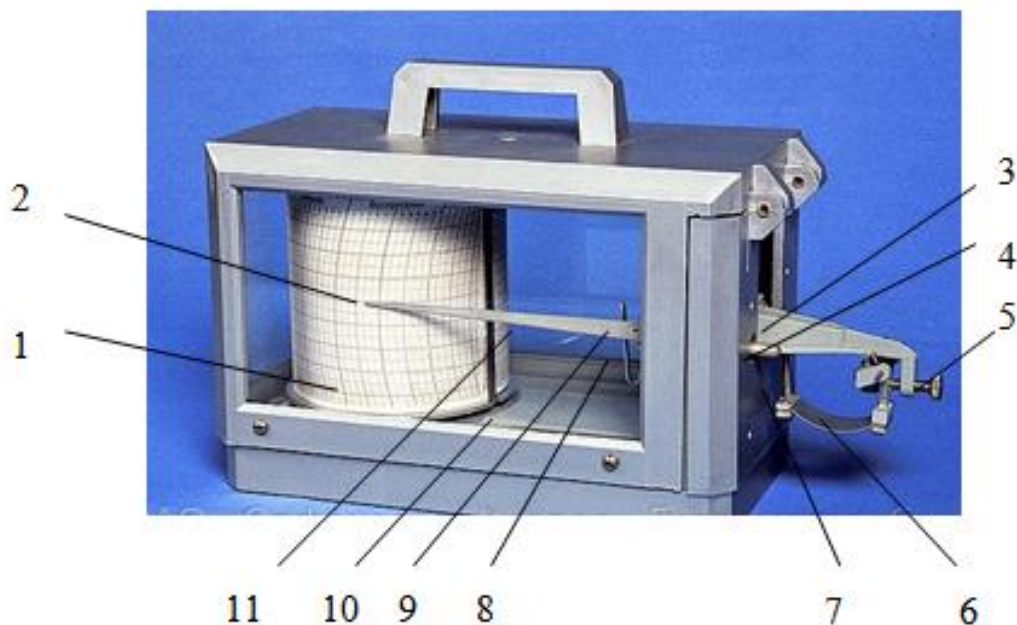


Рисунок 9.21 – Термометр-пращ ТМ-8



До кульки на кінці термометра кріпиться шнур завдовжки близько 0,5 м з петлею на кінці. Надівши петлю на вказівний палець, обертають термометр над головою в горизонтальній площині з швидкістю не більше 1-2 зворотів в секунду. Таке обертання термометра сприяє перемішуванню повітряних шарів, що збільшує точність виміру температури повітря. Після 100 зворотів беруть відлік, не стосуючись термометра руками і ставши спиною до Сонця, а потім продовжують обертання і закінчують його після досягнення збіжності відліків в межах 0,2-0,3°C.

**Термограф метеорологічний М-16** (рис. 9.22). Термограф призначений для безперервної реєстрації змін температури повітря в межах від -45 до +55°C, погрішність виміру  $\pm 1^\circ\text{C}$ .



1 – барабан; 2 – перо; 3 – кронштейни; 4 – кнопка; 5 – настановний гвинт;  
6 – біметалічна пластина; 7, 8 – важелі; 9 – вісь шарнірної стрілки 11; 10 – плата;  
11 – стрілка

Рисунок 9.22 – Термограф

Прилад складається з чутливого елемента – біметалічної пластинки, передавального механізму, реєструючої частини і пластмасового корпусу. На основу корпусу кріпиться плата на якій змонтований весь механізм термографа.

При зміні температури повітря біметалічна пластина деформується і переміщає стрілку уздовж барабана, на який одягнена паперова діаграмна стрічка. Барабан обертається на осі від заводу годинникового механізму (рис. 9.22), який поміщений усередині барабана. На кінці стрілки є перо у вигляді невеликої пірамідки, що заповнюється спеціальним чорнилом. Біметалічна пластина змонтована на кронштейні який кріпиться до іншого кронштейна.

На даному кронштейні зібраний механізм важеля, що пов'язує пластину із стрілкою, що несе на своєму кінці перо. Механізм важеля складається з важеля, сполученого з вільним кінцем пластини, тяги, важеля, закріпленого на осі пов'язаною із стрілкою.

Годинникові механізми можуть бути двох видів: добові (тривалість одного звороту барабана 26 год.) і тижневі (тривалість одного звороту 176 год.).

Діаграмна стрічка розділена по вертикалі горизонтальними паралельними лініями з ціною ділення  $1^{\circ}\text{C}$ , а по горизонталі - вертикальними дугоподібними лініями з ціною ділення 15 хв. для добового термографа і 2 години для тижневого.

Прилад має пристосування, за допомогою якого на діаграмній стрічці пером стрілки можна робити відмітки /зарубки/ часу запису, не відкриваючи корпусу приладу. Відмітки наносяться натисненням кнопки 4. Початкова установка пера стрілки на необхідне ділення діаграмної стрічки здійснюється обертанням настановного гвинта 13. Обробка стрічки самописця виконується після зняття її з барабана.

Обробка ведеться таким чином:

а) для кожної години по запису визначають значення температури з точністю до 0,1 записують в нижній частині стрічки у відповідних годинних ординат;

б) за допомогою таблиць поправок виконується обчислення поправок, їх записують в другий рядок на стрічці термографа;

в) виправлені значення температури для кожної години записуються в нижній рядок на стрічці термографа.

#### **9.4.2 Порядок виконання лабораторної роботи**

Термометри встановлюються в захисній психрометричній будці. Стінки і дверці будки зроблені з подвійних жалюзі. У таку будку не проникають прямі сонячні промені, і в той же час повітря вільно циркулює в ній. Будка поміщається на підставці заввишки 175 см з тим, аби резервуари термінових психрометричних термометрів були на 2 м від поверхні землі (рис. 9.23). Внутрішні розміри будки: висота 525 мм, ширина 160 мм, глибина 290 мм.

Усередині будки вертикально укріпленій залізний штатив, на який кріпляться два психрометричні термометри (сухий – зліва, змочений – справа), а між ними поміщений волосяний гігрометр. У нижній частині штатива закріплюються в горизонтальному положенні максимальний і мінімальний термометри на висоті від 2-х метрів. Будка орієнтується дверцями на північ з тим, аби прямі сонячні промені при вимірі не потрапляли на термометри.

У встановлений термін спостережень температура вимірюється по сухому психрометричному термометру. По максимальному і мініимальному термометрах визначають відповідно максимальну і мінімальну температуру повітря між термінами спостережень.

Порядок зняття відліків по термометрах:

а) свідчення по всім термометрам, незалежно від того як розділена їх шкала, знімаються з точністю до 0,1 °С;

б) у ртутних термометрах відлічується крайнє положення вершини меніска, а в спиртних по положенню нижчої точки увігнутої поверхні меніска;

в) при позитивних температурах відлік беруть від 0°С вгору, а при і мінусових від 0 °С вниз;

г) око спостерігача при відліках направляємо прямо проти стовпчика рідині в капілярі;

д) запис вимірної температури виконується з врахуванням поправок, які виписуються з поправочного сертифікату, що додається до термометра.



Рисунок 9.23 – Психрометрична будка

У звіті повинно бути:

1. Мета роботи.
2. Короткі теоретичні відомості.
3. Опис порядку виконання вимірів.
4. Висновки.

### **Питання для самоконтролю та обговорення**

1. Які шкали температур використовують у метеорології? Який між ними зв'язок?
2. Які особливості будови мінімального і максимального термометрів?
3. Чим викликана необхідність використання двох рідин для наповнення резервуарів термометрів?



**Виміри температури поверхні ґрунту і снігового покриву** виконуються на незатіненій ділянці. Установка термометрів виконуються в південній частині метеорологічного майданчика. Ділянка поверхні землі розміром 4х6 метрами перекопується, спускається і вирівнюється. Термометри укладаються на поверхню землі в центр ділянки так, щоб в теплу пору року резервуар і захисна оболонка термометрів (по діаметру) мають бути наполовину зануреними в ґрунт, а за наявності снігового покриву – в сніг. Літом виміри виконуються на оголеному, розпушеному ґрунті, для чого навесні ділянка перекопується.

Першим з північного боку кладуть терміновий, потім мінімальний і максимальний на відстані 5-6 см один від одного, орієнтуючи резервуари на схід. Терміновий і мінімальний термометри знаходяться строго в горизонтальному положенні, а максимальний має невеликий нахил у бік резервуару.

Відліки по термометрах беруть з точністю до 0,1°C. Порядок узяття відліків і підготовка мінімального і максимального термометрів такі ж, як і при вимірі температури повітря (див. п.п. 9.4.1).

Стан ґрунту і снігового покриву оцінюються візуально. Вимір температури і спостереження за станом підстилаючої поверхні ведуться протягом всього року.

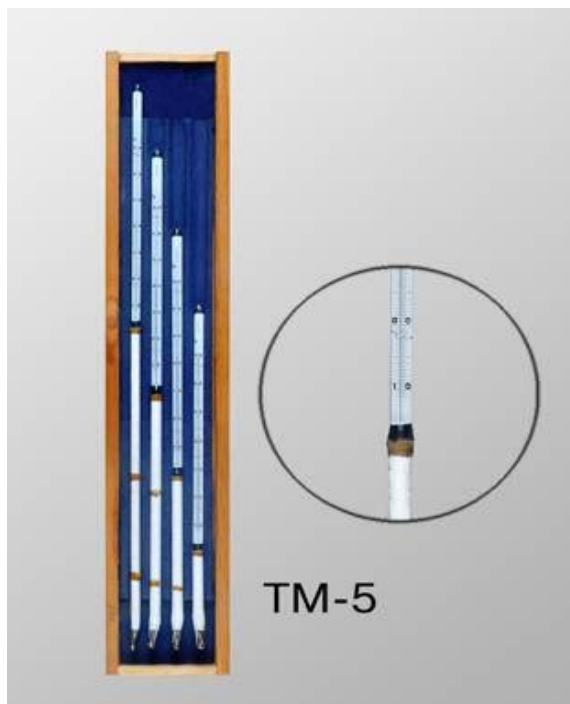
Слід зазначити, що вживана на мережі метеорологічних станцій методика виміру температури поверхні ґрунту і снігового покриву, є незавершеною, оскільки отримані результати не відображають повною мірою фактичну температуру поверхні ґрунту і снігового покриву.

**Прилади для виміру температури і промерзання ґрунту на різних глибинах.** Термометри ртутні колінні (Савінова) призначені для виміру температури ґрунту на глибинах 5, 10, 15, 20 см. Термометри випускаються в комплекті з чотирьох штук, що відрізняються довжиною: 290, 350, 450 і 500 мм за рахунок різної довжини підшкальної частини (рис. 9.25, а). Межі виміру від -10 до +50°C ціна ділення шкали 0,5°C, погрішність виміру  $\pm 0,5^\circ\text{C}$ . Резервуари циліндрові. Термометри зігнуті під кутом 135° в місцях, віддалених від резервуару на 2-3 см. Це дозволяє встановлювати термометри так, щоб резервуар і частина термометра до вигину знаходилася в горизонтальному положенні під шаром ґрунту, а частина термометра з шкалою розташовувалася над ґрунтом (рис. 9.25, б).

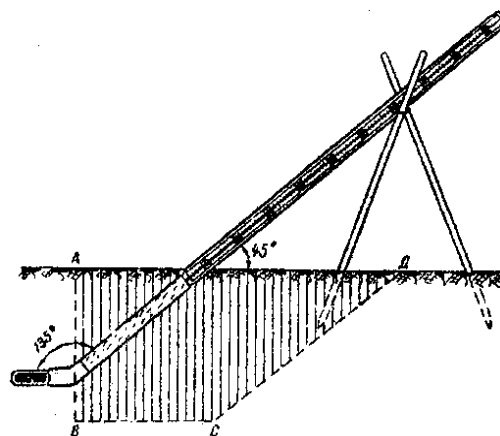
Капіляр на ділянці від резервуару до початку шкали покритий теплоізоляційною оболонкою, що зменшує вплив на свідчення термометра шаруючи ґрунти, лежачого над його резервуаром, забезпечує точніше виміри температури на глибині, де знаходиться резервуар.

Установка термометрів виконується на тому ж майданчику, що і надґрунтові термометри на відстані 20 см на захід від них. У ряд встановлюються термометри по глибинах 5, 10, 15 і 20 см на відстані 10 см один від одного, глибини збільшуються в напрямі зі сходу на захід. Резервуари термометрів орієнтують на північ.

Спостереження виконують в єдині терміни і лише в теплу частину року. При пониженні температури на глибині 5 см нижче 0°C термометри викопують, навесні встановлюють після сходу снігового покриву [2].



а)



б)

а – комплект термометрів ТМ-5; б – установка колінчастого термометра в ґрунт

Рисунок 9.25 – Ртутний метеорологічний колінчастий термометр ТМ-5

Відліки по колінчастих термометрах і по термометрах для виміру температури на поверхні ґрунту виконують з відкидного рейкового настилу, який після закінчення спостережень забирається.

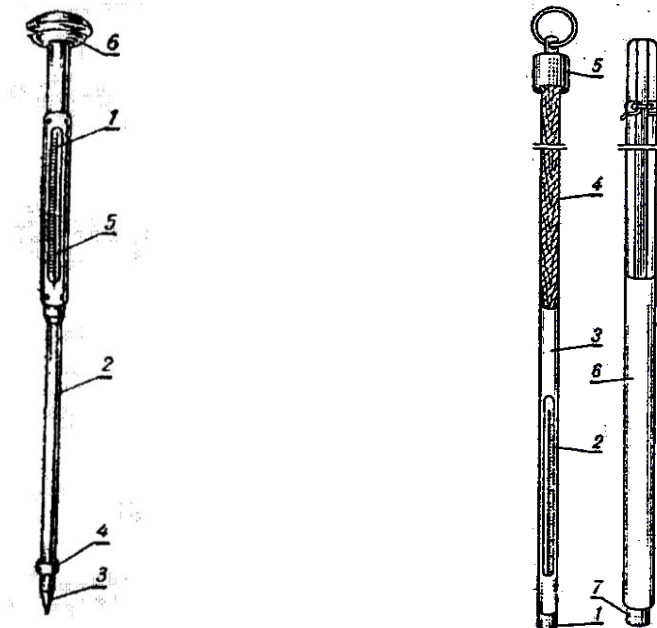
**Термометр - щуп похідний ґрунтовий АМ-6** (рис. 9.26, а) призначений для виміру температури в орному шарі ґрунту на глибинах від 3 до 40 см.

Складається з толуолового термометра 1 довжиною 580 мм з ціною ділення  $1^{\circ}\text{C}$  і оправи 2. Межі виміру температури від  $0^{\circ}\text{C}$  до  $60^{\circ}\text{C}$ . Вверху оправи є рукоятка 6 за допомогою якої термометр занурюють в ґрунт. Шкала термометра 5 знаходиться проти подовжнього вікна оправи, а його резервуар – усередині наконечника 3, ізольований теплоізолюючою перемичкою 4. Глибину занурення термометра в ґрунт визначають по сантиметрових діленнях, нанесених на оправу термометра.

**Термометр ртутний метеорологічний ґрунтово-глибинні ТПВ-10** (рис. 9.26, б) застосовуються для визначення температури ґрунту па глибинах від 20 до 320 див. Його довжина 360 мм, діаметр 16 мм, верхня межа шкали від  $+31$  до  $+41^{\circ}\text{C}$ , а нижня межа від  $-10$  до  $-20^{\circ}\text{C}$ . Ціна ділення шкали  $0,2^{\circ}\text{C}$ , погрішність виміру при плюсових температурах  $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ , при мінусових  $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$ . Випускаються і комплектах з п'яти або восьми однакових пристроїв (складок).

Збірка складається з двох однакових частин. Термометр ртутний 2 з ціною ділення  $0,2^{\circ}\text{C}$ , поміщається у вініпластову оправу 3 з металевим ковпачком 1. У оправу довкола резервуару термометра насипаються мідні кульки що забезпечують його контакт з металевим ковпачком. Оправка з термометром

укріплена на дерев'яній жердині 4 на іншому кінці якого надітий ковпачок з кільцем 5. Дерев'яна жердина разом з термометром опускається в ебонітову трубу 6, закриту внизу ковпачком. Труба 6 закопується в землю на потрібну глибину.



а – щуп ґрунтовий АМ-6: 1 – толуоловий термометр; 2 – оправа; 3 – наконечник; 4 – теплоізолююча перемичка; 5 – шкала; 6 – рукоятка; б – ґрунтовий витяжний ТПВ-10: 1 і 7 – металеві ковпачки; 2 – термометр; 3 – вінілопластова оправа; 4 – дерев'яна жердина; 5 – ковпачок з кільцем; 6 – ебонітова труба

Рисунок 9.26 – Термометри ґрунтові

Установка витяжних термометрів показана на рисунку 9.27. Виміри виробляються на ділянці розміром 6×8 м з природним рослинним покривом в південно-східній частині метеомайданчика.

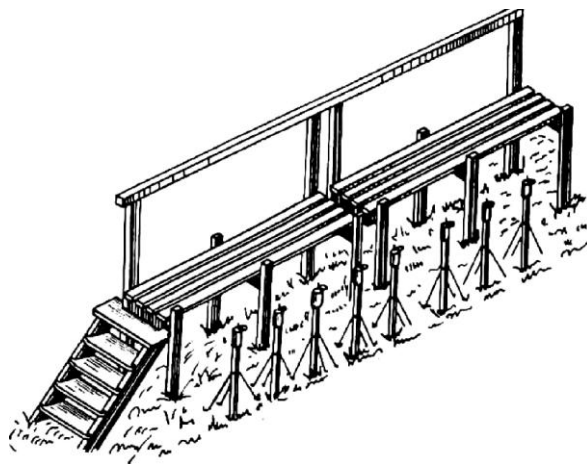


Рисунок 9.27 – Розміщення установки ТПВ на метеорологічному майданчику

Витяжні ґрунтовий – глибинні термометри встановлюються по лінії схід-захід на відстані 50 см один від одного на глибинах 0,20; 0,40; 0,80; 1,20; 1,60; 2,40; 3,20 м в порядку зростання глибин. Виступаючі над ґрунтом частини ебонітових труб для забезпечення стійкості зміцнюються дротяними стягуваннями.

При сніговому покриві до 50 см виступаюча частина труби над поверхнею землі складає 40 см, при більшій висоті снігового покриву - 100 см. Установку зовнішніх (ебонітових) труб виробляють за допомогою бура з тим, аби менше порушувати природний стан ґрунту.

З північного боку на відстані 30 см від лінії термометрів встановлюється поміст, який опускається на час виробництва спостережень, потім відкидається у вертикальне положення.

Спостереження по витяжних термометрах виробляють круглий рік, щодня на глибинах 0,20 і 0,40 м – всі вісім термінів (окрім періоду, коли висота снігу перевищить 15 см), на останніх глибинах – один раз в добу. Окрім вимірів температури в зимовий час, виконуються відліки висоти снігового покриву по снігомірній рейці, встановленій поблизу цих термометрів.

Замість колінчастих і витяжних термометрів на станціях часто застосовують дистанційні електричні термометри, що дозволяють вимірювати температуру ґрунту на різних глибинах безпосередньо із службового приміщення.

**Транзисторний електротермометр ТЕТ-2** застосовують для виміру температури орного шару в теплий період. Їм можна вимірювати температуру в буртах коренеплодів, картоплі, в зерновій масі в засіках.

**Тростина агронома ПТТ-1** призначена для виміру температури орного шару і виміру глибини оранки. Принцип його дії заснований на вимірі омичного опору залежно від температури.

**Електротермометр опору АМ-2М-1** призначений для виміру термінової температури ґрунту на глибині вузла кущіння. **Максимально-мінімальний термометр АМ-17**, толуоловий, служить для виміру екстремальних і термінових температур на глибині вузла кущіння (3 см) озимих культур. Принцип дії термометра заснований на термічній зміні об'єму робочій рідині. Останнім часом отримали розвиток методи безконтактного визначення температури поверхні ґрунту з супутників, літаків і вертольотів, температури, що дозволяють набувати усереднених значень, для значних ділянок земної поверхні.

**Мерзлотомір АМ-21 (Даніліна)** служить для визначення глибини промерзання ґрунту. Основна частина приладу водонепроникна, закрита з нижнього кінця пластмасова труба вертикально встановлюється на деякій глибині в ґрунті (залежно від глибини промерзання ґрунту даного району). Всередину труби поміщається гумова трубка. На трубі і трубці нанесені шкали з ціною ділення 1 см. Труба встановлюється в ґрунт закритим кінцем вниз так, щоб нуль шкали збігався з поверхнею ґрунту. Гумова трубка закривається пробками, в яких закріплений шнур що проходить через всю трубу. Верхній кінець трубки прикріплюється до ковпачка з кільцем за допомогою шнура і знаходиться на рівні поверхні землі.



## 9.5.2 Порядок виконання лабораторної роботи

Виміри температури ґрунту і снігового покриву виконуються в залежності від типу термометрів та порядку заміру, як описано в п.п. 9.5.1. Порядок зняття відліків по термометрах:

- а) свідчення по всім термометрам, незалежно від того як розділена їх шкала, знімаються з точністю до 0,1 °С;
- б) у ртутних термометрах відлічується крайнє положення вершини меніска, а в спиртних по положенню нижчої точки увігнутої поверхні меніска;
- в) при позитивних температурах відлік беруть від 0°С вгору, а при і мінусових від 0 °С вниз;
- г) запис вимірної температури виконується з врахуванням поправок, які виписуються з поправочного сертифікату, що додається до термометра.

У звіті повинно бути:

1. Мета роботи.
2. Короткі теоретичні відомості.
3. Опис порядку виконання вимірів.
4. Висновки.

### Питання для самоконтролю та обговорення

1. Які прилади використовуються для виміру температури ґрунтів?
2. Чому на глибині ґрунту температура влітку нижча, ніж на поверхні, а взимку навпаки?
3. Як варто розуміти тепловий баланс?
4. Чому витрати тепла на випаровування вологи різні у різних природних зонах України?

## 9.6 Лабораторна робота № 6. «Методи та прилади для вимірювання вологості повітря»

*Мета роботи:* лабораторна робота виконується з метою ознайомлення способів та вивчення приладів для виміру вологості повітря.

### 9.6.1 Короткі теоретичні відомості

Вологість повітря може бути виміряна декількома методами: абсолютним (ваговим), психрометричним і гігрометричним (сорбційним).

Абсолютний метод полягає в тому, що через скляні трубки, наповнені якою-небудь гігроскопічною речовиною (наприклад, хлористим кальцієм, міцною сірчаною кислотою), пропускають певний об'єм повітря. Трубки зважують до і після пропускання через них вологого повітря і по збільшенню їх маси судять про кількість поглиненої водяної пари. Розділивши додану масу на

об'єм пропущеного через трубки повітря, визначають його абсолютну вологість в  $\text{г/м}^3$ . Цей спосіб визначення вологості повітря трудомісткий, займає багато часу, і тому його застосовують лише в лабораторних умовах.

Найбільш поширеними методами виміру вологості повітря є психрометричний і гігрометричний, а приладами відповідно є - психрометр і гігрометр.

**Вимір вологості повітря психрометричним методом.** Назва психрометричного методу сталася від слова психрос – охолодження, холод. Метод заснований на залежності інтенсивності випару з водної поверхні від дефіциту вологості дотичного з нею повітря. Вимір вологості повітря здійснюється при охолодженні одного з двох термометрів. По цьому методу працюють основні прилади для визначення вологості повітря – стаціонарний і аспіраційний психрометри.

У психрометрі використовуються два термометри, в одного з яких (змочений термометр), резервуар обернутий змочуваним батистом. Унаслідок випару з поверхні батисту, температура змоченого термометра буде нижча за температуру сухого термометра, що показує температуру повітря, і тим нижче, чим менше вологість повітря [2].

**Стаціонарний психрометр** (рис 9.28) складається з двох психрометричних термометрів, які встановлюються в психрометричній будці.



а)



б)

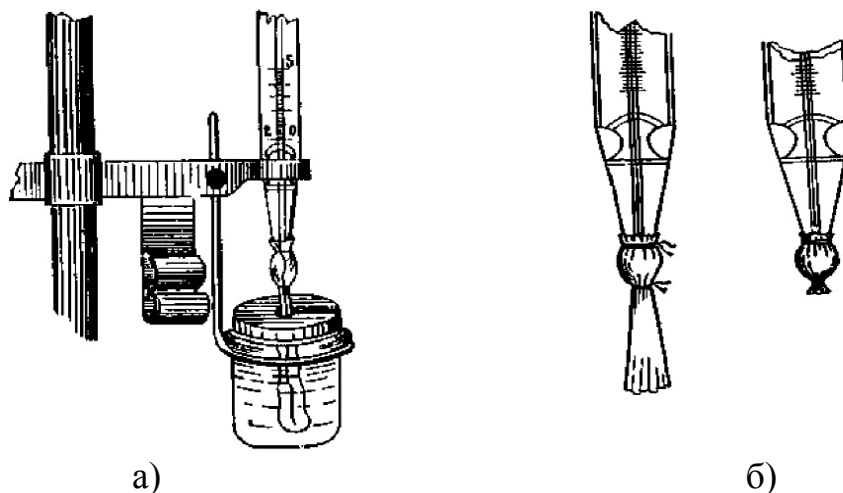
а – будка Селянінова; б – стаціонарний психрометр, що встановлюється в будку Селянінова

Рисунок 9.28 – Стаціонарний психрометр, встановлений в будці Селянінова

Психрометр складається з двох психрометричних термометрів ТМ-4 з можливо близькими характеристиками. Один з них є сухим, другий – змоченим.

Обоє термометра закріплюються в штативі у вертикальному положень. Резервуар змоченого термометра обертається батистом, кінець якого занурений в стаканчик з дистильованою водою.

Стаканчик закритий кришкою з прорізом, через який пропущений батист як показано на рис 9.29.



а – психрометричний стаканчик на штативі; б – обв'язування резервуару, змоченого термометра батистом при плюсовій (зліва) і мінусовій (справа) температурі

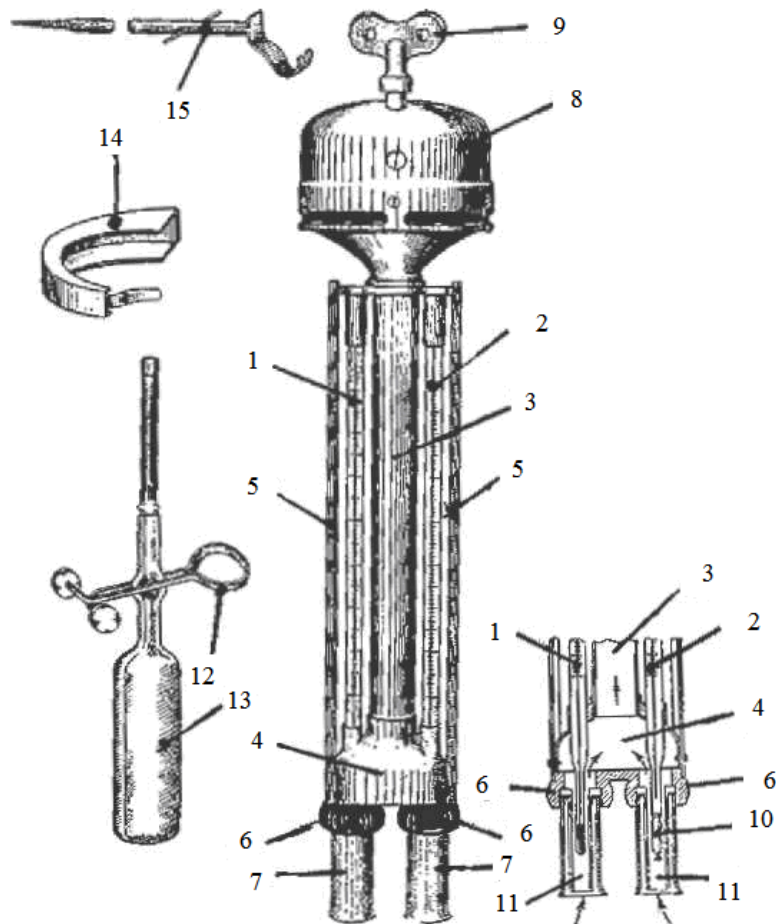
Рисунок 9.29 – Конструкція стаціонарного психрометра

Нижня поверхня резервуару повинна підноситися над рівнем води на 2-3 см, а над кришкою стаканчика на 2 см. При цьому забезпечується доступ води по батисту до поверхні резервуару, і в той же час забезпечується вільний обмін повітря в резервуару. Для психрометрів застосовується спеціальний сорт батисту, що володіє необхідними гігроскопічними властивостями.

Для станційного психрометра, встановленого в жалюзійній будці, психрометричний коефіцієнт прийнятий:  $A = 7,947 \cdot 10^{-4}$ , що відповідає швидкості вентиляції в будці 0,8 м/с.

При дотриманні певних правил вологість повітря психрометром можна вимірювати при негативних температурах повітря до  $-10^{\circ}\text{C}$ .

**Психрометр аспіраційний МВ-4М** (рис.9.30) призначений для виміру температури і вологості повітря в стаціонарних, експедиційних умовах, а також в промислових і побутових приміщеннях. Прилад має два однакові ртутні термометри, укріплених в металевій оправі, що складається з трубки 3 з трійником 4 і планковий захист 5. До трійника 4 за допомогою пластмасових втулок 6 прикріплені по дві трубки 7 (для радіаційного захисту і вентиляції резервуарів термометрів). Верхній кінець трубки 3 сполучений з голівкою аспіратора 8.



1 – сухий термометр; 2 – змочений термометр; 3 – трубка; 4 – трійник; 5 – планковий захист; 6 – пластмасові втулки; 7 – захисні трубки; 8 – аспіратор; 9 – заводний ключ; 10 – батист; 11 – внутрішні трубки; 12 – затиск; 13 – гумова груша; 14 – вітровий захист; 15 – крюк

Рисунок 9.30 – Аспіраційний психрометр МВ-4М

Фізичний принцип дії аспіраційного психрометра такий же, як і станційного, але він містить аспіраційний пристрій (вентилятор). Останній приводиться в дію особливою пружиною і при обертанні всмоктує зовнішнє повітря через циліндрові оправи. Завдяки цьому повітря під час дії психрометра безперервно обтікає резервуари термометрів із швидкістю 2 м/сек. Всі зовнішні частини психрометра добре відполіровані, тому вони відображають сонячні промені і не нагріваються.

Голівка складається з пружинного механізму і вентилятора, що створює струм повітря через трубки 3 і 11 біля резервуарів термометрів. Пружина заводного механізму заводиться ключем.

Всі металеві поверхні нікельовані, що забезпечує віддзеркалення падаючих на них сонячних променів, виключаючи нагрів корпусу. Для вимірів психрометр встановлюють на стовпі за допомогою спеціального кріпка 15 так, щоб резервуари термометрів знаходилися на висоті 2-х метрів над поверхнею

землі. Взимку психрометр встановлюють за 30 хв, а влітку за 15 хв до початку вимірів. При деяких спеціальних спостереженнях психрометр може розташовуватися і в горизонтальному положенні, і на висоті відмінній від 2-х м.

Потім виконують змочування батисту мокрого термометра за допомогою груші, що додається до приладу, з піпеткою 12, 13. Після цього заводять пружинний механізм аспіратора і встановлюють психрометр на місце. Після закінчення 4-5 хв беруть відліки по сухому і змоченому термометрах, спочатку десяті долі, а потім цілі градуси.

Для виключення впливу вітру (більше 4 м/с) на аспіратор надівають з навітряного боку вітровий захист 14.

При обчисленні вологості повітря по аспіраційному психрометру швидкість обтікання резервуарів термометрів повітрям прийнята рівній 2 м/с. Для контролю відповідності фактичній швидкості повітря необхідному значенню психрометр встановлюють у вертикальне положення, і при повністю заведеній пружині визначають час одного звороту барабана пружинного механізму. По секундоміру відзначають два наступних друг, за другим моменту часу, коли вертикальна риски на барабані збігається з рисою на віконці в корпусі аспіратора. Час одного звороту барабана не повинен відрізнятись від вказаного в перевірочному свідоцтві більш, ніж на 5 с.

Парціальний тиск водяної пари визначається по психрометричній формулі з аспіраційним коефіцієнтом  $A = 6,620 \cdot 10^{-4}$  або по психрометричних таблицях.

Аспіраційний психрометр дуже зручний для перенесення і не вимагає яких-небудь особливих установок.

Разом з аспіраційним психрометром з пружинним механізмом застосовується **аспіраційний психрометр М-34** з електродвигуном (рис. 9.31). Живлення цього приладу від мережі. Межі шкал термометрів від -310 до +51 °С, ціна ділення шкал 0,2 °С.

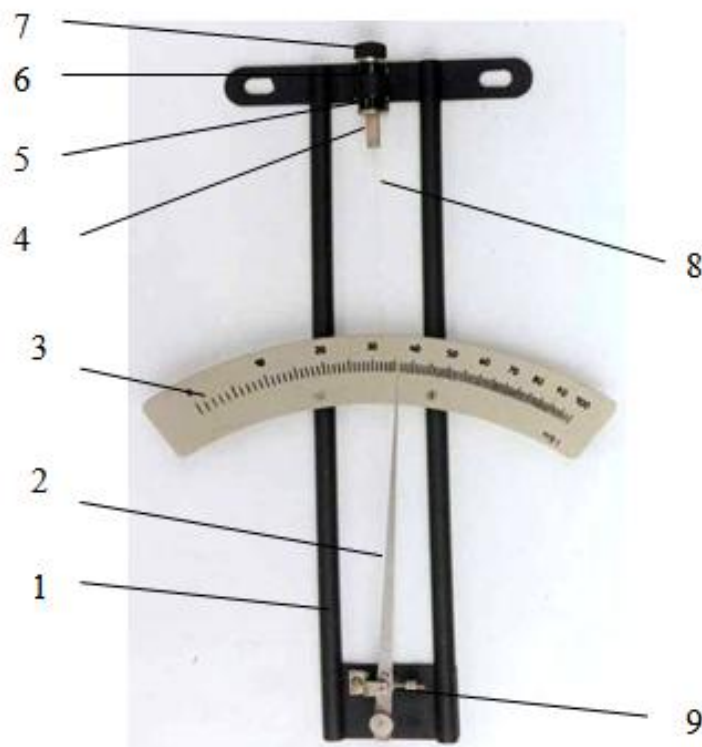


Рисунок 9.31 – Аспіраційний психрометр М-34

**Вимір вологості повітря гігromетричним (сорбційним) методом.** У гігromетричному методі виміру вологості повітря використовується здатність тіл адсорбувати (поглинати) водяну пару з повітря і в результаті цього, деформуватися або міняти фізичні властивості. Прилади, засновані на гігromетричному методі, називаються гігromетрами.

Відповідно методу, розрізняють гігromетри: деформаційні, вагові (абсолютні), дифузійні, конденсаційні, електролітичні і ін. Найдавніше відомими і вживаними, у тому числі і в метеорології, є волосяними і плівковий гігromетри, що відносяться до деформаційних.

**Гігromетр волосяною метеорологічний М-19 (МВ-1)** (рис. 9.32). Волосяний гігromетр служить для виміру відносної вологості повітря в %, є найбільш поширеним на мережі метеорологічних станцій. Дія приладу, заснована на властивості знежиреного людського волоса, змінювати довжину залежно від відносної вологості.



1 – рамка; 2 – стрілка; 3 – шкала; 4 – хвостовик; 5 – скоба; 6 – гайка; 7 – гвинт;  
8 – волос; 9 – куркульці

Рисунок 9.32 – Гігromетр волосяний

Гігromетр М-19 складається з рамки 1 з шкальною пластиною 3 і волоса 8, верхній кінець якого закріплений в отворі хвостовика 4 регулювальним гвинтом 7, а нижній кінець закріплений на куркульці 9, які пов'язані із стрілкою 2. Обертанням регулювального гвинта стрільцеві можна встановити на необхідне ділення шкали. При зміні відносній вологості повітря і відповідної зміни

довжини волоса, стрілка під дією важка переміщається відносно шкали, градуйованої від 0 до 100%.

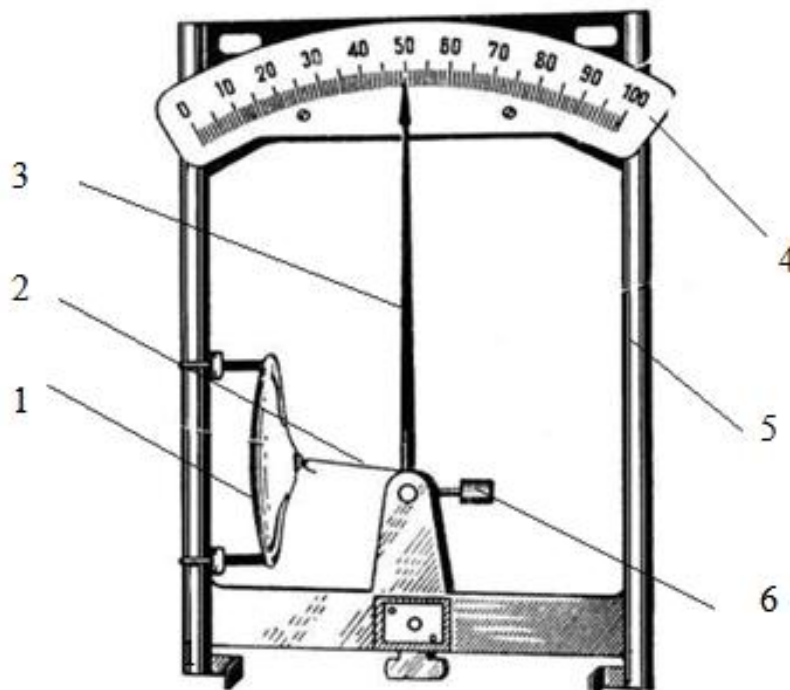
При збільшенні відносної вологості волосся подовжується, і стрілка обертається управо за шкалою. При зменшенні вологості стрілка зміщується вліво, відліки за шкалою знімаються в цілих діленнях, ціна ділення 1%. Оскільки зв'язок між подовженням волоса і відотною вологістю повітря не лінійний, то шкала гігрометра нерівномірна.

Гігрометр розрахований на роботу при температурі від  $-50$  до  $+55^{\circ}\text{C}$ . Межі виміру вологості від 30 до 100 %, погрішність виміру  $\pm 10$  %. Ціна ділення шкали 1 %. Відліки робляться до цілого ділення шкали.

При температурах повітря нижче  $-10^{\circ}\text{C}$  гігрометр є основним приладом для виміру вологості повітря. Прилад є відносним, і тому для набуття дійсних значень відносної вологості повітря в зимовий час (при температурах нижче  $-10^{\circ}\text{C}$ ) в свідчення гігрометра вводять поправки. Поправки визначаються на підставі паралельних і одночасних вимірів по станційному психрометру і гігрометру протягом 1-1,5 місяця до настання стійких температур нижче  $-10^{\circ}\text{C}$ . По цих вимірах будується графік зв'язку між свідченнями психрометра і гігрометра, по якому і визначається поправка.

Прилад встановлюють в центрі психрометричної будки і кріплять на штатив між сухим і змоченим психрометричними термометрами.

**Гігрометр плівковий метеорологічний М-39** (рис. 9.33) призначений для виміру відносної вологості повітря.



1 – плівка; 2 – тяга; 3 – стрілка; 4 – шкала; 5 – рамка; 6 – важок

Рисунок 9.33 – Гігрометр плівковий

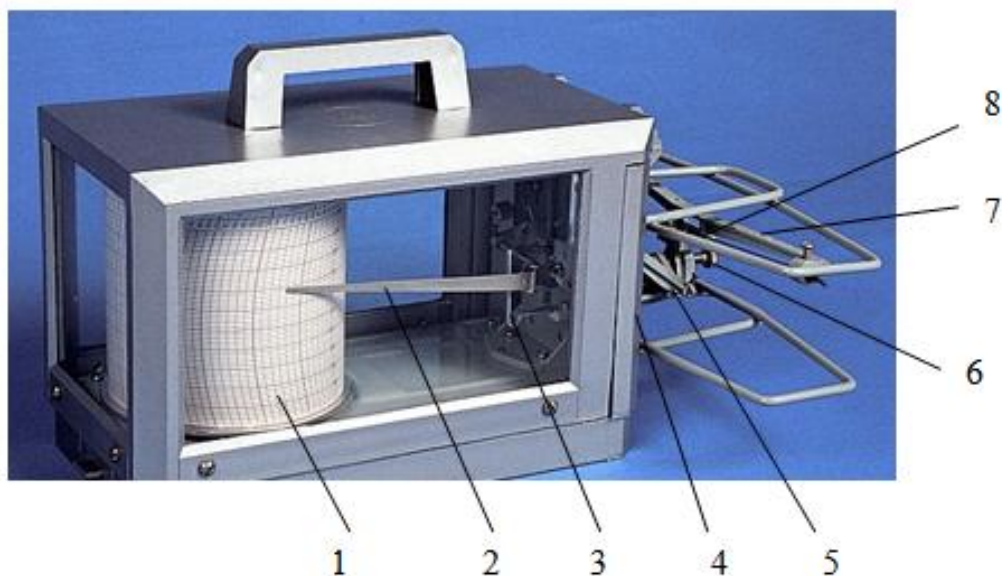
Принцип дії приладу заснований на властивості гігроскопічної органічної плівки змінювати свої лінійні розміри залежно від відносної вологості повітря. Гігрометр розрахований на роботу при температурі повітря від  $-60$  до  $+35^{\circ}\text{C}$ . Межі виміру від 30 до 100 %, погрішність виміру  $\pm 10\%$ , ціна ділення шкали 1%.

Приймальною частиною гігрометру є натягнута на металеве кільце гігроскопічна тваринна плівка, мембрана, в центрі якої знаходиться металева шайба. Приймач прикріплюється підпружинними гвинтами до металевої рами 5. Тягою 2 мембрана сполучена з передавальним механізмом приладу, що складається з осі, стрілки 3 і важка 6, який забезпечує постійне натягнення плівки.

Завдяки такому пристрою передавального механізму зміни пружних властивостей мембрани, що відбуваються в результаті зміни вологості повітря, передаються на стрілку. Відлік вологості повітря виконується за шкалою 4. Ділення шкали рівномірні, оскільки пружні властивості плівки міняються рівномірно із зміною вологості повітря.

Плівковий гігрометр – прилад відносний. Тому в його свідчення, вводяться поправки, отримані порівнянням свідчень плівкового гігрометра зі свідченнями психрометра.

**Гігрограф метеорологічний М-21** (рис. 9.34). Гігрограф призначений для безперервної реєстрації відносної вологості повітря. Чутливим елементом приладу є пучок волосся 6, який з двох кінців закріплений в цапфах кронштейна 7. Середина пучка волосся надіта на гачок, який за допомогою спеціального пристрою пов'язаний із стрілкою 2. Натягнення пучка волосся створюється важком.



1 – барабан; 2 – стрілка з пером; 3 – аретир; 4 – кнопка; 5 – важіль; 6 – гвинт; 7 – кронштейн; 8 – пучок волосся

Рисунок 9.34 – Гігрограф



Через передавальний пристрій (систему важелів) зміна натягнення пучка волосся передається на стрілку з пером, заповненим чорнилом. Перо викреслює на паперовій стрічці графік зміни відносній вологості повітря за добу або тиждень. Годинниковий механізм в гігрографа такий же, як і в термографа. Так само як і в термографа, годинникові механізми бувають добові і тижневі. Для нанесення відміток часу на діаграмній стрічці є кнопка 4, а для установки пера на необхідне ділення діаграмної стрічки служить настановний гвинт 6. Гігрограф не є абсолютним приладом, і для визначення по ньому відносної вологості повітря вводять поправки, які визначають по графіку, складеному на підставі порівняння значень відносної вологості повітря в термінові години, отримані по психрометру, і значень, знятих із стрічки гігрографа з точністю до 1%.

### 9.6.2 Порядок виконання лабораторної роботи

Вимір по психрометру:

1. Установити психрометр на стаціонарний штатив. Психрометр встановлюють за допомогою крюка підвісу, який угвинчують в стовпчик горизонтально так, щоб резервуари термометрів знаходилися на висоті 2 м від поверхні землі.

2. Ввести гумову піпетку з дистильованою водою до внутрішньої захисної трубки термометру й змочити батист на резервуарі. Змочують батист термометра взимку за 30 хв., влітку за 4 хв. до зняття свідчень термометрів. При швидкості вітру більше 3 м/с на аспіратор надівають з навітряного боку вітровий захист.

3. Завести майже до кінця вентилятор психрометру.

4. За 4 хвилини після пуску вентилятора зробити відлік температури оточуючого повітря по сухому і вологому термометрам. Відлік знімати з точністю до половини поділки шкали (табл. 9.5).

5. Використовуючи величини температур сухого й вологого термометрів визначають відносну вологість декількома способами – за психрометричною таблицею (додаток А), психрометричним графіком (додаток Б) і розрахунком за формулою.

6. Порівняти результати і зробити письмово висновки.

**Обчислення вологості за допомогою психрометричних таблиць.**

Основна таблиця складається з окремих колонок, кожна для певного значення свідчень сухого термометра  $t$  через  $0,1$  °С. Колонка складається з 5 стовпців чисел. В першому стовпці приведені значення мокрого термометра  $t'$  в останніх значення  $t$ ,  $e$ ,  $f$ ,  $d$ . Таблиця розрахована для  $P = 1000$  мб для інших значень атмосферного тиску в характеристики вологості вводяться поправки, які розраховуються по додаткових таблицях.

**На психрометричному графіку** (додаток Б) на верхній шкалі вказано температуру (вертикальні лінії відповідають температурі сухого термометру, діагональні – вологого термометру). На перехресті виміряних температур сухого й вологого термометрів визначають відносну вологість у відсотках по горизонтальним лініям.

Таблиця 9.5 – Результати експериментальних вимірювань

Показники	Значення
Свідчення «сухого» термометра $t_c$ , °C	
Свідчення «вологого» термометра $t_b$ , °C	
Різниця температур ( $t_c - t_b$ ), °C	
Барометричний тиск, Па / мм.рт.ст.	
Парціальний тиск насичених водяних парів при температурі мокрого термометру, $P_{в.нас.}$ , мм.рт.ст.	
Парціальний тиск насичених водяних парів при температурі сухого термометру, $P_{с.нас.}$ , мм.рт.ст.	
Відносна вологість $\varphi$ , %	
Відносна вологість $\varphi$ , % за психрометричним графіком	

*Парціальний тиск водяної пари* в повітрі визначається по *психрометричній формулі*, на підставі якої складені психрометричні таблиці

$$e = E' - A \cdot P_a (t - t') \cdot (1 + 0,00115 \cdot t'), \text{ гПа} \quad (9.7)$$

де  $E'$  – парціальний тиск водяної пари, що насичує простір, при температурі змоченого термометра (додаток В);

$A$  – психрометричний коефіцієнт, що враховує швидкість руху повітря;

$P_a$  – атмосферний тиск, гПа;

$t$  та  $t'$  – відповідно температура сухого і змоченого термометрів, °C;

$(1 + 0,00115t')$  – враховує залежність теплоти випару від температури.

*Відносну вологість повітря* визначають за допомогою *психрометрів і гігрометрів*. Відносна вологість є параметром стану вологого повітря і виражається формулою:

$$\varphi = \frac{P_n}{P_n} \cdot 100\% \quad (9.8)$$

де  $\varphi$  – величина відносної вологості повітря,

$P_n$  – парціальний тиск водних парів у вологому повітрі,

$P_n$  – тиск насичених водяних парів при температурі повітря (додаток В).

*Відносну вологість для психрометра* визначають за психрометричною формулою:

$$\varphi = \frac{P_m - A \cdot P_a (t_c - t_b)}{P_n} \cdot 100\% \quad (9.9)$$

де  $P_m$ ,  $P_n$  – парціальний тиск насичених водяних парів при температурі відповідно мокрого й сухого термометрів, мм.рт.ст.; значення  $P_m$  і  $P_n$  визначають за таблицею насиченого пару ( див. додаток В);

$A$  – психрометричний коефіцієнт ( $A = 6,26 \cdot 10^{-4} (\text{°C})^{-1}$ );

$P_a$  – атмосферний тиск, мм.рт.ст.;

$t_c, t_e$  – температура відповідно сухого й вологого термометрів, °С.

У звіті повинно бути:

1. Мета роботи.
2. Короткі теоретичні відомості.
3. Опис порядку виконання вимірів.
4. Визначення відносної вологості трьома способами (за формулою, таблицею й графіком)
5. Висновки.

### Питання для самоконтролю та обговорення

1. Якою величиною характеризується вологість повітря у повідомленні про погоду?
2. Чи існує зв'язок між відносною вологістю повітря та дефіцитом вологи у повітрі? Який характер такого зв'язку?
3. Що таке випаровування вологи, і яка його залежність від метеорологічних факторів?
4. Що таке насичена пара і як вона змінюється із зміною температури?
5. Чи можливо за температурою точки роси визначити нічний мінімум температури повітря?
6. Яка причина утворення роси?
7. Які загальні умови конденсації водяної пари в атмосфері?
8. Назвіть прилади для визначення вологості повітря.
9. Принцип дії аспіраційного психрометра.
10. Принцип дії гігрографів.

### 9.7 Лабораторна робота № 7. «Методи та прилади для вимірювання атмосферних опадів та величини випару»

*Мета роботи:* лабораторна робота виконується з метою ознайомлення способів та вивчення приладів для виміру атмосферних опадів та величини випару.

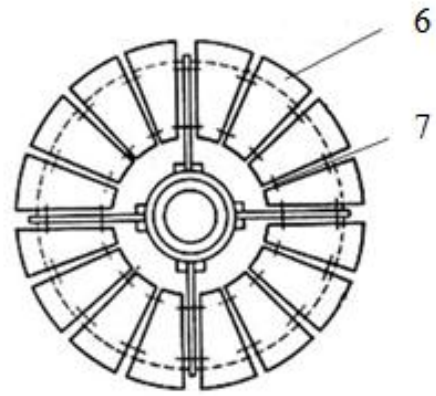
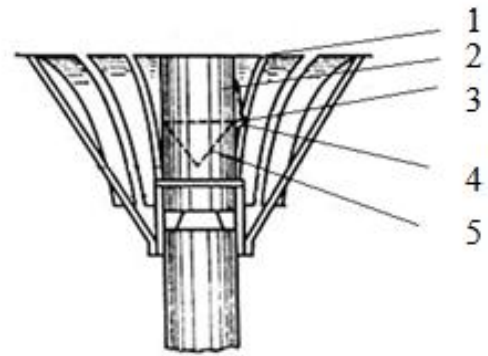
#### 9.7.1 Короткі теоретичні відомості

Кількість рідких і твердих атмосферних опадів вимірюють заввишки шару води в мм, утвореного осіданням на горизонтальній (непроникній) поверхні. Інтенсивність опадів вимірюється в мм/хв.

**Вимір кількості опадів. Опадомір Третьякова** (рис. 9.35) призначений для збору рідких і твердих опадів для їх подальшого виміру.



а)



б)

а – загальний вигляд; б – конструкція; 1 – ланцюжок ковпачка; 2 – судина для збору опадів; 3 – ковпачок; 4 – носок; 5 – діафрагма; 6 – планки; 7 – ланцюжок

Рисунок 9.35 – Опадомір Третьякова

У комплект опадоміра Третьякова входить два металеві відра з площею приймальної поверхні  $200 \text{ см}^2$ , планковий захист; таган для установки відра на стовпі в строго вертикальному положенні. Для зменшення спотворень свідчень опадоміра унаслідок, як надування в нього, так і видування з нього твердих опадів (сніжинок в результаті завихрень повітряного потоку при вітрі), передбачено планковий захист, що складається з 16 зігнутих металевих пластин, зібраних довкола відра конусом.

Приймальна судина опадоміра, перегороджена в середній її частині конусоподібною з отвором посередині діафрагмою, частина якої представляє знімну воронку. Ця воронка влітку оберігає опади від випару, а на зиму знімається, аби тверді осідання потрапляли на дно відра, де вони захищені від видування. Для зливу зібраних опадів є носик, який при робочому положенні опадоміра закритий знімним ковпачком. Ковпачок на носуку і діафрагма зі вставленою в неї воронкою служать для оберігання зібраних опадів від випару, що особливо важливе в жаркі літні дні, коли відро сильно нагрівається. У зимовий час воронкою не користуються.

Опадомір встановлюється на дерев'яному стовпі або металевій підставці так, щоб верхній торець відра знаходився на висоті 2 м над поверхнею землі. З

північного боку від опадоміра знаходиться драбина.

Вимір опадів виконується двічі за добу для здобуття кількості опадів за денну і нічну половину доби в терміни 8 і 20 год. поясного зимового часу.

В строк спостереження спостерігач приносить з приміщення станції порожнє відро, закрите кришкою (щоб уникнути попадання в нього опадів) і замінює ним відро, що стоїть в опадомірі. Відро з осіданнями закриває кришкою і приносить в приміщення, де виробляє вимір опадів.

Кількість опадів виражають заввишки шару води (у міліметрах), який утворився б на поверхні, якби осідання, що випали не стікали, не випаровувалися і не просочувалися углиб. Для цього осідання зливають у вимірювальний стакан і по положенню рівня води відносно шкали стакана відлічують число ділень стакана, округлюючи до цілих ділень. Ціна ділення  $2 \text{ см}^2$ , що відповідає висоті шаруючи води у відрі 0,1мм. Зміна відер опадоміра і вимір опадів виконується чотири рази в добу.

Якщо опади тверді або змішані, то виміри виконують після того, як опади розтануть. Суму опадів за добу обчислюють як суму результатів вимірів за два терміни (при двотермінових спостереженнях).

До вимірної кількості опадів додаються поправки, що враховують змочування опадомірної судини і часткового їх випар: для опадів твердих в кількості більше 0,5 мм поправка +0,1 мм; для рідких опадів до 0,5 мм поправка +0,1 мм, і більш ніж 0,5 мм поправка +0,2 мм.

**Дощомір польовий М-99** – скляний стакан з розширенням у верхній частині. На стінці дощоміра нанесені поділki, кожне з яких відповідає 1 мм шару опадів, що випали. Для зменшення випару в стакан вставляють воронку. Застосовують для виміру рідких опадів в агроценозах.

Для безперервної реєстрації кількості випадних опадів і інтенсивності дощу застосовують **плювіограф П-2**. По запису на стрічці визначають час початку і закінчення дощу, кількість опадів, що випали, і їх інтенсивність.

В даний час у важкодоступних місцевостях встановлюють автоматичні радіоопадоміри, регулярно вимірюючи рідкі опади і передавальні радіосигнали, що позначають їх кількість.

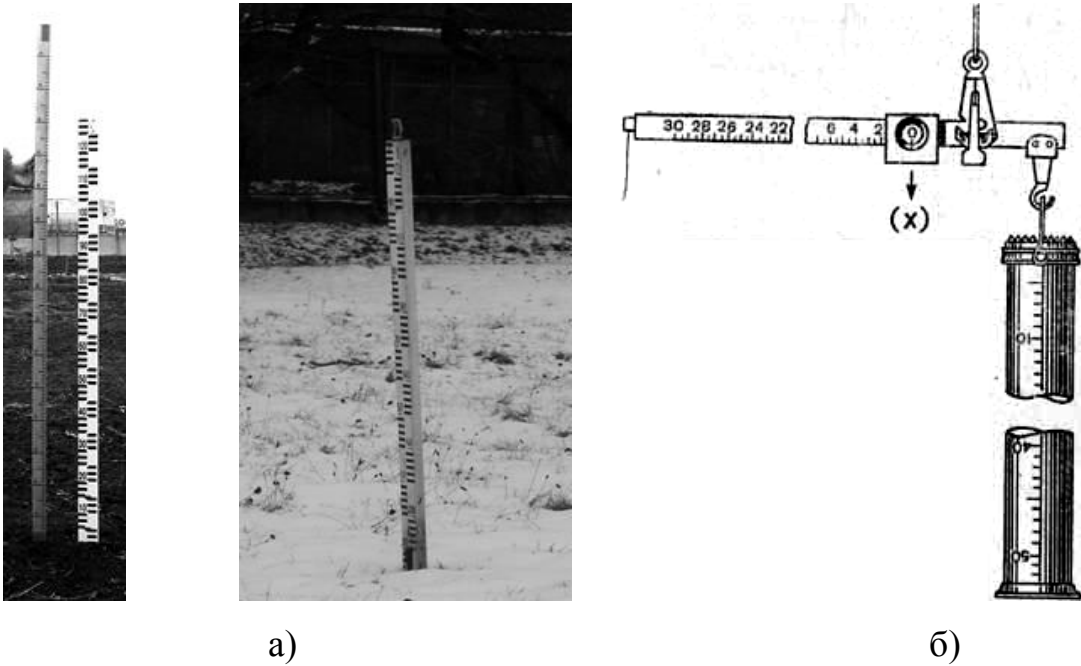
При першій появі снігового покриву (для більшості районів збігається із стійким переходом середньої добової температури повітря через  $0^{\circ}\text{C}$ ) на метеорологічних станціях щодня вимірюють **висоту снігового покриву** по постійних **снігомірних рейках** (рис. 9.36, а) (потім обчислюють середню висоту), визначають міру покриття снігом довколишньої території в балах (від 0 до 10), якісно оцінюють рівномірність залягання снігового покриву (рівномірно, з оголеними місцями і т. д.) [2].

У останній день декади на полях з озиминою і багатолітніми травами проводять снігомірні зйомки. На маршруті довжиною 1 км. через кожні 10м переносною снігомірною рейкою вимірюють висоту снігового покриву, а через кожних 100 м визначають щільність снігу.

Для цієї мети призначений похідний **ваговий снігомір ВС-43** (рис. 9.36, б), що складається з металевого циліндра і ваг. Циліндром беруть пробу снігу, зважують і розраховують щільність,  $\text{г/см}^3$ :

$$\rho = m/V = 5/50 \cdot h = n/10 \cdot h, \quad (9.10)$$

де  $m$  – маса снігу, г;  
 $V$  – об'єм снігу,  $\text{см}^3$ ;  
 $5$  – ціна ділення шкали ваг, г;  
 $n$  – число ділень, відлічених за шкалою;  
 $50$  – площа перетину циліндра,  $\text{см}^2$ ;  
 $h$  – висота снігу за шкалою циліндра, см.



а – снігомірні рейки; б – ваговий снігомір ВС-43

Рисунок 9.36 – Прилади для виміру висоти та характеристики снігового покриву

Щільність снігу змінюється від  $0,01 \text{ г/см}^3$  (який щойно випав сніг) до  $0,6 \text{ г/см}^3$  (сніг, що злежався, почав танути), в зимові місяці середня щільність снігового покриву складає близько  $0,2 \text{ г/см}^3$ .

Щільність снігу – важлива характеристика снігового покриву. Від неї залежить, по-перше, теплопровідність снігу: чим більше щільність, тим більше теплопровідність. При щільності снігу  $0,2 \dots 0,3 \text{ г/см}^3$  коефіцієнт теплопровідності складає  $0,13 \dots 0,25 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ . Таким чином, коефіцієнт теплопровідності снігу в 10 разів більший, ніж в нерухомого повітря, але в 10 разів менше, чим в ґрунту.

По-друге, від щільності в значній мірі залежить запас води в сніговому покриві, тобто який шар води (у мм) утворюється при повному таненні снігового покриву:

$$Z = 10 \cdot h_{\text{ср}} \cdot \rho_{\text{ср}}, \quad (9.11)$$

де  $h_{cp}$  – середня висота снігу на маршруті, см;  
 $\rho_{cp}$  – середня щільність снігу, г/см<sup>3</sup>.

У сільськогосподарській практиці зазвичай всі розрахунки ведуться в кубічних метрах або тоннах на 1 га. Тоді

$$Z = 100 \cdot h_{cp} \cdot \rho_{cp} \quad (9.12)$$

В місцях узяття проб відзначають також наявність крижаних кірок. Особливо поважно встановити наявність притертої крижаної кірки, що утворюється на поверхні ґрунту.

Запаси води в снігу визначають також гамма-снігоміром і деякими іншими приладами із застосуванням радіоізотопів по радіоактивному випромінюванню: ослаблення інтенсивності випромінювання після проходження через сніговий покрив зазвичай пропорційно кількості води в снігу. За цим же принципом визначають запас води в снігу з штучних супутників Землі, використовуючи природну радіоактивність нашої планети.

**Основні прилади і методи виміру величини випару.** Випар безпосередньо вимірюється випарниками або ж обчислюється по рівняннях теплового і водного балансу, а також по інших теоретичних і дослідних формулах.

Практично воно зазвичай характеризується товщиною шару, що випарувався, води, вираженого в міліметрах.

Для виміру випару з водної поверхні застосовуються випарні басейни площею 20 і 100 м<sup>2</sup>, а також випарниками з площею поверхні 3000 см<sup>2</sup>. Випар в таких басейнах і випарниках визначається по зміні рівня води з врахуванням випадання опадів.

Випар з поверхні ґрунту вимірюється ґрунтовим випарником з площею випарувальної поверхні 500 см<sup>2</sup> (рис. 9.37). Цей випарник складається з двох металевих циліндрів. Зовнішній встановлений в ґрунті до глибини 53 см. У внутрішньому циліндрі знаходиться ґрунтовий моноліт з непорушеною структурою ґрунту і рослинністю. Висота моноліту 50 см.

Дно внутрішнього циліндра має отвори, через які стікає надлишок води від дощів що випали у водозбірну судину. Для визначення випару внутрішній циліндр з ґрунтовим монолітом кожні п'ять днів виймають із зовнішнього циліндра і зважують. При цьому випар розраховують по формулі:

$$E = 0,02 \cdot (p_1 - p_2) + r_1 - r_2, \quad (9.13)$$

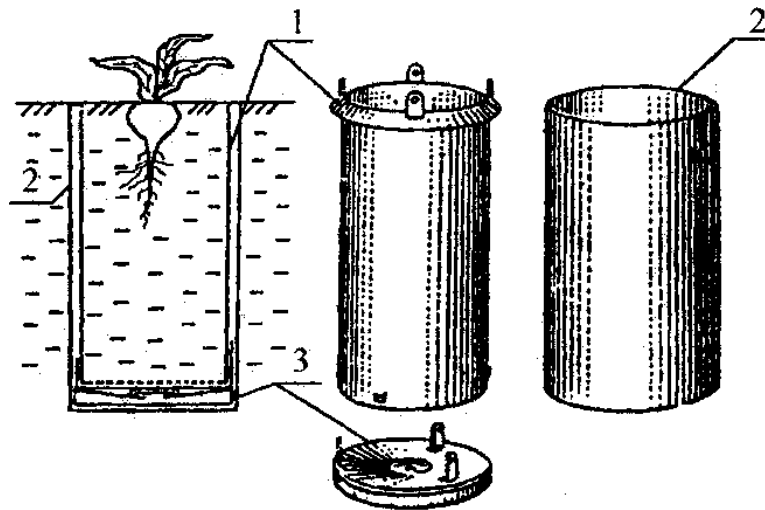
де  $E$  – випар (мм);

$p_1$  – вага випарника при попередньому зважуванні (г);

$p_2$  – вага випарника в даний момент (г);

$r_2$  – кількість води у водозбірній судині (мм);

$r_1$  – кількість опадів, що випали (мм) за період між зважуваннями.



1 – внутрішній циліндр; 2 – зовнішній циліндр; 3 – водозбір

Рисунок 9.37 – Ґрунтовий випарник ГГИ-500-50

Коефіцієнт 0,02 служить для перекладу вагових одиниць (г) в лінійних (мм). Вимір випару по ґрунтовому випарнику виробляється лише в теплу пору року.

### 9.7.2 Порядок виконання лабораторної роботи

Виміри атмосферних опадів та величини випару виконується в залежності від типу приладів та порядку заміру, як описано в п.п. 9.7.1. Використовуючи заміряні величини визначають розрахунком скільки літрів води доводиться на площу 0,5 га, 1,5 га, 5 га. Визначити випар за даними спостережень за дві доби. Порівняти результати і зробити письмово висновки.

**Приклад 1.** Протягом 5 хв. на поверхню землі випало 2 мм опадів. Скільки літрів води доводиться на площу 1 га?

Інтенсивність опадів дорівнює:

$$i = \frac{h}{t} = \frac{2}{5} = 0,4, \text{ мм/хв.}$$

де  $h$  – шар опадів, мм;

$t$  – час опадів, хв.

При випаданні дощу шаром  $h = 1$  мм протягом 1 хвилини на площі 1 га загальний об'єм випавших опадів складе:

$$W = 0,001 \cdot 10000 = 10 \text{ м}^3$$

або витрата:



$$Q = \frac{W}{t} = \frac{10 \cdot 1000}{60} = 166,67 \text{ л/с.}$$

Але висота шару випавшого дощу протягом 1 хв може бути не 1 мм, а будь-яке  $i$  мм/хв, тоді

$$Q = 166,67 \cdot i = 166,67 \cdot 0,4 = 66,67 \text{ л/с га.}$$

**Приклад 2.** Визначити випар за даними спостережень: 1 серпня моноліт важив 42450 гр, 6 серпня 42980 гр. З 1 по 6 серпня випало 28,4 мм опадів.

Води, що просочується, у водозбірній судині не було. Випар обчислюють за формулою (9.13), де  $P_1$  і  $P_2$  - маса моноліту в попередній і подальший терміни виміру в грамах;  $r_1$  - кількість опадів по ґрунтовому дощоміру;  $r_2$  - кількість води, що просочилася у водозбірну судину між термінами спостережень, в мм.

Отже

$$E = 0,02 \cdot (42450 - 42980) + 28,4 = 17,8 \text{ мм.}$$

У звіті повинно бути:

1. Мета роботи.
2. Короткі теоретичні відомості.
3. Опис порядку виконання вимірів.
4. Висновки.

### Питання для самоконтролю та обговорення

1. Як і з допомогою яких приладів проводять вимірювання атмосферних опадів?
2. Як визначити запаси води у снігу?
3. Як визначити вміст вологи у ґрунті?
4. Як визначити запаси вологи у ґрунті?
5. Як Ви розумієте водний баланс поля?
6. Як визначають випаровування з ґрунту?
7. Які методи та прилади для вимірювання кількості атмосферних опадів?
8. Назвіть прилади і методи виміру величини випару.

## 10 ПРАКТИЧНІ ЗАНЯТТЯ

### 10.1 Розрахунок атмосферного тиску

В метеорології атмосферний тиск розраховують так:

$$P = \rho \cdot g \cdot h, \quad (10.1)$$

де  $\rho$  – густина повітря,  $\text{кг/м}^3$ ;

$g$  – прискорення вільного падіння ( $9,8 \text{ м/с}^2$ );

$h$  – висота, м.

Існує зв'язок між масою і прискоренням тіла та силою, що діє на нього. Ньютон визначається як сила, яка надає тілу масою 1 кг прискорення  $1 \text{ м/с}^2$ :

$$1 \text{ Н} = 1 \text{ кг} \cdot \text{м/с}^2.$$

Формула для розрахунку сили в Ньютонах (F):

$$F = m \cdot a, \quad (10.2)$$

де  $m$  – маса, кг;

$a$  – прискорення,  $\text{м/с}^2$ .

Отже, на тіло масою 1 кг, що знаходиться у вільному падінні ( $a = 9,8 \text{ м/с}^2$ ), діє сила 9,8 Н. Ваговий тиск рідини (ртуті) у системних одиницях тиску – Паскалях можна розрахувати так: густина ртуті становить  $13,6 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ , висота стовпчика ртуті становить 760 мм (нормальний атмосферний тиск), а отже згідно з формулою (10.1) отримаємо:

$$P = (13,6 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3) \cdot (9,8 \text{ Н/кг}) \cdot (0,76 \text{ м}) = 101292,8 \text{ Па} = 1012,9 \text{ гПа} \approx \approx 1013 \text{ гПа}.$$

Атмосферний тиск тривалий час вимірювали в міліметрах ртутного стовпчика (мм.рт.ст). Крім мм.рт.ст. атмосферний тиск також може бути виміряний у інших міжнародних одиницях: бар (на практиці використовують мбар, позасистемна одиниця) та Паскаль (на практиці – гПа, система СІ). Співвідношення між ними таке (додаток Г):

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

$$1 \text{ мм рт.ст.} = 1,33322 \text{ гПа} = 1,33322 \text{ мбар};$$

$$1 \text{ мбар} = 0,001 \text{ бара};$$

$$1 \text{ гПа} = 100 \text{ Па};$$

$$1 \text{ бар} = 10^6 \text{ дин/см}^2; 1 \text{ Па} = 1 \text{ Н/м}^2.$$

Нехай маємо тиск стовпчика ртуті висотою 760 мм. При площі поперечного перерізу цього стовпа  $1 \text{ см}^2$ , об'єм ртуті у ньому дорівнюватиме  $76 \text{ см}^3$ . При питомій масі ртуті  $13,6 \text{ г/см}^3$ , маса ртутного стовпчика з поперечним перерізом  $1 \text{ см}^2$  складатиме  $1,0336 \text{ кг}$  ( $13,6 \text{ г/см}^3 \times 76 \text{ г/см}^3$ ) або  $1033,6 \text{ г}$  (іноді такий тиск називають фізичною атмосферою, атм). Відповідно, атмосферний тиск врівноважується стовпчиком ртуті з перерізом  $1 \text{ см}^2$  та вагою  $1,034 \text{ кг}$ . Таким чином, над рівнем моря тиск становитиме  $1,034 \text{ кг/см}^2$ .

Баричний ступінь – це висота, на яку потрібно піднятися чи опуститись щоб атмосферний тиск змінився на одиницю:

$$h = \frac{8000}{P \cdot (1 + \alpha \cdot t)}, \text{ м/гПа.} \quad (10.3)$$

Приведення атмосферного тиску до тиску на рівні моря. Атмосферний тиск на рівні моря ( $P_M$ ) можна визначити так:

$$P_M = P_{M/c} + \Delta P, \text{ гПа} \quad (10.4)$$

де  $P_{M/c}$  – атмосферний тиск виміряний на метеостанції;

$\Delta P$  – поправка на атмосферний тиск, що враховує висоту ( $H$ ) метеостанції над рівнем моря:

$$\Delta P = H/h,$$

де  $h$  – баричний ступінь.

Отже:

$$P_M = P_{M/c} + H/h, \text{ гПа} \quad (10.5)$$

Барометричне рівняння за спрощеною формулою:

$$H_B - H_H = \frac{16000 \cdot (P_H - P_B) \cdot (1 + \alpha \cdot t)}{(P_H - P_B)}, \text{ м} \quad (10.6)$$

де  $H_B - H_H$  – різниця висот двох пунктів, м;

$t$  – середня температура шару повітря,  $^{\circ}\text{C}$ ;

$P_H$  та  $P_B$  – атмосферний тиск на нижньому та верхньому рівнях, гПа;

$\alpha$  – коефіцієнт теплового (об'ємного) розширення повітря ( $\alpha = 1/273 \approx 0,00366$ ).

## Завдання

**Задача 1.** Виразити в гПа атмосферний тиск за такими даними:

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
P, мм.рт.ст	810; 740; 780	750; 744; 765	780; 755; 744	790; 795; 762	760; 751; 750	805; 771; 748	740; 750; 762	760; 755; 743	801; 766; 747	750; 748; 765

**Задача 2.** Визначити висоту стовпа ртуті (мм.рт.ст) який зрівноважується таким атмосферним тиском (гПа):

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
P, гПа	920; 1001; 899	970; 995; 1015	980; 899; 1018	990; 950; 1020	995; 889; 1007	985; 991; 1017	974; 899; 1012	899; 975; 1013	897; 989; 1017	995; 1002; 1021

**Задача 3.** Яка висота гори, якщо біля підніжжя ( $P_n$ ) та на вершині ( $P_v$ ) гори барометр показує такий тиск та температуру ( $t_n, t_v$ )?

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$P_n$ , мм.рт.ст.	750	765	762	755	763	762	757	760	755	754
$P_v$ , мм.рт.ст.	730	743	748	734	741	748	739	741	735	731
$t_n$ , °C	13,0	19,3	21,4	18,6	24,4	18,7	17,1	22,7	21,1	12,7
$t_v$ , °C	12,8	19,0	21,0	18,4	24,1	18,5	16,9	22,5	20,0	12,3

**Задача 4.** На якій глибині тиск становитиме?

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
P, гПа	1035	1044	1037	1054	1042	1031	1027	1036	1035	1044

**Задача 5.** З якою силою тисне атмосфера на людину при нормальному атмосферному тиску та такій площі поверхні тіла (S)?

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S, м <sup>2</sup>	1,35	1,44	1,47	1,51	1,43	1,39	1,46	1,38	1,39	1,45

**Задача 6.** Яка приблизна висота гори, якщо біля її підніжжя атмосферний тиск нормальний, а на вершині тиск становить (P)?

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
P, мм.рт.ст.	732	741	717	721	713	719	726	738	729	725

**Задача 7.** Привести атмосферний тиск до тиску на рівня моря, якщо висота метеостанції над рівнем моря (H), атмосферний тиск (P) та температура повітря (t) становлять:

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
H, м	2240	2134	2167	2221	2300	2219	2258	2283	2179	2275
P, мбар	617	622	719	619	608	634	617	623	609	625
t, °C	4,5	4,8	3,2	6,9	5,7	5,1	5,9	6,1	6,3	5,7

**Задача 8.** Визначте тиск повітря на поверхню площею 1 м<sup>2</sup> при такому атмосферному тиску (P):

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
P, мм.рт.ст	75	8	4	49	59	68	54	57	61	59

## 10.2 Розрахунок швидкості вітру

**Задача 1.** Розрахувати швидкість вітру на різних висотах. Для визначення швидкості вітру на певній висоті ( $U_z$ ) використовують апроксимаційну формулу, в яку входить значення швидкості вітру для даної місцевості на висоті 10 м ( $U_{10}$ ):

$$U_z = U_{10} \cdot \left(\frac{z}{10}\right)^b, \quad (10.7)$$

де  $z$  – висота, м;  $b$  – параметр для відкритих місць (0,14).

Значення параметра  $b$  різні в різну пору року і протягом однієї доби. Тому приведеною вище формулою варто користуватися лише для висот до 50 м. Вихідні дані для розрахунків наведені у таблиці 10.1.

Таблиця 10.1 – Швидкість вітру на різних висотах, м/с

Варіанти	$U_z$	$U_{10}$	$z$ , м	Варіанти	$U_z$	$U_{10}$	$z$ , м
1	12	-	13	11	-	15	14
2	-	4	4	12	13	-	14
3	15	-	13	13	-	15	13
4	-	7	13	14	26	-	13
5	3	-	12	15	-	14	15
6	-	10	10	16	40	-	2
7	17	-	1	17	-	4	7
8	-	13	17	18	12	-	13
9	14	-	10	19	-	9	11
10	-	12	15	20	16	-	12

**Задача 2.** Розрахувати середню швидкість вітру ( $U_{cp}$ ) за вибраний проміжок часу ( $T = t_2 - t_1$ ). Середня швидкість вітру за вибраний проміжок часу визначається відношенням суми вимірних значень миттєвої швидкості  $U$  до числа вимірювань  $n$ :

$$U_{cp} = \frac{\sum_{i=1}^n U_i}{n}. \quad (10.8)$$

Вихідні дані для розрахунків приведені у таблиці 10.2.

Таблиця 10.2 – Середньо-годинні швидкості вітру, м/с

Варіант	Місто	Години спостереження							
		24–00	03–00	06–00	09–00	12–00	15–00	18–00	21–00
1	Вінниця	1,1	1,3	1,8	2,4	3,5	3,4	2,4	1,4
2	Луцьк	1,7	1,9	2,8	2,7	4,5	3,8	3,1	1,0
3	Дніпро	2,0	3,3	3,7	2,9	3,6	4,1	4,0	2,2
4	Донецьк	2,1	3,5	2,9	2,9	3,7	4,4	3,0	1,2
5	Житомир	1,8	2,1	3,5	3,7	2,9	3,9	2,8	1,5
6	Ужгород	1,0	1,6	2,4	3,9	4,1	3,3	2,9	1,0
7	Івано-Франківськ	1,5	1,9	2,7	2,8	3,5	4,4	4,4	2,4
8	Запоріжжя	1,2	2,2	2,6	3,0	4,7	3,8	2,2	1,6
9	Київ	1,1	1,0	2,1	2,9	3,9	2,7	2,0	1,6
10	Кропивницький	1,4	2,0	3,8	4,6	3,2	4,2	1,4	1,4
11	Луганськ	1,5	1,0	2,7	3,5	5,0	2,9	1,7	0,9
12	Львів	1,4	2,6	2,9	4,6	2,6	2,8	2,3	1,2
13	Миколаїв	1,5	2,1	2,9	4,8	5,0	4,0	3,8	1,3
14	Одеса	1,9	2,5	3,1	3,5	3,8	4,1	2,4	1,7
15	Полтава	1,8	1,3	1,4	3,4	4,1	4,6	4,4	1,0

Середньодобову швидкість знаходять розподілом на 24 суми середньо-годинних швидкостей вітру, а середньорічну – діленням на 365 сум усіх середньодобових швидкостей за рік. За результатами розрахунків та виконання завдань зробити висновки.

### 10.3 Розрахунок складових радіаційного балансу

Вимірювання прямої, розсіяної та сумарної сонячної радіації. Частина променистої енергії Сонця, яка приходить до земної поверхні від видимого диска Сонця у вигляді паралельних променів, називається прямою сонячною радіацією.

Пряма сонячна радіація характеризується: інтенсивністю ( $S$ ) – це радіація, яка надходить на перпендикулярну абсолютно чорну поверхню і вимірюється

актинометром; інсоляцією ( $S'$ ) – величина приходу прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню:

$$S' = S \cdot \sin(h_0), \quad (10.9)$$

де  $h_0$  – висота Сонця над горизонтом, град (додаток Д).

Частина сонячної радіації, що після розсіювання в атмосфері надходить на горизонтальну поверхню, називається розсіяною радіацією (D).

Сумарна радіація (Q) – сума прямої ( $S'$ ) і розсіяної (D) радіації, тобто:

$$Q = S' + D, \quad (10.10)$$

$$Q = S \cdot \sin(h_0) + D. \quad (10.11)$$

Потужність потоку сонячної радіації в Міжнародній системі одиниць (СІ) виражається у ватах на  $1 \text{ м}^2$  ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ). У метеорології потужність потоку сонячної радіації звичайно виражали в калоріях на площу в  $1 \text{ см}^2$  за 1 хв. [ $\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{хв.})$ ]. Прихід радіації, що складає  $1 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{хв.})$ , дорівнює  $698 \text{ Вт}/\text{м}^2$ .

Співвідношення:

$$1 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{хв.}) = 698 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с}) = 698 \text{ Вт}/\text{м}^2.$$

$$1 \text{ кал}/\text{см}^2 = 4,19 \cdot 10^4 \text{ Дж}/\text{м}^2; 1 \text{ ккал}/\text{см}^2 = 4,19 \cdot 10^4 \text{ кДж}/\text{м}^2.$$

Відбита радіація ( $R_K$ ) – частина сонячного випромінювання, яке відбивається земною поверхнею. Відбиту радіацію ( $R_K$ ) найчастіше характеризують безрозмірною величиною – відбивальною здатністю (або альбедо) тієї чи іншої поверхні, на яку падає сонячна радіація.

Альбедо ( $A_K$ ) – відношення відбитої радіації до сумарної, виражається в частинах одиниці (з точністю до сотих) або у відсотках (табл.10.3). Альбедо розраховується за формулою:

$$A_K = R_K \times 100 / Q. \quad (10.12)$$

Частина сумарної радіації, яка поглинається земною поверхнею, називається поглинутою радіацією ( $R_{\Pi}$ ):

$$R_{\Pi} = Q - R_K, \quad (10.13)$$

$$R_{\Pi} = Q \cdot (1 - A_K / 100). \quad (10.14)$$

Таблиця 10.3 – Альbedo різних природних поверхонь, % (за М.І. Будико і В.Л. Гаєвським)

Поверхня	Альbedo	Поверхня	Альbedo
Свіжий сухий сніг	80–95	Посіви жита і пшениці	10–25
Сніг забруднений	40–50	Посіви картоплі	15–25
Лід морський	30–40	Луки	15–25
Ґрунти темні	5–15	Степ сухий	20–30
Ґрунти сухі глинисті	20–35	Ліси хвойні	10–15
Ґрунти сухі піщані	25–45	Ліси листяні	15–20

Різницю між надходженням і витратами радіації називають радіаційним балансом, або залишковою радіацією.

Рівняння радіаційного балансу має такий вигляд:

$$B = S' + D - R_k - E_{\text{еф}}, \quad (10.15)$$

або

$$B = Q \cdot (1 - A_k) - E_{\text{еф}}. \quad (10.16)$$

Після відбиття частина сонячної радіації поглинається земною поверхнею – це поглинута радіація ( $C_k$ ):

$$C_k = Q - R_k, \quad (10.17)$$

або

$$C_k = Q \cdot (1 - A_k). \quad (10.18)$$

Різниця між кількістю тепла, випромінюваного земною поверхнею, і теплом, яке вона дістає від зустрічного випромінювання атмосфери називають ефективним випромінюванням Землі ( $E_{\text{еф}}$ ).  $E_{\text{еф}}$  завжди спрямоване від земної поверхні (має знак « $\leftarrow$ »):

$$E_{\text{еф}} = E_3 - E_a, \quad (10.19)$$

де  $E_3$  – випромінювання Землі;

$E_a$  – випромінювання атмосфери.

Фотосинтетично активна радіація ФАР – частина променистої енергії Сонця, що рослини засвоюють у процесі фотосинтезу.

Для розрахунку ФАР використовують таке рівняння:



$$\sum Q \text{ ФАР} = 0,43 \sum S' + 0,57 \sum D, \quad (10.20)$$

де  $\sum Q \text{ ФАР}$  – сумарна фотосинтетична активна радіація (Дж/м<sup>2</sup>);  
 $\sum S'$  – сума прямої радіації на горизонтальну поверхню (Дж/м<sup>2</sup>);  
 $\sum D$  – сума розсіяної радіації (Дж/м<sup>2</sup>).

Розсіяна радіація (D):

$$D = K \cdot (N_d - N_0) \cdot \Gamma. \quad (10.21)$$

де K – перевідний множник за перевірним свідоцтвом до гальванометра та піранометра, кВт/м<sup>2</sup> (K = 0,018-0,020); N<sub>d</sub> та N<sub>0</sub> середній показник гальванометра при визначенні D з урахуванням поправки, та положення нуля гальванометра;

Γ – поправочний коефіцієнт, що залежить від кута Сонця над горизонтом (з перевірного свідоцтва піранометра, Γ = 0,85-0,95).

Сумарна радіація (Q) визначається за тією ж формулою. Пряма радіація (S'):

$$S' = Q - D. \quad (10.22)$$

Розрахунок радіаційного балансу (B) проводять за формулою:

$$B = a \cdot K \cdot N, \quad (10.23)$$

де a – коефіцієнт, що враховує швидкість вітру (a = 1,05–1,24 при швидкості вітру 2-14 м/с);

K – перевідний множник за перевірним свідоцтвом до гальванометра та балансоміра, кВт/м<sup>2</sup>;

N – відлік за гальванометром.

### Завдання

**Задача 1.** Визначити інсоляцію на поверхні північного і південного схилів крутизною 12° за таких умов:

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S, Вт/м <sup>2</sup>	612	750	810	690	720	830	740	780	800	680
h, °	35	70	45	55	65	40	35	45	50	70

**Задача 2.** Визначити інсоляцію опівдні за таких умов:

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Q, кВт/м <sup>2</sup>	0,70	0,75	0,68	0,79	0,74	0,73	0,75	0,68	0,8	0,56
D, кВт/м <sup>2</sup>	0,28	0,37	0,44	0,15	0,27	0,34	0,32	0,41	0,25	0,12

**Задача 3.** Обчислити кількість тепла ( $R_n$ ), яке поглинається піщаним ґрунтом ( $A_k = 24\%$ ) і чорноземом ( $A_k = 12\%$ ) за таких умов:

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$S, \text{кВт/м}^2$	0,64	0,65	0,78	0,59	0,67	0,77	0,70	0,76	0,68	0,67
$D, \text{кВт/м}^2$	0,47	0,44	0,35	0,47	0,29	0,35	0,27	0,48	0,35	0,32

**Задача 4.** Розрахувати сумарну радіацію ( $Q$ ) за таких умов:

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$h, ^\circ$	80	65	75	84	37	74	65	54	45	40
$S, \text{кВт/м}^2$	0,67	0,75	0,71	0,79	0,73	0,67	0,58	0,66	0,59	0,53
$D, \text{кВт/м}^2$	0,40	0,38	0,39	0,42	0,39	0,27	0,35	0,41	0,33	0,30

**Задача 5.** Обчислити величину радіаційного балансу ( $B$ ) для зеленого поля за такими даними:

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$S, \text{Вт/м}^2$	670	750	710	790	720	680	590	630	540	550
$D, \text{Вт/м}^2$	230	340	260	270	310	220	190	230	140	150
$A_k, \%$	20	30	25	45	47	35	24	18	11	32
$E_z, \text{Вт/м}^2$	130	220	210	319	280	250	140	170	150	210
$E_a, \text{Вт/м}^2$	70	110	80	95	120	140	70	110	130	55

**Задача 6.** Сонце над горизонтом знаходиться під кутом  $90^\circ$ . Розрахувати інсоляцію ( $S'$ ) на поверхню схилу за таких умов:

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$S, \text{кВт/м}^2$	0,17	0,18	0,27	0,19	0,16	0,17	0,18	0,23	0,19	0,15

**Задача 7.** Визначити радіаційний баланс трав'яного поля за такими даними:

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$S, \text{Вт/м}^2$	540	510	730	430	700	580	520	430	640	550
$D, \text{Вт/м}^2$	240	140	160	170	210	120	150	120	130	100
$A_k, \%$	20	30	25	45	47	35	24	18	11	32
$E_z, \text{Вт/м}^2$	110	105	100	114	150	130	107	70	160	110
$E_a, \text{Вт/м}^2$	80	90	70	95	120	110	70	40	111	51

**Задача 8.** Визначити величину фотосинтетично активної радіації (ФАР) за вегетаційний період на території України за такими даними:

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\sum S'$ , МДж/м <sup>2</sup>	2670	1750	2710	2790	3300	2670	1580	1690	2490	3230
$\sum D$ , МДж/м <sup>2</sup>	1130	1370	2390	1440	2380	1250	1340	1410	1230	1120

**Задача 9.** Визначити кількість тепла, що поглинається поверхнею сухої трави за такими даними:

Вихідні дані	Варіант									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$h$ , °	30	45	55	20	43	38	25	51	37	46
$S$ , Вт/м <sup>2</sup>	870	850	820	710	750	790	690	710	730	660
$D$ , Вт/м <sup>2</sup>	110	130	210	240	210	270	130	140	125	130
$A_k$ , %	18	14	15	37	22	11	9	14	10	13

#### 10.4 Розрахунок температури повітря і ґрунту

*Визначення температури повітря.* Зміни температури протягом доби та року зображують за допомогою графіків. На осі абсцис відкладають час, а на осі ординат – температуру.

Зміни температури повітря на одиницю відстані по вертикалі оцінюють за вертикальним градієнтом температури (ВГТ):

$$ВГТ = \frac{t_n - t_b}{z_b - z_n} \cdot 100, \text{ } ^\circ\text{C на } 100 \text{ м} \quad (10.24)$$

де  $t_n$  та  $t_b$  – температура на нижньому та верхньому рівнях, °С ;  
 $z_n$  та  $z_b$  – рівні, м.

Сума активних температур – це сума середньодобових температур повітря за період, коли вони перевищують значення температури вище 10 °С (біологічний мінімум). Значення температури 10 °С і нижче в розрахунок не входять. Суми температур за декади або місяці отримують шляхом множення середньодекадної або середньомісячної температури на число днів декади або місяця.

Сума активних температур за неповні місяці розраховують за формулою:

$$\sum t = \frac{10+t}{2} \cdot n, \quad (10.25)$$

де  $\sum t$  – сума температур за неповний місяць на початку вегетаційного періоду, °С;

10,0 – температура повітря (°C) на дату переходу температури через 10 °C;  
 t – температура на останній день місяця;  
 n – період (число днів), за який підраховується сума.

Сума активних температур є показником наявних ресурсів тепла і визначає можливість досягання теплолюбних культур.

Сума ефективних температур – сума щоденних перевищень середньодобової температури повітря, що є вищою температури нижнього порогу початку вегетації. Суми ефективних температур для кожного виду організмів (рослин) різні. Так, для пшениці температурним порогом початку вегетації є +5 °C, для кукурудзи - +10 °C, для теплолюбних рослин, наприклад бавовник - +14 - 15°. Так, сума ефективних температур для появи шести пагонів озимих культур (> 5 °C) – 300 °C, для утворення трьох пагонів – 200 °C, для початку кушіння озимої пшениці – 134 °C, озимого жита – 119 °C.

Суму ефективних температур (X) розраховують за формулою:

$$X = (T - C)^o \cdot t, \quad (10.26)$$

де T – температура повітря;

C – температура порогу розвитку;

t – кількість годин або днів з температурою, що перевищує поріг розвитку.

Тепловий баланс – це рівновага/різниця між надходженням та витратами тепла. Основне джерело надходження тепла на земну поверхню – це потоки сонячної радіації. Основні складові витратної частини теплового балансу, це тепло, що витрачається на нагрівання ґрунту, повітря, та випаровування вологи є такі:

$$B = Q_n + P + EL, \quad (10.27)$$

де  $Q_n$  – витрати тепла на нагрівання ґрунту;

P – витрати тепла на турбулентний теплообмін з підстильною поверхнею;

EL – тепло, що виділяється при конденсації водяної пари на поверхні ґрунту або поглинається в процесі випаровування: прихована теплота пароутворення ( $L = 2,5$  кДж/г), та маса води, що випарувалася/сконденсувалася (E).

Внаслідок теплообміну тепло передається від одного тіла до іншого. Величина теплообміну визначається коефіцієнтом теплообміну ( $\alpha$ ):

$$\alpha = \frac{0,032 \cdot Re^{0,8} \cdot \lambda}{L}, \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{°C}, \quad (10.28)$$

де  $Re$  – число Рейнольдса ( $Re = vh/\gamma$ );

$\lambda$  – коефіцієнт теплопровідності повітря, Вт/м<sup>2</sup>·°C (при температурі повітря 20 °C,  $\lambda = 0,0257$  Вт/м<sup>2</sup>·°C);

$L$  – довжина за напрямом вітру, м;  
 $h$  – висота, м;  
 $v$  – швидкість вітру, м/с;  
 $\gamma$  – коефіцієнт кінематичної в'язкості повітря ( $1,45 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ ).

Тепловий потік (тепловіддачу,  $Q_{\text{пв}}$ ), між поверхнею ґрунту та повітрям можна визначити так:

$$Q_{\text{пв}} = \alpha F (T_{\text{н}} - T_{\text{в}}), \text{ Вт} \quad (10.29)$$

де  $F$  – площа поперечного перерізу потоку,  $\text{м}^2$ ;  
 $T_{\text{н}}$ ,  $T_{\text{в}}$  – температура поверхні ґрунту та на певній висоті,  $^{\circ}\text{C}$ .

Потоки тепла в ґрунт можна визначити за таким рівнянням:

$$Q_n = -\lambda \frac{dt}{dZ}, \text{ Дж/см}^2 \cdot \text{с}, \quad (10.30)$$

де  $\lambda$  – коефіцієнт теплопровідності ґрунту,  $\text{Дж/см}^2 \cdot \text{с} \cdot ^{\circ}\text{C}$ ;  
 $\frac{dt}{dZ}$  – градієнт температури ґрунту.

Турбулентні потоки тепла в атмосферу можна визначити за таким рівнянням:

$$Q_n = -\rho \cdot C_p \cdot \alpha_T \cdot K \frac{dT}{dZ}, \text{ Дж/см}^2 \cdot \text{с}, \quad (10.31)$$

де  $\rho$  – густина повітря (при  $20^{\circ}\text{C} = 1,164 \text{ кг/м}^3$ );  
 $C_p$  – теплоємність повітря,  $1005 \text{ Дж/кг} \cdot ^{\circ}\text{C}$ ;  
 $\alpha_T$  – відношення коефіцієнтів теплової та динамічної турбулентності;  
 $K$  – коефіцієнт турбулентності ( $0,1-0,2 \text{ м}^2/\text{с}$ );  
 $\frac{dT}{dZ}$  – градієнт температури,  $^{\circ}\text{C/см}$ .

### Завдання

**Задача 1.** Визначити вертикальний температурний градієнт за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Температура повітря на висоті 220 м, $^{\circ}\text{C}$	28,4	29,1	27,1	27,9	23,3	26,7	19,8	19,0	24,9	23,0
Температура повітря на висоті 2034 м, $^{\circ}\text{C}$	21,1	21,3	19,0	19,0	15,8	18,5	11,4	11,0	16,3	15,1

**Задача 2.** Розрахувати суму активних та ефективних температур за таких середньодобових температур (°C):

Дати	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
01/07	21,3	19,3	21,0	19,4	11,7	13,6	16,8	13,3	12,9	11,7
02/07	20,7	18,6	19,7	17,3	16,9	17,7	18,4	17,6	18,7	16,4
03/07	23,4	21,3	22,4	19,8	21,2	21,5	22,1	23,5	24,0	19,5
04/07	19,3	20,6	22,8	22,1	24,3	21,7	21,8	22,6	24,6	19,9
05/07	16,0	18,5	19,2	18,7	18,6	18,4	17,5	18,2	18,5	17,6
06/07	19,7	19,7	18,3	15,4	17,3	19,5	19,0	15,2	14,3	16,0
07/07	23,5	21,5	19,6	19,7	20,6	21,7	22,5	23,9	21,0	19,9
08/07	18,4	21,4	18,7	21,9	19,7	25,9	22,4	21,2	19,7	18,7
09/07	19,7	19,6	21,4	20,2	24,5	20,2	19,3	23,4	22,4	21,3
10/07	22,0	21,0	22,5	23,4	19,3	24,3	23,4	19,6	23,8	22,6
11/07	22,6	20,6	19,4	18,6	18,4	19,6	19,3	19,4	19,9	19,5
12/07	19,4	19,7	18,3	19,3	23,3	19,3	23,8	19,7	18,5	19,7
13/07	18,3	21,8	17,4	19,7	23,7	21,7	22,1	17,9	19,6	23,5
14/07	19,8	20,8	19,3	16,9	24,7	26,9	20,9	25,1	18,9	22,4
15/07	22,1	23,1	19,8	25,2	20,2	24,3	20,5	23,3	21,3	19,6
16/07	18,9	19,7	22,1	23,3	19,3	22,3	19,6	22,7	21,5	24,0
17/07	19,4	19,1	19,9	22,6	19,1	19,6	18,7	24,3	19,4	23,6
18/07	19,3	19,0	20,4	24,3	25,2	19,3	21,3	21,6	20,3	19,9
19/07	21,6	20,7	19,6	20,6	21,6	22,0	22,8	24,7	19,4	21,7
20/07	22,5	21,5	17,7	24,7	19,7	22,6	20,6	22,4	22,3	23,9
21/07	23,6	22,4	21,4	25,4	24,4	24,4	24,7	21,6	21,8	21,2
22/07	19,2	19,3	22,5	22,5	19,7	19,3	24,5	19,5	22,1	25,3
23/07	18,3	21,3	19,4	19,4	23,4	19,8	19,3	21,3	20,9	19,8
24/07	21,7	24,3	19,3	23,3	22,3	24,1	19,4	22,7	20,4	19,1
25/07	19,4	19,7	21,3	22,8	25,7	19,9	19,3	19,3	23,6	21,7
26/07	20,5	21,5	23,6	19,4	24,3	19,1	19,7	20,1	24,7	23,5
27/07	19,9	20,8	21,5	22,1	22,2	24,3	22,4	25,7	24,4	24,1
28/07	23,6	20,7	19,6	24,7	19,3	21,6	24,1	22,3	22,5	22,9
29/07	20,0	22,0	17,2	15,3	19,4	22,5	21,6	20,5	20,4	21,4
30/07	21,8	20,7	22,4	20,5	22,2	23,4	20,5	21,9	24,3	20,7

**Задача 3.** Для проходження фази цвітіння яблуні сорту Антонівка звичайно потрібно 120 °C ефективних температур понад +5 °C. Визначити середню добову температуру повітря за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Тривалість періоду цвітіння, діб	12	11	13	14	10	15	10	9	11	12

**Задача 4.** Визначити температуру повітря на висоті 50 м, якщо:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Температура повітря біля земної поверхні у липні, °С	38,5	39,1	36,3	37,4	33,1	36,5	29,1	29,5	29,9	28,2
Вертикальний температурний градієнт, °С/100 м	0,60	0,55	0,51	0,61	0,63	0,60	0,55	0,53	0,61	0,61

**Задача 5.** Визначити висоту, на якій температура повітря становить 10 °С, якщо на висоті 2,5 м умови були такими:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Температура повітря на висоті 2,5 м, °С	16,5	19,1	17,3	17,4	19,0	20,4	19,3	19,1	19,8	20,3
Вертикальний температурний градієнт, °С/100 м	0,60	0,55	0,51	0,61	0,63	0,60	0,55	0,53	0,61	0,61

**Задача 6.** Визначити амплітуду добового коливання температури поверхні ґрунту за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Покази максимального термометра, °С	30,1	29,9	32,4	31,8	30,6	28,2	33,0	31,9	28,7	29,0
Покази мінімального термометра, °С	16,5	19,1	17,3	17,4	19,0	20,4	19,3	19,1	19,8	20,3

**Задача 7.** Розрахувати коефіцієнт теплообміну ( $\alpha$ ) за такими даними ( $L=100$  м):

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Швидкість вітру ( $v$ ), м/с	2,1	2,9	3,4	3,8	3,6	2,8	3,3	3,9	4,7	5,0
Висота вимірювання ( $h$ ), м	0,5	0,3	0,7	0,4	0,9	1,4	1,3	2,1	1,8	2,3

**Задача 8.** Розрахувати тепловіддачу між поверхнею ґрунту та повітрям за такими даними\*:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Температура ( $T_n$ ), °С	22,0	18,9	23,5	23,4	19,6	16,8	15,4	14,9	19,7	21,2
Температура ( $T_b$ ), °С	21,5	19,3	20,6	22,4	18,7	15,1	14,5	15,8	18,0	20,5

\*  $F = 12 \text{ м}^2$ ;  $\alpha$  та  $h$  – з попереднього завдання.

**Задача 9.** Розрахувати тепловий баланс ( $B$ , Дж/см<sup>2</sup> · хв) підстильної поверхні за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Потоки тепла на турбулентний теплообмін (P)	1,20	1,71	1,34	1,42	1,91	1,60	1,55	1,92	1,65	1,17
Потоки тепла в ґрунт ( $Q_n$ )	42,4	39,1	40,5	42,3	19,7	25,1	35,1	35,9	31,7	30,4
Потоки тепла на випаровування вологи (EL)	1,26	1,19	1,20	1,27	1,89	1,51	1,42	1,18	1,05	1,25

**Задача 10.** Розрахувати витрати тепла на випаровування вологи (EL, Дж/см<sup>2</sup>·хв) за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Тепловий баланс (B)	13,4	19,2	20,7	12,1	19,0	15,6	17,4	18,1	11,9	10,5
Потоки тепла в ґрунт ( $Q_n$ )	0,12	0,17	0,15	0,14	0,18	0,16	0,25	0,20	0,06	0,17
Потоки тепла на турбулентний теплообмін (P)	0,95	1,10	0,44	0,73	0,99	1,13	1,26	1,12	0,78	0,65

### 10.5 Розрахунок вологості повітря

Вологість повітря – це кількість водяної пари, що міститься в повітрі. Дана кількість вологи може бути оцінена цілим рядом параметрів:

- абсолютна вологість ( $a$ ) – це кількість водяної пари у повітрі (г/м<sup>3</sup>);
- відносна вологість ( $f$ , %);
- парціальний тиск (пружність) водяної пари ( $e$ ) – це тиск, який створювала б водяна пара у повітря, за умови, що вона займає весь його об’єм (гПа);
- парціальний тиск (пружність) водяної пари при насиченні ( $E$ ) – максимальне значення парціального тиску при даній температурі (гПа, додаток E);
- дефіцит насичення водяної пари ( $d$ ) – різниця між парціальним тиском водяної пари при насиченні та парціальним тиском (гПа);
- температура точки роси ( $t_d$ ) – температура повітря, при якій водяна пара, що є у повітрі досягає ступеню насичення (°C).

Пружність водяної пари ( $e$ ) – це тиск, який створювала б водяна пара у повітря, за умови, що вона (водяна пара) займає весь об’єм повітря можна визначити за температурою “сухого” та “змоченого” термометрів за психрометричною формулою:

$$e = E - A_p(t - t'), \text{ гПа}, \quad (10.32)$$



де  $E'$  – тиск насиченої водяної пари при температурі поверхні, що випаровує («змоченого» термометра), гПа (додаток Е);

$A$  – стала психрометра (для станційного психрометра = 0,0007947, а для аспіраційного психрометра – 0,000662);

$p$  – атмосферний тиск, гПа;

$t$  – температура «сухого» термометра, °С;

$t'$  – температура «змоченого» термометра, °С.

Відносну вологість повітря ( $f$ , %) можна визначити за допомогою спеціальних «Психрометричних таблиць, (додаток Д)», або за такою формулою:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100. \quad (10.33)$$

Дефіцит насичення ( $d$ , гПа):

$$d = E - e. \quad (10.34)$$

Між ( $a$ , г/м<sup>3</sup>) та ( $e$ ) існує співвідношення:

$$\alpha = \frac{0,8 \cdot e}{1 + \alpha \cdot t}, \quad (10.35)$$

де  $e$  – парціальний тиск водяної пари, гПа;

$\alpha$  – коефіцієнт температурного розширення повітря ( $1/273 = 0,0036$ );

$t$  – температура, °С.

Сумарне випаровування ( $E_0$ , мм, або евапотранспірація) – випаровування з поверхні ґрунту та рослин:

$$E_0 = (W_{\text{п}} - W_{\text{к}}) + r_1 - r_2, \quad (10.36)$$

де  $r_1$  – кількість опадів, мм;

$r_2$  – кількість води, яка просочилася у нижні горизонти, мм;

$W_{\text{п}}$  та  $W_{\text{к}}$  – попередні та кінцеві запаси вологи у ґрунті, мм.

Повітря вважається насиченим вологою, якщо при даній температурі не може більше поглинати водяну пару і при щонайменшому охолодженні починають виділятися крапельки води у вигляді роси, туману, хмар. Сухим вважається повітря при подальшій його здатності поглинати вологу. Чим тепліше повітря, тим більше його здатність до поглинання вологи. Так, при температурі  $-20$  °С повітря містить не більше 1 г/м<sup>3</sup> води; при температурі  $+10$  °С – близько 9 г/м<sup>3</sup>, а при  $+20$  °С – близько 17 г/м<sup>3</sup>. Тому як при високій вологості повітря, так і при низькій – абсолютна вологість повітря може бути однаковою завдяки різниці в температурах. Розрахунок вологості повітря має

велике значення не лише для визначення погоди і клімату, але і для проведення багатьох технічних заходів, при зберіганні книг та музейних картин, при лікуванні легеневих хвороб тощо.

### Завдання

**Задача 1.** Чи може бути парціальний тиск водяної пари 20 гПа при температурі повітря 14,7 °С? Визначте температуру точки роси за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Парціальний тиск водяної пари при насиченні (E), гПа	20,9	25,7	23,4	16,7	10,9	11,1	12,6	11,2	10,7	10,6

**Задача 2.** Визначте відносну вологість повітря за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти*									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Температур (t) за «сухим» термометром, °С	10,9	16,3	12,5	17,4	19,1	14,2	13,7	10,1	17,7	12,3
Температур (t') за «змоченим» термометром, °С	8,3	15,4	10,1	15,1	17,7	11,2	12,0	8,0	15,1	10,3

\* Атмосферний тиск становить 1012 гПа.

**Задача 3.** Чи можлива абсолютна вологість повітря 1,0 г/м<sup>3</sup> за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Температур (t) повітря, °С	5,9	11,7	3,7	7,1	9,7	4,8	5,5	10,3	11,5	12,7

**Задача 4.** Визначте парціальний тиск водяної пари (e) та тиск насиченої водяної пари (E) за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Абсолютна вологість повітря (a), г/м <sup>3</sup>	13,7	14,1	13,2	17,8	8,5	14,3	15,7	12,4	17,2	14,0
Температура повітря (t), °С	23,8	22,6	24,8	17,0	22,1	15,9	17,7	19,1	10,4	22,9

**Задача 5.** Визначити відносну вологість повітря (f) за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Парціальний тиск водяної пари (e), гПа	1,3	14,6	3,4	17,9	1,7	17,6	3,9	2,0	25,3	20,1
Температура повітря (t), °С	13,7	20,2	14,5	17,0	12,5	18,4	17,7	10,2	10,4	12,5

**Задача 6.** Розрахувати дефіцит вологості повітря ( $d$ , г/Па) за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Парціальний тиск водяної пари ( $e$ ), гПа	18,3	14,6	13,4	17,9	21,7	17,6	13,9	22,4	25,3	20,1
Парціальний тиск водяної пари при насиченні ( $E$ ), гПа	21,1	15,2	18,1	19,7	24,4	19,2	12,6	25,1	27,4	23,6

**Задача 7.** Знайти температуру точки роси ( $t_d$ ), якщо парціальний тиск водяної пари при насиченні дорівнює:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$E$ , гПа	25,9; 22,0; 17,9;	13,2; 26,8; 17,0;	6,7; 14,4; 12,0	14,1; 6,6; 14,9;	10,7; 11,9; 7,3;	15,8; 17,7; 8,9;	12,5; 16,6; 8,8;	11,4; 16,0; 26,9;	19,7; 11,6; 9,4;	12,0; 18,9; 8,7;

### 10.6 Розрахунок атмосферних опадів, вологості ґрунту та випаровування вологи з ґрунту

Волога ґрунту – один з незамінних факторів життя рослин. Вологість ґрунту – це вміст води у ґрунті.

Абсолютна вологість ґрунту – це вміст її у ґрунті у мм, м<sup>3</sup>/га або т/га.

Відносна вологість ґрунту – це відношення маси води, що міститься в ґрунті, до маси сухого ґрунту в тому ж об'ємі ( $W_n$ , у % до маси сухого ґрунту):

$$W_n = \frac{m_1 - m_2}{m_2} \cdot 100, \quad (10.37)$$

де  $m_1$  – маса вологого ґрунту, г;

$m_2$  – маса абсолютно сухого ґрунту, г.

Після визначення вмісту вологи у ґрунті ( $W_n$ , %) можна розрахувати її запаси ( $H$ , мм) для певного шару ґрунту ( $h$ , см):

$$H = 0,1 \cdot W_n \cdot d \cdot h, \quad (10.38)$$

де  $d$  – об'ємна маса ґрунту, г/см<sup>3</sup> або на 1 га поля (Н, м<sup>3</sup>/га або т/га):

$$H = 0,1 \cdot W_n \cdot d \cdot h \cdot 10. \quad (10.39)$$

Розрахувати кількість доступної (продуктивної) вологи ( $H$ , мм) в ґрунті можна так:

$$H = 0,1 (W_n - K) \cdot d \cdot h, \quad (10.40)$$

де  $K$  – вологість в'янення, %.

Водний баланс метрової товщі ґрунту та водопостачання рослин можна розрахувати так:

$$W_{oc} + W_{oz} + W_{\phi} = W_n + W_o - W_k, \quad (10.41)$$

де  $W_{oc}$  – запаси вологи у розрахунковому шарі ґрунту наприкінці осені попереднього року, мм;

$W_{oz}$  – опади за період осінь-зима, мм;

$W_{\phi}$  – витрати води на інфільтрацію, мм;

$W_n$  – початкові запаси вологи у розрахунковому шарі ґрунту, мм;

$W_o$  – опади за літній період, мм;

$W_k$  – кінцеві запаси вологи у розрахунковому шарі ґрунту, мм.

Крім приведених водний баланс також може включати, наприклад, величини поверхневого стоку ( $W_c$ ) та притоку ( $W_{сп}$ ). Якщо рельєф ділянки рівнинний, величиною поверхневого стоку/притоку ( $W_c$ , та  $W_{сп}$ ) можна знехтувати. Сумарне випаровування у такому випадку можна виразити так:

$$W = W_n + W_o - W_k.$$

У спрощеній формі водний баланс поля ( $B$ , мм) визначають так:

$$W_n + r = W_k - E_0, \quad (10.42)$$

де  $W_n$  – запаси вологи на початку розрахункового періоду, мм;

$W_k$  – запаси вологи на кінець розрахункового періоду, мм;

$E_0$  – сумарне випаровування, мм;

$r$  – опади, мм;

Випаровування з ґрунту ( $B$ , мм) можна розрахувати за формулою:

$$B = 0,02 (M_1 - M_2) + (R - I), \quad (10.43)$$

де  $M_1$  – вага випарника при попередньому зважуванні, г;

$M_2$  – вага випарника у момент зважування, г;

$R$  – кількість опадів, що випали за періодами між контрольними зважуваннями, мм;

$I$  – кількість води у водозбірній посудині, мм.

Коефіцієнт 0,02 служить для переведення вагових одиниць (г) в лінійні (мм).

Кількість води, яка випарувалася ( $W$ , мм) розраховується так:

$$W = \frac{10}{S} \cdot (P_1 + P_2) + x - y, \quad (10.44)$$

де  $S$  – площа випарника, см<sup>2</sup>;

$P_1$  – маса випарника з монолітом при попередньому зважуванні, кг;

$P_2$  – маса випарника з монолітом при поточному зважуванні, кг;

$x$  – опади, що випали за період спостережень, мм;

$y$  – вода, яка просочилася через ґрунт перед поточним зважуванням, мм.

Спостереження за випаровуванням вологи досить трудомістка операція. Тому такі вимірювання проводяться на метеостанціях та дослідних станціях з використанням спеціальних стаціонарних кранів.

Атмосферні опади – це вода в рідкому або твердому стані, що випадає з атмосфери на земну поверхню. Кількість опадів вимірюють товщиною  $u$  мм шару води, який утворився б на поверхні Землі, коли б опади не стікали, не випаровувалися і не просочувалися у ґрунт. Шар опадів висотою 1 мм відповідає об'єму 1 л/м<sup>2</sup> або обсягу 10 т/га. Інтенсивність атмосферних опадів ( $I$ ) – це кількість опадів (мм) за одиницю часу, (напр. хв.):

$$I = \frac{h}{t}, \quad (10.45)$$

де  $h$  – кількість опадів, мм;

$t$  – час, хв.

Опади у вигляді снігу формують сніговий покрив. При снігомірних зйомках визначаються висота снігового покриву, щільність снігу та запаси води в ньому. Також можуть визначатися ступінь покриття ґрунту снігом та характер залягання снігового покриву. Щільність і висоту снігового покриву визначають за допомогою вагового снігоміра (рис 6.3). Даний прилад дозволяє визначити масу снігу ( $m$ , г), висоту снігового покриву ( $h$ , см) та об'єм снігу ( $V$ , см<sup>3</sup>).

Щільність снігу ( $d$ , г/см<sup>3</sup>) можна визначити так:

$$d = \frac{m}{V} = \frac{5 \cdot n}{50 \cdot h} = \frac{n}{10 \cdot h}, \quad (10.46)$$

де  $m$  – маса снігу, г;

$V$  – об'єм снігу, г/см<sup>3</sup>;

$h$  – висоту снігового покриву, см;

$n$  – число поділок на вагах снігоміра (ціна поділки – 5 г).

При відомих значеннях щільності снігу та його висоти запаси води ( $W$ , мм) у ньому знаходимо так:

$$W = 10 \cdot h \cdot d. \quad (10.47)$$

Перемножимо одержаний результат на 10 (1 мм води = 10 т/га, чи 10 м<sup>3</sup>/га води) і отримаємо запаси води на 1 га.

### Завдання

**Задача 1.** Визначити вологість ґрунту ( $W_n, \%$ ) за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Глибина відбору зразків ґрунту – 0-5 см										
Маса бюкса, г	25,3	25,8	26,0	25,5	25,2	26,4	27,1	27,0	26,3	25,9
Маса бюкса з ґрунтом до висушування, г	64,1	65,3	61,9	59,1	58,4	61,7	67,3	66,4	60,1	59,2
Маса бюкса з ґрунтом після висушування, г	61,8	63,2	58,0	56,1	55,4	58,7	64,5	63,1	57,9	56,3
Глибина відбору зразків ґрунту – 5-10 см										
Маса бюкса, г	25,7	25,1	25,0	25,6	25,0	26,0	26,0	27,2	26,0	25,7
Маса бюкса з ґрунтом до висушування, г	63,9	64,1	62,6	61,5	60,4	64,4	61,1	60,3	61,8	62,6
Маса бюкса з ґрунтом після висушування, г	60,0	60,9	58,5	58,0	57,1	60,7	59,1	57,2	57,7	58,1
Глибина відбору зразків ґрунту – 10-20 см										
Маса бюкса, г	24,4	24,1	25,2	24,8	24,7	25,3	25,1	24,9	25,5	24,9
Маса бюкса з ґрунтом до висушування, г	60,7	60,2	61,7	60,9	59,7	58,8	60,3	64,1	60,7	61,5
Маса бюкса з ґрунтом після висушування, г	59,0	58,8	57,4	56,8	55,0	55,1	57,0	60,1	57,8	58,2
Глибина відбору зразків ґрунту – 20-30 см										
Маса бюкса, г	25,3	24,7	25,0	25,6	25,1	24,2	26,6	26,7	25,0	25,8
Маса бюкса з ґрунтом до висушування, г	66,8	63,2	64,6	61,7	67,6	61,8	63,1	64,2	62,5	60,4
Маса бюкса з ґрунтом після висушування, г	64,5	59,3	60,3	58,8	64,1	58,3	59,1	60,3	57,8	57,1
Глибина відбору зразків ґрунту – 30-40 см										
Маса бюкса, г	24,4	24,8	26,8	25,7	24,3	24,1	25,7	25,6	26,1	26,9
Маса бюкса з ґрунтом до висушування, г	62,7	63,1	65,6	63,8	67,1	63,8	64,7	64,1	63,5	61,9
Маса бюкса з ґрунтом після висушування, г	58,7	59,4	61,2	59,7	64,0	59,3	60,5	60,9	57,7	58,4

**Задача 2.** Розрахувати запаси вологи у ґрунті (Н, мм) за таких умов:\*

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Щільність ґрунту у шарі 0-20 см (d), г/см <sup>3</sup>	1,20	1,15	1,14	1,09	1,05	1,17	1,21	1,23	1,17	1,15
Щільність ґрунту у шарі 20-40 см (d), г/см <sup>3</sup>	1,23	1,25	1,13	1,18	1,19	1,21	1,26	1,25	1,19	1,18

\*Інші вихідні дані беруться з попереднього завдання.

**Задача 3.** Обчислити вміст води в ґрунті та запаси доступної продуктивної вологи (Н, мм) за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Маса вологого ґрунту (m <sub>1</sub> , г)	11,9	16,3	12,5	17,4	19,1	14,2	13,7	10,1	17,7	12,3
Маса сухого ґрунту (m <sub>2</sub> , г)	8,3	15,4	10,1	15,1	17,7	12,2	12,0	8,0	15,1	10,3
Щільність ґрунту (d), г/см <sup>3</sup>	1,20	1,15	1,14	1,09	1,05	1,17	1,21	1,23	1,17	1,15
Вологість в'янення (K, %)	3,0	4,7	1,2	4,8	5,9	2,7	9,1	7,3	6,8	8,1
Глибина (h, см)	30	90	70	60	100	90	40	50	70	80

**Задача 4.** Визначте середньодобове випаровування вологи з ґрунту за випарником ГГІ-500-50 за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти*									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Вага випарника при попередньому зважуванні, (M <sub>1</sub> , кг)	43,5	44,1	43,3	47,7	48,3	44,9	45,6	42,4	47,2	44,0
Вага випарника у момент зважування, (M <sub>2</sub> , кг)	42,8	42,6	40,8	46,0	47,1	43,9	43,7	39,1	40,4	42,9
Кількість опадів, що випали за періодами між контрольними зважуваннями, (R, мм)	10	6	12	5	9	14	18	10	3	5
Кількість води у водозбірній посудині, (I, мм)	3	1	5	2	4	8	8	3	1	2

\* Тривалість досліду 5 діб.

**Задача 5.** Розрахувати водний баланс поля ( $B$ , мм) за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Запаси вологи у шарі ґрунту 0-100 см весною, мм	266	292	221	278	252	247	280	275	295	304
Запаси вологи у шарі ґрунту 0-100 см осінню, мм	169	154	132	145	175	160	157	149	186	195
Опади ( $r$ , мм)	147	185	194	128	155	194	157	196	144	132
Коефіцієнт поверхневого стоку ( $k$ )	0,23	0,34	0,12	0,24	0,15	0,18	0,22	0,20	0,19	0,14

**Задача 6.** Визначити водний баланс розрахункового (0-100 см) шару ґрунту і сумарного водопостачання за таких умов:

Вихідні дані	Варіанти									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Дати визначення запасів вологи восени ( $W_{oc}$ )*	30/10	25/10	31/10	27/10	25/10	30/10	25/10	31/10	27/10	25/10
Дати визначення початкових запасів вологи в розрахунковому шарі ґрунту ( $W_p$ )	03/04	06/04	04/04	07/04	02/04	03/04	06/04	04/04	07/04	02/04
Дати визначення кінцевих запасів вологи в розрахунковому шарі ґрунту ( $W_k$ )	02/11	04/11	01/11	03/11	05/11	02/11	04/11	01/11	03/11	05/11
Запаси вологи ( $W_{oc}$ ), мм	121	125	147	134	152	133	115	141	135	121
Запаси вологи ( $W_p$ ), мм	145	144	164	147	169	150	134	155	157	142
Запаси вологи ( $W_k$ ), мм	85	90	77	80	71	90	72	67	84	91

\*Дати обліку опадів за літній період – це період часу від дати визначення початкових запасів вологи до дати визначення кінцевих запасів вологи в розрахунковому шарі ґрунту. Дати обліку опадів за період осінь-зима – це період часу від дати визначення кінцевих запасів вологи до дати визначення початкових запасів вологи в розрахунковому шарі ґрунту. Кількість атмосферних опадів ( $W_o$ ) за період вегетації сільськогосподарських культур (від дати ( $W_p$ ) до дати ( $W_k$ )) наведені у додатку 6. Кількість опадів за цілі місяці додаємо, а за неповні – спочатку знаходимо кількість опадів за один день шляхом ділення середньомісячної кількості опадів на число днів відповідного місяця, а потім, шляхом множення отриманого результату на кількість днів знаходимо опади за неповний місяць



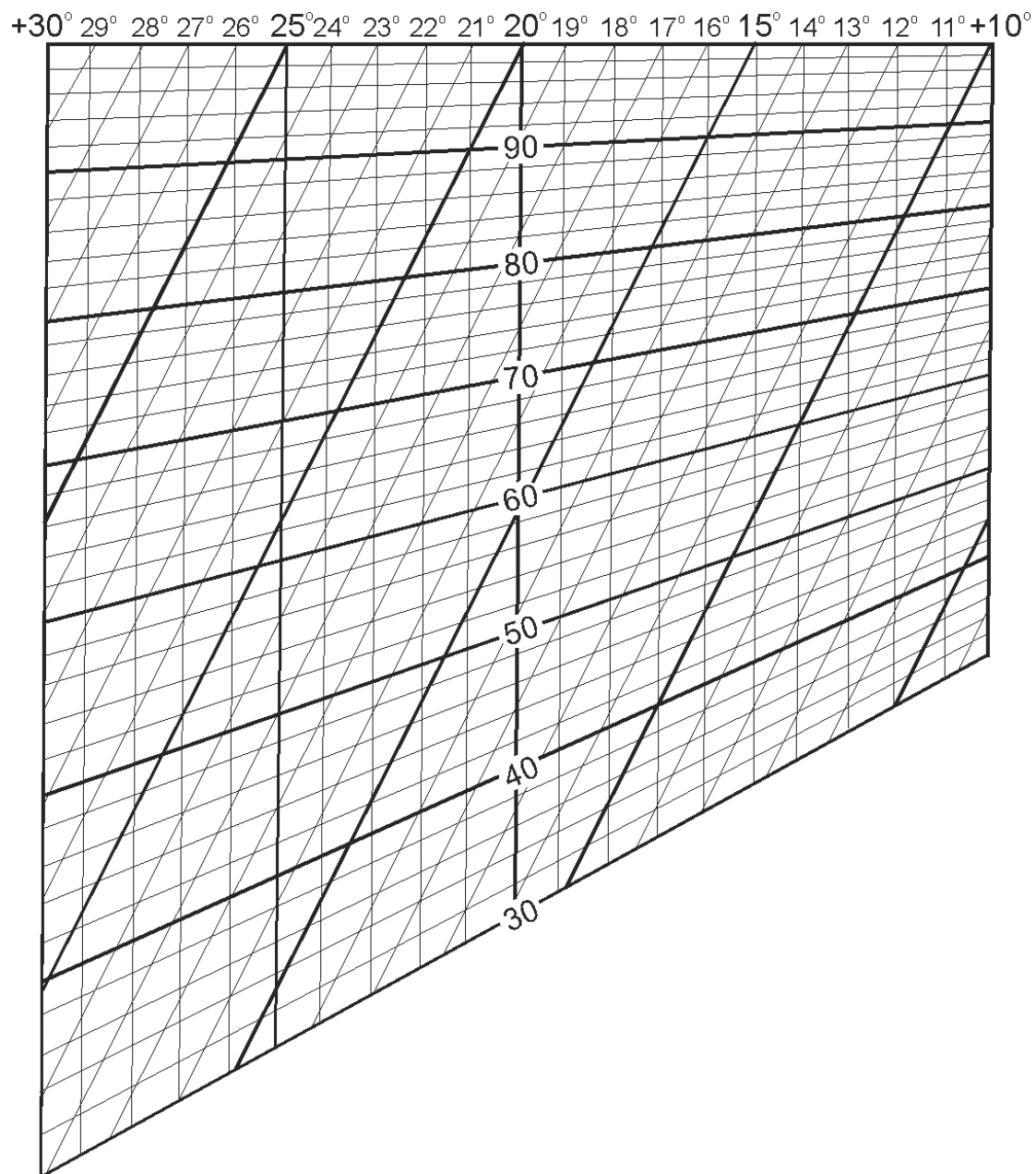
## ВИКОРИСТАНА ЛІТЕРАТУРА

1. Таранова Н. Б. Метеорологія і кліматологія : конспект лекцій. Тернопіль : Редакційно-видавничий відділ ТНПУ, 2019. 292 с.
2. Вінчук М. М. Практикум з метеорології та кліматології : навчальне видання. Житомир : ЖДТУ, 2019. 102 с.
3. Долгілевич М. Й. Метеорологія та кліматологія : навчальний посібник. Житомир : ЖДТУ, 2005. 325 с.
4. Решетченко С. І. Метеорологія та кліматологія : навчальний посібник. Харків : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2015. 220 с.
5. Коваленко Ю. Л. Метеорологія і кліматологія : конспект лекцій. Харків : ХНУМГ ім. О. М. Бекетова, 2018. 240 с.
6. Проценко Г. Д. Метеорологія та кліматологія. Київ : Національний педагогічний університет імені М. П. Драгоманова, 2007. 265 с.
7. Долгілевич М. Й., Радіонова Т. М. Практикум з метеорології та кліматології : навчальний посібник. Житомир : ЖІТІ, 2002. 201 с.
8. Корнус А. О. Методичні вказівки до практичних занять із дисципліни «Метеорологія і кліматологія». Суми : Сумський державний університет, 2021. 73 с.
9. Нетробчук І. М. Метеорологія та кліматологія : методичні рекомендації до самостійної роботи. Луцьк : Вежа Друк, 2019. 38 с.
10. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. World Meteorological Organization, 2008. 681 p.
11. Nicholson S. E. Dryland Climatology. Florida State University, 2011. 530 p.
12. Weihong Q. Temporal Climatology and Anomalous Weather Analysis. School of Physics, Peking University. Beijing, China : Springer Nature Singapore Pte Ltd, 2017. 697 p.

# ДОДАТКИ

Додаток А

## Психрометричний графік



Психрометрична таблиця розрахунку відносної вологості

Температура за сухим термометром, °C	Температура за вологим термометром, °C																	
	10,0	10,5	11,0	11,5	12,0	12,5	13,0	13,5	14,0	14,5	15,0	15,5	16,0	16,5	17,0	17,5	18,0	18,5
	Відносна вологість повітря, %																	
12	78	83	89	94	100													
13	69	74	79	84	89	94	100											
14	60	65	70	74	79	84	90	95	100									
15	52	57	61	66	71	75	80	85	90	95	100							
16	46	50	54	58	63	67	71	76	81	85	90	95	100					
17	39	43	47	51	55	59	64	68	71	77	81	86	90	95	100			
18	34	37	41	45	49	53	56	61	65	69	73	77	82	86	91	95	100	
19	29	32	36	39	43	46	50	54	58	62	66	70	74	78	82	86	91	95
20	24	27	30	34	37	41	44	48	52	55	59	63	66	70	74	78	82	86
21	20	23	26	29	32	36	39	42	46	49	53	56	60	64	67	71	75	79
22	16	19	22	25	28	31	34	37	40	44	47	50	54	57	61	64	68	71
23	13	16	18	21	24	27	30	33	36	39	42	45	48	51	55	58	62	66
24		12	15	18	20	23	26	28	31	34	37	40	43	46	49	53	56	59
25			11	14	17	19	22	25	27	30	33	36	38	41	44	47	50	53

## Тиск насичених водяних парів

Темпера- тура повітря, °С	Тиск насичених водяних парів, мм.рт.ст	Темпера- тура повітря, °С	Тиск насичених водяних парів, мм.рт.ст	Темпера- тура повітря, °С	Тиск насичених водяних парів, мм.рт.ст
+7	7,513	+13	11,231	+19	16,477
+7,5	7,775	+13,5	11,604	+19,5	16,999
+8	8,045	+14	11,987	+20	17,735
+8,5	8,323	+14,5	12,382	+20,5	18,085
+9	8,609	+15	12,788	+21	18,650
+9,5	8,905	+15,5	13,205	+21,5	19,231
+10	9,209	+16	13,634	+22	19,827
+10,5	9,521	+16,5	14,046	+22,5	20,440
+11	9,884	+17	14,530	+23	21,068
+11,5	10,176	+17,5	14,997	+23,5	21,714
+12	10,518	+18	15,477	+24	22,377
+12,5	10,870	+18,5	15,971	+24,5	23,060

## Множники та префікси для утворення кратних та частинних одиниць

Множник	Префікс	Позначення		Множник	Префікс	Позначення	
		укр.	міжн.			укр.	міжн.
$10^{24}$	йота	Й	Y	$10^{-1}$	деци	д	d
$10^{21}$	зета	ЗТ	Z	$10^{-2}$	санти	с	c
$10^{18}$	екса	Е (Э)	E	$10^{-3}$	мілі	м	m
$10^{15}$	пета	П	P	$10^{-6}$	мікро	мк	μ
$10^{12}$	тера	Т	T	$10^{-9}$	нано	н	n
$10^9$	гіга	Г	G	$10^{-12}$	піко	п	p
$10^6$	мега	М	M	$10^{-15}$	фемто	ф	f
$10^3$	кіло	к	k	$10^{-18}$	ато	а	a
$10^2$	гекто	г	h	$10^{-21}$	зепто	зп	z
10	дека	дк	da	$10^{-24}$	йокто	й	y

Значення синусів кутів від  $0^\circ$  до  $90^\circ$ 

$0^\circ$	0	-	-	-	-
$1^\circ$	0,017452	$31^\circ$	0,515038	$61^\circ$	0,87462
$2^\circ$	0,034899	$32^\circ$	0,529919	$62^\circ$	0,882948
$3^\circ$	0,052336	$33^\circ$	0,544639	$63^\circ$	0,891007
$4^\circ$	0,069756	$34^\circ$	0,559193	$64^\circ$	0,898794
$5^\circ$	0,087156	$35^\circ$	0,573576	$65^\circ$	0,906308
$6^\circ$	0,104528	$36^\circ$	0,587785	$66^\circ$	0,913545
$7^\circ$	0,121869	$37^\circ$	0,601815	$67^\circ$	0,920505
$8^\circ$	0,139173	$38^\circ$	0,615661	$68^\circ$	0,927184
$9^\circ$	0,156434	$39^\circ$	0,62932	$69^\circ$	0,93358
$10^\circ$	0,173648	$40^\circ$	0,642788	$70^\circ$	0,939693
$11^\circ$	0,190809	$41^\circ$	0,656059	$71^\circ$	0,945519
$12^\circ$	0,207912	$42^\circ$	0,669131	$72^\circ$	0,951057
$13^\circ$	0,224951	$43^\circ$	0,681998	$73^\circ$	0,956305
$14^\circ$	0,241922	$44^\circ$	0,694658	$74^\circ$	0,961262
$15^\circ$	0,258819	$45^\circ$	0,707107	$75^\circ$	0,965926
$16^\circ$	0,275637	$46^\circ$	0,71934	$76^\circ$	0,970296
$17^\circ$	0,292372	$47^\circ$	0,731354	$77^\circ$	0,97437
$18^\circ$	0,309017	$48^\circ$	0,743145	$78^\circ$	0,978148
$19^\circ$	0,325568	$49^\circ$	0,75471	$79^\circ$	0,981627
$20^\circ$	0,34202	$50^\circ$	0,766044	$80^\circ$	0,984808
$21^\circ$	0,358368	$51^\circ$	0,777146	$81^\circ$	0,987688
$22^\circ$	0,374607	$52^\circ$	0,788011	$82^\circ$	0,990268
$23^\circ$	0,390731	$53^\circ$	0,798636	$83^\circ$	0,992546
$24^\circ$	0,406737	$54^\circ$	0,809017	$84^\circ$	0,994522
$25^\circ$	0,422618	$55^\circ$	0,819152	$85^\circ$	0,996195
$26^\circ$	0,438371	$56^\circ$	0,829038	$86^\circ$	0,997564
$27^\circ$	0,45399	$57^\circ$	0,838671	$87^\circ$	0,99863
$28^\circ$	0,469472	$58^\circ$	0,848048	$88^\circ$	0,999391
$29^\circ$	0,48481	$59^\circ$	0,857167	$89^\circ$	0,999848
$30^\circ$	0,5	$60^\circ$	0,866025	$90^\circ$	1

## Максимальний тиск водяної пари, гПа

t, °C	Десяті частки градуса									
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
6	9,4	9,4	9,5	9,5	9,6	9,7	9,7	9,8	9,9	10
7	10,0	10,1	10,2	10,2	10,3	10,4	10,4	10,5	10,6	10,6
8	10,7	10,8	10,9	11,0	11,0	11,1	11,2	11,2	11,3	11,4
9	11,5	11,6	11,6	11,7	11,8	11,9	12,0	12,0	12,1	12,2
10	12,3	12,4	12,5	12,6	12,7	12,8	12,8	12,9	13,0	13,0
11	13,1	13,2	13,3	13,4	13,5	13,6	13,7	13,8	13,8	13,9
12	14,0	14,1	14,2	14,3	14,4	14,5	14,6	14,7	14,8	14,9
13	15,0	15,1	15,2	15,3	15,4	15,5	15,6	15,7	15,8	15,9
14	16,0	16,1	16,2	16,3	16,4	16,5	16,6	16,7	16,8	17,0
15	17,1	17,2	17,3	17,4	17,5	17,6	17,7	17,8	18,0	18,1
16	18,2	18,3	18,4	18,5	18,7	18,8	18,9	19,0	19,1	19,3
17	19,4	19,5	19,6	19,8	19,9	20,0	20,1	20,3	20,4	20,5
18	20,6	20,8	20,9	21,0	21,2	21,3	21,4	21,6	21,7	21,8
19	22,0	22,1	22,3	22,4	22,5	22,7	22,8	23,0	23,1	23,2
20	23,4	23,5	23,7	23,8	24,0	24,1	24,3	24,4	24,6	24,7
21	24,9	25,0	25,2	25,4	25,5	25,7	25,8	26,0	26,1	26,3
22	26,5	26,6	26,8	26,9	27,1	27,3	27,4	27,6	27,8	27,9
23	28,1	28,3	28,5	28,6	28,8	29,0	29,2	29,3	29,5	29,7
24	29,9	30,0	30,2	30,4	30,6	30,8	31,0	31,1	31,3	31,5
25	31,7	31,9	32,1	32,3	32,5	32,7	32,9	33,0	33,2	33,4
26	33,6	33,8	34,0	34,2	34,4	34,6	34,9	35,3	35,1	35,3
27	35,7	35,9	36,1	36,3	36,5	36,8	37,0	37,2	37,4	37,6
28	37,8	38,1	38,3	38,5	38,7	39,0	39,2	39,4	39,6	39,9
29	40,1	40,3	40,6	40,8	41,0	41,3	41,5	41,8	42,0	42,2
30	42,5	42,7	43,0	43,2	43,5	43,7	44,0	44,2	44,5	44,7
31	45,0	45,2	45,5	45,8	46,0	46,3	46,5	46,8	47,1	47,3
32	47,6	47,9	48,1	48,4	48,7	49,0	49,2	49,5	49,8	50,1
33	50,4	50,6	50,9	51,2	51,5	51,8	52,1	52,4	52,7	53,0
34	53,5	53,6	53,8	54,2	54,5	54,8	55,1	55,4	55,7	56,0

Навчально-методичне видання  
(українською мовою)

Белоконь Каріна Володимирівна  
Манідіна Євгенія Анатоліївна

## **МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ**

Навчально-методичний посібник  
для здобувачів ступеня вищої освіти бакалавра  
спеціальності 183 «Технології захисту навколишнього середовища»  
освітньо-професійної програми «Технології захисту навколишнього  
середовища»

Рецензенти: *Є.О. Тулушев, О.Г. Добровольська*  
Відповідальний за випуск *Ю.О. Белоконь*  
Коректор *К.В. Белоконь*